

А. Н. Важнов

ГИДРОЛОГИЯ РЕК

ДОПУЩЕНО МИНИСТЕРСТВОМ ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНИКА
ДЛЯ СТУДЕНТОВ УНИВЕРСИТЕТОВ СПЕЦИАЛЬНОСТИ „ГЕОГРАФИЯ“

Издательство Московского университета
1976

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

кафедра гидрологии суши Пермского университета;
доктор географических наук, профессор *В. Д. Комаров*

$\frac{20806-104}{В 077(с2)-76}$ 170-76

© Издательство Московского университета, 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга предназначена в качестве учебника по курсу гидрологии рек для студентов-гидрологов географических факультетов университетов. Основное внимание уделено процессам, протекающим в реках и их бассейнах, а также методам гидролого-географического анализа и обобщений, необходимым для последующего усвоения специальных дисциплин — учения о стоке, водохозяйственных расчетов, гидрологических прогнозов, учения о русловых процессах. В книге излагаются не только физические основы гидрологических явлений, наблюдающихся в речных руслах, но и процессы формирования стока в бассейне в тесной связи с другими факторами физико-географического комплекса.

В начале книги приводятся основные положения непрерывного мирового влагооборота и определения места реки в этом влагообороте. Далее рассматриваются закономерности поступления и накопления воды в бассейне (осадков, снежного покрова, подземных вод), ее расходования (испарение, инфильтрация) и движения. Это подводит студентов к основным разделам — изучению процессов, протекающих в самих руслах, водного, термического, ледового и руслового режимов рек.

Принципам географических обобщений уделяется большое внимание. Это необходимо как для лучшего усвоения в последующих курсах методики расчетов и прогнозов элементов гидрологического режима, так и для дальнейшего развития этой методики в условиях больших природных различий на территории нашей страны и ограниченности материалов наблюдений.

В свете решений XXV съезда КПСС и ряда важных постановлений партии и правительства по рациональному использованию и охране природных ресурсов рассматриваются вопросы влияния хозяйственных мероприятий на режим рек и общие перспективы развития водных ресурсов. Последнее особенно важно в связи с проводимой

по постановлению ЦК КПСС и Совета Министров СССР разработкой долгосрочного перспективного плана развития народного хозяйства страны на 1976—1990 гг.

При изложении физических и географических закономерностей формирования режима рек используется аппарат математического анализа явлений в пределах, согласующихся с программой математических дисциплин, изучаемых на географических факультетах. Во второй главе приводятся основные понятия математического моделирования гидрологических процессов, которое приобретает в настоящее время широкое развитие в гидрологии.

Учебник написан в соответствии с программой и учебным планом кафедры гидрологии, с учетом читаемых студентам специальных дисциплин по метеорологии и климатологии, геоморфологии, гидрогеологии, озероведению, гидравлике и гидромеханике, учению о стоке, гидрологическим прогнозам. Поэтому некоторые вопросы в нем освещены очень кратко, в той мере, в какой это необходимо для понимания гидрологического режима рек.

При написании книги автор во многом основывался на учебнике профессора Б. А. Аполлова «Учение о реках», вышедшем во втором издании в 1963 г. и служившем основным пособием для студентов-гидрологов, а также учебном пособии профессора А. И. Чеботарева «Общая гидрология», изданном в 1960 г., в котором раздел о реках занимает большое место.

Автор выражает благодарность профессору В. Д. Быкову и профессору Ю. М. Матарзину, старшему научному сотруднику В. А. Скорнякову, доцентам С. Я. Вартазарову, А. В. Васильеву, К. Г. Тихоцкому и Г. В. Цыцарину за ценные замечания и пожелания, высказанные при просмотре и рецензировании рукописи, а также кандидату географических наук И. С. Федоровой и старшей лаборантке Л. В. Еремеевой за помощь в подготовке рукописи к печати.

ГЛАВА I

ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГИДРОЛОГИИ РЕК

Содержание гидрологии рек, ее задачи и связь с другими науками. Гидрология рек является обособившимся разделом общей гидрологии — науки о водных объектах земного шара: океанах и морях, озерах и водохранилищах, реках, болотах, ледниках и подземных водах, составляющих водную оболочку Земли, ее гидросферу. Она изучает закономерности формирования рек и процессы, происходящие в них, в тесной связи с физико-географической средой и хозяйственной деятельностью человека. Гидрология рек, таким образом, — это часть физической географии, изучающая явления, протекающие на поверхности земного шара, их формирование и развитие.

Важнейшими характеристиками рек являются уровень воды, количество проносимой воды и твердого материала, температура воды, ледовые явления, русловые процессы. Закономерные изменения во времени этих признаков характеризуют гидрологический режим данной реки. Режим реки формируется под влиянием многих факторов, господствующая роль среди которых принадлежит климату. На это еще в 1884 г. обратил внимание русский климатолог А. И. Воейков.

Кроме климата, на режим рек влияют факторы, связанные с бассейном — его рельеф, строение русловой сети, характер почвы и более глубоких слоев земной коры, растительный покров и характер культивации земель. Поэтому при изучении рек необходимо рассматривать не только движение воды в руслах, но и все явления и процессы, протекающие в бассейне данной реки. К ним относятся: склоновое стекание осадков, инфильтрация дождевых и талых вод, внутрипочвенное движение воды, испарение и транспирация как пути расходования влаги и другие процессы.

Следовательно, задачей гидрологии рек является *изучение закономерностей формирования стока в бассейне, движения воды в реках и их режима*, обусловленного физико-географическими и

климатическими условиями территории. Познавание этих закономерностей позволит наиболее рационально использовать реки в интересах народного хозяйства.

Река является источником жизни на Земле. Она дает воду для орошения и обводнения земель, используемых в сельском хозяйстве, служит целям транспорта, водоснабжения и источником получения энергии. Река — это большое богатство. Но она может принести и огромные бедствия при прохождении высоких паводков и паводков.

Человек должен сохранять и наиболее эффективно использовать это природное богатство и одновременно оградить себя от возможных бедствий. На современном этапе человечество не довольствуется пассивным использованием ресурсов рек, которые как по территории, так и во времени распределяются неравномерно, что не всегда благоприятно для их использования. Густонаселенные районы многих стран уже испытывают острую нехватку в водных ресурсах. Поэтому все в больших масштабах проводятся мероприятия по регулированию рек путем создания водохранилищ и передачи воды из более обводненных районов в засушливые.

В нашей стране эти реконструктивные мероприятия проводятся планомерно и в больших масштабах. Созданы и продолжают создаваться каскады водохранилищ на Волге, Каме, Днепре, Ангаре, Енисее и других реках. Намечается переброска стока северных и северо-западных рек европейской части Союза в бассейны Каспийского и Азовского морей, стока сибирских рек в Казахстан и Среднюю Азию.

Передача воды из северных районов в южные повлияет на водный баланс больших территорий и условия питания рек. Изменяется режим грунтовых вод и их поступления в русла. В зоне недостаточного увлажнения, где расширятся мелиоративные мероприятия, преобразятся ландшафты, а это повлечет за собой изменения условий стекания и потерь осадков.

Все это приведет к изменениям режима рек и речных систем в целом. В будущем активное вмешательство человека в гидрологические процессы будет непрерывно возрастать. В связи с этим перед гидрологией рек встала задача изучения влияния хозяйственных мероприятий на гидрологический режим речных систем, речной сток, движение наносов, химические и биологические свойства речных вод.

Большое значение приобретает разработка теории долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов водных ресурсов, изменяющихся как под влиянием естественных причин (внутривековые и вековые циклические колебания), так и под влиянием деятельности человека.

Режим рек связан с характером их питания, в котором принимают участие воды озер, болот, ледников и подземные воды. Поэтому гидрология рек тесно связана с другими разделами гидрологии суши — озераведением, гидрологией водохранилищ, болот,

ледников, а также учением о подземных водах, которое находится на стыке географических (гидрология) и геологических (гидрогеология) наук.

Изучение процессов, протекающих на водосборах, может успешно проводиться лишь при хорошем понимании физико-географических процессов и явлений. Следовательно, наука о реках должна развиваться не только в тесной связи с дисциплинами гидрологического цикла, но и с другими географическими науками — климатологией, геоморфологией, ботаникой, почвоведением.

С другой стороны, изучение явлений, наблюдающихся в самом русле — колебаний уровня, скоростей течения и расхода воды, движения наносов и русловых процессов, фазовых превращений воды, — требует обширных знаний в области физики, термо- и гидродинамики, гидравлики.

Река является элементом физико-географического ландшафта, изменяющегося с течением времени. Она находится в тесной зависимости от комплекса природных условий, эрозионной деятельности самого водного потока и деятельности человека. Сток, в свою очередь, является важнейшим фактором развития географических комплексов. Он играет роль транспорта, в частности питательных солей и биогенных веществ, без чего не может быть обмена в природе. В учение о стоке как факторе возникновения и развития природных комплексов большой вклад внес С. Д. Муравейский (1960). Он подчеркивал, что сток следует рассматривать как категорию историческую.

СССР занимает первое место в мире по количеству рек и их суммарной протяженности: число рек с площадями бассейнов более 100 км² превышает миллион. Естественно, что полное изучение всех рек в отдельности практически не осуществимо. Поэтому современная гидрология идет по пути выявления закономерностей, присущих рекам определенных физико-географических районов и районирования территории по важнейшим гидрологическим признакам.

Изучая закономерность изменения уровня и расхода воды, термiku и ледовый режим, твердые выносы и русловые процессы, гидролог опирается на результаты регулярных многолетних натурных наблюдений на реках, которыми занимается гидрометрия. Сеть гидрометрических станций охватывает не только крупные и средние, но и очень малые реки с площадями водосборов в сотни и даже десятки квадратных километров, особенно в горных районах. В системе гидрометслужбы СССР насчитывается до 7000 пунктов опорной сети, на которых ведутся гидрологические наблюдения, а вместе с ведомственной сетью число пунктов возрастает до 10 000.

Для отечественной гидрологии характерно сочетание экспериментальных исследований с теоретическими физико-географическими исследованиями, рассматривающими гидрологические явления как результат сложного взаимодействия комплекса природ-

ных факторов. Под экспериментальными исследованиями при этом понимаются не только наблюдения на гидрометеорологических станциях постоянной сети, но и так называемый активный эксперимент, осуществляемый в закрытых и полевых лабораториях типа Валдайской научно-исследовательской лаборатории Государственного гидрологического института, а также в экспериментальных речных бассейнах.

Обработка и анализ данных наблюдений производятся с широким привлечением высшей математики и быстродействующей вычислительной техники.

Роль гидрологии рек в народном хозяйстве. Гидрология рек возникла и развивалась в тесной связи с потребностями человека. В настоящее время трудно назвать отрасль народного хозяйства, которая бы не пользовалась услугами гидрологии. К наиболее заинтересованным отраслям относятся: гидроэнергетика, сельское хозяйство, особенно в районах орошаемого земледелия, речной транспорт (судоходство и лесосплав), строительство мостов и дорог, водоснабжение, рыбное хозяйство.

Строительство гидравлических электрических станций, начиная от самых малых местного значения, до энергетических гигантов мощностью до 4—5 млн. кВт, таких, как Красноярская ГЭС на Енисее, Братская и Иркутская на Ангаре, волжские станции имени В. И. Ленина и имени XXII съезда КПСС, требует определения многолетних характеристик стока для расчета параметров сооружения и составления графиков выработки электроэнергии. Наряду с элементами водного режима при проектировании водохранилищ используются данные по стоку наносов и ледовому режиму. В период эксплуатации крупных гидроузлов особенное значение приобретают долгосрочные (с заблаговременностью до года) прогнозы притока воды в водохранилище, необходимые для планирования работы станций. Составление таких прогнозов возможно лишь при наличии научно обоснованной методики, разработке которой предшествуют длительные наблюдения в натуре и глубокий анализ условий формирования стока. Прогнозы, в том числе и краткосрочные, необходимы и в период строительства объектов для предупреждения о возможных внезапных подъемах уровня воды и паводках. Методика прогнозов рассматривается в специальном курсе «Гидрологические прогнозы».

Эксплуатация крупных тепловых станций сопровождается использованием большого количества воды. Поэтому при проектировании их также требуются расчеты характеристик стока той реки, которая будет использоваться станцией.

Сельское хозяйство засушливой зоны, в частности на территории Средней Азии, Казахстана, Закавказья, Крыма, юга Украины и Северного Кавказа, является крупнейшим потребителем речных вод. Крайне ограниченные ресурсы пресной воды вынуждают к максимально расчетливому использованию ее на орошение земель

и обводнение пастбищ. В этих условиях исключительно большое значение приобретают расчеты и прогнозы стока за вегетационный период в целом и его распределения во времени. Последнее в методическом отношении весьма сложно и требует глубокого анализа гидрометеорологических процессов в бассейне. Гидрология рек дает теоретическую основу расчетов элементов водного режима, методика которых рассматривается в отдельном курсе учения о стоке.

Специфика требований речного транспорта состоит в том, что в данном случае требуется изучение механизма движения наносов и деформаций речного русла (на незарегулированных участках), влияющих на состояние судоходных путей. Кроме того, судоходство нуждается в прогнозах глубин в период низкой водности рек, времени вскрытия и замерзания их, лимитирующих продолжительность и сроки навигации.

При строительстве мостов как на больших, так и на малых реках прежде всего необходимы расчеты максимальных расходов половодья и паводков. Во многих горных районах южной полосы железные и шоссейные дороги сильно страдают от эпизодических селевых паводков, несущих большое количество твердого материала и обладающих большой разрушительной силой. Исследованиям селеактивности, вероятных размеров селей и возможности их образования в тех или иных конкретных условиях сейчас уделяется большое внимание.

Знание режима уровней и расходов воды, глубин и русловых преобразований необходимо для рыбного хозяйства, коммунального и промышленного водоснабжения.

Планомерное развитие экономики в нашей стране требует комплексного изучения рек, разработки научных основ управления их режимом и предсказания количественных и качественных изменений в будущем.

Основные этапы развития гидрологии рек. Ранний этап истории гидрологии. Современная наука о реках сложилась в XX столетии, но отдельные ее разделы создавались раньше, главным образом начиная со второй половины XIX в.

Уже в глубокой древности, задолго до начала нашей эры, в связи с использованием рек как источников питьевой воды, для орошения и в транспортных целях велись наблюдения за колебаниями уровня воды на крупнейших реках Востока и появились первые попытки объяснить процессы, происходящие в реках.

В период расцвета древнегреческой культуры (VI—III вв. до н. э.), когда строились большие ирригационные системы, создавались искусственные водопроводы в городах, философы-натуралисты (Фалес Милетский, Анаксимандр, а позднее Демокрит, Платон) пытались проникнуть в тайны круговорота воды на земле и объяснить происхождение рек. Однако эти рассуждения были сугубо отвлеченными и ошибочными. Наиболее верные взгляды были высказаны Аристотелем (IV в. до н. э.), который полагал, что на

сушу вода поступает с океана в виде водяных паров, а подземные источники образуются в результате проникания в грунт осадков, выпадающих в горах. Этот взгляд позднее был положен в основу инфильтрационной теории подземных вод, которая впервые была изложена в трактате римского инженера Марка Витрувия Поллио (I век до н. э.).

В средние века развитие естественных наук задерживалось церковью и многие прогрессивные взгляды древних философов признавались ересью. Лишь в эпоху Возрождения ученые снова вернулись к вопросам влагооборота на земле. Взгляды Аристотеля были развиты в работах Леонардо да Винчи (конец XV — начало XVI в.). Однако количественные соотношения между осадками, речным стоком и испарением оставались нераскрытыми.

Первые шаги в этом направлении были сделаны только в XVII в., когда французский исследователь Пьер Перро путем сравнения измеренных осадков и стока реки Сены показал, что речной сток составляет лишь небольшую часть выпадающих осадков. Это подтвердилось в дальнейшем расчетами физика Мариотта.

Внимание ученых привлекал также вопрос о происхождении подземных вод. В 1580 г. Б. Полисси, основываясь на наблюдениях за источниками, пришел к выводу, что они существуют только за счет дождей, т. е. подтвердил ту точку зрения, которая существовала со времени Аристотеля.

С развитием судоходства и гидротехнического строительства на реках Западной Европы и России все более расширяются гидрографические работы и наблюдения над колебаниями уровня воды.

С целью улучшения судоходных путей в начале XVIII в. были составлены проекты соединения рек Москвы и Волги, Волги и Дона, Днепра и Западной Двины. Проводились изыскания по строительству Вышневолоцкой, Тихвинской и Марининской водных систем, Ладожских каналов, часть которых была осуществлена.

С целью изучения рек и озер территорий Европейской России и Сибири были организованы экспедиции, по материалам которых составлялись гидрографические описания водных объектов.

Во второй половине XVIII и в XIX в. мероприятия по улучшению водных путей значительно расширились. Исключительно широкий размах приняли экспедиционные исследования. Из числа наиболее крупных гидрографических экспедиций следует назвать экспедиции по исследованию болот Полесья (в бассейне р. Припяти) и в более северных районах, организованные в связи с намечавшимся осушением болотных массивов. Эти работы были начаты в 1873 г. и продолжались до 1898 г. В 1895 г. широкие мелиоративные изыскания проводились в Сибири на водоразделах рек Тобола, Ишима и Иртыша, в Барабинской степи.

В 1880—1902 гг. на территории бывших Уральской и Семиреченской областей, Самарской, Саратовской и Астраханской губер-

ний, Северного Кавказа и Закавказья работала экспедиция, изучавшая возможности орошения юга России.

Большое хозяйственное и научное значение имела также организованная в 1894 г. Министерством земледелия и государственных имуществ экспедиция для исследования истоков главнейших рек. Поводом послужило все укреплявшееся мнение об обмелении рек в связи с вырубкой лесов в их верховьях и распашкой луговых угодий. Итогами работ экспедиций, действовавших с 1894 по 1903 г., явились 63 выпуска трудов, содержащих материалы гидрометеорологических наблюдений и описания верховий рек Волги, Днепра, Оки, Дона, Западной Двины.

Систематические стационарные наблюдения над уровнями воды начались в России с организации в 1875 г. при Министерстве путей сообщения Навигационно-описной Комиссии, которая возглавила все гидрографические работы и изучение уровня режима рек. В 1881 г. впервые были опубликованы сведения об уровнях воды на реках и озерах Европейской России, накопившиеся за предшествующие годы. В дальнейшем эти публикации проводились регулярно. Примерно с этого же времени начались измерения расходов воды на Волге, Оке, Каме, Днепре и Северной Двине.

Вторая половина XIX в. ознаменовалась не только широким развитием гидрографических работ, но и появлением ряда фундаментальных теоретических исследований. Главными направлениями этих исследований были различные аспекты влагооборота и проблемы русловых процессов. Выдающаяся роль принадлежит русским ученым, среди которых выделяются А. И. Воейков, В. М. Лохтин, Н. С. Лелявский, В. В. Докучаев, заложившие основы современной гидрологии рек. Отечественная гидрология в это время как по размаху экспедиционных и стационарных исследований, так и по глубине теоретических проработок занимала ведущее положение в мировой гидрологии.

В книге А. И. Воейкова «Климаты земного шара, в особенности России» (1884) положено начало современным представлениям о водном балансе. Воейков определил роль климатических элементов, особенно осадков, в формировании стока и водного режима рек, значение снежного покрова как гидрологического и геофизического фактора. Им предложена климатическая классификация рек мира, оказавшая влияние на дальнейшее развитие гидрологии рек.

В трудах В. М. Лохтина и Н. С. Лелявского изложены основные положения современного учения о русловых процессах. В. В. Докучаевым разработаны научные основы регулирования водного хозяйства русских степей; в его работах прослеживается эволюция поверхности и речных русел в степной зоне, рассматриваются вопросы взаимодействия элементов климата, ландшафта и речных потоков.

Обширные гидрографические исследования продолжались и в начале XX в. Они проводились не только на европейской, но и на

азиатской территории России — в бассейнах Амура, Лены, Витима, Енисея, Ангары, Оби, Иртыша, оз. Байкала. Одновременно работали экспедиции по изучению рек Средней Азии, Кавказа, Крыма и Дальнего Востока с целью развития орошаемого земледелия и хлопководства.

Теоретические исследования в этот период были направлены главным образом на изучение водного баланса речных бассейнов, роли отдельных факторов в балансе — осадков, температуры, испарения, а также на изучение термических и ледовых условий на реках. Изыскивались способы расчета максимальных расходов снегового половодья и паводков. Большой вклад в развитие этих направлений сделан Н. И. Максимовичем, М. А. Рыкачевым, Е. В. Оппоковым, В. Е. Тимоновым, Э. М. Ольдекопом, Н. Е. Долговым, А. Пенком, Э. Брикнером.

Послеоктябрьский период. До Великой Октябрьской революции гидрологические исследования носили разрозненный характер и сосредоточивались главным образом на отраслях, в которых были заинтересованы речной транспорт и орошаемое земледелие. Гидрология как целостная наука создавалась после Октябрьской революции, когда имелись предпосылки для планомерного использования водных ресурсов. В этих условиях стал возможным комплексный подход к освоению рек в интересах многих отраслей народного хозяйства.

В 1919 г. по инициативе В. И. Ленина был создан Государственный гидрологический институт (ГГИ), на который была возложена задача всестороннего и систематического изучения всех водных ресурсов нашей страны.

В 1929 г. создается Гидрометеорологическая служба СССР. В 1930 г. начаты работы по составлению Водного кадастра Союза ССР, которые были завершены к 1941 г. Широкое развитие получили исследования по усовершенствованию методов расчета максимальных расходов весеннего половодья, по расчету испарения и прогнозам водного режима рек. Теоретические исследования в области гидрологии опирались на непрерывно растущую сеть гидрометеорологических станций, находящихся в ведении Гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР. Для исследования процессов формирования стока и элементов водного баланса создавались стокосы и экспериментальные полевые лаборатории. В 60-х годах в связи с осуществлением работ по программе Международного Гидрологического Десятилетия (1965—1974 гг.) организован большой комплекс гидрологических наблюдений на так называемых экспериментальных бассейнах.

Планомерное развитие исследований по гидрологическим прогнозам начато в 1938 г., когда образовалась Центральная служба гидрологических прогнозов. В 1943 г., с момента создания Центрального института прогнозов, эти исследования получили дальнейшее развитие.

Большую роль в координации научных работ, проводимых армией гидрологов, сыграли Всесоюзные гидрологические съезды: I — в 1924 г., II — в 1928 г., III — в 1957 г. и IV — в 1973 г.

В 1950 г. начаты подготовительные работы по составлению нового Водного кадастра СССР; первые справочники кадастра поверхностных вод вышли в свет в 1963 г. и к настоящему времени это издание в основном закончено.

Советские гидрологи сделали большой вклад в развитие гидрологии. Многие ее отрасли созданы почти заново, другие получили широкое развитие. В гидрологические исследования и расчеты внедрены новейшие методы, базирующиеся на теории вероятностей и математической статистике.

В области водного баланса разработаны вопросы испарения с водной поверхности и речного бассейна, стока и его изменчивости по территории и во времени. Большие успехи по проблеме русловой турбулентности позволили по-новому осветить вопросы структуры скоростного поля, движения наносов и русловых процессов, термики и ледовых явлений. Коренным образом переработана и развита методика гидрологических расчетов и создана методика гидрологических прогнозов. Одновременно широко проводились гидрографические исследования и разработка методики производства полевых работ.

В создании основ современной речной гидрологии большая заслуга принадлежит советским ученым: В. Г. Глушкову, Д. И. Кочерину, М. А. Великанову, Б. В. Полякову, Б. Д. Зайкову, В. М. Маккавееву, А. В. Огиевскому, Е. В. Близняку, Л. К. Давыдову, Б. А. Аполлову, Г. И. Шамову, Г. В. Лопатину, Г. П. Калинину и многим другим.

В развитии гидрологии принимает участие большой коллектив ученых, работающих в учреждениях Гидрометеорологической службы, Академии наук СССР и союзных республик, в университетах страны, научных и проектных учреждениях.

В последние десятилетия изучаются новые проблемы гидрологии в соответствии с требованиями современного развития народного хозяйства, в свете решений партии и правительства по наиболее рациональному использованию природных ресурсов.

Значительные успехи достигнуты и в исследовании многолетних колебаний речного стока, которые проводятся с целью установления циклов относительно многоводных и маловодных лет по величинам сезонного и годового стока. Исследуется степень согласованности (синхронности) многолетних колебаний стока рек в различных речных системах. Все это необходимо для повышения эффективности совместного использования водных ресурсов больших территорий в энергетических и водохозяйственных комплексах.

Заметные шаги сделаны советскими учеными в направлении выяснения пространственно-временных связей гидрологических элементов для обширных территорий континентов и для Земли в

целом (так называемые глобальные исследования), выявления зон синхронного и асинхронного колебаний стока и общих для этих территорий генетических и статистических закономерностей его формирования. Эти исследования начаты в нашей стране по инициативе Г. П. Калинина.

Проводится количественная оценка интенсивности влагооборота в масштабе Земли и вероятных изменений осадков в связи с реконструкцией речных систем и развитием мелиорации.

Начаты исследования по использованию в гидрологических целях информации, получаемой с искусственных спутников Земли.

Советские гидрологи активно участвуют в международных гидрологических организациях, в частности в Ассоциации научной гидрологии Международного Геофизического Союза.

Литература

- Великанов М. А. Гидрология суши, изд. 4. Л., Гидрометиздат, 1964.
Вендров С. Л. Проблемы преобразования речных систем. Л., Гидрометиздат, 1970.
Гаврилов А. М., Попов И. В. Гидрология и народное хозяйство. Л., Гидрометиздат, 1960.
Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометиздат, 1968.
Муравейский С. Д. Реки и озера. М., Географиз, 1960.
Соколов А. А. Гидрография СССР. Л., Гидрометиздат, 1964.
Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР. Л., Гидрометиздат, 1970.
Федосеев И. А. Развитие гидрологии суши в России. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Чеботарев А. И. Общая гидрология (воды суши). Л., Гидрометиздат, 1960.

Река является одним из звеньев влагооборота, непрерывно совершающегося на Земле. Количество воды в реках связано с количеством влаги, испаряющейся с поверхности Мирового океана и материков, движением воды в атмосфере и на суше.

В главе рассматриваются основные звенья мирового влагооборота и содержание воды на Земле. Предварительно дается определение основных характеристик стока, которые необходимы для понимания характеристик влагооборота. Далее излагаются некоторые физические свойства воды и особенности режимов течения воды — турбулентного и ламинарного, знание которых необходимо при изучении процессов движения воды на склонах, в грунте и речных руслах и ее фазовых превращений.

Значительное место занимает изложение методов водного и теплового баланса, широко применяемых в гидрологических исследованиях.

ВЛАГООБОРОТ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Главнейшие характеристики речного стока. Для количественной оценки элементов влагооборота, особенно его речного цикла, полезно начать с определения характеристик стока: расхода воды, объема стока, модуля и слоя стока и других.

Расход воды является основной характеристикой водности реки. Он представляет собой количество воды, проносимой в единицу времени через поперечное сечение реки; обозначается Q и выражается в метрах кубических в одну секунду ($\text{м}^3/\text{с}$). С величиной расхода воды связаны все другие элементы режима реки: уровень, скорость течения, мутность потока и т. д. Измеренный гидрометрическими приборами расход принимается за мгновенный. С помощью методов гидрометрии могут быть вычислены средне-

суточные расходы. Путем осреднения ежедневных величин за соответствующие интервалы времени вычисляются среднедекадный, среднемесечный и среднегодовой расходы. Осредняя те или иные значения расходов за многие годы, получают средние многолетние величины.

Объем стока — количество воды, проносимой через данное сечение реки за интервал времени t секунды; измеряется в метрах кубических (m^3), обозначается V . Согласно определению

$$V = QT \text{ м}^3, \quad (\text{II-1})$$

где Q — расход воды в m^3/c , средний за интервал T секунд.

В частном случае объем годового стока вычисляется:

$$V_r = 31,5 \cdot 10^6 Q_r \text{ м}^3, \quad (\text{II-2})$$

где Q_r — среднегодовой расход, $31,5 \cdot 10^6$ — число секунд в году.

Модуль стока — количество воды, стекающей с единицы площади речного бассейна в единицу времени; измеряется в литрах в секунду с одного квадратного километра ($л/с \cdot км^2$), обозначается M . Между расходом и модулем стока имеется соотношение:

$$M = 1000 \frac{Q}{F} \text{ л/с} \cdot км^2, \quad (\text{II-3})$$

где F — площадь бассейна в $км^2$. Как и расход воды, модуль стока может быть мгновенным (секундным), среднесуточным, среднедекадным, среднегодовым. По смыслу модуль стока характеризует удельную водность реки; он удобен при сравнении разных рек и используется при картировании величин стока.

Слой стока. При исследовании водного баланса территории величину стока приходится сравнивать с количеством атмосферных осадков и испарением, выражаемыми в миллиметрах слоя воды. В этом случае объем стока также целесообразно выражать в слое воды, равномерно распределенной по площади бассейна, который обозначается y . Между объемом стока, расходом воды и слоем стока существует соотношение:

$$y = \frac{V}{1000F} = \frac{QT}{1000F} \text{ мм.} \quad (\text{II-4})$$

В частности, слой годового стока:

$$y_r = 31,5 \cdot 10^3 \frac{Q_r}{F} \text{ мм.} \quad (\text{II-5})$$

Если известен среднегодовой модуль стока, то соответствующий ему слой стока, отнесенный ко всей площади бассейна, получится:

$$y_r = 31,5 M \text{ мм.} \quad (\text{II-6})$$

Норма стока. Величина годового стока сильно колеблется из года в год. При этом обнаруживается чередование групп отно-

сительно маловодных и относительно многоводных лет. Продолжительность таких групп различна: от 2—3 до десятков лет. Поэтому для характеристики стока данной реки вычисляют среднюю величину годового стока за достаточно большое число лет, причем длительность ряда принимается такой, чтобы число маловодных и многоводных групп было одинаковым. Полученная величина называется средним многолетним годовым стоком или нормой стока. Величина нормы стока обычно характеризуется средним многолетним расходом воды или соответствующим ему модулем или слоем стока.

Модульный коэффициент представляет собой отношение среднего расхода воды данного года к среднемноголетнему его значению. Он характеризует, таким образом, уровень водности данного года по сравнению со средней за много лет. Заметим, что аналогичным образом могут вычисляться модульные коэффициенты годовых осадков и испарения с речного бассейна.

Коэффициент стока есть отношение высоты слоя стока за какой-либо интервал времени к количеству осадков (x), выпавших на водосборе и обусловивших этот сток:

$$\eta = \frac{y}{x}. \quad (\text{II-7})$$

Он характеризует долю осадков, пошедших на образование стока. Чаше вычисляется средний многолетний коэффициент годового стока, но при решении некоторых задач можно рассматривать коэффициент стока за интервалы времени меньше года.

Вода на земном шаре. Полный объем свободной (несвязанной) воды на Земле округленно равен $1,45 \cdot 10^9$ км³. Из этого количества в морях и океанах содержится $1,34 \cdot 10^9$ км³, т. е. 92%, в верхних слоях земной коры в свободном виде — около 60 млн. км³ (4%). Остальная часть приходится на все поверхностные воды суши — озера, реки, болота и ледники, причем в ледниках, главным образом в Антарктиде и Гренландии, находится абсолютно преобладающая часть поверхностных вод суши.

Большое количество воды содержится в литосфере в физически и химически связанном состоянии. Некоторое количество паровозной влаги находится в атмосфере (около 14 тыс. км³) и заполняет пустоты в земной коре. Наконец, вода содержится во всех растительных и животных организмах, в совокупности составляющих биосферу Земли.

Из всей площади поверхности Земли, равной 510 млн. км², поверхность Мирового океана занимает 361 млн. км² (71%), а поверхность суши — 149 млн. км² (29%). Но площадь поверхности всех водоемов суши очень невелика — менее 3% суши. Ледники захватывают значительно большую площадь — около 11% суши.

Если подсчитать суммарный объем воды во всех реках мира, то он окажется приближенно равным 2120 км³, т. е. почти в мил-

лион раз меньше объема воды в Мировом океане и почти в 11 тыс. раз меньше количества воды, накопившейся в ледниках.

На поверхности материков выделяют две категории областей: периферийные (сточные) и замкнутые или бессточные. К периферийным относятся те участки суши, с которых реки выносят воду в Мировой океан. Замкнутые же области не имеют стока в океан.

В свою очередь, ареал периферийных областей делят на Атлантический и Тихоокеанский склоны. Первый включает бассейны всех рек, впадающих в Атлантический и Северный Ледовитый океаны, а второй — бассейны рек Тихого и Индийского океанов. Границу между этими склонами называют главным водоразделом Земли.

В табл. 1 приводятся крупнейшие реки мира, относящиеся к периферийным и бессточным областям (в порядке убывания площадей бассейнов).

Таблица 1

КРУПНЕЙШИЕ РЕКИ МИРА

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина, км
Атлантический склон		
Амазонка (Южная Америка)	6915	6280
Парана (Южная Америка)	4250	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	3050
Ориноко (Южная Америка)	1000	2740
Дунай (Европа)	817	2860
Тихоокеанский склон		
Амур с Аргунью (Азия)	1855	4440
Янцзы (Азия)	1800	5520
Замбези (Африка)	1330	2660
Ганг с Брахмапутрой (Азия)	1730	3000
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

Средний годовой объем стока поверхностных вод на земном шаре составляет около $45\,000\text{ км}^3$, что на всю площадь суши дает слой стока 300 мм. Объем стока с периферийных областей равен $44\,000\text{ км}^3$ или в слое около 370 мм. В процентном отношении сток с периферийных областей составляет около 98% общего объема стока с суши. Следовательно, на долю стока всех бессточных территорий приходится всего 2%, хотя общая их площадь равна примерно $\frac{1}{5}$ всей площади суши.

Наиболее многоводными на земном шаре являются: западное побережье Северной Америки севернее 40 параллели, экваториальная часть американского континента (бассейн р. Ориноко и часть левобережья Амазонки), атлантическое побережье Скандинавии, острова Суматра, Борнео, Новая Гвинея и некоторые другие участки суши в тропическом поясе. Годовой сток здесь достигает 2000 мм и более. В то же время огромные площади в центре Азии, на Африканском континенте, Аравийском полуострове и в Австралии имеют ничтожный сток (менее 50 мм).

Общий круговорот воды. Между водными объектами гидросферы — океанами, морями, реками, озерами, болотами и подземными водами верхней зоны земной коры — происходит непрерывный водообмен, осуществляющийся в виде общепланетарного круговорота воды. Энергетической основой этого мощного влагооборота являются солнечная энергия и сила тяжести.

Ежегодно поверхностью земли поглощается $500\text{ кДж}/(\text{см}^2\cdot\text{год})$ ($120\text{ ккал}/\text{см}^2\cdot\text{год}$) коротковолновой радиации. За вычетом эффективного излучения поверхности, равного $180\text{ кДж}/(\text{см}^2\cdot\text{год})$, радиационный баланс ее составляет $320\text{ кДж}/(\text{см}^2\cdot\text{год})$. Из этого количества на испарение с Мирового океана и суши расходуется около $260\text{ кДж}/(\text{см}^2\cdot\text{год})$, т. е. 81% всей величины радиационного баланса.

Накопление влаги в атмосфере происходит главным образом за счет испарения с поверхности океанов. Водяной пар, распространяясь в сторону материков, частично конденсируется и выпадает в виде осадков еще над океаном, завершая тем самым малый круговорот воды. Значительная часть водяного пара достигает суши. При благоприятных условиях он образует осадки, которые стекают по склонам и далее по речным руслам, частью просачиваются в почву, задерживаются в замкнутых водоемах. В дальнейшем вода с поверхности земли и из почвы снова испаряется. Но часть ее проникает в глубокие слои грунта и питает водоносные горизонты подземных вод. Последние с течением времени отдают свои запасы в реки или непосредственно в океаны и моря.

Влага, поступившая в атмосферу в результате местного испарения, движется с общим воздушным потоком в глубь материка и снова участвует в образовании осадков. Такие внутриматериковые обороты могут повторяться несколько раз, но рано или поздно вода воздушным или наземным путем достигает океана.

Вода, собираемая реками периферийных областей, непосредственно изливается в Мировой океан. Вода же, скапливающаяся в реках бессточных областей, например в Каспийской впадине, испаряется и попадает в океан в общем потоке водяных паров.

Тем или иным путем вся вода возвращается в океан, и таким образом замыкается большой круговорот воды на Земле.

Интенсивность общего влагооборота обычно оценивается с помощью отношения общего количества осадков, выпадающих за

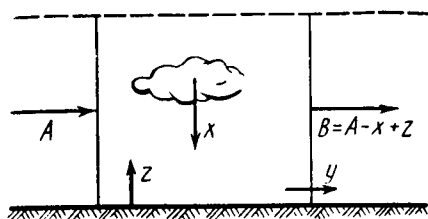


Рис. 1. Схема внутриматерикового влагооборота

год на всю поверхность Земли, к среднему содержанию воды в атмосфере. Принимая средние для всей Земли годовые осадки 1130 мм, получаем полный объем их около $577\,000\text{ км}^3$. Общее количество влаги в атмосфере оценивается примерно в $13\,000\text{ км}^3$. Следовательно, показатель интенсивности планетарного влагооборота равен 44. Если же вычислить величины указанного отношения от-

дельно для разных широт на земном шаре, то они будут существенно различаться: в субтропиках интенсивность влагооборота оказывается в два раза меньше, а в умеренном поясе — на 10% выше средней.

Внутриматериковый влагооборот. Обороты влаги на материке, то есть выпадение осадков и последующее испарение части их, могут повторяться несколько раз. Чем больше таких оборотов, тем дальше влага проникает на материк и увлажняет все более удаленные от океана территории.

Влагооборот ограниченной области можно представить следующей схемой (рис. 1). Количество водяного пара, вышедшего за пределы области, B , выражается уравнением:

$$B = A - x + z, \quad (\text{II-8})$$

где A — количество водяного пара, поступившего извне; $x = x_1 + x_2$ — полное количество осадков, выпавших в пределах области; x_1 — так называемые «внешние» (адвективные) осадки, выпавшие за счет влаги, принесенной извне, x_2 — «внутренние» осадки, выпавшие за счет влаги от местного испарения z .

Из уравнения (II-8) можно видеть, что с возрастанием испарения z количество парообразной влаги, выносимой за пределы области, возрастает. В то же время повышается интенсивность влагооборота, так как с увеличением испарения увеличиваются осадки x_2 , а значит и общая их сумма x . В пределе, когда $z = x$, B становится равным A , т. е. за пределы области выносится столько же водяного пара, сколько поступает извне. При этом речной сток y уменьшается до нуля.

Величины осадков и испарения, определяющие интенсивность влагооборота, зависят от характера подстилающей поверхности — рельефа, растительного покрова, вида землепользования, наличия больших водоемов и заболоченных пространств. Большинство из этих факторов изменялось за геологические эпохи, значит изменялась и интенсивность влагооборота. Однако при современном уровне развития производительных сил преобразование лика Земли может происходить очень быстро благодаря активному вмешательству человека.

Отсюда понятно стремление ученых оценить возможности сознательного воздействия на влагооборот в направлении улучшения условий увлажнения засушливых территорий. А для этого прежде всего необходимо определить роль местных осадков, обязанных своим происхождением внутриматериковому влагообороту.

Проблема внутриматерикового влагооборота давно привлекала внимание ученых. А. И. Воейков признавал влияние местного испарения на осадки. Он полагал, что в умеренных широтах местное испарение увеличивает осадки преимущественно в теплую половину года. Большое значение он придавал лесам как накопителям влаги. Человек, по мнению Воейкова, может повлиять на климат путем изменения характера подстилающей поверхности.

Такого же мнения придерживался и И. И. Касаткин (1932), много занимавшийся вопросами влагооборота. Он полагал, что такие хозяйственные мероприятия, как насаждение лесов, мелиорация болот, орошение сельскохозяйственных угодий и интенсификация земледелия, «осознательно» влияют на влагооборот, и если они будут проводиться «в очень крупных размерах», то могут «вносить в климатические условия страны некоторые изменения». Подчеркивая положительное влияние леса на увлажнение воздуха, он в то же время отмечал, что изменение количества лесов мало влияет на величину речного стока.

Более поздние исследования советских и зарубежных ученых позволили приблизительно количественно оценить роль местных осадков во внутриконтинентальном влагообороте. В качестве критерия интенсивности местного влагооборота было принято отношение общей суммы осадков, выпадающих в среднем за год на рассматриваемой территории x , к количеству осадков внешнего (адвективного) происхождения x_1 . Это отношение называется коэффициентом влагооборота и выражается:

$$k = \frac{x}{x_1} = 1 + c \frac{zL}{2uq}, \quad (\text{II-9})$$

где z — местное испарение, L — линейный размер рассматриваемой области, u — средняя скорость потоков воздуха, переносящих водяной пар, q — среднее влагосодержание воздуха на наветренной стороне контура территории и c — коэффициент размерности.

Из выражения (II-9) следует, что с возрастанием ареала увеличивается доля местных осадков и коэффициент влагооборота.

Согласно расчетам советских ученых коэффициент влагооборота для европейской части Союза составляет примерно 1,10—1,14, а для территории Евразии в полосе между 40° и 70° с. ш. он увеличивается до 1,50.

Приближенное представление о влагообороте на европейской части Союза дает табл. 2, в которой помещены результаты расчета К. И. Кашина и Х. П. Погосяна. Количество переносимой в атмосфере влаги ими оценено как произведение средней по высоте скорости преобладающего потока на суммарное содержание влаги в столбе воздуха сечением 1 км² и высотой 5 км.

Таблица 2

ЭЛЕМЕНТЫ ВЛАГООБОРОТА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Территория	Количество переносимой воздухом влаги за год		Осадки за год		Испарение за год		Речной сток	
	км ³	%	км ³	%	км ³	%	км ³	%
Европейская часть СССР	8507	100	3120	37	2192	26	928	11
Бассейн р. Оки	1285	100	134,2	10,5	101,0	7,9	33,2	2,6

Низкие значения коэффициента влагооборота для европейской части страны и относительно малое количество осадков, выпадающих из атмосферной влаги (для бассейна р. Оки всего 10,5%, а для всей европейской территории СССР — 37%), говорят о том, что местные осадки очень невелики в этих условиях, а в отдельных речных бассейнах они и вовсе незначительны. Но в более сухих районах коэффициент влагооборота увеличивается. Например, на территории Западной Сибири он на 20% больше, чем на европейской части при равной площади. Для Северо-Американского континента он равен 1,35.

Следует иметь в виду, что распределение осадков на континентах зависит не только от влагосодержания воздушных масс, но и от характера атмосферной циркуляции (циклоничности). Повышение коэффициента влагооборота весной связано с усилением циклоничности (для европейской территории Союза в мае его значение увеличивается до 1,20).

Оценивая роль местного испарения в образовании осадков, необходимо учитывать не только количество осадков, которое может образоваться из местного пара, но и то дополнительное количество осадков, которое выпадает из океанического водяного пара благодаря стимулирующему влиянию местного испарения. Если осадки первой категории невелики, то осадки второй могут быть значительными, особенно в более удаленных от океана районах. Незначительная добавка водяного пара местного происхождения может оказаться достаточной для выпадения сравнительно большого количества осадков из транзитной воздушной массы.

Проводимые в настоящее время и намечаемые на будущее мероприятия по преобразованию речной сети и бассейнов отразятся

на влагообороте отдельных территорий. С созданием водохранилищ замедляется водообмен в реках. За характеристику скорости водообмена обычно принимают интервал времени, необходимый для полного опорожнения речной системы. Практически эта величина получается от деления объема воды в речной системе на расход воды в замыкающем створе главной реки. Если в естественном состоянии продолжительность полного обмена в реках не превышает 20—30 дней, то в условиях зарегулирования водохранилищами она увеличивается в 4—5 раз. Для Волги, например, она возрастает до 150—200 дней.

Еще большее значение для влагооборота будет иметь переброска стока из северных районов в южные и значительное расширение орошаемых и обводняемых площадей в зоне недостаточного увлажнения. В настоящее время на территории СССР орошается около 9,0 млн. га, а в ближайшее десятилетие площадь орошения может увеличиться в два раза.

Все эти мероприятия повысят расходование воды на испарение на больших площадях, особенно в южных районах, а это, в свою очередь, повлечет увеличение осадков и речного стока в относительно засушливых районах.

Водный баланс земного шара. Общий влагооборот на земном шаре можно выразить уравнениями водного баланса, характеризующими соотношение между испарением, осадками и речным стоком в целом для всей поверхности Земли или для ее крупных регионов. Эти уравнения пишутся в предположении, что общее количество воды в гидросфере Земли и средние годовые объемы воды, участвующие в круговороте, постоянны на протяжении данной геологической эпохи, хотя в истории Земли они изменялись в связи с геотермическими процессами, изменением климата и площадей океанов и материков. Предполагается также, что в многолетнем разрезе существует равновесие между приходными и расходными статьями баланса.

Обозначим: z_M — среднее годовое испарение с поверхности Мирового океана; z_C — среднее годовое испарение с периферийных областей материков; z_B — то же с поверхности бессточных областей; x_M — среднее годовое количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Мирового океана; x_C — то же для периферийных областей суши; x_B — то же для бессточных областей и y — средний годовой сток с суши.

Тогда уравнение водного баланса для поверхности Мирового океана запишется:

$$z_M = x_M + y; \quad (\text{II-10})$$

для периферийных областей суши:

$$z_C = x_C - y \quad (\text{II-11})$$

и для бессточных областей суши:

$$z_B = x_B. \quad (\text{II-12})$$

Объединяя выражения (II-10) и (II-11), получаем уравнение водного баланса для всего земного шара:

$$z_M + z_C = x_M + x_C. \quad (\text{II-13})$$

Таким образом, общее испарение воды с поверхности Мирового океана и с суши равно сумме осадков, выпадающих на поверхность океана и суши.

В табл. 3 приводятся величины составляющих водного баланса Земли (Мировой водный баланс..., 1974).

Таблица 3

ВОДНЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОГО ШАРА

Область	Площадь, млн. км ²	Элементы баланса	Средний годовой объем, тыс. км ³	Средний годо- вой слой, мм
Мировой океан	361	испарение	505	1400
		осадки	458	1270
		сток в океан	47	130
Периферийные час- ти суши	119	осадки	110	924
		испарение	63	529
		сток	47	395
Замкнутые части суши	30	осадки	9	300
		испарение	9	300
Весь земной шар	510	испарение	577	1130
		осадки	577	1130

Согласно табл. 3, 91% воды, в среднем испаряющейся с Мирового океана ежегодно, возвращается обратно в океан в виде атмосферных осадков и лишь 9% поступает речным и подземным стоком. В периферийных областях суши сток составляет 43% от общего количества осадков; остальная вода (57%) испаряется в атмосферу.

Новейшие исследования показывают, что масса воды в гидросфере изменяется во времени. Некоторое ее количество непрерывно поступает на поверхность из недр земли. Кроме того, гидросфера получает воду из межпланетного пространства вместе с метеоритным веществом, а также в результате разложения органических веществ на земле.

В то же время имеют место и безвозвратные потери вследствие распада молекул воды в верхних слоях атмосферы (на высотах 70—100 км) под воздействием ультрафиолетовой радиации Солнца и в результате разложения воды в процессе фотосинтеза биосферы.

Количественно все эти процессы оценены еще очень грубо. Но все же можно сказать, что приход воды в гидросферу, по-видимому, превышает потери главным образом за счет поступления ее из недр Земли. Последнее, по весьма приближенным подсчетам, не более 5 км³ в год. Однако в процентном отношении к массе воды, участвующей в круговороте, это количество ничтожно мало: по отношению к осадкам и речному стоку оно составляет тысячные и сотые доли процента.

Речная фаза влагооборота. Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность бассейна, совершают сложный путь до речных русел (рис. 2). Летом часть жидких осадков задерживается травяным покровом и кронами деревьев, откуда затем большей частью испаряется. Вода, достигающая поверхности почвы, смачивает ее верхний слой, заполняет бессточные углубления, инфильтруется в более глубокие слои, а избыток стекает по склонам в ручейковую сеть, а затем в реки или в бессточные водоемы. Чем интенсивнее

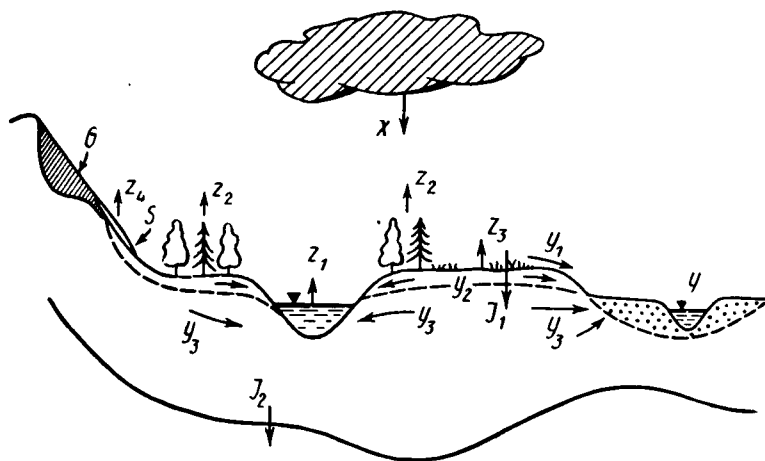


Рис. 2. Речной цикл влагооборота: x — осадки, y — речной сток, y_1 — склоновый сток, y_2 — почвенный сток, y_3 — подземный сток зоны активного влагообмена, z_1 — испарение с водоемов, z_2 — транспирация, z_3 — испарение с почвы, z_4 — испарение снега, I_1 — инфильтрация, I_2 — фильтрация за пределы зоны активного водообмена, G — ледники, S — снежный покров

дождь и больше его продолжительность, тем большее количество воды в виде поверхностного стока попадает в русла. Эта часть дождя и обуславливает резкие подъемы воды в реках — дождевые паводки.

Зимой твердые осадки, за вычетом удерживаемой пологом леса части, накапливаются в виде снежного покрова, а на высоких горах при благоприятных климатических и орографических условиях образуют ледники. Таяние сезонного снега происходит с интенсивностью, значительно меньшей интенсивности паводкообразующих дождей, но продолжительность снеготаяния гораздо больше. Талая вода заполняет бессточные углубления на местности, аккумулируется в грунте, а остальная часть стекает в реки. В результате снеготаяния образуется половодье, являющееся характерной фазой режима большинства рек умеренных и высоких широт.

Талая и дождевая вода, проникшая в почву, далее движется несколькими путями. Та часть, которая идет на увлажнение почвы, потом в виде паров уходит в атмосферу — либо путем физического испарения с поверхности частиц грунта, либо транспирацией растениями. Некоторое количество воды скапливается в самой почве на относительно слабопроницаемых слоях и, стекая под уклон (почвенный сток), выходит на поверхность в эрозионных бороздах, оврагах и долинах. Скорость этого стекания обычно невелика, но в хрящеватых и щебнистых грунтах, особенно на горных склонах, вода может достичь русла до прекращения половодья или паводка.

Растительность, особенно древесная, своей корневой системой способна высасывать воду с глубины до 1,5—2,0 м. Поэтому часть воды, просочившейся в нижние слои почвы, расходуется на транспирацию. Вода из почвы может также подниматься по капиллярам и испаряться с ее поверхности, некоторая часть воды питает подземные водоносные горизонты зоны интенсивного водообмена, откуда она уже со значительным опозданием попадает в реки, обеспечивая их водой в засушливый и холодный периоды. Возобновление подземных вод происходит в течение ряда лет, поэтому они служат естественным регулятором речного стока и в многолетнем разрезе.

Такую же роль играют и горные ледники, в которых аккумулируется большое количество снега. Таяние их происходит в самые жаркие месяцы. Реки ледникового питания в отличие от снеговых имеют повышенные уровни и наибольшую водность летом, обычно в июле — августе.

При движении воды на водосборе происходит не только перераспределение ее, но и существенное качественное изменение. Воды, поступающие в реку, могут иметь разную температуру, степень минерализации и ионный состав примесей, количество влекомых твердых частиц.

Склоновые воды, быстрее всего достигающие русла, как правило, менее минерализованы, но зато могут содержать больше взвешенных твердых частиц, смываемых с поверхности почвы. Температура их зависит от температуры подстилающей поверхности.

Почвенные и грунтовые воды содержат больше растворенных минеральных веществ, но меньше твердых взвесей. Разные водоносные горизонты отличаются по ионному составу и концентрации солей в зависимости от свойств грунта, который промывается водой. Температура грунтовых вод выше, чем температура ледниковых и снеговых вод, стекающих в русла.

Если вода, прежде чем попасть в реку, задерживается на некоторое время в озерах и болотах, то в теплое время года она заметно прогревается, а ее минеральный состав изменяется под влиянием свойств водоема, из которого она вытекает.

Таким образом, количество воды, поступающее в реку, его распределение во времени и качество воды — ее температура, содер-

жание растворенных и взвешенных веществ и др. — тесно связаны с климатическими, физико-географическими и геологическими условиями бассейна.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОД СУШИ

Плотность. По своим физическим свойствам вода существенно отличается от других жидкостей. Эти различия прежде всего сказываются в изменении ее плотности.

Плотностью называется масса вещества в единице объема (г/см^3):

$$\rho = \frac{m}{V}.$$

При нагревании химически чистой воды от 0 до 4°C плотность ее увеличивается, а затем, с дальнейшим повышением температуры, уменьшается:

°C	0	4	10	20	30
$\rho \text{ г/см}^3$	0,9998	1,0000	0,9997	0,9982	0,9956

При повышении температуры от 4° до 20° плотность уменьшается на 0,18%.

Речные воды всегда содержат некоторое количество растворенных веществ, но минерализация их (содержание растворенных солей) мала и редко превышает 1 г/кг. Однако грунтовые воды, питающие реку в межень, могут иметь концентрацию солей более высокую (до 5—10 г/кг).

Присутствие солей в воде увеличивает ее плотность при той же температуре: при увеличении минерализации до 1 г/кг плотность (при 4°C) возрастает до 1,0008.

В зависимости от минерализации изменяется и температура наибольшей плотности:

Минерализация, г/кг	0	1	5	10	20
Температура наибольшей плотности, °C	4,00	3,70	2,9	1,90	—0,30

При переходе воды из жидкого в твердое состояние (в лед) плотность уменьшается скачкообразно примерно на 8% (плотность пресного льда 0,9168).

Уменьшение плотности воды при замерзании играет большую роль в жизни реки. Зимой верхние слои воды охлаждаются до 0° и начинает образовываться лед, который удерживается на поверхности воды и резко сокращает расход тепла в атмосферу. Благодаря этому дальнейшее льдообразование все более замедляется. Этому способствует также поступление в русло более теплой под-

земной воды. В результате реки при достаточной глубине воды не промерзают до дна и в них сохраняется жизнь.

Фазовые переходы. Переход воды в лед или пар и обратно зависит от температуры и давления. При нормальном давлении пресная вода замерзает при 0° ; с возрастанием давления точка замерзания понижается. Воды минерализованные замерзают при более низкой температуре.

При нормальном давлении и температуре 0° лед и вода могут существовать в смеси, если нет ни поступления тепла извне, ни отдачи его в пространство. В этом случае жидкость находится в равновесии с твердой фазой.

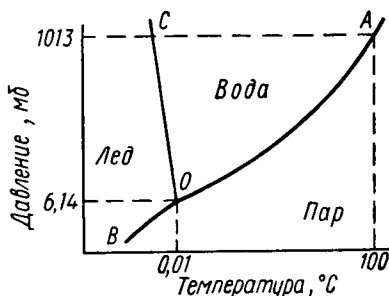


Рис. 3. Диаграмма состояния пресной воды

Превращение воды в пар при данной температуре также может происходить лишь до того момента, когда между водой и накопившимся над нею в воздухе водяным паром не установится динамическое равновесие. Это означает, что в единицу времени столько же молекул испарится, сколько их возвратится из воздуха обратно в жидкость. Пар, находящийся в со-

стоянии равновесия с жидкостью, называется **насыщенным**.

Различные агрегатные состояния воды можно представить диаграммой, приведенной на рис. 3. Линии делят поле диаграммы на три области, каждая из которых соответствует устойчивости одного из трех агрегатных состояний воды. В области АОС вода может существовать только в жидком виде, в области, лежащей ниже линии АОВ, — в виде пара и в области левее линии ВОС — в твердом состоянии. Точки, лежащие на линии ОА, соответствуют значениям температуры и давления паров, при которых существует равновесие в системе вода — пар, точки на линии ОВ характеризуют равновесие между водяным паром и льдом и точки на линии ОС соответствуют равновесию в системе вода — лед.

Переход воды из одного агрегатного состояния в другое сопровождается поглощением или выделением определенного количества тепла. При замерзании 1 г воды выделяется 334 Дж (79,7 кал); такое же количество тепла поглощается при таянии 1 г снега или льда. Эта величина называется **удельной теплотой плавления льда** ($v_{пл}$).

Количество тепла, расходующегося на испарение 1 г воды при нормальном атмосферном давлении, определяется соотношением

$$v_{и} = 2,5 \cdot 10^3 - 2,4(T - 273) \text{ Дж/г}, \quad (\text{II-14})$$

где T — абсолютная температура в К (кельвинах), равная $T = 273 + \theta$, где θ — температура в градусах Цельсия. Величина $v_{и}$

называется удельной теплотой испарения. Она убывает с повышением температуры испаряющей поверхности: при температуре 273°K $v_{\text{и}}=2,5 \cdot 10^3$ Дж/г (597 кал/г), а при температуре 373°K $v_{\text{и}}=2,26 \cdot 10^3$ Дж/г (540 кал/г).

При конденсации водяного пара такое же количество тепла высвобождается. В случае перехода воды из твердого состояния в пар (возгонка) скрытая теплота испарения равна сумме $v_{\text{п}}+v_{\text{и}}$. При нормальном атмосферном давлении и температуре поверхности льда 273°K она равна $2,84 \cdot 10^3$ Дж/г (677 кал/г).

Теплоемкость и теплопроводность. Удельной теплоемкостью воды (c_p) называется количество тепла, необходимое для нагревания одного грамма воды на один кельвин; размерность ее Дж/г·К.

Теплоемкость воды очень высока — выше теплоемкости всех известных твердых и жидких веществ. Ниже для сравнения приводятся значения удельной теплоемкости для разных сред:

	Дж/г·К	кал/г·град
Вода (при температуре 15°)	4,19	1,00
Лед	2,10	0,50
Воздух	1,01	0,24
Песчано-глинистые почвы (при средней влажности)	1,68—2,50	0,40—0,60
Горные породы	0,75—0,96	0,18—0,23

Высокая теплоемкость воды отражается в термическом режиме почвы и водоемов. Чем больше свободной влаги в почве, тем она медленнее остывает и промерзает зимой. Но зато и оттаивание весной происходит с опозданием по сравнению с сухим грунтом.

Нагревание воды в реках и озерах после исчезновения льда отстает от нагревания воздуха, а амплитуда колебаний температуры воды в теплую часть года значительно меньше по сравнению с воздухом и почвой. Все это сказывается на температурном режиме рек, на их химических и биологических свойствах.

С повышением температуры от 273 до 303°K величина c_p уменьшается от 4,22 до 4,18 Дж/(г·°К), что также отличает воду от других жидких сред, для которых удельная теплоемкость при повышении температуры увеличивается.

Коэффициент молекулярной теплопроводности воды (λ) равен $0,0060$ Дж/см·с·°К или $0,0014$ кал/(см·с·град). Это примерно в 25 раз больше, чем коэффициент теплопроводности неподвижного воздуха, и в 4 раза меньше, чем для льда (см. ниже). Теплопроводность снега зависит от его плотности (пористости), но в средних условиях она очень мала — $0,0017$ Дж/(см × с·°К) или $0,0004$ кал/см·с·град).

	Коэффициент теплопроводности	
	Дж/(см·с·К)	кал/(см·с·град)
Вода	0,0060	0,00143
Лед	0,0224	0,00535
Снег (плотность 0,25)	0,0018	0,00042
Воздух	0,00024	0,000057
Гранит	0,040	0,0095

Коэффициент теплопроводности снега можно рассчитать по формуле Г. Абельса:

$$\lambda = 0,0067 \rho^2 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}), \quad (\text{II-15})$$

где ρ — плотность снега.

Благодаря малой теплопроводности снег предохраняет почву от глубокого промерзания и замедляет нарастание льда на водоемах.

Следует иметь в виду, что при нагревании воды в речном потоке молекулярная теплопроводность играет второстепенную роль. Главным механизмом передачи тепла является турбулентное перемешивание, о котором будет говориться далее.

ЛАМИНАРНЫЙ И ТУРБУЛЕНТНЫЙ РЕЖИМЫ ТЕЧЕНИЯ ВОДЫ

Движение воды от момента поступления атмосферных осадков на поверхность речного бассейна и до момента, когда вода достигает русла и движется по нему, происходит с весьма различными скоростями.

Медленнее всего перемещается вода в однородном мелководном грунте в процессе фильтрации. Скорость такого движения в суглинках и лёссах всего 0,1—0,3 м/сут, а в песках и гравии возрастает до 2—10 м/сут.

Скорости вертикального просачивания талой воды в снежной толще в период таяния снега, а затем стекания ее по склону под снегом ненамного превышают скорость фильтрации в грунтах. В начале таяния они в среднем около 14—20 м/сут, а в разгар таяния повышаются до 200—400 м/сут (0,002—0,005 м/с).

При выпадении жидких осадков на непокрытые снегом склоны стекание их происходит со скоростями порядка 0,02—0,04 м/с, т. е. на порядок выше скоростей движения под снегом. В дальнейшем, по мере слияния отдельных струй в ручейки, а затем в ручьи и реки, скорости еще более возрастают. На равнинных реках средние скорости в потоке могут достигать 2—3 м/с, а на горных — 4—5 и более м/с.

Большие различия в скоростях течения, а также в размерах потока влекут за собой очень важное качественное различие в

режиме движения воды. В природных потоках встречаются два характерных режима: ламинарный и турбулентный.

Ламинарное движение характеризуется параллельным перемещением отдельных струй вдоль оси потока, при котором перемешивание обусловлено только молекулярной диффузией и происходит очень медленно. В каждой точке потока скорость постоянна как по величине, так и по направлению, если не происходит изменения расхода воды.

В турбулентном потоке масса воды находится в состоянии интенсивного перемешивания, и скорости течения в каждой точке непрерывно изменяются и по величине и по направлению (пульсируют), даже при неизменном расходе воды.

В естественных потоках может происходить переход от ламинарного режима к турбулентному, и обратно. Условия такого перехода впервые исследовал в конце XIX в. английский физик Осборн Рейнольдс, который наблюдал движение струи подкрашенной жидкости. При малых скоростях течения окрашенная струя движется в трубе не смешиваясь, при достижении скоростью некоторого предела начинается перемешивание и вода окрашивается во всем сечении трубы (рис. 4).

Критерием перехода ламинарного режима в турбулентный является безразмерное число Re (число Рейнольдса).

$$Re = \frac{\rho v h}{\mu}, \quad (\text{II-16})$$

где v — средняя скорость течения; h — средняя глубина (для случая круглой трубы — диаметр ее); μ — динамический коэффициент вязкости воды; ρ — плотность воды. В открытых руслах переход турбулентного режима в ламинарный и обратно происходит при Re в интервале от 300 до 1200, в зависимости от шероховатости и формы русла. Эти пределы называются нижним и верхним критическими числами Рейнольдса.

В ламинарном потоке при перемещении одних слоев относительно других возникают силы трения. Слой, движущийся быстрее, оказывает ускоряющее действие на слой, движущийся медленнее. Последний, наоборот, задерживает движение более быстрого слоя. В результате возникает внутреннее трение.

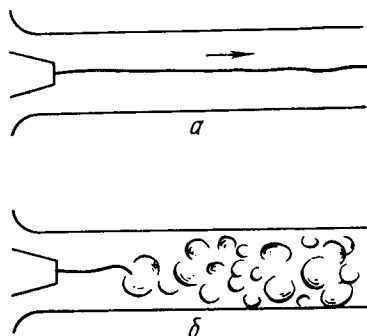


Рис. 4. Движение струи: а — в ламинарном режиме, б — в турбулентном режиме

Сила внутреннего трения, отнесенная к единице площади трущихся слоев, или напряжение силы вязкости (τ), выражается формулой Ньютона

$$\tau = \mu \frac{dv}{dz}, \quad (\text{II-17})$$

где $\frac{dv}{dz}$ — вертикальный градиент продольной скорости; μ — динамический коэффициент вязкости воды (внутреннего трения) в Н·с/м². Коэффициент вязкости уменьшается с повышением температуры от 0,0018 Н·с/м² при 273 К до 0,0013 Н·с/м² при 283 К (Н — ньютон).

В гидравлике часто пользуются кинематическим коэффициентом вязкости ν :

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \text{ м}^2/\text{с}. \quad (\text{II-18})$$

Отсутствие перемешивания воды обуславливает сравнительно плавное изменение скорости по сечению потока. Поперечные градиенты скорости оказываются примерно одинаковыми как у стенок, так и близ оси потока.

В турбулентном потоке беспорядочное перемешивание струй влечет за собой резкое возрастание внутреннего трения и потери энергии на преодоление внутреннего сопротивления. По аналогии с выражением (II-17) можно записать

$$\tau_t = A \frac{dv}{dz}, \quad (\text{II-19})$$

где τ_t — напряжение внутреннего трения, A — коэффициент турбулентной вязкости (коэффициент турбулентного обмена). Коэффициент A в сотни и тысячи раз больше коэффициента динамической вязкости μ .

Интенсивное перемешивание воды в турбулентном потоке приводит к тому, что распределение осредненных во времени скоростей по вертикали в открытом потоке выравнивается.

Если производить измерение скорости течения в точке потока каким-либо малоинерционным прибором, то получим диаграмму, показанную на рис. 5. Мгновенная скорость скачкообразно изменяется с течением времени (пульсирует), колеблясь около некоторой средней величины. Ее значения представляют случайные величины, подчиняющиеся закону больших чисел.

Хронограмму пульсирующей скорости можно разложить на ряд периодограмм, соответствующих различным частотам пульсаций. Получаем спектр пульсаций, который включает пульсации от самых малых, соответствующих движению молекул, до очень больших с амплитудой порядка средней скорости потока. Крупномасштабные пульсации связаны с образованием вихрей и перемеще-

нием в потоке объемов воды различных размеров. Эти объемы воды, называемые структурными элементами потока, имеют индивидуальные особенности — свою относительную скорость перемещения, направление движения в угловую скорость вращения. Вероятно, они отличаются по плотности насыщения различными субстанциями: растворенными веществами, коллоидами, взвешенными частицами.

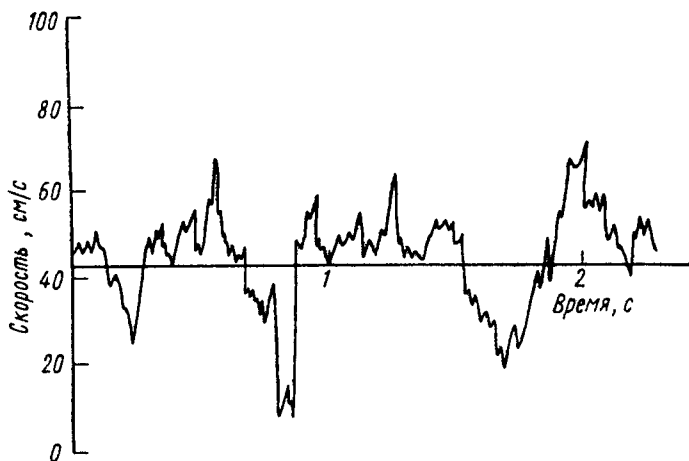


Рис. 5. Хронограмма пульсации скорости по измерениям в лабораторном потоке

При движении воды на водосборе могут иметь место как ламинарный, так и турбулентный режимы. Инфильтрация осадков и фильтрация воды в мелкозернистых грунтах носят ламинарный характер. При стекании осадков по склону толщина слоя воды и скорости ее движения постепенно возрастают от верха склона к его подножию. В этих условиях ламинарный режим быстро сменяется переходным, а затем, по мере укрупнения струй, турбулентным. В речных руслах течение носит турбулентный характер.

Экспериментальным путем установлено, что при ламинарном режиме сопротивление пропорционально первой степени скорости, а при турбулентном — пропорционально квадрату скорости. В этом важное динамическое различие между двумя режимами.

Турбулентность руслового потока влияет на термический и ледовой режимы рек, распределение наносов и растворенных веществ. Она тесно связана с русловыми процессами и строением русла. Свойства турбулентности во многом определяют тепло- и влагообмен между водой и воздухом, интенсивность испарения и конденсации.

Общие положения. Связь между элементами влагооборота может быть выражена уравнениями. В частности, можно выразить уравнением водного баланса связь между поступлением воды на речной бассейн и расходом воды ее с бассейна. С помощью уравнения водного баланса можно определить величину отдельных

элементов влагооборота, не измеряемую непосредственно, по известным значениям других элементов, участвующих во влагообороте. Этот метод широко применяется в гидрологических исследованиях.

С понятием о водном балансе мы встречались в начале этой главы, где рассматривался круговорот воды на Земле. В общем случае принцип водного баланса состоит в следующем.

Если в пространстве выделить некоторый конечный объем, околнуренный замкнутой поверхностью, то прибыль (ак-

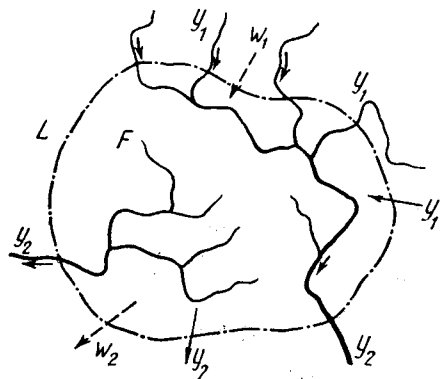


Рис. 6. Схема составляющих водного баланса участка суши

кумуляция) воды внутри этого объема за интервал времени T должна равняться разности между количеством воды, вошедшей внутрь объема (приход), и количеством воды, вышедшей за его пределы (расход) за тот же интервал времени. При составлении уравнения баланса интервал времени может быть взят различным в зависимости от постановки задачи.

Водный баланс произвольного участка территории. Рассмотрим некоторую произвольную часть поверхности земли, которую ограничим замкнутым контуром L (рис. 6). Через этот контур мысленно построим цилиндрическую поверхность, которую сверху ограничим плоскостью на уровне земли, а снизу — плоскостью, секущей нашу поверхность на таком уровне, чтобы внутрь объема попал слой грунта зоны активного водообмена. Будем считать, что проникновение воды через этот слой незначительно и им можно пренебречь. Таким путем мы исключаем атмосферу, но включаем подземные водоносные горизонты, связанные с рекой. Интервал времени T примем произвольным. Условимся все элементы баланса выражать в миллиметрах слоя воды, отнесенного ко всей околнуренной площади.

Поступление воды внутрь объема за время T складывается из: 1) атмосферных осадков x ; 2) конденсации водяных паров, происходящей на поверхности и в почве, z_1 ; 3) притока поверхностных вод y_1 ; 4) притока подземных вод w_1 .

Расходование воды происходит путем: 1) испарения с почвы, воды, снега и транспирации растительного покрова z_2 ; 2) поверхностного стока y_2 ; 3) подземного стока w_2 .

Приравнивая приходные и расходные составляющие баланса и учтя возможное изменение запаса воды внутри объема u , получаем:

$$x + z_1 + y_1 + w_1 = z_2 + y_2 + w_2 \pm u. \quad (\text{II-20})$$

Изменение количества воды внутри объема u может происходить за счет изменения: а) запаса грунтовых вод u_r ; б) почвенной влаги u_n ; в) объема воды в открытых водоемах (реках, озерах, болотах) u_p ; г) количества воды в сезонном снежном покрове u_c ; д) запаса воды в ледниках u_l ; т. е.:

$$u = u_r + u_n + u_p + u_c + u_l. \quad (\text{II-21})$$

Отдельные слагаемые правой части уравнения (II-21) могут иметь как положительный, так и отрицательный знаки; следовательно, величина u может также иметь разные знаки. Например, в уравнении водного баланса за полугодие с января по июнь, когда на равнинах умеренных широт проходит весеннее половодье, все слагаемые правой части (II-21), за исключением u_c , будут положительными, а u_c — отрицательным, так как за это время снег сойдет полностью, а все остальные емкости будут пополнены за счет талых вод и осадков. В этом случае величина u получит отрицательный знак, так как слагаемое u_c по абсолютной величине больше суммы всех остальных слагаемых правой части выражения (II-21).

Уравнение (II-20) представляет самое общее выражение водного баланса. Располагая данными наблюдений над осадками, испарением, стоком поверхностных и подземных вод, им можно воспользоваться для нахождения приближенной величины изменения запаса воды в пределах рассматриваемой территории, а при наличии измерений запаса воды в снежном покрове и в открытых водоемах можно получить представление о накоплении воды в грунте.

Наибольший интерес представляют частные случаи этого уравнения, в частности уравнение баланса для отдельного речного бассейна, ограниченного водоразделом.

Водный баланс речного бассейна. В этом случае y_1 — русловой приток — равен нулю, и уравнение (II-20) переписывается в виде:

$$x = y + (z_2 - z_1) + (w_2 - w_1) \pm u, \quad (\text{II-22})$$

где y — сток воды в замыкающем створе.

Разность $(z_2 - z_1)$ почти всегда положительна, так как испарение за достаточно продолжительный промежуток времени преобладает над конденсацией. Вторая разность $(w_2 - w_1)$ может быть как

положительной, так и отрицательной. Соответственно этому уравнение (II-22) запишем в виде:

$$x = y + z \pm w \pm u. \quad (\text{II-23})$$

В таком виде уравнение может быть использовано для определения какого-либо одного из компонентов баланса при условии, что остальные компоненты могут быть численно определены по данным наблюдений. Однако расчеты все же весьма затруднены.

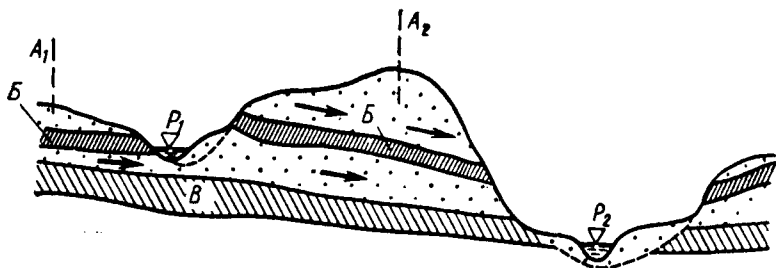


Рис. 7. Схема подземного перетока воды в соседний водосбор: A_1 , A_2 — орографические водоразделы, B — верхний водоупор, B — второй водоупор, P_1 , P_2 — реки

Наибольшую трудность представляет определение последних двух слагаемых, когда, например, требуется вычислить суммарное испарение с речного бассейна. Некоторое упрощение получаем в том случае, если за расчетный интервал времени примем гидрологический год.

Гидрологическим годом называется такой годичный период, в течение которого успевают накопиться и израсходоваться сезонные запасы воды на поверхности речного бассейна. В средних широтах этот цикл заканчивается осенью, когда на реках наступает межень, запасы грунтовых вод сильно сокращаются, а снег еще не начал накапливаться или накопился в небольшом количестве, как это может наблюдаться в горах. Поэтому за гидрологический год обычно принимают период с 1 октября данного года по 30 сентября следующего. Для этого периода в выражении (II-21) существенное значение имеют лишь слагаемые u_r и u_d , так как вода, поступившая в грунтовые воды и ледники в текущем году, расходуется в течение нескольких лет. Тогда уравнение баланса (II-23) можно переписать:

$$x = y + z \pm w \pm u_r \pm u_d. \quad (\text{II-24})$$

Для равнинных и неледниковых горных рек оно еще более упрощается, поскольку выпадает слагаемое u_d — участие ледников.

Но и в таком виде оно остается все же достаточно сложным из-за неопределенности слагаемого w . Величина w равна количеству воды, которое подземным путем пересекает орографический

водораздел и, таким образом, обогащает одну реку за счет соседней. Знак ее может быть различным для разных рек в зависимости от того, получает или теряет воду данная река. Абсолютные же ежегодные величины колеблются под влиянием колебаний метеорологических условий.

На рис. 7 показана схема подземного водообмена между бассейнами. Переток воды может происходить как в результате несовпадения поверхностного водораздела с подземным, так и вследствие различий в глубине вреза речных долин. Река P_2 на рис. 7 получает некоторое количество воды из водосбора реки P_1 по двум наклонным водоносным пластам.

Вообще величина ω , как правило, убывает с возрастанием площади бассейна, и для больших бассейнов ею часто пренебрегают. Но для малых бассейнов, особенно горных, ее следует учитывать.

Средний многолетний водный баланс. Последней операцией в преобразовании уравнения водного баланса речного бассейна является замена годовых величин слагаемых средними многолетними годовыми величинами. В этом случае уравнение (II-23) запишется:

$$\bar{x} = \bar{y} + \bar{z} \pm \bar{\omega}, \quad (\text{II-25})$$

так как член u исчезает. Слагаемое ω — средняя многолетняя годовая величина подземного водообмена — как уже говорилось, для крупных бассейнов мало по сравнению с другими слагаемыми и его часто не учитывают. Уравнение в таком виде используется для нахождения средних многолетних величин суммарного испарения с речного бассейна. Средний многолетний баланс некоторых рек СССР приведен в табл. 4.

Таблица 4
ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ БАСЕЙНОВ

Река, пункт	Площадь бассейна, км ²	Элементы водного баланса, мм			Коэффициент стока
		осадки	речной сток	испарение	
Северная Двина, с. Абрамково	220 000	715	294	421	0,41
Волга, г. Горький . . .	479 000	705	195	510	0,28
Обь, г. Новосибирск . .	252 000	700	217	483	0,31
Енисей, г. Кызыл . . .	112 000	585	280	275	0,48
Лена, с. Крестовское . .	440 000	510	281	229	0,55

Водный баланс участка реки. Метод водного баланса можно применить и к участку речного русла. В общем случае для участка длиной L и площадью зеркала ω , которая принимается постоянной, уравнение баланса за время $\Delta t = t_2 - t_1$ запишется (рис. 8):

$$\sum_{i=1}^n \int_{t_1}^{t_2} Q_i dt + x\omega = \int_{t_1}^{t_2} Q dt - z\omega - R\Delta t \pm q_r \Delta t L \pm \omega \Delta h. \quad (\text{II-26})$$

В левой приходной части уравнения первый член представляет суммарный приток воды за время Δt через верхний створ главного русла и из притоков (число входных створов равно n); $x\omega$ — объем осадков, выпавших на водное зеркало за то же время. В правой

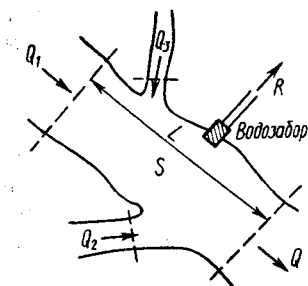


Рис. 8. Схема участка реки
(к уравнению II-26)

части первый член — объем стока через нижний створ; $z\omega$ — объем испарения; R — интенсивность хозяйственного водозабора из реки; q_r — интенсивность питания реки рассредоточенным грунтовым стоком с берегов или, наоборот, инфильтрация воды в дно и берега, величина q_r принимается постоянной в интервале времени Δt , равномерной по длине реки на участке и выражается в $\text{м}^3/\text{с}$ на погонный метр. Последнее слагаемое представляет изменение объема воды на участке. Все слагаемые, таким образом, выражены в объемных единицах.

Этим уравнением можно воспользоваться, например, для определения потерь воды на инфильтрацию, если участок выбрать достаточно длинным, а испарение можно определить по данным измерений. Его используют также при исследовании движения паводочной волны, как будет показано ниже.

Пример применения метода водного баланса. В период формирования снегового половодья большое количество воды тратится на водосборе на испарение, инфильтрацию и заполнение малых бессточных углублений в рельефе. Правда, не вся вода, просочившаяся в почву, является потерянной, так как значительная часть ее идет на пополнение подземного запаса и поступает в реку в межень. Но для половодья она как бы потеряна. Количественно оценить суммарные потери очень важно для целей гидрологических прогнозов.

Уравнение баланса для речного бассейна в этом случае можно записать:

$$s + x = y_n + s_{ин} + z + h \text{ мм},$$

где s — запасы воды в снежном покрове; x — жидкие осадки, выпавшие во время таяния снега и в течение остальной части половодья; y_n — сток за период половодья (без устойчивого подземного питания), мм слоя воды; $s_{ин}$ — суммарная инфильтрация; z — испарение; h — задержание воды в бессточных углублениях. Все величины выражены в мм слоя воды. Если мы располагаем только данными о стоке за период половодья, об осадках и снежном по-

крове, то можем по уравнению определить ежегодные суммарные потери воды, включающие инфильтрацию, испарение и поверхностное задержание. Но если можно отдельно вычислить испарение, то имеем возможность оценить расходование воды на инфильтрацию и поверхностное задержание.

Мы ограничиваемся одним примером. В следующих главах метод водного баланса будет применяться для решения других гидрологических задач.

ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

Общие положения. Колебания температуры воды в реках и водоемах, нагревание и охлаждение почвы, таяние снега, нарастание и разрушение ледяного покрова — все эти явления связаны с тепловым балансом участков земной поверхности или воды в реках и водоемах. Решая соответствующее уравнение, можно определить интенсивность этих процессов в конкретных условиях.

Уравнение теплового баланса составляется или для некоторого замкнутого объема, например для объема воды на участке реки, как это делается и при расчетах водного баланса, или для поверхности воды, снега, льда. Так, при расчете нарастания льда на водоемах используют уравнение теплового баланса для поверхности воды подо льдом, а при расчете снеготаяния — для самого верхнего слоя снега.

При составлении уравнения теплового баланса включаются все слагаемые, вносящие существенный вклад в баланс данной среды. Некоторые второстепенные элементы не учитываются, если величина их того же порядка, что и погрешность главных слагаемых. Решая уравнение, можно определить неизвестное слагаемое, если известны все остальные. С помощью метода теплового баланса можно вывести также расчетные уравнения, например уравнение для расчета толщины льда на водоемах, как это будет показано в главе о ледовом режиме рек.

Уравнение теплового баланса для участков суши. Используется для определения испарения, таяния снега и ледников.

Для поверхности суши с любым покровом уравнение теплового баланса запишется:

$$(Q + q)(1 - r) - I + P + Q_{\text{и}} + F + Q_{\text{с}} = 0. \quad (\text{II-27})$$

Здесь: $(Q + q)$ — поступление прямой и рассеянной радиации, I — эффективное излучение поверхности; P — теплообмен с атмосферой; F — теплообмен с грунтом, толщей снега или льда; $Q_{\text{и}}$ — расходование или получение тепла в результате испарения и конденсации, $Q_{\text{с}}$ — то же в результате замерзания воды или таяния снега и льда; r — альбедо поверхности — отношение отраженной солнечной радиации к поступившей; все слагаемые выражаются в кал/см².

Выражение $[(Q+q)(1-r)-I]$ обычно обозначается через R и называется радиационным балансом. Радиационный баланс, как видим, равен разности между поглощенной коротковолновой радиацией и эффективным излучением поверхности. Он будет положительным, когда $(Q+q) \cdot (1-r)$ более I , и отрицательным при обратном соотношении. Все остальные величины в уравнении (II-27) могут иметь как положительный, так и отрицательный знаки.

В теплый период, когда на поверхности нет ни снега, ни льда, слагаемое Q_c выпадает, но зато F приобретает большое значение, так как происходит нагревание или остывание почвы до значительной глубины. Нагревание наблюдается весной после схода снега и в первой половине лета, а остывание — осенью. Сезонные колебания температуры распространяются до глубины 1—1,5 м, а в скальных грунтах — до 3 м.

Зимой, когда поверхность земли покрыта слоем снега, слагаемое Q_c ничтожно мало, так как тепло, выделяющееся при замерзании воды в почве, не достигает поверхности снега. Тепловой поток из почвы вообще незначителен и даже при непромерзшей почве не распространяется через толщу снега. Слагаемое F в этом случае характеризует главным образом изменение количества тепла в самом верхнем слое снега.

Весной, когда снег тает, роль слагаемого Q_c резко возрастает. При стаивании 25—30 мм снега в сутки (в пересчете на воду) расходуется 840—1050 Дж (200—250 кал), что составляет около половины суточной суммы прямой солнечной радиации, поступающей к поверхности снега в средних широтах. Слагаемое F по-прежнему мало, так как снег накапливает мало тепла, а теплообмен с почвой при сплошном снежном покрове, как показали исследования П. П. Кузьмина, не превышает ± 42 Дж/см² (± 10 кал/см²) в сутки, что составляет не более 2—3% прихода тепла от радиации.

Ниже в соответствующих разделах будет показано использование уравнения (II-27) для расчета испарения с поверхности земли и таяния снега, а также описаны способы определения составляющих баланса.

Уравнение теплового баланса для участка реки. В данном случае рассматривается объем воды на участке реки, ограниченном двумя створами. На участке могут впадать притоки и иметь место поступление грунтовых вод или фильтрация в грунт.

Уравнение теплового баланса записывается:

$$R + P + Q_n + q_n + q_d + q_a + m_r + m_c = S. \quad (\text{II-28})$$

Здесь слагаемые R , P и Q_n имеют тот же смысл, что и в уравнении (II-27); q_n — приход или расход тепла в результате фазовых переходов (образование и таяние льда); q_d — теплообмен между водным потоком и его ложем; q_a — поступление тепла в результате перехода кинетической энергии потока в тепловую (диссипа-

ция энергии); m_r — поступление тепла с грунтовыми водами или расходование в случае фильтрации воды в грунт; m_e — поступление тепла на рассматриваемый участок реки через верхний створ и створы на притоках минус вынос тепла через выходной створ; S — изменение запаса тепла в водной массе за расчетный интервал времени.

Все слагаемые левой части уравнения выражаются в Дж/см² поверхности воды на участке реки и могут быть как положительными, так и отрицательными, за исключением q_3 — перехода кинетической энергии в тепловую, которая всегда положительна. Результирующая величина S может иметь как тот, так и другой знак, причем знак плюс означает, что вода приобретает некоторое количество тепла и нагревается, а знак минус — потерю тепла и охлаждение или нарастание льда.

Иногда в уравнении учитывают также поступление тепла с жидкими осадками или его расходование на таяние снега, выпадающего на водную поверхность.

В период открытого русла, когда солнечная радиация и теплообмен с воздухом абсолютно преобладают, q_3 и q_d иногда пренебрегают за их малость. Слагаемое q_d также выпадает, так как льда на реке нет и таяние его или образование не происходит. В некоторых случаях можно пренебречь и слагаемым m_r , когда поступление грунтовых вод или фильтрация речной воды в грунт на участке малы.

При ледоставе картина совершенно меняется. Радиационный баланс воды подо льдом становится очень малым, при этом теплообмен с воздухом также почти прекращается. Зато возрастает роль теплообмена с ложем и поступление тепла с грунтовыми водами, особенно там, где выходы их в русло значительны. Поступление тепла от грунта в зимние месяцы может достигать до 85—125 Дж/см² (20—30 кал/см²) в сутки, тогда как в летние месяцы наблюдается расходование тепла приблизительно в тех же размерах. Таким образом, при составлении уравнения баланса применительно к конкретному участку реки и определенному сезону его можно упростить путем исключения малозначащих элементов на основе учета гидрогеологических особенностей местности, фазы водного режима реки и условий погоды.

Ниже, в главе о термическом и ледовом режимах рек, будут показаны возможности применения уравнения (II-28) для расчета изменения температуры воды и льдообразования на реках.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Гидрологические явления, наблюдающиеся в руслах (паводки, половодья, льдообразование, трансформация русла и др.), являются результатом сложного взаимодействия нескольких, иногда мно-

гих факторов, действующих как в самом русле, так и на водосборе. Эти факторы изменчивы во времени и, как правило, взаимосвязаны.

Например, дождевой паводок формируется под влиянием жидких осадков, выпадающих на водосборе. Но размеры его зависят от состояния растительного покрова, предшествующего увлажнения почвы, температуры и влажности воздуха и других. На величину паводка влияют и многие свойства водосбора, изменяющиеся во времени очень медленно: почвенный покров, древесная растительность, рельеф и т. д.

Между метеорологическими элементами, оказывающими влияние на паводок,—осадками, температурой, влажностью воздуха—есть связь, хотя и не очень тесная. Имеется связь и между климатическими элементами и характеристиками водосбора, например между количеством осадков и растительным покровом, испарением и характером почвы.

Для расчетов гидрологических величин различной многолетней повторяемости, а также количественного прогноза их изменения за некоторый срок требуется выразить зависимость этих величин от главных определяющих факторов уравнением или системой уравнений. Такие уравнения неизбежно являются приближенными, так как объединяют переменные, находящиеся в стохастической связи. Они называются математическими моделями изучаемого гидрологического явления.

В качестве примеров простейших математических моделей можно назвать уравнения, связывающие годовой сток и осадки, сток половодья с запасами воды в снежном покрове, жидкими осадками периода снеготаяния и испарением.

Большинство таких стохастических связей можно отнести к типу линейных моделей, являющихся частными случаями уравнения

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \dots + b_1z_1 + b_2z_2 + b_3z_3 + l. \quad (\text{II-29})$$

Применительно к паводку здесь y — сток паводка; a_0, a_1, a_2 и т. д. — коэффициенты регрессии; x_1, x_2 и т. д. — значения предшествующих и сопутствующих осадков; z_1, z_2 и т. д. — значения третьей переменной — испарения и l — ошибка.

Каждая индивидуальная модель характеризуется серией коэффициентов корреляции и оценок погрешностей.

При более сложном моделировании речной бассейн рассматривается как динамическая система, трансформирующая комплекс гидрометеорологических процессов (поступление осадков на поверхность бассейна, испарение, инфильтрация и др.) в сток. Строго говоря, гидрологические процессы, протекающие в бассейнах, являются нелинейными процессами. Однако часто с удовлетворительной для практики точностью они могут быть описаны линейными математическими моделями следующего общего вида:

$$A_n \frac{d^ny}{dt^n} + A_{n-1} \frac{d^{n-1}y}{dt^{n-1}} + \dots + A_1 \frac{dy}{dt} + A_0 y = x(t). \quad (\text{II-30})$$

Здесь $x(t)$ представляет переменную во времени подачу в систему, а $y(t)$ — соответствующий выход из системы. Коэффициенты A_i могут быть постоянными или сами могут зависеть от t . В первом случае система называется инвариантной, а во втором — вариантной линейной системой.

Основное свойство линейной системы состоит в том, что она отвечает принципу суперпозиции. Это значит, что реакция системы на сумму подач (график осадков за вычетом инфильтрации) идентична сумме реакций этих подач, рассматриваемых отдельно. Другими словами, в линейной системе паводок, образованный осадками, выпавшими в интервале времени Δt_2 , не зависит от осадков, выпавших в течение предшествующего интервала Δt_1 . Именно это и лежит в основе методов изохрон и элементарного паводка.

Однако формирование паводков зависит не только от осадков, непосредственно их вызывающих, но и от предшествующих осадков. Последние играют двоякую роль: понижают водоудерживающую способность бассейна и увеличивают будущий паводок за счет медленно добегающей воды в почве. Осадки, выпавшие в единицу времени, добегают к замыкающему створу в течение длительного времени. Первые порции их стекают по поверхности, затем с большим замедлением добегают временно аккумулированная вода в почве. Этот процесс вполне строго может быть описан только нелинейным уравнением. Движение паводковой волны в русле также, как известно, подчиняется нелинейным дифференциальным уравнениям.

Однако реализация нелинейных математических моделей на практике требует решения нелинейных интегродифференциальных уравнений, что представляет трудную математическую задачу. Развитие электронных вычислительных машин позволит преодолеть эти трудности, и в дальнейшем можно будет шире внедрять нелинейные модели в практику гидрологических расчетов и прогнозов.

Литература

- Алпатыев А. М. Влагообороты в природе и их преобразование. Л., Гидрометиздат, 1969.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометиздат, 1956.
- Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. Собр. соч., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометиздат, 1963.
- Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометиздат, 1957.
- Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. Л., Гидрометиздат, 1972.
- Львович М. И. Водный баланс СССР и его преобразование. М., «Наука», 1969.
- Львович М. И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., «Мысль», 1974.

Строение речного бассейна, его рельеф, характер гидрографической сети, речных долин и русел влияют на процессы стекания осадков и гидрологический режим рек. Немалую роль играют и такие физико-географические факторы, как геологическое строение, почвенный и растительный покров, в частности лесистость, озерность, заболоченность и другие.

В главе дается характеристика строения бассейна и речной сети, излагаются способы графического представления и численного выражения отдельных элементов бассейна, необходимые при изучении гидрологических процессов и используемые в расчетах.

РЕЧНАЯ СЕТЬ

Формирование речной сети. Реки, озера, болота, временные водотоки, искусственные водоемы (водохранилища, пруды) в совокупности составляют гидрографическую сеть территории. Речная сеть, таким образом, является частью гидрографической сети.

Современная речная сеть создавалась в течение многих тысячелетий. На протяжении геологических эпох она претерпевала изменения в связи с тектоническими процессами (поднятием и опусканием участков земной коры), наступанием и отступанием ледников, трансгрессией и регрессией моря, а также в результате эрозийной деятельности самих водных потоков.

Эти изменения происходят и сейчас. По свидетельству геологов, медленные тектонические движения земной коры наблюдаются и в современную эпоху. Например, поднятие суши происходит в районе северного побережья Балтийского моря. Наоборот, побережье Каспия постепенно опускается. В горных районах колебательные движения земной коры происходят быстрее и иногда со-

проводятся внезапными вертикальными смещениями. В результате этих явлений изменяется базис эрозии рек и усиливается перестройка гидрографической сети.

Основные контуры речной сети определяются первичным рельефом поверхности, образовавшимся в результате горообразовательных процессов и действия древних ледников, но водные потоки обладают большой живой силой и способны сильно изменить поверхность земли. Даже высокие горы на протяжении тысяч веков могут быть полностью стерты с лица земли эрозией. С изменением рельефа изменяется и структура речной сети. Обширный гористый район на востоке Северо-Американского континента — Аппалачские горы — со времен палеозоя превратился в относительно невысокий горный массив, прорезаемый водотоками. Гидрографическая сеть преобразовалась, приспособившись к чередованию более стойких и менее устойчивых горных пород.



Рис. 9. Овраг в стадии перехода в долину ручья

Образование речной сети в равнинных условиях протекает следующим путем. Во время сильных дождей вода, стекая по склону, первоначально образует мелкие эрозионные борозды и промоины, которые тянутся параллельно друг другу. С увеличением количества воды отдельные промоины могут соединяться; тогда тальвег их углубляется и промоина превращается в овраг или сухоречье (рис. 9). Если овраг настолько углубляется, что вскрывает верхний водоносный горизонт подземных вод, то в нем появляется постоянное течение воды даже в засушливое время. С этого места начинается ручей, который отличается от реки малыми размерами и отсутствием в его долине поймы и террас.

Определенной границы между ручьем и малой рекой нет. Многие реки степной полосы европейской части Союза овражного происхождения. Но реки могут также начинаться из озер, болот, ледников.

В современных условиях немалую роль играет хозяйственная деятельность человека. Строительство плотин и каналов, вырубка или, наоборот, посадка лесов, распашка земель и другие мероприятия приводят к изменению размеров половогода и паводков, что влечет за собой увеличение или ослабление эрозионной деятельности потоков и изменения в строении речной сети.

Речная система. Главная река, впадающая в приемный водоем (море, озеро), и все водотоки, собирающие в нее воду, составляют речную систему (рис. 10). В речной системе различают притоки различных порядков (классов). Реки, впадающие в главную реку,

называются притоками первого порядка; реки, впадающие в притоки первого порядка, — притоками второго порядка и т. д. Чем больше речная система, тем больше наивысший порядок водотоков. Очевидно, самый высокий порядок получают самые малые неразветвленные водотоки системы.

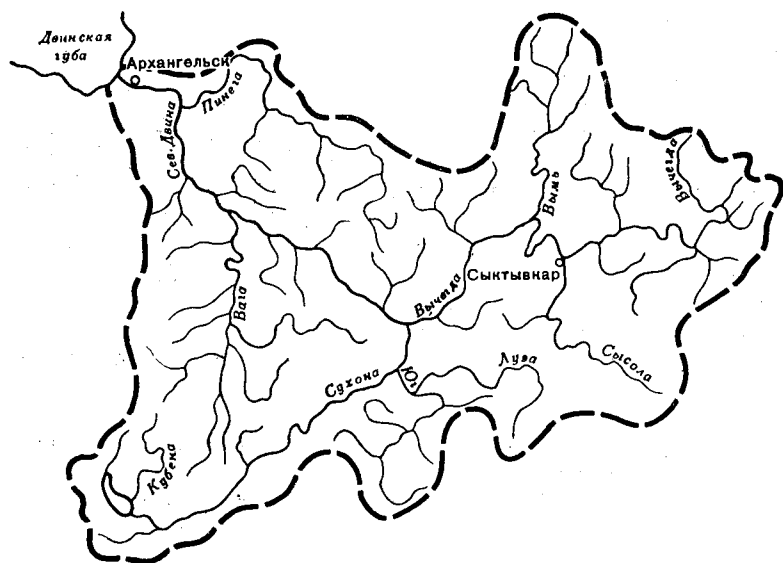


Рис. 10. Речная система р. Сев. Двины

Главная река, как правило, имеет наибольшую длину и размеры русла и наиболее многоводна среди рек системы. Однако иногда эти условия не выполняются. Например, Ока до слияния с Волгой имеет длину 1500 км, а Волга — всего 1340 км. Длина Иртыша на 57 км больше длины Оби до места впадения Иртыша. Водность Ангары больше, чем водность Енисея до места их слияния. Это объясняется исторически сложившимися представлениями о важности той или иной реки.

Недостатком приведенной классификации является то, что один и тот же порядок могут получить реки самых различных размеров. Например, р. Ока, имеющая площадь бассейна 245 тыс. км², и р. Керженец с площадью бассейна 5200 км² оказываются притоками первого порядка р. Волги. Понятно, что эти две реки сильно различаются как по гидрологическому режиму, так и по характеру русла.

Иной подход предложен Р. Хортоном. Низший порядок присваивается самым малым неразветвленным водотокам. Притоками второго порядка будут те реки, в которые впадают притоки первого порядка; притоками третьего порядка — реки, принимающие

притоки второго и первого порядков и т. д. Главная река в этом случае получает высший порядок.

В этой классификации рекам приблизительно одинаковых размеров (одинаковой длины и водности) присваивается один и тот же порядок. Однако и она не лишена недостатка. На рис. 11 можно видеть, что главная река сохраняет свой порядок на значительном протяжении, хотя после впадения нескольких крупных притоков водность ее значительно возрастает.

Для устранения этого недостатка Н. А. Ржаницыным предложено делить реку на участки, более или менее однородные по водности и морфологическим признакам. В таком случае на рис. 11 участок главной реки ниже впадения притоков «в» и «г» может получить 4-й порядок, а самый нижний участок — возможно и 5-й.

В строении речных систем имеются определенные закономерности статистического характера.

Отношение числа водотоков данного порядка к числу водотоков следующего более высокого порядка (по второй классификации) более или менее постоянно для всех порядков в данном бассейне. Это отношение, названное Хортоном коэффициентом бифуркации, больше для горных бассейнов, чем для равнинных; для плоских и холмистых водосборов оно равно приблизительно 2, а для сильно пересеченных и гористых водосборов — 3—4.

Отношение средней длины водотоков данного порядка к средней длине водотоков более низкого порядка также обнаруживает определенное постоянство.

Число водотоков данного порядка n_i в бассейне может быть выражено:

$$n_i = r_b^{s-i}, \quad (\text{III-1})$$

где r_b — коэффициент бифуркации, s — порядок главной реки; i — порядок притока данного класса.

Число водотоков всех порядков равняется:

$$n = \frac{r_b^s - 1}{r_b - 1}. \quad (\text{III-2})$$

Длина водотоков разных порядков будет равна

$$l_i = l_1 r_l^{i-1}, \quad (\text{III-3})$$

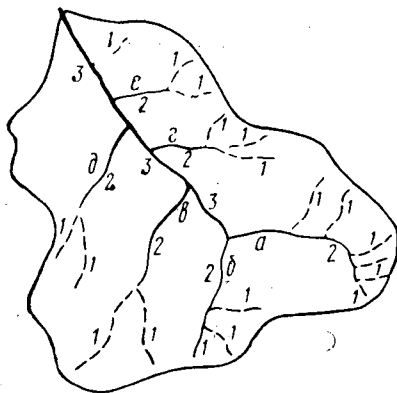


Рис. 11. Порядок речных русел (по Хортону)

где l_i — средняя длина водотоков порядка i ; l_1 — средняя длина водотоков первого порядка; r_l — отношение средней длины водотоков данного порядка к средней длине водотоков следующего более низкого порядка (коэффициент длин водотоков).

Суммарная длина водотоков данного порядка i равна произведению средней длины на число водотоков (см. уравнения III-1 и III-3).

Рисунок речной системы. Характер сочленения притоков с главным руслом и их расположение в речной системе влияют на про-

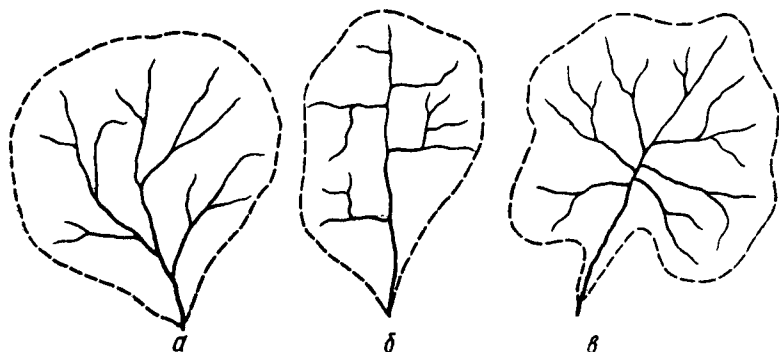


Рис. 12. Типы речных систем: а — древовидная, б — прямоугольная, в — центростремительная

должительность и форму волны половодья и паводков. В вытянутом бассейне с равномерным расположением притоков добегание осадков до замыкающего створа более продолжительное, и паводок имеет выположенную форму. В округлом бассейне с радиально расположенными главными притоками концентрация осадков в главном русле происходит быстрее и гидрограф приобретает более острую форму.

В природе встречаются самые разнообразные рисунки речных систем, но все их можно свести к нескольким основным типам: а) древовидная или дендрическая форма, б) прямоугольная и в) центростремительная (рис. 12).

Древовидной системе свойственно приращение притоков под острым углом к главному руслу. То же наблюдается и между притоками. Весь бассейн по форме напоминает крону листового дерева. К этому типу можно отнести реки Средне-Русской возвышенности и Полесья. Бассейны горных рек также нередко имеют древовидную систему.

В прямоугольных системах притоки примыкают к главному руслу под прямым углом, и вся система как бы делит бассейн на прямоугольники разных размеров. В качестве примера можно привести р. Куру в среднем течении и р. Алазани.

Центростремительная система характеризуется схождением притоков к центру. Близкими к ней по форме являются системы Верхней Волги, Терека.

В литературе встречаются и другие наименования, относящиеся к разновидностям указанных трех основных типов.

Извилистость и густота речной сети.

Рекам не свойственно прямолинейное течение — они всегда извилисты. Извилистость определяется рельефом местности, по которой протекает река, степенью податливости горных пород и грунтов, слагающих долину и берега русла, а также динамическими свойствами самого потока. Известно, что при малейшем отклонении потока от прямолинейного кривизна будет усиливаться под влиянием поперечных циркуляций водных масс. Этот вопрос будет подробно рассмотрен в разделе о русловых процессах.

Извилистость реки на участке характеризуется отношением длины реки на рассматриваемом участке L к длине прямой l , соединяющей начало и конец участка. Это отношение называется коэффициентом извилистости (k_n):

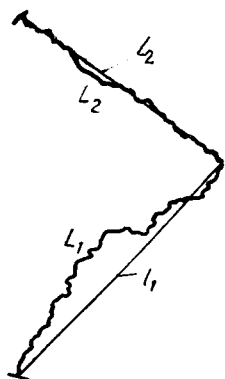


Рис. 13. Определение коэффициента извилистости реки

$$k_n = \frac{L}{l}. \quad (\text{III-4})$$

Река на своем протяжении может иметь различную извилистость. Поэтому первоначально коэффициенты извилистости вычисляются для отдельных участков, имеющих более или менее общее направление (рис. 13). Общий коэффициент извилистости находится по формуле

$$k_n = \frac{\sum L_i}{\sum l_i}.$$

При определении длин участков реки используется карта крупного масштаба, но еще лучше пользоваться аэрофотоснимками. Особенно это рекомендуется делать при определении длин сухоречий и оврагов.

Степень насыщенности территории водотоками (обводненности) характеризуется коэффициентом густоты речной сети d . Он равен отношению суммарной длины всех водотоков $\sum l$ к площади территории F :

$$d = \frac{\sum l}{F} \text{ км/км}^2. \quad (\text{III-5})$$

Проще всего его вычислять таким путем: делить весь бассейн или участок территории на малые равновеликие квадраты и под-

считывать длину водотоков в каждом квадрате, а затем суммировать все длины и делить на площадь бассейна.

Целесообразно величину d вычислять отдельно для рек и для временных водотоков, так как при решении некоторых задач, например при оценке селеопасности в горных районах или эрозионной деятельности потоков, наибольший интерес представляют временные водотоки.

Речная сеть распределена очень неравномерно по территории. Это связано в основном с количеством осадков, а также с геологическим строением и почвенно-растительным покровом.

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

На европейской территории Союза она уменьшается с северо-запада на юго-восток. В лесной зоне (в Прибалтике, в бассейне Северной Двины, в верховьях Волги) составляет 0,40—0,60 км/км²; в степной зоне уменьшается до 0,30—0,20, а на Прикаспийской низменности — до 0,05. С повышением местности на Кавказе речная сеть снова сгущается до 0,8—1,0, а в наиболее богатых осадками районах, в верхних частях лесного пояса, достигает густоты 1,5—2,0 км/км².

С коэффициентом густоты речной сети связано понятие о длине склонового стекания осадков. Чем реже речная сеть, тем больший путь должна совершить вода по поверхности склона до русла. Средняя длина склона l связана с коэффициентом густоты речной сети d соотношением

$$l = \frac{1}{2d}. \quad (\text{III-6})$$

С возрастанием пути поверхностного стекания возрастает расход склонового стока, а следовательно и его эрозионная способность. Поэтому величина l представляет интерес при изучении процессов эрозии и оврагообразования. С другой стороны, с увеличением l больше осадков расходуется на инфильтрацию. Величина l важна также при определении времени добегания осадков до рассматриваемого створа на реке.

Исток и устье. Истоком называется место, где начинается река; течение здесь обычно наблюдается на протяжении всего года, а русло приобретает характерные для реки черты.

Река может вытекать из озера, болота, начинаться от ледника или выхода грунтовых вод. В карстовых районах и районах распространения трещиноватых вулканических лав источники, дающие начало рекам, могут иметь дебит, измеряемый сотнями литров и даже кубическими метрами в секунду.

Иногда реки начинаются от слияния двух водотоков с иными названиями. Например, Обь начинается от слияния Бии и Катунь, а Амур — от слияния Шилки и Аргуни. Но при определении полной длины реки следует считать от истока наиболее длинного притока.

Реки, вытекающие из озер, имеют четко выраженный исток. Таковы Ангара, Нева, Свирь, р. Св. Лаврентия, берущая начало из оз. Онтарио. У других истоки выражены неясно. Волга вытекает из болот на Валдайской возвышенности. Летом болота сильно пересыхают и исток Волги отступает.

Истоки рек, берущих начало в овражной сети, особенно в степной зоне, обнаруживают тенденцию смещаться вверх к водоразделу. Начало ледниковых рек также может смещаться в связи с отступанием и наступанием ледников. Река может вытекать из ледникового грота или начинаться несколькими ручейками от конца ледникового языка.

Место впадения реки в другую реку, озеро или море называется ее устьем. Морские устья сильно отличаются по своему строению и гидрологическому режиму от остальной части реки. Типы морских устьев и особенности их гидрологического режима подробно рассмотрены в гл. XI.

Речная сеть СССР. Общее число водотоков в СССР длиной более 0,5 км составляет 2 963 400, включая малые реки и ручьи, временные водотоки, оросительные и осушительные каналы; суммарная длина их свыше 9,5 млн. км. По градациям крупности водотоки распределяются следующим образом (табл. 5).

Таблица 5

ВОДОТОКИ СССР

Градации водотоков	Длина, км	Количество		Суммарная длина	
		Число	%	км	%
Самые малые . . .	до 25	2 926 561	98,8	7 322 820	75,9
Малые	26—100	32 733	1,1	1 426 988	14,8
Средние	101—500	3 844	0,1	669 861	7,0
Большие	более 500	260		228 895	2,3

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

В СССР имеется шесть рек длиной более 3000 км, площади их бассейнов превышают 1 млн. км². У 54 рек площади бассейнов более 100 тыс. км². Самая большая по площади бассейна — Обь (2990 тыс. км²); далее следуют Енисей и Лена с площадями более 2000 тыс. км². На первом месте по длине стоит Обь с Иртышом — 5570 км (длина Оби с Катунью 4338 км, длина Иртыша — 4092 км) ¹.

¹ Сведения о крупнейших реках мира приведены в табл. 1.

Если общую длину речной сети нашей страны отнести к площади территории, то получим среднее значение коэффициента густоты русловой сети около $0,42 \text{ км/км}^2$.

РЕЧНОЙ БАССЕЙН

Водоразделы бассейна. Территория, с которой вода по поверхности и подземным путем (из толщи горных пород и грунтов) стекает в данную реку, называется ее бассейном. Бассейн ограничен поверхностной и подземной водораздельными линиями — водоразделами. Поверхностный водораздел проводится по наивысшим точкам на местности и ограничивает площадь, с которой вода по поверхности стекает в данную реку. Эта площадь называется поверхностным водосбором. Подземный же водораздел ограничивает площадь распространения грунтов, из которых подземные воды собираются рекой. Эта площадь называется подземным водосбором.

Поверхностный и подземный водоразделы иногда не совпадают. Наиболее часто это встречается в горной местности вследствие сложного напластования горных пород. Поэтому поверхностный и подземный водосборы могут различаться по площади. В таких случаях величины модуля и слоя стока, вычисленные по площади поверхностного водосбора, могут также различаться для двух соседних бассейнов, находящихся в совершенно идентичных климатических и физико-географических условиях и различающихся только по гидрогеологическим условиям.

Однако разница в величинах модуля стока, обусловленная несовпадением поверхностного и подземного водоразделов, уменьшается с возрастанием площади бассейна, так как при этом убывает относительная величина разницы в площадях поверхностного и подземного водосборов. Поэтому при гидрологических расчетах обычно за размер бассейна принимают площадь поверхностного водосбора.

При изучении режима рек полезными являются следующие численные характеристики водоразделов: длина, коэффициент развития и средняя высота водораздела.

Длина водораздела определяется по крупномасштабной карте в горизонталях, на которой предварительно водораздельная линия проводится с максимальной тщательностью. Если нас интересует часть бассейна до какого-либо пункта на реке (замыкающего створа), то линия водораздела должна быть замкнута в этом пункте.

Коэффициентом развития водораздельной линии называется отношение ее длины к длине окружности круга, имеющего площадь, равную площади бассейна F . Если обозначить длину водораздельной линии L , длину окружности круга l , то коэффициент развития водораздельной линии γ будет

$$v = \frac{L}{l}.$$

Согласно определению $F = \pi r^2$, откуда $r = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$. Подставляя это выражение в формулу длины окружности $l = 2\pi r$, получаем

$$l = 2\pi \sqrt{\frac{F}{\pi}} = 3.54 \sqrt{F}.$$

Следовательно,

$$v = \frac{L}{l} = \frac{0.28L}{\sqrt{F}}. \quad (\text{III-7})$$

Величина v всегда больше единицы. Наименьшее значение получается тогда, когда бассейн по форме приближается к кругу, т. е., когда речная система его приближается к типу центростремительной (см. рис. 12). При таком расположении притоков концентрация осадков в главном русле происходит в кратчайший срок. С возрастанием v длительность добегания осадков возрастает. Отсюда следует, что коэффициент развития водораздельной линии связан с формой гидрографа паводков и половодья на данной реке: чем меньше его значение, тем выше и короче должен быть паводок при прочих равных условиях.

Коэффициент v для европейских рек с площадями бассейнов от 760 км² до 524 тыс. км² принимает значения от 1,30 до 2,58 (табл. 6).

Таблица 6

КОЭФФИЦИЕНТЫ РАЗВИТИЯ ВОДОРАЗДЕЛЬНОЙ ЛИНИИ
(по Н. П. Чеботареву)

Река, пункт	Площадь бассейна, км ²	Длина водораздельной линии L , км	Коэффициент развития водораздельной линии, v
Лугань, Калиновка	759	127	1,30
Проня, Заводь	990	200	1,80
Крынка, Зуевка	1 200	—	1,30
Тертер, Мадагиз	2 440	248	1,41
Везер, устье	45 550	1 686	2,23
Сев. Донец, устье	98 455	1 710	1,55
Эльба, устье	144 055	3 000	2,23
Рейн, устье	159 580	3 360	2,37
Днепр, устье	524 000	6 660	2,58

Средняя высота водораздела находится по профилю водораздельной линии, который строится в абсолютных отметках. Для этого профиль планиметрируется и площадь его f (км²) делится на длину водораздельной линии L (км):

$$H_B = \frac{f}{L} \text{ км.} \quad (\text{III-8})$$

Морфометрические характеристики бассейна. К числу их относятся: площадь, длина, средняя ширина, средний уклон, средняя высота, гипсографическая кривая, график изменения ширины бассейна по длине реки и график нарастания площади по длине реки.

Площадь бассейна определяется как площадь горизонтальной проекции территории, ограниченной поверхностным водоразделом. Находится она путем планиметрирования или с помощью палетки по карте достаточно крупного масштаба, на которой предварительно проводится линия водораздела. Палеткой называется прозрачная пластинка с сеткой квадратов, площадь которых известна в масштабе карты.

В больших речных бассейнах, особенно засушливых областей, могут находиться площади, где осадки полностью расходуются на испарение либо образуют водотоки, выпадающие в бессточные водоемы, из которых вода большей частью испаряется. Бессточные территории могут достигать больших размеров. Например, в Северном Казахстане в бассейне Тобола до г. Кустаная их площадь составляет 16 300 км² (более половины площади бассейна); в бассейне Ишима до г. Акмолинска — 1750 км² (около 24%); в бассейне р. Чаглинки до пос. Северного — 3320 км² (40% общей площади). Такие площади целесообразно выделять и рассматривать отдельно.

При определении площади бассейна, для которого необходимо построить гипсографическую кривую или вычислить средний уклон, планиментировать следует отдельно площади, заключенные меж-

Таблица 7

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДИ БАССЕЙНА р. РИОНИ
ДО с. АЛПАНА ПО ВЫСОТНЫМ ИНТЕРВАЛАМ

Интервалы высоты, м	Площадь в интер- вале		Площадь в нара- стающем порядке	
	км ²	%	км ²	%
0—500	45	1,6	45	1,6
501—1000	326	11,5	371	13,1
1001—1500	965	34,1	1336	47,2
1501—2000	640	22,6	1976	69,8
2001—2500	565	20,0	2541	89,8
2501—3000	195	6,9	2736	96,7
3001—3500	57	2,0	2793	98,7
3501—4000	37	1,3	2830	100
Сумма	2830	100,0		

ду смежными горизонталями. Для этого весь диапазон высот в бассейне разбивается на ряд высотных ступеней. Чем больше амплитуда высот, тем больше по величине берутся высотные интервалы. Обычно их принимают с таким расчетом, чтобы общее число ступеней было 6—8.

Результаты записывают в таблицу (табл. 7). Одновременно планиметрируют и всю площадь бассейна. Она должна совпадать с суммой частных площадей между горизонталями.

Длина и ширина бассейна. За длину бассейна принимают расстояние по прямой от замыкающего створа или устья главной реки до самой удаленной точки бассейна. Понятно, что длина бассейна всегда меньше длины реки. Если бассейн изогнут, то прямая заменяется ломаной, каждый отрезок которой повторяет главные изгибы русла (рис. 14).

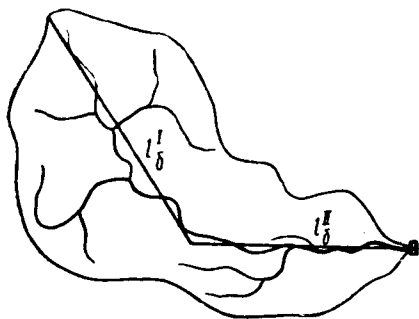


Рис. 14. Определение длины бассейна

Длина бассейна L_B равна сумме отрезков l_6^I и l_6^{II} . Зная площадь бассейна F и его длину L_B среднюю ширину B_B находят по выражению

$$B_B = \frac{F}{L_B} \text{ м.} \quad (\text{III-9})$$

Наибольшая ширина бассейна B_B' определяется по прямой, нормальной оси бассейна (линия, по которой определялась его длина), в наиболее широком месте.

Длина и средняя ширина бассейна связаны с продолжительностью и формой гидрографа половодья. В бассейнах большой длины гидрограф более растянут, так как вода добежит дольше, чем в коротких бассейнах. Чем шире бассейн, тем большее количество воды одновременно поступает в русло и тем, следовательно, выше половодье.

Средний уклон бассейна. От уклона поверхности бассейна зависит скорость стекания воды, а следовательно, высота и продолжительность паводков и половодья.

Для его вычисления производят планиметрирование частных площадей между горизонталями так, как это описано выше. Средний уклон между горизонталями i равен отношению разности отметок горизонталей ΔH к среднему горизонтальному проложению между ними b :

$$i = \frac{\Delta H}{b}. \quad (\text{III-10})$$

Площадь между горизонталями

$$f = \frac{l_{j-1} + l_j}{2} b, \quad (\text{III-11})$$

где l_{j-1} и l_j — длины соседних горизонталей. Из уравнения (III-11) вычисляем величину b и, подставляя ее значение в (III-10), получаем:

$$i = \frac{\Delta H (l_{j-1} + l_j)}{2f}. \quad (\text{III-12})$$

Средний уклон всей поверхности бассейна i_B вычисляется как среднее взвешенное из значений уклонов частных площадей между горизонталями, т. е. по выражению:

$$i_B = \frac{1}{F} \sum_1^n i_k f_k = \frac{i_1 f_1 + i_2 f_2 + \dots + i_n f_n}{F}, \quad (\text{III-13})$$

где F — площадь бассейна, равная сумме всех частных площадей.

Если вместо частных уклонов i подставить их значения из уравнения (III-12), то после преобразования получим более простую формулу:

$$i_B = \frac{\Delta H (0,5l_0 + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} + 0,5l_n)}{F}. \quad (\text{III-14})$$

Существуют и другие упрощенные способы определения среднего уклона, позволяющие сравнительно быстро находить его приближенное значение.

Величина среднего уклона используется при исследовании максимального стока, стока наносов и склоновой эрозии.

Гипсографическая кривая и средняя высота бассейна. Для характеристики распределения площади бассейна по высоте строится гипсографическая кривая. На рис. 15 показана такая кривая для бассейна р. Риони у с. Алпана. Она построена по данным табл. 7. Там же показан ступенчатый график распределения площадей между горизонталями.

Площади, использованные при построении гипсографической кривой, получены планиметрированием, но могут быть определены с помощью палетки или другими подобными способами, описанными в практической гидрологии.

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

Гипсографическая кривая может служить также при сравнении высотного строения разных бассейнов. Для этого она перестраивается в относительных координатах: по горизонтальной оси откладываются доли площади от всей площади бассейна, а по верти-

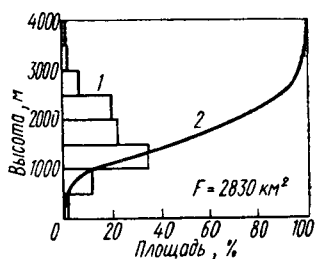


Рис. 15. Диаграмма распределения площади по высотным интервалам (1) и гипсографическая кривая (2) для бассейна р. Риони до с. Алпана

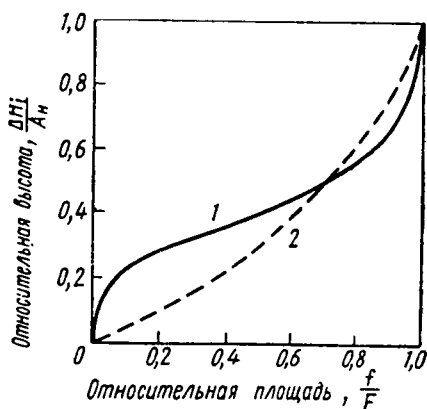


Рис. 16. Гипсографические кривые в относительных координатах: 1 — р. Риони до с. Алпана, 2 — р. Терек до с. Степного

кальной — отношения высот к полной амплитуде высот в бассейне (рис. 16).

Гипсографические кривые в относительных координатах, построенные для разных рек, совмещаются на одном графике, что позволяет провести их типизацию. Анализ большого числа кривых показал, что их форма обнаруживает тенденцию к устойчивости в однородных по геологическим структурам и климатическим условиям районах.

Важной количественной характеристикой является средняя высота бассейна. Средняя высота может определяться по гипсографической кривой путем планиметрирования площади, лежащей ниже кривой, и деления ее на площадь речного бассейна (или на 100%, если по оси абсцисс отложены проценты), но может быть вычислена по формуле:

$$H_{\text{ср}} = \frac{f_1 H_1 + f_2 H_2 + \dots + f_n H_n}{F} \text{ м,} \quad (\text{III-15})$$

где $f_1, f_2, \dots, f_n$ — площади в пределах высотных интервалов (табл. 6), км²; $H_1, H_2, \dots, H_n$ — средние высоты этих интервалов, м; F — площадь бассейна, км².

С изменением высоты местности в горных районах закономерно изменяются многие климатические элементы: осадки, температура, влажность воздуха, снежный покров и др. Прослеживается также вертикальная поясность почвенно-растительных сообществ. Все это сказывается на речном стоке — величина его, как правило, увеличивается с высотой бассейна. Поэтому при расчетах речного стока средняя высота является одним из главных параметров бассейна.

Наряду со средней высотой в гидрологических исследованиях используется также среднее квадратическое отклонение σ_H высотных интервалов от средней высоты, аналогичное стандарту распределения случайной величины. Оно записывается:

$$\sigma_H = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_i - H_{\text{ср}})^2 f_i}{F}}, \quad (\text{III-16})$$

где H_i — средние высоты (км) отдельных высотных интервалов, число которых равно n ; f_i — площади, соответствующие этим интервалам (км²); F — полная площадь бассейна (км²) и $H_{\text{ср}}$ — его средняя высота (км).

Величина σ_H используется при исследовании половодья. В тех случаях, когда исследуется не только объем половодья горных рек, но и его продолжительность, величины $H_{\text{ср}}$ оказываются недостаточно, так как при одной и той же средней высоте бассейна распределение площадей по высотным зонам может быть различным. В бассейнах с большим диапазоном высот (большими σ_H) половодье растянуто, так как снег сходит постепенно в течение 3—6 месяцев. В бассейнах же типа высокогорных плато (с малым σ_H) оно наступает позднее, но проходит в более сжатые сроки, высота половодья будет больше.

График нарастания площади по длине реки. Этот график позволяет проследить за изменением площадей левобережной и правобережной частей бассейна по длине реки. По горизонтальной оси откладывается длина главной реки от истока к устью в принятом масштабе, а по вертикали — площади, которые определяются планиметрированием.

Связь между морфометрическими характеристиками бассейна и длиной реки. Между площадью бассейна F , его средней шириной $B_{\text{ср}}$ и длиной реки L имеется довольно тесная связь. На рис. 17 показана связь между F и L для больших рек СССР, Китая и США. Она выражается уравнением:

$$L = 2,9 \sqrt{F}, \quad (\text{III-17})$$

где F и L соответственно в км² и км.

Для небольших бассейнов (с $F < 250$ км²) постоянный коэффициент составляет около 1,6. Для горных рек Крыма и Кавказа ве-

личина коэффициента равна соответственно 2,5 и 2,4, т. е. несколько меньше, чем для больших равнинных рек, что, по-видимому, объясняется меньшей извилистостью горных рек по сравнению с равнинными.

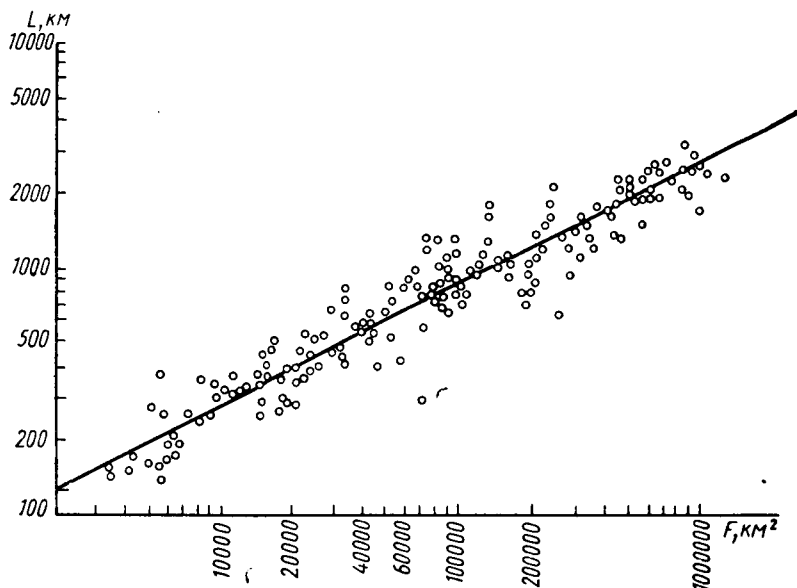


Рис. 17. Связь между площадью бассейна и длиной русла для больших равнинных рек

Связь средней ширины бассейна с его площадью для крупных бассейнов выражается уравнением:

$$B_{\text{б}} = \frac{F}{L} = 0,35 \sqrt{F} \text{ км.} \quad (\text{III-18})$$

Ширина бассейна $B_{\text{б}}$ в данном случае получена делением площади на длину реки.

Для малых бассейнов ($F < 250 \text{ км}^2$) постоянный коэффициент увеличивается почти вдвое — малые бассейны оказываются как бы относительно «шире», чем большие, что связано с меньшей их извилистостью.

Физико-географические характеристики бассейна. Режим рек, кроме климатических факторов, зависит от физико-географических характеристик бассейна: географического положения, рельефа, геологического строения, почв, растительного покрова, распространения озер и болот.

Географическое положение определяется координатами широты и долготы местности. Но, кроме того, указывается так-

же близость рассматриваемой территории к морям, океанам, пустыням, расположение относительно больших горных систем. Большие водные пространства на пути движения воздушных масс будут способствовать смягчению климата, повышению влажности, а соседство сухих территорий—наоборот, повышению его континентальности. Горы оказывают сильное влияние на перемещение и трансформацию воздушных масс.

Рельеф. Основными характеристиками рельефа служат орографическая схема, таблица распределения площадей по высотным зонам и гипсометрическая кривая. В описании должна быть дана характеристика горных цепей (их высота, крутизна склонов), плато и котловин.

Рельеф равнинных бассейнов описывается главным образом с точки зрения его влияния на скорости стекания осадков и потери воды на инфильтрацию и испарение. Особое внимание обращается на распространение малых бессточных углублений, задерживающих талую воду и жидкие осадки.

Геологическое строение и почвенный покров. Наибольшее внимание обращается на такие свойства почвы и пород, как механический состав, структурность, скважность, влагоемкость, водопроницаемость, которые определяют способность их пропускать и накапливать воду. Очень важны также сведения о наличии, глубине залегания и мощности водоносных горизонтов и их взаимодействии с рекой, о количестве и характере источников. Для скальных пород дается характеристика их трещиноватости. Важную гидрологическую роль играют карстовые явления в бассейне.

Многолетняя мерзлота. На севере и, особенно, северо-востоке нашей страны широко распространена многолетняя мерзлота, которая наиболее сильно сказывается на режиме рек Лены, Яны, Индигирки, Колымы и др. При описании бассейнов рек указанных районов необходимо привести сведения о характере распространения многолетней мерзлоты (сплошное, с таликами, островное), мощности мерзлых пород, глубине их залегания.

Растительный покров. Большую роль в формировании режима реки играет лес. Он влияет на количество осадков, их расходование на испарение, на накопление снега, потери воды на инфильтрацию, накопление подземных вод и скорости стекания воды.

При характеристике леса необходимо указать состав, плотность и возраст его, а также вычислить так называемый коэффициент лесистости — отношение площади, покрытой лесом, к общей площади бассейна. В табл. 8 приводится лесистость бассейнов некоторых рек европейской части СССР. Очень желательно показать распределение леса по бассейну.

Для горных бассейнов полезно обратить внимание на распределение растительности, в частности леса, по высотным зонам, а также по склонам различной экспозиции.

Таблица 8

ЛЕСИСТОСТЬ, ОЗЕРНОСТЬ И ЗАБОЛОЧЕННОСТЬ БАССЕЙНОВ
НЕКОТОРЫХ РЕК ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Река, пункт	Площадь бассейна, км ²	Лесис- тость, %	Озер- ность, %	Заболо- ченность, %
Ковда, д. Ляхкомнна	25 900	76	16	8
Печора, с. Троицко-Печор- ское	35 600	90	<1	5
Вычегда, с. Малая Кужба . .	26 500	90	<1	5
Днепр, г. Жлобин	30 300	34	<1	3
Дон, пос. Подпольный	38 300	5	—	—
Северский Донец, с. Маяки .	38 900	10	<1	1
Волга, г. Калинин	24 900	41	2	2
Терек, с. Степное	35 400	15	<0,01	—
Кубань, г. Усть-Лабинск . .	34 300	20	0,05	—

Следует привести сведения о площади пахотных земель и преобладающих культурах.

Озерность и заболоченность характеризуются коэффициентами, представляющими собой отношение площади озер f_o и болот f_b к общей площади бассейна:

$$k_o = \frac{f_o}{F} \quad \text{и} \quad k_b = \frac{f_b}{F}. \quad (\text{III-19})$$

Эти коэффициенты или близкие к ним выражения широко используются в гидрологических расчетах.

Ледники накапливают твердые осадки и повышают сток в летний период. При характеристике ледников указывается их положение и площадь в бассейне, а также отметки области питания и конца ледникового языка.

ДОЛИНА И РУСЛО РЕКИ

Формирование долины. Современные речные долины претерпели долгую историю. Они формировались в тектонических понижениях или углублениях, пропаханных ледниками. Но на протяжении десятков тысяч лет водный поток преобразовывал долину, изменял продольный профиль и плановые очертания. Размеры долины и русла каждой реки находятся в тесной связи с величиной ее стока и гидрологическим режимом.

Если в течение длительного периода не происходит быстрых смещений поверхности земли или базиса эрозии (уровня, лимитирующего углубление русла), то река переживает нормальный эрозионный цикл.

На ранней стадии она интенсивно размывает свое русло и выносит все образующиеся при этом наносы. Русло реки постепенно углубляется, долина имеет крутые склоны, а дно ее заполнено водой. Там, где поток пересекает более твердые породы, образуются пороги и водопады. Продольный профиль еще не выработан и имеет очертания, показанные на рис. 18 (линия *а*). В плане речная долина характеризуется резкими поворотами, обусловленными первоначальным рельефом местности и различной размываемостью грунтов.

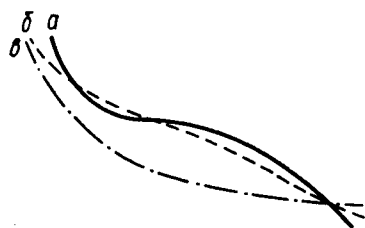


Рис. 18. Стадии развития продольного профиля реки

Но уже и на этой стадии развития на участках с малыми уклонами и скоростями течения могут отлагаться наносы и образовываться аллювиальная пойма. Это происходит перед выходом на поверхность трудно размываемых пород, создающих подпор потоку.

В дальнейшем, по мере врезания потока продольный профиль выравнивается, но все еще остается неоднородным (рис. 18, линия *б*). На участках с пониженными уклонами усиливается боковая эрозия. Русло расширяется, и очертания его в плане становятся более плавными, образуется пойма и осередки.

Постепенно река стремится выработать плавновогнутый профиль (рис. 18, линия *в*), при котором поток способен лишь переносить поступающие сверху наносы, но глубинная эрозия прекращается. На этой стадии русло реки извилисто и часто разбивается на рукава. Наступает стадия старения реки.

Формирование поймы связано с внутригодовыми колебаниями водности реки — с прохождением половодья и паводков, несущих большое количество наносов.

Во время высокой зоды наносы отлагаются в расширенных местах долины, образуя побочни. Меженный поток не в состоянии их полностью разрушить и прокладывает себе путь среди наносов. В горных условиях наращиванию побочней способствуют выносы пересыхающих притоков селевого типа (в Средней Азии — «саев»).

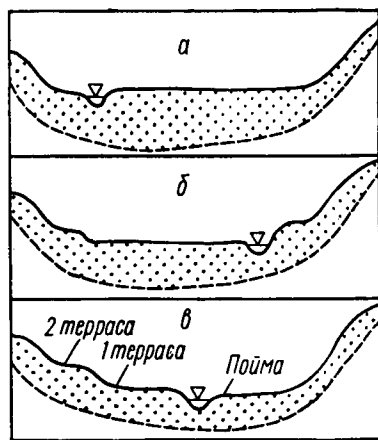


Рис. 19. Схема образования террас

Обычный цикл развития долины может нарушаться в результате понижения или повышения базиса эрозии или вертикальных смещений истоков реки. При понижении базиса эрозии вследствие эпейрогенических движений участков суши или понижения уровня моря уклон на нижнем участке увеличивается, река омолаживается и снова начинает углублять свое русло. Образование террас в аллювиальных отложениях можно представить себе следующим образом (рис. 19). Первоначальное русло находилось у левого берега в положении «а». В результате блуждания по дну долины и углубления оно смещается к противоположному берегу (положение «б») и оказывается на более низком уровне. В дальнейшем этот процесс повторяется и русло занимает положение «в». Оставшиеся неразмытыми участки прежних пойм, то у одного, то у другого берега, превращаются в террасы.

Естественное развитие речной долины может нарушаться в результате вмешательства человека (строительства плотин, понижения уровня внутренних водоемов), когда изменяется характер русловых процессов.

Типы речных долин. По происхождению различают следующие типы долин: тектонические, ледниковые и эрозионные. Однако в чистом виде долин какого-либо одного происхождения нет, и в формировании любой долины большое значение имеет эрозионный фактор. С другой стороны, первичная форма долин всегда имеет тектоническое происхождение.

По характеру поперечного профиля различают следующие пять основных типов долин:

1) щели—глубокие и узкие долины с отвесными, иногда нависающими склонами; ширина их по дну почти равна ширине русла. Встречаются в горах среди трудно разрушающихся скальных пород;

2) каньоны — глубокие долины с очень крутыми склонами и сравнительно узким дном. Формируются в сухих климатах и легко размываемых грунтах. Слабая разработанность склонов объясняется слабым развитием склонового стока на данном участке реки. Встречаются в предгорьях, в частности на Кавказе и в Средней Азии;

3) ущелья — глубокие горные долины со скалистыми крутыми, обычно выпуклыми склонами (рис. 20). Ущелья встречаются во всех горных районах, например Дарьяльское и Сулакское на Кавказе, ущелье Енисея в Саянах и др.;

4) трапецевидные — широкие долины с прямыми или выпуклыми пологими склонами. Это наиболее распространенная форма долин в равнинных условиях. Разновидностью этого типа является так называемая ящикообразная долина с широким, плоским дном и крутыми склонами;

5) корытообразные — широкие долины с вогнутыми склонами, выполаживающимися к тальвегу, с широким дном. Характерны для горной местности, где они образуются при участии ледников (троги).

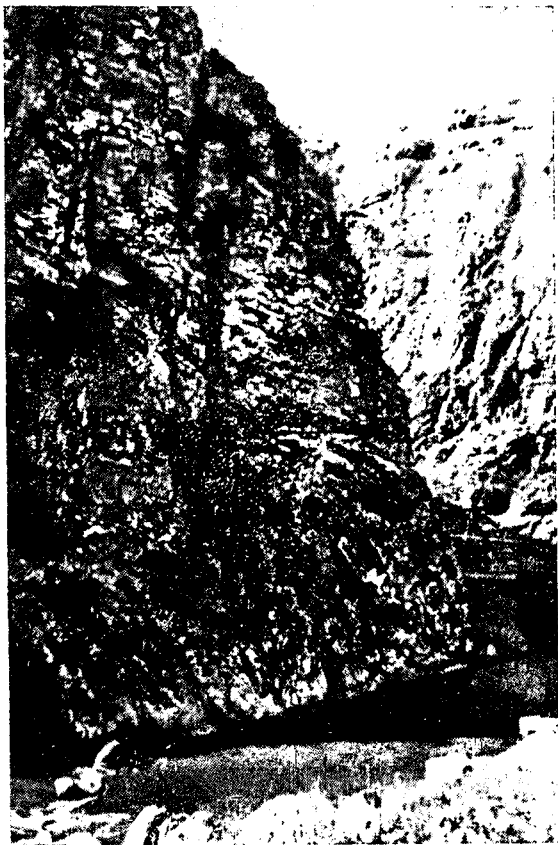


Рис. 20. Ущелье горной реки

Обычно на небольших реках встречаются долины с неясно выраженным поперечным профилем. В. В. Докучаев писал, что на Украине есть множество малых рек, у которых «в сущности нет своего русла и определенных берегов, нет собственного дома, — они воспользовались и до сих пор довольствуются теми, уже готовыми, блюдцами, ложбинами и западинами, которые остались после ледника, и только больше заболотили их...».

Поперечный профиль долины. В зрелой речной долине, сформировавшейся в легко размываемых грунтах, различают следующие главные элементы (рис. 21): дно или ложе долины, занимающее ее нижнюю часть, русло, пойму и склоны долины, на которых могут располагаться террасы. Русло и пойма являются частями дна долины.

Руслом называется самая низкая часть долины, занятая водным потоком в межень. Различают следующие элементы русла: дно, берега, бровки и откосы берегов.

На участках с небольшими уклонами русло иногда разбивается на рукава, разделенные осередками и островами. Чаще это наблюдается в низовьях реки, но может иметь место и в среднем те-

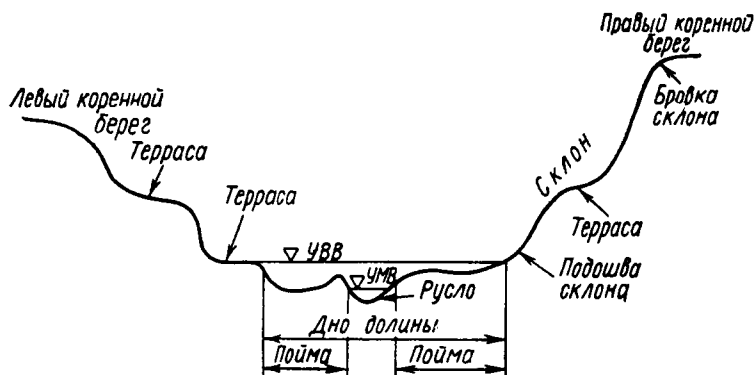


Рис. 21. Схематический поперечный профиль речной долины: УВВ — уровень высоких вод, УМВ — уровень меженных вод

чении, в том числе на горных реках, там, где поток из теснин попадает в широкую долину. Многие горные реки в их современном состоянии представляют чередование уширений и сужений. Таковы, например, реки Вахш, Зеравшан, Фандарья в Средней Азии. Суженные участки являются местами бывших когда-то колоссальных завалов или скальных седловин, которые за тысячелетия были пропилены водой. Для тропических стран вообще характерна разветвленность русел и очень широкие разливы в половодье. Например, рассматривая с самолета р. Парану, трудно различить, где проходит главное русло, а где протоки и рукава, настолько сложна и хаотична вся эта система.

Пойма — заливаемая водой в половодье часть долины — может располагаться как по обоим берегам, так и по одному из них, иногда и вовсе отсутствует. Иногда на пойме прослеживается уступ, разделяющий ее на две части: «низкую» и «высокую» поймы. Последняя затопливается лишь в наиболее многоводные годы.

На равнинных реках пойма может достигать большой ширины. На Верхней Волге ширина ее колеблется от 0,5 до 5 км, на Средней Волге — от 3 до 8 км, ниже Волгограда (Волго-Ахтубинская пойма) доходит до 30—60 км. На р. Оке у Каширы ширина поймы всего 1 км, а у Рязани — около 15 км; на Амуре — от 0,2 до 15 км.

Пойма может иметь ровную, пересеченную или волнистую поверхность, покрытую лугами, кустарником или лесом. Она бывает

сухой или заболоченной. Вблизи русла на пойме часто образуется так называемый прирусловой вал.

Террасы по происхождению делят на эрозионные, выработанные потоком в коренных породах, и аккумулятивные, образованные потоком в толще собственных отложений. Последние встречаются чаще. Могут быть террасы и смешанного происхождения.

Число террас достигает десяти и больше. В среднем течении р. Зеравшан насчитывают до 11 террас. На левом берегу Днепра обнаружено шесть террас в интервале высоты около 100 м, причем ширина их достигает десятков километров. На р. Куре у Тбилиси имеется шесть террас в интервале высоты до 250 м.

Террасы имеют следующие морфологические элементы: поверхность террасы; уступ — крутой склон в сторону реки; бровка террасы; подошва уступа у его основания; тыловой шов — линия сопряжения со склоном долины или уступом выше расположенной террасы.

Линия сопряжения склона с дном долины называется подошвой склона, а линия, по которой склон примыкает к прилегающей местности (коренному берегу), — его бровкой.

Гидрологическая роль долин. Долина оказывает влияние на режим реки. В период половодья большое количество воды временно задерживается на пойме и стекает с опозданием. В результате этого подъем половодья замедляется, а спад растягивается. В целом половодье становится более продолжительным и менее высоким; это регулирующее влияние долины тем больше, чем шире пойма. Кроме того, некоторое количество воды накапливается в толще аллювия и поступает в русло лишь после того, как поток войдет в меженное русло. Благодаря этому спад половодья еще более растягивается.

По склонам долины часто имеются выходы подземных вод. При высоких уровнях в реке приток подземных вод замедляется или прекращается вовсе, а иногда имеет место инфильтрация воды из реки в берега. На спаде половодья вода обратно поступает в русло, причем приток ее усиливается по мере снижения уровня воды в реке. Этот процесс также оказывает регулирующее действие на русловой сток. Подробнее о взаимосвязи речных и грунтовых вод говорится в гл. IV.

Извилистость речного русла. Для рек характерна извилистость русла. Различают два рода извилистости: а) орографическая, обусловленная рельефом местности и различной твердостью пород, слагающих берега долины, и б) эрозионная извилистость, являющаяся следствием эрозионной деятельности самого потока. Формирование извилин второго рода называется меандрированием, а сами извилины — меандрами.

Меандры являющиеся подвижными образованиями, меняющими свою форму и перемещающимися в пространстве. Если в первоначально прямом русле, сложенном легкоподвижным материалом,

появился хотя бы малейший изгиб, он будет в дальнейшем увеличиваться и превратится в извилину.

Последовательность развития извилин (по М. А. Великанову) показана на рис. 22. Первоначально русло принимает синусоидальные очертания в плане со сравнительно плавными поворотами (а). В дальнейшем кривизна поворотов увеличивается, и синусоида постепенно преобразуется в ряд сопряженных полукружий (б). Последние, по мере размыва вогнутых берегов, трансформируются в форму петель (в). Все эти трансформации сопровождаются удлинением русла, а значит и уменьшением уклона. Но в половодье, когда уровень воды повышается и скорость резко возрастает, поток может размыть узкий перешеек между сближившимися излучинами, и тогда происходит спрямление русла. Отторгнутая извилина часто обособляется и превращается в старицу (г).

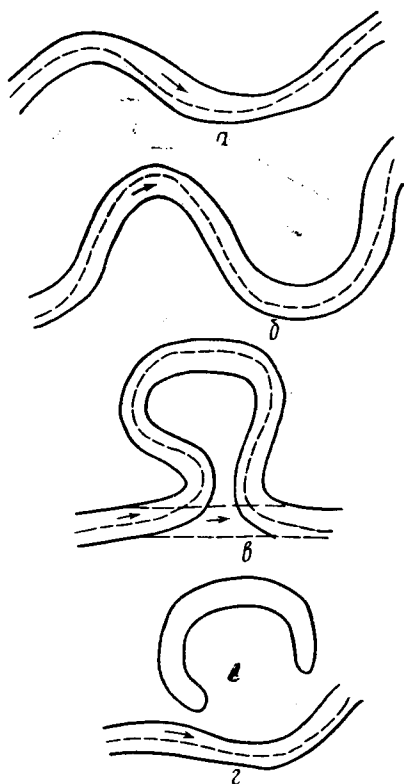


Рис. 22. Схема образования старицы

Особенно густой и сложной сетью стариц (староречий) отличаются равнинные реки — Обь, Лена и другие, протекающие в широких аллювиальных долинах.

Плеса и перекаты. В связи с извилистостью русла закономерно изменяются по длине реки и глубины. Более глубокие места, называемые плесами, располагаются в местах наибольшей кривизны русла, а более мелкие — перекаты — на прямолинейных участках между плесами. Морфологические элементы участка плес—перекат—плес показаны на рис. 23.

Углубления русла, находящиеся у вогнутого берега на плесе, называются плесовыми ложбинами. У противоположных берегов и несколько ниже по течению находятся отмели, называемые побочными. Таким образом, выше переката располагаются верхние ложбина и побочень, а ниже — нижние ложбина и побочень. На самом перекате русло пересечено грядой из наносов, протягивающейся от верхнего побочня к нижнему. Различают еще напорный (верхний) скат седловины и подвалье — низовой скат.

Сечения русла на плесах и перекатах различаются (см. рис. 23). На плесах они скошены, а на перекате, где русло вообще несколько шире, часто имеется повышение дна в середине.

Перекаты иногда располагаются группами, образуя так называемые перекатные участки. На таких участках гребни перекатов

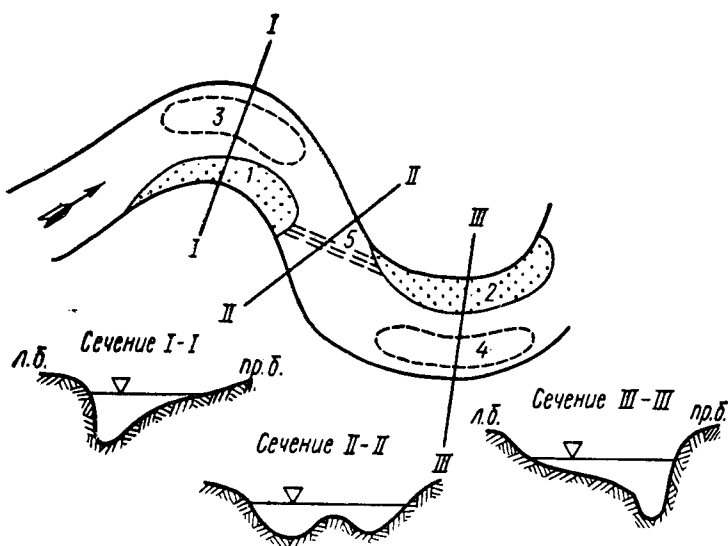


Рис. 23. Схема переката: 1 — верхний побочень, 2 — нижний побочень, 3 — верхняя плесовая ложбина, 4 — нижняя плесовая ложбина, 5 — седловина

разделены сравнительно короткими плесами. Перекатные участки сменяются плесовыми, где глубины больше, чем на перекатных.

Границы между перекатными и плесовыми участками более или менее постоянны, что обусловлено влиянием изгибов и расширений речной долины и наличием притоков. Отдельные же перекаты могут смещаться вдоль перекатного участка. Например, на Волге Козьмодемьянский перекат за столетие сместился вниз по реке на восемь с лишним километров. На его прежнем месте (против г. Козьмодемьянска) образовался новый перекат, который тоже смещался вдоль перекатного участка. Сравнительная устойчивость перекатных и плесовых участков наблюдалась на Дону.

Из других русловых образований назовем осередки и острова, разделяющие русло на рукава и протоки.

Осередками называются затапливаемые подвижные возвышения дна, отделенные от берегов водой. Более стабильные и высокие осередки, закрепленные растительностью, а также отчленившиеся части поймы называются островами.

Рукавом называется часть русла, отделенная островом. Сравнительно короткие и мелкие ответвления русла, отделенные осередками, называются протоками.

Морфометрические характеристики русла. Для определения расхода воды, количества наносов и растворенных веществ и других гидрологических величин необходимо знать морфометрические характеристики русла на данном участке.

Основным материалом, служащим для этой цели, являются поперечные профили и план участка русла в изобатах или горизонталях.

Изобатами называются линии равных глубин, отсчитываемых от поверхности воды. План в изобатах легко перестроить в план в горизонталях, если известны отметки уровня воды во время производства промеров. План в горизонталях предпочтительнее в тех случаях, когда требуется получить графики изменения элементов водного сечения в зависимости от уровня воды.

Водным сечением реки называется сечение потока в плоскости, перпендикулярной его динамической оси. При наличии ледяного покрова площадь водного сечения определяется за вычетом площади погруженного льда.

В водном сечении, особенно у берегов, могут быть участки, где течения воды нет. Такие участки называются мертвыми пространствами. При определении расхода воды они исключаются из общей площади водного сечения. Оставшаяся часть называется живым сечением русла.

Живое сечение характеризуется рядом морфометрических элементов.

1. Ширина живого сечения B — расстояние по прямой между урезами воды левого и правого берегов 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 ее обычно выражают в виде функции от уровня воды:

$$B = f_1(H).$$

2. Площадь живого сечения ω — площадь водного сечения за вычетом суммарной площади мертвых пространств. Она также может задаваться в функции от уровня воды:

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

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

$$h_{\text{ср}} = \frac{\omega}{B}.$$

4. Смоченный периметр χ — длина линии, по которой вода соприкасается с неподвижными твердыми границами потока.

С возрастанием χ увеличивается сопротивление, оказываемое руслом потоку.

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

$$R = \frac{\omega}{\chi}.$$

Для равнинных рек ширина русла и смоченный периметр обычно мало отличаются друг от друга. Поэтому в расчетах средней скорости течения воды вместо гидравлического радиуса R часто используют среднюю глубину $h_{\text{ср}} = \frac{\omega}{B}$. Для горных рек этого делать нельзя, так как русла их нешироки и смоченный периметр существенно превышает ширину русла.

6. Неровности поверхности дна и берегов русла увеличивают его сопротивление движению потока, способствуют диссипации энергии. В качестве статистической характеристики неровностей дна принимается средняя высота выступов δ над средней плавной линией дна. Эта величина называется абсолютной шероховатостью.

С возрастанием глубины потока влияние выступов на скорость течения ослабевает. Поэтому для характеристики шероховатости иногда используют отношение δ к средней глубине потока на данном участке русла, называемое относительной шероховатостью:

$$\rho = \frac{\delta}{h_{\text{ср}}}.$$

Как абсолютная, так и относительная шероховатость изменяется по ширине реки в связи с изменением глубины и крупности частиц донных отложений. На пойме шероховатость возрастает также под влиянием травяного покрова, кустарников, строений.

ПРОДОЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ РЕКИ

Основные определения. Продольным профилем реки называется график, характеризующий изменение отметок дна русла и водной поверхности по длине реки. На горизонтальной оси его откладываются расстояния по длине реки (горизонтальные проложения), а по вертикальной — абсолютные или условные отметки дна или уровня воды. Отсчет расстояния ведется от устья как наиболее стабильной точки. Масштабы принимаются разные: более крупный для высот, более мелкий для горизонтальных проложений. Продольный профиль, таким образом, характеризует изменение падения и уклона по длине реки.

Падением называется разность высот двух каких-либо точек дна или водной поверхности ($H_1 - H_2$). Частное от деления

величины падения на расстояние между рассматриваемыми точками l называется продольным геометрическим уклоном:

$$i = \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad (\text{III-20})$$

Высоты и расстояния берутся в одних и тех же линейных единицах, например в метрах. Следовательно, уклон является безразмерной величиной. Обычно он выражается десятичной дробью или в промилле (в тысячных долях). Иногда падение выражается в метрах на километр длины. Например, при падении 0,1 м на 1 км уклон равен 0,0001, или 0,1‰.

В формуле (III-20) величина l представляет проекцию длины на горизонтальную плоскость; следовательно, уклон i в данном случае равен тангенсу угла $\text{tg} \alpha$ (рис. 24). Строго говоря, вместо катета треугольника (l) следует брать гипотенузу (l_1), и тогда уклон равен синусу α . Но для малых углов синус и тангенс близки друг к другу, и такая замена считается допустимой.

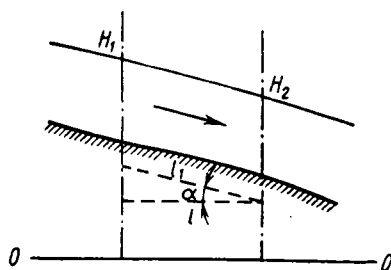


Рис. 24. Определение уклона реки

Профиль водной поверхности, вообще говоря, изменяется в связи с изменением наполнения русла и прохождением половодья и паводков. Эти изменения будут рассмотрены в гл. VI. Здесь же остановимся на профилях дна русла и меженного уровня воды. Меженный уровень в сглаженном виде повторяет профиль дна. Но последний все же значительно более изломан благодаря чередованию глубоких и мелких мест. Продольные профили отдельных рек сильно различаются по форме вследствие различий в уклонах и рельефе дна долины, характере грунтов и т. д.

Реки, в результате многовековой эрозийной деятельности, 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 или главный базис эрозии и местные базисы эрозии. Общим базисом эрозии является уровень моря или озера, куда впадает главная река системы. Местным базисом эрозии для данной реки служит уровень воды той реки, куда она впадает, либо выход на поверхность трудно размываемых горных пород, образующих пороги и водопады.

Порогом называется короткий участок реки с относительно большим падением уровня воды и повышенной скоростью течения. Пороги могут образоваться не только в местах выхода скальных горных пород, но и в результате скопления в русле крупного валунного материала. Особенно много порогов на горных ре-

ках, но они встречаются и на больших равнинных реках, таких, как Волхов, Днепр, Ангара.

Участок, на котором повышенные скорости наблюдаются на значительном расстоянии, называется стремниной или порожистым участком. На Днепре порожистый участок до постройки гидроэлектростанций имел длину около 90 км, на р. Поной на Кольском полуострове — около 50 км.

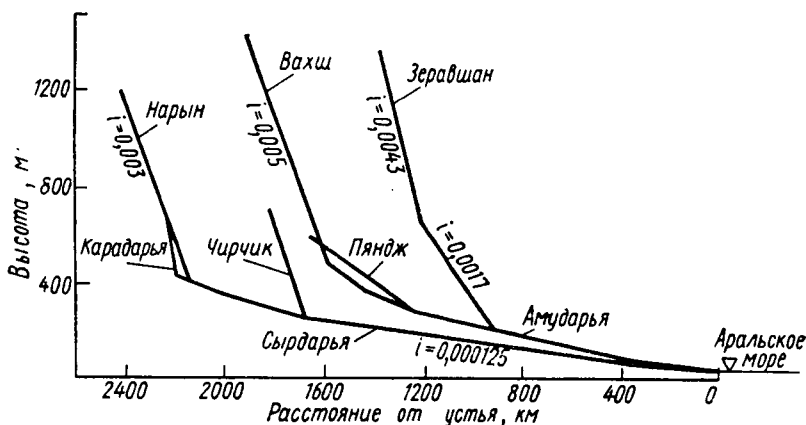


Рис. 25. Продольные профили рек Средней Азии

Места, где вода низвергается с вертикального уступа дна, называются водопадами. Высота водопадов иногда достигает сотен и более метров. Водопад Виктория на р. Замбези в Африке имеет высоту 119 м; Ниагарский водопад — 50 м.

Ниже водопадов под действием падающей воды образуются углубления («котлы»). Ниже днепровских порогов глубина «котла» достигала 15 м. Уступы, с которых падает вода, постепенно смещаются вверх по реке. Упомянутый выше Ниагарский водопад ежегодно в среднем отступал к озеру Эри на 1,5 м.

Невыработанные ступенчатые профили характерны для сравнительно молодых рек. Реки в более зрелом возрасте имеют более плавные очертания профиля, хотя и на них встречаются пороги и стремнины.

Главная река обычно обладает меньшим средним уклоном, чем ее притоки (рис. 25). Но в больших бассейнах с разнообразным рельефом это не всегда выдерживается. В бассейне Енисея, например, главное русло в верхнем и среднем течении имеет большие уклоны, чем притоки Ангара и Нижняя Тунгуска.

Типы продольных профилей. Среди большого разнообразия продольных профилей можно выделить несколько характерных типов (рис. 26):

- 1) плавновогнутый, характеризующийся уменьшением уклона от верховья к устью;
- 2) прямолинейный, отличающийся одинаковыми уклонами на всем протяжении реки;
- 3) выпуклый, для которого характерны пониженные уклоны в верховье и повышенные в нижнем течении;

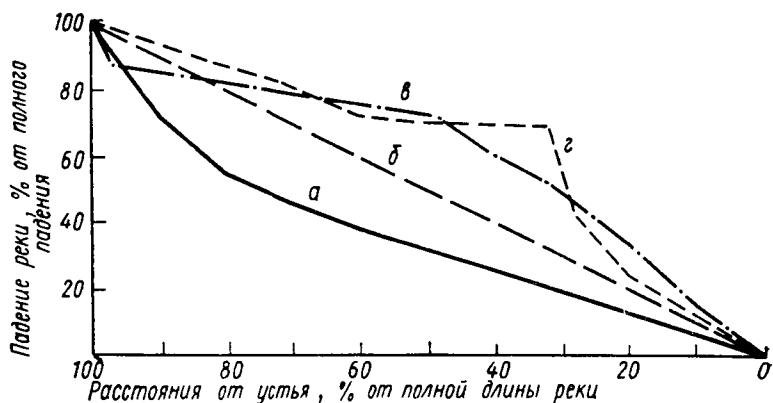


Рис. 26. Типы продольных профилей рек: *а* — плавновогнутый (р. Вахш), *б* — прямолинейный (р. Зеравшан), *в* — выпуклый (р. Гунт), *г* — ступенчатый (р. Бартанг)

4) ступенчатый — с резкими изменениями уклонов по длине реки.

Профили, приближающиеся к плавновогнутому, в природе встречаются чаще всего, особенно в равнинных районах с однородными, легко размываемыми грунтами. Но он присущ и горным рекам районов складчатого типа. Таковы, например, профили рек Селенги, Риони, Вахша, Кафирнигана. Верхнее течение рек характеризуется сравнительно малой водоносностью и большими уклонами (рис. 27). В низовьях водность велика, но уклоны значительно меньше.

Близкие к прямолинейному профилю имеют реки Кама, Зеравшан, Пяндж. Этот тип более характерен для горных районов.

Выпуклый и ступенчатый типы профиля также чаще встречаются в горных странах, например, в Средней Азии (реки Памир, Гунт), на вулканическом нагорье в Закавказье.

Изменения профилей рек. Продольные профили большинства рек непрерывно изменяются под влиянием многих факторов. Общая тенденция изменения выражается в том, что русло реки с течением времени стремится занять более низкое положение, а уклоны по длине реки распределиться так, чтобы не происходило намыва или размыва дна и материал, приносимый притоками,

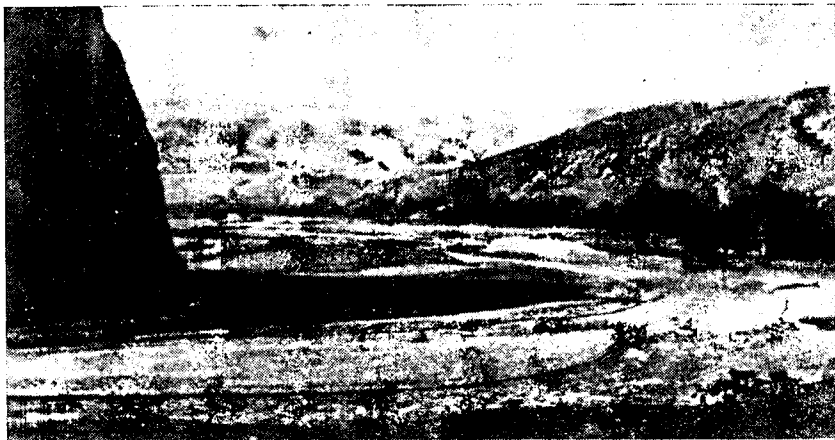


Рис. 27. Долина р. Дзорагот в Армении

выносился вниз по течению. Такому состоянию соответствует плавновогнутый профиль, называемый профилем равновесия.

Однако изменение профиля не происходит монотонно. В одни периоды эрозия может усиливаться, в другие — ослабевать или смениться аккумуляцией.

Медленные вековые изменения происходят под влиянием колебаний земной коры или изменения уровня моря, вследствие чего повышается или понижается базис эрозии.

В горной местности уклоны на отдельных участках могут изменяться в результате обрушения больших масс обломочного материала и рыхлого грунта со склонов долины, как то имело место, например, весной 1964 г. в долине Зеравшана.

Смещение вниз по течению порогов также приводит к переформированию профиля русла на пороговом участке.

Вместе с тем быстрое переформирование уклонов дна происходит также под влиянием колебаний водности реки. Во время половодья обычно наблюдается размыв дна на плесах и наращивание на нижележащих порогах. На спаде его начинается обратное явление — размыв порога. В результате происходит то уменьшение, то увеличение уклона дна на участке. Эти изменения в руслах с выработанным профилем взаимно погашают друг друга, и в среднем уклон на участке не меняется.

Но если высокие половодья следуют друг за другом в течение ряда лет (цикл высокой водности), то наращивание порогов накапливается и профили на участке изменяются.

Следует иметь в виду, что даже при выработанном профиле равновесия главная река будет проносить наносы, поступающие из притоков и со склонов. Этот процесс будет продолжаться до тех

пор, пока не понизится весь бассейн настолько, что не будет происходить эрозии на склонах.

Средний уклон русла. Продольные профили речных русел, как было показано, многообразны по форме. Для определения средних уклонов значительных участков или всей реки можно применить следующий способ.

На чертеже продольного профиля (рис. 28) проводится выравнивающая прямая линия таким образом, чтобы соблюдался принцип равенства и минимума отсекаемых (а) и добавляемых (б) площадей, находящихся между линией профиля и выравнивающей прямой. На рис. 28 эти площади заштрихованы. Из этого условия следует, что площадь ω , находящаяся ниже прямой, равна площади действительного профиля Ω . Последняя может быть найдена как сумма площадей частных трапеций, на которые можно разделить общую фигуру профиля, т. е.

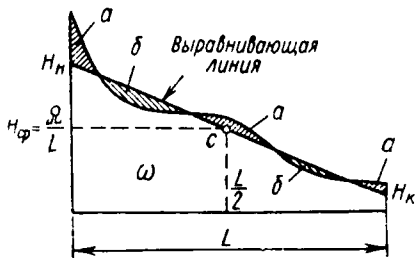


Рис. 28. Определение среднего уклона на участке реки

$$\Omega = \frac{H_0 + H_1}{2} l_{0,1} + \frac{H_1 + H_2}{2} l_{1,2} + \dots + \frac{H_{n-1} + H_n}{2} l_{n-1,n}, \quad (III-21)$$

где $H_0, H_1, \dots, H_n$ — высоты переломных точек профиля, расстояния между которыми $l_{0,1}, l_{1,2}, \dots, l_{n-1,n}$; сумма этих расстояний равна длине рассматриваемого участка реки L :

$$\sum_{j=1}^n l_j = L.$$

Из равенства $\Omega = \omega = L \frac{H_n + H_k}{2} = L H_{cp}$ следует, что $H_{cp} = \frac{\Omega}{L}$. Выравнивающая линия должна проходить через точку C с координатами

$$x = \frac{L}{2} \quad \text{и} \quad y = H_{cp} = \frac{\Omega}{L}.$$

Наклон ее определяется на глаз, с учетом условия минимума отсекаемых площадей. Это делается путем последовательных приближений. После того как линия будет окончательно проведена, средний уклон i_{cp} находится:

$$i_{cp} = \frac{H_n - H_k}{L}. \quad (III-22)$$

Определенный таким способом средний уклон более точен, чем средний уклон, получаемый делением общего падения реки на ее длину.

Уклоны рек СССР. Средние уклоны рек нашей страны вследствие разнообразия рельефа колеблются в широких пределах. Наименьшие уклоны свойственны рекам Западно-Сибирской равнины (табл. 9), где они обычно не превышают 0,00005—0,0001. Средний уклон Оби 0,00004.

Таблица 9
СРЕДНИЕ УКЛОНЫ КРУПНЫХ РЕК СССР

Река	Средний уклон, ‰	Река	Средний уклон, ‰
Северная Двина	0,07	Иртыш . .	0,05
Нева	0,07	Енисей . .	0,37
Волга	0,07	Ангара . .	0,21
Днепр	0,11	Амур . . .	0,11
Дон	0,09	Зеравшан .	6,20
Обь	0,04	Кубань . .	1,46
		Терек . . .	4,77

На Восточно-Европейской равнине уклоны рек Волги, Днепра, Дона, Зап. Двины и других незначительно превышают уклоны рек бассейна Оби; средний уклон Волги 0,00007.

Значительно большими уклонами обладают реки горных районов Средней и Восточной Сибири, Средней Азии, Кавказа, Урала. Средний уклон Ангары и Енисея в три-четыре раза, а уклоны кавказских рек в десятки раз больше уклона Волги. На отдельных участках горных рек уклоны достигают значений 0,020—0,040 и более.

Литература

- Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд-во МГУ, 1963.
 Гидрографические характеристики речных бассейнов европейской территории СССР. Под ред. В. В. Куприянова. Л., Гидрометиздат, 1971.
 Доманицкий А. П., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. Реки и озера Советского Союза. Л., Гидрометиздат, 1971.
 Макавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
 Ржаницин Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометиздат, 1960.
 Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., ИЛ, 1948.

Сток рек формируется в результате стекания талых вод сезонных снегов и ледников, жидких осадков и подземных вод. Водный режим рек, термика, химические и биологические свойства речной воды, режим наносов и русловые процессы для разных рек зависят от того, какого происхождения воды участвуют в питании реки.

Различают следующие основные виды питания: снеговое, дождевое, ледниковое и подземное.

В главе освещаются закономерности выпадения осадков, накопления снежного покрова, таяния снега, строения и движения ледников. Далее рассматриваются подземные воды как один из источников питания рек. В конце главы излагаются способы определения отдельных видов питания, которые именуются генетическими составляющими стока, дается оценка их величины для рек разных районов и приводятся классификации рек по характеру питания.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ. КОНДЕНСАЦИЯ

Осадки являются одним из главных компонентов водного баланса речного бассейна. Они в основном определяют величину стока рек и их водный режим.

Количество осадков и их выпадение по сезонам изменяются по территории в соответствии с изменением общих климатических условий. На распределение осадков в пределах отдельных речных бассейнов существенное влияние оказывает рельеф и другие физико-географические условия бассейна. Эти изменения необходимо учитывать при определении средних значений осадков для всей площади бассейна при исследовании связи стока с осадками. Поэтому, не затрагивая вопросы измерения их в отдельных пунктах,

что является предметом метеорологии, в настоящем разделе внимание сосредоточено на закономерностях изменения осадков по территории и во времени и на факторах, влияющих на эти изменения.

Количество осадков зависит главным образом от характера атмосферных процессов, удаленности местности от морей и океанов и ее рельефа¹. Известное влияние оказывают также внутренние водоемы и лес.

Влияние рельефа на количество осадков. О роли рельефа можно судить по распределению осадков в пределах европейской части СССР, Сибири и Средней Азии, составляющих один крупный ареал внутриконтинентального влагооборота.

Атмосферная влага приносится с запада, со стороны Атлантического океана. На Восточно-Европейской равнине осадки в общем убывают с запада на восток, хотя на отдельных возвышенностях, таких, как Валдайская, Тиманский кряж, Смоленско-Московская гряда, количество их больше по сравнению с низменностями. Количество осадков сильно увеличивается на западных склонах Урала и Средне-Сибирского плоскогорья. На равнинах Казахстана и Средней Азии количество осадков очень мало и не превышает 200 мм в год, а в пустынях Каракумы, Кызылкумы и Бетпак-Дала, на западном побережье оз. Балхаш и в долине р. Или за год выпадает меньше 100 мм. Но на наветренных склонах гор осадки резко возрастают и в верхних зонах достигают 2000—2500 мм.

Влияние рельефа прежде всего сказывается в том, что несущий влагу воздух вынужден подниматься по наветренному склону. При этом температура его понижается и достигает точки росы. В результате происходит конденсация и выпадают осадки. Переваливая через горных хребет, воздух оказывается в значительной мере обезвоженным. К тому же восходящее движение сменяется нисходящим, что еще более удаляет его от состояния насыщения.

Вследствие этого количество осадков на наветренных склонах значительно больше, чем на подветренных. На хребте Петра Первого в Средней Азии на высоте 1700 м ежегодно за зиму выпадает до 1000 мм осадков, на восточных же подветренных склонах (в бассейне Сырдарьи) количество их на тех же высотах и даже значительно выше зимой не превышает 250—300 мм.

То же наблюдается и на западных склонах Кордильер в Северной Америке, где годовые осадки составляют 2000—2400 мм, тогда как на восточных подветренных склонах они уменьшаются до 250—500 мм.

Если возвышенные части гор представляют собой плато, на которых восходящие токи ослабевают, то осадки могут резко умень-

¹ Роль атмосферных процессов в формировании осадков рассматривается в курсе метеорологии, поэтому ниже останавливаемся только на факторах подстилающей поверхности.

шаться даже на больших высотах. Большое значение имеет «затененность» горных долин поднятиями, стоящими на пути влажных воздушных потоков. В таких долинах осадков мало и господствует сухой климат. Например, в долинах к югу от Скалистого хребта на Кавказе осадков в два-три раза меньше, чем в долинах его северного наветренного склона на той же высоте (табл. 10).

Таблица 10

ИЗМЕНЕНИЕ ОСАДКОВ ВДОЛЬ ДОЛИНЫ р. АРДОН
(по Н. С. Темниковой)

Район	Станция	Высота над уровнем моря, м	Осадки, мм	
			в холодный период	в теплый период
Северный район				
Скалистого хребта	Алагир	638	151	719
	Нахас	700	114	834
	Тамиск	710	162	877
К югу от Скалистого хребта	Унал	—	53	319
	Урочище	1220	86	339
	Нижний			
	Заромаг	1730	162	482
	Мамисонский перевал	2850	242	650

Количество осадков на горных склонах зависит также от их формы (выпуклые, вогнутые), крутизны и шероховатости. Шероховатость создается изрезанностью рельефа и растительностью, особенно лесом. На более шероховатых склонах усиливаются вихреобразование и вертикальные токи, что приводит к увеличению осадков. В горах Средней Азии, как показано Г. П. Калининым и Т. С. Абальян, связь годовых осадков с показателем шероховатости оказывается не менее тесной, чем с высотой местности.

Изменение осадков с повышением местности. На однородных участках наветренных склонов обычно наблюдается увеличение годовых и сезонных сумм осадков с высотой местности. На рис. 29 приводится график изменения с высотой осадков для южных склонов Большого Кавказа. Такие зависимости используются при построении карт осадков.

Наблюдения в высокогорных пунктах показывают, что возрастание осадков имеет место до высот 3000—3500 м, а иногда и более. Например, на склонах горы Арагац в Закавказье осадки увеличиваются до 3200 м. В Альпах на склонах горы Зоннблик наблюдается увеличение до высоты 3100 м, а на ледниках Алечском и Юнгфрау — значительно выше этой отметки и выше фирновой линии. В то же время встречаются места, где осадки убывают начиная с высоты около 2000 м.

Для одного и того же высотного профиля наклон линий связи с высотой годовых и сезонных сумм осадков сильно различается. При этом обнаруживается возрастание градиента с увеличением самих осадков (см. рис. 29). Различие в наклоне линий связи замечается и для годовых осадков за разные годы (рис. 30).

Изменение осадков с высотой в общем случае не является линейным. Обычно градиент убывает к верхним зонам. Это хорошо видно из табл. 11. Поэтому целесообразно градиенты вычислять

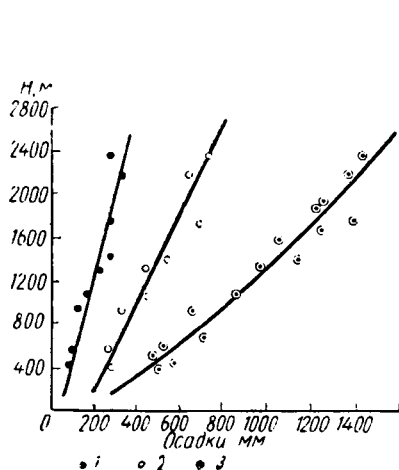


Рис. 29. Изменение средних многолетних осадков с высотой на южном склоне Большого Кавказа: 1 — с декабря по март, 2 — с апреля по июль, 3 — с января по декабрь

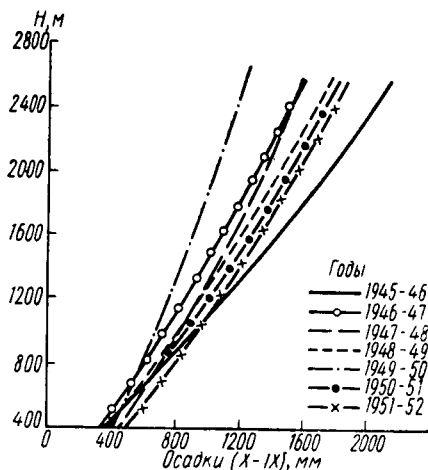


Рис. 30. Изменение годовых сумм осадков с высотой в бассейне р. Арагви

не в целом для всего высотного разреза, а для характерных высотных зон.

Таблица 11
ГРАДИЕНТЫ ОСАДКОВ В БАСЕЙНЕ р. КУРЫ
(в мм на 100 м высоты)

Интервал высоты, м	Бассейн р. Арагви			Левобережье р. Алазани			Северо-Восточный склон Шегдагского хребта		
	декабрь- март	апрель- июль	год	декабрь- март	апрель- июль	год	декабрь- март	апрель- июль	год
0—500	—	—	—	12	43	105	3	16	31
501—1000	13	25	60	7	14	31	3	15	24
1001—1500	13	24	56	4	9	15	3	14	21
1501—2000	12	24	48	3	—	11	2	13	14
2001—2500	12	24	40	—	—	—	—	—	—

Влияние леса на осадки. Вопрос о влиянии лесной растительности на количество осадков является одним из наиболее сложных в гидрометеорологии. Из наблюдений известно, что лес несколько увеличивает осадки благодаря усилению вертикальных токов воздуха над его массивами (подобно орографическому эффекту в горах). С другой стороны, древесные кроны задерживают жидкие и твердые осадки, которые затем большей частью испаряются и не попадают на поверхность земли. Количественное выражение совокупности этих противоположных влияний зависит от характера самого леса (густоты, состава, возраста древостоя, наличия подлеска, сплошности покрытия местности и др.), а также вида осадков (жидкие, твердые, мелкие, морозящие, ливневые и т. д.). Поэтому разные авторы, имевшие дело с разными лесами и в различных климатических условиях, нередко противоречат друг другу.

В последние годы много исследований посвящено влиянию леса на внутриматериковый влагооборот. Из этих исследований явствует, что над лесом осадки увеличиваются в результате дополнительного поступления водяных паров в атмосферу и их воздействия на адвективный поток влаги с океана. Однако процент прироста осадков различен для разных лесов.

Обобщая эти данные, можно принять, что над лесом осадков выпадает на 5—15% больше, чем над полем.

Количество осадков, достигающих земли под древостоями, меньше того, которое выпадает над лесом. Из многочисленных наблюдений, проводившихся в равнинных и горных лесах умеренных широт, можно заключить, что больше всего осадков задерживается кронами густых еловых насаждений — 25—30% годового количества. Смешанные и сосновые леса перехватывают 15—25%, лиственные — до 15%.

Ниже приводятся поправочные коэффициенты к осадкам, измеренным на полянах, для учета перехвата их кронами деревьев в лесных массивах (табл. 12).

Зрелые густые леса с хорошо развитыми кронами задерживают больше влаги, чем редкие леса зоны неустойчивого и недостаточного увлажнения.

Зимой хвойные леса задерживают неизмеримо больше осадков, чем лиственные; последние перехватывают не более 5—8%. Летом же задержание осадков лиственным лесом возрастает до 25%. В смешанных лесах летом влаги задерживается примерно в два раза больше, чем зимой.

Количество влаги, стекающей по стволам деревьев, очень невелико. По наблюдениям, на Валдае оно не превышает 1—2% годовой суммы, причем принимает сколько-нибудь ощутимые размеры лишь при осадках более 40—50 мм за дождь.

Оценивая осадки под пологом леса, не следует забывать о так называемых «горизонтальных» осадках: осаждении влаги на листьях и древесине во время сильных туманов. Лес конденсирует влагу не только летом, но и зимой в виде инея, изморози, гололеда.

Однако роль горизонтальных осадков относительно невелика и бывает ощутимой лишь в отдельных случаях при очень плотных туманах.

Таблица 12
ПОПРАВочНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ДЛЯ УЧЕТА
ПЕРЕХВАТА ОСАДКОВ КРОНАМИ
(по данным ГГИ)

Вид леса	Средняя полнота леса	Поправочный коэффициент к осадкам		
		твердые	жидкие	за год
хвойный (ель, сосна)	0,8	0,70—0,80	0,70—0,80	0,70—0,80
	0,4	0,80—0,90	0,80—0,90	0,80—0,90
Лиственный	0,8	1,00	0,85	0,90
	0,4	1,00	0,90	0,93
Смешанный	0,8	0,95	0,80	0,85
	0,4	1,00	0,85	0,90
Кустарники лиственных и хвойных пород в возрасте до 20 лет	1,0	0,95	0,80	0,85
	0,5	1,00	0,85	0,90

Ливни. Из жидких осадков наибольшее значение для образования стока имеют ливни, т. е. дожди большой интенсивности.

В СССР для определения ливней обычно принимают градации интенсивности Э. Ю. Берга в зависимости от продолжительности дождя (табл. 13).

Таблица 13
ГРАДАЦИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИВНЯ

Продолжительность, мин	Количество осадков за указанное время, мм	Средняя интенсивность, мм/мин	Продолжительность, ч	Количество осадков за указанное время, мм	Средняя интенсивность, мм/мин
5	2,5	0,50	50 мин	11,0	0,22
10	3,8	0,38	1	1,20	0,20
			2	18,0	0,15
20	6,0	0,30	4	27,0	0,11
30	8,0	0,27	12	45,0	0,06
40	9,6	0,24	24	60,0	0,04

Как видим, к ливням относятся и дожди, продолжительность которых измеряется многими часами.

Возникновение ливней в умеренных широтах связано с прохождением циклонов, с холодными и теплыми фронтами. В более южных приморских районах ливни наблюдаются в период муссонов.

В тропиках наиболее сильные ливни возникают при тропических циклонах, нередко перемещающихся в умеренные широты.

В СССР наблюдались ливни, когда непрерывно выпадало более сотни миллиметров осадков. В Ростове в июне 1920 г. за час выпало около 180 мм, в Сухуми за 4 ч 30 мин в августе 1934 г. — 220 мм, в Ленкорани за 75 мин — 131 мм, на Ай-Петри (в Крыму) за 6 ч — 146 мм. Средняя интенсивность таких дождей 1—2 мм/мин. При очень коротких (1—5 мин) ливнях средняя интенсивность иногда достигает 3—4 мм/мин. Например, в Курске в течение 5 мин 12 августа 1931 г. ливень имел среднюю интенсивность 4,56 мм/мин.

Наибольшие по слою осадков дожди обычно наблюдаются в наиболее увлажненных районах. Но это отнюдь не значит, что и наиболее интенсивные ливни бывают в местах с большим годовым количеством осадков. Они могут проходить и в более сухих районах. Разница состоит лишь в том, что на засушливых территориях интенсивные ливни выпадают реже, чем в областях, с большими осадками.

При ливнях, захватывающих большие площади, увеличение количества осадков с повышением местности не всегда наблюдается. В табл. 14 приводятся данные наблюдений на Заилийском Алатау, которые показывают, что пятна больших осадков располагаются случайно и не зависят от рельефа, ориентации хребтов и экспозиции склонов.

Таблица 14

РАСПОЛОЖЕНИЕ ЗОНЫ НАИБОЛЬШИХ ОСАДКОВ ЗА 1 ДОЖДЬ
НА ВОДОСБОРЕ р. МАЛОЙ АЛМААТИНКИ

Дата дожди	Слой осадков на водосборе, мм			Высотная зона наибольших осадков, м	Высота максимума осадков, м
	средний	наибольший	наименьший		
12/VII 1960	19,0	40,0	10,0	1900—3500	2900
16—17/VII 1960	29,6	60,0	10,0	1200—3200	2400
28—29/VII 1960	43,9	70,0	5,0	1250—3200	1900
11—12/VI 1961	47,5	76,0	25,9	1200—2800	1950
30/VI 1961	14,0	29,6	7,5	1800—3600	2100
2/VIII 1961	24,2	45,0	11,5	1300—3500	3300
12—13/VI 1962	59,0	90,0	36,7	1100—2500	2450
22—23/VI 1962	33,2	54,9	11,9	1000—2700	1450

Для расчета паводков имеет значение чередование осадков различной интенсивности в течение непрерывного дождя. Выдающиеся ливни, вызывающие паводки на реках, как правило, бывают не обособленными, а входят в состав более продолжительных дождей. При этом они чаще всего начинают дождливый период. В течение обособленных ливней наибольшая интенсивность может наблюдаться в разное время.

В литературе имеются разноречивые суждения относительно формы плувиограммы ливня (графика изменения интенсивности дождя по времени). Обычно принимается, что наибольшая интенсивность приходится на первую половину ливня.

О степени ливнеопасности в том или ином районе часто судят по суточным максимумам осадков. На территории СССР суточные максимумы достигают величин 200—300 мм. В Западном Закавказье, например, наблюдались осадки 304 мм в сутки в районе Поти и 294 мм — в Батуми. Такого же порядка величина зарегистрирована в Ленкорани.

На земном шаре наибольшие суточные максимумы наблюдались в Центральной Америке, а также в Азии в зоне развития тайфунов. На Филиппинах в 1911 г. выпало за сутки 1168 мм; в Индии наблюдались максимумы до 1000 мм; в Японии до 900 и в Средиземноморье — 400—700 мм. В некоторых пунктах США суточные осадки достигали 500 мм и более.

Связь между интенсивностью и продолжительностью ливней. Между интенсивностью ливня и его продолжительностью имеется обратная связь, которая в самом общем виде выражается уравнением

$$i = \frac{A}{(c + t)^n}, \quad (\text{IV-1})$$

где i — средняя за интервал времени t (в мин) интенсивность ливня (в мм/мин), A , c и n — географические параметры.

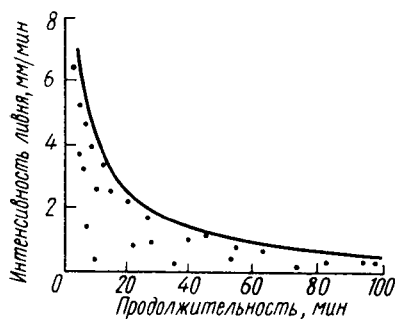


Рис. 31. Максимальная интенсивность ливней в Поти (по Г. И. Чиракадзе)

Для нахождения значений параметров для данного пункта используются плувиограммы дождей, на которых выбираются периоды с осадками, отвечающими требованиям табл. 13. Если такая выборка сделана за ряд лет и по полученным данным построен график $i=f(t)$, то верхняя огибающая кривая на этом графике (рис. 31) и будет соответствовать уравнению (IV-1). Следовательно, это уравнение соответствует лишь случаям наибольшей интенсивности при данной продолжительности дождя. Отсюда следует, что сама огибающая будет менять свое положение в зависимости от объема выборки или, другими словами, от числа лет, вошедших в обработку.

Г. А. Алексеевым был предложен следующий вариант формулы (IV-1), где объем выборки не имеет значения:

$$i = \frac{A + B \lg N}{(d + t)^m}, \quad (\text{IV-2})$$

где N — число лет, в течение которых ливень, имеющий интенсивность i мм/мин и продолжительность t мин, наблюдается в среднем один раз. Здесь географическими параметрами являются A , B , d и m . В процессе проверки этой формулы выяснилось, что параметр d можно принять равным единице, а $m=2/3$. Тогда формула переписывается:

$$i = \frac{A + B \lg N}{(1 + t)^{2/3}}. \quad (\text{IV-3})$$

Значения параметров A и B определяются для конкретных пунктов по плювиограммам. Числитель $(A+B \lg N)$ представляет собой ту максимальную интенсивность дождя, которая возможна в данном пункте один раз в N лет при $t \rightarrow 0$.

Слой осадков за расчетный дождь продолжительностью t мин приближенно равен

$$H_t = it = \frac{A + B \lg N}{(1 + t)^{2/3}} t \cong (A + B \lg N) t^{1/3}. \quad (\text{IV-4})$$

Параметры A и B вычислены для большого числа пунктов на территории СССР (значения их для нескольких метеостанций приводятся в табл. 15). При нанесении этих параметров на карту выяснилось, что они закономерно изменяются по территории.

Таблица 15

ЗНАЧЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ A И B В ФОРМУЛЕ (IV-4)

Станция	Параметры		Станция	Параметры	
	A	B		A	B
Архангельск	2,59	2,84	Ленинград	3,56	3,00
Вологда	3,28	2,90	Свердловск	3,16	3,12
Москва	4,32	3,28	Новосибирск	3,19	2,42
Курск	4,11	4,44	Благовещенск	4,22	3,58
Харьков	4,37	3,76	Владивосток	4,68	4,93
Одесса	4,07	4,38	Сочи	6,72	5,56

Районные кривые нарастания суммы осадков с увеличением продолжительности дождя. В дальнейших исследованиях паводкообразующих ливней выяснилось, что принятие постоянного показателя степени в формулах (IV-3) и (IV-4) не соответствует природе редукции (уменьшения) интенсивности дождя по его длительности. Если формулу (IV-4) представить в виде

$$H_t = kt^n,$$

где $k=A+B \lg N$, то линия этой зависимости на графике в логарифмических координатах имеет вид выпуклой кривой, что указывает на изменение показателя n с изменением интервала времени t . Величина n уменьшается с возрастанием t даже в пределах интервала времени, равного часу.

Учитывая это обстоятельство, а также то, что параметры A и B вычисляются для отдельных пунктов по сравнительно коротким рядам наблюдений над осадками и потому статистически неустойчивы, Государственным гидрологическим институтом разработана новая методика расчета ливней.

Существо ее сводится к тому, что вместо локальных (для отдельных пунктов) зависимостей вида (IV-3) и (IV-4) строятся районные графические зависимости нарастания слоя осадков с увеличением длительности дождя

$$\frac{H_{tp}}{H_p} = \varphi_p(t) = k_1 t^n, \quad (IV-5)$$

где H_{tp} — слой осадков за интервал времени t , соответствующий заданной вероятности превышения (обеспеченности) $p\%$; H_p — слой суточных осадков

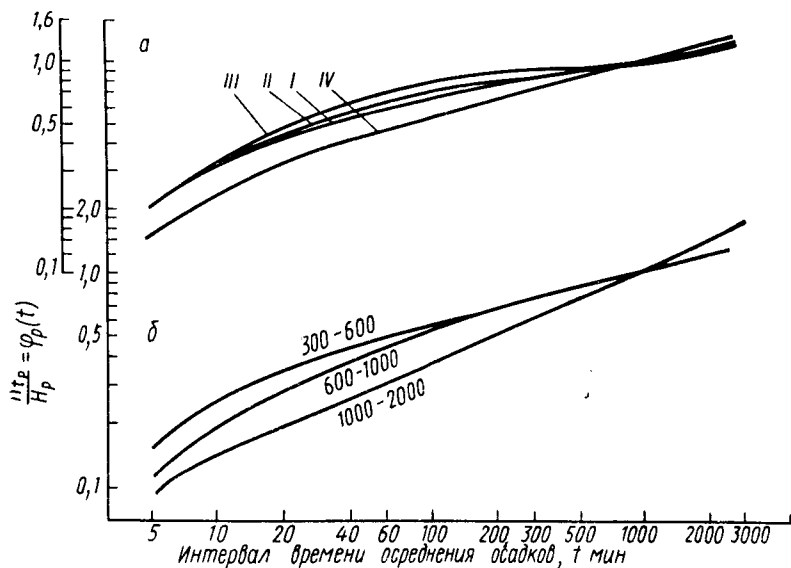


Рис. 32. Типовые кривые нарастания слоя осадков $\frac{H_{tp}}{H_p} = \varphi_p(t)$

для $p \leq 25\%$ (а): I — для равнинных районов, II — для возвышенных районов, III — для западных склонов возвышенностей и северных предгорий европейской части СССР и Западной Сибири, IV — для Восточной Сибири; б — кривые для разных высот южного склона Гиссарского хребта

той же вероятности превышения: $\varphi_p(t)$ — символ функции от времени для данного значения $p\%$. Такие зависимости строятся для нескольких градаций $p\%$. При этом используются данные по осадкам не отдельных пунктов, а групп метеостанций с однородным характером дождей.

Выражение слоя осадков H_{tp} в долях суточных осадков той же вероятности превышения $p\%$ удобно тем, что облегчает интерполяцию их по территории.

Имея такие районные зависимости, величины средней интенсивности осадков i для любого интервала осреднения t и любой вероятности превышения $p\%$ находятся по соотношению

$$i_{t_p} = \frac{\Phi_p(t)}{t} H_p = \frac{H_{t_p}}{t}. \quad (\text{IV-6})$$

На рис. 32 приводятся кривые $\frac{H_{t_p}}{H_p} = \Phi_p(t)$ при $p \leq 25\%$ для разных районов. Величины n в формуле (IV-5) для первой группы кривых приведены в табл. 16.

Таблица 16

ОРИЕНТИРОВОЧНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЯ СТЕПЕНИ

$$\text{В УРАВНЕНИИ } \frac{H_{t_p}}{H_p} = K_t t^n$$

Характер местности	Значения показателя степени n при			
	$t=5-20$ мин	$t=20-40$ мин	$t=40-90$ мин	$t=90-1440$ мин
Равнинные районы	0,51	0,32	0,23	0,21
Возвышенности	0,53	0,35	0,23	0,18
Западные склоны возвышенностей и северные предгорья	0,63	0,35	0,25	0,14
Восточная Сибирь	0,54	0,32	0,28	0,29

Кривые могут быть непосредственно использованы для нахождения значений $\frac{H_{t_p}}{H_p}$ для данного интервала времени, а затем и значения H_{t_p} по известной величине H_p .

Зависимость слоя осадков от площади распространения дождя. При расчете паводков используют среднее количество осадков, выпадающих на площади водосбора данной реки или на отдельных его участках. Переход от данных в отдельных пунктах к средним значениям на площади требует знания закономерностей распределения ливневых осадков по площади.

Наблюдения на специальных ливнемерных полигонах, оборудованных густой сетью самописцев осадков, а также исследования, проводимые с помощью радиолокаторов, показывают, что интенсивность осадков и их количество за отдельный дождь сильно изменяются по площади. Даже при одной и той же облачной ситуации водосбор может не полностью покрываться дождем: между отдельными «дождевыми пятнами» могут быть участки, где осадков совсем не было или они были незначительными. Кроме того, в пределах отдельных дождевых пятен интенсивность и величина слоя осадков уменьшаются от центра ливня к его периферии.

В результате обработки данных по дождям Центрально-Черноземного района с количеством осадков за дождь более 50 мм при площади орошения менее 10 000 км² Г. А. Алексеевым получена следующая зависимость:

$$h_F = H_0 \left(1 - \sqrt{\frac{F}{F_m}} \right)^3 \text{ мм}, \quad (\text{IV-7})$$

где h_F — количество осадков на изогнете, ограничивающей площадь орошения F ; H_0 — максимальный слой осадков в «центральной» точке площади орошения при $F=0$; F_m — максимальная площадь орошения, ограниченная нулевой изогнетой ($h=0$).

График этой зависимости — гиперболического типа — указывает на быстрое убывание осадков с возрастанием площади, а следовательно, с удалением от центра ливня, особенно в области, близкой к этому центру.

Пользуясь выражением (IV-7), путем интегрирования можно получить формулу для вычисления среднего слоя осадков H_F на площади F , ограниченной изогнетой h_F :

$$H_F = H_0 \left[1 - 2 \sqrt{\frac{F}{F_m}} + 1,5 \frac{F}{F_m} - 0,4 \frac{F}{F_m} \sqrt{\frac{F}{F_m}} \right]. \quad (\text{IV-8})$$

На рис. 33 показана связь отношения $\frac{H_F}{H_0} = k$ с площадью орошения F по данным наблюдений в районе Велико-Анадоля

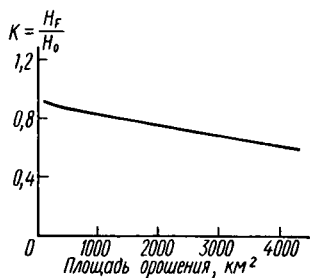


Рис. 33. Изменение отношения $\frac{H_F}{H_0}$ с увеличением площади бассейна (по материалам Велико-Анадольского ливнемерного куста)

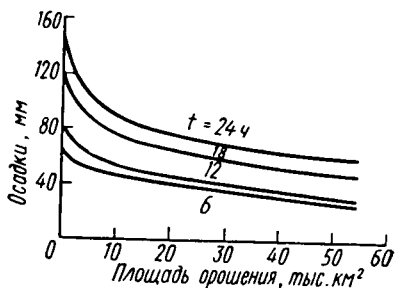


Рис. 34. Изменение среднего на площади максимума осадков с возрастанием площади и продолжительности дождя (по данным для США)

(УСССР). В табл. 17 аналогичные данные приводятся по наблюдениям на Валдае (ВНИГЛ); в отличие от первых, данные по Валдаю взяты для нескольких градаций количества осадков в опорном пункте.

Средние осадки на площади с увеличением ее размера до 4000 км² уменьшаются на 43% в районе Велико-Анадоля и на 34—22% — на Валдае. При этом интенсивность убывания среднего слоя замедляется при слабых дождях. Это хорошо можно

ИЗМЕНЕНИЕ ОТНОШЕНИЯ $\frac{H_F}{H_0}$ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАЗМЕРА ПЛОЩАДИ
И КОЛИЧЕСТВА САМИХ ОСАДКОВ
(по наблюдениям на Валдае)

H_0 , мм	Площадь, км ²								
	25	50	100	200	500	1000	2000	4000	8000
200	0,97	0,95	0,92	0,89	0,85	0,80	0,73	0,66	0,58
100	0,98	0,96	0,93	0,90	0,86	0,82	0,75	0,68	0,59
60	0,98	0,96	0,94	0,92	0,88	0,84	0,78	0,70	0,61
20	0,99	0,98	0,97	0,95	0,92	0,89	0,85	0,78	0,70

видеть также на рис. 34, где показано изменение максимального слоя осадков в зависимости от площади орошения и продолжительности дождя по наблюдениям в США.

Редукция осадков по площади зависит, кроме того, от продолжительности дождя. По наблюдениям на Валдае при дождях длительностью менее суток убыль среднего слоя осадков с возрастанием площади на 1000 км² в среднем равна 7%, а при дождях длительностью более суток — 3,6%.

Для расчета средних на площади ливневых осадков H_F может быть использована эмпирическая формула вида

$$H_F = \frac{H_0}{1 + kF^n}, \quad (IV-9)$$

где H_0 — слой осадков в центре дождя, мм; F — площадь, для которой рассчитываются средние осадки, км²; k и n — параметры, меняющиеся от района к району и зависящие также от продолжительности дождя.

Р. Хортоном предложена формула вида

$$H_F = H_0 e^{-kF^n}, \quad (IV-10)$$

которая применительно, например, к району Майамийского заповедника принимает вид

$$H_F = H_0 e^{-kF^{0,25}},$$

причем для ливней длительностью 24 ч $k=0,11-0,14$.

Такого же вида зависимость выявлена для северного склона Заилийского Алатау.

В различных климатических зонах характер редукции осадков по площади различается. В табл. 18 приводятся данные для разных районов территории США. Как видим, в более влажном климате убывание средних на площади осадков за единичный дождь

**ИЗМЕНЕНИЕ КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ ЗА ДОЖДЬ В ЗАВИСИМОСТИ
ОТ ПЛОЩАДИ ОРОШЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ США**

Зона	Отношение осадков на данной площади к осадкам в пункте								
	26	51	64	77	102	128	154	179	230 км ²
Климат тихоокеанского побережья	1,0	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94	0,94	0,91
Влажный и полувлажный климат	1,0	0,95	0,94	0,92	0,89	0,86	0,84	0,82	0,79
Засушливый и полусухой	1,0	0,90	0,85	0,81	0,75	0,70	0,65	0,62	0,56

с возрастанием ее размеров происходит медленнее, чем в засушливых.

Вычисление средних осадков на площади бассейна. Существует несколько способов осреднения осадков (годовых, сезонных, месячных или за отдельные периоды) по площади речного бассейна. Выбор того или иного способа диктуется желанием получить наилучшее приближение к действительному среднему значению.

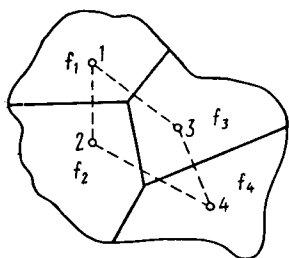


Рис. 35. Разделение бассейна на части по способу медиан

Наиболее употребительными для определения среднего слоя осадков на площади бассейна являются способы: среднего арифметического, квадратов, медиан (Тиссена) и изогийет.

Способ среднего арифметического применяется при густой и равномерной сети пунктов наблюдений в бассейне равнинного типа, когда колебания осадков по площади носят случайный характер.

Способ квадратов применяется также преимущественно к равнинным бассейнам. Он предпочтителен тогда, когда пункты наблюдений расположены неравномерно по площади. Он состоит в том, что весь бассейн разбивается на малые равновеликие квадраты. В каждый квадрат вписывается слой осадков или по фактическим наблюдениям, если одна из станций находится в его пределах, или путем интерполяции между ближайшими квадратами с фактическими наблюдениями. Суммируя количество осадков всех квадратов и деля сумму на число их, получаем искомое среднее на площади значение.

Способ медиан может быть применен преимущественно к равнинным бассейнам, когда сеть наблюдений редка и неравно-

мерно распределена по территории. Площадь бассейна делится на участки, тяготеющие к каждой метеостанции так, как показано на рис. 35. Пунктирные линии соединяют соседние станции. Сплошные линии проведены через середину пунктирных перпендикулярно к ним до пересечения между собой, эти линии и ограничивают указанные участки.

Средний слой осадков вычисляется по формуле

$$x_{\text{ср}} = \frac{\sum_1^n x_i f_i}{F} \text{ мм}, \quad (\text{IV-11})$$

где x_i — осадки в пунктах наблюдений, мм; f_i — площади, тяготеющие к соответствующим пунктам, км²; F — полная площадь бассейна, км².

Этот способ не рекомендуется применять к горным бассейнам, так как линии, отделяющие площади, могут пересекать горные хребты, которые всегда разделяют области с различающимися осадками.

Способ изогьет может применяться к бассейнам любых типов, если имеется достаточно данных для проведения в пределах бассейна нескольких изолиний осадков (изогьет). В случае применения его к равнинным бассейнам при проведении изогьет на карте бассейна производится линейная интерполяция осадков между пунктами наблюдений. Применительно к горным бассейнам такая интерполяция не допускается. В горах, как говорилось выше, осадки увеличиваются с высотой и изменяются от склона к склону. Поэтому предварительно нужно выявить зависимости их от высоты местности (см. рис. 29, 30) для характерных склонов, которые и берутся в основу интерполяции по территории.

После планиметрирования частных площадей между изогьетами средний слой осадков по площади бассейна $x_{\text{ср}}$ находится по формуле

$$x_{\text{ср}} = \frac{f_1 (x_0 + x_1)}{2F} + \frac{f_2 (x_1 + x_2)}{2F} + \dots + \frac{f_n (x_{n-1} + x_n)}{2F}, \quad (\text{IV-12})$$

где $x_0, x_1, x_2, \dots, x_{n-1}, x_n$ — осадки, соответствующие изогьетам, мм; $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ — площади между смежными изогьетами, км²; F — площадь бассейна, км².

В горных областях наблюдения над осадками, как правило, ведутся в небольшом числе пунктов, расположенных преимущественно в долинах. Поэтому вычислить средний слой осадков на площади бассейна с удовлетворительной точностью часто не представляется возможным.

В таких случаях для гидрологических прогнозов ограничиваются вычислением индекса осадков, выраженного безразмерным числом.

Для этого осадки в пункте выражаются в виде модульного коэффициента — отношения их к средней многолетней величине за тот же интервал времени. Иногда берется отношение отклонения их от среднего многолетнего

значения к среднеквадратичному отклонению: $I_x = \frac{\Delta x}{\sigma_x}$, где Δx — отклонение

значения суммы осадков данного года от среднего многолетнего, σ_x — средне-квадратическое отклонение.

Вычисленная такими способами относительная величина осадков далее осредняется по площади бассейна. Получаем индекс, хорошо коррелирующий с истинными средними осадками и стоком.

Точность вычисления среднего слоя зависит от густоты пунктов наблюдений и степени вариации осадков по территории. Чем больше вариация, тем больше погрешность при одинаковом числе пунктов измерений. Следовательно, погрешность среднего слоя будет больше при сильно пересеченном горном рельефе, малом периоде суммирования осадков и ливневом типе их выпадения.

Представление о вероятных величинах погрешностей дает табл. 19, составленная по данным наблюдений в СССР. Согласно этой таблице, чтобы получить ошибку среднего слоя сезонных осадков порядка 10% на площади бассейна в 1000 км², необходимо иметь густоту сети наблюдений не менее, чем 1 осадкомер на 500 км².

При осреднении месячных осадков погрешность при том же числе пунктов возрастает в 2—3 раза.

Таблица 19

ОШИБКА (в %) ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ НА ПЛОЩАДИ БАСЕЙНА
(75% обеспеченности)

Период осреднения осадков	Плотность сети наблюдений, км² на 1 осадкомер	Зона преимущественно фронтальных осадков			Зона преимущественно конвективных осадков		
		площадь осреднения, км²					
		100	500	1000	100	500	1000
10 дней	10	6	2	2	12	8	6
	50	17	8	5	24	17	15
	100	28	13	9	32	28	24
	500	—	48	34	—	47	43
1 месяц	10	3	1	1	7	4	3
	50	10	4	3	15	10	8
	100	16	7	5	23	14	12
	500	—	20	14	—	40	38
Сезон (3—6 месяцев)	10	1	<1	<1	4	3	2
	50	4	2	1	7	4	3
	100	6	3	2	10	6	5
	500	—	9	6	—	12	10

Вариация осадков по площади за отдельные дожди значительно превосходит вариацию сезонных и годовых сумм осадков. Вследствие этого при одинаковой густоте сети пунктов измерений погрешности вычисления среднего слоя на площади водосбора для отдельных дождей больше, чем для сезонных сумм.

На рис. 36 приводится зависимость средних на водосборе осадков за ливень от количества самих осадков и числа пунктов наблюдений. Этот график состав-

лен для водосборов порядка 250 км². Средняя квадратическая погрешность возрастает с увеличением количества осадков до дождей и уменьшением числа пунктов измерений. Например, при средних осадках 24 мм и двух пунктах наблюдений она равна 2,5 мм, а при 12 пунктах — только 0,9 мм.

Приведенный график построен по наблюдениям на водосборе с холмистым рельефом. При сильно пересеченном рельефе вариация осадков должна быть больше, а точность вычисления средних величин — соответственно ниже.

Осадки на территории СССР. На территории нашей страны выделяются зоны с арктическим, умеренным и субтропическим климатами.

Арктический климат, характеризующийся продолжительной холодной зимой и сравнительно коротким летом, господствует по берегам Северного Ледовитого океана и на его островах. Осадков здесь выпадает за год от 100 до 300 мм.

На большей части страны распространен умеренный климат, формирующийся под влиянием воздушных масс, поступающих главным образом с запада, с Атлантического океана. По мере продвижения к востоку влияние влажных атлантических масс ослабевает, повышается континентальность климата и уменьшаются осадки.

На западе страны годовое количество осадков 600—700 мм. В центральных районах европейской части СССР оно уменьшается до 500—600 мм, а далее к востоку и особенно к юго-востоку резко падает и на Арало-Каспийской низменности составляет всего 100—150 мм.

На побережье Тихого океана преобладает умеренный муссонный климат, характеризующийся сухой и холодной зимой и влажным летом. Годовое количество осадков здесь достигает 800—1000 мм.

Сухой субтропический климат распространен на южных равнинах Средней Азии. Здесь за год выпадает менее 100 мм. К влажным субтропикам относятся небольшие участки территории на Черноморском побережье Кавказа и на юге Каспийского побережья (в районе Ленкорани). На Черноморском побережье годовые осадки достигают 2500 мм в год, а выше в горах — 3000 мм и более. Это — самый увлажненный район в нашей стране.

На большей части территории Союза летние осадки преобладают над зимними, но соотношение между теми и другими, а так-

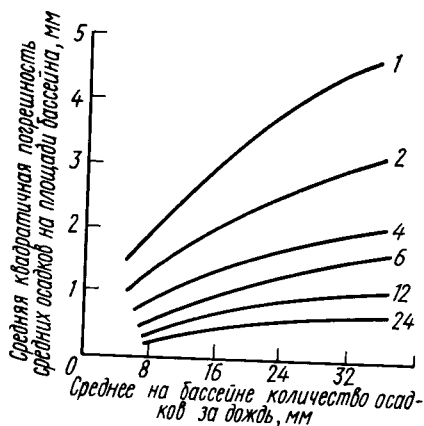


Рис. 36. График для определения погрешности средних осадков на водосборе за единственный дождь, 1, 2, 4, 6, 12, 24 — количество осадкомеров

же время выпадения максимального количества сильно различаются для разных районов.

Наибольший контраст между летними и зимними осадками наблюдается в восточных районах страны. На Дальнем Востоке за июль — сентябрь выпадает 60—70% годового количества, а на три зимних месяца приходится всего 3—5%.

В Средней Сибири внутригодовой ход осадков несколько выравнивается, а на равнинах европейской территории СССР различие между летними и зимними осадками становится еще меньше. В Москве зимние осадки составляют 18% годовых, а в южных степных районах — 20—25%.

В горных областях различия во внутригодовом ходе осадков сказываются более резко и на небольших расстояниях.

В Средней Азии можно выделить две зоны: зону предгорий, где наибольшие осадки выпадают в марте — апреле (в целом, зимне-весенние осадки преобладают над летними), и зону высокогорий, характеризующуюся относительно большими летними осадками. Ко второй зоне относятся высокогорные районы Восточного Памира, Тянь-Шаньская горная система и бассейн оз. Иссык-Куль.

На Центральном Кавказе везде преобладают июньские осадки, наименьшее количество наблюдается зимой. В Предкавказье, по мере передвижения к востоку, усиливается вторичный осенний пик осадков.

В западных частях Большого Кавказа и в западном Закавказье годовой ход осадков приобретает средиземноморский характер, наибольшие осадки наблюдаются в декабре, а наименьшие — в мае.

Конденсация. Конденсация влаги на поверхности земли и в толще грунта двояко влияет на режим рек: она увеличивает сток за счет увеличения запасов воды в почве и грунтового питания рек и ускоряет сход снега, а следовательно, и формирование половодья.

Участие конденсации в накоплении подземных вод было впервые доказано А. Ф. Лебедевым в результате специальных экспериментов, проведенных им в степной зоне. Конденсация влаги в почвогрунтах происходит в основном под влиянием разности упругости паров в разных слоях грунта, когда парообразная влага движется из более нагретых слоев в менее нагретые и там, достигая насыщения, сгущается в капельно-жидкую воду. Этот процесс называется термоконденсацией. Но наряду с этим имеет место и явление сорбции — накопление паров частицами грунта под действием молекулярных сил.

Наиболее благоприятные условия для конденсации в летний период имеются в слое с постоянной годовой температурой. Здесь главным образом и происходит сгущение паров, поступающих из верхних более нагретых слоев почвы. Но конденсация может происходить и в верхних слоях почвы, где наблюдаются суточные колебания температуры. Она происходит в ночные часы, когда почва

в результате излучения охлаждается быстрее, чем находящийся над ней воздух.

Зимой, когда самым холодным оказывается верхний слой почвы, поступления паров из воздуха практически не происходит, зато наблюдается восходящее движение их из глубины грунта, где температура выше, чем близ поверхности. Большое участие при этом принимают грунтовые воды. По наблюдениям, в кустарниковой пустыне у пункта Репетек (в Туркмении) зимой образуется мощный горизонт с повышенной влажностью, который питается водяными парами от грунтовых вод.

Представление об интенсивности накопления воды в почве можно получить из упоминавшихся наблюдений А. Ф. Лебедева. В результате термической и молекулярной конденсации в почве под Одессой ежедневно накапливалось 0,3—0,5 мм, а за 200 суток — около 60—80 мм влаги, что составляет 15—20% годовых осадков.

Примерно такие же величины получены при наблюдениях в песках Прикаспийской низменности, где в толще грунта (близ уровня грунтовых вод) накапливается из атмосферы до 60 мм воды в год.

Наиболее благоприятные условия для интенсивной конденсации имеются в районах с резко континентальным климатом, большими амплитудами температуры и большой разницей между температурами почвы и воздуха, в частности в пустынях, в районах многолетней мерзлоты, высоко в горах, а также в приморских районах с частыми и густыми туманами.

Многолетняя мерзлота в грунте является чрезвычайно благоприятным фактором для внутрипочвенной конденсации. Наблюдения, проводившиеся на Кулинской стоковой станции в верховьях р. Колымы в 1949—1955 гг., показали, что летом величина конденсации сильно меняется от места к месту, а также во времени. Больше всего конденсируется влаги в осыпях в самые теплые и дождливые месяцы — в июле и августе. Месячные величины конденсации в каменных осыпях на разных склонах составляли в разные годы от 10—17 до 70—80 мм.

В высоких горах, там, где летом наблюдаются резкие колебания температуры от дня к ночи, также создаются благоприятные условия для конденсации в каменных осыпях. Влага здесь может осаждаться и из туманов и облаков. В горах близ Лос-Анджелеса отмечено поступление воды в почву за счет конденсации на открытых пространствах до 580 мм, а под пологом леса — до 1500 мм в год. Вероятно, за счет почвенной конденсации в подобных условиях в значительной мере происходит пополнение подземных вод.

Большую роль в конденсации играют горные леса, способствующие осаждению влаги из тумана и образованию росы, инея и измороси.

Вопрос о роли процессов конденсации в образовании паводков почти не изучен. Из наблюдений на ручьях в верховьях р. Колымы известно, что в 1953 г. большинство летних паводков образовалось

в дни с наибольшей конденсацией в деятельном (надмерзлотном) слое грунта.

Известно также, что в весенний период особенно интенсивное таяние снега происходит в дни с туманами, когда снежный покров в результате конденсации получает большое количество тепла (около 600 кал от каждого грамма сгустившихся паров).

Там, где осадков вообще выпадает мало, а градиент упругости водяных паров воздуха и верхних слоев почвы значителен, почвенная конденсация может заметно сказаться на водном балансе бассейна.

СНЕГ

Роль снежного покрова и его основные характеристики. Вода, накапливающаяся в сезонном снежном покрове, является основным источником питания рек умеренных широт. Стекая в реки в период снеготаяния, талые воды образуют половодье, в течение которого проходит от 50 до 90% годового стока.

Снежный покров, обладая малой теплопроводностью, предохраняет почву от глубокого промерзания и в то же время влияет на температуру нижних слоев воздуха. В горных долинах и котловинах при наличии снежного покрова воздух сильно охлаждается и вследствие этого уменьшаются вертикальные градиенты температуры. Иногда выхолаживание приводит к инверсии температуры.

Большую роль снега в геофизических, в том числе и гидрологических процессах подчеркивал А. И. Воейков еще в 80-х годах прошлого столетия. Воейков первый поставил вопрос о необходимости систематического изучения снега также в интересах хозяйства страны.

Главными характеристиками снежного покрова являются продолжительность его залегания, высота снега, его плотность и запас воды в снежной толще. Последний вычисляется как произведение высоты снега h (см) на плотность d , представляющую собой отношение веса снега к весу воды в том же объеме:

$$s = 10hd,$$

где s — запас воды в снеге, мм.

Структура снега и его плотность. После выпадения происходит непрерывный процесс перекристаллизации снега, в результате чего изменяется его структура и плотность.

На равнинной территории он в основном встречается в трех видах — в виде пушистого, метелевого и зернистого снега.

Пушистый снег образуется из кристаллических снежинок, выпавших в безветренную морозную погоду. Снежные кристаллы очень многообразны по форме, но все их можно свести к трем глав-

ным видам: шестигранным призматическим столбикам, тонким шестигранным пластинкам и симметричным звездообразным кристаллам.

Плотность такого снега очень невелика — от 0,08 до 0,14. Сразу же после выпадения он начинает перекристаллизовываться, оседать и уплотняться и быстро переходит в один из двух следующих видов: метелевый или зернистый.

Метелевый снег образуется, когда снегопад происходит при ветре, или в результате уплотнения и переметания ранее выпавшего пушистого снега (при скорости ветра у поверхности земли более 2 м/с). Снежинки катятся по поверхности снега, а при больших скоростях ветра (поземках) начинают двигаться струями. Кристаллики крошатся и превращаются в обломки размером до 2 мм. Плотность такого снега до 0,25. При длительном лежании и в местах переотложения плотность его даже превышает 0,25; на поверхности переотложившегося снега иногда образуется очень плотный слой, выдерживающий вес человека (ветровой наст).

Зернистый снег образуется в результате перекристаллизации пушистого и метелевого снега, которая может происходить и при отрицательной температуре воздуха, но наиболее интенсивно протекает при оттепелях и таянии. В зависимости от размера зерен различают снег мелкозернистый (размер частиц до 0,5 мм), среднезернистый (преобладающий размер 2—3 мм) и крупнозернистый (до 10 мм). Плотность зернистого снега обычно больше 0,25.

Процесс перекристаллизации снега протекает в начале при отрицательных температурах воздуха. После отложения его вскоре начинают исчезать малые кристаллы и накапливаться большие, более округлой формы — снежные зерна. Большую роль при этом играет сублимация — переход парообразной влаги в твердую. Наиболее высокая температура в толще снега зимой обычно наблюдается у поверхности земли, кверху она понижается. В связи с этим к поверхности снега падает и упругость водяных паров. Под влиянием разности упругости пары поднимаются вверх и, падая в более холодные слои, конденсируются на поверхности частиц снега. Таким образом, в нижних более теплых слоях происходит испарение, а в верхних более холодных — конденсация. Этот процесс протекает тем интенсивнее, чем больше градиент температуры. В силу большей упругости паров над малыми частицами снега и над остриями больших кристаллов по сравнению с более плоскими поверхностями крупных частиц испарение наиболее интенсивно происходит с малых частиц. В результате с течением времени малые снежинки исчезают, крупные кристаллы нарастают и округляются, т. е. происходит образование зернистого снега.

В горах при этом наблюдается рыхление нижнего горизонта и образование так называемого «глубинного инея» — прозрачных кристаллов различной формы размером до 10 мм.

Превращение пушистого и метелевого снега в мелкозернистый длится около 2 недель, а образование крупных зерен наблюдается уже спустя 1,5—2 месяца.

При оттепелях процесс перекристаллизации протекает быстрее. При этом может возникнуть обратный градиент упругости паров в толще снега и будет происходить их движение сверху вниз. Тогда в более холодных нижних слоях начнется сублимация и наращивание крупных зерен.

При резких колебаниях температуры сублимация может сменяться возгонкой, но как в том, так и в другом случае происходит перекристаллизация и укрупнение зерен снега.

Нарастание снежного покрова происходит постепенно. Между последовательными снегопадами снег оседает и подвергается воздействию солнечных лучей и оттепелей. В результате снежная толща становится слоистой и имеет разную плотность. На поверхности ее вследствие таяния и последующего замерзания может образоваться твердый слой — тепловой наст толщиной до 8—10 см. Плотность наста зимой 0,35—0,40. В разрезе снега, особенно в южных районах, можно увидеть несколько уплотненных слоев. Приземной слой всегда менее плотен, чем лежащий над ним, но на поверхности почвы может образоваться ледяная корка от замерзания талой воды.

Плотность снега на различных стадиях его отложения колеблется в широких пределах. Она изменяется под действием силы тяжести, ветрового переноса, перекристаллизации и частичного таяния. К тому же она неодинакова на разных глубинах. Поэтому определение плотности по каким-либо формулам — дело весьма ненадежное. Для практических расчетов при отсутствии непосредственных измерений можно пользоваться следующими приближенными значениями плотности, относящимися ко всей толще снега:

свежевыпавший снег	0,08—0,14
слежавшийся снег	
а) до таяния	0,14—0,30
б) в начале таяния	0,24—0,35
в) в конце таяния	0,30—0,45
снежки во время таяния	0,40—0,60
лавинный снег	0,50—0,65
фирновый лед	0,80—0,90
глетчерный лед	0,90—0,92

В горах до таяния снега плотность его, как правило, несколько увеличивается с высотой местности, поскольку возрастает толщина снега. Но во время интенсивного таяния картина может измениться на обратную: внизу плотность возрастает и может превысить ее значение в верхних зонах, где таяние наступает позднее.

Радиационные свойства и температура снега. Для изучения тепловых свойств снежного покрова представляют интерес такие его характеристики, как теплопрозрачность и коэффициент излучения.

Теплопрозрачностью называется способность снега пропускать через свою толщу лучистую энергию. Снег мало теплопрозрачен, и большая часть солнечной радиации поглощается самыми верхними его слоями. Проникновение радиации в толщу сухого однородного снега характеризуется следующими величинами:

толщина снега (см)				
2—3	5	15	50	60
пропущенная радиация до земли (%)				
80—90	45	6	2	0,3—0,6

Как видим, уже при толщине снега порядка 15 см поверхности земли достигает всего 6% полной лучистой энергии, проникшей в снег через его поверхность.

Наблюдения на Валдае показали, что в зависимости от структуры снежной толщ верхний 5-сантиметровый слой поглощает от 34 до 88%, а 10-сантиметровый слой — от 56 до 98% всей энергии, вошедшей в снег. Лишь при самых благоприятных условиях радиация может проникать до глубины 50—60 см, да и то в очень небольшом количестве. Следовательно, слой снега, лежащий ниже 50 см, и поверхность почвы практически изолированы от влияния солнечной радиации.

С возрастанием влажности снега теплопрозрачность его уменьшается. Отметим также, что теплопрозрачность воды намного выше теплопрозрачности снега и льда.

Коэффициент излучения снега, т. е. способность излучать в пространство длинноволновую (тепловую) радиацию, очень высок и приближается к единице (0,995); заметим, что для светлого песка он равен 0,89, для гравия — 0,92, для травы — 0,98 и для воды — 0,95.

Благодаря высокой способности излучения тепла, а также низкой теплопроводности снега температура его поверхности колеблется в широких пределах. Она ниже температуры поверхности

Таблица 20

ТЕМПЕРАТУРА (в °С) В ТОЛЩЕ СНЕГА В АЛЬПИЙСКОМ ПОЯСЕ КAVKAZA
(по Г. К. Тушинскому)

Характер подстилающей поверхности	Толщина снега, см	Температура		Разность темпера- тур
		нижнего горизонта	поверхно- сти снега	
Альпийский луг	150	—1,0	—13,0	12,0
»	100	—0,5	—11,3	10,7
»	120	0,0	—10,0	10,0
Заросли рододендрона	150	0,0	—13,0	13,0
»	100	0,0	—12,0	12,0
»	120	0,0	—10,0	10,0

почвы, и потому снежный покров сильнее охлаждает воздух в ночное время, чем открытая почва.

По наблюдениям П. П. Кузьмина, суточная амплитуда температуры достигает на поверхности снега 30°C ; в то же время на глубине 5 см она уменьшается до 16° , а на глубине 24 см — до $2,7^{\circ}$. На Большом Кавказе, согласно данным Г. К. Тушинского

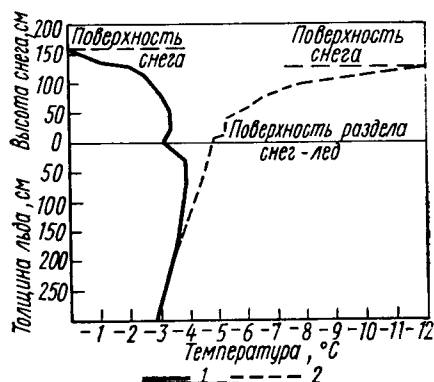


Рис. 37. Температурный профиль в снежном покрове и льде на высоте 2520 м на леднике в Альпах (1 — 25 апреля 1958 г., 2 — 28 февраля 1958 г.)

(табл. 20), при толщине снега 100—150 см температура нижнего его горизонта в марте 1944 г. не опускалась ниже $-1,0^{\circ}$, тогда как на поверхности снега она равнялась -10 — -13° .

На рис. 37 показаны два температурных профиля в толще снега и ледника в Отцталских Альпах. Резкие изменения температуры воздуха на поверхности снега слабо передаются в глубину. Быстрое выравнивание температуры наблюдается лишь при интенсивном просачивании талой воды. При этом вся толща приобретает температуру, близкую к 0° .

Влияние рельефа на накопление снега. На открытой (безлесной) местности залегание снега очень неравномерно. Снег сдувается с водораздельных пространств, наветренных склонов холмов и межовражных повышений в русла рек, балки и овраги. В руслах рек высота снега обычно в два-три раза больше, чем на прилегающей местности.

В горах на распределение снега на склонах влияют различия в количестве твердых осадков, а также ветровой перенос. Наиболее значителен он в необлесенных верхних зонах и в продольных по отношению к господствующим ветрам долинах. На Большом Кавказе, например, разница в высоте снега на восточных и западных склонах достигает 50—100 см. В пригребневых частях поперечных долин снег с наветренных склонов переносится на подветренные, где образуются мощные надувы. В районе Эльбруса западные ветры, достигающие скорости 10 м/с и более (иногда до 30—40 м/с), нередко полностью сдувают свежевывающий снег с наветренных склонов. Характерно, что убыль снега на наветренных склонах перевалов сказывается уже на расстоянии сотен метров от его наивысшей точки. Так, по данным снегомерных съемок на Анзобском перевале в Средней Азии, разница в высоте снега между южным (наветренным) и северным склонами в среднем за 6 лет (1951—1956 гг.) была равна около 100 см на расстоя-

нии 500 м от точки перевала и 200—300 см — на расстоянии 300—400 м.

Большие различия в величинах снегонакопления на разных склонах объясняются также влиянием радиационного таяния, которое наиболее значительно на склонах южной экспозиции.

Представление о распределении запасов воды в снежном покрове на горных склонах дает табл. 21.

Таблица 21

ЗАПАСЫ ВОДЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ (мм) в ЛЕСО-ЛУГОВОМ ПОЯСЕ
ХРЕБТА ТЕРСКОЙ-АЛАТАУ
(по данным М. И. Ивероновой)

Дата снегосъемки	Редкий лес				Травяной покров		Каменные осыпи		
	дно долины	северный склон	северо-восточный склон	западный и юго-западный склоны	дно долины	южный склон	восточный склон	западный склон	юго-западный склон
25 февраля 1951 г.	106	137	98	74	118	16	103	101	78
20 марта 1951 г.	121	155	128	76	134	0	111	106	49

Коэффициент вариации запаса воды в снежном покрове по территории, вычисленный для небольших интервалов высоты (100—200 м), составляет 0,25—0,45. Для лесных склонов он меньше — 0,15—0,30. Заметной закономерности изменения его с высотой на однородной местности не обнаруживается. Вместе с тем наблюдаются резкие колебания его величины, обусловленные особенностями мезо- и микрорельефа, ориентацией и крутизной склонов, а также ветровым режимом.

Снежный покров в лесу. В лесных массивах снег залегает равномернее, чем на открытой местности. Количество его также может отличаться от накопления в поле.

В районах со значительным расходом снега во время оттепелей или под влиянием прямой солнечной радиации (при отрицательной температуре) под пологом густого лиственного и смешанного леса накапливается больше снега, чем в поле. По наблюдениям в Северном Казахстане в крупных лесных массивах, снеготопасы были на 30—40% больше, чем на пашне и целине.

Обычно в редком лиственном лесу снега накапливается столько же, сколько на полях, а в хвойных, особенно в еловых лесах, в результате задержания его на хвое и испарения, снеготопасы оказываются меньше на 10—40% по сравнению с полем. Для европейской территории Союза ориентировочно можно принимать

уменьшение снеготпасов в хвойных лесах от 10—15 до 20—35 мм в зависимости от густоты и возраста леса.

На полях, окаймленных лесными полосами, снега задерживается в 1,5—2,0 раза больше, чем на безлесных пространствах. Особенно много снега на лесных опушках. С удалением от края леса снеготпасы уменьшаются. Влияние леса заметно сказывается на расстоянии до 300 м, далее оно ослабевает. В открытой степи всегда меньше снега, чем между лесными полосами. С возрастанием снежности зимы эта разница увеличивается.

По наблюдениям в Каменной степи за 1949—1953 гг., запас воды в снежном покрове составлял:

в открытой степи	46—52 мм
на полях между лесными полосами . .	65—80 »
в лесной полосе	75—250 »
на опушке лесной полосы	150—400 »

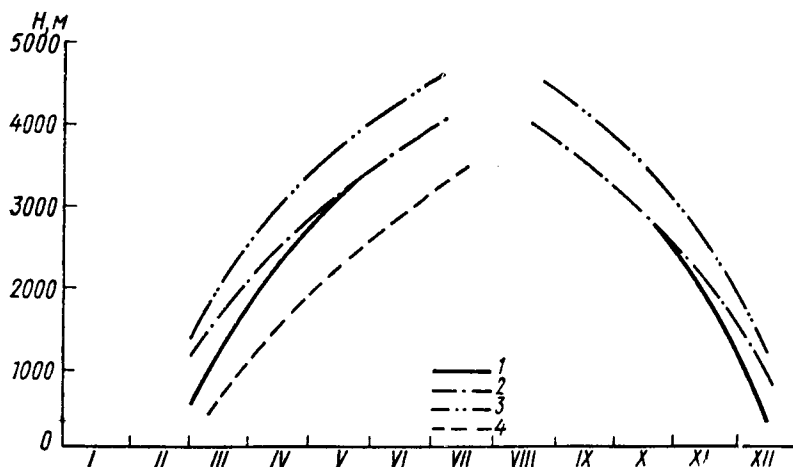


Рис. 38. Переход температуры воздуха через 0° на Северном Кавказе (1), в Закавказье (2) и в Средней Азии (3); время схода снега на Кавказе (4)

На облесенных горных склонах, особенно наветренных, снега накапливается обычно в 1,5—2,5 раза больше, чем на противоположных открытых.

Изменение запаса воды в снежном покрове с высотой местности. Влияние высоты на снеготнакопление связано с изменением осадков и продолжительности холодного периода (т. е. периода между датами устойчивого перехода температуры воздуха через 0° осенью и весной). О связи количества осадков с высотой местности сказано выше. На рис. 38 приведены графики зависимости дат перехода температуры через 0° от высоты в различных горных

районах. На этом рисунке можно увидеть, что, например, на Северном Кавказе наступление положительных температур на высотах 1000 м весной наблюдается во второй декаде марта, а на высоте 4000 м — только в начале июля. В горах Средней Азии на тех же высотах переход к положительным температурам совершается раньше, соответственно более южному положению ее территории. В сибирских же горах значительно позже, чем на Кавказе и в Средней Азии.

Осенью переход к отрицательным температурам на тех же высотах происходит в обратном порядке: раньше в городах Сибири, затем на Кавказе и позднее всего в Средней Азии.

В соответствии с указанными зависимостями для сравнительно однородных по рельефу и ориентации горных склонов можно выявить более или менее устойчивое нарастание запаса воды в снеге с повышением местности (табл. 22 и рис. 39).

Т а б л и ц а 22

ЗАПАС ВОДЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ (мм) ПО СЪЕМКЕ В РАЙОНЕ оз. СЕВАН

Интервал высоты, м	Восточный склон Гегамского хребта	Северный склон Варденинского хребта	Юго-западный склон Шахдагского хребта	Долина р. Дзыкнагет
1900—2100	36	67	55	83
2101—2300	179	112	116	93
2301—2500	228	137	106	237
2501—2700	215	224	83	123
2701—2900	446	159	156	—
2901—3100	401	316	—	—
более 3100	306	411	—	—

Однако это нарастание происходит неравномерно. Количество снега на разных высотах варьирует под влиянием ветрового переноса и солярного таяния (т. е. под действием прямой солнечной радиации). В привершинных зонах, где склоны переходят в открытое плато или заканчиваются цепью вершин, разделенных седловинами, усиливается горизонтальная и нисходящая составляющие ветра. Это приводит к ослаблению процесса осадкообразования и к сметанию снега с наветренных склонов на подветренные. На облесенных склонах нарастание снегозапаса с высотой всегда более равномерное, чем на открытой местности.

Увеличение снега обнаруживается до высот 2500—3000 м и более. В бассейне р. Кзылча в Узбекистане почти равномерное нарастание снегозапаса наблюдается в интервале 1500—2800 м; на Заилийском Алатау — до высот 3200—3600 м. Снегосъемки, проводившиеся на южном склоне Большого Кавказа, на Малом Кавказе и Армянском нагорье, показали, что увеличение снега происходит как в лесном поясе, так и в альпийском до высот 3000—3500 м.

Интенсивность нарастания обычно характеризуется градиентом снегозапасов. Величина его изменяется от начала снегонакопления к весне и варьирует из года в год в зависимости от характера зимней погоды и количества твердых осадков.

По наблюдениям в бассейне Кзылча, зимой 1952/1953 г. градиент снегозапаса изменялся от 11 мм на 100 м высоты в ноябре

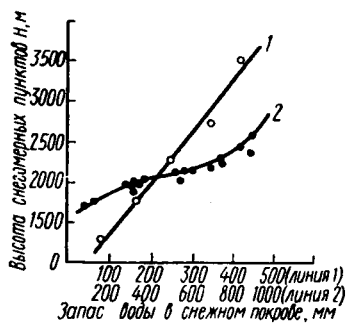


Рис. 39. Изменение запаса воды в снеге с высотой: 1 — в бассейне р. Малой Алмаатинки в 1941/42 г., 2 — в бассейне р. Кзылча в 1953/54 г.

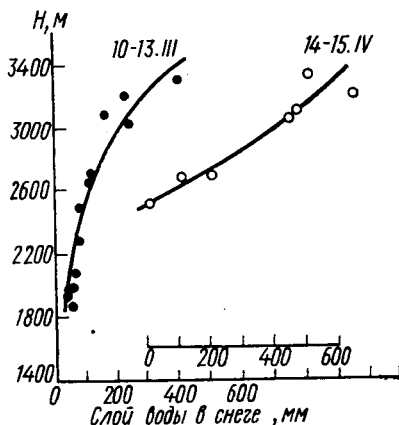


Рис. 40. Изменение снегозапасов с высотой в бассейне р. Касах по снегомерным съемкам в 1955 г.

до 49—92 мм в феврале. В предшествующем году в январе и феврале он был значительно меньше, всего 20—27 мм на 100 м, зато к апрелю вследствие частичного стаивания снега в нижних зонах увеличился до 60 мм.

На южном склоне Большого Кавказа среднее многолетнее значение градиента наибольших за зиму запасов составляет 25—30 мм на 100 м высоты. В многоснежные зимы он повышается до 35—40 мм, а в малоснежные снижается до 15—20 мм.

После начала таяния в нижних зонах градиент быстро возрастает (рис. 40).

Запас воды в снежном покрове на площади бассейна. Как показано выше, изменения высоты снежного покрова по территории в основном связаны с общими климатическими различиями, изменением рельефа (высоты над уровнем моря, ориентации склонов) и лесистости. Эти изменения носят закономерный характер и могут быть выявлены с помощью карт изолиний снежного покрова. Но если рассматривать однородную местность, например открытую равнину или лесной массив, то колебания высоты снега, его плотности и запаса воды в целом приобретают случайный характер. Следовательно, к изучению такого пространственного поля можно применить аппарат математической статистики.

М. А. Великанов и В. Д. Комаров в результате обработки массового материала снегомерных съемок на равнинном водосборе показали, что кривая рас-

пределения запаса воды в снеге имеет одномодальный характер и приближенно может быть описана уравнением нормального распределения Гаусса. Следовательно, ее можно характеризовать двумя параметрами: средним арифметическим значением и дисперсией или коэффициентом вариации.

Это свойство учитывается при построении площадной кривой обеспеченности снегозапасов, которая позволяет определить площади внутри водосбора, на которых снегозапас равен или больше заданной величины (рис. 41). По оси абсцисс отложена площадь в процентах от общей площади бассейна, а по оси ординат — модульные коэффициенты снегозапасов, представляющие собой отношение слоя воды в снеге в отдельных точках к среднему слою воды для всей площади. В качестве примера на графике проведена пунктирная линия, которая показывает, что на 65% площади бассейна снегозапасы равны или больше $0,8 s_0$, где s_0 — средний снегозапас для всей площади.

Для каждого типа ландшафта кривая строится отдельно, так как неравномерность распределения снега различна и, значит, форма кривой будет меняться.

Кривая строится по данным большого числа измерений снега известными в математической статистике способами.

Точность определения среднего на бассейне запаса воды в снеге. Для однородного бассейна, на котором отклонения точечных запасов воды в снеге от среднего для всей площади носят случайный характер и между собой не коррелируются, средняя квадратическая ошибка δ_{s_0} среднего на площади запаса s_0 выразится:

$$\delta_{s_0} = \frac{\sigma_s}{\sqrt{n}} = \sqrt{\frac{\sum (s_i - s_0)^2}{n(n-1)}}, \quad (\text{IV-13})$$

где s_i — значения запасов в точках измерений, полученные от умножения высоты снега h на его плотность d ; σ_s — среднее квадратическое отклонение отдельных измерений $\sigma_s = \sqrt{\frac{\sum (s_i - s_0)^2}{n-1}}$; n — число точек измерений.

Отсюда относительная ошибка (точность) среднего запаса (%):

$$m_{s_0} = \frac{\delta_{s_0}}{s_0} 100 = \frac{100\sigma_s}{s_0 \sqrt{n}}. \quad (\text{IV-14})$$

Согласно свойствам нормальной кривой распределения, при достаточно большом числе измерений ($n > 30$) значение среднего снегозапаса, не выходящее за пределы $\pm \delta_{s_0}$ (т. е. лежащее в пределах от $s_0 - \delta_{s_0}$ до $s_0 + \delta_{s_0}$), обеспечено на 67%. Вероятная же погрешность μ_{s_0} , т. е. такая, в пределах которой на кривой распределения находится 50% всех измерений, выразится в %:

$$\mu_{s_0} = 0,674 m_{s_0} = 67,4 \frac{\sigma_s}{s_0 \sqrt{n}}. \quad (\text{IV-15})$$

Таяние снега на равнинах и в горах. На равнинной территории сход снега начинается раньше в более южных районах, а затем постепенно распространяется к северу. В частности, на европейской территории СССР снег начинает таять в среднем в конце февраля — в первой половине марта, в центральных районах — в

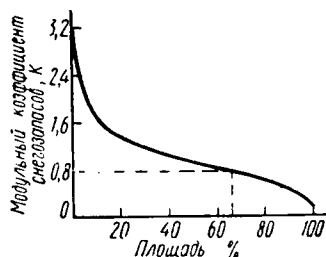


Рис. 41. Кривая обеспеченности запаса воды в снеге по съемке 10 марта 1952 г. в Каменной Степи ($s_0 = 95$ мм, $c_v = 0,51$)

второй половине марта, а на побережье северных морей — только в середине апреля. Освобождение местности от снега происходит спустя 1—3 недели. Наблюдая над сходом снега на большой территории, можно проследить за постепенным смещением зоны одновременного таяния, ограниченной тылом и фронтом таяния. Тылом таяния называют линию (или, точнее, полосу),

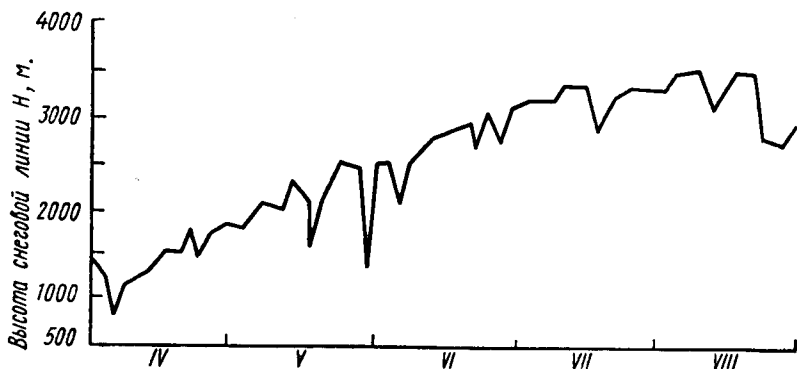


Рис. 42. Изменение высоты сезонной снеговой линии в бассейне р. Малой Алмаатинки в 1958 г.

отделяющую площадь, на которой снег уже сошел, от площади, где таяние снега продолжается; фронт же таяния определяют как линию, отделяющую зону таяния от территории, где таяние снега не началось. Перемещение тыла таяния происходит со скоростью порядка 40—80 км/сут.

Сход снега даже в пределах небольшой территории происходит не одновременно. На открытой местности таяние заканчивается раньше, чем в лесу, причем в зоне смешанных лесов эта разница составляет около недели, а в хвойных лесах — до 20 дней. Кроме того, время схода снега изменяется в зависимости от микрорельефа местности, обуславливающего неравномерное залегание снега. Наблюдения показывают, что таяние при сплошном покрове продолжается недолго, после чего появляются проталины — образуется так называемый «пестрый ландшафт». Продолжительность таяния снега при несплошном его залегании в бассейне р. Москвы составляет в среднем 70—80% полного времени снеготаяния на открытой местности.

В горах таяние сезонного снега начинается в нижних зонах бассейна и затем распространяется вверх по склонам. Тыл таяния здесь носит название сезонной снеговой линии, которая в отличие от климатической снеговой линии по мере схода снега постепенно смещается от нижних зон к верхним (рис. 42). Выпадение снега в период снеготаяния вызывает кратковременные понижения высоты снеговой линии. Вследствие неравномерного зале-

гания снега нижняя его граница в период таяния представляет собой, строго говоря, не непрерывную линию, а некоторую зону несплошного залегания снега, которая простирается по высоте на десятки метров. Но при расчетах снеготаяния обычно рассматривается средняя высота этой зоны, которая и характеризует высоту снеговой линии.

На разных склонах бассейна высота снеговой линии может сильно различаться. Она, как правило, больше на южных и западных склонах и меньше на северных и восточных. Например, на северных склонах гор Средней Азии снеговая линия на 400—700 м ниже, чем на южных.

В незалесенных бассейнах разница в высотах снеговой линии на разных склонах больше, а сама линия более извилиста, чем в лесных бассейнах.

Скорость движения снеговой линии зависит от толщины снежного покрова и интенсивности притока тепла. В условиях гор Средней Азии (при снегозапасах от 100 до 1000 мм) она в среднем составляет 20—40 м/сут.

Поскольку сход снега в горных бассейнах растягивается на несколько месяцев, то вертикальный градиент снегозапасов увеличивается от начала к концу таяния (см. рис. 40). Это связано с некоторым накоплением снега в верхних зонах и убылью его в результате таяния в нижних. Так же, как и на равнинах, в зоне одновременного таяния снег несплошным слоем покрывает горные склоны.

Расчет таяния по уравнению теплового баланса снежной поверхности. В основе расчета интенсивности таяния лежит уравнение теплового баланса, рассмотренное ранее в гл. II (11-27). Для поверхности снега за некоторый интервал времени (час, сутки) его можно записать в виде

$$Q_c = 33,4h = R + P + Q_n \frac{\text{Дж}}{\text{см}^2}, \quad (\text{IV-16})$$

где h — слой талой воды (в мм), образовавшейся за рассматриваемый интервал времени; R — радиационный баланс снега; P — турбулентный теплообмен снежной поверхности с воздухом; Q_n — тепло, обусловленное испарением и конденсацией. Величины правой части уравнения берутся в Дж/см²; $33,4h$ тождественно количеству тепла Q_c , поглощаемому снегом при таянии.

В данном случае пренебрегаем расходом тепла через снежный покров в почву F вследствие малой теплопроводности и теплопрозрачности снега, а также поступлением тепла с жидкими осадками, которое может быть значительным только в отдельные дни с большими осадками.

В уравнении (IV-16) все слагаемые правой части берутся со знаком плюс, но в отдельные интервалы времени они могут приобретать отрицательный знак, особенно слагаемое Q_n , которое ча-

ще бывает отрицательным, так как испарение преобладает над конденсацией.

Радиационный баланс горизонтальной поверхности снега выражается:

$$R = (Q + q)(1 - r) - I,$$

где Q и q — прямая и рассеянная радиация солнца; r — альbedo снега; I — эффективное излучение поверхности снега.

Для любого пункта на земной поверхности величины $(Q + q)$ и I могут быть непосредственно измерены с помощью актинометрических приборов. При отсутствии же наблюдений величины прямой и рассеянной радиации находят по таблицам, где они даются для определенной высоты над уровнем моря, для безоблачного неба и широты местности. Полученная величина умножается на поправочный множитель, который учитывает облачность, определяемую по наблюдениям на метеорологических станциях.

Большое значение имеет выбор альbedo. Для снежного покрова и ледников альbedo варьирует в больших пределах в зависимости от влажности, плотности и загрязненности их пылью, а в горах также мелкоземом и щебнем. Ниже приводятся приближенные значения альbedo снега и льда (%) в разных условиях:

снег свежавывавший	80—90
снег слежавшийся, сухой фирн	60—70
снег влажный, тающий	45—60
снежинки во время таяния	30—45
снег тающий, запыленный	15—50
глетчерный лед чистый, до таяния	60—70
глетчерный лед влажный, чистый	30—60
глетчерный лед, засоренный мелкоземом и щебнем	10—30

При сплошном покрытии ледникового языка моренным материалом таяние льда может вообще прекратиться, несмотря на большое поглощение радиации.

Интенсивность солнечной радиации, в особенности прямой, сильно изменяется в зависимости от наклона и ориентации склонов. В результате наблюдений на склонах хребта Терскей Алатау на высотах 2300—2800 м установлено, что в марте — апреле количество прямой радиации на южных склонах на 10—40% больше, а на северных склонах — на столько же меньше, чем на горизонтальной поверхности (табл. 23). Это следует учитывать при расчете таяния. В зимние месяцы различия в поступлении радиации еще больше.

В горах, кроме того, прозрачность атмосферы повышается с увеличением высоты пунктов. Вследствие этого, при прочих равных условиях, повышается интенсивность прямой радиации. На Эльбрусе, например, максимальная величина ее в июле—октябре составляет: на высоте 1800 м 5,95, а на высотах 5300—5600 7,13—7,40 Дж/см²·мин.

ОТНОШЕНИЕ КОЛИЧЕСТВА ПРЯМОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА СКЛОНАХ
К КОЛИЧЕСТВУ ПРЯМОЙ РАДИАЦИИ НА ГОРИЗОНТАЛЬНУЮ ПОВЕРХНОСТЬ
(хребет Терской Алатау)

Месяц	Склоны с уклоном 30°					Склоны с уклоном 10°		
	ю	ю-в и ю-з	в и з	с-в и с-з	с	ю	в и з	с
Январь	1,91	1,61	0,92	0,28	0,00	1,34	0,98	0,62
Февраль	1,60	1,39	0,86	0,40	0,12	1,22	0,96	0,71
Март	1,33	1,20	0,89	0,56	0,38	1,14	0,97	0,81
Апрель	1,44	1,07	0,90	0,69	0,60	1,08	0,98	0,86

Эффективное излучение снежной поверхности I происходит круглые сутки. Величина его при отсутствии наблюдений может быть вычислена по формуле

$$I = \epsilon \sigma T_n^4 - \epsilon \sigma T_{200}^4 \varphi \psi \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{мин}, \quad (\text{IV-17})$$

где T_n и T_{200} — абсолютная температура соответственно поверхности снега и воздуха на высоте метеорологической будки ($T = 273 + \theta$, θ — температура в градусах Цельсия); ϵ — относительная излучательная способность снега (отношение излучения снежной поверхности к излучению абсолютно черного тела), равная для длинноволновой радиации 0,995 или приблизительно 1,0; σ — постоянная Стефана—Больцмана, равная $3,46 \cdot 10^{-10}$ Дж/см² × × мин · К⁴ ($0,826 \cdot 10^{-10}$ кал/см² · мин · град⁴); φ — множитель, зависящий от абсолютной влажности воздуха; ψ — множитель, учитывающий влияние облачности.

Первое слагаемое уравнения выражает, согласно закону Стефана—Больцмана, поток длинноволновой радиации от поверхности снега в пространство, а второй — встречное излучение атмосферы. Интенсивность встречного потока возрастает с повышением температуры и влажности воздуха, а также с увеличением облачности и запыленности атмосферы.

В горах величина эффективного излучения при безоблачном небе повышается с высотой над уровнем моря, поскольку с высотой убывает встречное излучение атмосферы и сравнительно медленно уменьшается собственное излучение подстилающей поверхности. В облачную погоду эффективное излучение, как и на равнинах, уменьшается и при полном покрытии неба достигает минимума, оставаясь все же положительной величиной. По наблюдениям в Давосе, величина его для снега на высоте 1500 м изменялась в зависимости от облачности следующим образом:

облачность в десятых долях покрытия неба	0	2	4	6	8	10
$I \cdot 10^{-3}$ Дж/см ² · мин	780	758	678	530	398	167

Потери тепла эффективным излучением во время таяния снега изменяются в зависимости от климатических условий и высоты местности в широких пределах. Но величины их всегда соизмеримы с другими составляющими теплового баланса. В горах Средней Азии (по данным В. Л. Шульца) на высотах 2000—3000 м эффективное излучение в летние месяцы составляло 10—30% притока тепла от солнечной радиации (за вычетом отражения).

Теплообмен и влагообмен с атмосферой. Поток тепла из воздуха к снежной поверхности, а также теплообмен в результате испарения и конденсации непосредственно не измеряются и должны быть рассчитаны тем или иным путем. Обычно в основе таких расчетов лежит модель турбулентной диффузии, описывающая процесс вертикального движения невесомой субстанции в турбулентной среде.

Вертикальный поток тепла P в приземном слое атмосферы выражается:

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (\text{IV-18})$$

где ρ — плотность воздуха, равная $1,45 \cdot 10^{-3}$ г/см³; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, равная 1,01 Дж/г·К (0,24 кал/г·град); k — коэффициент турбулентности и $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры.

Коэффициент турбулентности k или коэффициент турбулентного обмена $A = \rho k$ на высоте z впервые был определен, исходя из полуэмпирической теории пограничного слоя Прандтля и Кармана. Окончательное его выражение имеет вид

$$A = \rho k_0^2 z \frac{u}{\ln \frac{z}{z_0}}. \quad (\text{IV-19})$$

Величина z_0 является параметром шероховатости. Она характеризует средние размеры выступов шероховатой поверхности.

Принимая логарифмический закон для изменения температуры в приземном слое воздуха, можно получить:

$$P = \rho c_p k_0^2 m_1 \frac{\theta_s - \theta_2}{\ln \frac{z_1}{z_0} \ln \frac{z_2}{z_0}} u_1. \quad (\text{IV-20})$$

В последнем выражении скорость ветра u_1 берется на высоте z_1 , а температура воздуха θ_2 — на высоте z_2 ; θ_s — температура поверхности снега; m_1 — коэффициент пропорциональности.

Интенсивность расходования тепла при испарении, аналогично турбулентному теплообмену, выражается уравнением:

$$Q_{\text{н}} = -A v_{\text{н}} \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (\text{IV-21})$$

где $v_{\text{н}}$ — скрытая теплота испарения, равная для поверхности снега $2,85 \cdot 10^3$ Дж/г; $\frac{\partial q}{\partial z}$ — вертикальный градиент удельной влажности воздуха. Последняя представляет собой отношение массы водяного пара к массе влажного воздуха в том же объеме. Заменив удельную влажность упругостью водяных паров e (мб) по соотношению:

$$q = 0,623 \frac{e}{p},$$

где p — атмосферное давление (мб), получаем:

$$Q_{\text{н}} = -A v_{\text{н}} \frac{0,623}{p} \frac{\partial e}{\partial z}.$$

Если же выразить $\frac{\partial e}{\partial z}$ аналогично тому, как это сделано для температуры, и подставить значение A по формуле (IV-19), то будем иметь:

$$\dot{Q}_{\text{н}} = \rho k_0^2 v_{\text{н}} m_2 \frac{0,623}{p} \frac{e_s - e_2}{\ln \frac{z_1}{z_0} \ln \frac{z_2}{z}} u_1, \quad (\text{IV-22})$$

где e_s — упругость насыщенного пара при температуре поверхности снега; e_2 — то же на высоте z_2 .

Формулы (IV-20) и (IV-22) можно привести к еще более простому виду, если подставить значения $\rho = 1,45 \cdot 10^{-3}$ г/см³, $c_p = 1,01$ Дж/г·К, $k_0 = 0,38$, $p = 1013$ мб, а также задаться значениями z_0 , m_1 и m_2 . В частности, при $z_0 = 0,1$ см, $m_1 = m_2 = 1$ и при $z_1 = z_2 = 200$ см (измерения температуры, влажности и ветра производятся на высоте 2 м) будем иметь:

$$P = u_{200} (\theta_s - \theta_{200}) \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{ч}), \quad (\text{IV-23})$$

$$Q_{\text{н}} = 1,76 u_{200} (e_s - e_{200}) \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{ч}). \quad (\text{IV-24})$$

При выводе формул турбулентного тепло- и влагообмена предполагалось равновесное в термическом отношении состояние приземного слоя атмосферы, при котором не происходит конвективного (плотностного) перемешивания воздуха (градиент около $0,6^\circ$ на 100 м высоты). При сверхравновесных градиентах турбулентное перемешивание усиливается вследствие большой разницы плотности в нижних слоях воздуха; при отрицательных градиентах перемешивание ослабевает.

Для учета термического фактора в формулы турбулентного обмена вводится некоторый поправочный множитель, учитывающий различие в интенсивности перемешивания.

Однако в период снеготаяния, как показали наблюдения, разности температуры нижних слоев воздуха (до высоты 2 м) невелики. Поэтому поправка на температурную стратификацию при ветре от 1 до 10 м/с составляет всего около 10%, а при ветре 2—3 м/с — менее 5—10%.

Недостатком вышеприведенных формул является необходимость определения параметров z_0 и m применительно к конкретным условиям снежного покрова. Параметр z_0 , например, может изменяться от 0,05 см для ровной поверхности до 0,5 см и более при несплошном залегании снега. Кроме того, при несплошном залегании снега вероятно горизонтальная температурная неоднородность и горизонтальные потоки тепла, что влияет на условия теплообмена.

Эмпирические формулы для расчета величин P и Q_n . В практике расчета снеготаяния обычно применяются эмпирические формулы. В результате обработки данных наблюдений, проводившихся в различных физико-географических районах СССР П. П. Кузьминым, предложены формулы:

$$P = 165 (0,18 + 0,098u_{10}) (\theta_s - \theta_{200}) \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут}) \quad (\text{IV-25})$$

и

$$Q_n = 285 (0,18 + 0,098u_{10}) (e_s - e_{200}) \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут}) \quad (\text{IV-26})$$

Здесь u_{10} — скорость ветра (м/с), измеряемая на высоте 10 м; θ_{200} и e_{200} — соответственно температура и влажность воздуха (мб), измеряемые на высоте 2 м; θ_s — температура поверхности снега; e_s — упругость насыщенного водяного пара при температуре θ_s .

Как видим, формулы по своей конструкции сходны с формулами, выведенными по методу турбулентной диффузии. Они применимы, как отмечает автор, при скоростях ветра от 0 до 12 м/с и при средней шероховатости снежной поверхности.

Расчет таяния снега по метеорологическим данным. Изложенный выше способ расчета снеготаяния непосредственно по уравнению теплового баланса сравнительно сложен, так как требует определения составляющих радиационного баланса. Более простым, но достаточно точным, как показала проверка, является способ, разработанный Е. Г. Поповым.

Известно, что при отсутствии смены воздушных масс между суммарным радиационным балансом и температурой воздуха существует довольно тесная связь. Эта связь, согласно Е. Г. Попову, может быть представлена зависимостью вида

$$(Q + q) = a (\theta_{\max} - \theta_{\text{ср}}),$$

где $(Q + q)$ — солнечная радиация за сутки; $\theta_{\max}$ и $\theta_{\text{ср}}$ — максимальная и средняя за сутки температура воздуха; a — коэффициент пропорциональности.

Аналогичная связь имеется и между суточной величиной эффективного излучения I и разностью между средней $\theta_{\text{ср}}$ и минимальной $\theta_{\min}$ температурой.

$$I = b (\theta_{\text{ср}} - \theta_{\min}).$$

Сумма теплоприхода от турбулентного теплообмена и влагообмена с воздухом приближенно выражается в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра:

$$P + Q_n = cu(\theta - \theta_0),$$

где u — скорость ветра (м/с), средняя за расчетный интервал времени; θ — средняя температура за то же время; c — постоянное; величина θ_0 представляет собой некоторое среднее значение положительной температуры, при которой таяния не происходит, а тепло расходуется на испарение.

Параметры формул найдены по данным метеорологических и актинометрических наблюдений на равнинной территории европейской части Союза. Общий теплоприход и слой талой воды вычисляются отдельно для дневной и ночной половины суток по формулам:

а) для дневной половины

$$h = 7,1 [(1 - r)(\theta_{\max} - \theta_{\text{ср}} - 0,2) - 0,2(\theta_{\text{ср}} - \theta_{\min}) + 0,1u_d(\theta_d - 0,5)] \text{ мм за 12 ч;} \quad (\text{IV-27})$$

б) для ночной половины

$$h = 7,1 [0,1u_n(\theta_n - 0,5) - 0,2(\theta_{\text{ср}} - \theta_{\min})] \text{ мм за 12 ч.} \quad (\text{IV-28})$$

В формулах θ_d и u_d — средняя температура и скорость ветра за дневное время, вычисленные по наблюдениям в 7, 13 и 19 ч; θ_n и u_n — средняя температура и скорость ветра за ночное время, вычисленные по наблюдениям в 19, 1 и 7 ч; r — альбедо снега.

Формулы могут дать значительные ошибки в условиях смены воздушных масс, а также в конце снеготаяния, когда площадь покрытия снегом становится малой. В последнем случае рассчитанные величины слоя талой воды получаются завышенными.

Расчет таяния по температуре воздуха. В практике расчетов часто используется формула простейшего вида

$$h = \alpha \Sigma \theta \text{ мм,} \quad (\text{IV-29})$$

где $\Sigma \theta$ — сумма положительных среднесуточных температур воздуха; α — коэффициент пропорциональности, называемый коэффициентом с т а в л е н и я. Последний представляет собой слой талой воды, приходящийся на один градус положительной среднесуточной температуры.

Формула приближена, так как температура воздуха неоднозначно определяет суммарный теплоприход к снежному покрову. Коэффициент α изменяется с широтой местности в зависимости от наличия и особенностей древесного покрытия, а также от характера погоды (пасмурная, ясная). Эти изменения связаны с различиями в интенсивности солнечной радиации, скорости ветра и влажности воздуха. Под пологом леса уменьшается скорость ветра и поступление солнечной радиации по сравнению с полем, вследствие чего уменьшается и интенсивность таяния при одинаковой температуре.

Кроме того, интенсивность таяния зависит не только от температуры воздуха, но и от его влажности. При малых положительных значениях температуры таяния может и не быть, так как тепло, получаемое снегом, может полностью расходоваться на испарение (возгонку). Но может иметь место и обратная картина — интенсивное таяние при низкой температуре, когда влажность воздуха высока и происходит конденсация водяных паров из воздуха.

Ниже приводятся значения температуры воздуха θ и абсолютной влажности e (мб), при которых таяние снега не происходит:

θ°	0	1	2	4	8	10
e , мб	6,1	5,5	4,9	3,8	1,6	0,5

Наиболее надежно расчет по формуле (IV-29) можно производить при значениях температуры более $5-8^\circ$.

Однако прямая пропорциональность между слоем стаявшего снега и температурой может быть только при постоянной абсолютной влажности воздуха, равной 6,11 мб (упругость насыщенных паров при температуре поверхности снега 0°). При этом не происходит ни испарения, ни конденсации на поверхности снега. При других значениях влажности таяние снега при одной и той же температуре будет то более интенсивным, когда влажность воздуха более 6,11 мб, то менее интенсивным, когда она меньше 6,11 мб. В первом случае снег будет получать некоторое количество тепла от конденсации, а во втором — расходовать часть тепла на испарение.

Среднее значение коэффициента стаивания α для открытой местности на территории, лежащей к северу от 55° с.ш., приблизительно равно 5 мм на 1° положительной среднесуточной температуры. Для леса оно изменяется от 1,5 мм/град для густых хвойных лесов до 3—4 мм/град для лиственных лесов средней густоты.

Соотношение значений α для леса ($\alpha_{л}$) и поля ($\alpha_{п}$) в зависимости от полноты (ϵ в долях единицы) и состава насаждений характеризуется следующими данными:

ϵ		0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$\frac{\alpha_{л}}{\alpha_{п}}$	{ хвойный лес	0,75	0,58	0,45	0,35	0,26
	{ лиственный лес	0,92	0,86	0,80	0,75	0,71

Для горных снежников (по В. Л. Шульцу) α составляет около 5,5 мм/град, а для льда на концах ледников — 6—7 мм/град. Однако в зависимости от затенения, ориентации ледника, загрязненности его поверхности коэффициент стаивания изменяется в пределах от 5,5 до 7,8 мм/град.

Интенсивность таяния и водоотдача снега. Таяние снега в реальных условиях происходит с различной интенсивностью в отдельных частях бассейна, на склонах разной экспозиции и крутизны, на открытых и закрытых местах. В горах интенсивность таяния уменьшается снизу вверх в связи с понижением температуры воз-

духа и соответственно уменьшением прихода тепла за счет турбулентного теплообмена, хотя солнечная радиация увеличивается.

В равнинных бассейнах средних широт продолжительность таяния на открытой местности изменяется от нескольких до 20—25 дней. В лесу оно начинается почти одновременно с полем, но продолжается дольше, вследствие чего половодье несколько растягивается.

Интенсивность таяния на открытой местности редко превышает 25—30 мм/сут, обычно же бывает 10—15 мм/сут; в лиственном лесу она несколько меньше, в хвойном — меньше в 2—4 раза.

Если слой талой воды рассчитывается по уравниванию теплового баланса или какому-либо другому методу, то нужно иметь в виду, что в начале таяния вода задерживается в снеге, который обладает известной водоудерживающей способностью. Поступление ее на почву — водоотдача — начинается с того момента, когда снег уже не в состоянии удерживать больше воды. Поэтому в первые дни таяния водоотдача меньше слоя стаявшего снега, зато в дальнейшем она начинает превышать его.

Влагоемкость или водоудерживающая способность снега изменяется в зависимости от структуры и плотности снега. Для зернистого перекристаллизовавшегося снега она не превышает 15—20% от всей твердой фазы, а для крупнозернистого снега даже меньше 15%; обычно в расчетах принимается значение 10—15%. Тогда максимально возможное содержание жидкой фазы в снеге $h_{ж}$ выразится формулой:

$$h_{ж} = \frac{\mu h_{т}}{100 - \mu} \text{ мм},$$

где $h_{т}$ — слой воды в твердой фазе, мм; μ — водоудерживающая способность снега, %.

Зная количество воды, удерживаемой снегом в тот или иной момент снеготаяния, нетрудно определить и водоотдачу. Но следует помнить, что стекание воды под снегом происходит с небольшими скоростями и, следовательно, поступление ее в русло будет происходить с задержкой. При расчете объема талой воды, поступающей в русловую сеть бассейна, необходимо учитывать площадь, на которой одновременно происходит снеготаяние. Для этого служит кривая обеспеченности снегозапасов, рассмотренная выше.

Снежный покров на территории СССР. Продолжительность залегания снега изменяется по территории в связи с изменением климата.

На равнинах нашей страны снежный покров раньше всего образуется на побережье Северного Ледовитого океана — в начале октября. В центральной полосе европейской территории Союза и в южной части Западной Сибири он появляется месяц спустя, а в самых южных равнинных районах бывает только в самое холодное время.

Сход снега в западных районах наблюдается в марте, в средней полосе — в середине апреля, а на севере азиатской части территории — в мае и даже в первой половине июня (на северном побережье).

Таким образом, продолжительность залегания снега изменяется от немногих дней в самых южных равнинных районах до 8—9 месяцев на Крайнем Севере. В целом наблюдается закономерное увеличение продолжительности снежного покрова с юга на север в связи с уменьшением солнечной радиации и с запада на восток — с возрастанием континентальности климата.

В горах образование снежного покрова и продолжительность его залегания зависят от высоты над уровнем моря. Снег не одновременно покрывает горы, а постепенно распространяется от верхних зон к нижним. Скорость снижения снеговой границы (сезонной снеговой линии) осенью составляет в среднем 20—35 м в сутки, но колеблется в разных районах и зависит от толщины снега. В нижних частях склонов снежный покров устанавливается на 3—5 месяцев позднее, чем в верхних.

В Средней Азии и на Кавказе на высотах более 3500 м покров образуется уже в сентябре. С сентября по январь снеговая граница снижается к предгорьям. В нижних зонах, в области низкогорных степей, снежный покров неустойчив и сохраняется не более 10—15 дней. Граница устойчивого снежного покрова находится на высотах 500—1500 м.

На Алтае и Саянах с их более суровым климатом устойчивый снежный покров наблюдается по всей высоте горных склонов. В высокогорьях он образуется в начале сентября, а на равнинах — в первой половине ноября.

Сход снега, начинающийся в нижних зонах в марте или апреле, заканчивается на больших высотах в конце лета. В высокогорных цирках и долинах, куда снег сносится ветром со склонов, он местами не успевает стаять полностью и может давать начало ледникам.

Высота снежного покрова в пределах европейской территории страны наибольшей величины достигает в Предуралье (в среднем 80—100 см). В центральных районах европейской части страны высота составляет около 50 см, а на юге Украины и в Северном Крыму — 10—15 см. С повышением местности (на Валдайской, Среднерусской и Приволжской возвышенностях) она несколько увеличивается.

В Западной Сибири по мере увеличения общего количества осадков от восточных склонов Уральских гор к Средне-Сибирскому плоскогорью высота снега возрастает от 40—50 до 70 см. В бассейне Енисея она увеличивается до 80 см. На северном побережье, а также в южных районах уменьшается до 10—20 см.

На северо-востоке СССР увеличение снежного покрова идет с запада на восток: в верховьях Яны, Индигирки и Колымы высота его не более 40 см, а на побережье восточных морей достигает

60—80 см. Наибольшая высота снега здесь наблюдается на Камчатке — до 120 см на восточном побережье и до 150—200 см на Авачинской сопке.

В горных районах наиболее высокий снежный покров наблюдается на южном склоне Большого Кавказа — до 2—3 м, а в отдельных пунктах в результате ветрового наметания высота снега может достигать 4 м и более.

Плотность снега к моменту наибольшего накопления изменяется по территории страны в пределах от 0,15 до 0,36. Замечается некоторое общее увеличение ее с юга на север. Наиболее часто наблюдающаяся плотность к началу таяния почти повсеместно близка к 0,25.

Запас воды в снеге в общем повторяет изменение по территории высоты снежного покрова. На европейской территории Союза наибольший запас к началу весеннего снеготаяния накапливается в Предуралье: в среднем 160—200 мм. В зоне тундры он составляет около 120 мм, а в центральном районе — 80—140 мм.

В среднем течении Енисея запас воды в снеге достигает значения 220 мм, но на большей части Западной и Средней Сибири он не более 200 мм, а в восточной части Западно-Сибирской низменности и в Северном Казахстане менее 60—150 мм.

В Восточной Сибири и в бассейне Амура запас воды в снеге увеличивается к Тихоокеанскому побережью от 80—100 мм в бассейне Лены до 100—180 мм на побережье Охотского и Берингова морей. На Камчатке он увеличивается до 200—300 мм. На Большом Кавказе запасы воды в снежном покрове возрастают с повышением местности от ничтожно малых величин на южных предгорных равнинах до 1000 мм и более в верхних зонах главного хребта.

ЛЕДНИКИ

Образование ледников. Реки горных стран, а также периферийных частей полярных ледниковых массивов (Антарктида, Гренландия и др.) могут получать большое количество воды от ледников. Ледниковое питание увеличивает общий сток рек и одновременно влияет на его распределение во времени — в течение года и ряда лет.

Ледники формируются в областях, где приток тепла за теплое полугодие недостаточен для растопления всей толщи сезонного снега. Нижней границей таких областей является климатическая снеговая линия, соответствующая уровню, где годовой приход твердых осадков равен их годовому расходу.

Высота снеговой линии понижается от экватора к полюсам, но различается для северного и южного полушарий (табл. 24), а в пределах одной горной страны неодинакова для разных горных цепей. На периферийных склонах гор, богатых осадками, она ле-

Таблица 24
ВЫСОТА КЛИМАТИЧЕСКОЙ СНЕГОВОЙ ЛИНИИ (м)
НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Географическая широта, °С	Высота снеговой линии, м		Разница
	северное полушарие	южное полушарие	
70	600	0	600
60	1600	600	1000
50	2600	1100	1500
45	3000	1300	1700
40	3900	2200	1700
30	4900	4100	800
20	5200	5600	400

жит ниже, чем во внутренних, более засушливых районах. Например, на открытых влажным потокам склонах Гиссарского, Таласского, Заилийского и Джунгарского хребтов в Средней Азии высота снеговой линии 3200—3600 м, а в центральных областях она повышается до 5000—5250 м.

Очагами формирования ледников в горах являются плоские вершины и вогнутые формы рельефа: цирки, узкие долины, кары. Только в таких местах могут накапливаться большие массы снега, дающие начало леднику.

Накопление снега в истоках ледников происходит как вследствие его выпадения на месте, так и интенсивного ветрового переноса с соседних склонов и вершин, а также в результате снежных обвалов и лавин. На Эльбрусе и Восточном Кавказе, например, в верхних зонах ветровые отложения снега на дне ущелий иногда достигают мощности десятков метров; плотность их 0,48—0,58.

Объем выноса лавин может достигать 10—20 тыс. м³ снега. На Восточном Кавказе лавинные конусы имеют длину до 100—200 м, ширину 20—40 м и толщину 5—10 м; плотность отложений 0,55—0,60. В результате перекристаллизации снежных отложений они приобретают зернистую структуру.

Последующие напластования нового снега приводят к его сжатию и уплотнению. Зернистый снег превращается в фирн — более монолитную сероватую массу, плотность которой постепенно возрастает до 0,60—0,80. В уплотнении и фирнизации принимают участие талые воды, которые просачиваются в толщу снега и там снова замерзают, цементируя отдельные частицы.

Дальнейшее уплотнение фирна приводит к исчезновению крупных пустот и образованию фирнового льда, в котором воздух содержится лишь в виде небольших пузырьков. Плотность его 0,80—0,90. Постепенно фирновый лед переходит в еще более монолитный кристаллический, или глетчерный, лед с плотностью 0,90—0,92.

Строение и типы ледников. Ледник состоит из двух главных частей: фирнового бассейна и ледникового языка. Их разделяет переходная зона, в средней части которой находится фирновая граница. Фирновая граница или фирновая линия лежит ниже снеговой линии на уровне нулевого баланса твердых осадков на леднике. На ледниках СССР она располагается на 250—1650 м ниже климатической снеговой линии.

В фирновой области поверхность круглый год покрыта снегом, который книзу переходит в фирн и лед. Ледниковый язык полностью состоит из глетчерного льда.

Отношение площади фирнового бассейна f к площади языка F называют ледниковым коэффициентом $k = \frac{f}{F}$. В Альпах это отношение близко к 3. Для кавказских ледников оно колеблется в пределах 0,8—3,0.

Мощность ледников колеблется в широких пределах. В Средней Азии она обычно составляет 50—250 м. Длина самого большого в Средней Азии ледника Федченко около 80 км, площадь 400 км², отметки начала и конца ледника соответственно равны 5330 и 2900 м, средний уклон 0,032.

Все ледники делят по морфологическим признакам на две большие группы: покровные и горные. Среди горных ледников различают следующие главные типы: долинные, каровые, висячие и ледники плоских вершин. Долинные ледники начинаются в цирках и спускаются вниз по долине, покрывая все ее дно. Каровые ледники имеют округлую форму и образуются в карах — углублениях в привершинной части склонов гор. Когда каровый ледник переполняет углубление и начинает свешиваться над крутым склоном, он приобретает характер висячего ледника. Ледники плоских вершин относятся к наиболее высоко расположенным.

Движение ледников. Лед обладает пластичностью и при движении повторяет изгибы бортов и ложа долины. Но динамическая вязкость его неизмеримо больше вязкости воды. В зависимости от температуры, давления и структуры льда вязкость льда колеблется от $5 \cdot 10^{11}$ до 10^{14} Н·с/м², тогда как вязкость воды равна всего 0,0010—0,0018 Н·с/м².

Движение долинного ледника напоминает течение реки: средние его части движутся быстрее, чем боковые, верхние слои быстрее, чем нижние. Общая скорость движения ледникового языка возрастает по мере увеличения массы льда; однако обычно в нижней части в связи с таянием ледника и уменьшением его массы скорость постепенно убывает до нуля.

Скорость движения изменяется в течение года; наибольшая скорость в июне—июле, наименьшая в октябре.

Вообще средняя скорость движения ледника возрастает с увеличением количества осадков в области питания и общей массы ледника. Для крупных ледников она достигает десятков сантиметров в сутки, а для мелких не превышает нескольких сантимет-

ров. Ледник Федченко в частности имеет среднюю скорость около 0,7 м/сут; ледники Заилийского Алатау не более 3—5 см/сут (от 2—3 до 20—30 м/год).

Некоторые ледники в Гималаях движутся со средней скоростью до 1000 и более м/год. Сравнительные скорости крупных ледников приводятся в табл. 25.

Таблица 25

СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ КРУПНЫХ ЛЕДНИКОВ
(по С. В. Калеснику)

Территория	Скорость движения	
	см/сут	м/год
Альпы	20—40	80—150
Алтай	20—35	70—125
Тянь-Шань	40—50	140—180
Памир	60—80	220—300
Гималаи	200—350	700—1300

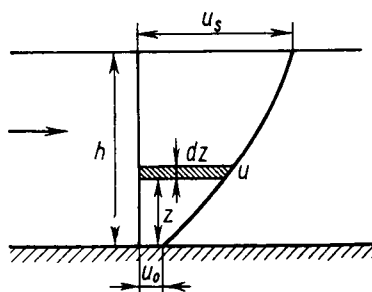


Рис. 43. Профиль скоростей в плоском ламинарном потоке

Движение ледника можно рассматривать как ламинарное движение вязкого тела. Тогда из условия равновесия действующей силы тяжести и силы вязкости можно получить уравнение, характеризующее вертикальное распределение продольных скоростей на некоторой вертикали в теле ледника.

Рассмотрим бесконечно тонкий слой льда dz , отстоящий от дна на величину z и движущийся со скоростью u (рис. 43). Слагающая силы тяжести g , действующая на единицу площади этого слоя, равна:

$$g = \delta_{\text{л}} (h - z) i,$$

где $(h - z)$ — толщина льда над рассматриваемым элементарным слоем dz ; i — уклон основания (и поверхности) ледника; $\delta_{\text{л}}$ — объемный вес льда.

Напряжение силы вязкости τ , согласно закону Ньютона, выражается:

$$\tau = \mu \frac{du}{dz},$$

где μ — динамический коэффициент вязкости. Условие равновесия сил выразится уравнением:

$$\delta_{\text{л}} (h - z) i = \mu \frac{du}{dz}.$$

Разделяя переменные и интегрируя в пределах от основания до некоторой высоты z , получаем:

$$u - u_0 = \frac{\delta_{\text{л}} i}{\mu} \left(hz - \frac{z^2}{2} \right). \quad (\text{IV-30})$$

Из этой формулы легко получить выражение для скорости на поверхности ледника u_s при условии $z=h$:

$$u_s = u_0 + \frac{\delta_{\text{л}}^i}{2\mu} h^2. \quad (\text{IV-31})$$

Если же принять, что скорость у дна ледника u_0 равна нулю, то имеем

$$u_s = \frac{\delta_{\text{л}}^i}{2\mu} h^2. \quad (\text{IV-32})$$

Из уравнения (IV-30) путем интегрирования его в пределах от $z=0$ до $z=h$ и деления результата на толщину льда h нетрудно получить также выражение средней скорости на вертикали.

При своем движении ледник выносит большое количество твердого минерального материала, начиная от мелкозема и кончая скальными обломками, скатывающимися со склонов долины. Этот материал накапливается на поверхности и в толще льда и отлагается в виде морен. Различают боковые морены — гряды обломочного материала, отлагающиеся по бокам ледника, и конечные — поперечные валы, образующиеся ниже ледникового языка.

Площадь оледенения. О распространении ледников на земном шаре можно судить по табл. 26.

Таблица 26

ПЛОЩАДЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ
(«Мировой водный» баланс, 1974)

Область	Площадь, км ²
Южная полярная область	13 980 000
Северная полярная область	2 000 000
В том числе: а) Гренландия	1 802 000
б) Шпицберген (западный)	21 240
Южная Америка	25 000
Северная Америка	67 520
Евразия	130 500
Африка	22

Наибольшее оледенение на территории СССР наблюдается в полярных областях: на Новой Земле, Северной Земле и Земле Франца-Иосифа. Общая площадь ледников и погребенного льда в Советской Арктике составляет 55 940 км² (табл. 27). В южных горных районах площади оледенения развиты в Средней Азии и на Большом Кавказе. В пределах одной горной страны степень оледенения речных бассейнов находится в тесной связи с их высотой, но зависит и от общего увлажнения района. На Кавказе, например, процент оледенения в общем уменьшается с запада на восток вдоль Кавказского хребта в связи с уменьшением осадков (рис. 44).

**СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ
ГЛАВНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ СССР**

Территория	Площадь ледников, км ²
Советская Арктика	55 940
Средняя Азия (с Джунгарским Ала- тау)	15 978
Большой Кавказ	1 730
Алтай (в пределах СССР)	596
Хребет Сунтар-Хаята	206
Общая площадь	74 450 км ²

Влияние ледников на режим рек. Таяние ледников наиболее интенсивно происходит в июле и августе, т. е. уже после того, как

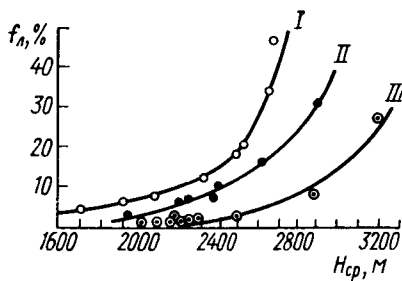


Рис. 44. Зависимость площади оледенения от средней высоты бассейна: I — реки Западного Кавказа, II — реки Ингури, Риони и Цхенис-Цхали, III — реки Центрального Кавказа включая Терек (по Г. Н. Хмаладзе)

сходит почти весь сезонный снег. Однако некоторый добавок ледниковой воды реки могут получить в июне и сентябре. В связи с этим половодье на ледниковых реках всегда более продолжительное, чем на реках чисто снегового питания; оно заканчивается только в октябре, а иногда даже в ноябре; более равномерный режим стока ледниковых рек в течение теплого полугодия благоприятен для гидроэнергетики. Высокая водность ледниковых рек в самые жаркие летние месяцы благоприятствует их использованию для орошаемого земледелия.

Ледники регулируют сток и в многолетнем разрезе. В годы с

малыми зимними осадками недостаток воды в летние месяцы частично возмещается за счет таяния многолетних запасов льда и фирна на ледниках. В годы же с большим накоплением снега в горах он тает дольше, часть его в фирновой области может остаться на следующий год и тем самым пополнить убыль льда в предшествующие годы.

Но ледники могут явиться причиной вредных гидрологических явлений.

В связи с деградацией ледников, которая, как полагают, началась во второй половине прошлого столетия (в Альпах с 1855—

1870 гг.), у нижних концов ледников образовалось несколько рядов концевых морен, препятствующих стоку талой воды. Иногда при сильном таянии ледников вода прорывает запруды и обрушивается вниз по долине в виде разрушительных грязекаменных потоков — селей. Такой селё имел место, например, летом 1973 г. на р. Малой Алмаатинке.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Физические свойства почвогрунтов. Формирование и движение подземных вод, являющихся важным источником питания рек, связано с физическими свойствами почв и грунтов — размером и формой зерен, скважностью, удельным и объемным весами.

Диаметр зерен. В естественных грунтах размер отдельных зерен варьирует в довольно больших пределах. Для определения гранулометрического (механического) состава грунта производится его механический анализ, в результате которого определяется процентное содержание фракций по их диаметру. По полученному процентному содержанию подсчитывается средний диаметр зерен, а также действующая величина диаметра, за которую принимается размер зерен, меньше которого в пробе содержится 10% всего количества грунта.

Удельная поверхность грунта имеет значение при определении количества воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения. Удельная поверхность грунтов зависит от крупности и формы зерен; с уменьшением размера частиц она возрастает. Численно величина удельной поверхности выражается отношением общей поверхности частиц к объему грунта.

Скважностью называется наличие капиллярных пор и некапиллярных пустот в грунте, включая и крупные полости — трещины, каналы, оставшиеся после отмирания корней растений, ходы, образованные животными. К капиллярным порам относят пустоты шириной менее 1,0 мм; они встречаются даже в скальных породах — гранитах, базальтах, кристаллических сланцах.

Количество капиллярных пустот, или пористость породы, характеризуется отношением объема таких пустот к общему объему породы. Это отношение зависит

Таблица 28
ПОРИСТОСТЬ ГРУНТОВ

Грунт	Пористость, %
Граниты и гнейсы	0,05— 0,60
Базальты	0,60— 1,30
Глинистые сланцы	0,50— 7,50
Известняки	0,60—13,5
Песчаники	3,50—28,5
Пески	35,0 —42,0
Гравий	37,0 —45,0
Глины	35,0 —55,0
Лёсс	40,0 —55,0
Торфяные грунты	60,0 —80,0

от механического состава, формы и сложения частиц. Здесь приводятся значения пористости для разных грунтов (табл. 28).

Важной характеристикой почвы является ее **структурность**, или **структура**, т. е. способность почвы распадаться на отдельные комочки (структурные отдельности, агрегаты) различной формы и величины (рис. 45). В образовании структурности наибольшую роль играет механическое действие корней растений и клеящие свойства почвенных коллоидов.

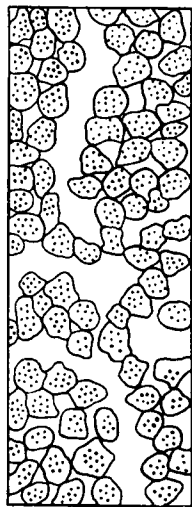


Рис. 45. Разрез структурной почвы (между комками поры крупные, в комках — мелкие)

Удельным весом (γ_r) грунта называется отношение веса абсолютно сухого грунта к объему вытесненной им жидкости (см^3); при помещении в жидкость сухой грунт должен быть измельчен и не содержать пор, заполненных воздухом.

Объемный вес грунта δ_r определяется как отношение веса сухого грунта к его объему в естественном состоянии (вместе с порами, которые заполнены воздухом или водой). Зная величины удельного и объемного веса грунта, его пористость p в долях единицы можно получить по формуле:

$$p = 1 - \frac{\delta_r}{\gamma_r}. \quad (\text{IV-33})$$

Виды воды и ее передвижение в почвогрунтах; водные свойства почвогрунтов. Огромное количество воды содержится в горных породах в связанном состоянии (химически связанная, кристаллизационная). Эта вода непосредственно не участвует во влагообороте на Земле и поэтому здесь мы ее не рассматриваем. Остановимся на той части воды, которая перемещается в грунте под действием различных сил и в конечном итоге влияет на режим поверхностных водоемов. Эти воды принято делить на следующие виды: парообразная, гигроскопическая, пленочная, капиллярная, свободная гравитационная и твердая. В основу этого деления положены различия в характере передвижения воды под действием тех или иных преобладающих сил. Но это деление в известной мере условное, так как не всегда можно провести четкую границу между разными видами как по степени подвижности, так и по действию сил. Различное сочетание действующих сил приводит к изменению свойств воды и ее подвижности.

Парообразная вода содержится в воздухе, заполняющем поры и пустоты почвы и грунта. Она может перемещаться в любом направлении в сторону убывания упругости пара. Так как относительная влажность почвенного воздуха, согласно исследованиям А. Ф. Лебедева, в естественных условиях близка к 100%, то, сле-

довательно, направление переноса пара обусловлено в основном температурным градиентом (от зоны с более высокой температурой к зоне с относительно низкой температурой).

Температура почвы подтверждена как внутрисуточным, так и сезонным колебаниям. Вследствие этого изменяется распределение температуры по глубине, а вместе с этим и направление потока пара. Характер изменения температуры почвы по глубине в различные сезоны можно видеть из табл. 29.

Таблица 29
ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОЧВЫ В г. АЛМА-АТЕ

Мес- ц	Темпе- рату- ра воз- духа	Температура почвы на глубинах, м				
		0,2	0,4	0,8	1,6	3,2
Январь . .	-7,4	-2,0	-0,5	2,0	6,0	10,2
Апрель . .	10,5	10,2	9,0	7,6	6,2	7,4
Июль . . .	23,0	23,4	21,9	19,6	15,8	11,7
Октябрь . .	9,2	11,2	12,6	14,7	15,7	14,4

Гигроскопическая вода — это влага, поглощаемая почвой из атмосферы. Она содержится в виде тончайших пленок, обволакивающих частицы грунта и прочно удерживаемых сорбционными силами. Гигроскопическая вода недоступна растениям и может быть удалена только высушиванием при температуре 105—110°.

Количество гигроскопической воды зависит от влажности воздуха. Образец сухой почвы, помещенный в атмосферу, будет адсорбировать молекулы воды. Чем выше упругость паров в воздухе, тем больше адсорбируется влаги, и при насыщении атмосферы парами количество ее достигает максимума — максимальной гигроскопичности.

Глины обладают высокой гигроскопичностью, так как удельная поверхность частиц, имеющих пластинчатую форму, очень велика. Песок, поверхность частиц которого относительно невелика, наоборот, менее гигроскопичен.

Пленочная вода. Частицы почвы, насыщенные водой до состояния максимальной гигроскопичности, при дальнейшем поступлении воды способны накапливать ее на своей поверхности в виде пленки значительно более толстой, чем слой гигроскопической влаги. Такая вода называется пленочной. Она может перемещаться в почве в любом направлении под совокупным действием сил молекулярного притяжения и тяжести; при этом поры остаются частично заполненными воздухом (рис. 46). Пленочная вода играет определенную роль в пополнении запаса грунтовых вод.

Механизм ее перемещения представляется в следующем виде. На любую частицу воды, находящуюся в пленке, действуют две

силы: сила молекулярного притяжения, направленная к центру частицы, и сила тяжести, направленная вертикально вниз. Первая прижимает частицу к слою пленки, а вторая — заставляет ее двигаться вниз. С возрастанием толщины пленки действие силы молекулярного притяжения на частицы воды, находящиеся на ее поверхности, ослабевает и вода начинает сползать вниз. Толщина

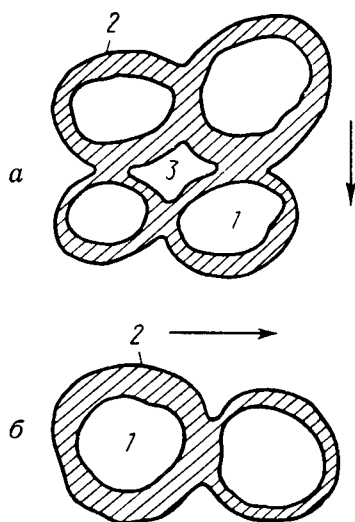


Рис. 46. Схема движения пленочной воды: *а* — вертикально вниз, *б* — горизонтально; 1 — частица грунта, 2 — пленка, 3 — воздух

пленки на нижней стороне частицы возрастает до некоторого предела; после этого излишек воды перемещается на поверхность нижележащей частицы.

Процесс передвижения пленочной воды при поступлении воды от атмосферных осадков может захватить значительный слой грунта. Он затухает тогда, когда толщина пленки (после прекращения осадков) уменьшается настолько, что установится равновесие действующих сил.

Если же верхние частицы почвы высушиваются под влиянием испарения или всасывания корнями растений и толщина пленки на их верхней стороне уменьшается, то равновесие снова нарушается. В этом случае объем оставшейся воды стремится распределиться на поверхности частиц соответственно потенциалу действующих сил и часть воды с нижней поверхности перетягивается кверху. Происходит обратный процесс восхождения пленоч-

ной воды, который будет продолжаться, если продолжится удаление воды с поверхности почвы; он закончится тогда, когда останется лишь гигроскопическая вода.

Таким образом, пленочная вода может двигаться как вертикально вниз, так и вверх, а также и в горизонтальной плоскости в направлении от более толстой пленки к более тонкой.

Капиллярная вода — вода, заполняющая тончайшие промежутки между частицами мелкозернистого грунта (слово «капилляр» происходит от латинского слова *capillus*, что значит «волос»).

Капиллярная вода также может перемещаться в любом направлении, в том числе и вертикально вверх. В последнем случае движение ее называется капиллярным поднятием. Оно происходит в результате действия менисковых сил. Вода, заполняющая капиллярные каналы, смачивает их стенки, и поверхность ее становится вогнутой (вогнутый мениск). Под вогнутой поверхностью появляется направленное вверх давление, под действием которого вода поднимается на такую высоту, при которой давление столба

жидкости уравнивает обратно направленное менисковое давление. В естественных грунтах сечение канальцев всегда имеет неправильную форму. Вследствие этого возрастает длина обвода мениска, а вместе с тем и высота капиллярного поднятия.

Приближенно высоту капиллярного поднятия h (см) можно определить по формуле:

$$h = \frac{30 (1 - 0,002\theta)}{d} \text{ см}, \quad (\text{IV-35})$$

где d — средний диаметр пор, мм; θ — температура воды.

Высота капиллярного поднятия h для различных грунтов приводится в табл. 30.

Таблица 30
ВЫСОТА КАПИЛЛЯРНОГО ПОДНЯТИЯ

Грунт	Размер частиц, мм	Высота капиллярного поднятия, см
Песок среднезернистый	0,25 — 0,5	15—35
Песок мелкозернистый	0,10 — 0,25	35—100
Супесь	0,05 — 0,10	100—150
Суглинок	0,005—0,05	150—300
Глина	менее 0,005	300—400

Скорость поднятия невелика и определяется законом ламинарного режима. С уменьшением диаметра зерен, а следовательно и толщины капилляров, она возрастает в соответствии с возрастанием капиллярных сил. Но это возрастание наблюдается лишь до определенного предела толщины капилляров, когда силы сопротивления увеличиваются настолько, что скорость поднятия замедляется. Максимальная скорость поднятия наблюдается в грунтах, состоящих из зерен размером 0,05—0,10 мм.

Капиллярное восхождение воды играет большую роль в питании растений, доставляя им питательные вещества из сравнительно глубоко лежащих водоносных слоев, а следовательно и в транспирации.

Если капиллярная зона достигает поверхности земли, то происходит также физическое испарение грунтовых вод.

С в о б о д н а я г р а в и т а ц и о н н а я (капельно-жидкая) вода находится в некапиллярных пустотах и движется под действием силы тяжести вертикально вниз в зоне неполного заполнения грунта или стекает под уклон в зоне насыщения. В скальных породах она движется по трещинам или в карстовых полостях.

Существование воды в почве в твердом состоянии связано с сезонным промерзанием почвы и многолетней мерзлотой, о чем будет сказано ниже.

Основными водными свойствами почвогрунтов являются влагоемкость, влажность, водоотдача, водопроницаемость.

Влагоемкостью грунта называется его способность вмещать определенное количество воды. Численно влагоемкость равна весу воды, деленному на вес абсолютно сухой твердой части образца, и выражается в процентах.

Различают следующие виды влагоемкости: максимальную гигроскопическую, максимальную молекулярную, наименьшую (полевою), капиллярную и полную влагоемкость.

Максимальная гигроскопическая влагоемкость — наибольшее количество воды, которое грунт может поглотить из воздуха, насыщенного водяным паром.

Максимальной молекулярной влагоемкостью называют наибольшее количество воды, удерживаемое частицами грунта на своей поверхности. Для песка эта величина равна от 1,5 до 12%; для лёсса порядка 14%; для глин — 39—42%.

Наименьшая влагоемкость, иначе называемая полевой, соответствует количеству воды, которое удерживается грунтом выше зоны капиллярного поднятия.

Под капиллярной влагоемкостью понимают максимальное количество воды, удерживаемое в капиллярных порах менисковыми силами. Наконец, полной влагоемкостью называют наибольшее количество воды, вмещаемое грунтом при полном его насыщении водой. Для глины, не имеющей трещин, каналов от корней, ходов животных и т. п., величина полной влагоемкости не отличается от величины капиллярной влагоемкости, так как вода, насыщающая глину, не может вытекать из нее свободно.

Полная влагоемкость определяется путем насыщения водой испытуемого образца. Для мелкозернистого грунта ее можно определить также по формуле $a = \frac{p_1}{\delta_r}$, где a — полная влагоемкость в долях единицы; p_1 — пористость и δ_r — объемный вес сухого грунта.

Влажностью (ϵ) грунта называют фактическое содержание воды в грунте в тот или иной момент времени. Влажность изменяется с течением времени: при дожде или таянии снега она повышается, а в сухую погоду летом уменьшается вследствие испарения и просачивания воды в более глубокие слои грунта.

Влажность, как и влагоемкость, выражается отношением веса воды, содержащегося в грунте, к весу сухой части грунта в пробе в долях единицы или в процентах.

Зная влажность грунта в процентах в слое, равном h см, а также его объемный вес δ_r , слой воды λ , содержащийся в почве до глубины h , можно вычислить по формуле:

$$\lambda = \frac{h\delta_r\epsilon}{100} \text{ см.} \quad (\text{IV-34})$$

Дефицит влажности почвогрунта — разность между полной влагоемкостью и фактической влажностью в данный момент.

Важной характеристикой грунта является его водоотдача — количество воды, отдаваемой насыщенным до полной влагоемкости грунтом путем свободного стекания под действием силы тяжести. Водоотдача обычно выражается отношением объема стекшей воды к объему грунта.

Водопроницаемость — способность пород пропускать сквозь себя воду. Водопроницаемость зависит от скважности, но также и от формы пор и пустот. Глина, как видно из табл. 28, обладает очень высокой пористостью (до 55%), но она почти водонепроницаема, так как поры очень малы и вода в них не может перемещаться под действием силы тяжести. Песок и гравий имеют пористость менее 45%, но они хорошо пропускают воду. Зерна песка имеют более правильную форму по сравнению с глиной, а поры между ними больше по размерам. Мерзлая почва, если льдистость ее велика, слабо пропускает воду, и во время таяния снега вся вода стекает по поверхности. Если же почва замерзла при слабом увлажнении, она сохраняет способность поглощать и пропускать через себя воду.

Промерзание почвы. Многолетняя мерзлота. Глубина промерзания почвы связана с температурой воздуха, но зависит также от толщины и продолжительности залегания снежного покрова, механического состава и влажности самой почвы, уровня грунтовых вод. Поэтому промерзание часто носит пятнистый характер, а толщина мерзлого слоя варьирует по площади.

На европейской территории Союза глубина промерзания увеличивается с юго-запада на северо-восток в соответствии с возрастанием суровости зимы. В юго-западных частях она порядка 30—40 см, в центральных районах увеличивается до 50—80, а в бассейне Северной Двины достигает 70—90 см.

В лесу глубина промерзания меньше, чем в поле, и слабо варьирует по площади благодаря более равномерному залеганию снега.

Температура, при которой происходит замерзание почвы, изменяется в зависимости от концентрации почвенного раствора. Почва обычно замерзает при температуре от $-0,2^{\circ}$ до $-0,5^{\circ}$ и даже более низких.

Снежный покров сильно влияет на промерзание почвы. На подзолистых почвах Московской области промерзание характеризуется следующими данными:

толщина снежного покрова, см	сумма отрицательных среднесуточных тем- ператур воздуха	глубина промер- зания почвы, см
40	300	5
25	579	40
15	556	120
10	308	128

В горах большие различия в температуре и промерзании почвы наблюдаются на склонах разной экспозиции. Наблюдения показывают, что эти различия сохраняются в течение всего года, но

особенно значительны зимой, когда на северных склонах почва в мерзлом состоянии может сохраняться в течение нескольких месяцев, а на южных оттаивание и промерзание сменяют друг друга.

На Крайнем Севере европейской части страны и особенно Северо-Востоке СССР широко распространены многолетнемерзлые грунты, занимающие около половины территории СССР (рис. 47).

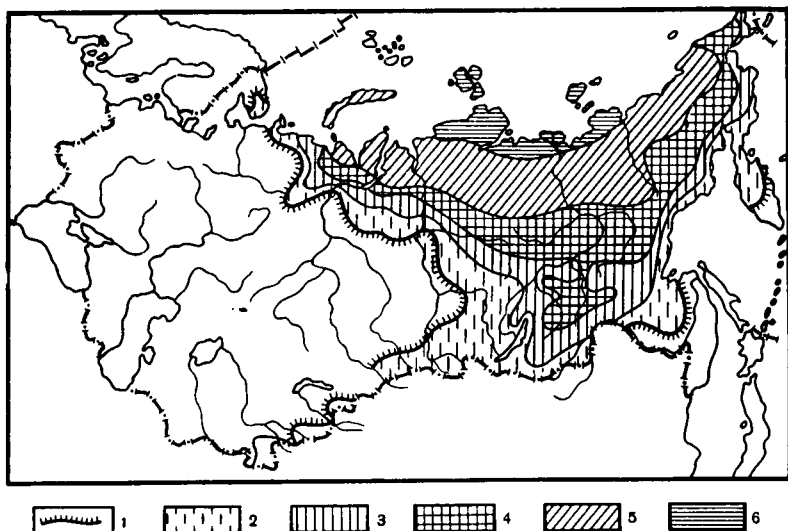


Рис. 47. Схематическая карта распространения многолетней мерзлоты на территории СССР: 1 — границы распространения мерзлоты; 2 — зона островной многолетней мерзлоты (мощность менее 60 м); 3—5 — зоны сплошной многолетней мерзлоты с мощностью слоя: 3 — от 60 до 120 м, 4 — от 120 до 250 м, 5 — от 250 до 500 м, 6 — более 500 м

Мощность их в самых северных частях достигает 500 м; к югу она уменьшается, мерзлота 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 частях и до 1—2 м на широте верховий р. Лены и ее притоков. Глубина сезонного оттаивания изменяется в зависимости от рельефа, экспозиции склонов и характера грунтов. В Предбайкалье, например, на северных склонах она не более 0,5—1,0 м, на водоразделах — 1—1,5 м, а на южных склонах до 2,5—3,0 м. В сильно увлажненных и торфяных грунтах оттаивание распространяется на меньшую глубину, чем на более сухих участках.

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 температур воздуха.

Среди сплошных полей многолетней мерзлоты встречаются участки талого грунта — талики. Они обычно находятся под озерами и речными долинами. Распространение их увеличивается по мере продвижения к югу.

Подземные воды, участвующие в питании рек. В питании рек принимают участие те подповерхностные воды, которые находятся в капельно-жидком состоянии и способны вытекать из естественных разрезов. К ним относятся почвенные воды, образующие почвенный сток, грунтовые (безнапорные) и межпластовые, как безнапорные, так и напорные (артезианские) воды.

Почвенные воды образуются на внутрипочвенных относительных водоупорах. В почвенном разрезе различается несколько слоев (горизонтов), характеризующихся различной скважностью и структурными особенностями. Верхний перегнойный горизонт отличается наибольшей скважностью, чему немало способствует корневая система растений. Нижележащий слой (горизонт вымывания) имеет скважность на 10—20% меньшую, чем верхний; он залегает ниже 30—40 см от поверхности. И наконец, самый нижний почвенный горизонт (вымывания), наименее богатый гумусом и близкий по окраске к материнской породе, отличается еще большей плотностью и меньшей скважностью. Этот слой залегает на глубине более 80—100 см.

Различия в скважности на разных горизонтах обуславливают замедление инфильтрации талой и дождевой воды с глубиной. В самом верхнем слое скорость инфильтрации может достигать 10 мм/мин и более, а в нижних горизонтах снижается до 0,3—0,5 мм/мин. В результате этого внутри почвы образуются временные скопления воды и часть ее начинает стекать под уклон почвенных слоев, образуя почвенный сток. Выход ее на поверхность происходит в эрозионных углублениях, балках, оврагах и речных руслах.

Наблюдения на стоковых площадках и малых экспериментальных водосборах подтверждают большое участие почвенных вод в формировании половодья и паводков. На Валдае при продолжительных дождях, выпадающих на супесчаные почвы, возможно образование паводков в малых логах за счет почвенного стока. По наблюдениям в Усадьевском логу, при слабом промерзании почвы талые воды также стекают главным образом внутрипочвенным путем. На суглинистых почвах, как это наблюдалось в Северном опытном лесхозе, почвенный сток наблюдался в замыкающем створе малой речки (площадь водосбора 25,8 км²) через 3—5 суток после дождя.

К таким же выводам пришли некоторые исследователи, в том числе американские. Исследования проводились на экспериментальных площадках в Северной Калифорнии, Аппалачах, в штате

Огайо. На рис. 48 помещен график почвенного стока, наблюдавшегося при искусственном дождевании суглинистых почв на экспериментальной лесной станции в восточной части штата Кентукки. Максимум стока с малых площадок наблюдался спустя 1—1,5 ч после дождевания.

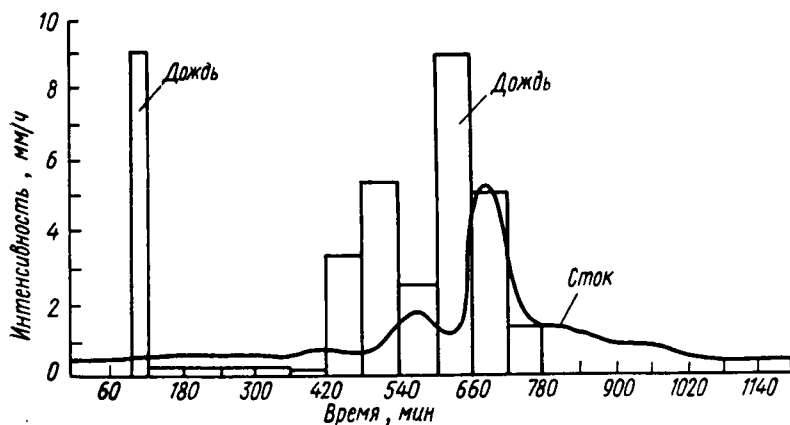


Рис. 48. Почвенный сток при искусственном дождевании суглинистой почвы (экспериментальная лесная станция в восточной части штата Кентукки)

Величина почвенного стока зависит от вида почвы. Наибольших значений он достигает в глинистых и суглинистых почвах. В песчаных почвах он почти не наблюдается, и вся вода просачивается вертикально вниз.

В районах многолетней мерзлоты внутрипочвенное стекание осуществляется главным образом по поверхности мерзлого слоя. Глубина его залегания (толщина деятельного слоя) изменяется для разных почв: для глинистых почв она равна от 0,5 до 2,5 м (на различных широтах), а для торфяников — от 0,2 до 1,0 м. По шестилетним наблюдениям на водно-балансовой площадке в районе Индигирки установлено, что в летний период почти весь дождевой сток (свыше 95%) происходит в деятельном слое почвы, и поверхностное стекание имеет место лишь при очень обильных дождях.

Грунтовые воды. К ним относятся безнапорные воды, содержащиеся в ближайшем к поверхности водоносном пласте ниже почвенного слоя и обладающие меньшей изменчивостью по сравнению с почвенными водами. Наибольшую роль в питании рек играют постоянные или медленно истощающиеся водоносные горизонты большого простираения.

Грунтовые водоносные пласты имеют свободную водную поверхность (зеркало), повторяющую в сглаженной форме рельеф земной поверхности. Глубина их залегания изменяется в разных

районах от долей до десятков метров. В общем глубина залегания грунтовых вод увеличивается в направлении с севера на юг.

В горных районах к грунтовым водам причисляют трещинные и трещинно-карстовые воды зоны выветривания горных пород. Выход их на поверхность осуществляется по линиям обнажения трещин, нередко в виде мощных нисходящих источников.

В областях многолетней мерзлоты к этому виду подземных вод относят надмерзлотные воды деятельного слоя.

Разновидностью грунтовых вод являются межпластовые безнапорные воды, формирующиеся между двумя водоупорными слоями грунта — ложем и кровлей. Они не заполняют всю толщину водоносного слоя и имеют, таким образом, свободную водную поверхность. Площадь распространения межпластовых вод не всегда совпадает с областью их питания — территорией, на которой происходит инфильтрация поверхностных вод. Накопление воды в этом случае происходит главным образом в местах выхода водоносного горизонта на дневную поверхность. Иногда эти воды выделяют в особый вид подземных вод.

Артезианскими (напорными) водами называются подземные воды, заполняющие породу между двумя водонепроницаемыми пластами и находящиеся под гидростатическим напором. При вскрытии верхнего водоупорного слоя (кровли) колодцем или буровой скважиной вода под напором поднимается иногда выше поверхности земли.

Напорные воды формируются в осадочных породах, а также в скальных грунтах в системе тектонических трещин и разломов. К артезианским водам относят также напорные подмерзлотные воды.

Вертикальная ярусность подземных вод. Чем ниже находится водоносный горизонт, тем менее изменчив его режим под влиянием атмосферных явлений.

Как в равнинных, так и в горных странах обычно можно выделить три четко выраженные вертикальные зоны подземных вод. Верхняя обладает наибольшей динамичностью и отражает сезонные изменения метеорологических условий. Она ограничена в глубину уровнем местного эрозионного вреза и расчленена эрозионной сетью на отдельные блоки, каждый из которых имеет свой водный баланс. В этой зоне можно выделить ряд слоев подземного стока, динамичность которого увеличивается к поверхности земли. На засушливых территориях в периоды без осадков сток из этой зоны может полностью прекращаться.

Нижележащая средняя зона характеризуется более стабильным водным режимом и постоянным запасом воды. Она получает питание из верхней зоны путем просачивания через разделяющий их водоупорный слой.

Нижняя зона отличается застойным водным режимом с очень медленным водообменом. Она образует лишь восходящие потоки к рекам.

Своеобразное проявление этой вертикальной ярусности встречаем в горных странах. Чем выше в горах находится водоносный горизонт, тем меньше его область питания и тем быстрее изменяется дебит (расход воды) источников. На рис. 49 показано осредненное за ряд лет изменение дебита родников Зангезурского хребта и Карабахского нагорья, расположенных на разных отметках. Пик приходится на период весеннего снеготаяния, при этом источники, ниже расположенные, имеют более сглаженный ход стока и некоторое запаздывание максимума.

Источники высокогорья нередко иссякают в засушливое время, тогда как в нижних зонах они могут иметь почти неизменный в течение года дебит.

В горных областях своей мощностью и непостоянством дебита выделяются карстовые источники, образующиеся в трещиноватых известняках, доломитах,

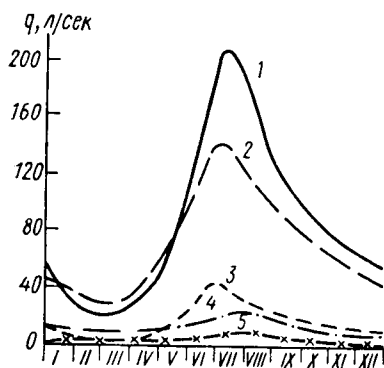


Рис. 49. Осредненный за 1964—1967 гг. дебит родников Зангезурско-Карабахского нагорья. Отметки родников: 1 — 2240 м, 2 — 2260 м, 3 — 2230 м, 4 — 2140 м, 5 — 1805 м

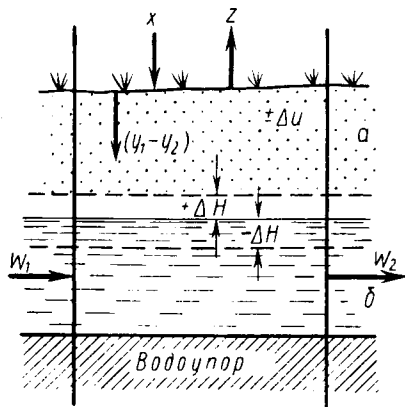


Рис. 50. Схема водного баланса грунтовых вод: а — зона аэрации, б — зона насыщения

гипсах. Максимальный их дебит наблюдается в период половодья на реках или с некоторым отставанием в зависимости от длины подземных каналов. Величина его может достигать нескольких кубических метров в секунду.

Особенно мощные карстовые источники образуются в том случае, если они получают воду из поверхностных водотоков. Так, например, источник в Гарце имеет расход воды в течение года от 1,3 до 24,8 м³/с; дебит источника на водосборе р. Руме в Оденвальде достигает величины 4,8 м³/с. Подобные источники встречаются в горах Швабской и Франконской Юры.

Много карстовых источников встречается в Западном Закавказье. Некоторые малые реки проходят под землей несколько километров, а затем появляются на поверхности. Например, р. Шаора исчезает в трещинах в известняках и течет под землей 2 км; р. Ткибули проходит под землей 4,5 км и, выходя на поверхность, получает название Дзирули.

Карстовые воды не образуют сплошного водоносного горизонта, а движутся по системе связанных между собой трещин и пустот.

Режим грунтовых вод, не испытывающих влияния подпора со стороны открытых водоемов. Рассмотрим безнапорный водоносный горизонт грунтовых вод, ближайший к поверхности земли. Колебания уровня этого горизонта тесно связаны с поступлением и расходом воды, т. е. с его водным балансом.

Уравнение водного баланса для участка земли в слое, лежащем над водоупором в пределах питания рассматриваемого горизонта грунтовых вод (рис. 50), запишется:

$$\mu \Delta H = x - z + (y_1 - y_2) + (\omega_1 - \omega_2) \pm \Delta u, \quad (\text{IV-36})$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод за расчетный интервал времени Δt ; μ — водоотдача водоносной породы в долях единицы объема; $\mu \Delta H$ — изменение запаса грунтовых вод за время Δt (убыль или прибыль воды в зоне насыщения); x — осадки; z — суммарное испарение (за вычетом конденсации); $(y_1 - y_2)$ — количество воды, поступающей в водоносный горизонт от поверхностных вод на рассматриваемой площади; ω_1 и ω_2 — приток и отток грунтовых вод; Δu — изменение запаса воды на поверхности земли и в зоне аэрации. Все элементы, за исключением водоотдачи, выражены в миллиметрах слоя воды.

Решая это уравнение относительно изменения уровня грунтовых вод, получаем:

$$\Delta H = \frac{1}{\mu} [x - z + (y_1 - y_2) + (\omega_1 - \omega_2) \pm \Delta u] \text{ мм.} \quad (\text{IV-37})$$

Источниками пополнения грунтовых вод являются атмосферные осадки. Расходование же происходит как в результате испарения, так и стока в реки и водоемы. Именно они и определяют колебания уровня грунтовых вод.

В условиях умеренных широт, где накапливаются большие запасы снега, талая вода является основным источником питания подземных вод. Жидкие, особенно летние осадки играют меньшую роль, так как они интенсивно расходуются на испарение. Особенно невелика их роль в зоне недостаточного увлажнения, где они летом и осенью не достигают уровня грунтовых вод; влагоемкие породы зоны аэрации задерживают их на первых же 2—4 м рыхлого грунта, откуда они расходуются на испарение и транспирацию.

Следует, однако, иметь в виду, что возможно увеличение дебита источников при сильных дождях или интенсивном таянии снега вследствие повышения гидростатического давления капиллярной колонны на поверхность грунтовых вод. Это бывает тогда, когда капиллярная колонна достигает поверхности земли, на которой во время дождя образуется сплошной слой воды.

В районах с высоким увлажнением летние дожди могут существенно повысить уровень грунтовых вод. Например, по наблюдениям во Францбурге (ФРГ) в 1951—1960 гг., наивысший уровень воды верхнего водоносного горизонта обычно бывает в апре-

ле — июне, когда просачиваются талые воды. Но в отдельные годы, например 1954 и 1960, максимум наблюдался в конце августа и был вызван сильными дождями.

Зимой в условиях континентального климата запасы грунтовых вод неуклонно понижаются. Но при частых оттепелях и частичном стаивании снега понижение уровня грунтовых вод замедляется и может наблюдаться даже некоторое повышение его.

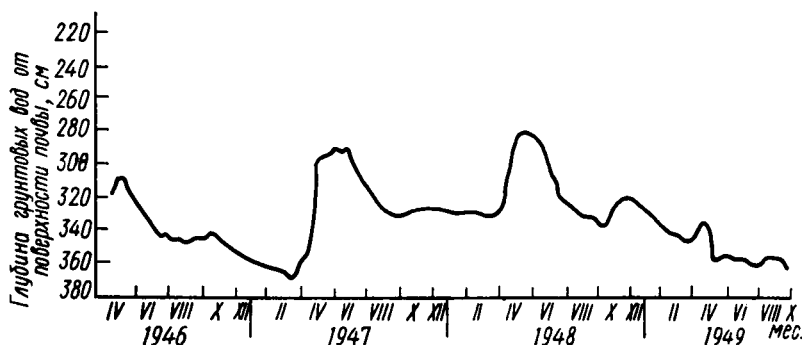


Рис. 51. Изменение уровня грунтовых вод в сосновом лесу (по А. А. Молчанову)

Резкое повышение уровня происходит весной во время и после таяния снега. При этом наибольший подъем наблюдается после снежной зимы — выпадает много снега, а почва промерзла слабо.

В бассейнах с трещиноватыми горными породами и тонким почвенным покровом не только талые воды, но и жидкие осадки вызывают быстрое возрастание дебита источников. Это сейчас же сказывается на уровнях воды в малых водотоках.

Расходование воды на испарение и транспирацию зависит от глубины залегания грунтовых вод и капиллярной зоны. Чем выше уровень грунтовых вод и ближе к поверхности капиллярная влага, тем больше ее расходование на испарение и транспирацию. По наблюдениям, на Валдае с поверхности песка летом 1951 г. в среднем испарялось при глубине грунтовых вод 40 см 1,4 мм в сут, а при глубине около метра — всего 0,6 мм в сут.

При глубине грунтовых вод более 3—4 м расход их на суммарное испарение практически ничтожен. Это относится не только к луговой, но и древесной растительности. При более высоком их положении расходование на транспирацию древостоями зависит от пород деревьев: например, ели больше снижают уровень грунтовых вод, чем сосны при прочих одинаковых условиях.

Изменение во времени составляющих водного баланса водоносных горизонтов обуславливает сезонные и многолетние колебания уровня грунтовых вод.

Сезонные колебания имеют закономерный характер: наиболее высокие уровни наблюдаются вслед за таянием снега, а самые низкие — в летний засушливый период и зимой (рис. 51). Летом или осенью, при затяжных обильных дождях, могут наблюдаться вторичные подъемы.

Что касается многолетних колебаний, то они по своей природе не регулярны и отражают столь же случайные колебания годовых величин снежных запасов и жидких осадков. Анализ длительных рядов наблюдений над уровнями воды в скважинах пока-

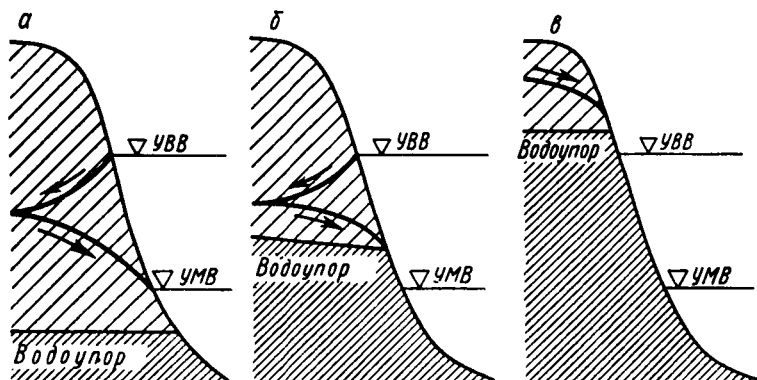


Рис. 52. Условия питания рек подземными водами: а — гидравлически связанными с рекой, б — имеющими временную связь, в — не имеющими гидравлической связи

зывает, что в многолетнем ходе замечается группирование лет с пониженными и повышенными запасами грунтовых вод. Но о какой-либо строгой периодичности не может быть и речи. Не обнаружена и тенденция к вековому истощению подземных запасов, по крайней мере в тех районах, где они не откачиваются в течение длительного времени.

Взаимосвязь подземных и русловых вод. Река, углубляясь в земную кору, прорезает различные горизонты подземных вод. Поступление воды из отдельных горизонтов, дренируемых речной долиной, зависит от условий их залегания, питания на водосборе и положения мест разгрузки по отношению к уровню воды в реке. В зависимости от последнего различают водоносные горизонты трех типов: 1) имеющие полную гидравлическую связь с рекой (рис. 52, а); 2) имеющие временную (периодическую) связь (рис. 52, б) и 3) не имеющие гидравлической связи с рекой (рис. 52, в).

В первом случае водоупор залегает ниже самого низкого уровня воды в реке (УМВ — уровень меженных вод); уровень грунтовой воды в прибрежной зоне в течение всего года подвержен влиянию изменения уровня в реке. Во втором случае водоупор распо-

лагается на некоторой промежуточной высоте между наивысшим и наименьшим горизонтами воды в реке, и воздействие руслового потока на режим грунтовых вод сказывается лишь в течение части года. В третьем случае водоупор располагается выше наивысшего уровня в реке (УВВ — уровень высоких вод), и колебания последнего не влияют на уровень и интенсивность водоотдачи водоносного пласта.

Таким образом, грунтовые воды, гидравлически связанные с рекой в прибрежной зоне, испытывают влияние не только метеорологических факторов, но и руслового потока. При подъеме уровня в реке во время половодья и паводков постепенно увеличивается подпор грунтовых вод, который все дальше распространяется от берега. Начиная с некоторого момента близ уреза воды образуется обратный уклон поверхности грунтовых вод, и начинается фильтрация речной воды в берега.

Высота подпора достигает максимума при самой высокой воде в русле. Повышение зеркала грунтовых вод иногда распространяется на большое расстояние, особенно в рыхлых породах и при длительном стоянии высоких уровней в реке. Ширина зоны влияния половодья зависит также от высоты уровня грунтовых вод в начале подъема. По наблюдениям Б. И. Куделина, на участке Волги в районе Самарской Луки во время половодья 1932 и 1933 гг. повышение зеркала грунтовых вод распространялось на расстояние 2,0 и 1,5 км от реки. Высота подъема уровня в реке была равна соответственно 13,6 и 9,0 м.

Таблица 31
АМПЛИТУДА КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ
ГРУНТОВЫХ ВОД
В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ Р. ВОЛГИ
НА САМАРСКОЙ ЛУКЕ
в 1932 и 1933 гг.

Расстояние от уреза Волги, м	Амплитуда, м	
	1932 г.	1933 г.
970	7,21	2,25
627	9,49	4,78
362	11,2	6,25
92	12,3	7,26
Волга	13,6	9,03

При спаде половодья поступление воды из русла в берега сначала замедляется, а затем сменяется обратным притоком накопившейся в берегах воды в реку. Уровень грунтовых вод в прибрежной зоне понижается и подпор постепенно исчезает.

Амплитуда колебания уровня грунтовой воды уменьшается по мере удаления пункта наблюдений от реки (табл. 31).

Максимум грунтового притока в реку из слоя, гидравлически связанного с русловым потоком, наступает значительно позднее, чем максимум расхода в реке. По исследованиям Б. И. Куделина, наибольший грунтовой приток в Волгу на нижнем участке за 1932—1935 гг. наблюдался в конце лета, т. е. спустя 2—3 месяца после пика половодья. Это объясняется более медленным истощением грунтовых вод по сравнению с поверхностными, вследствие чего гидравлический уклон грунтового потока достигает наибольшего значения только в конце половодья.

Потери речной воды на фильтрацию в берега за период половодья на этом участке Волги (до зарегулирования реки) составляли 4—6% годового стока реки.

В случае временной гидравлической связи грунтовых вод с рекой (рис. 52, б) изменения их уровня под влиянием руслового потока начинаются лишь после того, как уровень воды в реке начнет превышать высоту водоупора. Амплитуда колебания поверхности грунтовых вод в этом случае будет меньше, и подпор распространяется на меньшее расстояние от реки.

Наконец, в случае питания реки грунтовыми водами, гидравлически не связанными с русловым потоком (рис. 52, в), режим их полностью определяется метеорологическими условиями в бассейне.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ РЕЧНОГО СТОКА И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ПО ВИДАМ ПИТАНИЯ

Общие замечания о способах определения составляющих стока. Непосредственное вычисление количества воды, поступающей в реки в результате таяния снега, ледников и жидких осадков практически неосуществимо. Это объясняется не только тем, что мы подчас не в состоянии достаточно точно оценить величины снегозапаса и осадков на водосборе, но еще в большей степени тем, что потери их на испарение и инфильтрацию чрезвычайно изменчивы во времени по территории.

Поэтому количественная оценка составляющих обычно делается путем графического расчленения гидрографа, полученного в результате гидрометрических наблюдений в интересующем нас створе реки.

Но и эта операция очень сложна, так как поступающая в реку вода (поверхностным или подземным путем) представляет собой смесь вод различного происхождения. Соотношение компонентов в этой смеси изменяется по длине реки. Например, горная река, начинающаяся у ледника, в верхнем течении несет преимущественно ледниковую воду. Ниже ледниковая вода разбавляется подземной и дождевой водой, которую приносят неледниковые притоки. Роль ледниковых вод все более ослабевает, а роль дождевой и подземной возрастает. При впадении крупных притоков изменение состава воды происходит скачкообразно особенно тогда, когда притоки получают питание в отличных от главной реки климатических и гидрогеологических условиях.

Сложность выделения подземного стока в частности состоит еще и в том, что последний складывается из трех различных по динамичности поступлений: глубинного устойчивого во времени стока, сезонного грунтового питания и, наконец, поступления воды из временных накоплений в берегах, куда речная вода фильтруется во время половодья и паводков.

Многообразие условий стекания воды и слабая гидрогеологическая изученность речных бассейнов явились причинами того, что разными авторами на протяжении десятилетий были предложены различные, подчас противоречивые схемы расчленения гидрографа. Все они дают весьма приближенные результаты.

Наиболее обоснованной является схема, разработанная с учетом гидрогеологической структуры бассейна.

Б. И. Куделин, рассматривая различные способы расчленения гидрографа, отмечает, что при подсчете подземной составляющей для всего бассейна нельзя ограничиться гидрографом только замыкающего створа. Необходимо разделить реку и ее притоки на участки, однородные по условиям подземного стока. Для всех участков строятся отдельные осредненные по нескольким створам графики хронологического изменения подземного питания, по которым вычисляются его величины для этих участков; затем находится сумма подземного питания для всей реки.

Такой метод требует подробных гидрогеологических данных, которые не всегда имеются в наличии. Поэтому Б. И. Куделиным предложен упрощенный способ, который излагается ниже.

В любом случае для получения средних многолетних величин составляющих стока необходимо производить графическое разделение гидрографов за большое число конкретных лет, с тем, чтобы учесть возможные различия. Но на практике часто ограничиваются несколькими характерными годами (маловодным, средним, многоводным).

Расчленение гидрографа по видам питания. Первоначально производят разделение гидрографа на поверхностную и подземную части. Характер подземного питания, как выше говорилось, различается в зависимости от свойств водоносного горизонта.

Водоносные горизонты, не имеющие гидравлической связи с рекой, обладают режимом и фазами стока, близкими к режиму поверхностного стока (рис. 53, 1). Различие состоит в том, что пик подземного стока несколько запаздывает по сравнению с пиком половодья и выражен не столь резко.

Режим питания реки из водоносного горизонта, гидравлически связанного с рекой, почти противоположен предыдущему (рис. 53, 2): во время половодья подземное питание резко уменьшается и может стать отрицательным. В случае же, когда река основное питание получает из горизонта, имеющего временную связь с рекой, режим подземного питания смешанный: при низких уровнях воды в реке он соответствует режиму водоносных горизонтов первой категории, а при высоких — второй. В каждом случае расчленение производится по-разному.

В реальных условиях могут встретиться случаи смешанного питания из нескольких горизонтов, в том числе и артезианское питание (рис. 53, 3, 4). Задача осложняется еще и тем, что в больших бассейнах весенний максимум стока в верховьях наступает раньше, чем в нижнем течении. Следовательно, может иметь место

несовпадение фаз взаимодействия грунтовых вод с рекой в разных частях бассейна.

Выделение подземного стока, поступающего в реку из водоносного горизонта, гидравлически связанного с рекой, при условии, что этот горизонт является единственным в бассейне или, по крайней мере, абсолютно преобладающим, производится согласно схеме

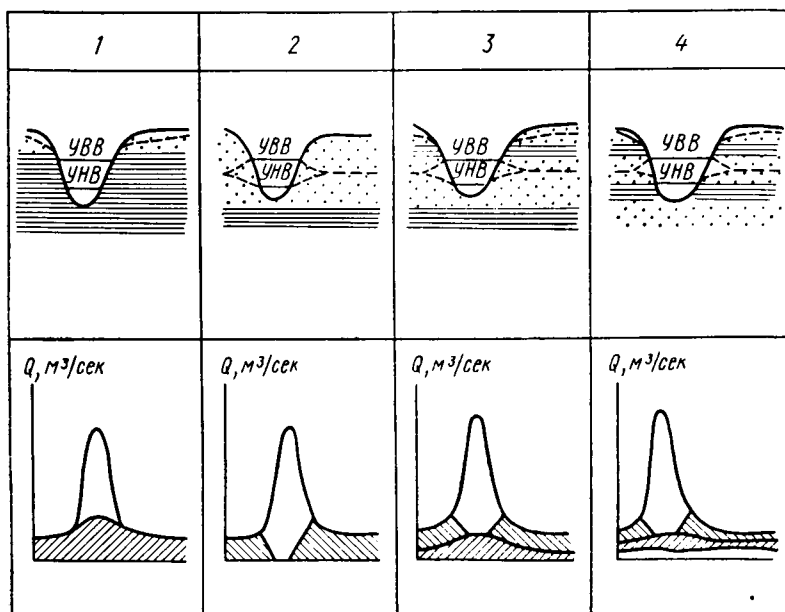


Рис. 53. Типовые схемы выделения на гидрографе реки подземного питания в зависимости от гидрогеологических условий (по Б. И. Куделину): 1 — грунтовые воды, гидравлически не связанные с рекой, 2 — грунтовые воды, связанные с рекой, 3 — смешанное грунтовое питание, 4 — смешанное грунтовое плюс артезианское питание

на рис. 53, 2. Подробно рассмотрим этот случай (по Б. И. Куделину) на примере р. Мологи у с. Спас-Забережье с площадью водосбора 10 200 км² (рис. 54).

Половодье в 1948 г. началось 5 апреля одновременно по всему бассейну. До этого момента подземный сток был равен полному стоку в зимние месяцы. После 5 апреля вследствие подпора подземное питание прекратилось, но грунтовые воды, поступившие в русло выше по течению до начала подъема, будут добегать вместе с волной половодья. Расстояние от верховья до створа у с. Спас-Забережья 379 км, средняя скорость добегания равна 28 км/сут. Значит, грунтовые воды, поступившие в русло до начала половодья, будут стекать в течение 13 суток и поступят в рассматри-

ваемый створ только 18 апреля. На гидрографе истощение их показано наклонной прямой AB .

Окончилось половодье раньше всего в верховьях — 1 мая, а у с. Спас-Забережья — 20 мая. С 1 мая в русловую сеть в верхнем течении снова начали поступать подземные воды; они приходят в замыкающий створ примерно через 13 суток, т. е. 14 мая. После этого величина подземного питания постепенно нарастает (на рисунке — прямая DE). К 20 мая береговое регулирование руслового стока закончилось и река полностью перешла на подземное питание.

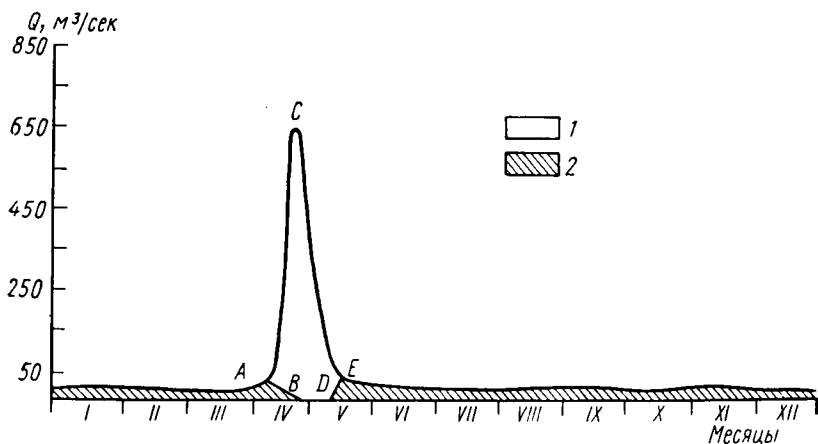


Рис. 54. Выделение подземного стока на гидрографе р. Мологи у с. Спас-Забережье за 1948 г. (по Б. И. Куделину): 1 — поверхностный сток, 2 — подземный сток

В случае прохождения дождевых паводков последние расчлениаются по тому же принципу.

Прототипом описанной выше схемы разделения гидрографа на подземную и поверхностную части является способ, примененный ранее Б. В. Поляковым для Волги у г. Камышина. Поляков принимал, что с начала весеннего половодья под влиянием нарастания гидростатического давления речной воды подземное питание уменьшается и достигает нуля в период максимума половодья. С падением уровня в реке оно снова возобновляется и достигает наибольшей величины в конце половодья. После этого оно постепенно истощается в течение летней межени. В отличие от схемы Куделина Поляков на спаде половодья выделил некоторый объем стока, названный им отдачей поймы, а весь подземный сток разделил на глубоководное и верховое подземное питание. Они разделяются горизонтальной прямой, проведенной на уровне наименьшего предполоводного расхода воды.

Для больших бассейнов эта схема будет давать неточные результаты, так как она не учитывает разновременности прохождения половодья в разных его частях, вследствие чего в замыкающем створе даже во время пика половодья могут транзитом проноситься подземные воды из верховий.

Для рек, получающих подземное питание из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой (преимущественно горные реки), подземный сток выделяется по схеме, показанной на рис. 53, 1.

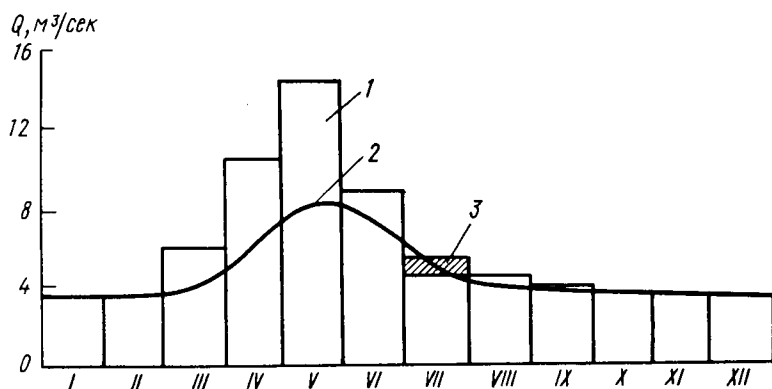


Рис. 55. Гидрограф р. Касах у с. Аштарака за 1955 г: 1 — полный сток, 2 — рассчитанный подземный сток, 3 — дождевой сток

Наиболее точно это можно сделать по способу, предложенному Ф. А. Макаренко. Расчет производится по формуле:

$$Q_r = Qk_1 + Qk_2 + \dots + Qk_n, \quad (\text{IV-38})$$

где Q_r — средний расход подземного питания за некоторый интервал времени внутри года (месяц, квартал), $\text{м}^3/\text{с}$; Q — меженный расход воды в реке, $\text{м}^3/\text{с}$; $k_1, k_2, \dots, k_n$ — коэффициенты, представляющие собой отношения суммарного дебита источников ($\text{м}^3/\text{с}$) за последовательные интервалы времени к меженному расходу воды Q . Эти коэффициенты определяются по графику суммарного дебита родников бассейна.

Если теперь на гидрографе реки нанести график, соответствующий ординатам Q_r , то получим линию, отделяющую поверхностный сток от подземного.

На рис. 55 показан ход подземного стока р. Касах у с. Аштарака в 1955 г., вычисленного по суммарному дебиту источников в бассейне.

К сожалению, в большинстве случаев мы не располагаем данными о дебите родников. Тогда на гидрографе выделяют лишь глу-

бинный подземный сток, который срезают прямой линией, соединяя наименьшие расходы воды перед началом половодья и в конце его.

Одновременно производится отделение снегового, ледникового и дождевого стока. В качестве примера на рис. 56 приводятся гидрографы двух алтайских рек (по Б. В. Фашевскому).

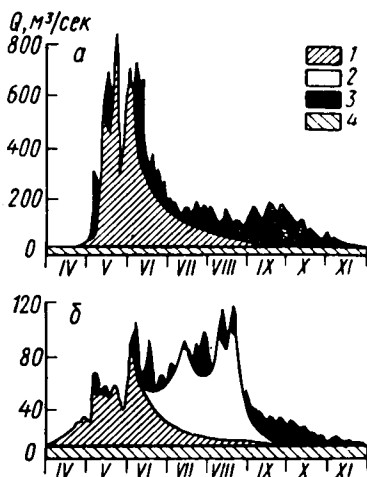


Рис. 56. Расчленение гидрографа по видам питания: а — р. Чулышман, пос. Балыкча, б — р. Чуя, с. Белый Бом; 1 — снеговое, 2 — ледниковое, 3 — дождевое, 4 — подземное

Срезка дождевого питания делается с помощью графиков суточного хода температуры и осадков в бассейне, которые совмещаются на гидрографе. Полученный таким путем комплексный график удобен для анализа. Основанием для выделения дождевых паводков служит типовая кривая спада снеговой волны, которая составляется из отрезков кривых спада разных лет за периоды без осадков.

На гидрографе ледниковой реки разделяются снеговая и ледниковая составляющие. Для этого также используется типовая кривая спада снеговой волны, причем начало ледникового стока определяется по гидрографу неледниковой реки, протекающей в том же районе и примерно на той же высоте, но не имеющей ледникового питания. Конец снеготаяния в этом бассейне-аналоге соответствует моменту, когда сток перестает реагировать на колебания температуры воздуха. Бо-

лее грубо начало ледниковой абляции (таяния льда) можно считать постоянным для всех лет и определять по средней дате схода снега на высоте ледниковых языков в исследуемом бассейне.

При смешанном подземном питании (рис. 53, 3, 4) разделение гидрографа производится в несколько приемов. Сначала выделяется приток из горизонтов, не связанных с рекой, затем выделяется поступление из гидравлически связанных с рекой горизонтов согласно описанной выше схеме и, наконец, поступление артезианских вод. Полный подземный сток находится как сумма отдельных видов питания.

Задача выделения подземного питания сильно затрудняется при значительном озерном регулировании реки. В этом случае предварительно необходимо восстановить гидрограф таким, каким он был бы при отсутствии озерного регулирования, а затем уже производить его расчленение описанными выше способами.

После того как тем или иным путем гидрограф разделен на снеговую, дождевую, ледниковую и подземную составляющие, определение соответствующих им объемов стока производится планиметрированием выделенных площадей гидрографа.

Гидрохимический способ определения подземного питания. При наличии данных химических анализов речной воды объем подземного стока V_1 , проходящего через данный замыкающий створ за интервал времени t , можно рассчитать, исходя из простого тождества:

$$(V - V_1) c_2 + V_1 c_1 = V c,$$

где V — объем общего водного стока за время t ; c — средняя концентрация характерного компонента минерализации речной воды; c_1 — концентрация этого компонента в подземных водах, питающих реку; c_2 — концентрация того же компонента в поверхностных (снеговых, дождевых) водах, формирующих половодье и паводки.

Из этого уравнения простым преобразованием можно получить расчетную формулу:

$$V_1 = V \frac{c - c_2}{c_1 - c_2}. \quad (\text{IV-39})$$

В качестве характерного компонента минерализации принимается тот элемент, который присутствует как в поверхностной, так и в подземной воде в измеримых, но разных концентрациях. Практически величина c_1 находится в результате химического анализа воды в самую низкую межень (зимой), а c_2 — из анализа талых или дождевых вод в ручейковой сети.

Далее по разности величин V и V_1 находится и объем поверхностного стока.

Метод применим в случае отсутствия искусственного загрязнения реки сбросными водами.

Изменение составляющих стока по территории. Соотношение между составляющими стока изменяется по поверхности земли под влиянием климатических различий (внутригодового распределения осадков, режима температуры воздуха), а также различий в характере подстилающей поверхности. Последняя характеризуется почвенно-растительным покровом, рельефом, геологическим строением. На равнинной территории наблюдается широтная зональность всех элементов физико-географического комплекса. В горах же доминирующей является высотная поясность.

Наиболее быстро условия питания рек изменяются в горных районах. Доля зимних осадков в общей сумме осадков, участвующих в формировании стока половодья, зависит от их внутригодового распределения, а в пределах одного района — от высоты бассейна. На Кавказе, например, зимние осадки могут составлять 15—20% от общего их количества, участвующего в формировании половодья, как это имеет место в бассейне Кубани до г. Армавира

и Терека до ст. Котляревской, но могут достигать 60% и более, например, в бассейнах рек Риони и Аджарис-Цкали.

В разных горных районах СССР роль талых снеговых вод весьма различна; на Большом Кавказе и Алтае снеговые воды составляют 40—60%, в Саянах 20—50%, а в некоторых районах Средней Азии — до 80—90% годового стока.

На равнинных территориях снеговая составляющая изменяется в очень широких пределах: от ничтожно малых в субтропических районах до 90—95% годового стока в умеренных и полярных широтах.

Представление о роли ледникового стока дает табл. 32.

Таблица 32

ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК НЕКОТОРЫХ РЕК СССР

Река	Пункт	Площадь водосбора, км²	Средняя высота водосбора, м	Площадь оледенения		Ледниковый сток в % от годового
				км²	%	
Кавказ (по Л. А. Владимирову)						
Ингури	с. Дарчели	3660	2020	322	8,8	16,8
Риони	Рион ГЭС	3520	1610	67,0	1,9	4,5
Терек	с. Казбеги	768	2820	43,8	5,7	17,8
Алтай (по Б. В. Фащевскому)						
Катунь	с. Сростки	58 400	1750	650	1,1	8,0
Чуя	с. Белый Бом	10 600	2350	250	2,4	18,0
Аргут	с. Аргут	7 000	2400	154	2,2	16,0
Средняя Азия (по В. Л. Шульцу)						
Зеравшан	близ устья					
Фандарь		4550	3154	277	6,0	21,8
Сох	с. Сох	2294	3351	134	5,9	21,0
Исфара	с. Танги-Ворух	1646	3111	68,1	4,1	19,0

Подземная составляющая стока может также колебаться в широких пределах в зависимости не только от зональных климатических условий, но и особенностей геологического строения бассейна. Она увеличивается с возрастанием глубины вреза долины и, следовательно, более полным дренированием горизонтов подземных вод. В табл. 33 для сравнения приведены процентные соотношения между поверхностной и подземной частями годового стока для рек с площадями бассейнов одного порядка — около 5000 км².

Классификация рек по видам питания. Классификация А. И. Воейкова. Несмотря на многообразие условий питания рек в разных районах, все реки земного шара можно разделить на ряд групп по преобладанию того или иного вида питания. Первой по-

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ПОВЕРХНОСТНЫМ
И ПОДЗЕМНЫМ ПИТАНИЕМ РЕК

Река, пункт	Куда впадает	Площадь бассейна, км ²	Годовой сток, мм	Составляющие стока, %	
				поверхно- стный	подземный
Пижма, д. Боровая	р. Печора	4890	297	66	34
Яренга, с. Тохта	р. Вычегда	4930	319	75	25
Оять, д. Шангиничи	р. Свирь	4930	320	76	24
Кунья, г. Холм	р. Ловать	5140	272	77	23
Плюса, д. Брод	р. Нарва	5090	246	63	37
Беседь, д. Светиловичи	р. Сож	4890	133	78	22
Ингури, с. Дарчели	Черное море	3660	1520	65	35
Ока, г. Орел	р. Волга	4890	133	78	22
Москва, г. Звенигород	р. Ока	5000	204	76	24
Андейское Койсу, с. Чиркота	р. Сулак	4620	475	48	52
Песчаная, с. Точильное	р. Обь	4720	206	67	33
Ульба, ст. Ульба Перева- лочная	р. Иртыш	4900	606	75	25
Тура, г. Верхотурье	р. Тобол	5290	171	84	16
Авача, с. Елизово	Тихий океан	4750	922	41	59

пыткой такого разделения явилась классификация А. И. Воейкова, предложенная им в 1884 г.

Воейков рассматривал реки как элемент физико-географического комплекса данной территории, в котором река теснее всего связана с климатом. Поэтому, разделяя реки на классы, он одновременно указывал ареал их распространения с присущими ему климатическими условиями. В соответствии с преобладанием вида питания в этой классификации указывается период наибольшей водности в году.

Всю территорию земного шара Воейков разделил на девять категорий областей, в которых реки получают различное питание.

Прежде всего выделены области, где реки получают воду преимущественно от таяния сезонного снега и ледников, а дожди или ничтожны или играют второстепенную роль. В пределах этих областей выделяются три типа рек: 1 — получающие воду от таяния снега на равнинах и невысоких горах (до 1000 м), 2 — получающие воду от таяния снега и ледников в горах и 3 — получающие воду от таяния снега весной или в начале лета и от дождей в летне-осенний период. К первому типу относятся реки Сибири и Канады. Ко второму — реки Амударья, Сырдарья, Инд (в верхнем течении); полководье на них формируется в основном в самые жаркие летние месяцы. К третьему — реки европейской части СССР (Волга, Днепр, Дон, Северная Двина и др.), западной и северной части Сибири, Скандинавии, на востоке ГДР, северной части Северной Америки. Таяние снегов на них сопровож-

дается высоким половодьем. Летние дожди не дают значительного увеличения водности, но осенью образуется вторичный подъем, уступающий по размерам половодью.

Далее выделены области, где реки получают воду преимущественно от дождей. Здесь различаются четыре типа рек: 1 — получающие воду от летних дождей и имеющие половодье в теплое время года; 2 — имеющие наибольший сток от дождей в зимнее время, хотя летние осадки и сток значительны; 3 — питающиеся преимущественно зимними дождями (летние осадки малы) и 4 — получающие воду от непродолжительных дождей и имеющие сток в течение короткого времени. Первый тип относится к тропическим и муссонным областям, где снегонакопление вообще незначительно; к нему относятся реки Конго, Ориноко, Амазонка в тропической зоне, а в муссонных областях — Нил, Ганг, Брахмапутра. В СССР ближе всего к этому типу стоит Амур с его притоками. Ко второму типу относятся преимущественно равнинные реки Средней и Западной Европы, в бассейнах которых осадки выпадают летом и зимой, но наибольший сток бывает зимой, так как летние осадки больше расходуются на испарение. Типичными представителями являются реки бассейнов Везера, Мааса, Шельды, Сены, а также нижние притоки Рейна и Эльбы и реки Англии. Третий тип преобладает в Южной Европе (Испания, Италия), встречается в Малой Азии, на севере Африки (Тунис, Марокко), в Калифорнии, Австралии, Новой Зеландии. Реки четвертого типа большую часть года не имеют поверхностного течения и представляют собой цепочку небольших водоемов, между которыми может иметь место фильтрация воды в грунте. К ним относятся водотоки северной степной части Крыма, Северного Казахстана, части Монголии, северных районов Африки, где ослабевает влияние муссона и осадки малы, некоторых частей Северной Америки и Австралии. По существу это водотоки переходных зон от пустынь к областям с более влажным климатом.

Наконец, выделены области, где рек и постоянных водотоков вообще нет вследствие сухости климата или суровости его и низких температур. К первым относится Сахара, Калахари, большая часть Аравии, часть Арало-Каспийской низменности, средние части плоскогорий Азии, плоскогорья Северной Америки в районе Скалистых гор, большая часть внутренней Австралии. Территории такого рода могут пересекаться «транзитными» реками, собирающими воду в других более увлажненных районах; эти реки теряют здесь часть стока на инфильтрацию в грунт дна и берегов, а также на испарение с поверхности воды и водных растений. Примером таких рек могут служить Амударья, Сырдарья и Нил в нижнем течении, Инд и Колорадо на приустьевых участках. Ко вторым областям относятся страны, покрытые вечным снегом и ледниками. Избыток воды здесь переносится в долины или непосредственно в океан в виде льда и подледниковых потоков. Это имеет место на обширных территориях Антарктиды и Гренландии,

за исключением частей прибрежной полосы, а также на высоких горах в области ледников.

Приведенная классификация, как отмечал и сам Воейков, устанавливает лишь несколько главных типов в зависимости от климата. Поэтому ее называют климатической классификацией.

В природе существует широкая гамма разновидностей, соединяющих в себе несколько видов питания. Соответственно имеет место и многообразие водных режимов.

Классификация М. И. Львовича. Спустя почти полвека, когда накопилось много материала по климатам и режиму рек, появилась возможность развить и количественно идентифицировать классификацию Воейкова. Такая работа была проделана М. И. Львовичем.

В основу классификации Львовича положены два признака: источники питания рек и сезонное распределение стока. Количественная оценка видов питания производилась путем расчленения типовых гидрографов или графиков месячных расходов воды.

Для определения степени преобладания того или иного источника в значительной мере условно были приняты три градации.

В тех случаях, когда один из источников питания дает более 80% годового стока, ему придается исключительное значение, а остальные источники не учитываются. Если вклад данного источника составляет от 50 до 80% годового стока, то ему придается преимущественное значение. Но при этом указываются и другие источники питания, составляющие более 10% годового стока. Если доля последних менее 10%, то они не упоминаются. Наконец, в случае, когда ни один из видов питания не превышает 50%, река относится к смешанному питанию, но указывается, какой из видов питания преобладает. Градации 50 и 80% приняты определяющими для всех видов питания, кроме ледникового. Для ледникового питания берутся значения соответственно 25 и 50%.

Вторым признаком разделения рек является распределение стока по сезонам года. В зависимости от преобладания стока в тот или иной сезон реке придается особый индекс.

В результате применения указанных критериев все реки разделены на четыре главных типа: снегового питания, дождевого питания, ледникового и высокогорно-снегового питания, подземного питания. Эти типы далее подразделяются на 38 групп с учетом сезонного распределения стока. Согласно этому делению р. Днепр, например, относится к группе, которая словесно характеризуется как река преимущественно снегового питания с наибольшим стоком весной, а река Кубань — к группе рек, на которых несколько преобладает ледниковое питание и половодье наблюдается летом.

В итоге построены карты распределения разных типов рек, как в целом для всего земного шара, так и более подробная — для территории СССР.

Типы рек земного шара. При построении карты для всей Земли упомянутые выше 38 групп рек сведены Львовичем к 12 укрупненным типам. Последние получили наименование главным образом по названию рек с ярко выраженным режимом данного типа: амазонский, нигерианский, меконгский, амурский, средиземноморский, одеранский, волжский, юконский, нуринский, гренландский, кавказский и лоанский.

Первые 6 относятся к рекам преимущественно дождевого питания. Они распространены главным образом в тропических и субтропических областях, но встречаются и в более высоких широтах (Западная и Средняя Европа, Амурский бассейн).

Типы волжский, юконский и нуринский объединяют реки с преобладанием снегового питания. Они также широко распространены на Земле, но занимают почти исключительно северные части Евразии и Северной Америки (преимущественно к северу от 40-й параллели).

Типы гренландский и кавказский (ледниковые реки) встречаются на относительно небольших участках суши, главным образом в северном полушарии (на островах Северного Ледовитого океана и в высокогорных областях).

Последний, лоанский тип (назван по р. Лоа в Южной Америке), характеризующийся преобладанием подземного питания, не имеет зонального распространения. Он встречается в горных районах с высокой водопоглощающей способностью пород, где широко распространены трещиноватые лавы и закарстованные породы.

Типы рек территории СССР. На большей части СССР протекают реки с преобладанием снегового питания. Почти исключительно снеговое питание имеют реки Северного Казахстана, Заволжья и водотоки на участке между нижним течением Днепра и Азовским морем. Половодье на этих реках проходит весной, а летом они мелеют или пересыхают.

Примерно на половине территории СССР снеговое питание рек превышает 50%. Сюда относится большинство крупных рек европейской части страны (за исключением крайних западных и северо-западных), реки бассейнов Оби и Енисея, левобережные притоки Лены, реки северного побережья, впадающие в моря Карское и Лаптевых, а также находящиеся к востоку от Индигирки. В верхнем течении Енисея и Ангары на значительных площадях к снеговому питанию примешивается большая доля дождевых вод, и реки этих частей территории относятся к типу смешанного питания с преобладанием снегового, но доля его не достигает 50%. Таков же примерно характер питания и рек северо-запада европейской части страны.

Реки дождевого питания занимают территорию к востоку от Байкала, включая бассейн Амура, верховья Витима и Олекмы, а также район Яны и верхнего течения Индигирки, где снега выпадает очень мало. На небольших площадях реки этого типа встре-

чаются на Кавказе (в Ленкорани и на Черноморском побережье) и в Крыму.

Ледниковые реки находятся на Большом Кавказе и в горной части Средней Азии.

Литература

- Анисимов М. И. Снег и снежные обвалы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Важнов А. Н. Анализ и прогнозы стока рек Кавказа. М., Гидрометиздат, 1966.
Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географиз, 1963.
Келлер Р. Воды и водный баланс суши. М., «Прогресс», 1965.
Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. М., Гидрометиздат, 1959.
Куделин Б. И. Подземный сток на территории СССР. Изд-во МГУ, 1966.
Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., Гидрометиздат, 1960.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Л., Гидрометиздат, 1968.
Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. «Тр. ГГИ», 1938, вып. 6.
Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Свердловск—Москва, Гидрометиздат, 1945.
Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. М., Гидрометиздат, 1946.
Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. М., Гидрометиздат, 1963.
Попов О. В. Подземное питание рек. Л., Гидрометиздат, 1968.
Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге, т. I. Л., Гидрометиздат, 1965.
Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге, т. II. Л., Гидрометиздат, 1969.
Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географиз, 1963.
Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометиздат, 1965.

Участие различных видов вод в речном стоке зависит не только от количества осадков, выпадающих в жидком или твердом виде, но и от того, какой путь они пройдут до речных русел и сколько их теряется на испарение и инфильтрацию в глубокие слои грунта (за пределы зоны водообмена с рекой). Поэтому в этой главе рассматриваются процессы испарения влаги с различных поверхностей, встречающихся в бассейне, и инфильтрация воды в толщу почвогрунта.

ИСПАРЕНИЕ

Физическая природа испарения. Испарение — переход жидкой или твердой воды в парообразное состояние — играет колоссальную роль в геофизических и биологических процессах.

Ежегодно с поверхности Мирового океана поднимается в воздух в среднем около 500 тыс. км³ воды в виде пара; дополнительно с суши испаряется около 70 тыс. км³. Эта влага, конденсируясь над материками, орошает землю слоем в 900 мм. Вода наполняет реки и водоемы, проникает в почву и питает растения, пополняет запасы подземных вод и ледников.

Испарение играет огромную роль в водном балансе речных бассейнов (см. табл. 4). Средняя годовая величина его нередко превышает величину годового стока.

С физической точки зрения процесс испарения с водной поверхности представляется в следующем виде. Отдельные молекулы воды обладают большей кинетической энергией, чем средняя энергия, соответствующая данной температуре воды. Энергия таких молекул оказывается достаточной, чтобы преодолеть притяжение соседних молекул и, прорвавшись через поверхностный слой, вылететь за пределы жидкости. Чем выше температура воды, тем боль-

ше молекул будет отрываться от ее поверхности и тем быстрее пойдет испарение.

Так как из воды вылетают наиболее быстрые молекулы, которые теряют часть своей энергии на преодоление сил молекулярного притяжения, то средняя энергия молекул в массе воды убывает и вода охлаждается. Чтобы поддержать ее во время испарения при постоянной температуре, нужно подвести ей такое количество тепла извне, которое соответствует скрытой теплоте испарения.

Одновременно с отрывом молекул от водной поверхности имеет место обратный процесс проникновения молекул паров из воздуха в воду. Когда число таких молекул превышает число молекул, покидающих воду, происходит конденсация. При конденсации пара его молекулы взаимно притягиваются, в результате чего их кинетическая энергия и скорость возрастают. Это ведет к нагреванию воды.

В результате испарения при неподвижном воздухе над водной поверхностью образуется тонкий слой насыщенного пара, упругость которого определяется температурой испаряющей поверхности. Если упругость паров, содержащихся в воздухе выше этого слоя, меньше упругости паров у поверхности воды, то процесс испарения будет продолжаться, так как молекулы пара будут распространяться в вышележащие слои воздуха путем диффузии. Если же упругость паров в воздухе больше упругости паров у поверхности воды, то будет наблюдаться обратный поток, а значит и конденсация.

Таким образом, направление и интенсивность процесса зависят от разности упругости паров, насыщающих воздух при температуре испаряющей поверхности, и упругости паров, фактически содержащихся в воздухе в приземном слое.

Так происходит испарение в неподвижном воздухе. При наличии ветра скорость испарения намного возрастет, так как ветер обуславливает интенсивное перемешивание воздуха и отвод водяных паров в атмосферу. Перемешивание воздуха тем больше, чем больше скорость ветра. Следовательно, наряду с влажностью воздуха ветер является главным фактором испарения.

При малых скоростях ветра (меньше 2—3 м/с) испарение может несколько изменяться под влиянием температурной стратификации в приземных слоях воздуха. В случае положительной разности между температурами воды и воздуха над водой перемешивание воздуха усиливается за счет тепловой конвекции, в связи с чем испарение возрастает. При отрицательной разности температур турбулентное перемешивание, наоборот, ослабевает, что приводит к ослаблению испарения.

Испарение со снега и льда протекает под влиянием тех же факторов, что и с водной поверхности, но значительно менее интенсивно, главным образом вследствие более низкой температуры испаряющей поверхности. Если испарение с водной поверхно-

сти в средних широтах составляет 1—3 мм/сут, то испарение снега обычно не превышает 0,1—0,2 мм/сут (20—30 мм за зиму), т. е. в десятки раз меньше.

К тому же при испарении снега (возгонке) на единицу массы испарившегося снега расходуется больше тепла, чем при испарении воды, а значит снег должен при этом еще больше охлаждаться.

Испарение снега зимой при отрицательных температурах воздуха меньше, чем испарение льда, так как снег обладает меньшей теплопроводностью и более высокой излучательной способностью, поэтому поверхность его имеет более низкую температуру, чем лед. С увеличением плотности испарение снега возрастает.

Весной при положительной температуре воздуха испарение снега сильно возрастает. Согласно наблюдениям в бассейне оз. Севан зимой испарение снега не превышало 0,1—0,3 мм/сут, а к весне возросло до 0,4—0,7 мм. На склонах Терской Алатау на Тянь-Шане испарение изменялось от 0,1—0,07 мм/сут в декабре до 0,5—0,8 мм в апреле.

Роль метеорологических факторов в испарении. До сих пор рассматривалась лишь кинематическая природа испарения и почти не затрагивалась его энергетическая сущность.

Напишем уравнение теплового баланса для поверхности воды, снега или хорошо увлажненной почвы (при отсутствии снеготаяния или замерзания воды):

$$R = Q_{\text{и}} + P + F, \quad (\text{V-1})$$

где R — радиационный баланс испаряющей поверхности; $Q_{\text{и}} = v_{\text{и}} E$ — расходование тепла на испарение или приход от конденсации (E — слой испарения, $v_{\text{и}}$ — удельная теплота испарения); P — теплообмен с атмосферой; F — вертикальный поток тепла через поверхность.

Выражая слагаемые $Q_{\text{и}}$ и P — по формулам (IV-18) и (IV-21) и проведя соответствующие преобразования, получим:

$$E = \frac{R - F}{v_{\text{и}} \left(1 + \frac{c_p \times (\theta_0 - \theta_1)}{v_{\text{и}} \times q_0 - q_1} \right)}, \quad (\text{V-2})$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха, равная 1010 Дж/кг·К (0,24 кал/г·град); q_0 и θ_0 — соответственно удельная влажность и температура воздуха на высоте $z=0$, а q_1 и θ_1 — то же на высоте z_1 .

Из уравнения (V-2) видно, что интенсивность испарения прежде всего зависит от радиационного баланса R , т. е. от количества тепла, полученного испаряющей поверхностью от солнечной радиации за вычетом эффективного излучения. Кроме того, она зависит от вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха, которые, в свою очередь, находятся в зависимости от скорости ветра.

Испарение с почвы и транспирация растений. При расчетах водного баланса речного бассейна эти виды испарения происходят, как правило, одновременно и играют наибольшую роль среди других видов испарения. В иностранной литературе их обычно объединяют одним термином «эвапотранспирация». Однако в своей физической основе они различны и ниже рассматриваются отдельно.

Испарение с почвы, лишенной растительности, при заполнении пор водой подчиняется тем же закономерностям,

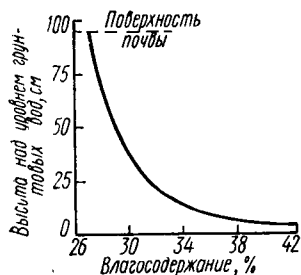


Рис. 57. Изменение влагосодержания с высотой над уровнем грунтовых вод в глинистом грунте

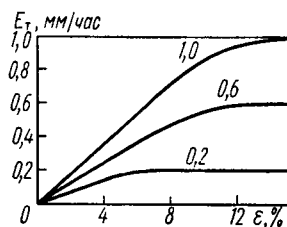


Рис. 58. Зависимость транспирации E_T от испаряемости E_0 и продуктивной влажности почвы $\epsilon\%$ (на графике испаряемость в мм/ч)

что и испарение с водной поверхности. Но интенсивность его в тех случаях, когда температура почвы выше температуры поверхности воды (весной и летом), превышает испарение с водоемов. При высыхании почвы испарение замедляется. При этом большую роль начинают играть такие факторы, как ее влажность, механический состав, структура.

При неполном насыщении почвы водой испарение происходит с частиц грунта (пленочный запас) и с поверхности капиллярных менисков. Следовательно, влага расходуется не только с поверхности, но и из толщ грунта.

Испарение возрастает с увеличением влажности почвы, а последняя зависит от атмосферных осадков и капиллярного поднятия. Как показали экспериментальные данные, при отсутствии осадков влажность почвы убывает с высотой над уровнем грунтовых вод по гиперболическому закону (рис. 57). Поэтому чем ближе к поверхности земли находится уровень грунтовых вод, тем больше будет испарение.

По данным опытных станций, в засушливой зоне испарение с почвы при глубине залегания грунтовых вод около 2 м менее 5% испарения с водной поверхности, при глубине 75 см — около 10%, а при глубине менее 25 см — свыше 40—50%. Испарение грунтовых вод прекращается при следующих глубинах их зеркала:

для лёсса — 3,5—4 м, суглинков — 1,5—2 м, песчаных почв — около 1,2 м.

В зонах достаточного и избыточного увлажнения испарение зависит в большей степени от выпадения осадков, чем от глубины грунтовых вод, при этом играют роль метеорологические условия (осадки, температура, влажность воздуха) за предшествующие 1,5—2 месяца. Это обстоятельство учитывается, например, в гидрологических прогнозах.

Интенсивность испарения зависит от крупности зерен грунта. С уменьшением зерен возрастает суммарная испаряющая поверхность грунта и одновременно увеличивается высота капиллярного поднятия. Поэтому тонкие грунты испаряют больше.

Непродуктивное испарение за вегетационный период колеблется для разных культур от 25 до 80% расходования воды на транспирацию.

Транспирация растительного покрова в суммарном испарении с речных бассейнов играет первостепенную роль. Этот процесс значительно более сложен, чем испарение с водной поверхности или с почвы, и связан с жизнедеятельностью растений. Он включает три стадии: поглощение растением почвенной влаги, перегонка ее по стеблю к листьям и испарение с поверхности последней. Почвенная вода представляет собой естественный раствор, содержащий различные соли, почвенный воздух и микроорганизмы. Она поступает в растения через тончайшие волоски корневой системы, которая проникает на значительную глубину. Если корни однолетних культурных растений расположены в верхнем пахотном слое, то корни деревьев и кустарников могут проникать на глубину нескольких метров. Корни сосны и дуба, например, распространяются на глубину 3—6 м, осины и ели — до 2 м.

Поскольку завершающим этапом транспирации является испарение воды из листьев, интенсивность ее в конечном итоге определяется теми же факторами, которые влияют и на испарение с водной поверхности. Низкая влажность и высокая температура воздуха усиливают транспирацию, чему способствует и ветер, усиливающий вертикальный ток водяных паров. С увеличением солнечной радиации повышается температура поверхности листьев, что также вызывает возрастание испарения и вместе с тем расходования тепла, в результате чего сохраняется оптимальный режим их температуры.

Однако это соответствие сохраняется лишь до тех пор, пока корневая система способна поставлять такое количество воды, которое испаряется листьями. Как только влаги начинает не хватать, транспирация замедляется. Следовательно, здесь также важным фактором является влагосодержание почвы, которое зависит от осадков, глубины уровня грунтовых вод, состава и строения почвогрунтов.

Интенсивность транспирации достигает максимума при некотором определенном влагосодержании почвы. При дальнейшем

увеличении влагозапаса она не возрастает. На рис. 58 показана зависимость транспирации сомкнутого растительного покрова E_T (при ничтожном испарении с почвы) от испаряемости E_0 и продуктивной влажности почвы $\epsilon\%$, полученная А. И. Будаговским по данным наблюдений.

В соответствии с зависимостью теплоприхода от солнечной радиации, метеорологических элементов и увлажнения почвы транспирация изменяется в течение суток и внутри вегетационного периода. По наблюдениям в Эберсвальде (ГДР), транспирация была наибольшей в первую половину дня (с 8 до 14 ч); с 14 ч она резко падала, а затем еще более уменьшалась в ночное время (табл. 34).

Таблица 34
ВНУТРИСУТОЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТРАНСПИРАЦИИ (мм)
ЛУГОВОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЭБЕРСВАЛЬДЕ

Месяц	При низком уровне грунтовых вод			При высоком уровне грунтовых вод		
	8—14 ч	14—20 ч	20—8 ч	8—14 ч	14—20 ч	20—8 ч
Май	1,2	0,6	0,2	3,1	1,7	0,7
Июнь	0,8	0,5	0,2	3,8	2,4	0,8
Июль	1,1	0,7	0,2	3,8	2,3	0,6
Август	1,2	0,7	0,2	2,7	1,5	0,2
Среднее	1,1	0,6	0,2	3,4	2,0	0,6

Высокая утренняя транспирация объясняется отчасти наличием росы.

Межсуточные колебания транспирации еще более значительны. По наблюдениям над одиночными растениями, величина транспирации в дни с ясной погодой составляла от 100 до 500% транспирации при частичной или сплошной облачности.

Расходование воды на транспирацию различными растениями зависит не только от глубины корневой системы, но и от размеров листа и густоты листового покрова. Масса листа изменяется с возрастом, сомкнутостью и условиями роста деревьев. Согласно данным А. А. Молчанова, наибольший расход воды лесом за вегетационный период при максимальной плотности крон может достигать: для еловых лесов 300 мм, сосновых 250, дубовых 352, березовых 295 и осиновых 358 мм. В средних же условиях произрастания эти величины снижаются до 200—300 мм.

О водопотреблении различных сельскохозяйственных культур можно судить по данным табл. 35.

Как видим, растения расходуют много воды. Величина транспирационного коэффициента — отношение веса воды, расходуемой растениями за некоторое время, к весу сухого веще-

ВОДОПОТРЕБЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ КУЛЬТУР
(по данным Полтавской опытной станции)

Культура	Продолжительность вегетационного периода (дни)	Суммарное водопотребление, мм	Среднее суточное водопотребление, мм
Овес	67	182	2,7
Гречиха	93	264	2,8
Яровая пшеница	101	271	2,7
Кукуруза	131	317	2,4
Сахарная свекла	154	407	2,6
Среднее		284	2,65

ства растений, накопившегося за это же время, как правило, колеблется в больших пределах и для разных культур имеет следующие значения:

культура	коэффициент транспирации
пшеница	335—600
рожь	350—740
овес	400—750
картофель	300—600
рис	500—800
хлопок	300—600
лиственные деревья	200—550
хвойные деревья .	100—250

Широкий диапазон величин коэффициентов объясняется как общими климатическими различиями, так и микроклиматическими особенностями исследуемого участка, обусловленными влиянием различных элементов ландшафта. Например, на поле яровой пшеницы, согласно данным М. И. Львовича, для незащищенных лесными полосами участков коэффициент транспирации на 8% больше, чем для межполосных пространств. Кроме того, величина коэффициента зависит от плотности и однородности растительного покрова. Для редкого смешанного леса коэффициент транспирации больше, чем для однородного густого. Это следует иметь в виду особенно тогда, когда по величине прироста растительной массы пытаются определить величину суммарной транспирации.

Полное испарение с площадей, занятых растительным покровом, складывается, как говорилось, из испарения с почвы и транспирации растений. К транспирации обычно относят и испарение влаги, остающейся на растениях после дождя. Величина этого добавка не так уж мала. По наблюдениям в лесу на Валдае, она за теплый период составляла 26% от общего количества осадков. В лесах Московской обл. годовое испарение с крон достигает 70—100 мм (табл. 36).

Таблица 36
ГОДОВОЕ РАСХОДОВАНИЕ ВЛАГИ В ЛЕСАХ МОСКОВСКОЙ ОБЛ.

Тип леса	Испарение с почвы, мм	Транспи- рация, мм	Испарение с крон, мм	Полное испарение, мм
Сосняки	79—190	165—217	80—90	332—441
Ельники	55—86	225—297	70—121	381—473
Березняки	55	200	100	355

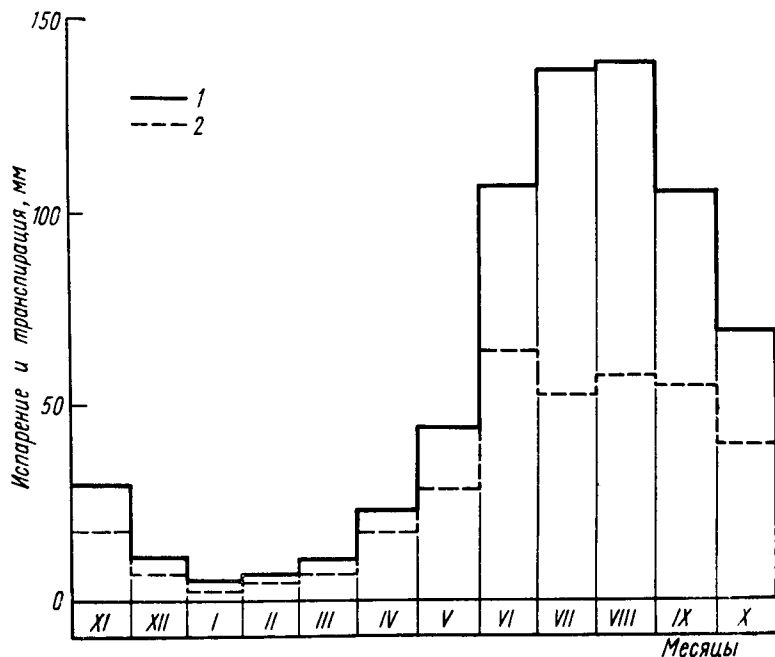


Рис. 59. Месячные величины суммарного испарения с луга при разной глубине уровня грунтовых вод: 1 — при высоком стоянии уровня, 2 — при низком уровне (на 1 м ниже)

На Валдае в среднем за 6 лет суммарная величина испарения и транспирации с лесного водосбора за теплый сезон составляла 390 мм; в отдельные годы она колебалась от 334 (в засушливом 1959 г.) до 424 мм (во влажном 1956 г.). Величина транспирации с учетом испарения с крон за те же годы была равна в среднем 275 мм, или около 75% полного расходования влаги. Если же вычесть испарение с крон, то транспирация составит 44% полного расхода на испарение.

Среднее испарение с луга за те же годы было на 5% меньше, чем с лесного водосбора. Однако в очень дождливые и теплые годы испарение с луга превышает испарение с лесного массива.

Если сравнить приведенные выше величины с испарением с водной поверхности, то оказывается, что суммарное испарение с лесного и полевого участков в условиях Валдая (зона избыточного увлажнения) в дождливые и теплые периоды несколько больше испарения с водоема.

Внутрисуточный ход суммарного испарения с естественных покровов следует за изменением энергетического баланса. Максимум наблюдается между 12 и 16 ч; в ночные часы испарение практически равно нулю. Наибольшая суточная амплитуда наблюдается в ясные дни; при облачности она уменьшается. Амплитуда увеличивается при повышении влажности почвы за счет возрастания минимальных величин в середине дня.

Внутригодовой ход выражен также довольно четко, но так как влажность почвы зависит от количества осадков, а последние в разных климатических районах распределяются внутри года различно, то и ход суммарного испарения заметно различается. Например, по измерениям (в Эберсвальде) наибольшее испарение наблюдается в июне—сентябре (рис. 59). Примерно на той же широте в Голландии месячный максимум приходится на май, хотя испарение в летние месяцы также довольно высоко. Испарение в теплые месяцы намного превосходит месячное испарение в холодное время года.

В интересах сельскохозяйственного производства испарение непосредственно с почвы на культурных полях, так называемое непродуктивное, должно быть понижено. Это достигается улучшением системы севооборота и вспашки земли, а также созданием защитных лесных полос. Непродуктивное испарение за вегетационный период колеблется для разных культур от 25 до 80% расходования воды на транспирацию.

Измерение испарения. Методика наблюдений над испарением с водной поверхности, почвы с растительным покровом и снега отличается в соответствии с различиями в самих процессах. С точки зрения водного баланса бассейна наиболее важным является испарение с почвы. Но измерение испарения с водной поверхности является наиболее простым и точным.

Испарение с водной поверхности в СССР измеряется с помощью испарителей ГГИ-3000 (площадь испаряющей поверхности 3000 см² или 0,3 м²). На испарительных площадках Гидрометслужбы, предназначенных для изучения испарения в характерных климатических районах, основным прибором является испарительный бассейн площадью 20 м²; параллельно с ним работает и испаритель ГГИ-3000. В специальных же научно-исследовательских целях используется испарительный бассейн площадью 100 м².

Испаритель ГГИ-3000 устанавливается в грунте (рис. 60) или на воде на специальном плоту. Он представляет собой металлический цилиндр с коническим дном; высота его по оси 68 см, диаметр 31,8 см. В центре сосуда имеется вертикальная латунная трубка, на которой укреплен коленчатая игла для фиксации уровня при долипании воды. Испарение определяется по разности уровня, который измеряется дважды в сутки (в 7 и 19 ч). Испарителю придан наземный осадкомер, приемная площадь которого также равна 0,3 м².

Испарение между сроками наблюдений находится как разность уровней воды в сосуде, замеренных в указанные сроки, плюс слой осадков по осадкомеру.

Параллельные наблюдения по испарителю ГГИ-3000, а также по другим малым испарителям с различными площадями испарения и испарительным бассейнам показали, что малые испарители всегда несколько завышают испарение, причем завышение тем больше, чем меньше диаметр прибора. Испарение с испарительных бассейнов 20 и 100 м² практически не различается, что позволяет считать его близким к действительному испарению с малых водоемов.

Пересчет величин испарения, полученных по прибору ГГИ-3000, к действительному производится с помощью редуционного коэффициента — k_p , который равен отношению действительного испарения z_d к измеренному по прибору z_u : $z_d = k_p z_u$.

Величина k_p может быть найдена путем сравнения данных по прибору с результатами наблюдений по бассейну площадью 20 м², который принимается за эталон.

Редуционный коэффициент изменяется по территории с изменением климатических условий, но эти изменения в общем подчиняются закону широтной зональности — коэффициент убывает с севера на юг. На европейской территории Союза на широтах более 60°, согласно исследованиям ГГИ, он равен 0,90—1,00; в зоне между 50 и 60° снижается от 0,90 до 0,80, а южнее 50° уменьшается до 0,76.

Для приведения испарения, измеренного по испарителям различного размера, к действительному можно ориентироваться на приближенные соотношения, установленные Государственным гидрологическим институтом для широты 55—60°:

площадь испарения, м ²	коэффициент реду- кции, k_p
20	1,00
1	0,90
0,3	0,87
0,1	0,83

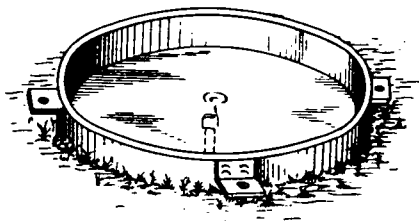


Рис. 60. Установка испарителя ГГИ-3000 в грунте

В зарубежной практике применяются испарители с различной площадью испарения. Стандартный испаритель Бюро погоды США, так называемый испаритель класса А, имеет диаметр 122 см и высоту 25 см. В ГДР используются испарители диаметром 50 см и меньше. Величины редукионного коэффициента для них будут различаться.

Величины испарения, полученные по испарительному бассейну, а тем более по малому испарителю, установленным на берегу, нельзя непосредственно переносить на большие водоемы, над которыми может быть существенно отличный режим метеорологических элементов: температуры и влажности воздуха, скорости ветра.

Согласно исследованиям А. П. Браславского и З. А. Видулиной, испарение уменьшается с увеличением размера водохранилища, особенно в зоне недостаточного увлажнения. Так, если испарение при длине разгона 10 км принять за 1, то при длине разгона 1 км оно в зоне степей и пустынь равно 1,05—1,08, а при длине разгона 100 км — 0,94—0,97. В лесной зоне эти различия меньше.

Чтобы перейти от испарения по береговому испарителю к испарению с больших водоемов, необходимо по данным наблюдений по испарительному бассейну или малому испарителю, установленным на берегу, выявить локальную зависимость:

$$\frac{z}{(e_n - e_{200})} = f(u_{200}), \quad (V-3)$$

где $(e_n - e_{200})$ — разность упругости насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности и на высоте 200 см; u_{200} — скорость ветра на высоте 200 см.

Подставляя в эту формулу значения разности упругости водяных паров и скорости ветра, соответствующие поверхности водоема, получим величину испарения для него.

Испарение с поверхности почвы измеряется с помощью почвенных испарителей, принцип действия которых основан на водном балансе почвенного монолита. Испарение за некоторый интервал времени находится как убыль веса монолита с учетом атмосферных осадков и количества воды, просочившейся из него.

Наиболее распространенным в нашей стране является весовой испаритель ГГИ-500, имеющий площадь испаряющей поверхности почвенного монолита 500 см². Он бывает двух моделей, различающихся высотой: один имеет высоту 0,5, другой — 1,0 м. Второй применяется для измерения испарения в зоне недостаточного увлажнения при более глубокой корневой системе растений.

Испаритель ГГИ-500 состоит из следующих главных частей (рис. 61): внешнего цилиндра — гнезда 1, который полностью заглубляется в почву; внутреннего цилиндра 2, в котором помещается монолит ненарушенной почвы; съемного дна с отверстиями 3 и водосборного сосуда 4 для сбора просочившейся через монолит воды. Осадки, выпавшие между сроками наблюдений по

испарителю, измеряются по наземному дождемеру, который имеет приемную площадь, также равную 500 см².

Внутренний цилиндр с монолитом и с прикрепленным к нему водосборным сосудом опускается в гнездо; при взвешивании цилиндра в сроки наблюдений водосборный сосуд открепляется; количество просочившейся в него воды измеряется отдельно.

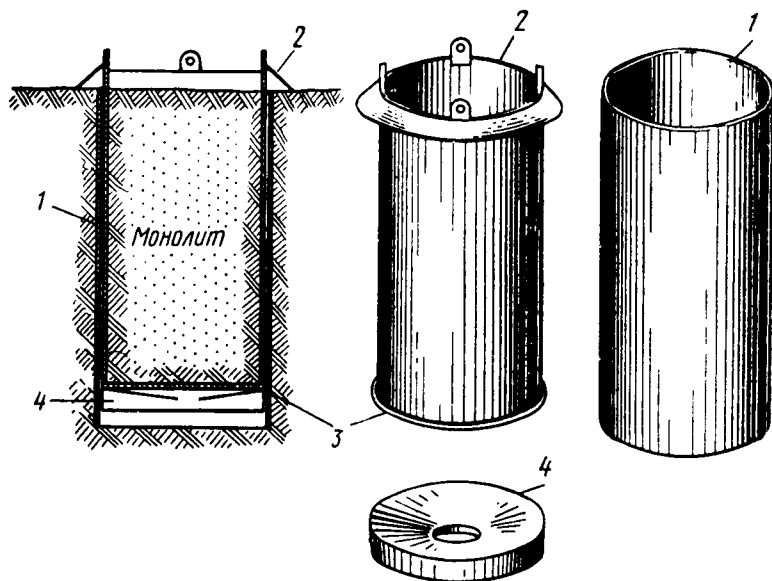


Рис. 61. Почвенный испаритель ГГИ-500

Испарение (мм) вычисляется по формуле:

$$z = 0,02 (g_1 - g_2) \div x - h, \quad (V-4)$$

где g_1 и g_2 — вес цилиндра с монолитом в начальный и конечный сроки наблюдений, г; x — осадки по дождемеру, мм; h — слой просочившейся через монолит воды, мм; 0,02 — переводной коэффициент.

С помощью испарителя ГГИ-500 можно определить испарение с почвы и отдельно транспирацию полевых растений. Для этого берут два прибора, в один из которых помещают почву с нетронутой растительностью, а в другом растительность срезают и подвешивают для создания затенения. Транспирация находится как разность между показаниями первого и второго испарителей.

При измерении испарения за 5- и 10-дневные периоды погрешность не превышает 10—15%. Смена монолита производится не реже, чем раз в месяц.

В научно-исследовательских целях применяются гидравлические испарители, работающие на принципе гидростатического давления. Изменение запаса воды в почвенном монолите определяется по величине погружения монолита в сосуд с водой. Преимущество этого прибора перед объемным весовым испарителем состоит в большей чувствительности к изменениям количества воды в монолите, при этом нет необходимости извлекать цилиндр с монолитом для взвешивания. Наибольший испаритель этого типа находится на Валдае. Площадь испарения его равна 5 м², высота почвенного монолита 2 м, вес всего плавающего комплекса около 40 т. Испаритель обладает высокой точностью и может служить для оценки точности других приборов.

Для измерения испарения с поверхности снега применяется испаритель ГГИ-500-6, который по своему действию сходен с почвенным испарителем. Снежный испаритель состоит из цилиндра, в который помещается монолит снега, съемного дна и внешнего цилиндра со сплошным дном. Площадь испаряющей поверхности монолита 500 см², высота 6 см. Комплект прибора включает также совок для вырезания снежного блока и весы.

Наблюдения испарения снега производятся дважды в сутки при толщине снежного покрова более 6 см. Одновременно измеряется температура поверхности снега. Снежный монолит сменяется через 5 дней, если не выпадает снег. Дополнительно смена производится после метелей и снегопадов.

Методы расчета испарения. При отсутствии измерений испарение рассчитывается различными способами по данным наблюдений над метеорологическими, радиационными и гидрологическими элементами. Применяются методы водного баланса, турбулентной диффузии, теплового баланса и, наконец, эмпирические формулы.

Метод водного баланса в общем виде изложен в гл. II. Испарение находится как результирующий член уравнения баланса, в котором остальные члены известны. Метод может применяться как для нахождения испарения с водоемов, так и с участков суши, начиная с элементарных площадок и кончая речными бассейнами.

При расчете испарения с водоемов используется уравнение баланса в виде:

$$z = x - y_1 + \omega_1 - y_2 - \omega_2 \pm \Delta h \text{ мм}, \quad (\text{V-5})$$

где z — испарение (за вычетом конденсации); x — осадки на зеркало водоема; y_1 и y_2 — соответственно приток и сток поверхностных вод; ω_1 и ω_2 — приток подземных вод и фильтрация в ложе водоема; Δh — изменение уровня воды за расчетный интервал времени. Расчет можно производить за разные, как правило, большие интервалы времени (5—10 дней).

Для малых площадей суши, например для воднобалансовой площадки, расчетное уравнение запишется:

$$z = x - y \pm s \pm \Delta \epsilon \text{ мм}, \quad (\text{V-6})$$

где x — осадки; y — поверхностный сток; s — подземный сток и $\Delta \epsilon$ — изменение влагосодержания почвы за расчетный интервал времени.

При расчете испарения с речного бассейна используются уравнения водного баланса (II-23) и (II-25). Первое из них можно использовать для расчета суммарного испарения за конкретные годы, а второе — для расчета средних многолетних годовых величин. Во втором случае получаем, конечно, более точные результаты, поскольку не требуется учитывать изменение запаса воды в бассейне (в подземных водах, замкнутых водоемах, ледниках).

Метод турбулентной диффузии. Принципиальные основы этого метода изложены выше в разделе о турбулентном тепло- и влагообмене снежного покрова с воздухом (гл. IV). Формула (IV-22), выражающая турбулентный влагообмен подстилающей поверхности с воздухом, выведена для условий термически равновесного состояния приземного слоя атмосферы и распределения метеоэлементов по логарифмическому закону. Для вывода коэффициента турбулентного обмена здесь принята полуэмпирическая модель Прандтля — Кармана.

Если поделить обе части уравнения (IV-22) на v_n -удельную теплоту испарения, то получим:

$$E = m_2 \rho K_0^2 \frac{0,623}{p} \frac{u_1}{\ln \frac{z_1}{z_0} \ln \frac{z_2}{z_0}} (e_s - e_2) \text{ см/с.} \quad (\text{V-7})$$

Здесь u_1 — скорость ветра (см/с) на высоте z_1 ; e_2 — упругость водяных паров (мб) на высоте z_2 ; e_s — упругость насыщенного пара при температуре испаряющей поверхности; z_0 — параметр шероховатости; p — давление атмосферы (мб); ρ — плотность воздуха (г/см³); K_0 — аэродинамическая константа и m_2 — постоянная.

При наличии наблюдений над метеорологическими элементами на нескольких уровнях формула может служить для расчета испарения с поверхности воды, снега и почвы при достаточном ее увлажнении.

Выражение (V-7) не является единственным. Разными авторами, преимущественно отечественными (М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтман, А. Р. Константинов, А. С. Монин, Л. Т. Матвеев), принимались различные модели для выражения коэффициента турбулентного обмена. Соответственно этому, исходя из основного уравнения (IV-21), они получали различные формулы для расчета испарения, в которых с той или иной степенью полноты учитывалось влияние температурной стратификации на интенсивность вертикального потока паров.

Уравнение (V-7) можно упростить, если подставить численные значения постоянных и принять определенное значение z_0 применительно к конкретному виду испаряющей поверхности. В частности, для водной поверхности можно принять $z_0 = 0,25$ см. Тогда, подставляя значения $\rho = 1,45$ кг/м³, $c_p = 1010$ Дж/(кг·К), $K_0 = 0,38$, $p = 1013$ мб, $m_2 = 0,5$ и принимая $z_1 = 100$ см, $z_2 = 200$ см, получаем формулу:

$$E = 50 \cdot 10^{-4} u_{100} (e_s - e_{200}) \text{ мм/ч,} \quad (\text{V-8})$$

в которой скорость ветра берется в м/с, а испарение получается в мм/ч.

Для учета влияния неустойчивости температурной стратификации атмосферы А. Р. Константинов предложил ввести поправочный множитель вида:

$$\left(1 + b \frac{\theta_s - \theta_{200}}{u_{100}^2} \right),$$

в котором θ_s — температура испаряющей поверхности, θ_{200} — температура воздуха на высоте 200 см, u_{100} — скорость ветра (м/с) на высоте 100 см.

С учетом этой поправки формула примет вид:

$$E = 50 \cdot 10^{-4} \left(1 + b \frac{\theta_s - \theta_{200}}{u_{100}^2} \right) u_{100} (e_s - e_{200}) \text{ мм/ч.} \quad (\text{V-9})$$

Расчет испарения по ней производится за каждый срок наблюдений отдельно, а затем вычисляются средние величины за сутки.

В целях упрощения расчета испарения по методу турбулентной диффузии А. Р. Константиновым разработаны номограммы, позволяющие определять испарение с почвы, снега и воды по данным только стандартных сетевых наблюдений над метеорологическими элементами. Расчет можно производить за любой интервал времени в течение всего года по данным о температуре и влажности воздуха, измеренным на высоте 2 м. При этом к величинам температуры и влажности вводятся поправки, учитывающие их сезонный ход.

В условиях неустойчивого и недостаточного увлажнения большое влияние на испарение с почвы оказывают влажность почвы и осадки. В этом случае можно применить схему расчета месячного испарения, предложенную М. И. Будыко. Она в сущности объединяет расчеты по водному балансу и методу турбулентной диффузии и носит название комплексного метода.

Если обозначить ε — продуктивная влажность почвы, ε_1 и ε_2 — значения влажности в начале и конце расчетного интервала, ε_k — критическое значение продуктивной влажности, при котором испарение равно испаряемости, x — осадки, y — сток, z_0 — испаряемость и z — фактическое испарение, то расчет представится следующей схемой:

$$\text{а) при } \varepsilon \geq \varepsilon_k \quad z = z_0,$$

$$\text{б) при } \varepsilon < \varepsilon_k \quad z = z_0 \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{2\varepsilon_k},$$

$$\text{где } \varepsilon_2 = \frac{1}{1 + \frac{z_0}{2\varepsilon_k}} \left[\varepsilon_1 \left(1 - \frac{z_0}{2\varepsilon_k} \right) + x - y \right].$$

Испаряемость находится любым из известных способов, в том числе и способом турбулентной диффузии.

Метод теплового баланса. Уравнение теплового баланса для элемента поверхности земли (V-1) можно переписать в виде:

$$R - P - F - v_n z = 0,$$

или

$$z = \frac{1}{v_n} (R - P - F), \quad (V-10)$$

где z — испарение; R — радиационный баланс; P — турбулентный теплообмен с воздухом; F — вертикальный поток тепла через поверхность (при наличии снега тепло идет на нагревание и таяние его, а при отсутствии снежного покрова — на нагревание почвы); v_n — удельная теплота испарения.

Наибольшую трудность при расчете по уравнению (V-10) представляет определение слагаемого P — теплообмена с атмосферой. Используя для его выражения модель Прандтля — Кармана, уравнение (V-10) можно представить в виде:

$$z = \frac{R - F}{v_n + \frac{c_p p}{0,623} \frac{\Delta \theta}{\Delta e}},$$

а принимая $c_p = 0,24$ кал/г·град, $p = 1013$ мб, получаем:

$$z = \frac{10(R - F)}{v_n + 386 \frac{\Delta \theta}{\Delta e}} \text{ мм/ч.} \quad (V-11)$$

Здесь R и F — (кал/см²·час); $\Delta \theta$ и Δe — разности температуры воздуха и упругости водяных паров (мб) на двух высотах (у поверхности и 2 м над ней).

С подобным выражением мы уже встречались выше при рассмотрении роли метеорологических факторов в испарении (V-2).

Формула (V-11) годна для расчета испарения с почвы и снега; во втором случае F заменяется двумя слагаемыми, учитывающими нагревание снега и его таяние, а удельная теплота испарения снега с учетом затраты тепла на таяние снега равна 680 кал/г ($2,85 \cdot 10^3$ Дж/г). Формула впервые была выведена М. И. Будыко и М. П. Тимофеевым для поверхности почвы в виде:

$$z = \frac{R - F}{1 + 0,64 \frac{\Delta \theta}{\Delta e}} \text{ мм/ч,} \quad (V-12)$$

где R и F (кал/см²·мин); $v_n = 600$ кал/г ($2,5 \cdot 10^3$ Дж/г). Вышеприведенные формулы имеют преимущество по сравнению с формулами турбулентной диффузии, так как не требуют определения коэффициента турбулентного обмена и параметра шероховатости. Но все же необходимы градиентные наблюдения над температурой

и влажностью воздуха. Наиболее трудным является вычисление слагаемого F , для чего необходимы измерения температуры почвы или снега на нескольких глубинах. Величина F относительно мала по сравнению с R , и потому некоторая неточность при ее определении несильно скажется на точности расчета испарения.

Сравнительная оценка точности различных способов определения испарения в пунктах показала, что величины, полученные по градиентным формулам и тепловому балансу, менее точны, чем непосредственно измеренные по испарителям, и содержат погрешности порядка 15—20%. Почвенные испарители (по Л. Р. Струзеру) позволяют определить испарение с погрешностью не более 10—15%.

Эмпирические формулы. Широко применяемые на практике эмпирические формулы для нахождения испарения с водной поверхности за суточный интервал имеют следующий общий вид:

$$z = (c + d \cdot u) (e_s - e_z),$$

где c и d — коэффициенты, несколько различающиеся у отдельных авторов. Это уравнение легко получается из ранее выведенного выражения (V-9), если его упростить путем осреднения значения коэффициента b , разностей температур и скорости ветра.

Наиболее употребительной является формула Б. Д. Зайкова

$$z = 0,15(1 + 0,72u_{200})(e_s - e_{200}) \text{ мм/сут}, \quad (\text{V-13})$$

которая получена в результате обработки данных наблюдений по малым водоемам (площадью менее 10 га). Значения влажности воздуха и скорости ветра берутся в этом случае по наблюдениям береговых станций.

При отсутствии данных о температуре поверхности воды можно пользоваться соотношением:

$$e_s - e_{200} = c_1 D_{200}^{0,78}, \quad (\text{V-14})$$

где D_{200} — дефицит влажности воздуха на высоте 200 см, взятый по береговым наблюдениям; c_1 — параметр, определяемый по карте изолиний.

С учетом (V-14) формула Б. Д. Зайкова записывается:

$$z = 0,15c_1 D_{200}^{0,78} (1 + 0,72u_{200}) \text{ мм/сут}. \quad (\text{V-15})$$

Параметр c_1 изменяется от 1,4 для пустынных и полупустынных районов Средней Азии до 2,2 на северо-западе европейской территории Союза. Для средней части европейской территории $c_1 = 1,5$ —1,9. Согласно примечанию Зайкова, формулы (V-13) и (V-15) наиболее точные результаты дают для прудов и малых водохранилищ, находящихся на открытой местности. Испарение же с водоемов, расположенных среди леса, будет на 30—40% меньше, чем в условиях открытой местности.

Для пересчета скорости ветра от высоты 10 м, на которой она измеряется на метеорологических станциях, к скорости на высоте 2 м может быть использована формула:

$$u_2 = \frac{\lg \frac{z_2}{z_0}}{\lg \frac{z_{10}}{z_0}} u_{10}, \quad (\text{V-16})$$

где z_0 — параметр шероховатости, принимаемый для водной поверхности в среднем равным 0,3 см, а для поверхности земли (без снега) — 3 см.

Используя формулу (V-15), Б. Д. Зайков рассчитал среднее многолетнее годовое испарение с малых водоемов и составил карту испарения в изолиниях. Согласно этой карте, годовое испарение с водоемов изменяется по европейской территории СССР от 200—400 мм в тундровой зоне до 1500 мм в зоне полупустынь и пустынь.

Формула (V-15) может быть применена и для расчета испарения с больших озер и водохранилищ. Но в этом случае величины скорости ветра и влажности воздуха должны измеряться непосредственно над водной поверхностью, а не на берегу. Исследования А. П. Браславского и З. А. Викулиной показали, что формула Б. Д. Зайкова вполне пригодна для больших и глубоких водохранилищ, но постоянный множитель 0,15 в формуле снижается до 0,13.

Для расчета суточного испарения с поверхности снега можно пользоваться формулой П. П. Кузьмина, которая имеет аналогичную структуру:

$$z = 0,18 (1 + 0,54 u_{1000}) (e_s - e_{200}) \text{ мм/сут.} \quad (\text{V-17})$$

Скорость ветра берется на высоте 10 м.

Суммарное испарение с речного бассейна. Изложенные выше методы, за исключением метода водного баланса, позволяют находить испарение в отдельных пунктах за сравнительно короткие интервалы времени. Для того чтобы определить средний слой испарения для больших площадей, в частности для речного бассейна, необходимо провести расчеты по большому числу пунктов и располагать при этом большим объемом информации о метеорологических и актинометрических элементах. Такой информации мы часто не имеем. Поэтому для определения средних величин испарения с больших площадей и за большие интервалы времени предложены другие, более грубые методы, основанные на зависимости испарения от главнейших метеоэлементов.

Простейшими зависимостями, связывающими среднее многолетнее годовое испарение с речного бассейна с годовыми осадками, являются формулы Э. М. Ольдекопа и П. Шрайбера. Они выведены из общих соображений о природе испарения.

Уравнение Ольдекопа имеет вид:

$$z = z_0 \operatorname{th} \frac{x}{z_0}. \quad (\text{V-18})$$

Уравнение Шрайбера, как показано Ольдекопом, может быть приведено к виду:

$$z = x \left(1 - e^{-\frac{z_0}{x}} \right). \quad (\text{V-19})$$

В этих уравнениях z — среднее многолетнее годовое испарение; x — средние годовые осадки; z_0 — максимально возможное в данной местности годовое испарение (испаряемость); th — символ гиперболического тангенса (изменяющегося от 0 до 1); e — основание натуральных логарифмов.

Указанные уравнения представлены графически на рис. 62. Общность их состоит в том, что для обеих кривых: а) при годовых осадках, равных нулю, испарение также равно нулю; б) при малых осадках они полностью расходуются на испарение и стока не

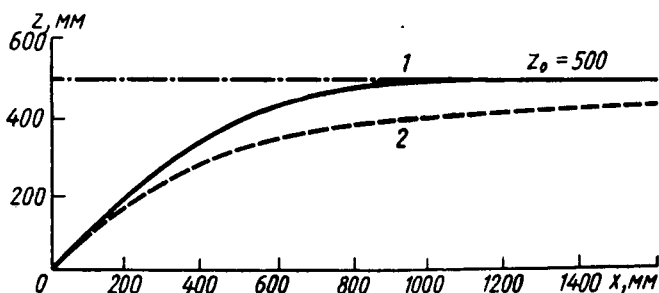


Рис. 62. Кривые зависимости среднего испарения от осадков: 1 — по Ольдекопу, 2 — по Шрайберу

образуется (кривые исходят из начала координат под углом 45°); в) с возрастанием осадков испарение увеличивается, но стремится к некоторому пределу z_0 (линии имеют выпуклость кверху и асимптотически приближаются к горизонтальной прямой). Нетрудно понять, что при достижении испарением своего предела дальнейшее увеличение осадков приводит к такому же увеличению стока.

Указанные свойства кривых в общем соответствуют природе связи испарения с осадками.

М. И. Будыко было показано, что параметр z_0 определяется радиационным балансом и потому изменяется по территории. Он принял

$$z_0 = \frac{R}{v_n},$$

где R — радиационный баланс; v_n — скрытая теплота испарения.

Обобщая формулы Ольдекопа и Шрайбера и заменяя максимально возможное испарение величиной радиационного баланса, М. И. Будыко получил формулу для расчета среднего годового испарения в таком виде:

$$z = \sqrt{\frac{Rx}{v_n} \operatorname{th} \frac{xv_n}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{xv_n} + \operatorname{sh} \frac{R}{xv_n} \right)}, \quad (\text{V-20})$$

где th , ch и sh — соответственно символы гиперболического тангенса, косинуса и синуса. График этого уравнения показан на рис. 63. Он позволяет по средней годовой сумме осадков (мм) и

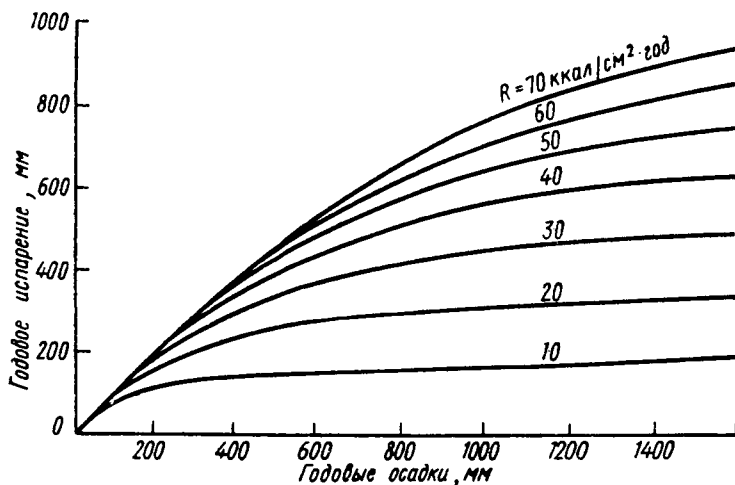


Рис. 63. График для расчета среднего годового испарения (по М. И. Будыко)

средней величине годового радиационного баланса (ккал/см²) непосредственно находить среднее годовое испарение в речном бассейне. Проверка формулы показала, что она дает величины, занимающие среднее положение между результатами расчета по формулам Ольдекопа и Шрайбера. По вычислениям автора, для европейской территории Союза погрешность не превышает 15%. Наиболее надежные результаты она дает в зонах достаточного и избыточного увлажнения. Величина радиационного баланса увлажненной поверхности суши может быть определена по соответствующей карте или вычислена по эмпирической формуле с использованием данных метеостанций.

Величины радиационного баланса изменяются по территории с изменением широты местности, а также рельефа и характера подстилающей поверхности. На территории СССР они колеблются в пределах от 21—419 кДж/см²·год на широтах более 70° до

188—210 кДж/см²·год южнее 45°. В табл. 37 приводятся значения радиационного баланса, осадков и испарения для некоторых пунктов на земном шаре (по М. И. Будыко).

Таблица 37

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС И ЭЛЕМЕНТЫ ВЛАГООБОРОТА

Пункт	R кДж/см ² ·год	x , см	z , см	$\frac{R}{v_n x}$
Иркутск	83	27	19	1,22
Икенгюнг (Гоби)	178	24	22	2,94
Потсдам (Ср. Европа)	83	58	33	0,57
Батавия (Ява)	227	159	74	0,57
Арлингтон (США)	243	99	63	0,98
Соданкюля (Лапландия)	48	49	16	0,39

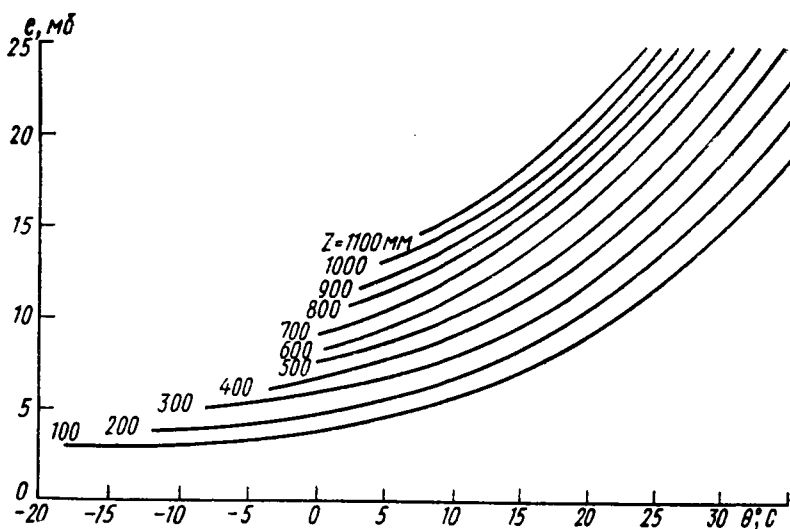


Рис. 64. График для расчета годовых величин испарения с почвы (по А. Р. Константинову)

Применение графика или формулы Будыко для расчета среднего годового испарения встречает трудность в связи с недостатком данных по радиационному балансу. В этом отношении известное преимущество имеет способ А. Р. Константинова, предложенный позднее. Принципиальные положения его были освещены ранее в разделе о расчете испарения по методу турбулентной диффузии.

Поскольку расчет испарения, по Константинову, основывается на данных наблюдений на метеорологических станциях, а последние характеризуют метеозлементы на некоторой площади, то можно ожидать, что путем использования наблюдений ряда метеорологических станций в бассейне можно получить суммарное испарение для него с достаточной точностью. Проверка метода показала его пригодность в разных районах при достаточном увлажнении почвы, в том числе и для лесных территорий.

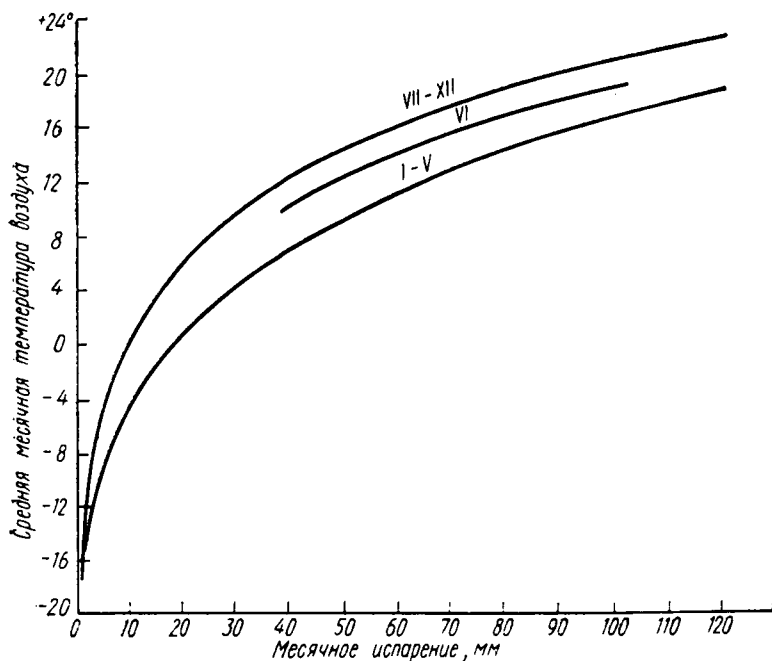


Рис. 65. График П. С. Кузина для расчета средних многолетних месячных величин испарения в районах достаточного увлажнения

Практически годовое испарение находится по номограмме (рис. 64) по среднегодовым значениям температуры и влажности воздуха.

Расчет месячных величин испарения с бассейна. Для нахождения средних многолетних месячных величин испарения с речного бассейна П. С. Кузиным в 1934 г. был предложен простой график (рис. 65), на котором величина суммарного испарения связана со среднемесячной температурой воздуха. Учет различий во влажности почвы в разные периоды достигается тем, что на графике имеются три ветви, соответствующие трем периодам с разной степенью увлажнения.

График составлен по данным наблюдений в бассейне Верхней Волги и потому пригоден для расчетов величин испарения в условиях достаточного и избыточного увлажнения. Проверка его для центральной и северной частей СССР дала удовлетворительные результаты.

Б. В. Поляковым составлены более общие графики для расчета среднего многолетнего месячного испарения с речных бассейнов европейской территории Союза (рис. 66). Испарение определяется по среднемесячной температуре воздуха и месячным осадкам.

График 1 служит для нахождения испарения для января, февраля и последующих месяцев с отрицательной температурой воздуха. В этом случае, как и для последних месяцев года с отрицательной температурой (график 6), осадки

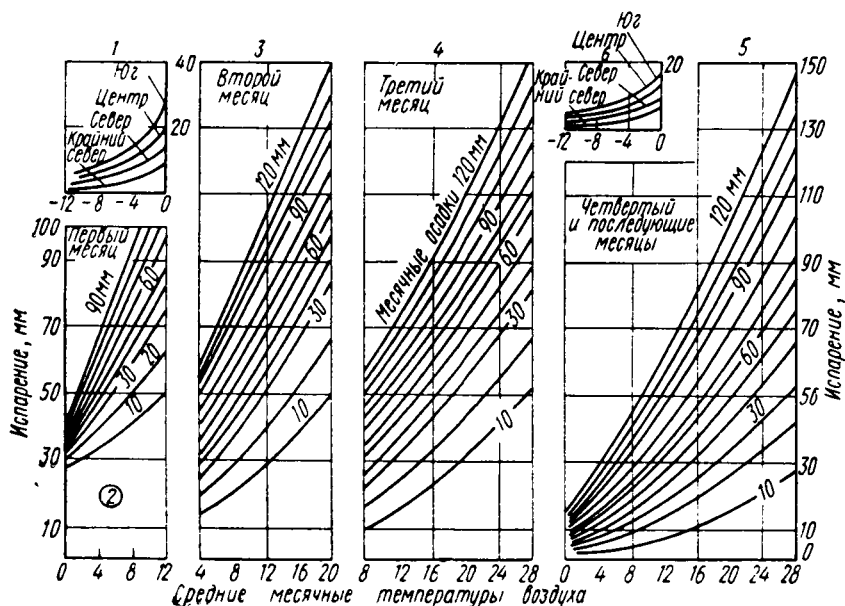


Рис. 66. Графики Б. В. Полякова для расчета месячных норм испарения

не учитываются, так как они большей частью накапливаются в снежном покрове и существенного влияния на испарение не оказывают. Влияние различий в поступлении солнечной радиации отражено путем выделения четырех широтных зон: крайнего севера (территории, лежащей к северу от 66-й параллели), севера (между 66 и 60° с. ш.), центра (между 60 и 52° с. ш.) и юга (территория, расположенная к югу от 52-й параллели).

По графику 2 находится испарение для первого месяца с положительной средней температурой. График 3 применяется для второго месяца с положительной температурой, 4 — для третьего месяца и 5 — для четвертого и последующих месяцев теплого периода. Для осенних и последующих месяцев с отрицательной температурой применяется график 6. Различие между графиками для теплого периода обусловлено разным увлажнением почвы после схода снежного покрова.

Для уточнения расчетов автором предложено вводить поправки к величинам, полученным с графиков. Для европейской части СССР (без Кавказа) поправочные коэффициенты можно брать с карты изолиний или умножать месячные величины на следующие зональные коэффициенты:

зона	коэффициент
севернее 64°	0,85—0,90
58—64°	0,90—1,00
52—58°	1,00—1,05
46—52°	0,80—1,10

На широтах менее 52° большие значения поправочных коэффициентов относятся к районам Украины, а меньшие — к Прикаспию.

При расчетах на азиатской территории поправочные коэффициенты имеют значения: для зоны смешанного леса 1,1; для широт от 62 до 64° с. ш. коэффициент равен 1,0—0,90; для широт от 64—66° — 0,90—0,85; для Заполярья — 0,85—0,80.

В результате проверки метода в условиях европейской части Союза выяснилось, что для годовых сумм испарения он дает удовлетворительные, хотя и несколько заниженные результаты, но внутригодовой ход (месячные величины) получается менее точным: для лета он заметно преуменьшает испарение, а для весны и осени несколько преувеличивает.

Недостатком графиков П. С. Кузина и Б. В. Полякова является то, что они не учитывают различия в увлажнении почв бассейнов и изменение увлажнения в течение года. Поэтому для расчета месячного испарения для конкретных лет их применять не следует.

В. С. Мезенцевым предложена следующая формула для определения испарения с речного бассейна, которая первоначально была выведена для Западно-Сибирской равнины:

$$z = z_0 \left[1 - \left(\frac{z_0}{x + \Delta w} \right)^n \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (\text{V-21})$$

где z — суммарное испарение, мм; z_0 — максимально возможное испарение, мм; x — осадки, исправленные с учетом возможной конденсации в почве, росы и иней, мм; Δw — изменение почвенных влагозапасов, вычисляемое как их разность в начале и конце расчетного периода, мм; n — параметр, зависящий от водно-физических свойств почвы (для Западной Сибири он близок к 2, 3).

Формула, как видим, рассчитана на определение испарения за любой интервал времени для конкретных лет, если имеются достаточно полные данные о влажности почвы. Максимально возможное испарение z_0 находится либо по соотношению М. И. Будыко: $z_0 = \frac{R}{v_n}$, либо по формулам вида $z_0 = k \Sigma d$ или $z_0 = k \Sigma t_{10}$, где Σd —

сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за расчетный период, а Σt_{10} — сумма положительных среднесуточных температур, превышающих 10°, k — коэффициент пропорциональности.

В случае определения среднего многолетнего годового испарения отпадает необходимость в определении изменения влагозапаса в почве и формула приобретает вид, сходный с формулой Ольдекопа и Шрейбера.

Преимуществом метода Мезенцева является непосредственный учет влагозапасов в почве. Вероятно, при уточнении значения параметра n для конкретных районов он может применяться для других территорий.

Суммарное испарение на территории СССР. На рис. 67 приведена карта годового испарения с поверхности речных бассейнов, составленная Государственным гидрологическим институтом. Испарение вычислено по уравнению водного баланса речных бассейнов.

Карта дает, конечно, лишь общее представление об изменении испарения по территории.

На равнинной территории наибольшее годовое испарение наблюдается в средней полосе европейской части Союза и Западной Сибири (450—550 мм). В Восточной Сибири оно не превышает 350—400 мм.

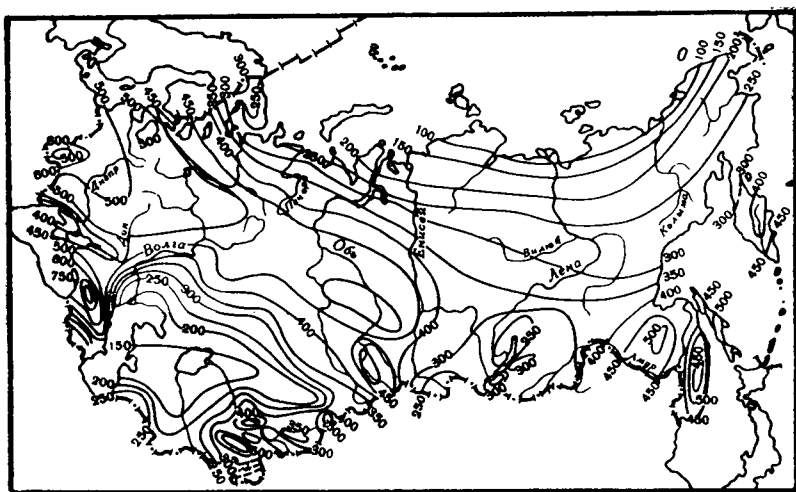


Рис. 67. Средний годовой слой испарения (в мм)

От этой полосы испарение убывает как к северу вследствие уменьшения теплотенциала, так и к югу. На северном побережье оно составляет всего 100—200 мм. Очень мало испарение также в Прикаспии, в пустынных и полупустынных областях Казахстана и Средней Азии, где оно снижается до 150—200 мм. Малое испарение здесь обусловлено ничтожным количеством осадков.

Повышенное испарение наблюдается на Черноморском побережье Кавказа, где местами оно достигает 700 мм.

Широтное изменение испарения нарушается под влиянием гор, на склонах которых испарение, как и осадки, обнаруживает закономерное изменение по высоте. В связи с понижением температуры воздуха суммарное испарение убывает к верхним зонам. Известную роль при этом играет уменьшение мощности почвенного покрова и относительной площади его распространения. В высокогорье количество осадков, расходующихся на увлажнение почвы, уменьшается, а значит уменьшается и испарение. Но эта закономерность нарушается в тех районах, где в нижних зонах гор осадков выпадает мало и количество их возрастает с повышением местности. В этих условиях в нижних зонах испарение увеличивается до некоторой высоты, а затем начинает убывать. В бассей-

не Куры, например, убывание испарения становится заметным уже начиная с высот 1000—1200 м, а в Прибайкалье — с высоты около 800 м.

По характерным природным зонам среднее годовое испарение изменяется следующим образом:

зона	годовое испарение, мм
тундра и лесотундра	100—300
лесная	300—500
лесостепная и степная	500—300
полупустынная	300—150

Для сравнения приводим некоторые величины годового испарения с суши для других частей света. В Средней Европе (бассейны Везера, Эльбы, Рейна) годовое испарение составляет 500—600 мм. В бассейне Миссисипи колеблется от 380 мм в его западной части до 1000 мм в нижнем течении реки, а в бассейне Амазонки достигает 1000—1250 мм.

В сухих тропических областях потенциально возможное испарение (испаряемость) намного превосходит фактическое испарение. В Сахаре, например, испаряемость составляет 2000—2500 мм, а испарение — менее 100 мм.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Процесс инфильтрации. Под инфильтрацией понимается проникновение воды атмосферных осадков с поверхности в почву. Этот процесс, протекающий в естественных условиях при взаимодействии нескольких сил (тяжести, молекулярных, капиллярных и др.), очень сложен и полностью не изучен. В общем виде для идеализированного однородного грунта он представляется в следующем виде.

В начальный период, когда влажность почвы еще не достигла полевой влагоемкости, осадки под действием молекулярных и капиллярных сил задерживаются в самом верхнем слое почвы. Действие сил тяжести еще незначительно. Эта стадия называется **впитыванием**.

В дальнейшем, когда адсорбирующая способность грунта снижается до минимума, а капилляры заполняются водой, начинается движение воды вниз под действием капиллярных сил и сил тяжести. Влажность почвы приближается к полной влагоемкости, но еще не достигла ее, так как стекание в некапиллярных скважинах происходит при частичном их заполнении. Эту стадию можно характеризовать как **просачивание**.

Последняя стадия — **фильтрация** — наступает при заполнении всех пор водой. Действие силы тяжести при этом оказывается преобладающим.

Совокупность всех этих стадий и составляет единый процесс инфильтрации.

Естественные почвогрунты обладают широким диапазоном размера скважин — от тончайших капилляров до крупных трещин и каналов, образованных корнями деревьев и животными. В этих условиях впитывание и просачивание, иногда струйчатое, могут наблюдаться одновременно в самом начале поступления воды на поверхность почвы. В горах, особенно в верхних зонах, где почвы маломощны и формируются на щебнистой подпочве, большие площади заняты обломочными осыпями («чингили» на Кавказе, «курумы» в Сибири), струйчатое стекание вообще может преобладать над впитыванием и капиллярным просачиванием. Таким же образом процесс инфильтрации может происходить в лесных почвах с высокой некапиллярной скважностью.

Инфильтровавшаяся вода может частично глубоко проникать в грунт и выйти за пределы дренирования водотоками. В этом случае она рассматривается как потери стока. К потерям относятся и другая часть — испарение, которое происходит из почвы, насытившейся в процессе инфильтрации. Значительная же часть воды пополняет запасы водоносных горизонтов и затем поступает в реки.

Фильтрация воды в однородных мелкозернистых грунтах (движение по капиллярам) носит ламинарный характер и совершается с очень малыми скоростями. Для определения скорости в этом случае используется известный в гидрогеологии закон Дарси:

$$Q = kF \frac{h}{l}, \quad (V-22)$$

где Q , м³/с — расход фильтрации, т. е. количество воды, просочившейся в единицу времени через поперечное сечение фильтрующего грунта F , м²; h — падение напора или уровня для безнапорных вод (м) на участке l , м; k — коэффициент фильтрации.

Обычно эту формулу записывают в виде:

$$v = ki, \quad (V-23)$$

где v — скорость фильтрации, м/с; i — гидравлический уклон, равный отношению падения на участке к его длине.

Отметим, что скорость поступательного движения воды в грунте, которая может интересоваться, например, при нахождении времени стекания ее, больше скорости фильтрации и находится по выражению:

$$u = \frac{Q}{FP}$$

где Q — расход фильтрации, м³/с; F — площадь сечения фильтрующего грунта; P — пористость грунта в долях единицы.

Коэффициент фильтрации, как можно видеть из формулы (V-23), представляет собой скорость фильтрации при уклоне, равном единице, т. е. при движении воды вертикально вниз. Обычно он выражается (м/сут). Величина его зависит от пористости и размера зерен грунта, а также, хотя и в меньшей степени, от вязкости фильтрующейся воды. Последняя, в свою очередь, зависит от температуры: с повышением температуры уменьшается вязкость и увеличивается коэффициент фильтрации, так как уменьшается сопротивление движению воды.

Величина коэффициента фильтрации для разных грунтов изменяется от 0,001 м/сут и менее для глин до 150 м/сут и более для гравия и галечников.

Движение воды по трещинам и крупным полостям может иметь турбулентный характер. В этом случае для расчета скорости применяется формула Шези: $v = C\sqrt{Ri}$, где C — коэффициент Шези, зависящий от шероховатости водопроводящих полостей и их размера; R — гидравлический радиус (отношение площади поперечного сечения к длине смоченного периметра). Подробнее о формуле Шези см. в гл. VI.

Математическая модель инфильтрации. Рассмотрим механизм инфильтрации воды в мелкозернистый грунт (некапиллярные пустоты отсутствуют), когда на поверхности земли имеется сплошной слой воды h (напорная инфильтрация), а грунт полностью насыщен водой до глубины H (рис. 68). При отсутствии некапиллярных пустот движение воды совершается при ламинарном режиме и значит можно воспользоваться законом Дарси. В природе этот случай встречается при заполнении малых депрессий на поверхности земли при снеготаянии или обильных дождях.

Напор, вызывающий движение воды, равен $(h + H + H_c - \Delta p)$, а гидравлический уклон (градиент напора):

$$i = \frac{h + H + H_c - \Delta p}{H}.$$

Здесь H_c — высота столба воды, эквивалентная капиллярному давлению, направленному вертикально вниз; $\Delta p = p - p_0$ — превышение давления воздуха в грунте между фронтом промачивания и уровнем грунтовых вод (p) над атмосферным давлением (p_0), выраженное высотой столба воды.

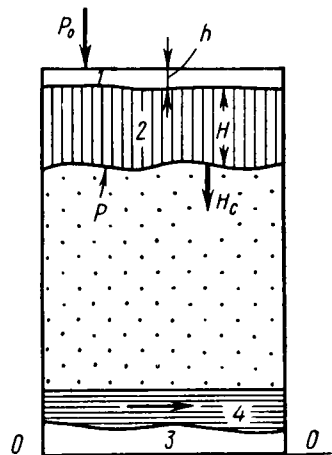


Рис. 68. Схема просачивания воды в почву: 1 — слой воды, 2 — колонна промачивания, 3 — водоупор, 4 — грунтовый поток

Подставляя выражение уклона в формулу Дарси, получаем:

$$v_{ин} = ki = k \frac{h + H + H_c - \Delta p}{H}, \quad (V-23)$$

где $v_{ин}$ — скорость инфильтрации; k — коэффициент фильтрации.

В том случае, когда водоупор залегает глубоко и, следовательно, избыточное давление воздуха в грунте Δp ничтожно мало, скорость инфильтрации запишется

$$v_{ин} = k + k \frac{h}{H} + k \frac{H_c}{H}. \quad (V-24)$$

Отсюда следует, что в начале процесса, когда высота колонны воды H еще невелика, скорость инфильтрации превышает скорость фильтрации, равную k . Это происходит в результате действия капиллярных сил и давления слоя воды на поверхности.

С течением времени глубина промачивания грунта H увеличивается и добавочная скорость $k \frac{h}{H}$ убывает. Одновременно убывает и влияние капиллярных сил. В результате скорость инфильтрации стремится к скорости фильтрации

$$v_{ин} = k = \text{const}. \quad (V-25)$$

Очень часто интенсивность орошения (осадков) бывает меньше интенсивности инфильтрации, и на поверхности земли сплошного слоя воды не образуется (свободное просачивание). Тогда возникает подъемная сила капиллярных менисков H_{c1} , и скорость инфильтрации в начале процесса выразится:

$$v_{ин} = k + k \left(\frac{H_c}{H} - \frac{H_{c1}}{H} \right). \quad (V-26)$$

Она, очевидно, будет меньше скорости, определяемой формулой (V-24). С течением времени $v_{ин}$ в этом случае быстрее достигнет своего постоянного значения.

Инфильтрация в естественных условиях. Под влиянием метеорологических условий (осадков, температуры воздуха) влажность почвогрунта в зоне аэрации непрерывно изменяется. В результате испарения верхний слой почвы теряет не только капиллярную, но и пленочную воду и в жаркую погоду сильно высушивается. При осадках он увлажняется раньше всего.

Колебания влажности почвы сказываются на скорости инфильтрации осадков, которая также изменяется во времени. Большую роль при этом играет количество и интенсивность осадков. С увеличением интенсивности дождя интенсивность впитывания и просачивания возрастает.

Н. П. Чеботарев приводит следующие данные по инфильтрации осадков в глинистые почвы при уклоне поверхности 0,067:

интенсивность дождя, мм/мин	интенсивность ин- фильтрации, мм/мин
0,5	0,25—0,32
1,0	0,35—0,45
1,5	0,50—0,60

В течение дождя постоянной интенсивности скорость инфильтрации убывает и стремится к некоторому пределу, определяемому механическими свойствами почвогрунта.

В пределах речного бассейна интенсивность инфильтрации изменяется по территории также в связи с изменением уклона поверхности, механических свойств почвогрунтов, растительного покрова. В горах эти изменения отражают высотную поясность ландшафтов. Например, на склонах Заилийского Алатау в высокогорном альпийском и субальпийском поясе предельная интенсивность инфильтрации равняется 0,16—0,20 мм/мин, в среднем поясе хвойного и смешанного леса (1500—2300 м) — 1,00—1,25 мм/мин, а в нижнем лесостепном — 0,50—1,00 мм/мин.

При плоском рельефе и наличии бессточных западин осадки накапливаются в понижениях или стекают с малыми скоростями. Вследствие этого возрастает гидростатический напор, а значит, и скорость инфильтрации.

Растительность также способствует увеличению поглощения воды почвой. Травяной покров замедляет стекание по поверхности, что приводит к нарастанию слоя воды и повышению скорости просачивания. Особенно сильное влияние оказывает лес благодаря рыхлению почвы корневой системой, а также лесной подстилке. Последняя способствует повышению структурности почвы и одновременно является фильтром, очищающим воду от мелкозема. Поглотительная способность лесных почв с подстилкой втрое выше, чем таких же почв без подстилки.

В различных по составу лесах почвы обладают разной поглотительной способностью. Еловые древостои отличаются более плоской корневой системой. Вода в них проникает в почву на небольшую глубину и затем значительная ее часть стекает по относительно слабо проницаемому слою. Сосновый и дубовый леса имеют более глубокую корневую систему и способствуют проникновению воды на большую глубину.

Большие различия в инфильтрации связаны с физико-механическими свойствами почвогрунта: механическим составом, скважностью, структурой почвенного слоя. В песках вода просачивается хорошо благодаря крупным порам. В глины с очень малыми порами она впитывается в десятки и сотни раз медленнее, нежели в пески.

Однако структурные глинистые почвы, состоящие из комочков, между которыми образуются значительные пустоты (см. рис. 45), обладают хорошей водопроницаемостью.

Различия в скважности приводят к неравномерной по площади инфильтрации. На площадях больших речных бассейнов эта неравномерность еще более возрастает.

Инфильтрация талой воды в период весеннего снеготаяния часто происходит при промерзшей почве. Даже при сплошном промерзании почва поглощает воду, хотя и в меньшем количестве, чем непромерзшая. Интенсивность инфильтрации уменьшается с повы-

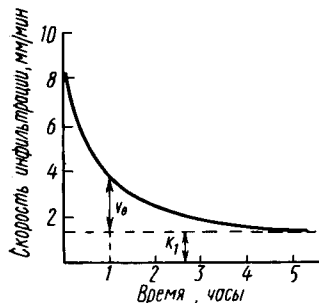


Рис. 69. Кривая скорости инфильтрации

шением начальной влажности почвы; переувлажненная мерзлая почва становится водонепроницаемой.

Процесс инфильтрации талой воды в мерзлую почву имеет свои особенности. В начале часть ее замерзает в порах почвы и образует ледяную корку на поверхности. В результате этого впитывание падает. После оттаивания почвы просачивание резко усиливается. По наблюдениям на Валдае, на площадках с промерзшим грунтом толщина ледяной корки достигала 2—3 см.

В промерзших почвах с большим количеством трещин и некапиллярных полостей просачивание имеет место и при увлажнении значительно выше полевой влагоемкости. На Валдае, например, такие почвы поглощали до 50% талой воды.

Кривая инфильтрации. Если известна зависимость, выражающая изменение скорости инфильтрации во времени: $v_{\text{ин}} = f(t)$, то суммарный слой инфильтрации s за некоторый интервал времени t определится путем интегрирования этой функции:

$$s = \int_0^t v_{\text{ин}} dt.$$

График изменения интенсивности инфильтрации для некоторого пункта может быть получен путем дождевания изолированной площадки, сток с которой учитывается в хронологической последовательности. Если дождевание производится с интенсивностью, превосходящей интенсивность впитывания в самом начале орошения, то этот график имеет вид, показанный на рис. 69.

Кривая может быть описана эмпирическим уравнением:

$$v_{\text{ин}} = k_1 + \frac{v_0}{t^\alpha}, \quad (\text{V-27})$$

где $v_{\text{ин}}$ — интенсивность инфильтрации в момент времени t ; k_1 — некоторое постоянное ее значение в конце длительного периода орошения; v_0 — превышение интенсивности инфильтрации над зна-

чением k_1 в конце первой единицы времени; α — параметр, зависящий от физических свойств и увлажнения почвы.

Недостатком этого уравнения является то, что оно не вскрывает физических причин изменения параметров v_0 , α и является формальным.

Подобного рода уравнение было предложено Р. Хортоном, которое, в отличие от (V-27), фиксирует некоторое начальное зна-

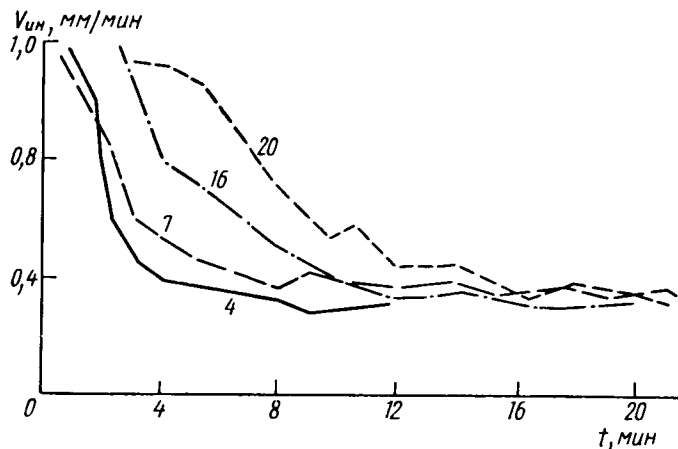


Рис. 70. Скорость инфильтрации при разном дефиците влажности почвы (у точек — дефицит влажности, мм)

чение инфильтрации при $t=0$. На основании опытов по искусственному дождеванию слабоподзолистых почв С. Ф. Федоров получил следующую зависимость параметра v_0 в формуле (V-27) от дефицита влажности почвы:

$$v_0 = a + bd^\beta, \quad (\text{V-28})$$

где a и b — параметры, характеризующие физико-механические свойства почвы; d — дефицит ее влажности в верхнем полуметровом слое. Параметр β принят Федоровым равным $2/3$.

На рис. 70 показана зависимость интенсивности инфильтрации от дефицита влажности полуметрового слоя слабоподзолистой легкосуглинистой почвы. Данные получены в результате искусственного дождевания. В табл. 38 приводятся также сравнительные данные водопроницаемости в зависимости от влажности суглинистой почвы, которые показывают, что с увеличением влажности с 20 до 40—45% (по объему) водопроницаемость почвы уменьшается в 3—6 раз.

Интенсивность дождя оказывает существенное влияние на скорость инфильтрации. Е. Г. Поповым предложена формула, в которую входит интенсивность дождя. В основу ее приняты следующие

Т а б л и ц а 38
ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ
НА ЕЕ ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ

Влажность почвы, %	Водопроницаемость, мм/мин	
	верхний поч- венный гори- зонт	подпочва
20	2,50	0,21
40	0,85	0,04
45	0,42	0,03

коэффициенту фильтрации. Уменьшение интенсивности инфильтрации аналитически выражается уравнением:

$$v_{\text{ин}} = k_2 + (i - k_2) e^{-\frac{it}{d}}, \quad (\text{V-29})$$

где i — интенсивность дождя, постоянная во времени; d — дефицит влажности почвы перед дождем.

Однако и в этой формуле все еще количественно нераскрытыми остаются параметры k_2 и d . Более определенной является формула, предложенная Н. Ф. Бефани:

$$v_{\text{ин}} = \alpha_1 k_0 + \frac{\alpha_2 A_0 e^{-\alpha_1 x}}{\frac{3}{(t+1)^4}}, \quad (\text{V-30})$$

в которой увлажненность почвы перед дождем характеризуется индексом I_x , вычисляемым в зависимости от предшествующих осадков, а параметры α_1 , α_2 , A_0 и a находятся по приближенным связям с характеристиками водосбора и интенсивностью дождя с учетом площадей, занятых полем и лесом.

Т а б л и ц а 39
ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ
В ПОЛЕ И СМЕШАННОМ ЛЕСУ
(по П. П. Роговому)

Интервал времени	Водопроницаемость, мм/мин					
	пески		супеси		суглинки	
	залежь	лес	луг	лес	залежь	лес
Первые 10 мин	1,80	5,60	7,90	5,40	2,70	3,80
1-й ч	0,98	4,30	2,18	2,15	0,58	1,02
3-й ч	0,98	2,94	0,23	0,52	0,18	0,23
4-й ч	0,98	2,39	0,15	0,44	0,18	0,15

Формула (V-30), в отличие от предшествующих, позволяет найти среднюю для всего бассейна интенсивность инфильтрации в зависимости от продолжительности дождя, если располагаем достаточно полной информацией о характере поверхности и почвах бассейна, а также об интенсивности дождя. Однако определяемая при этом средняя величина весьма приближенна, так как условия поглощения воды почвой сильно меняются по территории.

Особенно большие различия между полем и лесом. В табл. 39 приводятся характеристики инфильтрации для подзолистых почв, полученные по наблюдениям на территории Белоруссии.

Лесные почвы, как правило, поглощают больше, чем полевые, хотя в отдельных случаях, когда некапиллярная скважинность луговых почв высока, они могут быть очень водопроницаемы.

КОЭФФИЦИЕНТ СТОКА

Потери атмосферных осадков на испарение и инфильтрацию, как было показано, зависят от многих климатических и физико-географических факторов, большинство из которых подчиняется закону географической зональности. Обычно суммарную величину потерь выражают коэффициентом стока.

Коэффициент годового стока в общем уменьшается с севера на юг. На Крайнем Севере он равен 0,60—0,80, в средней полосе уменьшается до 0,30—0,50 и в полупустынных южных районах до 0,05—0,10. В пустынях сток воды вообще ничтожен. В табл. 40 приведены некоторые значения средних коэффициентов стока по крупным рекам СССР.

Таблица 40

КОЭФФИЦИЕНТЫ ГОДОВОГО СТОКА

Река, пункт	Площадь бассейна, км ²	Осадки, мм	Испарение, мм	Сток, мм	Коэффициент стока
Северная Двина, с. Усть-Пинега .	348 000	710	402	308	0,43
Волга, г. Горький	479 000	705	510	195	0,28
Днепр, г. Кременчуг	383 000	690	571	119	0,17
Дон, ст. Раздорская	378 000	570	497	73	0,13
Терек, г. Моздок	20 000	1090	693	397	0,36
Обь, г. Колпашев	481 000	700	444	256	0,37
Енисей, г. Красноярск	299 000	605	299	306	0,51
Лена, с. Крестовское	440 000	510	229	281	0,55
Амур, г. Хабаровск	1 630 000	(605)	(439)	166	(0,27)
Амударья, г. Керки	227 000	468	190	278	0,59

Литература

- Алексеев Г. А. Динамика инфильтрации дождевой воды в почву. «Труды ГГИ», 1948, вып. 6 (60).
- Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., Гидрометиздат, 1954.
- Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. «Тр. ГГИ», 1949, вып. 21 (75).
- Константинов А. Р. Испарение в природе, изд. 2-е. Л., Гидрометиздат, 1968.
- Кузин П. С. Испарение с суши на территории СССР. «Тр. ГГИ», 1950, вып. 26.
- Пенман Х. Л. Растения и влага. Л., Гидрометиздат, 1968.
- Тюрк Л. Баланс почвенной влаги. Л., Гидрометиздат, 1958.

СТЕКАНИЕ ВОДЫ ПО СКЛОНАМ

Склоновое стекание талой воды. В начале снеготаяния вода задерживается в толще снега и не поступает на почву до тех пор, пока ее количество не превысит величину, соответствующую вододерживающей способности снега. Последняя для рыхлого снега составляет 30—40%, а для перекристаллизовавшегося, имеющего крупные поры, — 10—15%. После этого начинается вертикальное просачивание, скорости которого даже при интенсивном снеготаянии не превышают 2—3 м/ч.

Накапливаясь в основании снежного покрова, вода начинает фильтроваться под уклон. Скорость ее движения зависит от структуры снега в приземном слое. По мере его таяния и перекристаллизации увеличиваются размеры канальцев, а вместе с тем и скорость струйчатого стекания.

Имеющиеся данные наблюдений на Валдае, Подмосковной стоковой станции, а также горных экспериментальных базах показывают, что в начале таяния скорость подснежного стекания не превышает 1—2 м/ч. В период интенсивного таяния (при площади проталин до 50%) она возрастает до 10—15 м/ч, а в конце таяния — до 30—40 м/ч. На нижних участках длинных склонов, где вода скапливается толстым слоем и расход возрастает, наблюдаются, как правило, наибольшие скорости.

Следует иметь в виду, что по мере развития таяния постепенно обнажаются все большие участки склонов и вода все большую часть пути до русла проходит по обнаженной поверхности. Скорости здесь возрастают, и течение приобретает турбулентный характер. У снежных пятен могут образоваться запруды, которые временно задерживают воду. После их разрушения вода с еще большей скоростью устремляется по склону.

В лесу при талой или неглубоко промерзшей почве поверхностного стекания может и не быть, так как вода задерживается лесной подстилкой и проникает в почву. По наблюдениям на Придеснянской водно-балансовой станции, при глубине промерзания более 60 см, поверхностный сток в лиственном лесу был в 2,4 раза меньше, чем в поле. В среднем за 3 года он составил всего 3% от осадков.

Стекание жидких осадков. Скорость стекания осадков по склону, свободному от снега, зависит от толщины слоя воды, шероховатости поверхности и уклона склона. При самом зарождении поверхностного стекания оно уже приобретает струйчатый характер, причем размеры струй увеличиваются вниз по склону. Струйчатость создается неровностями почвы, травяным и древесным покровом.

На приводораздельных участках, где слой стекающей воды и скорости ее движения малы, течение имеет ламинарный характер, но с возрастанием скорости и толщины слоя ламинарный режим постепенно переходит в турбулентный.

При математическом моделировании склонового стекания его для упрощения обычно принимают плоским, т. е. в виде сплошного слоя, хотя в действительности оно чаще происходит в виде ручейков.

Для любого из возможных режимов скорость склонового стекания может быть выражена формулой следующего общего вида:

$$v = ah^{m_1}i^{m_2} \text{ м/с,} \quad (\text{VI-1})$$

где h — толщина слоя стекающей воды, м; i — уклон поверхности; a — коэффициент, зависящий от шероховатости поверхности; m_1 и m_2 — параметры, изменяющиеся с изменением режима течения.

Экспериментальные исследования показали, что для различных поверхностей, уклонов и размеров элементарных потоков значения параметров m_1 и m_2 изменяются в широких пределах соответственно различным режимам течения (при переходе от ламинарного к турбулентному). Параметр m_1 может принимать значения от 0,5 до 1,0, а параметр m_2 — от 0,3 до 1,0. С повышением турбулентности величины параметров убывают.

В тех случаях, когда скорость стекания находят по величине расхода воды в нижней части экспериментальной площадки, удобнее пользоваться формулами вида

$$v = a_1 q^{\alpha_1} i^{\alpha_2}, \quad (\text{VI-2})$$

где q — расход воды на единицу ширины потока.

Величина склонового стока в сильной степени связана с интенсивностью дождя и проницаемостью почвы. Согласно наблюдениям в Каменной степи, в летнее время на черноземной почве интенсивный поверхностный сток возникал только при дождях до 50—75 мм. На участках зяблевой поперечной вспашки сток иногда отсутствовал даже при суммарном слое осадков до 150 мм.

В горах почвенный покров претерпевает зональные изменения с повышением местности. В связи с этим различаются и условия склонового стекания на разных высотах. По наблюдениям на северном склоне Заилийского Алатау, в пределах лесо-лугового пояса (на высотах около 2300 м) склоновый сток появлялся при продолжительных дождях интенсивностью не менее 0,2 мм/мин; в нижележащем степном поясе — при более слабых дождях.

Лесная растительность способствует увеличению проницаемости почвы за счет каналов от отмерших корней деревьев. Впитыванию благоприятствует наличие лесной подстилки, которая задерживает воду и проводит ее в грунт. Поэтому в лесу поверхностный сток очень низок и наблюдается только при сильных ливнях. В лесах на суглинистых почвах впитывается 80—90% осадков. Стеkanie происходит главным образом на участках, сбитых скотом, по дорогам и тропинкам, где почва уплотнена.

Это, однако, не значит, что лесные массивы вообще не дают дождевого стока. Лес способствует переводу поверхностного стока в подземный, рано или поздно обнаруживающийся в русловой сети.

Скорости стекания дождевой воды в естественных условиях изменяются от тысячных и сотых долей метров в секунду на заболоченных склонах равнинной территории до 0,2—0,4 м/с на луговых склонах в холмистой местности. В малых сухих логах с большими уклонами (0,05—0,10) они возрастают до 1,0 м/с.

Если принять длину безрусловых склонов, равной 200—500 м, что свойственно лесостепной зоне, то время стекания воды по склонам составит не более 1—3 ч. С учетом добегаания по логам время стекания воды от вершины склона до русла увеличивается до 4—6 ч.

Задержание воды в замкнутых углублениях. В период снеготаяния и дождей часть воды накапливается в больших и малых замкнутых понижениях на поверхности земли, глубина которых колеблется от нескольких сантиметров до метров.

Весной эти западины заполняются водой. При этом ландшафт равнинной местности сильно преобразуется: поверхность степи, например, представляется покрытой сетью небольших озерков, между которыми струятся ручейки. Некоторые озерки при их переполнении соединяются в сравнительно большие по размеру озера.

Вода, накопившаяся в этих западинах, расходуется на испарение и инфильтрацию. После исчезновения стока озерки постепенно уменьшаются в размерах, разъединяются и с течением времени исчезают.

Малые замкнутые емкости имеются не только в степной, но и лесостепной и лесной зонах.

Объем бессточных углублений уменьшается с возрастанием уклона местности. Наибольших размеров они достигают на обширных равнинных пространствах степного Заволжья, в Прикаспийской низменности, в бассейне Тобола.

В лесах, наряду с замкнутыми западинами, воду накапливает лесная подстилка, толщина которой в лиственных насаждениях нередко достигает 5—10 см, а в хвойных — 15—20 см. В северных лесах много воды накапливают сфагновые болота; в торфяной массе большая часть воды вообще практически не перемещается, а остальная вода (около 20%) движется с очень небольшими скоростями и попадает в реки после прохождения половодья.

В горах естественными накопителями воды являются главным образом ледники и озера. Задержание ее в микропонижениях невелико, тем более что горные почвы сильно водопроницаемы и пропускают воду до скального основания.

Количественная оценка аккумулирующей способности микропонижений чрезвычайно затруднена. Задача осложняется еще и тем, что вода из «блюдец» фильтруется в грунт и частично испаряется. Инфильтрация изменяется в зависимости от промерзания почвы. Поэтому можно говорить лишь о некоторой суммарной геометрической емкости. По ориентировочной оценке, она в степной зоне европейской части Союза не превышает 5—6 мм (на площади бассейна). Что касается полной величины удержания воды за период снеготаяния, то она может быть оценена лишь в сумме с инфильтрацией и испарением методом водного баланса.

Теоретическое решение задачи о влиянии аккумулирующих поверхностных емкостей на величину стока воды предложено Е. Г. Поповым.

Предполагается, что на поверхности бассейна имеются микропонижения различной площади и глубины. При условии водонепроницаемости бассейна сток с отдельных его частей, очевидно, может происходить только тогда, когда слой осадков x_i будет больше слоя заполнения соответствующих им емкостей s_i .

С возрастанием слоя осадков (при условии их равномерного выпадения на всей площади бассейна) все более глубокие емкости должны заполниться водой и, следовательно, сток будет происходить все с большей площади внутри бассейна. Когда слой осадков достигнет такой величины, что будет заполнена емкость самых глубоких понижений, сток начнется со всей площади бассейна.

Е. Г. Попов предположил, что для каждого речного бассейна существует некоторое непрерывное распределение площадей бессточных углублений в зависимости от их глубин s , это распределение описывается функцией $f(s)$.

Определить распределение площадей бессточных углублений путем непосредственных измерений нельзя. Но на основании общих представлений можно заключить, что наибольшее распространение имеют мелкие депрессии. Более крупные углубления занимают меньшую площадь. Следовательно, распределение площадей депрессий в зависимости от слоя их заполнения может быть представлено некоторой убывающей функцией.

Предположим, что функция $f(s)$ нам известна, тогда суммарная площадь емкостей, заполняющихся при осадках x , будет:

$$F(s) = \int_0^x f(s) ds. \quad (VI-3)$$

График функции распределения $F(s)$ имеет вид, изображенный на рис. 71. Ординаты этой кривой выражены в долях от всей площади бассейна.

Вид этой кривой будет неодинаковым для разных бассейнов в зависимости от их рельефа. Кривая будет более крутой для сильно расчлененных бассейнов с преобладанием мелких депрессий и более пологой — для бассейнов с большим количеством болот, имеющих значительную глубину.

При возрастании x суммарная площадь заполняющихся емкостей или, что то же, суммарная водоотдающая площадь стремится к своему предельному значению, т. е. к единице.

$$F(s) = \int_0^{x \rightarrow s_{\max}} f(s) ds = 1.$$

Согласно (VI-3) суммарная емкость (количество воды, задерживаемое в депрессиях) при осадках x выразится:

$$P(x) = \int_0^x sf(s) ds, \quad (\text{VI-4})$$

а сток с отдающей части бассейна

$$y = x \int_0^x f(s) ds - \int_0^x sf(s) ds, \quad (\text{VI-5})$$

где интеграл первого слагаемого правой части выражает площадь водоотдачи (действующую площадь) при осадках x , все слагаемое в целом — объем воды, содержащейся на этой площади, а второй член — объем задержанной воды.

Уравнение (VI-5) выражает зависимость стока от осадков $y=f(x)$. Если такая зависимость может быть достаточно точно определена по данным наблюдений, то путем ее дифференцирования можно получить функцию распределения емкостей $F(s)$.

Вышеизложенное относится к условиям, когда бассейн водонепроницаем. Такие условия встречаются редко. Обычно же вода, попавшая в депрессию, просачивается в почву. Значит заполнение депрессий будет происходить медленнее. Для этого потребуется количество воды $x=s+h$, где h —слой впитавшейся воды; испарением пренебрегаем. Тогда, согласно Е. Г. Попову, водообразующая площадь выразится:

$$F(s) = \int_0^{s=x-h} f(s) ds, \quad (\text{VI-6})$$

где $f(s)$ — распределение площадей поверхностной емкости. А общий сток, выраженный в миллиметрах слоя на весь бассейн, запишется:

$$y = (x-h) \int_0^{s=x-h} f(s) ds - \int_0^{s=x-h} sf(s) ds. \quad (\text{VI-7})$$

Из этого уравнения видно, что влияние инфильтрации воды на сток сказывается не только в увеличении потерь, но и в сокращении действующей площади бассейна.

Внутрипочвенное стекание. Скорости внутрипочвенного стекания в мелкозернистых грунтах невелики, обычно порядка десятых долей миллиметра в минуту. При таких скоростях вода добегаёт до русел, вероятно, через десятки суток после выпадения дождя и большей частью не участвует в стоке половодья.

Полевые почвы, по-видимому, более благоприятствуют стеканию воды в самом верхнем слое, где скважность их особенно вы-

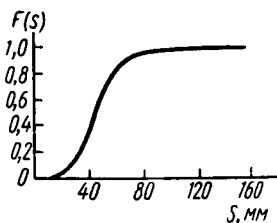


Рис. 71. Интегральная кривая $F(s)$

сока. Лесные же почвы, обладающие более равномерной скважностью по глубине, способствуют относительно большей фильтрации в глубину.

При бо́льшей некапиллярной скважности скорости внутрипочвенного стекания резко возрастают. Особенно это характерно для горных условий, где тонкие скелетные почвы залегают на трещиноватом скальном основании. В этих условиях они в сотни и тысячи раз превышают скорости фильтрации по капиллярным порам и достигают сотых долей метра в секунду; в то же время скорости поверхностного стекания еще на порядок больше.

СИЛЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В РУСЛОВОМ ПОТОКЕ

Предварительные определения. Речной поток может находиться в состоянии установившегося и неустойчивого движения. Установившимся движением называют такое движение, когда скорости в любой точке потока постоянны во времени. По отношению ко всему потоку в целом можно сказать, что при установившемся движении в любом сечении постоянны во времени все гидравлические элементы: глубина, площадь живого сечения, скорость, уклон.

В турбулентном потоке вследствие интенсивного перемешивания частиц воды мгновенные скорости в любой точке непрерывно изменяются во времени как по величине, так и по направлению (пульсация скорости). Движение будет установившимся, если постоянны осредненные во времени местные скорости. Тогда и средняя скорость в живом сечении и все другие элементы будут постоянны.

Установившееся движение называют равномерным, если гидравлические элементы (осредненные скорости, глубина, уклон и др.) не изменяются от сечения к сечению по длине реки. По отношению к рекам указанное требование, строго говоря, никогда не выполняется, так как по длине реки изменяется форма русла, сужения чередуются с расширениями, закругления — с прямолинейными участками. Следовательно, на реках мы почти всегда встречаемся с неравномерным движением, если оно даже и установившееся. К факторам, нарушающим равномерность, относятся также водная растительность, уступы дна, отложения наносов, искусственные сооружения. Но с известным приближением при практических расчетах движение на отдельных участках реки часто считают равномерным. Наиболее близкий к такому виду характер течения может наблюдаться в межень на прямолинейных участках.

Движение будет неустойчивым, если осредненные местные скорости в отдельных точках, а также средние скорости в сечении и др. гидравлические элементы изменяются во времени.

Основной силой, действующей в потоке, является сила тяжести. Она сообщает воде поступательное движение. Скоростное поле потока формируется также под действием сил гидродинамического сопротивления, центробежной силы и силы Кориолиса.

Сила тяжести. Поясним действие этой силы с помощью рисунка. Выделим в равномерном потоке некоторый объем, заключенный между поперечными сечениями 1 и 2 (рис. 72); длина его Δl , площадь сечения ω . Вес этого объема G выразится: $G = \delta \omega \Delta l$, где δ — объемный вес воды. Разложим его на две составляющие: нормальную поверхности дна $F_1 = \delta \omega \Delta l \cos \alpha$ и параллельную дну $F_2 = \delta \omega \Delta l \sin \alpha$. Первая обуславливает возникновение трения на дне и непосредственно не участвует в движении воды.

Движущей силой, сообщаящей поступательное движение воде, является F_2 . Величина ее пропорциональна $\sin \alpha$ или, иначе, уклону поверхности воды i , поскольку $\sin \alpha = i$.

В равномерном потоке эта сила уравнивается силами сопротивления (трения) и движение происходит с постоянной по длине русла скоростью.

Силы сопротивления. При ламинарном режиме течения сопротивление движению связано с молекулярной вязкостью воды. Трение между слоями воды обусловлено обменом молекул между смежными слоями. Как было показано в гл. II, напряжение внутреннего трения выражается по закону Ньютона произведением динамического эффекта вязкости на градиент изменения скорости по нормали к направлению течения.

В турбулентном потоке, наряду с молекулярным обменом, имеет место перемешивание частиц воды вследствие непрерывного вихреобразования. Из экспериментальных данных известно, что возникающее вследствие вихреобразования внутреннее трение в сотни раз превышает молекулярное трение и изменяется в широких пределах.

При исследовании распределения внутреннего трения в сечении потока прибегают к следующей схематизации. Действительный турбулентный поток заменяют осредненным фиктивным потоком, в котором нет поперечных пульсаций, а имеются лишь продольные составляющие. Далее, по аналогии с молекулярной вязкостью, вводят понятие турбулентной (виртуальной) вязкости. Тогда для осредненного потока общее напряжение сил трения τ можно выразить:

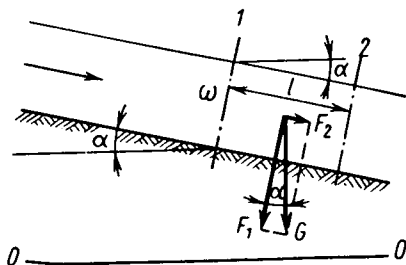


Рис. 72. Схема действия силы тяжести

$$\tau = \mu \frac{dv}{dz} + A \frac{dv}{dz}, \quad (\text{VI-8})$$

где первое слагаемое характеризует молекулярное трение, а второе — турбулентное; A — коэффициент турбулентной вязкости; $\frac{dv}{dz}$ — градиент изменения осредненных скоростей по нормали к течению. При больших числах Рейнольдса первым слагаемым обычно пренебрегают.

При неустановившемся движении распределение величины τ в каждом живом сечении непрерывно изменяется с течением времени в связи с изменением поля скоростей.

Кроме внутреннего трения, на течение оказывает влияние трение воды о дно и берега русла.

Центробежная сила. Частицы воды, движущиеся на закруглениях русла, кроме сил тяжести (силами трения мы здесь пренебрегаем) испытывают действие центробежной силы P_1 , которая выражается:

$$P_1 = \frac{mv^2}{R_c}, \quad (\text{VI-9})$$

где m — масса частицы; v — продольная скорость; R_c — радиус закругления траектории движения. Сила P_1 направлена по радиусу от центра закругления. Под действием сил тяжести и центробежной образуется наклон водной поверхности с повышением в сторону выпуклого берега, причем угол наклона будет тем больше, чем больше сила P_1 .

Отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса). Всякая материальная частица, движущаяся на поверхности Земли с некоторой относительной скоростью v , испытывает ускорение, обусловленное вращением Земли вокруг своей оси. Горизонтальная составляющая этого ускорения a выражается:

$$a = 2v\omega \sin \varphi \text{ м/с}^2, \quad (\text{VI-10})$$

где ω — угловая скорость вращения Земли (переносное движение), равная $\frac{2\pi}{86\,400} = 0,0000727$ рад/с; φ — широта места. Произведение ускорения a на массу частицы m дает силу $P_2 = 2vm\omega \sin \varphi$. Эта сила в Северном полушарии всегда направлена вправо под прямым углом к направлению движения частицы, а в Южном полушарии — влево, независимо от направления относительного движения частицы по земной поверхности. Таким образом, в речном потоке вода в Северном полушарии всегда отклоняется к правому берегу, а в Южном — к левому.

Сила Кориолиса так же, как и центробежная, обуславливает возникновение поперечного уклона, который значительно меньше, чем уклон, обусловленный силой центробежной, так как сама от-

клоняющая сила вращения Земли относительно мала. Соответственно малому уклону будет относительно небольшим и превышение уровня воды правого берега над левым.

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 многих лет приводит к тому, что в Северном полушарии правые подмываемые берега оказываются круче и выше, чем левые. Не случайно, что в историческое время крупные поселения на наших реках строились чаще на правых берегах, более благоприятных для обороны от врага.

Если сравнить поперечные уклоны, возникающие под действием центробежной силы и силы отклоняющего действия вращения Земли, с продольными уклонами рек, то можно установить, что продольные уклоны всегда значительно больше поперечных. На реках Ока, Дон, Кама, Обь, Иртыш продольные уклоны в межень порядка 0,060—0,090‰ (в естественном состоянии); на р. Урал они около 0,15—0,30‰. Поперечные уклоны на закруглениях согласно расчетам не превышают 0,030—0,050‰ для первой группы рек и 0,07—0,15‰ — для р. Урал даже на закруглениях, обращенных выпуклостью в правую сторону, когда обе отклоняющие силы действуют в одном направлении.

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОДЫ В ПОТОКЕ

Происхождение циркуляции. Нагон воды у вогнутого берега, образующийся под действием центробежной силы, и возникающее при этом избыточное давление воды обуславливают возникновение поперечных течений (циркуляций), которые, накладываясь на продольное смещение воды, образуют подобие винтового движения.

Направление вращения воды таково: на участках с вогнутым правым берегом оно направлено по часовой стрелке, а на участках с вогнутым левым берегом — в противоположном направлении.

Подобный эффект вызывает и отклоняющая сила вращения Земли, только более слабый. На изгибах русла эта циркуляция либо усиливает действие центробежной силы, когда вогнутым берегом является правый, либо несколько ослабляет его, когда вогнутым является левый берег.

При наличии циркуляции в потоке в каждой точке его имеется некоторая поперечная составляющая скорости течения воды. Распределение поперечных скоростей по вертикали при неизменном положении перекаса уровня должно быть таким, чтобы количество воды, направляющейся к одному берегу поверху, было равно количеству воды, перемещающейся понизу к противоположному берегу. Иными словами, площадь положительной части эпюры

скоростей должна равняться площади отрицательной части (рис. 73).

В реальных условиях распределение поперечных скоростей по вертикали носит более сложный характер, чем показанное на рис. 73. По измерениям на Амуре, поперечные скорости на различных вертикалях изменялись как по величине, так и направлению. Величина их достигала 0,3 м/с. По отношению к продольным скоростям поперечные скорости доходили до 15—25%.

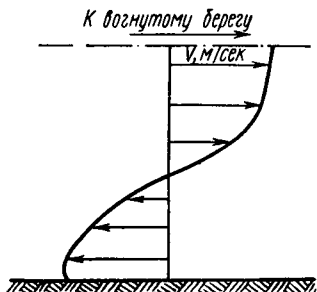


Рис. 73. Изменение поперечных скоростей по вертикали на плесе

С поперечной циркуляцией воды в потоке тесно связаны процессы перестроения русла, которые происходят в результате размыва и переотложения подвижного твердого материала.

Исследования Н. С. Лелявского. С целью выработки наиболее рациональных способов выправления русел судоходных рек Н. С. Лелявский в конце прошлого столетия в течение ряда лет изучал механизм речных течений на Днепре. При этом он использовал специально сконструированные им приборы для измерения скорости и направления течений. В итоге им было дано наиболее полное для того времени объяснение структуры речного потока, которое было доложено в 1893 г. Второму съезду инженеров-гидротехников, а в следующем, 1894 г. — на Международном конгрессе по судоходству в Гааге.

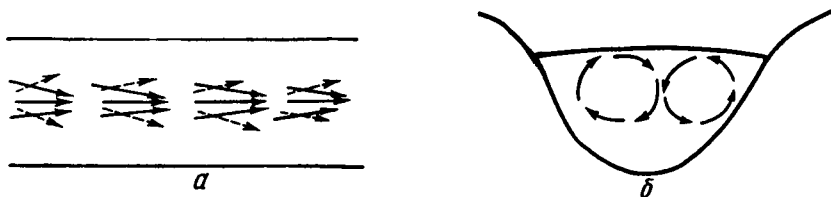


Рис. 74. Схема поперечной циркуляции (по Н. С. Лелявскому)

Согласно представлениям Н. С. Лелявского, в руслах рек существует два течения: одно верховое, «сбойное», направленное к фарватеру и затем с поверхности на дно, а второе донное, расходящееся веерообразно и отклоняющееся постепенно от фарватера к берегам. Первое производит пропахивание дна на фарватере, а второе относит разрыхленный материал на пологие отмели.

Схождение поверхностных струй к фарватеру Н. С. Лелявский объяснил втягивающим действием быстрого течения, благодаря чему поверхность в зоне больших скоростей приобретает некоторую выпуклость. При этом образуются два замкнутых кольца вращения воды (рис. 74). На закруглениях русла, где быстрое течение прижимается к вогнутому берегу, два контура как бы преобразуются в один. Поверхностные струи набегает на вогнутый берег. В результате на плесах образуется винтовое движение воды.

На перекате струи начинают растекаться в разные стороны и образуют «веерообразное» течение.

Различия в характере течений на плесах и перекатах отражаются на распределении скоростей по вертикали. На плесах, особенно в половодье, скорости в верхних слоях значительно превосходят донные. На перекатах же распределение скоростей более однородное.

Структуру течений в русле Н. С. Лелявский рассматривал в неразрывной связи со строением подвижного русла. В результате взаимодействия потока с размываемым ложем, писал он, образуется следующая конфигурация дна. Вдоль фарватера располагаются продольные языкообразные вымоины, а на мелях — постепенно поднимающиеся пологие возвышения дна с гребенчатой поверхностью.

Более поздние исследования циркуляционных движений. Принцип неразрывной связи течений со строением и переформированием русла, которого придерживался Н. С. Лелявский, лежит в основе и современных исследований. В настоящее время считается бесспорным, что изгибам русла в плане соответствует определенный характер циркуляции, а само вращение воды делает изгибы в известном смысле устойчивыми.

Значительно менее ясным является вопрос о возможности и причинах возникновения циркуляции на прямолинейных участках, по которому нет единого мнения.

В результате лабораторных исследований, проведенных в прецизионном лотке, А. И. Лосиевский пришел к выводу о возможности образования циркуляции в прямолинейном русле независимо от кориолисова ускорения. Им наблюдалось несколько типов циркуляции, которые возникали в лотке при различном соотношении ширины и глубины. В большинстве случаев образовывались два симметрично расположенных в сечении контура вращения, но в лотке с несимметричным сечением получено одностороннее вращение, аналогичное движению на закруглениях в естественных руслах.

Позднее Н. С. Шарашкина, проводившая под руководством М. А. Великанова эксперименты на «микрореке» в закрытой лаборатории, а затем на прирусловой площадке на пойме р. Москвы, наблюдала преобразование искусственного прямого русла в песчаном грунте в извилистую форму. При этом первоначальное элементарное русло «микрореки» задавалось треугольного или трапециoidalного сечения. Образовавшееся извилистое русло было аналогично естественному руслу и свидетельствовало о наличии поперечной циркуляции.

Причин образования извилины и поперечной циркуляции может быть две: первая — неодинаковая плотность, а следовательно, и податливость искусственного русла размыву по его длине и вторая — сама вихревая структура турбулентного потока, в котором гидродинамическое давление варьирует по длине. М. А. Великанов в качестве возможной причины возникновения циркуляции в прямолинейном русле симметричного сечения называет различие давления вблизи дна и ближе к поверхности потока, вследствие чего происходит вертикальное смещение воды на некоторых участках, что и приводит к поперечному вращению.

Что касается прямолинейных русел несимметричного профиля, то возникновение в них вращения воды, вероятно, связано с движением поверхностных струй в сторону более глубокой части сечения.

Исследования взаимосвязи течений с формой русла дали оправданные положения для искусственного регулирования переформирования речных русел. Благодаря созданию струенаправляющих устройств можно улучшить судоходные условия на реках, предотвратить размыв берегов и занесение каналов. Принципиальные основы таких мероприятий, которые не стесняют потоки, а изменяют характер циркуляции, были разработаны еще Н. С. Лелявским в конце прошлого столетия. В дальнейшем они развивались и практически воплощались М. В. Потаповым, Б. А. Замаринным, К. И. Россинским, И. А. Кузьминым и другими отечественными учеными.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ В ЖИВОМ СЕЧЕНИИ

Изменение скоростей по вертикали при ламинарном движении. В гл. IV непосредственно из равенства действующих сил и сил сопротивления было выведено уравнение, описывающее распределение скоростей в ламинарном потоке по нормали к поверхности, по которой происходит стекание (IV-30):

$$u - u_0 = \frac{\delta i}{\mu} \left(hz - \frac{z^2}{2} \right),$$

где u и u_0 — скорости в точке на высоте z от дна и на самом дне ($z=0$); i — уклон; h — глубина потока; μ — динамический коэффициент вязкости и δ — объемный вес воды.

Это уравнение выводилось применительно к движению ледника, но справедливо для любого ламинарного потока, например для движения воды тонким слоем по шероховатому склону.

Применительно к водному потоку в этом уравнении донную скорость u_0 также можно приравнять к нулю. Тогда имеем:

$$u = \frac{\delta i}{\mu} \left(hz - \frac{z^2}{2} \right), \quad (\text{VI-11})$$

из чего следует, что распределение скоростей по вертикали при ламинарном движении описывается уравнением параболы с горизонтальной осью, расположенной на поверхности потока. Наибольшая скорость в этом случае — на самой поверхности.

Распределение скоростей в живом сечении в турбулентном потоке. Наблюдения на реках показывают, что характер изменения скоростей по вертикали сильно различается в отдельных местах потока в зависимости от ряда факторов. Среди них главными являются: глубина, уклон водной поверхности, шероховатость дна, характер сечения русла и его очертания в плане. Зарастание русел в летнее время и появление льда зимой также изменяют распределение скоростей.

Поэтому нет возможности получить строгую зависимость распределения скорости от глубины из теоретических соображений. Да и нельзя говорить о каком-либо едином математическом выражении ее для разных условий потока. Речь может идти лишь о приближенном уравнении, характеризующем типовое распределение скорости на вертикали для прямолинейного симметричного русла призматической формы.

В отличие от распределения в ламинарном потоке, здесь убывание скорости от поверхности ко дну происходит сначала сравнительно медленно и лишь у дна резко возрастает. При этом у самого дна скорость может быть и не равна нулю. Это легко себе представить, если учесть, что в реках с галечниковым и валунным дном может иметь место подрусловый поток, хотя и с малыми скоростями.

Для вывода типового уравнения можно воспользоваться дифференциальными уравнениями движения воды в потоке. Не останавливаясь на выводе этих уравнений, что излагается в курсе гидромеханики, приведем сразу решение этого уравнения для установившегося равномерного движения в призматическом русле неограниченной ширины при условии, что ось x направлена по поверхности вдоль потока, а поперечные составляющие осредненных скоростей отсутствуют:

$$-\delta iz = A \frac{dv_x}{dz}. \quad (\text{VI-12})$$

Здесь δ — объемный вес воды; i — продольный уклон; A — коэффициент турбулентного обмена; z — ордината, отсчитываемая от поверхности воды вниз.

Уравнением (VI-12) можно воспользоваться для получения распределения скоростей по вертикали, если известен параметр A . Величина A изменяется по сечению и, следовательно, является функцией ординаты z . Вид этой функции точно не определен и разными авторами на основании экспериментальных данных принимается по-разному. В связи с этим различаются и получаемые в результате формулы распределения скорости по вертикали.

Если, например, принять коэффициент турбулентного обмена постоянным (не зависящим от v_x), $A=A_0$, то, интегрируя уравнение (VI-12) и принимая условие, что при $z=0$ $v_x=v_0$, получим:

$$v_x = v_0 - \frac{\delta i}{2A_0} z^2. \quad (\text{VI-13})$$

Это уравнение параболы с горизонтальной осью, совпадающей с поверхностью воды; наибольшая скорость находится на поверхности (v_0).

Если же принять, как это делает А. В. Караушев, величину A пропорциональной скорости: $A=kv_x$, где k — коэффициент, характеризующий шероховатость дна, то после интегрирования уравне-

ния (VI-12) при тех же граничных условиях получим эллиптическое уравнение:

$$v_x = \sqrt{v_0^2 - \frac{\delta i}{k} z^2}, \quad (\text{VI-14})$$

или после некоторых преобразований

$$v_x = v_0 \sqrt{1 - P \left(\frac{z}{h} \right)^2}, \quad (\text{VI-15})$$

где $P = \frac{\delta i h^2}{k v_0^2}$, h — глубина потока. Величина P , как видим, зависит от глубины и уклона водной поверхности и, кроме того, от

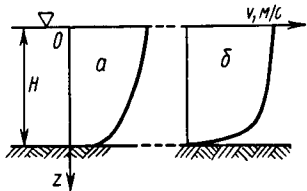


Рис. 75. Распределение скорости по вертикали, соответствующее эллиптическому (а) и логарифмическому (б) уравнениям

шероховатости русла. Наиболее точно она может быть определена обратным путем по данным измерений скорости на вертикали. Вид эллиптического профиля показан на рис. 75, а.

В литературе часто встречается логарифмическое выражение профиля скоростей, которое можно записать в виде:

$$v_x = a \lg \left(1 + \frac{h-z}{a} \right), \quad (\text{VI-16})$$

где a — характеристика относительной шероховатости; a — эмпирический коэффициент; обе эти величины определяются эмпирическим путем. Ордината z здесь также отсчитывается от поверхности воды. В отличие от двух предыдущих скорость на дне, согласно этой формуле, равна нулю (рис. 75, б).

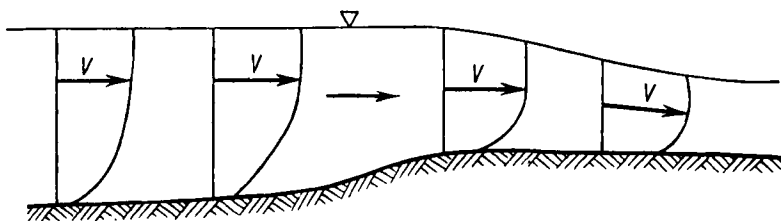


Рис. 76. Изменение профиля скорости от плеса к перекату в межень

Можно встретить и другие выражения, например степенного вида, параболическое с горизонтальной осью, находящейся ниже уровня воды, параболическое с вертикальной осью и др. Параметры всех этих формул находятся эмпирическим путем. Следует

заметить, что каждое из них может в тех или иных конкретных условиях удовлетворять фактическому распределению скоростей, которое чрезвычайно разнообразно. Оно различается не только по длине реки, но и от вертикали к вертикали в одном живом сечении.

Значительное различие в распределении скоростей по вертикали можно наблюдать для плесов и перекатов (рис. 76). На плесе скорости быстрее убывают ко дну, а максимум их находится близ поверхности. На перекате профиль скоростей выравнивается, а максимальное значение смещается к середине глубины.

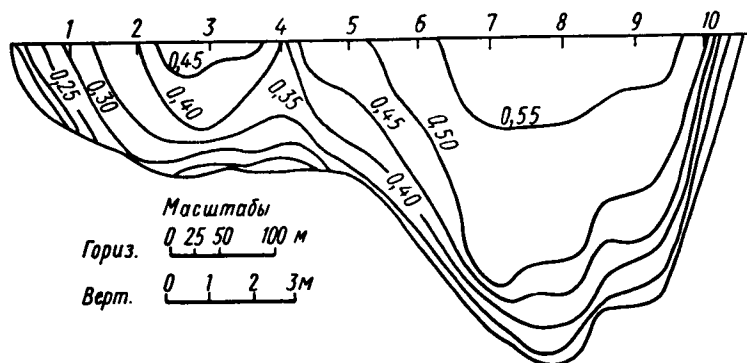


Рис. 77. Профиль живого сечения р. Волги с изотахами (м/с)

Наиболее полное представление об изменении скорости по сечению реки дает профиль живого сечения в изотахах (рис. 77). Наибольшие скорости, как видим, располагаются на поверхности, но в зависимости от формы русла в потоке может быть два как бы обособившихся ядра скоростей.

При зарастании русла водной растительностью распределение скоростей по вертикали, особенно на малых реках, может существенно изменяться в течение лета при неизменном расходе воды. По мере развития растительности в начале лета скорости у дна падают, но зато увеличиваются скорости на поверхности. Со второй половины лета начинается обратный процесс — восстановление первоначального распределения: возрастают придонные скорости и уменьшаются поверхностные.

Зимой распределение скоростей изменяется под влиянием ледяного покрова и шуги, забивающей русло подо льдом. Профиль скорости может различаться в зависимости от шероховатости нижней поверхности льда и количества шуги, но, как правило, всегда наибольшая скорость на вертикалях располагается значительно ниже поверхности воды, часто даже ниже середины глубины

(рис. 78). Так как в течение зимы водное сечение в значительной мере очищается от шуги, а нижняя поверхность льда сглаживается, наибольшая скорость смещается ближе к поверхности воды.

Особенно быстрые и своеобразные изменения профиля скоростей наблюдаются на устьевых участках рек при ветровых нагонах и сгонах воды (см. гл. XI).

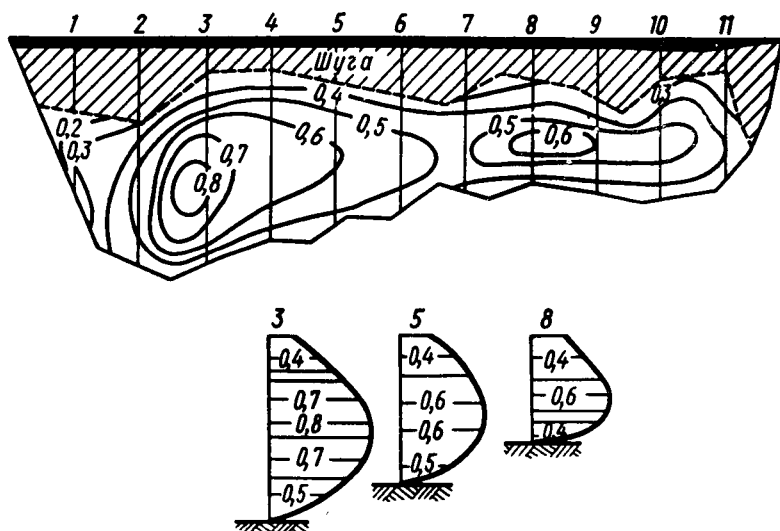


Рис. 78. Распределение скоростей в живом сечении при ледоставе

Средняя скорость в живом сечении. Формула Шези. Планиметрированием профиля в изотах можно получить среднюю скорость

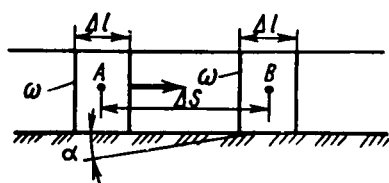


Рис. 79. Схема к выводу формулы средней скорости в живом сечении

в живом сечении. Но в гидрометрии среднюю скорость обычно находят путем деления расхода воды, вычисленного по измерениям скоростей на вертикалях, на площадь живого сечения. Техника вычислений рассматривается в гидрометрии и здесь опускается.

При отсутствии измерений скоростей в точках среднюю скорость в живом сечении вычисляют по полуэмпирической формуле Шези. Ее вывод не так строг и математически последователен, как вывод формулы для средней скорости при ламинарном движении.

Выделим в потоке некоторый объем воды (рис. 79), равный $\omega \Delta l$, где ω — площадь сечения, Δl — длина выделенного объема. В рав-

номерном потоке работа силы тяжести по перемещению этого объема на расстояние Δs (из положения A в положение B) равна работе сил сопротивления.

Работа силы тяжести, очевидно, равна $\delta\omega\Delta/\Delta s \sin \alpha$, где δ — объемный вес воды.

Сопротивление движению в турбулентном потоке, как ранее указывалось, связано как с внешним трением воды о дно, так и с внутренним трением, обусловленным вихревой структурой потока. Выразить математически работу силы внутреннего трения нельзя и потому обычно прибегают к следующей схематизации. Принимают все частицы в живом сечении движущимися с одинаковой скоростью (одномерное движение). В этом случае внутренние силы сопротивления и их работу можно приравнять к нулю и все сопротивление движению перенести на поверхность соприкосновения воды с руслом. Если обозначить напряжение всех сил внешнего трения, действующих на единицу поверхности, через φ , то работа этих сил выразится $\varphi\chi\Delta/\Delta s$, где χ — смоченный периметр.

Приравнявая оба выражения, получим:

$$\delta\omega\Delta/\Delta s \sin \alpha = \varphi\chi\Delta/\Delta s,$$

откуда $\sin \alpha = \frac{\varphi\chi}{\delta\omega}$.

Так как $\frac{\chi}{\omega} = \frac{1}{R}$, где R — гидравлический радиус, а $\sin \alpha = i$ — геометрическому уклону, можно написать:

$$i = \frac{\varphi}{\delta R}.$$

Величина $\frac{\varphi}{\delta}$ со времен Шези (1775 г.) принимается пропорциональной квадрату средней скорости v . Это было подтверждено более поздней экспериментальной проверкой.

Итак, принимая

$$\frac{\varphi}{\delta} = bv^2,$$

где b — коэффициент, зависящий от шероховатости, формы и размеров русла, получим:

$$i = b \frac{v^2}{R}$$

или $v = \sqrt{\frac{1}{b}} \sqrt{Ri}$, а обозначая $\sqrt{\frac{1}{b}} = C$, окончательно имеем:

$$v = c \sqrt{Ri}. \quad (\text{VI-17})$$

Коэффициент C получил название коэффициента Шези. Величина его не постоянна, а зависит от шероховатости русла и гидравлического радиуса R .

Многими авторами эмпирическим путем получены формулы, позволяющие найти значение C . Наиболее известными являются формулы Маннинга и Н. Н. Павловского.

Формула Маннинга имеет вид:

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}, \quad (\text{VI-18})$$

где n — коэффициент шероховатости, значения которого берутся из таблиц. Такие таблицы помещаются в курсах гидрометрии.

Более совершенной является формула Н. Н. Павловского:

$$C = \frac{1}{n} R^x, \quad (\text{VI-19})$$

где $x = 2,5\sqrt{n} - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,10) - 0,13$; обозначения те же, что и в предыдущих формулах.

Формула Шези, как следует из вывода, справедлива для равномерного движения воды. Однако в практике расчетов ее чаще применяют для определения средних скоростей при паводках и половодьях, когда условие равномерности нарушается. Точность расчетов при этом, конечно, понижается, но, как показал опыт, получающаяся при этом погрешность не столь велика. Следует только иметь в виду, что при выходе воды на пойму вычисления необходимо производить отдельно для русла и для поймы, так как коэффициенты шероховатости для них будут сильно различаться.

Более серьезным источником ошибок является субъективность выбора значения коэффициента шероховатости n по таблице. Можно уточнить значение коэффициента для данного участка реки или типа русел, если имеются измерения расходов воды при различных уровнях. Тогда n находится с помощью формулы Шези обратным путем.

При использовании формулы Шези для равнинных рек гидравлический радиус R иногда заменяют средней глубиной в живом сечении $H_{\text{ср}}$. Это допустимо делать, когда ширина русла в десятки раз превосходит глубину; при этом смоченный периметр χ приближается к ширине реки B .

ДВИЖЕНИЕ ПАВОДКОВОЙ ВОЛНЫ

Скорость перемещения паводка. При прохождении паводка в реке имеет место неустановившееся движение воды. При этом по мере движения волна паводка трансформируется.

Трансформация паводковой волны в естественных руслах — явление сложное, зависящее как от динамических свойств самой

волны, так и от свойств русла (шероховатости, формы сечения, характера поймы и др.). Методы расчета трансформации здесь не освещаются, поскольку они основаны на решении дифференциальных уравнений движения воды, составляющих предмет гидродинамики. Некоторые приближенные решения излагаются также в курсе гидрологических прогнозов.

Здесь же остановимся на некоторых свойствах паводковой волны, при этом первоначально ограничимся движением в призматическом русле, т. е. при неизменных форме и сечении его по длине реки. Шероховатость также принимается неизменной.

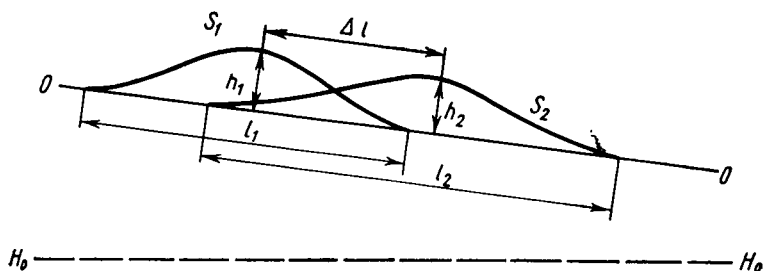


Рис. 80. Продольные профили паводковой волны

Представление о мгновенном продольном профиле волны можно получить, если на графике нанести уровни воды, наблюдавшиеся в один и тот же момент в период прохождения паводка в ряде створов, расположенных один за другим вдоль реки. Предварительно уровни по всем постам приводятся к одной условной горизонтальной плоскости.

На рис. 80 показаны такие профили, построенные для двух моментов времени t_1 и t_2 . Линия $O-O$ соответствует положению водной поверхности до прохождения паводка (установившееся движение). Линия S_1 характеризует профиль волны в момент t_1 , а линия S_2 изображает эту же волну, но в более поздний момент времени t_2 , когда гребень ее сместился вниз по течению на величину Δl .

Скорость движения гребня волны ω получается из соотношения:

$$\omega = \frac{\Delta l}{t_2 - t_1}. \quad (\text{VI-20})$$

Она отличается от средней в живом сечении скорости течения воды u при том же уровне и от скоростей распространения других фаз паводка, в частности начала и конца волны.

Наибольший интерес представляет скорость передвижения заданного расхода ω_Q , которая, вообще говоря, может отличаться

от ω . Она может быть получена (при отсутствии бокового притока) следующим образом.

Для любого сечения справедливо тождество $Q = v\omega$, где v — средняя скорость в живом сечении, ω — площадь сечения. Полный дифференциал этого выражения запишется:

$$dQ = v d\omega + \omega dv,$$

а после деления на $d\omega$ имеем

$$\frac{dQ}{d\omega} = v + \omega \frac{dv}{d\omega}. \quad (\text{VI-21})$$

Величина $\frac{dQ}{d\omega}$ и есть фазовая скорость движения некоторого фиксированного расхода воды ω_Q . Она, как видим, отличается от средней в живом сечении скорости v на величину $\omega \frac{dv}{d\omega}$. Последняя не равна нулю, так как в противном случае должно быть равно нулю приращение dv , а это может иметь место только в двух случаях: когда движение равномерное (паводок отсутствует) или когда волна перемещается как твердое тело (без трансформации). Ни то, ни другое не соответствует рассматриваемому случаю.

Представление о соотношении между ω_Q и v можно получить в результате следующей грубой схематизации процесса.

Поступление дождевой воды с бассейна в русло при формировании паводка происходит сравнительно медленно и на значительных участках реки. В результате паводковая волна имеет пологие очертания. Еще более пологой является обычно волна, образующаяся во время снеготаяния (половодье). Такое движение называется медленно изменяющимся неустановившимся движением. К нему, с известным приближением, можно применить формулу Шези — Маннинга.

Предположим, что призматическое русло имеет большую ширину и связь между шириной и глубиной описывается параболой m -ной степени $B = ah^m$, где h — глубина, B — ширина.

Тогда, подставляя в формулу (VI-21) значения

$$v = \frac{1}{n} h^{\frac{1}{6}} \sqrt{hi} = \frac{1}{n} h^{\frac{2}{3}} i^{\frac{1}{2}}, \quad dv = \frac{2}{3n} h^{-\frac{1}{3}} i^{\frac{1}{2}} dh$$

(уклон считается постоянным), $\omega = ah^{m+1}$ и $d\omega = a(m+1)h^m \cdot dh$, получаем

$$\omega_Q = \frac{dQ}{d\omega} = v \left(1 + \frac{2}{3} \frac{1}{m+1} \right).$$

Отсюда следует, что при прямоугольном сечении русла ($m=0$) $\omega_Q = \frac{5}{3} v$; при треугольном ($m=1$) $\omega_Q = \frac{4}{3} v$ и при параболическом ($m=2$) $\omega_Q = \frac{11}{9} v$.

Опыты, проводившиеся в призматическом лотке, дали приблизительно такие же результаты: скорость гребня волны равнялась 120—150% средней скорости течения.

В естественных условиях, как будет показано ниже, это соотношение изменяется также под влиянием руслового и пойменного (долинного) регулирования.

Распластывание паводка. На рис. 80 можно видеть, как изменяется уклон по длине волны. Более полное представление можно получить, если совместить на одном чертеже графики одиночной волны, наблюдавшейся в двух соседних створах. В этом случае по оси абсцисс откладывается время, а уровни берутся в виде превышений над предпаводочным установившимся уровнем воды (рис. 81, а). Разность уровней верхнего и нижнего постов ΔH , деленная на расстояние между постами L , дает добавочный уклон в тот или иной момент времени.

Добавочный уклон будет положительным, когда на верхнем посту паводочный уровень (точнее, его превышение над предпаводочным) выше, чем на нижнем, и отрицательным, когда уровень на верхнем посту ниже, чем на нижнем. Изменение добавочного уклона по времени показано на рис. 81, б.

Таким образом, при прохождении паводка на данном участке реки уклон сначала возрастает, затем (на спаде) начинает убывать и, начиная с некоторого момента, становится меньше начального (до прохождения паводка). После прохождения тыла единичной волны уклон снова принимает первоначальное значение.

Добавочный уклон, возникающий в реках во время паводка, невелик по сравнению с уклоном дна. Значительно большее возрастание уклона наблюдается при искусственных попусках из водохранилищ. Однако и малый добавочный уклон является одной из причин распасть паводка.

Явление распасть паводка состоит в том, что при движении паводка по реке высота гребня уменьшается, а длина волны возрастает, т. е. $h_1 > h_2$, а $l_1 < l_2$ (см. рис. 80). Так как более высокие точки волны и, в частности, ее гребень перемещаются быстрее, то удлинение ее происходит главным образом за счет тыловой части, которая с течением времени все более выполаживается.

Уравнение неразрывности потока. Изменение уклона и глубины потока при прохождении паводка влечет за собой изменение ско-

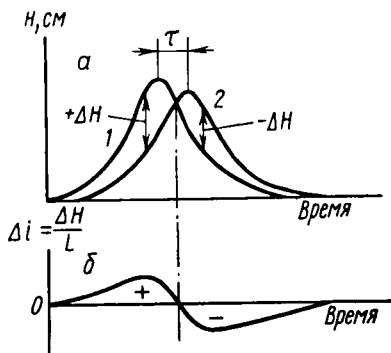


Рис. 81. Изменение во времени: уровней воды в двух створах (а) и добавочного уклона (б); уровни взяты над начальным уровнем перед паводком

рости и расхода воды. Аналитическим выражением этой связи являются уравнения движения и уравнение неразрывности потока. В дальнейшем нас будет интересовать второе. Поэтому остановимся на его выводе.

В целях упрощения будем рассматривать прямоугольное русло большой ширины и вести рассуждения для единицы ширины потока. Если ось абсцисс возьмем вдоль потока, то расход q в любом сечении и для любого момента времени выразится некоторой функцией $q = f_1(s, t)$. Глубина h также выразится некоторой функцией $h = f_2(s, t)$.

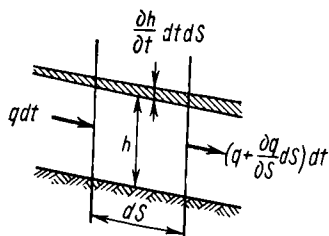


Рис. 82. Схема к выводу уравнения неразрывности

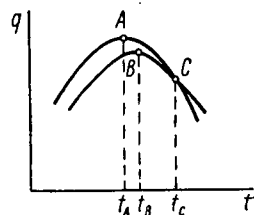


Рис. 83. Изменение расходов воды в двух соседних створах

Для участка русла бесконечно малой длины ds подсчитаем водный баланс за малый интервал dt , предполагая отсутствие бокового притока или потери воды на просачивание в дно, а также пренебрегая осадками и испарением с водной поверхностью.

Поступление воды через верхний створ за время dt выразится qdt (рис. 82). Расход через нижний створ за то же время будет $(q + \frac{\partial q}{\partial s} ds) dt$. Изменение объема воды на участке (в результате подъема или понижения уровня при прохождении паводка) выразится $\frac{\partial h}{\partial t} dt ds$.

Следовательно, уравнение баланса запишется как

$$qdt - \left(q + \frac{\partial q}{\partial s} ds \right) dt = \frac{\partial h}{\partial t} dt ds,$$

или

$$\frac{\partial q}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0. \quad (\text{VI-22})$$

Это и есть уравнение неразрывности, связывающее изменение расхода по длине русла с изменением глубины по времени.

Последовательность прохождения максимумов скорости, расхода и уровня воды. Воспользуемся уравнением (VI-22) для анализа последовательного прохождения наибольших величин скорости,

расхода и уровня воды при паводке. По-прежнему все рассуждения относим к плоскому потоку в широком прямоугольном русле.

Раньше указывалось, что в этих условиях при движении паводка по реке гребень его, а следовательно, и наибольший расход должны понижаться, а ветвь спада — выполаживаться. Если совместить в одних координатах гидрографы паводка двух очень близко расположенных друг от друга створов, то в некоторый момент времени t_c на спаде расходы воды в них окажутся одинаковыми (рис. 83).

Значит, в этот момент расход постоянен на участке между створами A и B , а следовательно, $\frac{\partial q}{\partial s} = 0$. Тогда, согласно уравнению неразрывности (VI-22), $\frac{\partial h}{\partial t}$ также равно нулю. А это означает, что в момент t_c уровень воды достиг своего максимума.

Но на рис. 83 можно видеть, что момент времени t_c наступил позже времени прохождения максимумов расхода t_A и t_B , а отсюда следует, что при прохождении паводка через створ раньше наступает максимум расхода, а затем максимум уровня (гребень).

Продолжим рассуждения следующим образом. В момент наступления максимума расхода воды производная расхода по времени должна равняться нулю. Расход $q = hv$; производная его по времени будет:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = v \frac{dh}{dt} + h \frac{\partial v}{\partial t}.$$

Приравняв ее к нулю и зная из предыдущего, что во время наступления наибольшего расхода уровень воды еще продолжает повышаться, т. е. $\frac{\partial h}{\partial t} > 0$, получаем, что $\frac{\partial v}{\partial t} < 0$, ибо только в этом случае правая часть уравнения обращается в нуль. А это значит, что максимум скорости наступил раньше прохождения максимумов расхода и уровня воды.

Итак, окончательно имеем: при движении одиночной паводочной волны сначала наступает максимум скорости, затем расхода и, наконец, максимум уровня.

Движение паводка в реках. Все изложенное выше относилось к схематизированным призматическим руслам. Естественные речные русла отличаются извилистостью, чередованием глубоких и мелких мест (плесов и перекатов), сужений и расширений. Для равнинных рек характерно наличие поймы, ширина и форма которой, а также свойства поверхности изменяются по длине реки. Эти особенности рек существенно влияют на трансформацию паводка.

Аккумулирующая способность русла и особенно долины способствует выполаживанию паводка. При выходе воды на пойму скорости течения уменьшаются. В силу торможения на границе

русло—пойма несколько снижаются скорости и в самом русле. Заливая пойму, вода аккумулируется в бессточных депрессиях—старицах, отмерших протоках, частично просачивается в грунт. Так как изъятие воды на заполнение поймы происходит в фазе подъема, то снижаются расходы в лобовой части волны, особенно на пике. В результате этого лобовая часть выполаживается, максимальный расход уменьшается, а гребень волны смещается к тыловой части. Опорожнение поймы происходит с запаздыванием, вследствие чего спад удлиняется.

Эффект распластывания зависит не только от характера русла и долины, но и от начальной формы волны. Понижение гребня особенно значительно при короткой и крутой волне. Величина просачивания на пойме возрастает с повышением уровня как вследствие возрастания напора, так и в связи с меньшей калыматацией грунта на более высоких уровнях.

Но может иметь место и обострение волны—повышение гребня и возрастание наибольшего расхода. Это наблюдается на суженных участках с крутыми берегами и глубоким руслом, когда вода не выходит за его пределы.

Скорость движения гребня можно получить по гидрометрическим данным. Она равна частному от деления расстояния между водомерными постами на время добегания τ (см. рис. 81, а). Для Волги ниже впадения Камы (до создания водохранилищ) она колебалась от 96 до 110% средней скорости течения, а для Рейна и Эльбы от 62 до 134%.

Согласно наблюдениям за движением попусковой волны на р. Клинчривер при среднем уклоне 0,3‰, глубине до 5 м и средней скорости течения до 2 м/с скорость движения гребня волны на отдельных участках превышала среднюю скорость течения в два раза.

Изохроны стока. Выше под понятием «добегание стока (или воды)» подразумевалось движение фазовооднородных (соответственных) расходов (или уровней) воды, например гребня паводковой волны. Время добегания соответственных расходов на участке между двумя створами определяется по разнице в сроках их наступления в рассматриваемых створах. Скорость такого добегания вычисляется по формуле (VI-20).

При изучении формирования стока в каком-либо створе реки под добеганием стока подразумевается движение элементарных объемов воды от места ее поступления на водосбор в результате снеготаяния или выпадения дождя до заданного створа. Добегание в этом смысле включает стекание воды по склонам и затем движение ее в русловой сети. Время добегания по русловой сети на практике определяется также по соответственным расходам, хотя это и не совсем точно. Время склонового добегания можно определить лишь весьма приближенно, например, исходя из средней длины склонов в данном водосборе и скорости стекания воды по склону, рассчитанной по формулам, например (VI-1) или (VI-2).

При расчете добегания стока в бассейнах крупных рек временем добегания по склонам можно пренебречь.

Линии, проведенные на карте речного водосбора через точки с равным временем добегания до замыкания створа, называются изохронами стока (см. рис. 87). В зависимости от размера бассейна изохроны могут быть проведены через 1, 2, 3, ..., 12 ч, 1 сут. В лабораторных условиях интервалы между изохронами могут приниматься значительно меньшими.

Литература

- Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия. Л., Гидрометиздат, 1972.
Великанов М. А. Динамика русловых потоков, т. 1. М., Гостехиздат, 1954.
Железняков Г. В. Теоретические основы гидрометрии. Л., Гидрометиздат, 1968.
Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометиздат, 1969.

Закономерно повторяющиеся изменения во времени взаимосвязанных характеристик водного потока — расхода и уровня воды, уклона водной поверхности, скоростей течения — определяют водный режим реки. В водном режиме выделяются годовые циклы, отражающие внутригодовое изменение климатических элементов и неравномерность поступления воды в течение года, а также изменения от года к году, обусловленные многолетними колебаниями стока.

Изучение водного режима представляет большой непосредственный интерес для народного хозяйства. Но оно необходимо также для понимания других сторон гидрологического режима: движения наносов, интенсивности переформирования русла, температуры и ледовых явлений, режима растворенных веществ.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И ОСНОВНЫЕ ФАЗЫ ВОДНОГО РЕЖИМА

Географическая зональность. Река является элементом ландшафта и ее режим отражает влияние всего комплекса физико-географических и климатических факторов, свойственных данной природной зоне. Среди них главная роль принадлежит осадкам и их распределению в году, режиму температуры воздуха, испарению и инфильтрации.

На равнинной территории природные факторы изменяются зонально. Соответственно зонально изменяется водный баланс и режим рек. Различают следующие гидрологические зоны (по В. А. Троицкому): очень влажная (тундровая), избыточного увлажнения (лесная), переменного увлажнения (лесостепь), полусухая (степная и полупустынная) и сухая (пустынная).

В горных областях ясно выражена высотная поясность климатов и ландшафтов и соответственно вертикальная гидрологическая зональность.

В каждой зоне можно выделить районы, внутри которых однородность гидрологического режима проявляется более четко, чем во всей зоне.

В пределах каждой зоны или гидрологического района реки имеют общие черты водного режима, обусловленные общностью условий формирования стока. Эта общность проявляется в закономерном чередовании периодов повышенной и пониженной водности внутри года, называемых фазами водного режима. Вместе с тем отдельные реки, протекающие в пределах зоны, могут существенно отличаться по режиму, что обусловлено особенностями речного бассейна, являющимися аazonальными.

Азональные факторы режима рек. К числу их относятся: рельеф бассейна, геологическое строение, степень облесенности, озерность и заболоченность. Известное влияние оказывает также размер бассейна, его форма, а в горах — ориентация склонов по отношению к странам света и влагоносным воздушным потокам. Влияние всех этих факторов сказывается на режиме двояко: они изменяют климатические условия — осадки, температуру воздуха, испарение, а с другой стороны, влияют на добегание воды со склонов в русла и потери на инфильтрацию. Ниже будет показано влияние факторов подстилающей поверхности на отдельные фазы водного режима.

Фазы водного режима. Различают три основные фазы: половодье, межень и паводки.

Половодьем называется ежегодно повторяющийся в один и тот же сезон продолжительный и высокий подъем уровня и расхода воды, обусловленный поступлением воды от главного источника питания реки. Половодье обычно сопровождается затоплением поймы.

Половодье может быть как снегового или снего-ледникового, так и дождевого происхождения. На разных реках земного шара оно проходит в разное время года. На Европейской равнине оно наблюдается весной, в бассейне Амура летом и осенью, а в Средиземноморье — зимой.

Начало половодья обычно определяют по дате устойчивого увеличения расхода воды, обнаруживаемого на гидрографе. Это не представляет трудности. Значительно сложнее определить его конец, особенно для рек с высокой естественной зарегулированностью или при частых дождевых паводках. Правильнее всего за конец снегового половодья принимать момент времени, когда через замыкающий створ пройдет остаток талой воды с наиболее удаленной части бассейна. Это делается с помощью данных о сходе снега, а также наблюдений за исчезновением ручьев в балках и оврагах.

Паводки в отличие от половодья характеризуются непродолжительным и быстрым подъемом воды, вызванным ливневыми

дождями в теплый период или оттепелями зимой. Они возникают нерегулярно, хотя в некоторых климатических условиях наблюдаются в определенные сезоны года. На реках лесной и лесостепной зоны европейской части СССР, например, они проходят в осенние месяцы, а на реках северо-востока страны (в бассейнах Лены, Индигирки, Колымы) — с июля по октябрь.

Меженью называется период низкой водности, когда река питается преимущественно подземными водами. Летняя межень наблюдается на реках, где снег сходит весной, а летние дожди не настолько значительны, чтобы вызвать подъем уровня воды. Зимняя межень свойственна рекам районов с устойчивой отрицательной температурой воздуха зимой.

Половодье

Особенности прохождения половодья в различных физико-географических условиях. На большей части территории СССР сток за время половодья составляет свыше 50% годового стока, а в отдельных районах, как, например, на юго-востоке европейской части СССР и в Северном Казахстане, его доля значительно больше. Во время половодья расходы воды обычно достигают максимальных в году значений и в несколько раз, нередко в десятки раз, превышают средний годовой расход.

Размеры и время прохождения половодья изменяются по территории главным образом под влиянием зональных факторов. Каждой географической зоне присущ свой водный режим и характер половодья.

Сток за период половодья наибольшей абсолютной величины достигает в зоне избыточного увлажнения. К югу, в зоне степей, он уменьшается, а в пустынных областях снижается до нуля. В пределах Восточно-Европейской равнины в лесной зоне он колеблется от 40 до 150 мм (без подземного питания), в лесостепной — от 30 до 100 мм, в степной — от 25 до 64 мм и в полупустынной не превышает 20—25 мм.

В противоположность этому относительная величина стока за половодье наибольшая в полупустынной зоне — более 80% годового стока, а наименьшая в лесной — в среднем 50—60%.

В зависимости от географического положения бассейна время прохождения половодья сильно различается: на юге Европейской равнины половодье проходит в среднем в марте — апреле, а на реках севера и северо-востока — в мае — июле.

В горах с повышением местности возрастают осадки и особенно запасы воды в снежном покрове, которые увеличиваются еще и в связи с возрастанием продолжительности холодного периода. Увеличивается и сток за период половодья (как по абсолютной, так и относительной величине). Начало и конец половодья сдвигаются на более поздние сроки, так как снеготаяние запаздывает.

На большей части территории СССР весеннее или весенне-летнее половодье образуется главным образом талыми водами сезонных снегов, а в горах — также ледников. Выпадение дождей в период таяния снега и ледников увеличивает сток половодья.

Продолжительность его зависит от дружности таяния снега в бассейне. На равнинах одновременное таяние может охватить бассейны площадью до миллиона и более квадратных километров. В этих условиях половодье бывает высоким и продолжается не более 1,5—3 месяцев. С увеличением бассейна длительность его возрастает, так как снег неодновременно тает на всей площади и, кроме того, возрастает время добегания от верхних створов к нижним.

В горах одновременное таяние снега на всей площади бассейна наблюдается редко — только во время интенсивных фенів, когда температура выравнивается в большом диапазоне высот. Обычно же таяние постепенно распространяется вверх по склонам. Ранней весной снег сходит в предгорьях, далее таяние распространяется на средние зоны, а летом, в самые жаркие месяцы тают ледники. Чем больше диапазон высот, тем продолжительнее половодье. Время добегания здесь играет второстепенную роль, так как оно измеряется немногими днями.

Половодье на горных реках длится в течение 3—6 месяцев и в ледниковых бассейнах заканчивается в конце сентября — начале октября. На Кавказе, например, продолжительность его изменяется на разных реках от 100 дней на малых реках Малого Кавказа до 180 дней на Тереке и Кубани. В связи с неравномерным таянием снега и выпадением дождевых осадков наблюдается несколько пиков, перемежающихся понижениями уровня.

Максимальные расходы половодья. На большинстве рек СССР максимальные расходы формируются талыми водами во время половодья. Но при этом большое влияние могут оказать дожди. Максимумы чисто дождевого происхождения наблюдаются лишь в немногих районах — на Дальнем Востоке, в Карпатах, местами на Кавказе и в Крыму.

На европейской территории страны дождевые максимумы превышают снеговые лишь на реках с малыми водосборами, которые могут быть целиком охвачены интенсивными ливнями. В лесной зоне они преобладают на реках с площадями водосборов менее 200 км², а в лесостепной и степной — лишь в балках и ручьях.

Модули максимального снегового стока 1—2%-ной обеспеченности на малых равнинных реках достигают 1000—1500 л/с·км². Приближенные зональные значения их приведены в табл. 41.

Если рассматривать отдельные реки, находящиеся в пределах какой-либо одной природной зоны, то высота половодья на них будет сильно различаться в связи с местными особенностями водосборов — рельефом, почвогрунтами, растительностью, озерностью и заболоченностью и т. д. Различия будут тем больше, чем меньше водосборы.

Таблица 41

ПРИБЛИЖЕННЫЕ ЗНАЧЕНИЯ МОДУЛЕЙ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА
РАВНИННЫХ РЕК СССР ЗА ПЕРИОД ПОЛОВОДЬЯ 1—2%-НОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ
(л/с·км²)

Зона	Площадь водосбора, км ²			
	100	500	5000	20 000
Тундра	400—600	350—420	250—280	180—240
Лесная зона	350—1000	190—600	65—310	35—230
Степная зона	120—1600	70—850	30—450	30—300
Полупустынная зона	1400—2300	600—900	190—320	90—190

В бассейнах с густой речной и овражно-балочной сетью стекающие воды происходит быстрее, чем в условиях плоского рельефа. Поэтому в расчлененных водосборах половодье проходит более дружно, продолжительность его меньше, а максимальные расходы больше, чем в слабо расчлененных.

В лесу снег тает с меньшей интенсивностью и с некоторым запазданием по сравнению с полем. Талая вода задерживается на поверхности и затем большей частью фильтруется в почву. Вследствие этого на лесных реках половодье несколько запаздывает, а высота его ниже, чем на открытых. Лес способствует переводу поверхностного стока в подземный, за счет этого весенний сток понижается, а водность летней и зимней межени увеличивается. Однако регулирующая его роль неодинакова в разных климатических зонах и зависит, кроме того, от многих факторов: распределения насаждений на водосборе, видового состава, возраста и сомкнутости леса, почвогрунтов и рельефа. Именно поэтому количественная оценка влияния леса на сток половодья у разных авторов сильно расходится. Сложность учета влияния леса объясняется еще и тем, что факторы, связанные с залесенностью, действуют часто в противоположных направлениях, и выделить влияние каждого из них весьма трудно.

Снижение максимальных расходов в лесных бассейнах зависит от степени дренирования подземных вод. В больших бассейнах глубина вреза русел больше, чем в малых. Поэтому можно ожидать, что снижение максимумов в малых водосборах больше, чем на больших. При полном облесении в больших бассейнах максимальные расходы талых вод снижаются в 2—2,5 раза, а в малых — до 5 и более раз. Представление о влиянии леса на максимальный сток в логах дает табл. 42.

Озера и болота также оказывают регулирующее воздействие на режим рек — они способствуют снижению максимального стока и выполаживанию половодья. Влияние болот сказывается главным образом на снижении летних максимумов, когда уровень грунтовых вод в болотных массивах понижается и аккумулирующая емкость их возрастает.

Таблица 42

МАКСИМАЛЬНЫЙ СТОК ПОЛОВОДЬЯ НА МАЛЫХ ВОДОСБОРАХ ВАЛДАЯ
ПРИ РАЗНОМ ОБЛЕСЕНИИ

Водосбор	Площадь, км ²	Облесен- ность, %	Модуль максимального стока (л/с·км ²) за годы					Среднее значение модуля, л/с·км ²
			1939	1940	1941	1948	1949	
Таежный	0,45	98	105	25	109	149	98	97
Усадьевский	0,44	5	370	956	425	704	400	576

Величина модуля максимального расхода талых вод уменьшается с увеличением площади водосбора и зависит также от направления течения реки. В больших бассейнах снеготаяние происходит не одновременно на всей площади. По этой причине талая вода поступает в русло в разное время, и половодье более низкое. Кроме того, выполаживание происходит за счет неодновременности добегания талых вод с разных частей бассейна. Если к тому же река течет с севера на юг, т. е. из районов с большими запасами снега в районы с меньшими запасами и в направлении, противоположном движению фронта снеготаяния, то половодье еще больше выполаживается и модуль снижается, так как поступление талых вод из верховий отстает.

Зависимость половодья от гидрометеорологических факторов. Размеры и форма гидрографа половодья одной и той же реки сильно различаются по годам в зависимости от метеорологических условий (рис. 84). Главными факторами, влияющими на размеры половодья, являются: а) запас воды в снежном покрове; б) осадки, выпавшие на снежный покров и обнажившуюся почву; в) испарение с почвы и снежного покрова во время снеготаяния; г) инфильтрация воды в почву.

Следует отметить также температуру воздуха, которая влияет на испарение, а также на интенсивность таяния снега и ледников. На рис. 84 видим, что, например, на р. Угре в 1937 г. при раннем и дружном таянии половодье началось рано, развивалось интенсивно и было высоким. В 1940 г. при перебойном затяжном таянии наблюдались две сравнительно невысокие волны, и максимальный расход примерно при таких же снеготаяниях оказался значительно ниже, чем в 1937 г. При больших снеготаяниях и бурном таянии иногда формируются катастрофические по размерам половодья, как это наблюдалось, например, весной 1908 г., когда очень

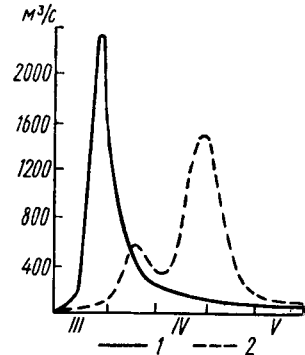


Рис. 84. Гидрографы р. Угры у с. Товарково за периоды половодья 1937 г. (I) и 1940 г. (2)

большое половодье охватило огромную территорию в бассейне Волги, в верховьях Западной Двины, Днепра и Дона.

Осадки и температура воздуха в предзимние месяцы влияют на влагосодержание почвы. А это, в свою очередь, сказывается на потерях воды на инфильтрацию и размерах будущего половодья. Вследствие различного увлажнения почвы перед началом половодья водопроницаемость ее колеблется в больших пределах, особенно в зоне недостаточного увлажнения.

Низкие зимние температуры воздуха обуславливают более глубокое промерзание почвы и меньшее просачивание воды во время снеготаяния при одинаковом насыщении почвы водой. Необходимо заметить, что колебания глубины промерзания почвы в лесу меньше сказываются на величине потерь на инфильтрацию, чем в поле, так как в лесу проникновение воды в почву сильно зависит от некапиллярных пустот, незаполненных льдом. Эту особенность лесных почв можно сравнить с горными почвогрунтами, в которых имеется много крупных пустот.

Солнечная радиация и температура воздуха являются главными факторами, определяющими размеры половодья на реках ледникового питания.

Приближенная математическая схема формирования снегового половодья. Механизм стекания талых вод в русла очень сложен. Наряду с рельефом, на скорость движения воды существенное влияние оказывает характер залегания снега на местности и интенсивность его таяния. В больших бассейнах интенсивность таяния может быть неодинакова в разных его частях. На равнине это связано главным образом с широтностью. В горах даже на малых водосборах интенсивность одновременного таяния убывает с высотой.

Большие скопления снега в балках и оврагах способны на некоторое время задерживать воду, как бы накапливая ее до поры до времени. В лесных водосборах, а в горах почти повсеместно, часть талой воды проникает в моховой покров и верхние более рыхлые слои почвы. Достигая временных водоупоров, вода частично стекает под уклон и может выклиниваться в овражно-русловую сеть еще во время половодья. Скорости внутрипочвенного стекания меньше поверхностных, что не может не отразиться на форме половодной волны.

Стекание воды по склонам носит струйчатый характер, но размеры струй постепенно нарастают по мере увеличения расхода воды. Процесс нарастания продолжается и в элементарной русловой сети, только здесь все больше сказывается влияние руслового регулирования.

Из изложенного следует, что процесс суммирования талых вод в замыкающем створе строго математически описать чрезвычайно трудно. Можно построить лишь приближенную схему, допуская ряд упрощений. Важно, чтобы эти упрощения не искажали существа основных звеньев процесса. Конечно, при практическом ее приме-

нении в тех или иных конкретных условиях всегда следует вводить дополнительные параметры, учитывающие особенности формирования стока в данных конкретных условиях.

Ниже излагается такая упрощенная схема, разработанная М. А. Великановым, исходя из системы изохрон добегаания. В дальнейшем будет показана возможность ее применения для расчета дождевого паводка и рассмотрены ее ограничения и недостатки.

Рассматривается малый водосбор таких размеров, чтобы можно было допустить одновременное таяние на всей его площади. Предполагается, что разность между интенсивностью снеготаяния h и интенсивностью потерь на просачивание p постоянна на всей площади водосбора и зависит только от времени

$$h - p = f(t).$$

Система изохрон добегаания воды (см. рис. 87) принимается постоянной, не зависящей от интенсивности снеготаяния.

Нарастание площади F по времени добегаания воды τ до замыкающего створа выражается некоторой непрерывной функцией

$$F = \varphi(\tau).$$

Тогда для некоторого интервала времени от t до $(t + \delta t)$ приращение расхода δQ должно быть пропорционально величине $(h - p)$ и производной $\frac{dF}{d\tau}$, т. е.

$$\delta Q = \left(\frac{dF}{d\tau} \right)_{\tau=t} (h - p) \delta t.$$

Интегрируя, получаем:

$$Q = \int_0^{t=\tau} (h - p) \left(\frac{dF}{d\tau} \right)_{\tau=t} dt. \quad (\text{VII-1})$$

Эта формула в отечественной литературе получила название «генетической формулы стока». Она выражает изменение ординат гидрографа талого стока по времени добегаания воды.

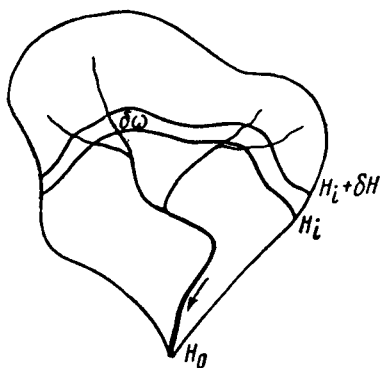
В горном водосборе одновременно снеготаяние происходит лишь в пределах некоторого высотного интервала, ограниченного линией тыла таяния (сезонной снеговой линией) и линией фронта таяния, которая зависит от температуры воздуха. Если рассматривать некоторую элементарную полосу, заключенную между горизонталями H_i и $(H_i + \delta H)$ (рис. 85), то объем воды в снеге δV на площади δF этой полосы выразится:

$$\delta V = s \delta F,$$

где s — слой воды в снеге. Изменение этого объема в процессе таяния запишется:

$$\frac{d}{dt} (\delta V) = \frac{ds}{dt} \delta F,$$

где $\frac{ds}{dt}$ — интенсивность убыли снега. Эта величина, согласно изложенному в гл. IV, пропорциональна положительной температуре θ .



$$-\frac{ds}{dt} = \alpha \theta,$$

где α — коэффициент стаивания.

Убыль снега в единицу времени можно рассматривать как интенсивность водоотдачи, если учесть потери на просачивание в грунт и испарение:

$$-\frac{d(\delta V)}{dt} \eta = \delta q,$$

где δq — водоотдача, η — коэффициент стока, в общем случае переменный. Тогда получим:

$$\delta q = -\eta \frac{d}{dt} (\delta V) = \eta \alpha \theta \delta F.$$

Рис. 85. Схема малого горного водосбора

Если выразить $\delta F = \frac{\partial F}{\partial H} dH$, где $\frac{\partial F}{\partial H}$ — функция изменения площади по высоте, то полная водоотдача со всей площади одновременного таяния выразится:

$$q = \alpha \int_{H_1}^{H_2} \eta \theta \frac{\partial F}{\partial H} dH. \quad (\text{VII-2})$$

H_1 и H_2 — высоты соответственно снеговой линии и изотермы заметного таяния, изменяющиеся во времени; θ — положительная температура, также переменная во времени и изменяющаяся по высоте.

Величина η зависит от снегозапаса и характера почвогрунта в зоне одновременного таяния, но изменяется также и под влиянием увлажнения почвенного слоя. В первом приближении она может рассматриваться как функция высоты зоны таяния и величины снегозапаса

$$\eta = f(H, s).$$

Уравнение (VII-2) описывает гидрограф снегового половодья в малом горном водосборе.

Дождевые паводки

Зависимость высоты паводков от гидрометеорологических факторов. Высота паводков различна в разных физико-географических районах. Она определяется климатом и ландшафтными особенностями территории, но зависит также от площади бассейна —

модуль максимального стока уменьшается с увеличением бассейна. Поэтому, сравнивая модули разных рек, всегда следует учитывать размеры бассейна.

В данном бассейне величина паводкового стока зависит: а) от характеристик дождя — слоя выпавших осадков, их интенсивности и продолжительности, б) от влагонасыщенности бассейна к началу дождя — дефицита влаги в почве и наличия воды на поверхности.

При слабых, хотя и продолжительных дождях почва в состоянии поглощать всю воду и значительные паводки не образуются. Наиболее опасными являются интенсивные и продолжительные ливни. Если дожди следуют друг за другом в течение нескольких дней, например в случае прохождения серии циклонов, то каждый последующий дождь будет более эффективным с точки зрения формирования стока, так как насыщенность бассейна влагой постепенно повышается. Обычно большие паводки как на равнине, так и в горах образуются при продолжительных ливнях.

Основные потери дождевых осадков происходят в результате инфильтрации в почву. Часть воды расходуется на смачивание растительности и заполнение бессточных углублений. В лесу вода задерживается в моховом покрове и в подстилке, а в болотистой местности идет на насыщение торфяной массы. Испарение играет роль главным образом в промежутках между дождями.

Наиболее благоприятные условия для образования паводков наблюдаются после весеннего снеготаяния, когда почва увлажнена до состояния наименьшей влагоемкости. Летом почва иссушается испарением и транспирацией и способна интенсивно поглощать воду. Осенью вследствие уменьшения испарения и возрастания осадков инфильтрационная способность снова понижается. Характер внутригодового изменения влажности почвы на примере Валдая показан на рис. 86.

В соответствии с ходом влажности почвы изменяется и паводкообразующая эффективность осадков. Сразу же после схода снега коэффициент дождевого стока высок. В горных странах (Кавказ, Средняя Азия, Алтай, Саяны) в отдельные паводки он может достигать 0,70—0,80, а на водосборах Дальнего Востока, даже залесенных, повышаться до 0,85—0,95. Летом величина его понижается, но затем снова возрастает к осени.

В некоторых районах нашей страны наблюдаются зимние паводки, возникающие при сильных оттепелях, иногда сопрово-

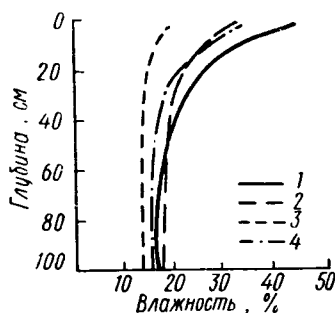


Рис. 86. Эпюры средней полевому водосбору влажности почвы на Валдае для разных сезонов года: 1 — февраль, 2 — апрель, 3 — июль, 4 — ноябрь

ждающихся дождями. Интенсивность зимних паводков связана с температурой воздуха, а также жидкими осадками. Наиболее значительные зимние паводки наблюдаются в западной части европейской территории страны как в лесной, так и в степной зонах.

Изменение высоты паводков в зависимости от площади водосбора. Исследуя распределение максимального (снегового и дождевого) стока по территории европейской части СССР, Д. И. Кочерин в 1926 г. пришел к выводу, что модули «во всех климатах и районах зависят от площади бассейна, всегда убывая с увеличением площади и возрастая с уменьшением ее». Характер этой связи, как установлено в дальнейшем, меняется по территории. Особенно явно она выражена в южных районах, где паводки образуются от ливней, очень интенсивных, но охватывающих сравнительно небольшие площади.

Интенсивность ливня быстро убывает по мере удаления от его центра и тем быстрее, чем больше сама интенсивность. Это и объясняет быстрое убывание модуля паводкового стока с увеличением водосбора. Кроме того, с возрастанием водосбора усиливается влияние неодновременности добегающих вод с разных его частей.

В более северных районах, где преобладают дожди обложного характера, а также в районах муссонного климата, как например на Дальнем Востоке, связь максимальных дождевых модулей с площадью проявляется слабее.

Паводки на территории СССР. На европейской части СССР значительные дождевые паводки возникают вследствие фронтальных дождей и чаще проходят в виде одиночной волны. Они могут образоваться в любое время в течение теплого периода, но чаще всего наблюдаются на спаде снегового половодья и осенью, когда почва увлажнена и потери на испарение и инфильтрацию сравнительно невелики.

Очень высокие, подчас катастрофические паводки проходят на малых водотоках юга европейской территории. В балках и ручьях на юге Украины максимальные модули ливневого стока могут достигать $20 \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ и более. На реках Черноморского побережья Кавказа ливневые максимумы 1%-ной обеспеченности составляют $1200\text{—}2000 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$.

На реках Дальнего Востока, где муссонные дожди могут одновременно покрывать площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров, большие паводки возможны не только на малых, но и на больших реках. В бассейне Амура в водосборах площадью до 5000 км^2 максимальные модули достигали $600 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$, а в Приморье на малых водотоках они превосходят указанную величину в 10—15 раз.

В горах южных широт дожди возникают в связи с интенсивной термической конвекцией, но наиболее мощные бывают при вторжениях холодных воздушных масс. В этом случае дождями орошаются большие территории. Например, в августе 1953 г. паводки,

вызванные фронтальными ливнями, охватили истоки почти всех рек, стекающих с южных склонов Большого Кавказа (Алазани, Иори, Арагви, Риони, Ингури и др.). Максимальные модули достигали следующих величин:

река	площадь бассейна до створа наблюде- ния, км ²	модуль стока, л/с·км ²
Чхери	25	8280
Сакаури	155	870
Терек	855	510
Риони	1020	343
Риони	2830	177

В горных лесных водосборах благодаря высокой проницаемости почвы паводки образуются лишь в случае очень интенсивных ливней. Но и здесь в отдельных случаях они могут быть весьма значительными. В водосборах площадью порядка 10—20 км² модуль максимального стока может достигать 10 м³/с·км² и более.

Горные паводки могут переходить в сели, отличающиеся большой насыщенностью твердым материалом и особой структурой потока. Подробнее о селях будет говориться в главе о речных наносах.

Схема расчета гидрографа дождевых паводков.

В предшествующем разделе была приведена генетическая формула стока, выведенная М. А. Великановым на основе системы изохрон. Изложим ее (по А. И. Чеботареву) в конечных разностях применительно к дождевому паводку.

Пусть для данного малого водосбора определена система изохрон добегаания воды (рис. 87), отвечающая средним условиям стекания. Наибольшее время добегаания воды $\tau_{\max}$ равно 5 единицам. Водосбор принимается таких размеров, чтобы можно было допустить одновременное покрытие его дождем с примерно одинаковой интенсивностью на всей площади.

Рассчитаем гидрограф паводка от дождя продолжительностью три единицы времени; единицы продолжительности дождя и времени добегаания одинаковы. Интенсивность дождя постоянна в пределах каждого интервала времени, но различна для разных интервалов.

Осадки, выпавшие на водосбор, расходуются на инфильтрацию, но часть их стекает в русловую сеть. Величина поступления в рус-

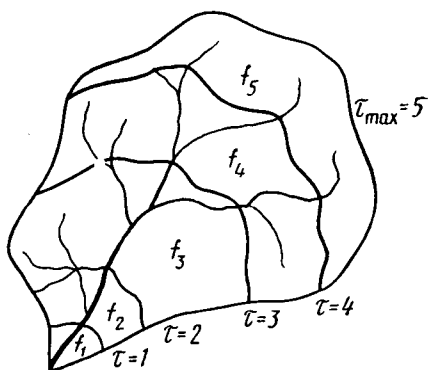


Рис. 87. Система изохрон

ла называется водоотдачей бассейна. Если обозначить интенсивность осадков за расчетный интервал времени x_i , интенсивность инфильтрации p_i , то водоотдача y_i выразится

$$y_i = x_i - p_i.$$

К концу первого интервала времени, считая от начала водоотдачи, через замыкающий створ пройдет количество воды, которое стечет с площади f_1 ; соответствующий ему средний расход за этот интервал будет равен:

$$Q_1 = ay_1 f_1,$$

где a — коэффициент перевода единиц для получения расхода, м³/с.

За второй интервал времени через створ пройдет вода, которая стечет с площадей f_1 и f_2 :

$$Q_2 = ay_1 f_2 + ay_2 f_1.$$

За третий интервал средний расход воды будет равен:

$$Q_3 = ay_1 f_3 + ay_2 f_2 + ay_3 f_1.$$

За четвертый

$$Q_4 = ay_1 f_4 + ay_2 f_3 + ay_3 f_2.$$

Частная площадь f_1 в данном случае уже не дает стока, так как осадки продолжались всего три единицы времени и, следовательно, водоотдача $y_4 = 0$.

Продолжим расчет ординат гидрографа для следующих дней. За пятый и шестой интервалы времени средние расходы воды соответственно выразятся:

$$Q_5 = ay_1 f_5 + ay_2 f_4 + ay_3 f_3,$$

$$Q_6 = ay_2 f_5 + ay_3 f_4.$$

На шестой день, как видим, отключились все частные площади, кроме двух: f_4 и f_5 .

Наконец, расход последнего интервала равен:

$$Q_7 = ay_3 f_5.$$

Всю эту систему уравнений можно объединить одним общим уравнением:

$$Q_t = a \sum_{k=1}^{k=t} y_k f_{t-k+1}, \quad (\text{VII-3})$$

где t — номер интервала времени, для которого вычисляется расход воды; k — порядковый номер интервала, за который берется водоотдача.

Постоянный множитель a зависит от единиц, в которых выражены величины y и f . Если расход Q желательно получить в м³/с, а y и f берутся соответственно в мм/час и км², то

$$a = \frac{10^6}{3600 \cdot 10^3} = 0,28.$$

Расчетный интервал времени в зависимости от размера водосбора может приниматься равным часу или нескольким часам, а в отдельных случаях даже суткам. Обычно его принимают таким, чтобы число межизохронных площадей было порядка 10. При этом гидрограф паводка выписывается достаточно подробно.

Проверка метода изохрон, проводившаяся рядом авторов, показала, что даже для очень малых водосборов рассчитанный паводок оказывается выше фактического и менее продолжительным. Это объясняется неучетом трансформирующей роли русел и влияния почвенного стока. Последнее особенно значительно. В самом деле, если система изохрон строится по скоростям течения воды в логах и руслах, то время добегания воды сильно занижается, так как часть воды, особенно в лесных и горных водосборах, стекает в толще почвы со скоростями, значительно меньшими русловых.

Введение поправок к рассчитанным по (VII-3) ординатам гидрографа может делаться двумя путями. Первый, предложенный Д. Л. Соколовским, сводится к принятию меньших скоростей стекания, таких, чтобы они отвечали средним условиям опорожнения бассейна. Практически при построении системы изохрон принимаются такие скорости, которые отражают внутрпочвенное стекание.

Второй способ, предложенный М. И. Гуревичем, основывается на том, что водоотдача с любой межизохронной площади проходит через замыкающий створ в течение не одного, а ряда расчетных интервалов времени. Распределение ее по времени добегания производится с помощью графика добегания, который предварительно подбирается применительно к условиям данного водосбора. Полный гидрограф в замыкающем створе получается путем суммирования частных гидрографов, рассчитанных для каждой межизохронной полосы.

Точность расчета паводков по формуле (VII-3) зависит также от размера бассейна. С увеличением бассейна возрастает неравномерность осадков как по площади, так и во времени, а значит, и неточность расчета ординат паводка. Поэтому большие бассейны целесообразно делить на ряд частных, для каждого из которых расчет паводка производится отдельно.

Для районов, где паводки образуются в результате обложных дождей, такие «элементарные» водосборы могут быть взяты больших размеров, чем в районах, где преобладают непродолжительные, но более интенсивные ливни.

Условия питания реки в межень. Летняя и зимняя межень несколько различаются по условиям питания. Летом, после окончания половодья, в подземном питании участвуют не только глубокие, более устойчивые по запасам подземные воды, но и воды сезонного накопления, более динамичные во времени. Последние накопились в грунте за период снеготаяния и выпадения жидких осадков весной. Кроме того, в летнюю межень реки могут получать дополнительное питание от дождей. Роль дождей возрастает в более северных районах. В лесной зоне, особенно на северо-востоке азиатской части страны (в бассейнах Лены, Яны, Колымы), летние паводки настолько часты, что летняя межень иногда почти не выражена.

Зимняя межень на большинстве рек страны совпадает с ледоставом. Поверхностный приток в это время ничтожно мал, и река питается преимущественно глубокими подземными водами. В некоторых районах наряду с подземными водами в питании участвуют талые воды зимних паводков. Последние особенно часты на северо-западе европейской части СССР — в бассейнах верхней Волги, Днепра, Западной Двины. То же наблюдается в низкогорьях Кавказа и Средней Азии.

Уменьшение водности в летнюю межень происходит, как правило, быстрее, чем зимой.

Географическая зональность меженного стока. Зональные черты межени проявляются как в величинах удельного стока, так и в продолжительности летнего и зимнего меженных периодов.

В тундровой и лесной зонах летняя межень часто прерывается паводками. Зимняя межень ниже летней, за исключением западных районов европейской части, где вследствие зимних оттепелей зимняя водность не уступает, а в бассейнах рек Припяти, Немана и на малых реках, впадающих в Балтийское море, даже превышает летнюю.

В северной полосе широко распространено перемерзание рек, причем на европейской территории перемерзают реки с водосборами 100—200 км², а на территории Восточной Сибири — в отдельные годы даже реки с площадями бассейнов до 200 тыс. км² (Яна, Индигирка и др.). Летнее пересыхание здесь наблюдается лишь на малых реках.

В степной и полупустынной зонах летне-осенняя межень сливается с зимней, но годовой минимум стока нередко приходится на конец лета, когда наиболее интенсивно испарение. В отличие от северных районов, здесь распространено пересыхание рек. Пересыхают реки с водосборами до 5—10 тыс. км².

Летний и зимний сток резко убывает с севера на юг, причем особенно резкое уменьшение наблюдается при переходе от степной к полупустынной зоне. На европейской территории страны минимальный сток в среднем уменьшается от 2,5 л/с·км² в тундровой

в лесной зонах, до 0,7—1,0 в степной и до 0,05—0,06 л/с·км² в полупустынной. В Западной Сибири и Казахстане при переходе от лесной зоны к полупустынной меженный сток падает от 2,0 л/с·км² практически до нуля. Значительное уменьшение модулей минимального стока наблюдается с севера на юг и в пределах таежной зоны в междуречье Енисея и Лены.

В горных странах минимальный сток особенно сильно изменяется по территории вследствие изменений геологического строения водосборов. Но в целом наблюдается тенденция увеличения его с повышением местности вслед за увеличением количества осадков и снегозапасов. Модули меженного стока колеблются в широких пределах и в наиболее увлажненных зонах доходят до 6—10 л/с·км².

РЕЖИМ УРОВНЯ ВОДЫ И ПРОДОЛЬНОГО УКЛОНА

Характерные уровни. Типовой график колебания уровня. Уровни воды, регулярно измеряемые гидрологическими станциями и постами, используются для определения расходов воды. Это делается с помощью графика связи расхода с уровнем (кривой расходов), техника построения которого рассматривается в гидрометрии.

Однако данные о самих уровнях также используются в народном хозяйстве. Наивысшие уровни половодья и паводков нужны при оценке возможного затопления местности и проектирования гидротехнических сооружений; летними минимумами интересуется судоходство, а зимние важны для гидроэлектростанций. При расчете прочности гидротехнических сооружений важно знать горизонты воды при ледоходе, заторах и зажорах льда и т. д.

Необходимые уровенные характеристики должны быть получены по многолетним наблюдениям. Для практических целей по каждому водомерному посту составляются таблицы характерных уровней, к которым относятся:

- 1) наивысший уровень половодья;
- 2) наивысший уровень весеннего ледохода без затора льда;
- 3) наивысший уровень весеннего ледохода при заторе льда;
- 4) наивысший уровень осеннего ледохода;
- 5) наивысший уровень летне-осенних паводков;
- 6) наинизший летний уровень;
- 7) наинизший зимний уровень.

Соответствующие данные сначала выписываются за каждый год, затем вычисляются средние и выбираются экстремальные значения за весь ряд наблюдений.

Кроме того, строятся типовые графики колебания уровня, а также кривые: а) частоты (повторяемости) и б) продолжительности уровня, рассматриваемые в гидрометрии.

По кривой частоты определяют число дней, когда уровень воды имел значения в данном интервале. Кривая продолжительности получается путем последовательного суммирования числа дней соответствующих интервалам уровня по кривой частоты. Абсциссы кривой продолжительности дают, таким образом, количество дней за которое уровень не опускался ниже данного значения.

Уровненный режим рек разных типов питания. Уровень воды в реке зависит от расхода и отражает изменения водности реки во времени.

На равнинных реках, питающихся в основном талыми водами, наивысшие уровни наблюдаются весной или в начале лета во время половодья. Чем больше река, тем, как правило, выше подъемы. На одной и той же реке амплитуда колебания уровня увеличивается вниз по течению и достигает максимума на нижнем участке (выше устьевой области). В дельте она уменьшается вследствие растекания по рукавам.

Величина весенних подъемов зависит также от направления течения реки. Она больше на реках, текущих с юга на север, так как в этом случае таяние снега начинается в верховьях, а на среднем и нижнем участках запаздывает и вследствие этого половодье оказывается более дружным.

На больших реках европейской части СССР (Волга, Дон, Днепр, Ока) амплитуда уровня (до зарегулирования) достигала 14—18 м. На восточносибирских реках (Енисее, Лене) колебания уровня еще больше — например, на Енисее у г. Туруханска амплитуда равна 17—19 м.

На малых реках уровень воды во время дождевых паводков может превышать максимальный уровень половодья. Это характерно для речных бассейнов юго-западных районов европейской части страны, например, Припяти, Днестра, Прута, где наивысшие уровни наблюдаются в разное время в течение теплого периода.

На Дальнем Востоке, где наивысшие уровни связаны с муссонными дождями, дождевые паводки происходят летом или осенью. На Амуре и Зее амплитуда уровня достигает 10—14 м. На Среднем Амуре разливы в половодье распространяются на ширину до 10—25 км. При этом наводнения нередко принимают катастрофический характер, как например, в 1928 г., когда сильно пострадали железная дорога и крупные населенные пункты.

Колебания уровня заметно уменьшаются под влиянием озерного регулирования. На Северной Двине и Печоре амплитуда их порядка 10—12 м, в то время как на Онеге, сток которой зарегулирован озерами Лача и Воже, она менее 8 м.

Аналогичное влияние оказывает и речная долина. Широкая пойма умеряет, а сужения, наоборот, обостряют колебания уровней. В ущельях подъемы бывают наибольшими. По литературным источникам известно, что в ущелье р. Янцзы подъем уровня достигал 40 м.

На горных реках амплитуда уровня в 1,5—3 раза меньше, чем на равнинных при равных площадях водосборов. Это объясняется неодновременностью таяния снега в разных высотных зонах.

Представление о режиме уровня воды в разных физико-географических зонах СССР можно получить, основываясь на классификациях рек по внутригодовому режиму П. С. Кузина и Б. Д. Зайцова, которые излагаются ниже.

Колебания уровня, не связанные с изменением водности реки. Такие колебания возникают под влиянием ледовых явлений, зарастания русел водной растительностью, естественных и искусственных подпоров, размывов и намывов в русле, а в устьевых областях также вследствие приливно-отливных и стонно-нагонных явлений.

При замерзании рек вследствие возрастания сопротивления уровень повышается. В момент ледостава на больших реках он может повыситься на метр и более. В течение зимы уровень несколько снижается, но все же остается выше предзимнего. На горных реках, где русло полностью не замерзает, повышение уровня образуется под влиянием мощных заберегов.

В случаях образования зажоров, когда живое сечение забивается шугой и битым льдом, подъемы выше зажора могут достигать 2—4 м; в то же время ниже зажора уровни резко снижаются. В суровых климатических условиях зажоры иногда сохраняются до весны. В этом случае весной происходит резкий спад уровня, который позднее повышается уже под влиянием талых вод.

Особенно сильные повышения уровней — во время весенних заторов льда, образующихся при ледоходе (рис. 88). Наиболее ярко это выражено на реках Сибири и Дальнего Востока. На Енисее у г. Красноярска, на Лене в нижнем течении, Нижней Тунгуске и Амуре заторные подъемы достигают 15—20 м и более.

На реках Северо-Востока СССР, где суровые зимние условия благоприятствуют образованию мощного ледяного покрова, весной талая вода может двигаться поверх льда. В таких случаях уровни оказываются сильно повышенными.

Другим фактором, нарушающим соответствие между расходом и уровнем воды, является водная растительность. Она оказывает влияние главным образом на небольших реках в летний

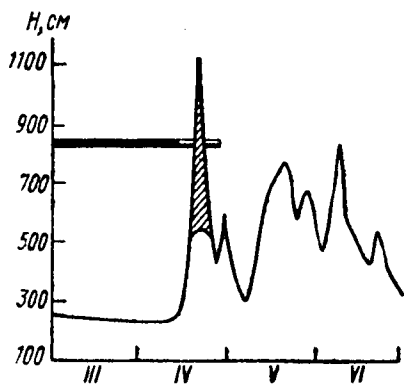


Рис. 88. Заторный подъем уровня воды в начале половодья, наблюдавшийся на р. Томи у с. Ярского 19—22 апреля 1958 г.

период. Начиная с весны по мере развития растительности происходит возрастание шероховатости дна и стеснение потока, в результате чего уровень повышается. С отмиранием растительности начинается обратный процесс — падение уровня.

На устьевых участках равнинных рек могут наблюдаться значительные колебания уровня, связанные со сгонно-нагонными явлениями. Сгоны и нагоны возникают под действием ветра на водную поверхность и носят эпизодический характер.

Наиболее значительные нагонные подъемы уровня наблюдаются в устьях рек, впадающих в моря и океаны. Нагонная волна на больших равнинных реках может распространяться вверх по течению на расстояния до 100—150 км от морского края. При одном и том же ветре подъем уровня в реке скажется тем дальше, чем меньше скорость течения.

Наибольшие подъемы на наших реках обычно не превышают 1—2 м; но в районах образования тропических циклонов они достигают 5 м и более. В дельте Миссисипи, например, в районе г. Нового Орлеана, имели место подъемы уровня до 5 м. Известны ленинградские наводнения на р. Неве, где подъемы уровня обусловлены нагонными ветрами юго-западного направления, которые особенно сильны в весеннее время.

Подъемы уровня, обусловленные приливами, также могут распространяться на большое расстояние от предустьевых взморья. На р. Хатанге, впадающей в Хатангский залив моря Лаптевых, приливная волна распространяется почти на 500 км. На Амазонке наблюдаются приливные волны высотой до 5 м, распространяющиеся вверх по течению до 900 км.

Изменение продольного уклона. Продольный профиль водной поверхности в общем повторяет профиль дна реки, но на отдельных участках уклоны могут изменяться в зависимости от наполнения русла. При низких уровнях на перекатах уклоны несколько больше, чем на плесах. При повышении уровня они начинают выравниваться и наступает момент, когда различие в уклонах на плесах и перекатах исчезает. При еще большем наполнении русла на плесах возникает дополнительное сопротивление движению воды за счет искривления русла, и уклоны соответственно возрастают. На этой стадии на плесах они становятся больше, чем на перекатах, которые располагаются на более прямолинейных участках.

Указанное чередование соотношения между уклонами на плесах и перекатах обуславливает сезонные изменения намыва и размыва русла: в половодье на плесах происходит размыв, а на перекатах намыв дна; на спаде же половодья картина меняется на обратную.

При выходе воды на пойму направление течения определяется уже направлением коренных берегов. Распределение уклонов по длине реки на этой стадии зависит от изгибов и сужений долины. В местах сужений уклон больше, чем на широких прямолинейных участках.

При прохождении высоких и непродолжительных паводков в каждом створе реки, как отмечалось выше, возникают дополнительные положительные или отрицательные уклоны.

КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ПО ВОДНОМУ РЕЖИМУ И ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Классификация Б. Д. Зайкова. Все многообразие режимов рек можно свести к некоторому ограниченному числу типов, которые имеют определенное пространственное распространение. Б. Д. Зайковым все реки СССР подразделены на три основные группы:

- а) реки с весенним половодьем,
- б) реки с половодьем в теплую часть года,
- в) реки с паводочным режимом.

Для рек первых двух групп характерны ежегодно повторяющиеся примерно в одни и те же сроки большие подъемы воды и сравнительно низкая водность в остальное время года. Паводки большей частью редки и носят случайный характер.

Реки третьей группы отличаются кратковременными паводками, ежегодно наблюдающимися в определенные сезоны года.

На территории СССР наиболее распространены реки с весенним половодьем, формирующимся от талых вод сезонного снежного покрова. В разных климатических районах половодье проходит в разные месяцы в течение периода с марта по июнь.

В зависимости от характера половодья и режима стока в остальные месяцы реки первой группы Б. Д. Зайков делит на пять типов: 1 — Казахстанский, 2 — Восточно-Европейский, 3 — Западно-Сибирский, 4 — Восточно-Сибирский и 5 — Алтайский.

На реках второй группы половодье проходит в месяцы с мая по октябрь и формируется в одних условиях преимущественно за счет муссонных дождей, а в других — в результате таяния высокогорных снегов и ледников. Заметим, что название «реки с половодьем в теплую часть года» условно, так как и на реках первой группы половодье проходит в месяцы с положительной температурой.

Реки второй группы разделены на два типа: 6 — Дальневосточный и 7 — Тянь-Шанский.

Реки третьей группы наименее распространены. Они подразделяются на три типа: 8 — Причерноморский, 9 — Крымский и 10 — Северо-Кавказский.

Ниже дается характеристика отдельных типов, каждый из которых представлен гидрографом одной реки в относительных ординатах.

Казахстанский тип (1) отличается очень высокой, но короткой волной половодья и низким меженным стоком, вплоть до полного пересыхания (рис. 89, а). Максимальный расход половодья в десятки раз превышает средний годовой расход. Распространен в

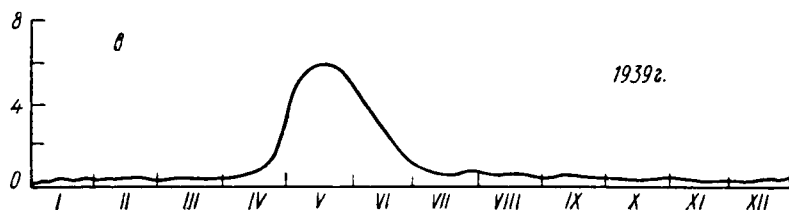
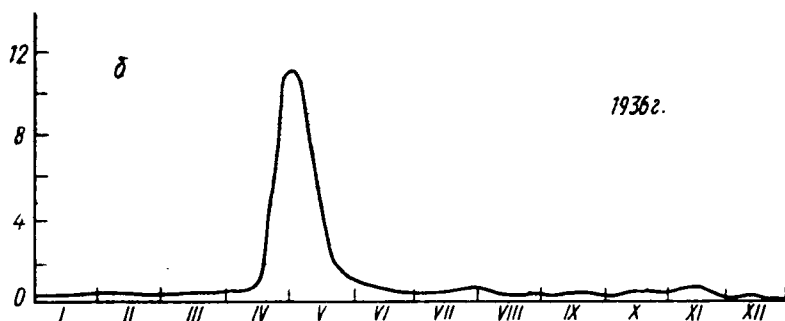
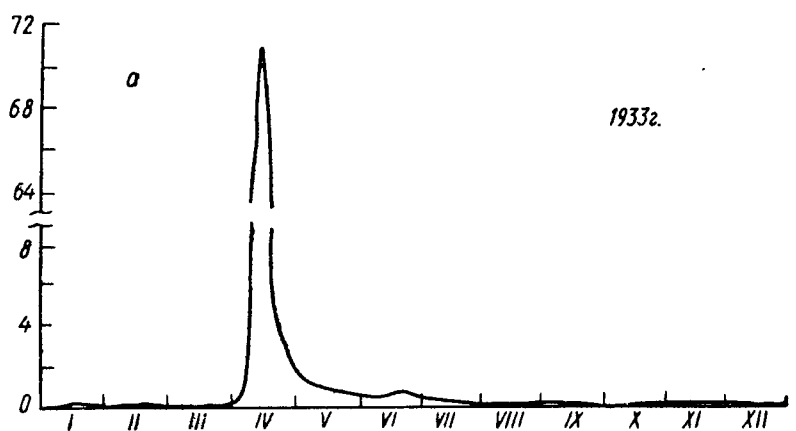


Рис. 89. Реки с весенним половодьем: а — Казахстанский тип (р. Нура, пос. Самаркандский); б — Восточно-Европейский (р. Вятка, г. Киров); в — Западно-Сибирский (р. Васюган, с. Васюган)

Центральном и Западном Казахстане и в южном Заволжье. К этому типу можно отнести также реки Барабинской, Кулундинской и Ишимской степей Западной Сибири.

Восточно-Европейский тип (2) характеризуется высоким половодьем, низкой летней и зимней меженью и повышенным стоком

осенью (рис. 89, б). Этот тип распространен на большей части Восточно-Европейской равнины. Летние дождевые паводки обычно невысоки. Осенние паводки бывают почти ежегодно. В северо-западных частях территории высота их может превышать высоту половодья.

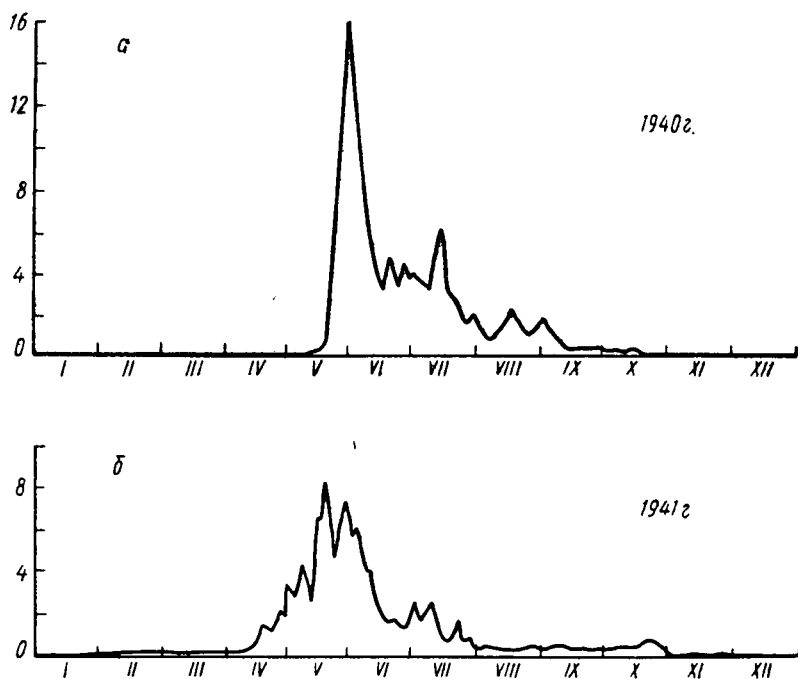


Рис. 90. Реки с весенним половодьем: а — Восточно-Сибирский тип (р. Нижн. Тунгуска, с. Тура); б — Алтайский (р. Томь, г. Кузнецк)

Западно-Сибирский тип (3) отличается невысоким, растянутым и сглаженным половодьем, повышенным летне-осенним и низким зимним стоком (рис. 89, в). К нему относятся реки Западно-Сибирской равнины.

Восточно-Сибирский тип (4) характеризуется высоким весенним половодьем, частыми летними паводками и очень низкой зимней меженью (рис. 90, а). Характерен для территории, расположенной к востоку от Енисея и к северу от Саян, Витимо-Олекминской горной страны и бассейна Амура. К этому типу относятся также реки горной части Яно-Индигирского района, Камчатки, Сахалина. Многие реки с площадями бассейнов в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров зимой полностью переморазуют.

Алтайский тип (5) характеризуется сравнительно невысоким, растянутым многопиковым половодьем, повышенным стоком летом и низким стоком зимой (рис. 90, б). Встречается в зонах сезонных снегов на Алтае, Кавказе, в Средней Азии и на Сахалине. Растянутость и многовершинность половодья связаны с продолжительным снеготаянием, которое постепенно распространяется снизу вверх по горным склонам, а также с весенне-летними дождями.

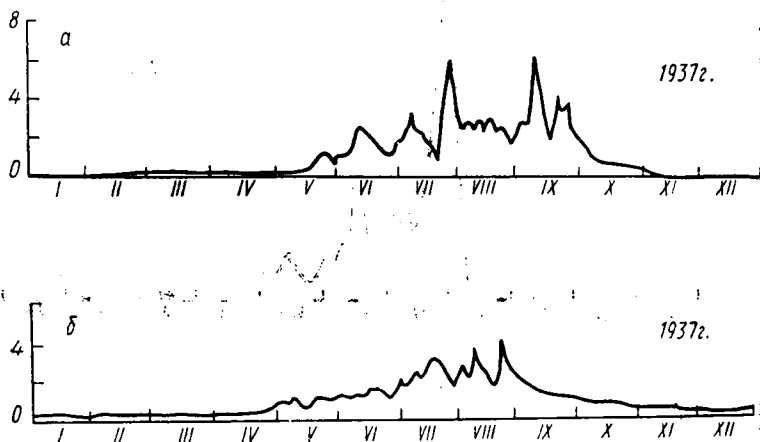


Рис. 91. Реки с половодьем в теплую часть года: *а* — Дальневосточный тип (р. Витим, г. Бодайбо); *б* — Тянь-Шаньский (р. Терек, с. Казбеги)

Дальневосточный тип (6) относится к рекам Дальнего Востока, Закавказья, Яно-Индибирского района и Витимо-Олекминской горной страны. Летне-осеннее половодье имеет растянутую многопиковую форму. Межень очень маловодна; многие реки зимой перемерзают или пересыхают (рис. 91, а). К числу перемерзающих рек относятся, например, Яна с притоками Адыча и Бытантай, Индигирка, Шилка и др.

Тянь-Шаньский тип (7) по характеру гидрографа сходен с Дальневосточным, но отличается от него меньшей амплитудой волны половодья и более высоким стоком зимой (рис. 91, б). Встречается в высокогорных областях Средней Азии, Большого Кавказа и на Камчатке. Основное питание снего-ледниковое.

Причерноморский тип (8) отличается образованием паводков в течение всего года (рис. 92, а). Распространен на малых реках черноморского склона Кавказа (реки Сочи, Гумиста, Техури, Супса, Натанеби и др.), а также в правобережье Днестра. Паводки образуются в основном от дождей, но некоторое участие принимает снег, который быстро стает после выпадения.

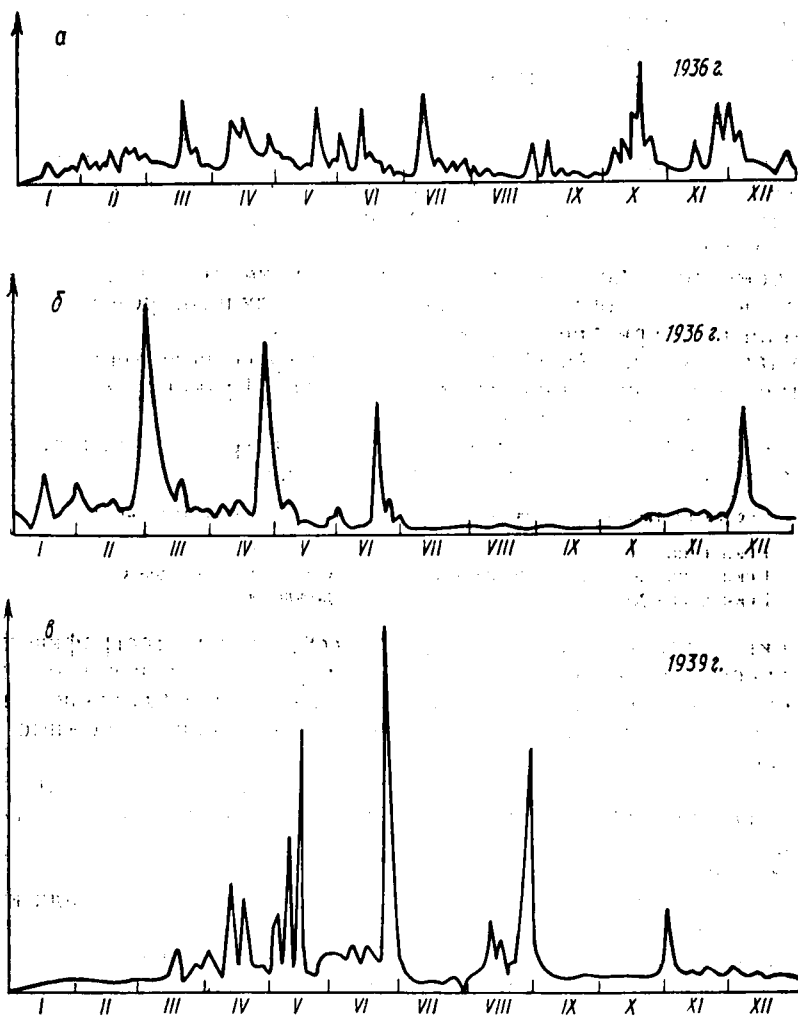


Рис. 92. Реки с паводочным режимом: а — Причерноморский тип (р. Сочи, с. Пластунка); б — Крымский (р. Салгир, г. Симферополь); в — Северо-Кавказский (р. Камбилеевка, с. Ольгинское)

Крымский тип (9), в отличие от Причерноморского, характеризуется паводками в холодное время года. Летом и осенью паводки редки, а некоторые реки в это время года даже пересыхают (рис. 92, б). Встречается в горах Крыма, в Ленкорани и на крайнем западе северного склона Большого Кавказа.

Северо-Кавказский тип (10) присущ малым рекам предгорий северного склона Большого Кавказа (бассейн Терека), на которых паводки проходят в теплую часть года, а зимой наблюдается межень (рис. 92, в).

Б. Д. Зайков отмечал, что описанный характер внутригодового режима является типовым, но что в отдельные годы ход стока может сильно отличаться. Судя по виду гидрографов отдельных рек, ту или иную реку можно иногда отнести к типам, не свойственным данному району.

Кроме того, большие реки могут принимать притоки, питающиеся в разных областях и имеющие различный режим. Тогда главная река приобретает смешанный режим.

Классификация П. С. Кузина. В основу ее положена рассмотренная выше типизация Зайкова, которая Кузиным значительно развита и детализирована.

Все реки СССР разделены Кузиным на три основных типа по преобладанию фаз режима и видов питания:

основные типы водного режима	преобладающие виды питания
I. Реки с половодьем	снеговое
II. Реки с половодьем и паводками	снеговое и дождевое
III. Реки с паводками	дождевое

Реки указанных типов несут на себе черты географической зональности, отличающие их друг от друга. Дополнительно выделен еще аazonальный четвертый тип — реки с преобладанием подземного питания, характеризующийся равномерным режимом в течение года.

Три основных типа далее разделяются на подтипы, различающиеся главным образом по времени прохождения половодья и паводков. Всего выделено 14 подтипов, относящихся ко всем трем типам (табл. 43).

Третьей стадией деления явилось 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 Кузиным на шесть основных зон: арктическую, тундровую, лесную, степную, полупустынную и пустынную. Каждая из них представлена равнинным и горным ландшафтами.

На основе этого деления проведено гидрологическое районирование территории СССР (рис. 93) и дана характеристика режима рек каждого из районов и подрайонов. В ней приводятся данные о среднем водном балансе и коэффициентах стока, максимальном и минимальном стоке, описываются фазы режима, условия замерзания и пересыхания рек.

Таким образом, классификация Кузина содержит большую генетическую детализацию типов рек по сравнению с классифика-

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И ПОДТИПЫ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК

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 ₃₋₁ — реки с паводками в течение всего года, преобладающими в холодное время года

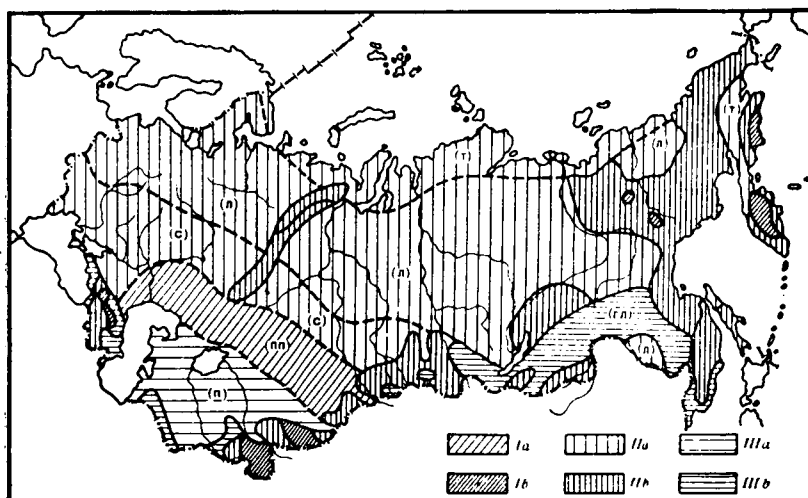


Рис. 93. Карта основных типов водного режима рек и гидрологических зон СССР (по П. С. Кузину): (т) — тундровая, (л) — лесная, (с) — степная, (п) — пустынная, (гл) — горно-лесная, (пп) — полупустынная; I — реки с половодьем, II — реки с половодьем и паводками, III — реки с паводками (а — на равнинах, в — в горах)

цией Зайкова. Отдельные подтипы описываются в ней в свете физико-географической зональности. При этом обращается большое внимание на роль дождевых паводков. С практической точки зрения она очень ценна для хозяйственного использования водных ресурсов отдельных районов.

Классификация М. Парде. Относится ко всем рекам земного шара. В качестве основных признаков принимаются соотношение внутригодового (месячного) распределения стока и осадков, а также виды питания рек.

Все реки мира делятся на три основные группы: 1) с простым режимом, 2) с комплексным режимом первой степени и 3) с комплексным режимом второй степени. К первым относятся реки, на которых наблюдаются две фазы: половодье и межень, абсолютно преобладает один вид питания. Эта группа подразделяется на типы: ледникового режима, снегового и дождевого. Реки комплексного режима первой степени характеризуются участием нескольких видов питания; внутри года наблюдается несколько максимумов и минимумов. К этой группе также относится несколько типов: снего-дождевого режима, дожде-снегового и т. д. Наконец, к третьей группе рек относятся реки, притоки которых получают различное питание, а режим главной реки изменяется по длине. Примером могут служить Амазонка, Нил, Нигер.

Недостатком этой классификации является отсутствие районирования поверхности материков по типам режима.

Гидрологическое районирование. С классификацией рек неразрывно связано гидрологическое районирование территории, которое проводится по комплексу гидрологических признаков или по какому-либо одному из числа наиболее существенных: величинам среднего, максимального или минимального стока, источникам питания, водному режиму и др. Однако во всех случаях в основе гидрологического районирования лежит деление территории на физико-географические зоны.

Не останавливаясь на разборе различных схем районирования, которые рассмотрены в трудах ряда авторов, в частности в книге П. С. Кузина, охарактеризуем кратко лишь те из них, в которых рассмотрены элементы водного баланса и водный режим рек.

Из числа наиболее ранних является районирование территории СССР, предложенное М. И. Львовичем в 1938 г. В основе его лежит классификация рек по источникам питания и водному режиму. Принципы классификации были изложены ранее в гл. IV, и здесь мы их не повторяем. Районирование Львовича неизбежно было схематичным и в дальнейшем уточнялось рядом авторов.

В 1946 г. районирование СССР было выполнено Б. Д. Зайковым на основе изложенной выше в этой главе классификации рек по водному режиму. Зайков не рассматривает питание рек, зато полнее характеризует распределение по территории типов водного режима.

Представляет интерес районирование В. А. Троицкого, выполненное в 1948 г. на основе территориального распределения элементов водного баланса: осадков, стока и испарения. По степени увлажнения в пределах равнинной территории им выделено пять гидрологических зон: очень влажная (тундровая), избыточно влажная (лесная), переменнo влажная (лесостепная), полусухая (степь и полупустыня) и сухая (пустыня). Зоны делятся на гидрологические провинции по степени континентальности климата, а провинции — на округа по средним годовым величинам осадков, испарения и стока. Округа, в свою очередь, подразделяются на районы по строению речных систем. В этом районировании, как видим, не отражено многообразие водных режимов на территории страны.

Районирование, выполненное П. С. Кузиным по характеру питания и водному режиму (1960), основывается на значительно большем фактическом материале, чем у его предшественников, и является более комплексным, поскольку учитывает как характер питания рек и соотношение между элементами водного баланса, так и водный режим и важнейшие элементы физико-географической среды (рельеф, климат, ландшафт). Территория СССР разделена на гидрологические зоны и районы. Границы гидрологических зон в основном совпадают с границами природных ландшафтных зон. В пределах этих зон выделены районы с однородными гидрологическими условиями (питание, водный баланс, фазы водного режима, высота половодья и паводков, их продолжительность, водность межени и др.). В табл. 43 приведены типы и подтипы водного режима, нашедшие отражение на карте гидрологического районирования (рис. 93).

ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ВОДНЫЙ РЕЖИМ

Содержание вопроса. В своей практической деятельности человек преобразует природную среду, воздействует на все элементы ландшафта, в том числе и на водные объекты. Влияние на водные ресурсы и режим рек сказывается в двух направлениях: а) изменения условий влагонакопления и расходования влаги в бассейне и б) непосредственного изменения режима стока в руслах.

В первом случае изменения происходят в результате агротехнических, лесомелиоративных и гидромелиоративных мероприятий, включающих обработку земли, посадку или вырубку лесов, орошение и обводнение в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения, осушения болот. Эти мероприятия изменяют гидрологический режим сравнительно медленно и как бы стихийно. Во втором случае мероприятия включают создание плотин и водохранилищ, изъятие воды из русел на орошение, питьевые и хозяйственные нужды или, наоборот, добавление воды из других водных

систем. Изменения водного режима при этом сказываются резко и могут заранее планироваться.

Непрерывный рост экономики нашей страны, развитие промышленного и сельскохозяйственного производства требуют пристального внимания к проблеме учета изменений водных ресурсов под влиянием хозяйственных мероприятий. Острота проблемы усугубляется ограниченностью водных ресурсов. Уже в ближайшие десятилетия в густонаселенных районах может ощущаться нехватка пресной воды.

Центральный Комитет КПСС и Совет Министров СССР приняли в 1972 г. постановление о разработке долгосрочного перспективного плана развития народного хозяйства Советского Союза на 1976—1990 гг. В перспективе ближайших десятилетий на европейской части страны, в Сибири и на Дальнем Востоке будут увеличивать площади освоения целинных земель. К 1985—1990 гг. предполагается довести площадь орошаемых земель до 21 млн. га, а площадь осушения до 27 млн. га. Мелиоративные мероприятия будут все больше распространяться на северные районы. В Нечерноземной зоне к 1990 г. намечается осушить земли на площади 9—10 млн. га, в том числе закрытым дренажем 7—8 млн. га, оросить 2—2,5 млн. га полей, огородных угодий и пастбищ.

Для восполнения недостающих водных ресурсов намечается переброска воды из северных рек (Северной Двины, Печоры, Онеги, Оби) в реки южных районов европейской части страны, Казахстана и Средней Азии.

Все эти мероприятия окажут большое влияние на водный баланс территории и режим рек. Поэтому уже сейчас требуется научно обоснованный долгосрочный прогноз изменения водных ресурсов по бассейнам рек и целым речным системам.

Агротехнические и лесомелиоративные мероприятия. Распашка земель влечет за собой замедление склонового стекания талой снеговой воды, возрастание инфильтрации и испарения. Особенно сильно сказывается влияние зяблевой вспашки поперек склона. Борозды в этом случае играют роль малых запруд, задерживающих воду. По наблюдениям в Каменной степи, на поперечной зяби весной задерживается слой воды на 8—10 мм больше, чем при распашке вдоль склона.

В результате обработки материалов наблюдений над стеканием талой воды на воднобалансовых площадках и малых водосборах, выполненной ГГИ за ряд лет, обнаружено, что обычная зяблевая пахота (до глубины 25 см) уменьшает весенний склоновый сток в лесной зоне на 10—35%, в лесостепной — на 25—40% и в степной — на 30—60%. Большой диапазон для каждой зоны объясняется различиями в уклонах и характере почв (табл. 44).

При более глубокой вспашке (до 40 см) склоновый сток уменьшается еще на 50%, а при уклонах менее 10% в годы низкой и средней влажности практически прекращается. Соответственно увеличивается содержание влаги в почве. По данным Волгоградской

УМЕНЬШЕНИЕ СКЛОНОВОГО СТОКА (%) НА ЗЯБЛЕВОЙ ПАХОТЕ
ОТНОСИТЕЛЬНО СТОКА НА ЗАЛЕЖИ ПО ДАННЫМ за 1951—1970 гг.

Зона	Почвогрунты	Уклон склона, ‰		
		10	50	100
Лесная	супесчаные	35	13	12
	суглинистые	25	10	10
Лесостепная Степная (Сев. Казахстан)	суглинистые	41	27	26
	супесчаные	45	34	—
	суглинистые	57	52	—

лесомелиоративной станции, с возрастанием глубины борозд от 25 до 50 см. влажность почвы возрастает на 20—30%.

С целью большего накопления влаги в почве на полях в зоне недостаточного увлажнения проводится снегозадержание путем перепахивания снежного покрова поперек склона, мульчирования и образования кулис из стеблей подсолнуха и кукурузы, шириной 8—10 м. Благодаря кулисам запас снега на полях увеличивается в 2—3 раза, уменьшается глубина промерзания почвы и повышается инфильтрация. Для задержания талой воды на зяби иногда устраиваются также валики высотой 20—30 см.

Внесение удобрений способствует улучшению структуры почвы, что также повышает ее водопоглощающую способность.

Лес благодаря более равномерному залеганию снега, чем в поле, меньшей глубины промерзания и большей скважности почв способствует переводу поверхностного стока в подземный. Выращивание полезащитных лесных полос в степной зоне, как показали исследования, благоприятно сказывается на водном балансе не только самих облесенных участков, но и межполосных полей. Снега здесь накапливается больше, а тает он медленнее, чем в открытой степи. В результате почва запасает больше влаги. По данным 15-летних наблюдений в Каменной степи (1944—1958 гг.), запас воды в метровом слое почвы весной на облесенном поле был на 11,5% больше, чем в степи. Поверхностный сток по склонам в лесных полосах на 50—80% меньше, чем на открытых полях, а при расположении полос поперек склона и 70% залесенности он вообще прекращается.

Уменьшение склонового стока под влиянием агролесомелиоративных мероприятий сказывается на величине годового стока и его внутригодовом распределении. Сток уменьшается, а распределение в году выравнивается за счет большего поступления подземных вод. При этом, чем больше река и глубже врез русла, тем меньше снижение стока, так как возрастает подземное питание. Большое значение имеет глубина залегания грунтовых вод. При

более глубоком залегании регулирующая роль подземных вод ослабевает и снижение стока будет больше. В разных физико-географических зонах влияние агромелиоративных мероприятий будет неодинаковым. Наиболее значительно оно в более засушливых степной и полупустынных зонах.

По данным А. П. Бочкова, к 1960 г. в Заволжье, на Украине и в Молдавии годовой сток малых рек уменьшился на 5—25% (при наличии орошения и регулирования местного стока прудами). Для крупных рек лесостепной и степной зон уменьшение составило 0—4%. Исследователи по-иному оценивают дальнейшее снижение стока крупных рек под влиянием агротехники и мелиорации. По данным А. П. Бочкова, к 1980 г. оно не превысит 4—8%. М. И. Львович дает большие величины: уменьшение стока в бассейнах Днепра и Дона, по его расчетам, составит в ближайшие десятилетия 10—30%.

Важным следствием распашки земель и лесопосадок в степной зоне является уменьшение максимальных расходов половодья и паводков, увеличение продолжительности половодья и повышение водности межи. В связи с этим уменьшается опасность наводнений, эрозии и смыва почв.

Орошение и осушение. Изъятие воды из рек на орошение производится в вегетационный период — с апреля по октябрь, и в меньшем количестве — на предвесеннюю влагозарядку. Наибольший расход воды падает на самые жаркие летние месяцы — июнь—август. Основные массивы орошения в нашей стране, где из рек забирается наибольшее количество воды, находятся в аридной зоне — в Казахстане, Средней Азии, на Кавказе. Но в последние годы орошаемое земледелие развивается в степной зоне — в низовьях Дона, Днепра, в Заволжье — и продвигается далее на север, где орошаются огородные угодья и обводняются пастбища.

Влияние ирригационных мероприятий сказывается как на величине годового стока, так и на его внутригодовом режиме. Вода, подаваемая на поля, расходуется на транспирацию сельскохозяйственными культурами и непродуктивное испарение с поверхности почвы, а также каналов и водохранилищ, находящихся в ирригационных системах. Значительное количество идет на инфильтрацию в каналах и на полях. В степных районах ирригационное питание грунтовых вод равно 50—60% суммарной величины их питания, включающей также осадки, в полупустынных — 70—80%, а в пустынных — 90—95%. Инфильтрация оросительной воды сопровождается повышением уровня грунтовых вод и усилением обратного подземного оттока в реки. Вместе с тем растут непродуктивные потери на испарение из зоны аэрации.

Вода, расходуемая на испарение, насыщение зоны аэрации, аккумуляцию в бессточных углублениях, в сумме составляет безвозвратные потери стока. Согласно данным ГГИ, для основных орошаемых массивов в бассейне Сырдарьи средняя величина безвозвратных потерь за 1967—1970 гг. была равна 65% величины

зодозабора. Количество возвратных вод изменялось от нуля на хлопково-люцерновом севообороте до 56—70% (от величины водоподачи) на рисовых полях.

Большие безвозвратные потери обуславливают уменьшение годового стока рек. Однако фактическое уменьшение речного стока много ниже величины указанных потерь. Так, годовой сток р. Сырдарьи в нижнем течении за последние 10—12 лет (до 1972 г.) уменьшился всего на 6—7 км³/г, тогда как безвозвратные потери составляли в среднем 21 км³/г. Это объясняется тем, что с развитием орошения сокращаются площади, занятые дикой влаголюбивой растительностью, болотами и бессточными западинами, на которых имели место непроизводительные траты воды на испарение.

В то же время на отдельных реках годовой сток в нижнем течении заметно понизился. Например, на Тереке за последние 10—20 лет сток под влиянием орошения уменьшился на 15—20%. Особенно значительна относительная убыль в маловодные годы. На очень малых горных реках в самые жаркие месяцы нижние участки часто остаются совсем без воды.

В будущем, в связи с дальнейшим расширением орошения, следует ожидать значительного уменьшения стока рек — источников орошения.

В результате изъятия большого количества воды в весенне-летний период и поступления возвратных вод в последующие маловодные месяцы внутригодовой режим стока выравнивается: сток летних месяцев уменьшается, а зимних возрастает. Внутригодовое регулирование значительно возрастает при наличии в системе водохранилищ и перераспределительных каналов.

Влияние осушительных мелиораций на водный режим рек проявляется различно в зависимости от климатических, гидрогеологических и морфологических условий залегания болот, характера их питания, размера рек и глубины вреза их русел, а также от системы осушения. Все же можно сделать некоторые общие выводы.

В первые годы после осушения, когда резко уменьшается испарение (примерно на 15—20%) и срабатываются многолетние запасы воды, обычно наблюдается некоторое увеличение стока половодья и годового стока в целом. В Белорусском Полесье, например, это увеличение составляло для разных рек от 2 до 35%.

В последующие годы, при использовании осушенных земель под сельскохозяйственные угодья и лесопосадки, сток снижается и приближается к первоначальной величине или даже немного ниже ее. Интенсивное освоение пойменных болот на притоках Днепра повлекло уменьшение годового стока на 20—30%.

Максимальные расходы половодья и дождевых паводков в результате осушения изменяются сравнительно мало. В некоторых случаях, как, например, наблюдалось при освоении пойменных болот в лесостепной зоне Украины, они уменьшаются на 20—40%.

Меженный летний и зимний сток, вследствие снижения испарения и лучшего дренирования грунтовых вод подстилающего болота минерального грунта, существенно возрастает. Минимальные модули увеличиваются в 1,5—3 раза.

Таким образом, осушительные мелиорации в общем благоприятно сказываются на режиме речного стока, который заметно выравнивается за счет повышения расходов воды маловодных сезонов.

Регулирование стока водохранилищами. Создание водохранилищ или их каскадов преследует цель накопления воды на определенных участках реки с последующим планомерным расходованием ее на нужды сельского хозяйства (орошение, обводнение), водоснабжения, а также в интересах энергетики, речного транспорта, рыбного хозяйства и других отраслей.

В зависимости от назначения, величины речного стока и орфографических условий емкость водохранилищ может быть различной. Наиболее крупные водохранилища в СССР имеют полезную емкость в десятки кубических километров, а площадь зеркала при нормальном подпорном горизонте—до 5—6 тыс. км². Например, полезный объем Куйбышевского водохранилища на Волге равен 34,6 км³, а площадь зеркала — 6,5 тыс. км². Крупные водохранилища сезонного и многолетнего регулирования коренным образом изменяют водный режим рек на участках ниже плотины (водный режим водохранилищ рассматривается в курсе озероведения).

При сезонном регулировании большая часть стока половодья может быть задержана в водохранилище и ниже плотины расход воды остается близким к предвесеннему. В межень (летом и зимой) он, наоборот, повышается за счет пусков иногда в два-три раза. Влияние сезонного регулирования сказывается на режиме уровня в нижнем бьефе на расстоянии сотен, а иногда, тысяч и более километров. Характерным для нижнего бьефа являются резкие суточные колебания уровня, прослеживающиеся до 100 км от плотины. Ниже плотины Волгоградской ГЭС, например, эти колебания достигают в вегетационный период 2,5, а зимой — 3,0 м.

Литература

- Бочков А. П. О влиянии агротехнических и лесомелиоративных мероприятий на сток рек лесостепных и степных районов. «Тр. ГГИ», 1965, вып. 127.
- Булавко А. Т. Влияние осушения болот на сток рек Белорусского Полесья. Л., Гидрометиздат, 1961.
- Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. «Тр. НИУ ГУГМС», сер. IV, 1944, вып. 15.
- Кузин П. С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Л., Гидрометиздат, 1960.
- Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Чеботарев А. И. Вопросы влияния хозяйственной деятельности на водный режим и водные ресурсы. «Тр. ГГИ», 1973, вып. 206.

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

Тепловой баланс водной массы на участке реки. Температура воды играет большую роль в режиме реки. Она в значительной мере определяет ледовые явления, биологические и химические процессы, питьевые качества воды, возможность ее использования в охлаждательных установках и др.

Непрерывные изменения температуры, совершающиеся в течение суток, года, в многолетнем разрезе, связаны с тепловым балансом водной массы. Уравнение баланса для участка реки в общем виде рассмотрено в гл. II (II-28). Его можно записать в следующей сокращенной форме:

$$S = H\rho c_p(\theta_2 - \theta_1) = A + B + C \quad \text{Дж/см}^2. \quad (\text{VIII-1})$$

Здесь в левой части изменение количества тепла в воде за интервал времени от t_1 до t_2 на участке реки, выраженное через величину водной массы ($H\rho$) и изменение температуры воды (θ_1 и θ_2 — температуры в начальный и конечный моменты времени); c_p — теплоемкость воды, Дж/г·К; ρ — ее плотность, г/см³; H — глубина потока, см. Символом A обозначена сумма всех компонентов теплообмена через поверхность вода — воздух, включающая радиационный баланс (R), теплообмен с воздухом (P) и приход или расход тепла за счет испарения и конденсации ($Q_{\text{и}}$). Величина B выражает сумму компонентов теплообмена через поверхность вода — грунт: теплообмен с ложем реки ($q_{\text{д}}$) и поступление тепла с грунтовыми водами ($m_{\text{г}}$). Наконец, C объединяет все слагаемые, связанные с превращениями в самом потоке: теплообмен в результате фазовых переходов (льдообразование, таяние льда, $q_{\text{л}}$), накопление тепла в процессе перехода механической энергии в тепловую (диссипация энергии, $q_{\text{а}}$) и теплообмен через верхний и нижний замыкающие створы ($m_{\text{с}}$).

Все величины отнесены к 1 см² поверхности воды. Поэтому масса воды в уравнении выражена произведением столба воды высотой H см и площадью основания 1 см² на плотность воды.

Изменение температуры воды за время $(t_2 - t_1)$ из уравнения (VIII-1) выражается формулой:

$$\theta_2 - \theta_1 = \frac{A + B + C}{Hc_p\rho} \text{ град.} \quad (\text{VIII-2})$$

Таким образом, изменение температуры воды во времени зависит от изменения теплообмена через поверхности раздела вода—воздух и вода—грунт и теплообмена, связанного с движениями и превращениями в самом потоке.

Способы определения радиационных составляющих баланса, а также величин теплообмена и влагообмена с воздухом были изложены ранее в гл. V, где рассматривались вопросы снеготаяния. Остановимся на остальных составляющих, учитываемых символами B и C .

Величина поступления тепла в русло с подземными водами и оценивается очень приближенно по данным о подземном притоке воды и ее температуре, либо по тепловому балансу как остаточный член. Согласно расчетам Л. Г. Шуляковского, для некоторых рек бассейна Волги и для Оби в летне-осенний период эта величина колеблется в пределах 85—195 Дж/см²·сут (табл. 45).

Таблица 45

ПРИБЛИЖЕННЫЕ ЗНАЧЕНИЯ УДЕЛЬНОГО (НА ЕДИНИЦУ ПЛОЩАДИ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ) ПРИТОКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД (q_p), А С НИМИ И ТЕПЛА В РУСЛА (m_r)

Река	Участок или пункт	Длина реки или участка, км	q_p , см ³ /см ² ·сут	m_r , Дж/см ² ·сут
Волга	Куйбышев — Камышин	676	3,3	125
Волга	Вольск — Камышин	380	3,1—3,9	117—146
Волга	Саратов — Волгоград	—	4,1	163
Ока	Калуга — Кашира	—	6,4	188
Актай	вся река	128	5,6	163
Малый Черемшан	вся река	196	2,8	84
Обь	Сургут	—	—	150
Обь	Салехард	—	—	117

Относительная величина притока тепла с подземными водами возрастает в межень, когда приток поверхностных вод невелик.

Тепловой поток от дна является функцией температуры грунта ложа и его теплопроводности. Результаты расчетов, выполненных П. П. Кузьминым и Девиком, приведены в табл. 46.

Представляют интерес также данные, полученные А. П. Браславским и З. А. Викулиной для водоемов на разных географических широтах (табл. 47).

Таблица 46

ТЕПЛОБМЕН МЕЖДУ ДНОМ РЕКИ И ВОДОЙ (Дж/см²·сут)

Территория и автор расчета	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Европейская территория Союза (по П. П. Кузьмину):												
а) северная часть	—	—	—	—	—	—	—	—	—	63	50	33
б) южная часть	—	—	—	—	—	—	—	—	—	147	126	71
Р. Гломма, Норвегия (по Девиду)	13	8	8	0	—25	—54	—46	—21	25	42	29	21

Таблица 47

ПРИБЛИЖЕННЫЕ ВЕЛИЧИНЫ ТЕПЛОБМЕНА ВОДЫ С ЛОЖЕМ ВОДОЕМОВ
(Дж/см²·сут)

Месяц	Широта (сев.)	Средняя глубина, м		Месяц	Широта (сев.)	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. В табл. 46 и 47 знаком минус обозначены величины поступления тепла от воды в ложе.

Данные, приведенные в таблицах, показывают циклический ход теплообмена воды с руслом: летом вода нагревает дно, а осенью и зимой дно нагревает воду. По расчетам П. П. Кузьмина, в период осеннего охлаждения воды теплоток от дна к воде составляет для Нижней Волги и Оки в среднем течении около 100 Дж/см²·сут. Эти величины соизмеримы с величинами теплообмена воды с воздухом.

Приход тепла вследствие диссипации энергии потока (q_3) рассчитывается по формуле:

$$q_3 = \frac{\delta v h i}{\varepsilon}, \quad (\text{VIII-3})$$

где v — скорость течения; h — глубина потока; i — уклон водной поверхности; δ — объемный вес воды и ϵ — механический эквивалент тепла.

Для большинства равнинных рек эта величина относительно мала, но для рек с большими уклонами и скоростями течения возрастает в десятки раз. Для Оки и Волги, например, она приблизительно равна 4—29 Дж/см²·сут, а для Ангары — около 420 Дж/см²·сут. Она должна увеличиваться в период половодья и паводков в связи с возрастанием скорости и глубины.

Теплообмен через верхний и нижний створы, ограничивающие участок реки, можно рассчитать по соотношению:

$$m_c = c_p \delta (Q_1 \theta_1 - Q_2 \theta_2) \Delta t, \quad (\text{VIII-4})$$

где Q_1 и Q_2 — средние за интервал времени Δt расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах; θ_1 и θ_2 — средние температуры воды в этих створах.

Значение m_c возрастает при неустановившемся режиме течения, например во время паводков, когда расходы воды во входном и выходном створах могут сильно различаться.

В период льдообразования и вскрытия рек существенную роль в теплообмене играет скрытая теплота льдообразования, которую можно вычислить при наличии данных о количестве льда, образовавшегося в расчетный интервал времени.

Наконец, перед началом ледостава, а также после очищения реки некоторое количество тепла расходуется водой на растапливание снега, попадающего на водную поверхность при снегопадах и в результате сдувания с прилегающей местности. На горных реках это расходование должно быть особенно значительно. По наблюдениям на малых реках Кавказа, количество снежур, несомой потоком, доходит до 0,1—0,2 м³/с.

Из вышеизложенного явствует, что в течение года изменяются как абсолютные величины, так и доля участия в теплообмене составляющих теплового баланса водной массы.

После освобождения реки от льда наибольшее значение в теплообмене приобретает радиационный баланс и теплообмен с воздухом (факторы группы A). Приток тепла от солнечной радиации возрастает от марта к июлю в полтора-два раза. Все остальные слагаемые либо ничтожно малы, либо играют подчиненную роль.

Осенью теплоприход от солнечной радиации резко падает и одновременно возрастает эффективное излучение. Главными источниками охлаждения воды становятся теплообмен с атмосферой и эффективное излучение. Вместе с тем начинается поступление тепла от дна в толщу воды. По расчетам П. П. Кузьмина для Волги и Оки, в октябре—ноябре суммарное поступление тепла от ложа с подземными водами и за счет перехода механической энер-

гии в тепловую (факторы группы *В*) достигает 290 Дж/см²·сут. В связи с этим охлаждение воды в реках сильно отстает от охлаждения воздуха.

В период интенсивного льдообразования и особенно при ледоставе роль радиационного баланса сводится к минимуму. Лед и покрывающий его снег уже при толщине твердого слоя около 20 см практически приостанавливают проникновение солнечной радиации в воду и обратное тепловое излучение в атмосферу. В то же время возрастает теплообмен с дном. Значительную роль приобретает также поступление тепла от замерзания воды, которое компенсирует тепловой поток через лед.

Суточный, годовой и многолетний ход температуры воды. В связи с различиями в теплообмене воды с атмосферой в ночное и дневное время наблюдаются внутрисуточные колебания температуры воды. Наибольшая амплитуда этих колебаний наблюдается летом, когда днем вода нагревается под действием солнечного тепла, а ночью остывает в результате преобладания эффективного излучения. Минимальные значения температуры летом наблюдаются в утренние часы, а максимальные — в 15—17 час.

На разных широтах суточная амплитуда различается — на севере она меньше вследствие меньшей продолжительности ночи, и на больших реках, как правило, не превосходит 1°. К югу возрастает до 2—3°.

Величина амплитуды зависит от водности реки и характера погоды. Для рек с большими расходами воды она меньше, чем для маловодных рек вследствие большой тепловой инерции первых. При ясной погоде разница между температурой воды днем и ночью больше, чем при облачной.

В осенний период (перед льдообразованием) на горных реках могут наблюдаться очень резкие понижения температуры. Например, на Амударье отмечен случай, когда за сутки температура воды понизилась почти на 6° — с +8 до +2°. Весной на этой же реке наблюдались понижения на 4° за сутки. Обычно, особенно на больших реках со спокойным течением, осеннее понижение температуры воды за сутки не превосходит десятых долей градуса. В это время теплоприход от солнечной радиации невелик, и эффективное излучение мало изменяется от дня к ночи.

Суточный ход температуры сохраняется и зимой, если река не покрыта льдом; на горных реках он выражен довольно четко (табл. 48).

Внутри года температура воды имеет закономерный ход, связанный с изменением теплового баланса. После вскрытия она повышается и достигает наибольшей величины в июле, реже в августе.

В отдельные годы в связи с особыми метеорологическими условиями максимум может наблюдаться в июне. После этого температура понижается и достигает минимума в начале ледостава.

ВНУТРИСУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ВОДЫ р. КУРЫ (°С)

Дата	Темпера- тура	Время суток, часы								
		5	7	9	11	13	15	17	19	23
19/I 1953	воздуха	-4,9	-2,4	-1,6	0,6	3,8	4,2	2,4	1,4	0,6
	воды	0	0	0,3	0,2	0,7	0,8	0,8	1,2	0,2
2/II 1953	воздуха	-6,4	-7,2	-5,0	-2,2	-0,2	2,0	-1,7	-4,0	-7,0
	воды	0	0	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0	0

В период нагревания воды в первую половину лета температура ее остается несколько ниже температуры воздуха, а в период охлаждения, наоборот, выше.

Среднегодовая температура воды обычно выше среднегодовой температуры воздуха, так как в реке вода не охлаждается ниже 0°, тогда как воздух может иметь отрицательную температуру. Понятно, что разница между среднегодовыми температурами воды и воздуха должна быть больше в полярных странах с продолжительной зимой.

Распределение температуры воды по сечению и по длине реки. В реках вследствие интенсивного турбулентного перемешивания температура воды выравнивается по всему живому сечению. Но все же имеются заметные различия между поверхностными и придонными слоями, между прибрежными частями 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 берегов нагревается быстрее, чем вода, и передает тепло прибрежным струям. В период осеннего охлаждения воды картина меняется на обратную: у берегов и на поверхности вода несколько холоднее, чем в середине потока и у дна. Зимой подо льдом также наблюдается небольшое повышение температуры от поверхности ко дну, связанное с теплоприходом с грунтовыми водами и от дна.

На реках с быстрым течением и отсутствием застойных зон различия в температуре по сечению обычно не превышают сотых, редко одной-двух десятых долей градуса и могут быть уловлены лишь с помощью высокочувствительных термометров с точностью отсчета порядка 0,01—0,03°. Но на реках со спокойным течением эти различия могут достигать одного и более градусов. Особенно значительны они на реках, вытекающих из озер, где летом наблюдается прямая, а зимой — обратная температурные стратификации (летом — понижение, а зимой — повышение температуры ко дну). Влияние водоемов с замедленным водообменом сказывается, конечно, сильнее всего в истоках реки.

На неозерных реках неоднородность температуры может возникать вследствие выхода мощных источников с температурой, отличающейся от температуры воды в реке, а также при больших различиях скоростей течения на стрежне и у берегов или в застойных зонах (мертвых пространствах).

По длине реки температура воды изменяется главным образом под влиянием климатических условий. На больших реках, текущих с севера на юг и пересекающих различные климатические зоны, температура в общем повышается от истоков к устью, а на реках, текущих в обратном направлении, этой тенденции может и не быть или может наблюдаться понижение температуры к устью.

Особенно заметны различия на горных реках, где в пределах небольших территорий сменяется несколько климатических поясов. Здесь, как правило, температура повышается от истоков к устью. Например, средняя многолетняя температура воды р. Чаткал (приток р. Чирчик) у устья Терса равна $4,1^{\circ}$, у устья Найды — $6,1^{\circ}$ и у устья Чарвак — $7,3^{\circ}$. Однако такие большие реки, как Амударья, имеют более сложное распределение температуры. На Амударье, в частности, самая высокая температура наблюдается в районе Керки-Чарджоу, т. е. в среднем течении. Выше и ниже по течению температура понижается в соответствии с более низкими температурами воздуха в горах и на более северном участке, в пределах Туранской низменности.

Малые горные реки по причине различий в высотах водосборов имеют сильно различающиеся значения средних многолетних температур воды. В Средней Азии в пределах горных участков средние температуры колеблются от 1° и менее до $12-15^{\circ}$. Самую низкую температуру имеют участки рек при выходе их из ледников, а самую высокую — в предгорьях и на равнине.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ

Фазы зимнего режима. Период зимнего режима рек в умеренных широтах считают с момента, когда температура воды снижается до 0° и на реке появляется первый лед, и до начала интенсивного весеннего подъема уровня воды. На большинстве малых и средних рек, а также на больших реках, текущих с юга на север, ледоход наблюдается при высоких уровнях и нередко на пике половодья. Поэтому исчезновение плавучего льда происходит значительно позднее конца зимней межени. Однако в дальнейшем мы будем рассматривать весь период до момента очищения реки от льда, условно называя его зимним.

Весь период зимнего ледового режима делят на три фазы: замерзание, ледостав и вскрытие. Замерзание начинается с появления льда на реке и заканчивается образованием ледостава. Под ледоставом понимают интервал времени, когда река на всем протяжении или на рассматриваемом участке покрыта сплошным не-

подвижным льдом. На реках СССР продолжительность ледостава в особо суровых климатических условиях достигает 6 месяцев. Но в горных районах и на реках с быстрым течением сплошного льда может и не быть, и лед образуется в виде заберегов.

На юге (в Крыму, в Закарпатье, на Кавказе) ледостав на некоторых реках не образуется по причине частых оттепелей и дождей паводков.

Фаза вскрытия занимает время от начала разрушения льда до полного его исчезновения с поверхности реки.

Замерзание. Появлению льда на реках предшествует быстрое охлаждение воды при отрицательном тепловом балансе. Интенсивность теплопотерь с водной поверхности в предледоставное время равна в умеренных широтах в среднем $1200\text{--}2100 \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{сут.}$, но в отдельных случаях достигает $8370 \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{сут.}$ Наибольшую часть этой суммы составляет теплоотдача в воздух (около 40%); на испарение тратится около 25—30%, столько же примерно расходуется эффективным излучением.

Первые признаки льда появляются тогда, когда температура поверхности реки понижается до точки кристаллизации — для рек практически до 0° . В этот момент теплоотдача водной поверхности превышает приток тепла к ней из толщи воды. С момента начала переохлаждения воды в поверхностном слое, когда температура во всем живом сечении еще не достигла 0° , на поверхности тотчас же начинают образовываться кристаллы льда.

Охлаждение воды до 0° раньше всего наступает на мелководных участках близ берегов, а также в застойных местах. Вдоль кромки берегов появляются полосы примерзшего льда. Такие образования называются заберегами. Нарастанию заберегов способствует более быстрое охлаждение грунта берегов.

Мельчайшие кристаллы льда, образовавшиеся дальше к стрежню реки, смерзаются в пластинки прозрачного льда и увлекаются течением, эти пластинки называются салом. Сало идет по реке в течение 3—8 дней. Турбулентное перемешивание способствует переохлаждению всей толщи воды до дна. При этом ледяные кристаллы начинают образовываться не только на поверхности, но и во всей массе воды. При благоприятных гидравлических условиях на твердых предметах, находящихся в потоке и на дне, нарастают комья чаще всего непрозрачного льда, называемого внутриводным льдом. Всплывая на поверхность, этот лед образует шугу.

Образование внутриводного льда и шуги, чрезвычайно интересное по своей природе явление, привлекает внимание с точки зрения хозяйственного использования рек.

Пластинки сала, вновь образовавшиеся кристаллы, всплывший внутриводный лед, смерзаясь между собой, растут как по площади, так и в толщину. В результате образуются льдины. В этом процессе иногда участвует также снежура — комья смерзшегося снега, попавшего в воду во время снегопада или в результате

надувания ветром. Снег не тает в воде, поскольку температура ее близка к нулю градусов, и большие его скопления образуют так называемые «облака» снежуры. Отдельные льдины могут смерзаться в ледяные поля. Движение льдин и ледяных полей под влиянием течения называется ледоходом.

Густота льда во время ледохода меняется. Вначале идет преимущественно мелкий лед. Нередко он покрывает только часть

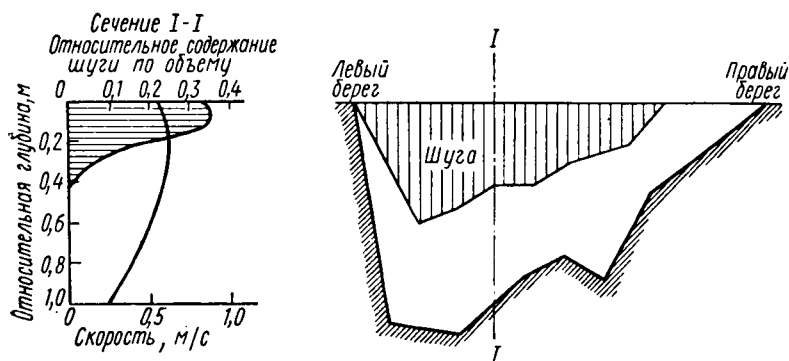


Рис. 94. Распределение шуги по глубине (р. Большая Лиахви)

реки, прижимаясь к одному берегу течением на поворотах и боковым ветром. К концу осени густота ледохода увеличивается, чему способствует вынос льда из притоков.

Движение шуги на поверхности и внутри водного потока называется шугоходом. Во время шугоходов на горных реках сначала шуга движется отдельными комьями, а затем формируются шуговые «ковры» округлой формы. Длительность непрерывных шугоходов доходит до 5—6 сут; на реках Кавказа — в среднем около 15 ч. Шуга движется слоем неодинаковой плотности. На рис. 94 показано распределение шуги по глубине на р. Большая Лиахви. Наиболее компактно она располагается у поверхности воды. С глубиной насыщение льдом убывает. Такое распределение шуги складывается под влиянием турбулентного перемешивания, стремящегося распротранить частицы льда по всему сечению, и архимедовой силы, выталкивающей их на поверхность.

В последней стадии ледохода густота льда и размеры отдельных льдин настолько увеличиваются, что в естественных или искусственных сужениях русла и на мелководьях, препятствующих транспорту материала, образуются заторы. Заторы препятствуют движению воды, но осенью, когда паводки затухают и водность стабилизируется, они, как правило, не приводят к большим подпорным подъемам уровня в реке.

Движение масс шуги отличается от ледохода тем, что шуга представляет собой легко дробящиеся и деформирующиеся обра-

зования, которые при больших скоростях течения затягиваются под лед и забивают живое сечение реки. На стесненных участках русла (сужения, перекаты) шуга останавливается и уменьшает водопропускную способность русла. Образуется за жор, выше которого уровень воды может резко повыситься. Такие подъемы иногда превышают подъемы уровня в половодье.

Для борьбы с зажорными явлениями прибегают к взрывным и ледокольным работам. На Неве, например, с помощью ледоколов прокладываются «борозды» от нижней части зажора вверх для улучшения условий движения воды, шуги и битого льда.

Продолжительность осеннего ледохода на больших реках в среднем около 10—12 дней, а на малых — менее 7 дней. На некоторых малых реках юга и запада европейской части СССР, в том числе и на малых притоках Волги с площадями бассейнов до 1000 км², а также на реках южной части Западной Сибири и равнинного Казахстана с малыми уклонами осеннего ледохода обычно не наблюдается.

Ледостав. Большие реки со сравнительно спокойным течением, как показали аэрофотосъемки по рекам Каме, Волге, Северной Двине, Оби, замерзают в связи с заторами.

Отдельные льдины смерзаются в ледяные поля и срастаются с берегами. Ледяные перемычки постепенно удлиняются главным образом вверх по течению за счет сокращения полыней — участков свободной воды.

Процесс замерзания малых равнинных рек юга СССР протекает иначе. Реки с площадями бассейна не более 5000 км² чаще замерзают от сближения и срастания берегов.

На реках с быстрым течением формирование ледостава связано с интенсивным образованием внутриводного льда. Шуга, плывущая по поверхности сплошными «коврами», подобно ледоходу, останавливается в местах стеснения русла и образует ледяные перемычки. Выше перемычек накапливается лед, который, смерзаясь и сливаясь с берегами, образует сплошной покров. Такой лед часто имеет неровную, торосистую поверхность. Подобный характер ледостава наблюдается, например, на Сырдарье. На порожистых, неглубоких участках каменистых выступов дна донный лед иногда образует куполообразные наросты — пятры. Пятры выходят на поверхность, стесняют течение воды и тем самым способствуют замерзанию вышележащих плесов. Образование пятр наблюдалось на Волхове, Дону и других реках.

В начале ледостава на больших реках толщина льда убывает вверх от затора. По ширине русла толщина льда очень неравномерна, так как береги и транзитный лед, как правило, имеют наибольшую толщину, а местный лед сравнительно тонок. Промежутки между старыми льдинами еще не успели затянуться молодым льдом, цементирующим ледяную массу. Эта неравномерность постепенно сглаживается и уже через 10—15 дней становится ме-

нее заметной. Тонкий лед, благодаря большей теплопроводности, нарастает быстрее остальной более толстой массы.

Нижняя поверхность ледяного покрова с приставшими комьями рыхлого льда вначале очень шероховата, что сказывается на уменьшении скоростей течения. В дальнейшем губчатый лед постепенно смывается и шероховатость уменьшается. Благодаря этому скорости возрастают, а уровень воды понижается. К весне в связи с уменьшением расхода грунтового питания уровень еще более понижается и может произойти прогибание ледяного покрова.

Полыньи не только остаются в процессе замерзания реки, но могут образоваться и в результате протаивания льда зимой. В связи с волнообразным характером похолоданий бывают периоды, когда приток тепла из водной массы к поверхности воды может превысить расход тепла в атмосферу. Тогда ранее образовавшийся лед начинает таять и может исчезнуть полностью. Образуется полынья, которая при изменившихся условиях погоды может снова затянуться льдом.

Различают полыньи термического и динамического происхождения. Первые встречаются в местах с выходами относительно теплых грунтовых вод или поступления теплых сточных вод. Второй тип характерен для участков с большими скоростями течения (пороги, стремнины), где льда не образуется в силу размывающего действия воды.

Следует сказать, что такое деление является условным, так как и в случае динамического происхождения полыней немалую роль играет тепло, высвобождающееся в результате расходования механической энергии быстро текущей воды. Полыньи, остающиеся в нижних бьефах гидроэлектростанций, как раз обязаны своим происхождением совместному действию термики и кинематики потока.

Своеобразны процессы льдообразования в условиях суровой зимы и многолетней мерзлоты Северо-Востока СССР. Ледостав здесь длится до 6—8 месяцев. На неперемежающихся в зимнее время реках образуются мощные наледи — толстый слой льда, нарастающий поверх первичного льда за счет излившейся на его поверхность воды. Выход воды на поверхность совершается под гидростатическим напором, возникающим при стеснении живого сечения быстро растущим льдом.

Толщина таких наледей в условиях Северо-Востока достигает двух и более метров, а площадь распространения — десятков квадратных километров. Особенно распространены наледи в бассейнах Яны, Индигирки, на притоках Лены.

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

В первые дни ледостава, когда лед еще тонок и тепловой поток от воды в воздух значительно превышает приток тепла из водной

толщи к ее поверхности, нарастание льда происходит сравнительно быстро. В дальнейшем, по мере увеличения толщины льда и нарастания слоя снега на льду, процесс замедляется. В климатических условиях средней полосы уже к середине зимы может установиться равновесие между расходом тепла через снего-ледяной покров и притоком его к нижней поверхности льда. В таком случае рост толщины льда снизу прекращается.

Но во вторую половину зимы (примерно с февраля) может наблюдаться нарастание льда сверху за счет смерзания насыщенного водой снега. Пропитывание водой снега на льду происходит в результате прогибания льда под тяжестью снеговой массы и выхода воды на поверхность через трещины. Нарастание снегового льда наиболее интенсивно протекает в районах с обильными снегопадами.

Толщина льда может рассчитываться на основе теплового баланса поверхностного слоя воды. Для этого можно воспользоваться общим уравнением (II-28), в котором для случая сплошного ледяного покрова остаются лишь два слагаемых: P — расход тепла в атмосферу через лед путем молекулярной теплопроводности и $q_{\text{л}}$ — приход тепла в результате замерзания воды. Притоком тепла из массы воды к ее поверхности ($q_{\text{д}}$ и $m_{\text{г}}$) также пренебрегаем за его относительной малостью.

Расход тепла через лед (и снег на льду) приближенно выражается:

$$dP = \lambda_{\text{л}} \frac{\theta}{h_{\text{л}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} h_{\text{с}}} dt,$$

где θ — температура верхней поверхности льда или снега на льду; $h_{\text{л}}$ и $h_{\text{с}}$ — соответственные толщина льда и высота снега на льду; $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{с}}$ — коэффициенты теплопроводности льда и снега.

Количество тепла, выделяющееся при замерзании воды, равно:

$$dq_{\text{л}} = \rho_{\text{л}} v_{\text{п}} dh,$$

где $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда; $v_{\text{п}}$ — удельная теплота льдообразования; dh — приращение толщины льда.

Так как температура воды подо льдом не может опуститься ниже 0°C , убыль тепла dP должна компенсироваться теплотой замерзания $dq_{\text{л}}$, т. е.

$$\rho_{\text{л}} v_{\text{п}} dh = \lambda_{\text{л}} \frac{\theta}{h_{\text{л}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} h_{\text{с}}} dt.$$

Интегрируя это уравнение в предположении стационарности процесса (при постоянной θ), получаем:

$$h_{\pi} = \sqrt{\left(h_{\pi_0} - \frac{\lambda_{\pi}}{\lambda_c} h_c\right)^2 + 2 \frac{\lambda_{\pi}}{v_{\pi} \rho_{\pi}} \theta t - \frac{\lambda_{\pi}}{\lambda_c} h_c}, \quad (\text{VIII-5})$$

где h_{π_0} — начальная толщина льда.

Если вместо θt подставить сумму среднесуточных отрицательных температур поверхности снега θ_{π} по соотношению $\theta t = 86\,400 \sum \theta_{\pi}$, величины h_c и h_{π_0} взять в см и учесть, что $\lambda_{\pi} = 0,0222$ Дж/(см·с·К), $\lambda_c = 0,0015$ Дж/(см·с·К), $v_{\pi} = 335$ Дж/г, $\rho_{\pi} = 0,92$ г/см³, то получим:

$$h_{\pi} = \sqrt{(h_{\pi_0} - 14,8h_c)^2 + 12,5\sum\theta_{\pi} - 14,8h_c}. \quad (\text{VIII-6})$$

Эта формула позволяет рассчитывать толщину льда, если известны ежедневные средние значения отрицательной температуры поверхности льда или снега на льду (при наличии снега), начальная толщина льда и высота снега на льду.

Рассмотрим частный случай, когда замерзание реки начинается с образования тонкого слоя кристаллического льда на поверхности воды (без ледохода и заторов льда). Очевидно, это возможно в небольших стоячих водоемах или в малых реках со слабым течением.

В этом случае в начале замерзания можем принять $h_{\pi_0} = 0$ и $h_c = 0$. Тогда формула (VIII-6) упростится:

$$h_{\pi} = 3,54 \sqrt{\sum\theta_{\pi}} \text{ см.} \quad (\text{VIII-7})$$

Затем можно заменить сумму температур поверхности снего-ледяного покрова, не измеряемых на сети гидрометеорологических станций, более доступными суммами отрицательных среднесуточных температур воздуха $\sum\theta_{\pi}$. Учитывая, что между ними имеется линейная связь, получаем:

$$h_{\pi} = 3,54k \sqrt{\sum\theta_{\pi}} \text{ см,} \quad (\text{VIII-8})$$

где k — некоторый эмпирический коэффициент пропорциональности.

В таком виде формулы эмпирическим путем были получены рядом авторов. Наиболее известными являются формулы Ф. И. Быдина, полученные по данным наблюдений на р. Свири при средних скоростях течения до 0,5 м/с и толщине снега на льду до 40 см.

$$\begin{aligned} h_{\pi} &= 2 \sqrt{\sum\theta_{\pi}} \text{ см,} \\ h_{\pi} &= 11 \sqrt{\sum\theta_{\pi,1}} \end{aligned} \quad (\text{VIII-9})$$

где θ_{π} и $\theta_{\pi,1}$ — соответственно среднесуточная и среднемесячная отрицательные температуры воздуха.

По сравнению с формулами Быдина, формула (VIII-6) обладает большей общностью, но и она может дать значительные ошибки в тех или иных конкретных условиях. Поэтому для практиче-

ских расчетов толщины льда при отсутствии соответствующих наблюдений лучше пользоваться графиками типа рис. 95, которые строятся по материалам прошлых наблюдений на данной реке или соседних реках со сходными условиями льдообразования.

Вскрытие. Разрушение ледяного покрова весной происходит под действием солнечной радиации, поступления тепла из воздуха и с талыми водами и в результате механического воздействия текущей воды.

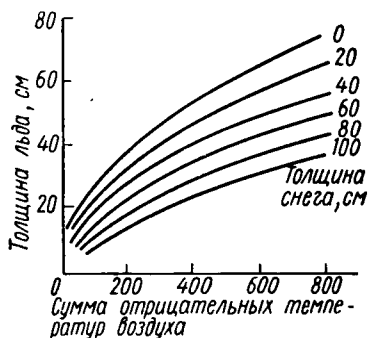


Рис. 95. Зависимость толщины льда от отрицательных температур воздуха и толщины снега на льду

Раньше всего начинает таять снег на льду. Появившаяся вода благоприятствует проникновению солнечных лучей к поверхности льда. Вместе с тем она постепенно просачивается в мельчайшие трещины и ослабляет спай кристаллов; лед становится менее прочным.

Одновременно под действием тепла берегов и стекающей с них относительно теплой воды образуются закраины — прибрежные полосы чистой воды. Если талая вода поступает обильно, то

уровень в реке повышается, закраины увеличиваются и лед приподнимается.

Еще до того, как лед придет в движение, на отдельных участках, где толщина его была небольшая, образуются полыньи или лед превращается в рыхлую, кашеобразную массу. Это происходит потому, что под действием теплой воды он тает снизу, особенно в местах поступления в реку сточных или родниковых вод. На больших реках европейской части СССР стаивание снизу составляет от 30 до 50% его предвесенней толщины.

Дальнейший подъем уровня в реке вызывает подвижку льда. Ледяные поля смещаются на расстояние, несколько превышающее длину нижележащей полыньи, фронтальная их часть крошится, происходит нагромождение обломков на нижележащий неподвижный лед, который также может прийти в движение. Большое напряжение, испытываемое ледяными полями при сдвиге, вызывает образование трещин и дальнейшее их разрушение.

При дружной весне одна-две подвижки обычно приводят к ледоходу. Но часто подвижки повторяются несколько раз с интервалами до недели и более.

Последней стадией вскрытия является весенний ледоход.

В описанном процессе вскрытия преобладает фактор термики. Так вскрываются главным образом реки, текущие с севера на юг. Вскрытие их начинается снизу и продвигается вверх по течению. Ледоход несколько опережает волну половодья и проходит отно-

сительно спокойно. Заторы льда редки и не так мощны, хотя и превосходят заторы, наблюдающиеся в период осеннего замерзания.

В низовьях таких рек ледоход чаще представляет собой движение разрозненных льдин и продолжается от 10 до 20 дней. Подобная картина наблюдалась в нижнем течении Дуная, Днепра, Дона, Волги до их зарегулирования.

Иначе протекает вскрытие на больших реках, текущих с юга на север — на реках Сибири и европейского Севера. Здесь доминирующим фактором разрушения льда является напор воды. Половодье раньше начинается в верховьях, и талая вода, продвигаясь по реке, встречает еще прочный лед, припаянный к берегам. Под напором возрастающего расхода воды лед вспучивается, трескается и распадается на отдельные льдины. Ледоход начинается при высоких уровнях, идет очень бурно и сопровождается мощными заторами; продолжительность его не превышает недели. На реках Восточной Сибири вскрытие происходит при подъемах воды — около 50—70% наивысшего за половодье.

Заторы льда вызывают большие подпорные подъемы уровня. Известный затор на Енисее в 1909 г. вызвал подъем уровня на 12 м меньше, чем за сутки.

Малые и средние реки европейской части СССР, бассейны которых не имеют большого широтного простираия, вскрываются почти одновременно на всей длине. Ледоход на них совпадает с высокими уровнями и часто проходит на пике половодья.

На южных горных реках, замерзающих в низовьях (Амударья, Сырдарья, Чу, Или), ледоход протекает сравнительно спокойно, одновременно с постепенным возрастанием их водности в весенний период.

Внутриводный лед и шуга. Современное представление о природе внутриводного льда зиждется в основном на исследованиях отечественных гидрологов: В. М. Лохтина, В. Я. Альтберга, А. Н. Зильбермана, В. В. Пиотровича и других, сочетавших наблюдения на реках с целенаправленными лабораторными экспериментами.

Первичной формой внутриводного льда являются мельчайшие ледяные кристаллики, появляющиеся в потоке при переохлаждении воды в результате соприкосновения с холодным воздухом, когда температура ее снижается до тысячных и сотых долей градуса ниже нуля. Переохлаждение начинается в поверхностном слое, но затем распространяется на всю глубину благодаря турбулентному перемешиванию всей толщи воды. Степень переохлаждения и скорость его распространения ко дну будут тем больше, чем ниже температура воздуха и больше скорости потока.

В дальнейшем, при наличии центров кристаллизации и продолжающемся охлаждении воды, кристаллы растут. Наиболее благоприятные условия для их роста и образования агрегатов в виде комьев льда предоставляют неподвижные твердые предметы, имею-

щиеся в воде: каменистые выступы дна, валуны, галька, а также металлические предметы (якоря, тросы, цепи), обладающие наибольшей гидрофильностью — способностью наращивать и удерживать на своей поверхности ледяные кристаллы в переохлажденной воде. На них образуются наросты непрозрачного губчатого льда, достигающие иногда толщины в несколько десятков сантиметров. Эти образования называются донным льдом.

Если твердый предмет, например металлическую решетку, подвесить на некоторой высоте от дна, то и на нем будет накапливаться лед, подобный донному. Такой лед называют подвешенным.

Лед в толще воды образуется не только на камнях и металлических предметах, но и на предметах из других материалов. В результате экспериментов В. В. Пиотровичем установлено, что относительное количество его в среднем составляет: для металлов 20—25 единиц, для стекла 15 и для дерева и эбонита 3—4 единицы. Разные материалы обладают различной гидрофильностью. В литературе указанное явление получило название «избирательной способности льда».

Переохлаждение воды в результате соприкосновения с холодным воздухом может происходить лишь в местах с открытой водной поверхностью. Зимой наиболее вероятными участками переохлаждения являются полыньи, остающиеся на порожистых участках равнинных рек или ниже водосбросных сооружений. На горных реках открытая водная поверхность на отдельных участках может сохраняться в течение всей зимы.

Всплытие донного льда при открытой водной поверхности начинается тогда, когда подъемная сила ледяных наростов превышает силу сцепления их с грунтом. Тогда донный лед в виде шуги частично плавает по воде, частично попадает под ледяной покров на участках ниже открытого водного пространства или полыньи. По наблюдениям Зильбермана, на Каме ниже Камских Полян шуга в наибольшем количестве оказывалась сразу же ниже полыньи.

Если же поверхность реки на участке образования внутриводного льда покрывается сплошным льдом (полыньи затягиваются), то кристаллизация в воде прекращается. Поверхность дна нагревается снизу, сцепление льда с грунтом ослабевает, и всплытие его усиливается.

Скопления шуги под ледяным покровом, вместе с битым льдом, иногда закупоривают живое сечение на 50% и более. На Свири в прошлом наблюдались случаи стеснения до 86%.

На основании исследований можно назвать следующие непременные условия образования внутриводного льда:

- 1) переохлаждение воды ниже 0° хотя бы на сотые доли градуса;
- 2) наличие ядер кристаллизации — частичек льда от берегов, снега или минеральных наносов;

3) быстрое течение воды, способствующее выравниванию температуры в живом сечении и отношению тепла кристаллизации.

Расчетные способы определения расхода шуги. Под расходом шуги, подобно расходу воды, понимают количество ее в кубических метрах или тоннах, проходящее через сечение реки в секунду. В гидрометрии рассматриваются способы обнаружения донного льда и шуги на конкретных участках рек, определения ее концентрации в воде и приближенного определения расхода по данным наблюдений. Здесь эти вопросы опущены. Остановимся на способах вычисления расхода по метеорологическим данным.

По наблюдениям на реках Средней Азии и Кавказа установлено, что с каждой волной холода (после оттепели) шуга появляется не сразу, а после накопления некоторой предельной суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха. В дальнейшем расход шуги растет с ростом этой суммы. Используя эту зависимость, С. Я. Вартазаров предложил следующую формулу:

$$V_{\text{ш}} = -A \sum_1^t \theta + B \text{ тыс. м}^3, \quad (\text{VIII-10})$$

где $V_{\text{ш}}$ — объем шуги (тыс. м³) за период похолодания; $\sum_1^t \theta$ — сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха по ближайшей метеостанции за t суток периода отрицательных температур (берется со знаком минус); A и B — параметры, определяемые по данным наблюдений. Величина B по смыслу должна представлять собой сумму среднесуточных отрицательных температур до момента появления шуги, умноженную на некоторый постоянный множитель.

Оба параметра должны зависеть от расхода воды и ее начальной температуры, но с известным приближением для данного участка реки принимаются постоянными. Их можно осреднить и для целой группы рек примерно с одинаковой водностью. Для рек Армении значение A получено равным 2, а значение B — равным 38.

Расход шуги, средний за время t , очевидно, получится от деления $V_{\text{ш}}$ на число секунд в интервале t суток.

Если отрицательные температуры воздуха суммировать от момента появления шуги на участке, то средний расход шуги за t дней выразится формулой без свободного члена. Для больших равнинных рек В. А. Милошевичем получена формула вида:

$$q_{\text{ш}} = 0,012 v_{\text{пов}} \frac{\omega}{\omega_{\text{п}}} \left(\sum_1^t \theta \right)^{0,84} \text{ т/м} \cdot \text{с},$$

где $q_{ш}$ — удельный (на единицу ширины потока) расход шуги, т/м·с; $v_{пов}$ — поверхностная скорость течения в расчетном створе при свободном русле, м/с; ω и $\omega_{п}$ — площади водного сечения (м²) соответственно при неподпорном движении и при подпоре от ледяного покрова, находящегося ниже по течению, при одинаковом расходе воды; $\sum_1^i \theta$ — сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха.

Отношение площадей водных сечений выражает уменьшение скорости движения шуги в условиях подпора по сравнению со

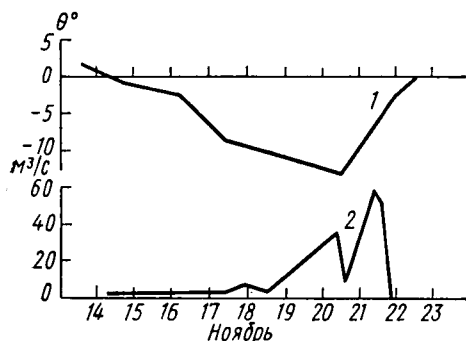


Рис. 96. Ход температуры воздуха и расхода шуги на р. Нарве: 1 — температура воздуха, 2 — расход шуги

скоростью при свободном русле. В использованных при выводе формулы данных скорости течения колебались в пределах от 0,50 до 2,00 м/с.

Наибольшие расходы шуги на участках с открытой водной поверхностью равнинных рек формируются в самом начале потепления (рис. 96).

В это время наблюдается массовое всплывание донного льда.

На горных реках наибольшие расходы обычно бывают при прорыве зажоров.

Плотины, создаваемые на крупных реках, существенно изменяют их термический режим. В нижний бьеф осенью и зимой вода поступает теплее, а весной, наоборот, холоднее, чем в обычных условиях. Поэтому годовая амплитуда температуры в нижнем бьефе снижается.

Сроки и продолжительность ледовых фаз на зарегулированных участках рек заметно отличаются от таковых в естественных условиях в связи с изменением термических и гидродинамических условий.

Ниже плотины образуется полынья, длина которой достигает десятков километров. Например, ниже Волгоградской ГЭС полынья распространяется до 50—65 км. Размеры ее изменяются в зависимости от температуры воздуха и скоростей течения воды. По мере накопления холода в течение зимы кромка льда приближается к плотине и полынья сокращается. В холодные зимы длина ее уменьшается до сотен метров или нескольких километров. В связи с образованием шуги в нижнем бьефе часто наблюдаются зажоры льда.

Для характеристики сроков льдообразования можно воспользоваться фоновыми картами Государственного гидрологического института, дающими осредненные значения дат. Действительные сроки замерзания и вскрытия отдельных рек могут отличаться от показанных на карте, особенно для малых рек. Еще в 1886 г. М. А. Рыкачевым было установлено, что малые реки в среднем замерзают примерно на неделю раньше, чем большие. Им были составлены таблицы вскрытия и замерзания рек России. Позднее данные Рыкачева неоднократно уточнялись, но отмеченное им различие в сроках замерзания больших и малых рек подтвердилось.

Замерзание рек раньше всего начинается в Восточной и Центральной Сибири, где в октябре уже наблюдается ледостав. В этот ареал входят бассейны рек Колымы, Яны, Индигирки, Лены, среднего и нижнего течения Енисея и нижнего течения Оби. Сюда относится и большинство других меньших рек бассейна Ледовитого океана. Позднее, в течение ноября, покрываются льдом реки Дальнего Востока, юга Западной Сибири и Северного Казахстана.

В центральной части европейской территории страны (бассейны Северной Двины, Волги, Верхнего Дона) ледостав начинается также в ноябре, а на юго-западе (на реках Балтийского моря, в нижнем течении Дона и в бассейне Днепра) — только в декабре.

Осенний ледоход продолжается от 3—7 дней на малых реках, до 10—12 дней на больших.

Наибольшие ежегодные колебания начала ледостава наблюдаются на западе и юго-западе страны; амплитуда их — до 80—90 дней. В некоторых районах Причерноморья и в Карпатах ледостава в отдельные годы вообще не бывает. Наиболее дружно замерзают реки в районах Северо-Востока СССР; амплитуда ежегодных колебаний начала ледостава здесь не превышает 20—30 дней.

Весенний ледоход на юге в европейской части страны начинается в марте (бассейны Днепра, Дона, Западной Двины). В средней части он запаздывает примерно на месяц (бассейн Волги, среднее течение Северной Двины), а на Крайнем Севере (Печора, реки Колыского п-ова) отстает еще на месяц и наблюдается только в мае.

В мае вскрываются реки северной и центральной Сибири и Дальнего Востока, за исключением самых северных участков, лежащих за Северным полярным кругом. Реки северного побережья вскрываются лишь в июне.

В более южных частях Западной Сибири, на севере Казахстана, в Забайкалье и на юге Дальнего Востока ледоход начинается в те же сроки, что и в бассейне Волги, т. е. в апреле.

Продолжительность ледостава на реках СССР колеблется в больших пределах. В то время как на крайнем юге и в горных районах Средней Азии и Кавказа ледостава может и не быть

вообще, на севере азиатской части он продолжается до 6—8 месяцев (с октября по май).

Ледяной покров на реках Восточной Сибири достигает толщины 1,5—2,0 м. На европейской части страны он значительно тоньше — не более 1 м. В бассейнах малых южных рек толщина льда не превышает 20—40 см.

Шуга наблюдается на порожистых участках равнинных рек, но особенно шугоносны горные реки Средней Азии, Казахстана, Кавказа. На больших равнинных реках шуга образуется в нижних бьефах гидроузлов.

Таблица 49

ХАРАКТЕРИСТИКИ ШУГОХОДОВ НА НЕКОТОРЫХ РЕКАХ СССР

Река	Створ	Расход воды, м³/с	Коэффициент густоты шугохода	Средняя тол- щина шуго-ле- дяных обра- зований, м	Средняя плотность шу- го-ледяной массы, г/см³
Волга, нижний бьеф Горьков- ской ГЭС	Городец	1560—1900	0,48—0,89	0,01—0,02	0,85—0,90
Ангара, естест- венные усло- вия	Пашки Невон	1300—1500	0,45—0,80	0,26—0,70	0,38—0,63
		1800—3000	0,55—0,82	0,25—0,95	0,62—0,74
Ангара, нижний бьеф Иркут- ской ГЭС	Суховская	1300—2500	0,25—0,67	0,17—0,35	0,32—0,42
Иртыш	Шульба	300—400	0,28—0,47	0,15—0,20	0,54—0,64
Енисей	Подсиняя	300—850	0,25—0,63	0,18—0,49	0,30—0,66
Неман, нижний бьеф Каунас- ской ГЭС	Каунас	150—400	0,10—0,70	0,12—0,30	0,26—0,60

Представление о характере шугоходов дает табл. 49. В ней даны сведения о коэффициенте густоты (степени покрытия поверхности реки), средней толщине и средней плотности шуго-ледяных образований.

Высокая шугоносность горных рек связана с неустойчивостью температуры воздуха и ледовых форм. Колебания среднесуточной температуры обусловлены так называемыми «волнами холода», сопровождающимися в Средней Азии и Казахстане изменениями температуры до 25—35°. Число дней с шугоходами в юго-восточных районах Казахстана достигает 25—50 за зиму, в Армении — от 20 до 60 дней. С шугоходами связано образование зажоров и шуго-ледяного покрова на участках с небольшими уклонами и резкими поворотами русла. Заторо-зajorные явления иногда усиливаются снежными завалами, случающимися после сильных снегопадов, когда массы снега в виде лавин обрушиваются со склонов долин в русла.

Внутриводный лед и шуга создают серьезные затруднения в работе гидроэлектростанций, водозаборных и других сооружений.

Это: а) обмерзание подводных частей сооружений — затворов, стенок каналов, трубопроводов, сороздерживающих решеток, насосов; корка льда в трубопроводах иногда достигает 10—15 см; б) забивка шугой водоприемных, деривационных и напорных сооружений, а также решеток и направляющих аппаратов турбин; в) образование зажоров выше головных сооружений и в нижних бьефах, вызывающих резкие подъемы воды; такие подъемы в верхних бьефах угрожают разрушением отдельных узлов сооружения, а в нижних — наводнением.

Закупорка водоподводящих устройств приводит к снижению мощности турбин, иногда к временной остановке малых ГЭС. Оледенение подвижных механизмов затрудняет их использование.

Для устранения обмерзания металлических решеток иногда применяется их электрообогрев. Мерами борьбы с шугой являются: аккумулярование ее в зоне выклинивания подпора от плотины, сброс через шугоходы в нижний бьеф за пределы сооружения, искусственное замораживание поверхности воды в месте образования внутриводного льда. В некоторых случаях возможен пропуск шуги через турбины.

Литература

- Гинзбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза. Л., Гидрометиздат, 1973.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М.—Л., Госэнергоиздат, 1947.
Панов Б. П. Зимний режим рек. Л., Гидрометиздат, 1960.
Пиотровиц В. В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам. Л., Гидрометиздат, 1968.
Соколова Е. М. Термический режим рек СССР. «Тр. ГГИ», 1951, вып. 30.

РАБОТА ВОДНЫХ ПОТОКОВ

Энергия потока. Вода, стекающая под действием силы тяжести по склонам и в руслах, непрерывно совершает работу. Мощность водного потока (работа, производимая в единицу времени) зависит от расхода воды и высоты ее падения. Для участка реки мощность выражается формулой:

$$N = \gamma QH,$$

где Q — расход, $\text{м}^3/\text{с}$; H — падение реки на участке, м; γ — удельный вес воды.

Подставляя значение γ и выражая мощность в киловаттах, имеем:

$$N = 9,81 QH \text{ кВт.} \quad (\text{IX-1})$$

Можно вычислить мощность, приходящуюся на один километр длины:

$$n = \frac{N}{l} = 9,81 \frac{QH}{l} \text{ кВт/км,}$$

где l — длина участка в км.

Работа, совершаемая потоком, есть результат расходования потенциальной энергии, которое происходит при смещении массы воды с более высокого уровня на более низкий. Преобладающая часть энергии тратится на преодоление внутреннего сопротивления движению, обусловленного перемешиванием 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 (водная денудация).

На склонах водосбора работа текущей воды проявляется в размыве поверхности почвы, переносе минеральных частиц и растворенных солей в овраги, ручьи 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, влекомых потоком. Продукты разрушения перемещаются на некоторое расстояние вниз по течению. Одновременно переносятся и тот материал, который поступил со склонов водосбора.

Склоновая эрозия. Интенсивность склоновой эрозии зависит от величины и характера поверхностного стока, и значит, связана с интенсивностью дождей и таяния снега. Большое влияние оказывают характер и состояние растительного покрова, свойства почв и грунтов, рельеф местности. Развитию эрозионной деятельности способствуют процессы физического, химического и биологического выветривания горных пород, в результате которых верхний слой земной коры дробится и измельчается.

Все эти факторы так или иначе связаны с физико-географическими особенностями водосбора, и потому процессы эрозии отличаются в разных природных зонах.

В районах с обильным поверхностным стоком, но слабо развитым или уничтоженным растительным покровом и большими уклонами земной поверхности эрозия протекает наиболее интенсивно. Не случайно, что очень сильно страдают от смыва почвы сельскохозяйственные угодья Западной Грузии, где осадки достигают 2000 мм в год и более. Ежегодный смыв почв с непокрытых растительностью площадей в этих условиях может достигать 20—50 т/га, тогда как в Московской обл. он обычно не превышает на равнинных площадях 800—1000 кг/га.

Густая растительность, особенно древесная, защищает почву от ударов капель дождя и мешает быстрому стеканию воды. В лесу, кроме того, почвы более водопроницаемы и благоприятствуют просачиванию осадков, а это приводит к ослаблению склоновых потоков и снижению эрозии.

Почвы обладают различной сопротивляемостью размыву. Главными свойствами, определяющими их противоэрозионную стойкость, являются механический состав, структура и степень устойчивости структурных агрегатов, содержание гумуса, способствующего сохранению прочной структуры. Структурные (комковатые) почвы больше поглощают и удерживают влаги, чем бесструктурные (распыленные), и потому менее податливы эрозии. Гумус также способствует цементации почвенных агрегатов и повышению их противоэрозионной стойкости.

В условиях средней полосы европейской части СССР по степени устойчивости почвы можно расположить в следующий ряд: мощные и обыкновенные черноземы, выщелоченные черноземы, серые лесные почвы и подзолистые почвы.

В условиях сухого климата растительность беднее, почвы содержат меньше гумуса и более податливы эрозии, чем в районах более увлажненных. Наиболее интенсивна эрозия в районах, где осадки выпадают неравномерно и растительный покров скуден.

Разрушение и смыв почвы начинаются не в самых верхних частях склона, а на некотором расстоянии от водоразделов, когда отдельные струи и ручейки набирают определенную мощность. Мутность воды возрастает вниз по склону. По наблюдениям на различных почвах и угодьях она колеблется в широких пределах.

В Курской и Воронежской областях, по наблюдениям в 1957—1958 гг., она колебалась в лесах от 20—50 г/м³ до 5—10 кг/м³. При сильных ливнях мутность может возрасти в десятки и сотни раз. Так, на стоковой площадке под пашней Придеснянского опытного пункта мутность при ливне 12 августа 1937 г. достигала 546 кг/м³. По наблюдениям на площадках вблизи г. Кирова, она в отдельных случаях равнялась 570—600 кг/м³. Такие же величины отмечались и в условиях Грузии на красноземах.

При перемещении продуктов водной эрозии вниз по склону происходит осаждение более крупных частиц в понижениях рельефа и в поймах рек. При этом изменяется механический состав выносов — уменьшается содержание крупных фракций. По наблюдениям в средней части бассейна Дона, выносы с необлесенных водосборов содержали крупных частиц (более 0,01 мм) около 56%. В пойменных отложениях их оказалось 64%, а в составе взвешенных наносов рек — всего 9,4%.

Условная эрозия. Воздействие водного потока на русло проявляется в трех видах: 1) размыв (эрозия), являющийся начальной стадией процесса; 2) перенос частиц по реке и 3) отложение (аккумуляция) — заключительная стадия.

Все эти три стадии в естественных руслах могут наблюдаться на всем протяжении реки. Но в зависимости от преобладания одной из них можно выделить участки, где: а) эрозия преобладает над аккумуляцией, б) они взаимно компенсируются и в) аккумуляция преобладает над эрозией.

На равнинных реках эрозия обычно преобладает в верхнем течении, а аккумуляция — в нижнем. Это имеет место в том случае, когда продольный профиль реки приближается к плавновогнутому и глубинный размыв лимитируется в основном главным базисом эрозии реки — уровнем водоема, в который впадает река.

Однако нередко, особенно на горных реках, профиль имеет изломы, обусловленные местными базисами эрозии — трудноразмываемыми горными породами, преграждающими путь реке. В таких случаях перед преградой происходит отложение материала, а непосредственно ниже ее — размыв; места размыва и отложений при этом могут чередоваться по длине реки.

До сих пор речь шла о глубинной эрозии, когда поток врежется в русло в вертикальной плоскости. Но может иметь место и боковая эрозия, характеризующаяся размывом русла и доли-

ны в ширину. При этом русло, а иногда и долина смещаются в горизонтальном направлении. Боковая эрозия наиболее интенсивна в среднем в нижнем течении, где глубинная эрозия уже невозможна вследствие малых уклонов и недостаточных скоростей течения. В верхнем течении она также возможна, но имеет случайный характер и приурочена к местам поворотов реки.

Следствием боковой эрозии является расширение долины, образование и развитие извилины (меандрирование русла).

В результате глубинной и боковой эрозии в русле образуется огромное количество легкоподвижного материала, который сносится на некоторое расстояние вниз по течению. Наиболее интенсивный размыв и перенос совершается в половодье и паводки, когда поток обладает наибольшей силой.

Увлекаемые потоком твердые частицы — наносы — постепенно приобретают сглаженную форму. Сглаживание является результатом истирания частиц в процессе их движения. Одновременно происходит и уменьшение их размера.

Следует заметить, что убывание крупности донных частиц вниз по течению обусловлено не только истиранием, но и выпадением более крупных зерен по мере убывания скорости течения. Оба эти явления имеют одинаковую направленность. В качестве примера изменения крупности приводим данные для полугорной реки:

расстояние от устья, км	116	45	17,5	9,0
средний размер донных отложений, мм	0,43	0,34	0,31	0,22

Крупность наносов может изменяться также под влиянием притоков, выносящих в главную реку наносы иного размера.

Чем крупнее частица, тем дольше она подвергается истиранию в процессе влечения или перекачивания и тем более округлой становится ее форма. Частицы ила под микроскопом имеют причудливые очертания; песчинки характеризуются более правильной формой, а галька уже напоминает эллипсоид. Практически геометрический размер наносов в первом приближении можно характеризовать неким средним диаметром (табл. 50).

Таблица 50

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ РАЗМЕР НАНОСОВ

Название	Диаметр частиц, мм	Название	Диаметр частиц, мм
Глина	<0,001	гравий мелкий	1,0—2,0
Ил мелкий	0,001—0,05	» средний	2,0—5,0
Ил крупный	0,05—0,10	» крупный	5,0—10
Песок мелкий	0,10—0,20	галька мелкая	10—20
Песок средний	0,20—0,50	» средняя	20—50
Песок крупный	0,50—1,00	» крупная	50—100

В зависимости от крупности и формы частиц, а также гидравлических характеристик потока наносы двигаются в толще потока или перемещаются в придонном слое. Во втором случае частицы могут двигаться путем скольжения, перекатывания или сальтации (скачками). Соответственно этим двум основным фазам все наносы делят на взвешенные и влекомые.

Взвешенные наносы

Взвешивание частиц в потоке. Основная масса взвешенных наносов поступает в реку с поверхности бассейна со склоновым стоком. Но и в самом русле поток может обогащаться наносами в результате размыва берегов и дна реки. Как в том, так и в другом случае начальной стадией взвешивания является отрыв частиц грунта и подъем их в толщу потока.

Для уяснения механизма взвешивания рассмотрим действие силы на твердую частицу, свободно лежащую на дне потока (незаклиненную другими частицами грунта). Гидродинамическое воздействие придонных водных струй на нее в потоке вязкой жидкости выражается двумя силами: лобовым давлением¹, направленным вдоль потока, и подъемной силой, действующей по нормали к направлению течения.

Возникновение подъемной силы связано с несимметричным обтеканием частицы, когда скорость течения над верхней ее поверхностью больше, чем у нижней. Вследствие этой разницы, обусловленной большими градиентами скорости в придонном слое, на верхней поверхности частицы создается зона пониженного давления, и она под действием большего давления снизу как бы выталкивается вверх.

При значительных скоростях течения и достаточно больших размерах частиц, выступающих над поверхностью дна, силы лобового давления и подъемная пропорциональны квадрату скорости придонных струй.

Если обозначить силу лобового давления через $P_{\text{л}}$, подъемную силу $P_{\text{п}}$, а вес частицы в воде F , то уравнение равновесия шарообразной частицы, свободно лежащей на дне, запишется:

$$P_{\text{л}} = (F - P_{\text{п}}) f, \quad (\text{IX-2})$$

где f — коэффициент трения.

Сила давления выражается:

$$P_{\text{л}} = k \gamma \pi \frac{d^2}{4} \frac{v_{\text{дон}}^2}{2g}, \quad (\text{IX-2a})$$

¹ В гидродинамике силу «лобовое давление» обычно называют «лобовым сопротивлением», поскольку рассматривают движение твердого тела в неподвижной жидкости.

где d — линейный размер частицы; $v_{\text{дон}}$ — придонная скорость; g — ускорение силы тяжести ($\frac{v_{\text{дон}}}{2g}$ — скоростной напор); γ — удельный вес воды; k — коэффициент, зависящий от формы частицы. По опытным данным величину k обычно принимают равной 1,5.

Подъемная сила P_{π} выражается аналогично, с той лишь разницей, что коэффициент пропорциональности имеет иное численное значение:

$$P_{\pi} = b\gamma\pi \frac{d^2}{4} \frac{v_{\text{дон}}^2}{2g}. \quad (\text{IX-2б})$$

Вес частицы в воде:

$$F = \pi \frac{d^3}{6} (\gamma_s - \gamma), \quad (\text{IX-2в})$$

где γ_s — удельный вес наносов; $\frac{\pi d^3}{6}$ — объем шара.

Следовательно, уравнение равновесия запишется:

$$k\gamma \frac{v_{\text{дон}}^2}{4g} = \left[\frac{d}{3} (\gamma_s - \gamma) - b\gamma \frac{v_{\text{дон}}^2}{4g} \right] f. \quad (\text{IX-3})$$

Это равенство соблюдается при некотором определенном значении придонной скорости $v_{\text{дон}}$. Частица наносов лежит неподвижно на дне. Но как только придонная скорость возрастает, так сейчас же сила давления станет больше силы сопротивления, и частица начнет перекапываться по дну. Она еще не может подняться в поток, так как второе слагаемое правой части (подъемная сила) меньше первого слагаемого (сила тяжести). Но с дальнейшим увеличением скорости $v_{\text{дон}}$ наступит момент, когда обе эти силы сравняются, частица станет как бы невесомой и малейший вертикальный импульс поднимет ее в поток — частица начнет двигаться во взвешенном состоянии.

В уравнении (IX-3) можно видеть — чем больше размер частицы d , тем больше должна быть скорость $v_{\text{дон}}$, чтобы частица начала перекапываться по дну, а затем была переведена во взвешенное состояние.

В отрыве частиц от дна, кроме подъемной силы, участвуют также вихри, образующиеся при обтекании струями выступов дна и берегов. В области вихрей всегда имеются зоны восходящих токов, которые и увлекают наносы.

После того как частица выходит за пределы придонного слоя с большими вертикальными градиентами продольных скоростей, подъемная сила ослабевает и дальнейшая судьба частицы зависит уже от интенсивности восходящих токов, возникающих вследствие турбулентного перемешивания. Находясь в любой точке потока, она испытывает действие двух сил: силы тяжести, сообщающей

ей некоторую скорость вертикального падения, и импульсов входящих токов, которые способны противодействовать силе тяжести. Если скорость собственного падения частицы в воде ω больше вертикальной компоненты v_z пульсирующей скорости в данной точке $\omega > v_z$, то частица будет опускаться, если же $\omega < v_z$, то она будет подниматься. Поскольку в разных точках потока вертикальная компонента скорости изменяется по величине, то частица, увлекаемая водой вниз по течению, будет совершать волнообразные движения — поднимаясь или опускаясь ближе ко дну. В отдельные моменты она может оказаться на дне, а затем снова оказаться во взвешенном состоянии.

Гидравлическая крупность наносов. Из изложенного следует, что в процессе взвешивания частиц важную роль играет скорость их падения в воде под действием силы тяжести. Если частицу опустить в неподвижную воду, то она сначала падает с ускорением, но так как сопротивление ее движению возрастает с увеличением скорости, то быстро наступает момент, когда действующая сила и сила сопротивления уравниваются и частица начинает двигаться с постоянной скоростью. Эта постоянная скорость падения частицы в стоячей воде (ω) называется гидравлической крупностью, или гидравлическим размером частиц.

Величину ω можно определить по формулам в зависимости от линейного размера частицы d . Однако для отдельных градаций d формулы будут различными в соответствии с различиями в характере обтекания частицы водой.

При малых диаметрах частиц, а значит, и малых скоростях падения их в воде обтекание носит ламинарный характер. Сила сопротивления обусловлена вязкостью воды. В этом случае сила сопротивления падению частицы прямо пропорциональна первой степени скорости падения.

Математическое выражение гидравлической крупности для случая ламинарного обтекания малой ($d < 0,125$ см) шарообразной частицы, как это показано в гидравлике, выводится из закона Стокса. Оно имеет вид:

$$\omega = \frac{gd^2(\rho_s - \rho)}{18\mu}, \quad (\text{IX-4})$$

где ω — гидравлическая крупность (см/с); d — диаметр частицы, (см); ρ_s и ρ — плотность наносов и воды (г/см³); g — ускорение силы тяжести (см/с²); μ — коэффициент динамической вязкости (г/см·с), зависящий от температуры воды.

С возрастанием диаметра частиц от 0,125 до 2,0 мм ламинарный характер обтекания переходит в турбулентный. Плавное обтекание нарушается и постепенно сменяется завихренным. При диаметре более 2—3 мм оно становится полностью турбулентным.

При турбулентном или переходном к турбулентному обтеканию частицы сопротивление пропорционально скорости в степени больше единицы. Строго этот закон выразить нельзя, и потому зависи-

мость гидравлической крупности от линейного размера частицы обычно получают экспериментальным путем.

Известна формула Раби, полученная в результате обработки экспериментального материала при значениях d более 0,01 см:

$$w = f_0 \sqrt{agd} \text{ см/с}, \quad (\text{IX-5})$$

где $a = \frac{\rho_s}{\rho} - 1 \approx 1,65$, f_0 — безразмерный параметр, изменяющийся в зависимости от диаметра частиц:

$d, \text{ см}$	0,01	0,03	0,05	0,07	0,10	0,30	1,00
f_0	0,18	0,54	0,67	0,73	0,75	0,81	0,82

Возрастание параметра f_0 наблюдается только при значениях d до 0,3 см. Далее он остается неизменным и может быть принят равным 0,82.

В. Н. Гончаровым для условий турбулентного обтекания (при $d > 0,15$ см) предложена формула:

$$w = \sqrt{\frac{2g(\rho_s - \rho)d}{1,75\rho}} \text{ см/с}. \quad (\text{IX-6})$$

Реальные частицы наносов, отличающиеся по форме от сферической, испытывают большее сопротивление падению в воде, чем сферические частицы. Соответственно этому их гидравлическая крупность несколько меньше, чем для круглых частиц. Экспериментальные данные показывают, что это уменьшение наиболее заметно для крупных наносов ($d > 1$ мм) и достигает 15—20%.

Значения гидравлической крупности частиц можно брать из таблиц, которые приводятся в курсах гидравлики.

Распределение наносов в толще потока. До сих пор речь шла о поведении отдельных твердых частиц. Рассмотрим, как распределяются наносы в сечении потока и на участке реки.

В случае установившегося равномерного потока количество взвешенного материала по длине реки постоянно. Это отнюдь не означает, что на данном участке реки наносы не оседают и не поднимаются со дна. Речь идет о некотором равновесии между количеством наносов, поднимающихся со дна в течение некоторого интервала времени, и количеством оседающих за то же время частиц. При таком подвижном равновесии русло не заиляется и не подвергается размыву.

Подъем наносов со дна связан с вихреобразованием в потоке. Поскольку наибольшей подъемной способностью вихри обладают вблизи дна, а с высотой действие их затухает, концентрация наносов также уменьшается с удалением от дна к поверхности. Концентрацию наносов обычно выражают в граммах на кубический метр и называют мутностью. Наблюдения показывают, что

для любой крупности частиц мутность в общем возрастает ко дну, но это возрастание происходит тем быстрее, чем крупнее наносы (рис. 97). Для мелких наносов (менее 0,01 мм), особенно на реках с быстрым течением, мутность по глубине изменяется мало.

Эпюра распределения мутности по вертикали изменяется по ширине реки в связи с изменением скоростей течения и глубин.

В неравномерном потоке распределение мутности изменяется не только по ширине, но и по длине реки, так как по длине

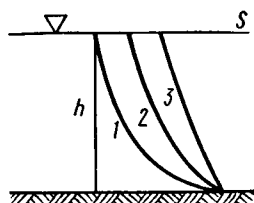


Рис. 97. Распределение мутности по глубине: 1 — крупные частицы, 2 — средние, 3 — мелкие

изменяются гидравлические характеристики потока. Если скорости течения убывают, то наносы будут отлагаться и мутность уменьшаться. Если же скорости возрастают, то происходит обратный процесс — размыв русла и возрастание мутности.

Распределение мутности по вертикали можно выразить уравнением, которое используется при расчетах деформации русла. Обычно при выводе этого уравнения для равномерного потока исходят из диффузионной теории взвешивания наносов, которая представляет собой видоизменение теории турбулентной диффузии, разработанной В. Шмидтом применительно к переносу субстанции (пыль, водяной пар и др.) в атмосфере.

Применительно к наносам теория турбулентной диффузии впервые была изложена В. М. Маккавеевым в 1931 г. По аналогии с переносом вещества в атмосфере, в данном случае рассматривается вертикальный перенос мелких наносов в равномерном потоке под влиянием пульсации скоростей.

Поток считается достаточно широким, чтобы можно было пренебречь поперечными горизонтальными составляющими скорости и рассматривать только две компоненты: направленную вдоль потока u_x и по вертикали u_z .

Относительно самих наносов делается следующее допущение: частицы настолько малы, что можно отождествлять их пульсационные движения с пульсациями жидкости. Это значит, что частицы не обладают инерцией, не воздействуют на скоростную структуру дисперсоида, и коэффициент турбулентной диффузии для него такой же, как и для чистого потока. Кроме того, принимается, что пульсационные смещения зерен наносов и частиц самой воды относительно малы по сравнению с глубиной потока.

Составляется уравнение баланса частиц наносов, пересекающих горизонтальную плоскость, находящуюся в толще потока и расположенную параллельно дну и поверхности воды. Решая это уравнение при условии стационарного распределения наносов, получают формулу распределения наносов по вертикали в следующем общем виде:

$$s = s_0 e^{-\frac{\gamma w}{g} \int_0^z \frac{dz}{A}}, \quad (\text{IX-7})$$

где s — мутность в точке, удаленной от дна на величину z ; s_0 — мутность у дна; γ — удельный вес воды; w — гидравлическая крупность наносов; A — коэффициент турбулентного обмена, который зависит от распределения скорости по вертикали. Описывая это распределение тем или иным приближенным уравнением и вычисляя интеграл в выражении (IX-7), можно получить окончательную формулу распределения мутности по вертикали.

В простейшем случае, когда распределение скорости принимается по параболе и величина A считается постоянной по глубине, получим:

$$s = s_0 e^{-\frac{k c w z}{\gamma h v_x}}, \quad (\text{IX-8})$$

где постоянная $k \cong 22$; c — коэффициент Шези; h — глубина потока; v_x — скорость течения.

Разными авторами принимались различные выражения для распределения скорости по вертикали. Соответственно получались различающиеся уравнения распределения мутности. Экспериментальная проверка различных формул для распределения мутности по вертикали, выведенных на основе диффузионной теории, показала, что они пригодны для мелких наносов крупностью не более 0,2 мм. Следует заметить, что именно с такими наносами и приходится чаще иметь дело при изучении рек.

Вместе с тем не следует забывать и о принципиальных недостатках диффузионной концепции, которые заложены в основе ее вывода. К ним следует отнести условное допущение о равенстве коэффициента турбулентной диффузии для воды и наносов, а также игнорирование инерции твердых частиц и их влияния на скоростное поле потока. Эти недостатки сильнее сказываются при большом размере частиц и высокой концентрации их в потоке.

Понятие о гравитационной теории взвешенных наносов. Основное отличие гравитационной теории, впервые предложенной М. А. Великановым в 1944 г., от выше рассмотренной диффузионной теории состоит в том, что в ней делается попытка учета энергии, затрачиваемой потоком на перенос взвешенных частиц.

Если для равномерного потока без наносов работу силу тяжести можно принять равной работе силы сопротивления, связанную в основном с турбулентным перемешиванием, то в потоке с наносами необходимо считаться с затратой части энергии на взвешивание наносов.

Составляя уравнение баланса энергии наносонесущего потока с учетом затраты энергии на взвешивание и решая его, М. А. Великанов получил общее уравнение распределения мутности по вертикали в виде:

$$s = s_0 e^{-\beta f(\eta)}, \quad (\text{IX-9})$$

где

$$f(\eta) = \int_0^{\eta} \frac{d\eta}{(1-\eta) \ln \left(1 + \frac{\eta}{a} \right)},$$

$$\beta = \frac{0,40aw}{i \sqrt{ghi}}, \quad a = \frac{\rho_s}{\rho} - 1;$$

a — относительная шероховатость русла, равная $\frac{\delta}{h}$, где δ — абсолютная шероховатость (высота выступов над плавной линией дна), h — полная глубина потока; $\eta = \frac{y}{h}$, где y — высота точки от дна, для которой определяется мутность.

Транспортирующая способность потока. Под транспортирующей способностью потока понимается способность потока переносить определенное количество наносов данного гранулометрического состава при отсутствии односторонних деформаций русла.

Транспортирующая способность обычно выражается через среднюю мутность или расход взвешенных наносов. Она равна тому максимальному расходу наносов, при котором осаждение и взмыв наносов на данном отрезке реки взаимно уравниваются.

Расходом взвешенных наносов называется количество наносов, переносимое рекой через поперечное сечение потока в единицу времени (R_n кг/с). Между средней мутностью s г/м³ и расходом взвешенных наносов R_n кг/с существует соотношение:

$$R_n = \frac{s_{cp} Q}{1000} \text{ кг/с,}$$

где Q — расход воды, м³/с.

Для того чтобы вычислить расход взвешенных наносов R_n , соответствующий транспортирующей способности потока на участке, необходимо знать законы распределения осредненной мутности $s(z)$ и скорости $v(z)$ по глубине на всех вертикалях.

Тогда элементарные расходы наносов на отдельных вертикалях получаются путем интегрирования произведения функций $v(z)$ и $s(z)$, т. е.

$$r_n = \int_0^h v(z) s(z) dz.$$

Величины r_n представляют собой расходы на единицу ширины потока. Чтобы получить полный расход наносов для сечения реки, нужно построить эпюру r_n и вычислить ее площадь, аналогично

тому, как это делается при вычислении расхода воды графическим способом.

Однако такой путь сложен, так как требует предварительного определения вида функций $v(z)$ и $s(z)$, которые различаются по ширине реки. Поэтому в практических расчетах, например, при определении параметров незайляемых каналов, применяются эмпирические формулы, позволяющие найти предельный (незайляющий) расход взвешенных наносов или соответствующую ему предельную мутность в целом для всего живого сечения.

Из числа таких формул назовем формулу Е. А. Замарина:

$$s_{cp} = 0,022 \left(\frac{v}{w_{cp}} \right)^{\frac{3}{2}} V \overline{Ri} \text{ кг/м}^3, \quad (\text{IX-10})$$

где v — средняя скорость потока (м/с); R — гидравлический радиус; формула справедлива для средней гидравлической крупности частиц w_{cp} в пределах от 0,002 до 0,008 м/с, что примерно соответствует геометрическому размеру от 0,075 до 0,15 мм, т. е. годится для крупного ила и мелкого песка.

Для более мелких частиц: при $0,002 \geq w_{cp} \geq 0,0004$ м/с (от 0,030 до 0,075 мм в диаметре) формула несколько видоизменится:

$$s_{cp} = 11 \frac{v^{\frac{3}{2}}}{w_{cp}^{\frac{1}{2}}} V \overline{Ri} \text{ кг/м}^3. \quad (\text{IX-11})$$

Средняя гидравлическая крупность w вычисляется по формуле:

$$w_{cp} = \frac{\sum w_i p_i}{100},$$

где w_i — средние гидравлические крупности отдельных фракций; p_i — их процентное содержание в смеси ($\sum p_i = 100$).

Баланс взвешенных наносов для участка реки. Из формул (IX-10) и (IX-11) можно видеть, что транспортирующая способность потока зависит от скорости течения, а также от гидравлического радиуса (или средней глубины) и уклона. При неравномерном движении названные гидравлические элементы изменяются по длине реки. Следовательно, будет изменяться и транспортирующая способность.

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, то будет наблюдаться обратное явление — размыв дна.

Характер и размеры деформации дна можно определить из уравнения баланса твердого материала:

$$R_n - R_k + R_n = D, \quad (\text{IX-12})$$

где R_n и R_k — соответственно расходы взвешенных наносов в начальном и конечном створах участка, осредненные за некоторый интервал времени; R_{Σ} — суммарный расход наносов всех боковых притоков на участке, средний за то же время; D — среднее секундное количество наносов, отложившихся в пределах участка или поступающих в поток вследствие размыва русла (расход деформации).

Если результирующая величина D положительна, то на участке произошло наращивание дна, если отрицательна — размыв русла.

Использовать уравнение (IX-12) для определения деформации русла можно, конечно, только в том случае, когда расходы наносов в створах измеряются достаточно точно, а перепад их на участке значителен. Последнее наблюдается, в частности, в нижних бьефах гидроузлов, где через начальный створ проходит осветленная вода. Резкие изменения расхода наносов происходят также в половодье на участках плесов и перекатов. На плесах скорости повышаются и имеет место размыв, а на нижележащих перекатах, где скорости падают, происходит отложение наносов.

Влекомые наносы

Механизм перемещения. Из уравнения равновесия частицы, свободно лежащей на дне (IX-3), видно, что с возрастанием придонной скорости течения наступает момент, когда сила лобового давления превосходит силу сопротивления частицы сдвигу и частица начинает перемещаться по дну. Так как придонная скорость изменяется по длине реки, то частица может либо скользить по дну и перекачиваться, либо совершать скачки, на некоторое время отрываясь от дна (перемещаться сальтацией).

Сальтация является переходным состоянием от донного влечения к взвешиванию. При возрастании скорости течения часть более крупных влекомых по дну наносов может перейти во взвешенное состояние, а при уменьшении — наблюдается обратное явление.

Наблюдения показывают, что при достижении скоростью течения некоторого определенного значения приходят в движение сначала отдельные зерна, которые менее устойчивы на дне. С возрастанием скорости число срывающихся частиц возрастает и часть их движется скачкообразно. При дальнейшем увеличении скорости наступает момент, когда начинается массовое влечение наносов в придонном слое.

При массовом движении песчаных наносов на дне могут образоваться песчаные гряды (волны), которые перемещаются вниз по реке (рис. 98). Отдельные зерна при этом, под влиянием возрастающей над верховым откосом скорости, вкатываются до гребня волны, а затем сваливаются вниз по низовому крутому откосу и замирают в подвалье, где образуется застойная зона.

В результате верховой откос постепенно смывается, а низовой наращивается и гряда в целом передвигается вниз.

Если скорость течения еще более возрастает, то отдельные частицы, обладающие большей скоростью, будут перелетать через подвалы, и тогда гряды начинают срабатываться вплоть до полного их исчезновения. После этого перемещение наносов снова происходит при сохранении плоского дна.

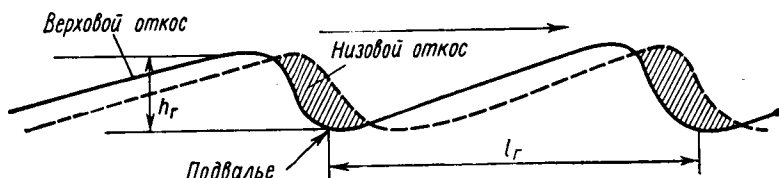


Рис. 98. Профиль песчаных гряд (два последовательных положения)

Начальная скорость донного влечения. Придонную скорость течения, при которой начинается донное движение частиц определенного размера, называют начальной скоростью донного влечения.

Величину ее можно получить, воспользовавшись вышеприведенным уравнением (IX-3);

$$k\gamma \frac{v_{\text{дон}}^2}{4g} = \left[\frac{d}{3} (\gamma_s - \gamma) - b\gamma \frac{v_{\text{дон}}^2}{4g} \right] f.$$

Решая его относительно диаметра наносов d , имеем:

$$\begin{aligned} \frac{d}{3} (\gamma_s - \gamma) &= \frac{\gamma}{4g} \left(\frac{k}{f} + b \right) v_{\text{дон}}^2, \\ d &= \frac{3}{4g} \left(\frac{k}{f} + b \right) \left(\frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \right) v_{\text{дон}}^2. \end{aligned}$$

Обозначая, далее, постоянный множитель, стоящий в правой части перед $v_{\text{дон}}$, через a , получим:

$$d = a v_{\text{дон}}^2, \quad (\text{IX-13})$$

откуда следует, что начальная скорость донного влечения пропорциональна корню квадратному из линейного размера частиц:

$$v_{\text{дон}} = k_1 \sqrt{d}, \quad (\text{IX-14})$$

где $k_1 = \sqrt{\frac{1}{a}}$. При d в метрах и скорости $v_{\text{дон}}$ в метрах в секунду коэффициент k_1 примерно равен 4,5.

Формула (IX-14) справедлива для крупных частиц наносов, когда частица выходит за пределы того слоя, в котором градиент скорости очень велик. Только в этом случае можно принять квадратичный закон сопротивления, который положен в основу вывода уравнения (IX-3). Для очень малых частиц, находящихся в зоне больших градиентов скорости, квадратичный закон уже не годится и должен быть заменен другим более сложным законом, который учитывает влияние резкого нарастания скорости в придонном слое. Строго теоретически задача не решена, и примерное соотношение между начальной скоростью влечения и диаметром зерен может быть получено лишь экспериментально. Такого рода эксперименты были проведены М. А. Великановым и Н. М. Бочковым (1931) с частицами диаметром от 0,1—0,25 до 4,0—5,0 мм при глубине потока в лотке от 2,2 до 13 см. В результате обработки измерений получена формула:

$$v_{\text{дон}} = 3,14 \sqrt{15d \cdot 0,006} \text{ м/с}, \quad (\text{IX-15})$$

которая отличается от вышеприведенной формулы (IX-14) некоторым дополнительным слагаемым под знаком радикала и относительно большим значением множителя перед d .

Более поздние эксперименты показали, что эта формула приближенно оправдывается для очень малых частиц, но дает сильное завышение скорости для зерен диаметром более 1,0 мм.

Если в уравнении (IX-13) правую и левую части возвести в куб и умножить на постоянное число $\frac{\gamma_s \pi}{6}$, то получим:

$$\gamma_s \frac{\pi}{6} d^3 = \gamma_s \frac{\pi}{6} a^3 v_{\text{дон}}^6.$$

В левой части имеем вес влекомой частицы, а в правой — произведение $v_{\text{дон}}^6$ на постоянное число. Приняв $\gamma_s \frac{\pi}{6} a^3 = A$, получаем известную формулу Эри:

$$P = A v_{\text{дон}}^6, \quad (\text{IX-16})$$

согласно которой вес влекомых по дну частиц пропорционален придонной скорости в шестой степени. Эта формула объясняет, почему при сравнительно небольшой разнице в скоростях в горных реках могут передвигаться валуны и галька, а в равнинных реках — наносы не крупнее песка. Действительно, если скорость увеличивается в 3 раза, то вес передвигаемых частиц возрастает в 3^6 , т. е. в 729 раз. Из наблюдений известно, что если при скорости 0,10—0,30 м/с трогаются мелкие и крупные песчинки, то при скорости 1,5—1,8 м/с приходят в движение уже валуны весом до 1,5—2,0 кг.

При использовании формулы (IX-14) в практических расчетах, например при определении расхода влекомых наносов, целесооб-

разно от придонной скорости $v_{\text{дон}}$ перейти к средней скорости на вертикали $v_{\text{ср}}$, при которой начинается донное движение наносов. Скорость $v_{\text{ср}}$ легко получить из гидрометрических данных. Переходный множитель может быть найден следующим путем.

Принимаем, согласно Г. И. Шамову, степенной закон изменения скорости на вертикали:

$$v_z = v_{\text{дон}} \left(\frac{z}{h} \right)^n, \quad (\text{IX-17})$$

где $v_{\text{пов}}$ — поверхностная скорость; v_z — скорость в точке z ; h — глубина на вертикали; z — переменная высота, отсчитываемая от дна; n — показатель степени.

Если принять ординату z , для которой определяется скорость $v_{\text{дон}}$, непосредственно воздействующая на частицу наносов, равной $\frac{2}{3}d$, то после несложных преобразований из уравнения (IX-17) можно получить:

$$v_{\text{дон}} = bv_{\text{ср}} \left(\frac{d}{h} \right)^n, \quad (\text{IX-18})$$

где b и n — некоторые, пока неизвестные параметры.

Подставляя полученное выражение придонной скорости $v_{\text{дон}}$ в формулу (IX-14), получаем:

$$v_{\text{ср}} = k_2 \sqrt{d} \left(\frac{h}{d} \right)^n. \quad (\text{IX-19})$$

Средняя скорость на вертикали, при которой начинается влечение наносов, $v_{\text{ср}}$, как видим, возрастает с глубиной. Это было обнаружено и в экспериментах ряда авторов (В. Н. Гончаров, И. И. Леви и др.).

При определении численной величины коэффициента k_2 следует различать три значения скорости, соответствующих началу движения донных наносов: скорость, отвечающая началу сдвига отдельных частиц $v_{\text{ср, н}}$; скорость, при которой начинается массовое движение наносов $v_{\text{ср, м}}$, и скорость, при которой донные наносы прекращают движение $v_{\text{ср, к}}$.

В результате обработки лабораторных данных, полученных разными авторами, Г. И. Шамов получил следующие формулы для расчета указанных выше предельных скоростей:

а) для скорости трогания донных частиц

$$v_{\text{ср, н}} = 4,6 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \text{ м/с}; \quad (\text{IX-20})$$

б) для скорости массового движения

$$v_{\text{ср, м}} = 6,0 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \text{ м/с}; \quad (\text{IX-21})$$

в) для скорости прекращения движения

$$v_{\text{ср,к}} = 3,8 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \text{ м/с.} \quad (\text{IX-22})$$

Здесь d и h (м).

Скорость $v_{\text{ср,к}}$, при которой прекращается движение, как видим, меньше скорости трогания $v_{\text{ср,н}}$:

$$v_{\text{ср,к}} \approx 0,83 v_{\text{н}}. \quad (\text{IX-23})$$

Движение песчаных гряд. На реках с песчаным и гравелистым дном вскоре после начала движения донных частиц начинают формироваться песчаные гряды, смещающиеся вниз по течению. Механизм образования гряд на первоначально ровном дне пока еще не изучен. Можно лишь предположить, как то сделал М. А. Велликанов, что появление первичных неровностей на дне связано с вихревой структурой потока, когда по длине реки зоны повышенных скоростей чередуются с зонами относительного затишья, где и образуются первичные грядки песка.

Исследования Г. И. Шамова в лаборатории показали, что в начале движения отдельных песчинок на плоском дне первоначально наблюдается образование небольших поперечных валиков. За ними сразу же происходит размыв песка, и постепенно валик приобретает характерный несимметричный профиль волны (см. рис. 98).

Песчаные гряды наблюдались на водотоках самых разных размеров: от мельчайших ручейков, образующихся после сильного дождя, до таких рек, как Волга и Миссисипи. Размеры гряд (их длина, высота) различаются в зависимости от глубины потока. По данным Г. В. Лопатина, на р. Кемке при глубине воды 0,3—0,5 м высота гряд равнялась 0,02—0,04 м, а на Волге при глубине 1—4 м она была 0,3—1,3 м и длина от 8 до 35 м. На р. Миссисипи при глубине до 9 м наблюдались гряды высотой до 3 м.

Лабораторные исследования показали, что размеры гряд зависят также от скорости течения и крупности частиц наносов.

Скорость движения песчаных образований также изменяется в зависимости от скорости течения, глубины потока и крупности донных отложений. Но величина ее, как правило, в тысячи раз меньше, чем скорость течения воды. На Волге при глубинах потока 3 м и скорости течения 0,50 м/с гряда высотой 0,8 м передвигалась со скоростью 0,007 мм/с, на Поломети при скорости течения 0,90—1,3 м/с скорость гряд была 0,7—0,9 мм/с.

Представление о соотношении элементов песчаных гряд и водного потока дает табл. 51.

В формировании гряд участвуют наносы крупностью до 4—6 мм, причем более крупному материалу отвечает четко выраженная грядовая форма дна, а при мелких наносах формируется «чешуйчатый» рельеф, быстро деформирующийся с течением времени.

ЭЛЕМЕНТЫ ПОТОКА И ПЕСЧАНЫХ ГРЯД

Река, пункт	Скорость течения, м/с	Глубина потока, м	Длина гряд, м	Высота гряд, м	Средняя крупность донного материала, мм
Кама — Сайгатка	0,16—0,56	0,60—2,15	8—20	0,20—0,70	0,14—0,15
Волга — Назарьевский перекат	0,48—0,90	2,6—6,6	7—30	0,8	0,20
Полометь — Яжелбицы	0,88—1,32	—	4—10	0,20—0,60	2,0—3,3

С повышением уровня воды во время паводков и половодья возрастает высота песчаных гряд (рис. 99), а также их длина. Одновременно увеличивается и крупность донных отложений, как на гребнях, так и в подвальях. Так, по наблюдениям на р. Поломети, средний диаметр частиц перед паводком был близок к 1 мм, а на пике паводка он увеличился до 4—6 мм.

Формулы расхода влекомых наносов. Измерения расхода влекомых наносов в реках производятся весьма несовершенно, а число таких измерений, как правило, недостаточно для практических целей. В то же время механизм донного влечения в естественных условиях изучен слабо, и потому для вычисления расхода донных наносов обычно используются различные эмпирические формулы.

Число этих формул, предложенных как отечественными, так и иностранными авторами, велико и рассмотреть их здесь не представляется возможным. Большинство их учитывает скорость течения и крупность наносов, причем расход донных наносов оказывается пропорциональным приблизительно четвертой степени скорости.

Для выяснения их структур остановимся на выводе формулы Г. И. Шамова.

Принимая слой движущихся по дну наносов равным среднему их диаметру d , расход их на единицу ширины дна (в весовом выражении) можно в самом общем виде записать:

$$g = \gamma_s d m u_n, \quad (\text{IX-24})$$

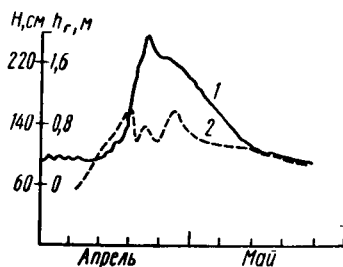


Рис. 99. Ход уровня воды H (1) и высоты песчаных гряд h_r (2) на р. Поломети в половодье 1965 г.

где u_n — скорость движения наносов; d — средний диаметр зерен; m — динамический коэффициент сплошности движения; γ_s — удельный вес наносов.

Вводимый здесь динамический коэффициент сплошности представляет собой отношение суммарного объема движущихся по дну частиц в стадии их массового влечения к объему слоя толщиной d ; величина его, понятно, меньше единицы.

Скорость движения наносов u_n , как это установлено в результате экспериментов, приближенно выражается уравнением:

$$u_n = c (v_{cp} - v_{cp,k}) \left(\frac{d}{h} \right)^n, \quad (IX-25)$$

где v_{cp} — средняя скорость на вертикали; $v_{cp,k}$ — средняя скорость на вертикали, при которой наносы прекращают движение; c — эмпирический коэффициент; остальные обозначения прежние.

Коэффициент сплошности m , согласно экспериментальным данным В. Н. Гончарова, принимается пропорциональным третьей степени отношения средней скорости на вертикали к скорости массового движения наносов $v_{cp,m}$:

$$m = \alpha \left(\frac{v_{cp}}{v_{cp,m}} \right)^3,$$

где α — некоторый коэффициент пропорциональности. Заметим, что пропорциональность m третьей степени скорости позднее была выведена М. А. Великановым в результате анализа различных эмпирических формул.

Подставляя выражения для u_n и m в уравнение (IX-24), имеем:

$$g = c \alpha \gamma_s d \left(\frac{v_{cp}}{v_{cp,m}} \right)^3 (v_{cp} - v_{cp,k}) \left(\frac{d}{h} \right)^n \text{ кг/с} \cdot \text{м}.$$

Заменяя $v_{cp,m}$ на $v_{cp,k}$ [согласно соотношению $v_{cp,m} = 1,58 v_{cp,k}$, и обозначая произведение $c \alpha \gamma_s d \frac{1}{1,58^3}$ через k , получаем далее:

$$g = k (v_{cp} - v_{cp,k}) \left(\frac{v_{cp}}{v_{cp,k}} \right)^3 \left(\frac{d}{h} \right)^n \text{ кг/с} \cdot \text{м}.$$

Используя данные лабораторных исследований, Г. И. Шамова для частиц со средним диаметром от 0,20 до 2,0 мм получил следующие значения k и n , входящих в формулу:

$$k = 0,95 \sqrt{d} \text{ и } n = \frac{1}{4}.$$

Тогда формула получает вид:

$$g = 0,95 \sqrt{d} (v_{cp} - v_{cp,k}) \left(\frac{v_{cp}}{v_{cp,k}} \right)^3 \left(\frac{d}{h} \right)^{\frac{1}{4}} \text{ кг/с} \cdot \text{м}. \quad (IX-26)$$

Здесь d — средний диаметр частиц, м; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость на вертикали, м/с; $v_{\text{ср,к}}$ — нижняя предельная скорость, определяемая по формуле (IX-22); h — глубина на вертикали, м.

При неоднородном составе фракций и наличии в смеси крупных частиц (более 2 мм) значение коэффициента k рекомендуется увеличивать в соответствии с содержанием крупных частиц.

Формула (IX-26), как говорилось, дает расход влекомых наносов на ширину 1 м. Для получения полного расхода живое сечение разбивается на ряд участков с однородными глубинами, скоростями и крупностью наносов, и для каждого участка отдельно вычисляются частичные расходы влекомых наносов. Полный расход получается путем суммирования частичных расходов. При этом исключаются прибрежные участки, где средние скорости на вертикалях оказываются меньше предельных скоростей, при которых может происходить движение наносов.

В формуле (IX-26) удельный расход наносов (на единицу ширины русла) определяется главным образом в зависимости от скоростей течения. Имеются и другие формулы сходной структуры, предложенные как отечественными, так и иностранными авторами. Наиболее известны формулы В. Н. Гончарова, Г. В. Лопатина, И. И. Леви. В некоторых формулах в качестве основного аргумента входит удельный расход воды (формула Шоклича, Мейер — Петера) или так называемая влекущая сила — произведение глубины потока на уклон и удельный вес воды. К последним относится формула Эйнштейна. К тому же типу относится и более поздняя формула И. В. Егiazарова. Однако все эти формулы получены эмпирическим или полуэмпирическим путем в результате обработки данных лабораторных экспериментов и не имеют преимуществ перед формулой Шамова по точности результатов.

При грядовом движении наносов расход их можно найти, если имеются измерения элементов песчаных гряд на участках живого сечения.

Обозначим длину песчаной гряды l_r , высоту ее h_r и скорость движения гребня ω_r (величины берутся в м и м/с).

Площадь сечения одной песчаной гряды:

$$\omega_r = \alpha h_r l_r \text{ м}^2,$$

где α — коэффициент формы, равный для треугольника 0,5.

Расход наносов на единицу ширины потока выразится

$$g = \frac{0,5\delta_r l_r h_r}{t_1} \text{ кг/с}\cdot\text{м},$$

где t_1 — время смещения гряды на свою полную длину; δ_r — объемный вес гряды (без воды).

Так как $t_1 = \frac{l_r}{\omega_r}$, то формулу можно окончательно записать

$$g = 0,5\delta_r h_r \omega_r \text{ кг/с}\cdot\text{м}. \quad (\text{IX-27})$$

Для получения полного расхода влекомых наносов для всего живого сечения элементарные расходы должны вычисляться для ряда вертикалей, после чего путем интегрирования эпюры g находится полный расход G .

РЕЖИМ СТОКА НАНОСОВ

Изменение мутности рек в течение года. Колебания мутности различаются для разных рек в зависимости от характера их питания и водного режима.

На реках с весенним снеговым половодьем пик мутности наблюдается в апреле — мае, после чего происходит спад до наимень-

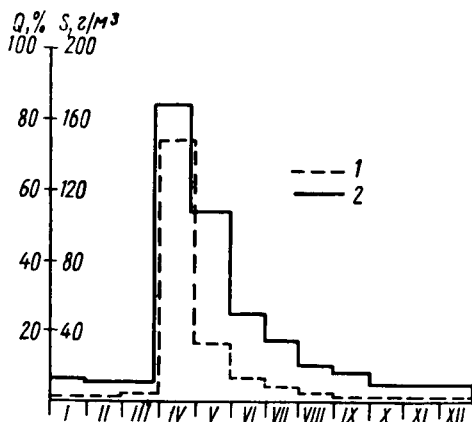


Рис. 100. Месячные значения стока воды Q (%) (1) и средней мутности s (г/м³) (2) для р. Большой Ирғиз у с. Березово

ших значений осенью и зимой, когда река питается наиболее осветленными подземными водами (рис. 100). Если в летнюю межень образуются дождевые паводки, то мутность на некоторое время снова возрастает.

На реках с максимумом водного стока в летние месяцы (реки высокогорно-ледникового питания и районов муссонных дождей) наибольшая мутность соответственно смещается на более поздние месяцы (рис. 101).

Если же сток формируется главным образом за счет дождей и паводки возникают эпизодически, как например, на реках Черноморского побережья Кавказа, Кры-

ма, Карпат (притоки Днестра), то мутность испытывает особенно резкие колебания.

Следует заметить, что на малых, особенно горных реках, где паводки образуются в результате интенсивных ливней, мутность может достигать чрезвычайно высоких значений. По наблюдениям на реках Средней Азии, нередко случаи, когда величина ее достигала 10—30 кг/м³, а при селях — 200 кг/м³ и более. Например, во время интенсивных паводков и селей, прошедших 7—8 июня 1959 г. в западной части Средней Азии, на р. Чирчик мутность повысилась до 200 кг/м³ при средней многолетней 280 г/м³.

Однако связь мутности с расходом воды не однозначна: в начале половодья мутность оказывается значительно выше, чем на спаде при одинаковых расходах воды. Более того, на больших ре-

ках максимум мутности, как правило, опережает максимум расхода воды, причем на таких реках, как Волга, Дон, расхождение в датах составляет 10—30 дней. Если значения мутности нанести на график против соответствующих значений расходов, то получаем петлеобразную линию, одна ветвь которой соответствует подъему половодья, а другая—спаду. Если половодье разбилось на две обособленные волны, то на таком графике могут образоваться две петли, не совпадающие друг с другом.

На малых реках оба максимума практически проходят одновременно. На горных реках с площадями водосборов порядка нескольких тысяч квадратных километров и менее отдельные паводки могут полностью проходить в течение суток. В таких случаях наблюдаются большие внутрисуточные изменения мутности.

Даже на такой сравнительно большой реке, как Вахш, мутность за сутки изменяется от 2—3 до 10 кг/м³, а на саях во время прохождения

селевых паводков она может повыситься до 200—240 кг/м³.

Замечено также, что при прохождении серии паводков каждый последующий паводок меньше насыщен наносами, чем предыдущий.

Относительно высокая мутность в начале половодья объясняется первоначально большим смывом мелкоземистых разрыхленных материалов, накопившихся на поверхности водосборов за предшествующую межень. С течением времени количество этого материала уменьшается и мутность поверхностных вод падает. Кроме того, на спаде половодья относительно возрастает роль грунтовых вод, слабо насыщенных наносами.

Внутригодовое изменение расхода взвешенных наносов. Расход взвешенных наносов зависит от водности реки, а изменение его в течение года — от внутригодового распределения жидкого стока. Если воспользоваться классификацией рек по их внутригодовому режиму (Б. Д. Зайкова, П. С. Кузина), то можно в общих чертах представить себе ход стока взвешенных наносов для каждой конкретной реки.

Следует, однако, иметь в виду, что, как и для мутности, между расходом воды и расходом наносов, осредненными за сравнительно небольшие интервалы времени (сутки, декада, месяц), нет одно-

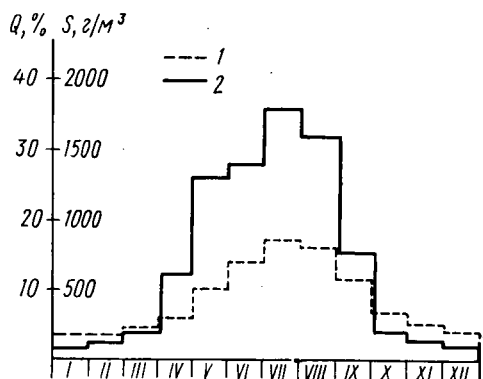


Рис. 101. Месячные значения стока воды Q (%) (1) и средней мутности s (г/м³) (2) для р. Терек у г. Моздока

значной связи. На графике $R=f(Q)$ линия получается в виде петли, но более сжатой по оси R . При нанесении на один график таких линий связи за ряд лет будем иметь семейство кривых, причем линии, соответствующие подъему половодья, выделяются в сторону больших значений расхода наносов, а линии спада — в сторону меньших значений.

Более или менее тесная связь между расходами воды и взвешенных наносов получается только для среднегодовых величин.

В табл. 52 приводится распределение месячных величин расхода воды и расхода взвешенных наносов, выраженных в виде отношения среднемесячных расходов к среднегодовым (%) для ряда рек, отличающихся по характеру питания.

Таблица 52

МЕСЯЧНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАСХОДОВ ВОДЫ (Q) И ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ (R)

Величина	Среднемесячные величины в % от среднегодовых												Средние годовые значения $Q, \text{ м}^3/\text{с}; R, \text{ кг/с}$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
р. Сура — с. Кадышево ($F = 26\,750 \text{ км}^2$)													
Q	28,8	27,2	34,0	469	276	88,4	57,0	49,2	42,9	45,6	44,2	36,0	131
R	1,8	1,5	11,4	685	343	51,9	23,0	16,9	11,0	13,4	5,5	2,7	31,8
р. Терек — г. Моздок ($F = 21\,530 \text{ км}^2$)													
Q	45,6	45,6	52,2	72,4	111	148	206	193	125	79,0	64,5	51,9	243
R	4,4	5,1	10,9	41,0	143	205	371	305	87,6	18,7	9,6	4,9	244
р. Вахш — Головное сооружение канала ($F = 32\,160 \text{ км}^2$)													
Q	33,2	34,5	34,4	42,3	114	188	271	245	105	48,0	42,4	37,3	632
R	1,6	3,3	14,2	81,5	175	179	372	289	66,8	9,7	4,7	4,3	2740
р. Лена — с. Грузновское ($F = 43\,500 \text{ км}^2$)													
Q	31,5	24,7	24,3	95,2	267	177	186	122	116	77,7	45,9	38,2	202
R	2,4	2,0	2,1	278	366	246	222	49,2	16,3	8,8	4,3	2,7	11,2

На р. Суре, питающейся в основном талыми снеговыми водами, максимум стока наносов наблюдается в апреле, когда бывает и наибольший сток воды. На реках Терек и Вахш, получающих воду от таяния высокогорных снегов и ледников, наибольший сток наносов — в июле и августе, когда наблюдается и наибольшая водность.

На равнинных реках за три месяца (апрель — июнь) проходит от 50 до 90% годового стока взвешенных наносов. На горных реках снего-ледникового питания примерно такое же относительное количество материала проносится в летние месяцы (июнь — август).

В течение года изменяется и гранулометрический состав взвешенных наносов. Но на разных реках характер этого изменения различен, так как он связан со свойствами грунтов и строением поверхности водосбора, а также с размерами его площади.

На равнинных реках с относительно низкой мутностью воды крупность наносов в период весеннего половодья, как правило, возрастает, а в межень падает. При этом в течение самого половодья крупность изменяется следующим образом. На подъеме резко возрастает процент мелких фракций (менее 0,05 мм) вследствие интенсивного смыва с поверхности водосбора. Максимум их наблюдается при наибольшем расходе наносов. После этого начинает возрастать доля крупных наносов (более 0,05 мм), и на пике расхода воды, когда транспортирующая способность потока наибольшая, крупность наибольшая. С наступлением спада поток теряет способность переносить крупные частицы и они осаждаются на дне. Но в это время уменьшается поступление мелких частиц с водосбора и сток наносов вообще резко уменьшается. В целом на спаде половодья крупность наносов несколько больше, чем на подъеме.

На горных реках количество крупных частиц в половодье, как правило, меньше, чем в межень. По наблюдениям на р. Риони, в осенне-зимний сезон, при низкой водности, относительное количество крупных частиц составляло около 22%, а весной и летом во время половодья и паводков снизилось до 6—9%.

Годовой сток наносов. Установление средней многолетней величины годового стока взвешенных наносов производится путем осреднения годовых величин за ряд лет, полученных в результате измерений расходов наносов и ежедневных определений мутности. Способ нахождения годовых величин стока наносов рассматривается в гидрометрии.

При малом числе лет наблюдений для получения средней многолетней величины годового стока наносов приходится приводить короткие ряды к длительным. Для этого строятся графики связи расходов воды и наносов по декадным, месячным или годовым данным, $R=f(Q)$, которые и используются для восстановления расходов наносов по данным о жидком стоке.

Следует при этом иметь в виду, что такие графики, как уже говорилось выше, не всегда получаются достаточно тесными. Наиболее тесная связь получается для годовых величин. По сути своей она должна быть параболической, т. е. выражаться уравнением:

$$R = kQ^m, \quad (\text{IX-28})$$

где показатель степени m больше единицы. Согласно Н. И. Макавееву, для равнинных рек $m \approx 2$, а для горных рек больше двух. Более быстрое возрастание R с увеличением расхода воды Q связано с возрастанием мутности при больших расходах воды и соответственно больших скоростях течения. Однако вследствие большого рассеяния точек и сравнительно небольшого диапазона го-

довых величин R связь $R=f(Q)$ для равнинных рек часто выражают уравнением прямой линии.

Для рек, на которых вынос взвешенного материала осуществляется преимущественно во время весеннего половодья или летних дождевых паводков, вместо полного расхода воды при построении указанных графиков лучше использовать сток лишь одного половодья или месяца с наибольшими паводками.

С помощью таких графиков определяются годовые величины стока наносов для отдельных лет, а при линейной зависимости может быть найдена сразу средняя многолетняя величина по среднему многолетнему расходу воды.

Соотношение стока влекомых и взвешенных наносов. Техника измерений расхода влекомых наносов, как говорилось, несовершенна — величина его, как правило, сильно занижается. К тому же объем таких наблюдений обычно недостаточен для вычисления средних годовых величин. Поэтому при расчетах полного транзита наносов через какой-нибудь створ, например при расчетах заиления водохранилищ, принимают некоторое соотношение между взвешенными и влекомыми наносами.

Для равнинных рек сток влекомых наносов часто принимается равным 5—10% от стока взвешенных наносов, но иногда повышается до 20%.

Для горных рек разных физико-географических районов это соотношение меняется в очень широких пределах. Разные авторы указывают величины от 4—6 до 60% и более.

Причина таких различий кроется не только в неточности измерения донного влечения, но и в условиях формирования стока наносов в конкретных водосборах.

На реках, питающихся в значительной мере за счет дождей, где наносы в преобладающей части являются продуктами смыва со склонов, роль взвешенных наносов относительно высока. В других бассейнах, даже хорошо увлажненных, где склоновое стекание невелико, зато повышено подземное питание рек, большое количество наносов поток приобретает в результате размыва дна и берегов. В этом случае процент влекомых наносов возрастает. Характерно, например, что в Западной Грузии влекомые наносы в условиях хорошего облесения водосборов составляют не более 10% от взвешенных. В нижнем же течении Куры на участке от с. Моллакенд до г. Сальяны (ниже Мингечаурского гидроузла), где поток обогащается наносами главным образом за счет размыва русла, их величина — около 19%.

С повышением водосборов относительная величина стока влекомых наносов повышается и в самом верхнем поясе, где смыву подвергаются более крупные частицы, она достигает 40—60% от взвешенных.

Относительная величина стока влекомых наносов зависит и от характера горных пород, слагающих водосборы. В районах преобладания трудноразмываемых пород — гранитов, гнейсов,

гуфогенов — роль влекомых наносов относительно высока, а общая мутность рек понижена. Там же, где широко распространены рыхлые грунты — глинистые сланцы, глины, лёссовидные отложения — мутность высока, а величина стока влекомых наносов относительно невелика.

Карта средней мутности рек. Представление о пространственном изменении стока взвешенных наносов можно получить с помощью карты средней многолетней мутности рек (рис. 102). При построении таких карт принимается площадной или зональный способ изображения мутности по принятым градациям ее величины. Это связано с тем, что сток наносов определяется не только климатическими условиями, но и многими местными факторами. Он зависит от рельефа водосборов и крутизны склонов, степени расчлененности поверхности и строения русловой сети, от строения и состава почв, характера растительного покрова и степени хозяйственного использования земель. Изменчивость стока наносов по территории оказывается очень большой и скачкообразной, что лишает возможности проведения изолиний, как это делается, например, при построении карт жидкого стока.

Для всей территории СССР такие карты разработаны Г. И. Шамовым и Г. В. Лопатиным. На карте Шамова приняты следующие градации мутности: менее 50 г/м³, 50—150, 150—500, 500—1000, 1000—2500, 2500—4000 и более 4000 г/м³. Имеются региональные более детальные карты, предложенные рядом авторов. Аналогичным путем составляются карты модулей стока взвешенных наносов в тоннах с одного квадратного километра площади бассейна.

В пределах европейской части СССР мутность изменяется от 10—50 г/м³ преимущественно в северной лесной зоне до 500—1000 г/м³ в некоторых сравнительно небольших районах южной части территории. Наименьшие значения мутности (менее 50 г/м³) относятся к районам с высоким увлажнением, сглаженным рельефом, лесными подзолистыми почвами (бассейны Печоры, Северной Двины, Онеги, Западной Двины, верховья Волги и Днепра).

К югу и юго-востоку (в бассейнах Оки, Дона и Нижнего Днепра) мутность повышается до 150—500 г/м³. Для этой зоны характерно неустойчивое или недостаточное увлажнение, преобладание степной растительности; огромные пространства здесь распаханы и заняты сельскохозяйственными культурами.

На наиболее повышенных участках юга европейской части (Волыно-Подольская, Приднепровская, Приазовская возвышенности, Донецкий Кряж, Приволжская возвышенность) средняя мутность рек доходит до 1000 г/м³, а в оврагах может достигать 50 кг/м³.

На азиатской территории также в целом обнаруживается широтная зональность мутности рек. К северу от 55—58 параллелей простирается зона низкой мутности (менее 50 г/м³). Южнее, в верховьях Оби и ее притоков, Енисея, Лены, а также по левобе-

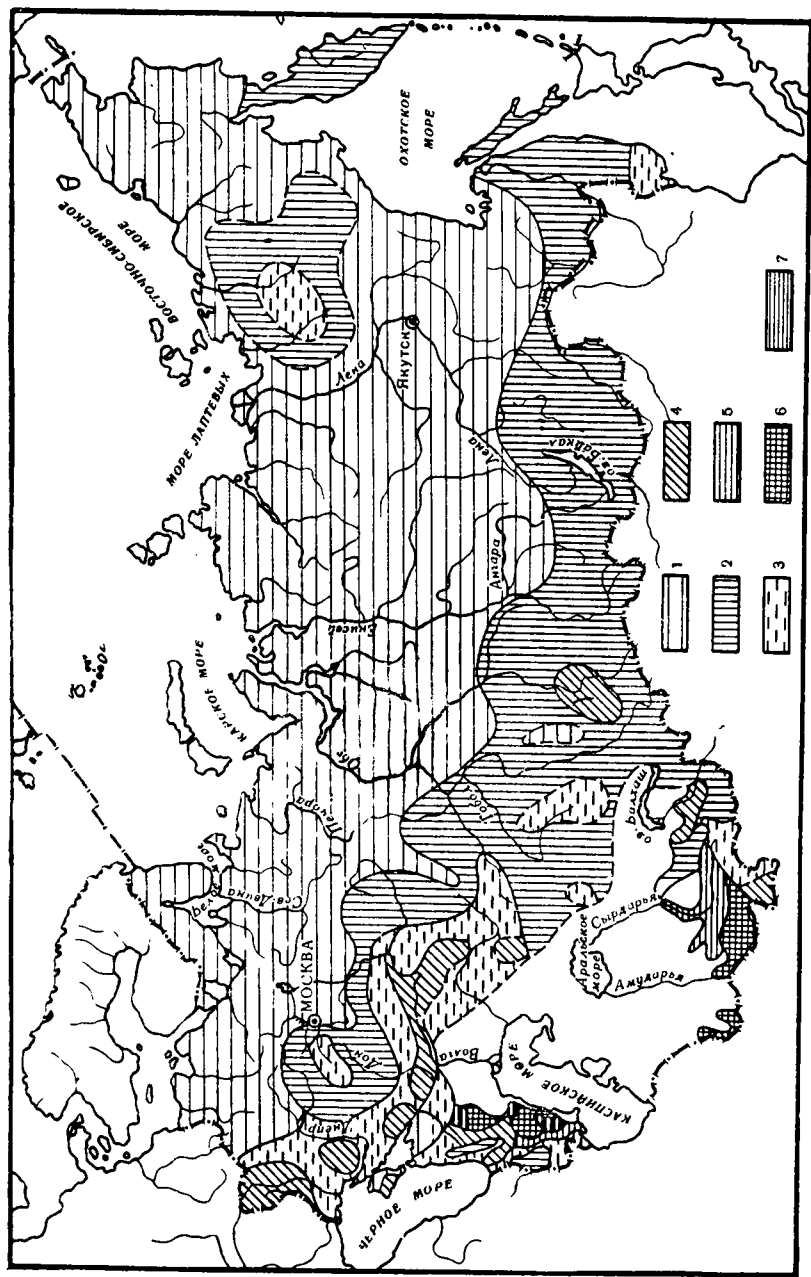


Рис. 102. Карта средней мутности рек СССР (по Г. И. Шамову). Средняя мутность рек, г/м³: 1 — 50, 2—50—150, 3 — 150—500, 4 — 500—1000, 5 — 1000—2500, 6 — 2500—4000, 7 — >4000

режью Амура, она повышается до 150 г/м^3 и лишь местами превышает эту величину.

В горных странах юга СССР — на Кавказе, в Средней Азии, на юге Казахстана — мутность высока и колеблется в больших пределах. Высокие ее значения обусловлены большими уклонами местности, интенсивными эрозийными и денудационными процессами. Источниками наносов являются также осыпи и обвалы на склонах, а также селевые потоки, выносящие в долины рек и предгорья большое количество твердого материала.

Интенсивному развитию денудации благоприятствуют континентальность климата во многих районах, а также землетрясения, приводящие в движение скальные и элювиальные массы. В высокогорных районах Большого Кавказа и Средней Азии насыщение потоков наносами происходит за счет древних и современных ледниковых отложений. Но и сама масса ледников содержит большое количество мелкозема. По наблюдениям, в бассейне р. Зеравшан содержание мелкозема в фирне и льде колебалось от 40—60 до 2000—2500 г/м^3 . Мутность ледникового ручья Имат достигала 1000 и более г/м^3 .

В распределении мутности по территории отражается высотная поясность климата и ландшафтов. Обычно мутность возрастает в более сухих низких зонах, где почвенный покров менее устойчив. В Средней Азии повышенная мутность наблюдается в пределах степей и полупустынных ландшафтов, главным образом в предгорьях, где растительность очень бедна, а осадки достаточны для образования поверхностного стока. Здесь она достигает 3500 г/м^3 и более.

Таблица 53

МУТНОСТЬ И ГОДОВОЙ СТОК ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ БОЛЬШИХ РЕК
ДО ЗАРЕГУЛИРОВАНИЯ
(средние многолетние)

Река	Средняя годовая мутность, г/м^3	Средний годовой сток взвешенных наносов, млн. т
Северная Двина — Усть-Пинега	(40)	(4,3)
Печора — Усть-Цильма	(59)	(6,2)
Волга — Дубовка	84	19,5
Дон — Раздорская	190	4,4
Обь — устье	34	13,3
Енисей — устье	20	12,4
Лена — устье	24	12,2
Амур — устье	150	58,8
Кубань — устье	705	8,8
Терек — устье	2410	26,0
Кура — устье	1950	36,3
Сырдарья (среднее течение)	2300	40,5
Амударья (среднее течение)	3590	217

На Кавказе мутность изменяется от 150—500 г/м³ на лавовых плато Армении и в западной части Большого Кавказа до 2500—4000 г/м³ в центральной и восточной частях северного склона (бассейны рек Калауса, Кумы, Сулака и других малых притоков Каспия).

Годовой сток взвешенных наносов на реках СССР. Представление о среднем многолетнем годовом стоке взвешенных наносов дает табл. 53.

Для сравнения приводим некоторые данные по среднему годовому выносу взвешенных наносов в море по рекам земного шара:

Тибр	10,0 млн. т
Дунай	82,0 »
Инд	445 »
Янцзы	255 »

В последние десятилетия в связи с сооружением крупных водохранилищ режим стока наносов изменился. На Дону, Волге и Каме, например, водохранилища аккумулируют до 30—40% притока наносов.

Для оценки эрозионной деятельности водных потоков представляют интерес величины модулей стока наносов, выраженных в тоннах с 1 км² в год. Они вычисляются по формуле:

$$M_R = \frac{R \cdot 31,5 \cdot 10^3}{10^3 F} = \frac{R \cdot 31,5 \cdot 10^3}{F} \text{ т/км}^2, \quad (\text{IX-29})$$

где R — средний годовой расход наносов, кг/с; F — площадь бассейна, км².

Модуль стока наносов можно выразить через модуль жидкого стока и мутность. С учетом переводных множителей имеем

$$M_R = \frac{31,5 M \cdot s}{10^3} \text{ т/км}^2, \quad (\text{IX-30})$$

где M — модуль жидкого стока, л/с·км²; s — средняя мутность, г/м³.

На территории СССР модуль стока взвешенных наносов изменяется для средних и крупных рек от 1—2 т/км² в год в северных лесных районах до 1000 т/км² и более для некоторых горных рек. На европейской равнине изменение его по территории для рек с площадями бассейнов от 100 до 50 000 км² носит зональный характер. В пределах Кольского п-ова и Карелии модуль стока наносов наименьший — менее 5 т/км².

В северной и западной частях Европейской равнины (бассейны рек Северной Двины, Печоры, Верхней и Средней Волги, Верхней Камы, Оки, Днепра) модуль стока наносов повышается до 10 и местами до 20 т/км² (Печора, Кама, Вятка). На малых водотоках и в овражно-балочной сети в бассейне Нижнего Днепра он увеличивается до 100 т/км².

В северной части бассейна Дона модуль стока наносов средних рек превышает 10 т/км² и местами достигает 50 т/км², а на малых водотоках может увеличиться в 10 раз. К югу и юго-востоку, в низовьях Волги и Дона, зональные значения модуля стока наносов колеблются в пределах 5—20 т/км².

Высоки модули стока наносов в районе Карпат, где они превышают 50 т/км² и местами достигают 100 т/км². В некоторых бассейнах Кавказа они достигают 500 т/км² и более.

В табл. 54 приводятся их значения для некоторых рек страны.

Таблица 54
СРЕДНИЕ МОДУЛИ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ

Река	Пункт	Площадь бассейна, тыс. км ²	Средний модуль стока наносов, т/км ² ·год
Кама	Чистополь	513	16
Ока	Новинки	244	12
Сев. Донец	Белая Калитва	80,9	14
Обь	Белогорье	2180	9,5
Енисей	Игарка	2472	4,5
Лена	Табага	913	8,0
Колыма	Усть-Средникан	102	10,0
Амударья	Керки	227	960
Терек	Орджоникидзе	1,57	1160
Кубань	Армавир	16,9	200
Кура	Тбилиси	21,1	530

В разных частях земного шара величина модуля стока наносов принимает значения:

река	площадь бассейна, тыс. км ²	модуль стока наносов, т/км ² ·год
Колорадо	632	270
Рио-Гранде	78	260
Инд	961	460
Нил	2867	23
По	70	215
Дунай (верхнее течение) . . .	7,6	41

СЕЛИ

Определение понятия селя. Селевым потоком называется стремительный поток большой разрушительной силы, состоящий из смеси воды и рыхлообломочных пород, возникающий в бассейнах небольших горных рек в результате интенсивных дождей или бурного таяния снега, а также прорыва завалов и морен.

В обычном горном паводке мутность, как правило, не превышает 1% объема паводка. В селях, как показывают приближенные

подсчеты, наносы могут занимать от 10—15 до 40—50% объема или по весу до 60—65% селевой массы. При большей концентрации поток уже переходит в «оплывину». Наибольшая мутность в селях, несущих главным образом мелкозем, достигает 1000—1200 кг/м³. По имеющимся в литературе сведениям, количество наносов приблизительно равнялось: во время селя 8 июля 1921 г. на р. Малой Алмаатинке 43%, на р. Гедар 25 мая 1946 г. 28%, на р. Кишчай 28 июля 1936 г. 46% объема селевой массы.

Большое количество влекомого материала — мелкозема, камней и глыб — обуславливает главнейшие качественные черты селевого потока.

Для него прежде всего характерен прерывистый, пульсационный характер движения, когда отдельные валы перемежаются с почти полным прекращением стока. Неравномерность движения обусловлена образованием заторов в местах резких сужений и поворотов русла, а также осыпей и обвалов. Заторность отмечалась во многих случаях прохождения селей. Во время селя 8 июля 1921 г. на р. Малой Алмаатинке (Зайлийский Алатау) число крупных валов было более 10; между ними имели место более мелкие наплывы. На р. Кишчай (в бассейне Куры) 14 августа 1955 г. прошло 5 валов с интервалами в 10—15 мин.

В связи с заторностью максимальные расходы селевого потока в несколько раз превышают расходы обычных паводков. Гидрограф такого образования приобретает резко асимметричный вид: большую крутизну подъема и пологий спад.

При прорыве заторов селевая волна приобретает большую поступательную скорость. По оценке ряда авторов, эта скорость при уклонах порядка 0,05—0,25 достигает 2—5 м/с. Обладая огромной живой силой, селевой поток может произвести большие разрушения строений, дорожных сооружений и мостов, затопить и залить грязью сады и пахотные земли.

Условия возникновения селей. Непременными условиями образования селевых потоков являются:

а) интенсивный сток со склонов водосбора или временное скопление большого количества воды в сухих логах и руслах;

б) обилие рыхлообломочного легкоподвижного материала коры выветривания в местах обильного водного стока;

в) большие уклоны местности (более 0,05).

Чаще всего сели возникают в результате интенсивных и продолжительных ливней, иногда совпадающих с таянием снега. Такие ливни покрывают сравнительно небольшие площади. В водосборе р. Гедар (район г. Еревана) перед селом 25 мая 1946 г. на площади 40 км² за 2 ч выпало около 25 мм осадков, а суточная сумма превышала 60 мм. На водосборе площадью 14 км² в Шварцвальде селевой поток 4 августа 1951 г. был вызван ливнем, длившимся 3,5 ч, за которые выпало 72 мм осадков. На малых западных притоках р. Эльбы катастрофический сель в июле 1927 г. прошел после ливня, за который выпало около 100 мм осадков,

а суточное количество составляет 220 мм при среднем годовом — 850 мм.

Наиболее обильный ливневый сток наблюдается при хорошем увлажнении водосбора. Поэтому предшествующие паводку дожди могут усилить катастрофичность селей. Так было, например, при ереванском селе 1946 г., когда в первую половину дня выпали осадки в сумме до 20 мм. Катастрофическому селю, сошедшему 5—6 августа 1967 г. в верховьях Терека (на притоке Каахи), предшествовала дождливая погода в течение двух месяцев — июня и июля, когда выпала почти годовая сумма осадков. Сель был вызван ливнем, который за два дня дал 65 мм осадков. Он возник в результате переувлажнения и обрушения оползневых масс.

Однако наличие предшествующих дождей не является непременным условием возникновения селей. В литературе встречаются описания катастрофических селевых потоков, образовавшихся после продолжительных засушливых периодов. В жаркое засушливое лето наиболее интенсивно протекают процессы физического выветривания и накопления мелкозема на поверхности водосборов, а это способствует образованию селей.

Ливневые дожди охватывают относительно небольшие площади. Поэтому сели образуются в малых горных водосборах, площадь которых не превышает 100—150 км². В частности, водосбор р. Малой Алмаатинки равен 120 км², р. Кишчай 100 км², р. Гедар 38 км². Вероятно, активная площадь, на которой развивались селевые процессы в указанных водосборах, еще меньше и не превышала десятков квадратных километров.

Продолжительность прохождения селей в таких водосборах невелика и, как правило, не превышает одних суток. В 70% зарегистрированных случаев сели длились менее 3 ч, а в 88% — менее 12 ч.

Причиной возникновения мощных водных потоков, приводящих к образованию селей, могут явиться также интенсивное таяние снега на горных склонах, внезапный сброс масс воды из высокогорных водоемов вследствие переполнения их талыми ледниковыми водами, как то имело место, например, в июле 1973 г. на р. Малой Алмаатинке, землетрясения, прорыв запруд, образовавшихся в руслах от снежных лавин, оползней и обвалов. Обильное поступление талой снеговой воды может наблюдаться в горах при одновременном таянии снега в большом диапазоне высот, что имеет место при фёновых явлениях. При фёнах положительная температура воздуха может распространяться как на верхние, так и средние зоны гор, вызывая одновременное таяние на всей площади водосборов. На Северном Кавказе это наблюдалось в бассейнах Кубани и Терека, когда теплые воздушные массы поступали в системе средиземноморских циклонов.

Насыщение потока наносами происходит как за счет смыва со склонов, так и захвата обломочного материала, накопившегося в логах и руслах. Размыву подвергаются элюво-делювиальные на-

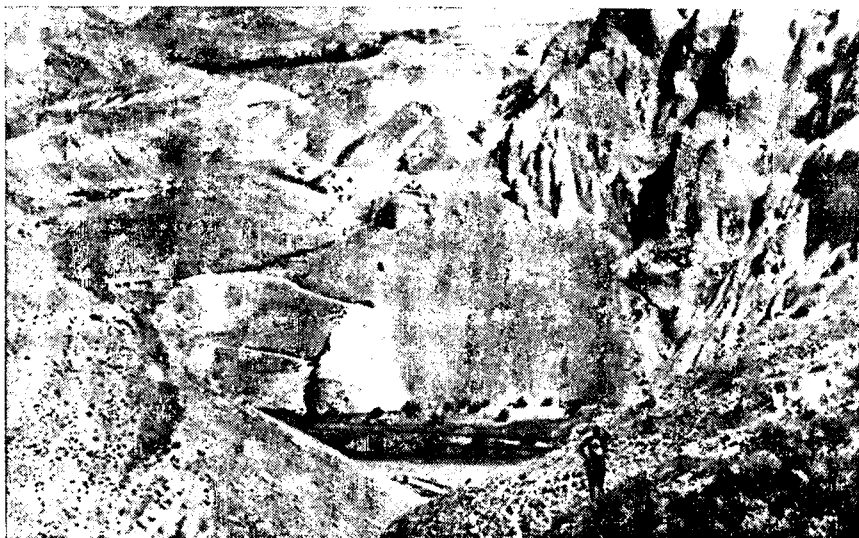


Рис. 103. Осыпи на склонах долины в бассейне р. Зеравшан
(фото автора)

копления, ледниковые морены, обвальные и осыпные образования и русловые скопления, поддающиеся размыву.

Наиболее интенсивно процессы денудации протекают в районах с жарким засушливым климатом, где летние осадки малы, склоны не задернованы и лишены растительного покрова. Подобные условия встречаются во внутренних частях Средней Азии и в Закавказье. Опасность селей здесь особенно велика. Источником селевого материала обычно служат колоссальные осыпи, характерные для внутренних районов Средней Азии (рис. 103). В сухом климате русла малых водотоков часто не имеют постоянного течения и служат каналами сброса эпизодически возникающих паводков. В связи с этим они не только слабо разработаны, но вообще завалены пролювиальным материалом, что также способствует образованию селей.

Типы селей. По составу селевой массы различают сели грязевые, грязекаменные и водокаменные.

В грязевых потоках селевая масса состоит преимущественно из мелких частиц и представляет собой густую глинисто-песчаную суспензию, содержащую малое количество камней и щебня. Примером могут служить сели, прошедшие на р. Ширинсай (левый приток р. Сырдарьи), поверхность водосбора которой сложена песчано-глинистыми и лёссовидными грунтами.

Грязекаменные потоки состоят из смеси мелкозема и крупных фракций — гальки, щебня, валунов. Для перемещения крупных включений требуются повышенные скорости, которые возможны при больших расходах и уклонах. Такие условия создаются при заторах и их последующем прорыве. Сели такого типа проходят на водотоках южного склона Большого Кавказа — в его восточной части, где распространены легко поддающиеся размыву глинистые сланцы и песчаники.

Водокаменные сели отличаются от вышеописанных относительно малым содержанием мелкозема, в них преобладает грубообломочный материал. Они формируются в районах с преобладанием трещиноватых скальных пород, как например, на Заилийском Алатау и на вулканических нагорьях Закавказья. Заторность является их непременным признаком.

Изложенное деление в известной мере удовлетворяет практиков, занимающихся разработкой противоселевых мероприятий, но оно не отражает различий в динамической структуре потоков. Поэтому на III Всесоюзной селевой конференции в 1952 г. было принято иное деление, которое в дальнейшем (на IV Всесоюзной конференции в 1956 г.) было несколько уточнено.

Селевые потоки делятся на два основных типа: несвязные (турбулентные) и связные.

Несвязным селем называется турбулентный поток, в котором количество воды настолько велико (более 20—30%), что она находится в свободном состоянии, является транспортирующей средой для твердой фазы и способна совершать большую работу взвешивания. Процесс взвешивания и переноса наносов несвязным потоком аналогичен переносу при обычном горном паводке. Турбулентность такого потока очень высока.

В связном селе вода входит в селевую массу как одна из составляющих вязкопластичной среды, представляющей собой структурное целое. Вода в этом случае уже не является движущей силой, и процесс транспорта осуществляется как единое гравитационное движение.

Таким образом, связный селевой поток качественно отличается от турбулентного потока. Большое содержание глинистых частиц придает массе потока свойства густого раствора, сцепляющего между собой гальку и камни. При остановке потока селевая масса отлагается без разделения на фракции.

Подобные свойства присущи, например, селям р. Дуруджи (бассейн р. Алазани), а также некоторым малым руслам бассейна Зеравшана.

Грязевые сели могут относиться как к связным, так и несвязным; то же можно сказать и о грязекаменных. Что касается водокаменных, то они относятся к типу несвязных (турбулентных).

Размеры селей и приближенное определение их характеристик. Количество твердого материала, выносимое селем, обычно определяется грубо ориентировочно уже после прохождения селя по объе-

му и составу отложений на конусах выноса. Поэтому приводимые ниже данные носят приближенный характер.

Река	Дата селя	Объем выносов (в плотном теле), м ³
Гедар в районе г. Еревана	25/V 1946	500 000
Малая Алмаатинка	8/VI 1921	2 500 000
Кишчай (приток Алазани)	28/VII 1936	2 180 000
Притоки р. Чонкызылсу (Киргизия)	июнь 1957	130 000

Для расчета селепропускных сооружений необходимо располагать хотя бы приближенной величиной максимального расхода селевых потоков для конкретных участков селевых логов.

Наиболее надежным способом определения максимального расхода является расчет его по следам высших селевых горизонтов в русле или в долине реки. Такие следы остаются в виде отложений или подмыва берегов, истирания деревьев и др. Ориентируясь на эти метки, определяют площадь сечения потока, а также скорость движения, если известен уклон русла на участке. Для получения более достоверных результатов расчеты следует производить по возможности в нескольких створах на прямолинейных участках.

Расход селевого потока вычисляется по формуле:

$$Q_{\max} = v_c \omega \text{ м}^3/\text{с},$$

где v_c — наибольшая средняя по сечению скорость, м/с; ω — площадь сечения потока, м².

При вычислении скорости v_c следует различать несвязные (турбулентные) и связанные потоки. Для несвязных селей используются эмпирические формулы, в основе которых лежит уравнение Шези. Все они могут быть приведены к общему виду:

$$v_c = v \cdot \varphi(\beta, i), \quad (\text{IX-31})$$

где v — средняя скорость в сечении, определяемая по формуле Шези; $\varphi(\beta, i)$ — некоторая эмпирическая функция уклона i и параметра β , характеризующего внутреннее сопротивление потока и зависящего от соотношения твердой и жидкой фаз. Разными авторами дается различное приближенное выражение этой функции.

Для проектирования противоселевых мероприятий, кроме максимального селевого расхода, необходимо знать объем селевой массы. Он находится двумя возможными способами: по типовому гидрографу селя или, что надежнее, путем определения объема селевых отложений на конусах выноса и добавления к нему водной части.

Форма гидрографа задается на основании гидрографов обычных паводков, которые наблюдались в селевом русле или в соседних руслах. Что касается второго способа, то размер водной части определяется в соответствии с типовой концентрацией твердого материала в селевой массе, характерной для данного физико-географического района.

Второй способ следует признать более надежным, так как в силу прерывистости движения селя принятие его гидрографа аналогичным гидрографу водного паводка может привести к большой ошибке.

Для связанных селей формула Шези совершенно неприменима для определения скорости и максимального расхода. Связные грязевые или грязекаменные потоки имеют большую вязкость, и сопротивление движению их изменяется по другому закону, чем для турбулентного потока. В этом случае при определении наибольшего расхода сначала находится полный объем селя по отложениям на устьевых участках, а затем, по заданной форме гидрографа — его максимальная ордината.

Географическое распространение селевых явлений. Селеобразование той или иной степени интенсивности свойственно большинству горных стран земного шара. На территории СССР селевые явления особенно развиты в горах Средней Азии — на склонах Таласского, Чаткальского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов, в Ферганской долине, на Памире и Копетдаге. В южном Казахстане они наиболее часты на северном склоне Заилийского Алатау.

На Кавказе наиболее значительные селевые очаги находятся на южном склоне Большого Кавказа (преимущественно на левобережных притоках Алазани, на Белоканчай, Кишчай, Курмухчай и др.), на южных склонах Малого Кавказа и Армянском нагорье — в водосборах рек Дебед, Раздан, Арпа, Нахичеванчай, Мегригет, в бассейне оз. Севан, а также на северном склоне Большого Кавказа — в верховьях Терека, Сулака, Самура.

В Восточной Сибири наиболее селеопасными являются водотоки Восточного Саяна, Хамар-Дабана и Станового нагорья.

За пределами нашей страны интенсивные селепроявления наблюдаются в Западных и Восточных Альпах, в Карпатах и Пиренеях. На Американском континенте сели развиты в Кордильерах. Наиболее селеопасным районом в США является район г. Лос-Анджелеса в Калифорнии, отличающийся непродолжительными, но чрезвычайно интенсивными ливнями. Опасность селей здесь усугубляется развитой эрозией почвенного покрова на склонах гор, обращенных к Тихому океану.

Литература

- Великанов М. А. Движение наносов. М., изд. Мин. реч. флота, 1948.
Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометиздат, 1962.
Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географиз, 1952.
Михайлова Н. А. Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды. Л., Гидрометиздат, 1966.
Флейшман С. М. Сели. Л., Гидрометиздат, 1970.
Шамов Г. И. Речные наносы. Л., Гидрометиздат, 1954.

**ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ
РУСЛОВЫХ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЙ**

Русла большинства рек, протекающих в рыхлых грунтах, изменяются под воздействием водного потока. На одних реках или участках рек эти изменения заметны на глаз, особенно после прохождения половодья и паводков, как например, на горных селевых водотоках. На других они могут быть обнаружены лишь посредством инструментальной съемки.

На судоходных реках в результате повышения дна на перекатах и образования осередков затрудняется движение речного транспорта. Возникает необходимость в дорогостоящих дноуглубительных работах. Повышения дна на перекатах (до зарегулирования) на Дону, Волге, Оке достигали 2—3 м, а в некоторые многоводные годы — 4—5 м. Подмыв и обрушение вогнутых берегов русла причиняют ущерб пойменным землям, занятым под сельскохозяйственные угодья либо застроенным. Страдают населенные пункты, дороги, водозаборы. Смещения бровки вогнутого берега на р. Оке достигают местами 1,2—2,8 м в год, в нижнем течении Северной Двины — 10 м, а на Оби в верхнем течении — 15 м. Годичный объем размыва на 1 км длины на Средней Волге достигал 11 400 м³ грунта, а на Нижней Волге — 36 000 м³. На нижнем участке р. Миссисипи он составлял около 55 000 м³.

Устранить или ослабить эти нежелательные явления, особенно на малых и средних реках, можно путем правильного осуществления русловыправительных мероприятий. Но для этого необходимо изучить закономерности русловых деформаций, познать сущность руслового процесса, т. е. постоянно происходящих изменений строения русла водотока и поймы, обусловленных действием текущей воды.

Основы науки о русловых процессах заложены русскими учеными В. М. Лохтиным и Н. С. Лелявским в последних двух десятилетиях прошлого века, а также французским исследователем Фаргом, работавшим несколько позднее — в начале нашего столетия.

Значение теории руслового процесса особенно возросло в связи с широким гидротехническим строительством на реках — сооружением плотин, шлюзов, причалов, водозаборов. Человек нарушает естественный режим рек:

- а) стесняет живое сечение реки искусственными сооружениями;
- б) увеличивает водность на отдельных участках реки в процессе пространственного перераспределения стока;
- в) изменяет внутригодовой ход стока — снижение половодья и паводков, увеличение водности в межень;
- г) изменяет шероховатость твердых границ потока — укрепление берегов, изменение ледового режима.

Эти нарушения неизбежно вызывают изменения в ходе русловых преобразований. Поэтому при проектировании тех или иных мероприятий важно предусмотреть возможные русловые изменения, стремясь избежать нежелательных последствий. Этого можно достигнуть только при знании закономерностей русловых процессов.

С другой стороны, умение предсказать последствия нарушения естественного режима позволит успешно бороться с нежелательными русловыми деформациями, предусмотреть необходимые берегозащитные сооружения.

Со времени В. М. Лохтина и Н. С. Лелявского советские ученые гидрологи — русловики сделали большой вклад в теорию руслового процесса.

Характерным для современных исследований является сочетание наблюдений в натуре с лабораторным экспериментом на моделях при совместном рассмотрении изменений водного режима и русловых преобразований. При изучении плановых изменений на больших участках широко применяется аэрофотосъемка. Она позволяет проследить изменения русла на протяжении многих лет.

Государственным гидрологическим институтом аэрофотосъемка проводилась по рекам: Ока в пределах Мещерской низменности, Волга на участке от г. Саратова до г. Куйбышева, Кама, Вишера, Белая, Висла, Эльба и др. Общая протяженность снятых участков составляет тысячи километров. Расшифровка аэрофотоснимков позволяет проследить эволюцию поймы и русла, тем самым выявить закономерности их преобразования.

Среди лабораторных исследований особое место занимают работы по изучению переформирования «микрореки». Такие работы были начаты у нас в стране в Лаборатории русловых процессов АН СССР М. А. Великановым и Н. С. Шарашкиной в 1948—1951 гг. В дальнейшем они были продолжены рядом исследователей.

Следует подчеркнуть, что в такого рода экспериментах моделируется не какой-то определенный участок конкретной реки, а целый класс рек, например равнинные реки с подвижным руслом, сложенным песчаными фракциями. Крупность частиц, уклоны и скорость течения при этом могут варьировать в широких пределах, возможных в естественных условиях. Начальное русло задается обычно трапециевидальной формы, одинаковой по длине лотка.

Задача исследований состоит в выяснении вопроса: как будет взаимодействовать поток и твердое подвижное ложе и какую форму примет русло при заданных гидравлических параметрах. Разумеется, выводы при этом получаются преимущественно качественного характера.

Совместный анализ натурных наблюдений и результатов экспериментов позволяет выяснить природу русловых переформирований, а затем подойти и к установлению причинно-следственных закономерностей русловых процессов.

МНОГОЛЕТНИЕ И СЕЗОННЫЕ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ РУСЛА

Природные факторы русловых переформирований. Русловые деформации непосредственно связаны со скоростным полем и динамическими свойствами потока. С изменением гидродинамической структуры изменяется и характер русловых преобразований. Эти изменения особенно быстро происходят во время половодья и паводков, когда расход воды очень непостоянен. Поэтому первопричиной, определяющей русловые процессы, является расход реки и его изменения во времени. Это в свое время было подмечено В. М. Лохтиным (1897), который в числе главных факторов, определяющих характер русловых деформаций, назвал водность реки.

Но водный режим сам зависит от климата района, рельефа, почвенного и растительного покровов бассейна, геологических структур. Следовательно, режим русловых деформаций должен быть тесно связан с целым комплексом физико-географических факторов, влияющих на сток реки.

С другой стороны, русловые деформации зависят от уклона русла, влияющего на скорость течения, и податливости его стенок размыву, т. е. от характера грунта русла и речной долины.

Любые русловые переформирования сопровождаются переотложением наносов — подъемом их в одних местах и отложением в других. В условиях переменного водного режима, когда высокая вода и большие скорости сменяются малыми скоростями и расходами воды, на одних и тех же местах размыв и наращивание дна могут чередоваться во времени. При этом изменяется и количество наносов, влекомых потоком. Таким образом, движение наносов является неотъемлемой частью русловых процессов.

Отсюда русловой процесс можно определить как изменение строения речного русла под действием водного потока, сопровождающееся переотложением наносов.

Взаимодействие потока и русла. Современная русловая гидрология изучает русловые явления как непрерывный процесс взаимодействия водного потока с подвижным руслом.

Суть этого принципа состоит в том, что форма русла — его сечение, извилистость — обуславливает определенную скоростную структуру турбулентного потока, а поток в свою очередь, размывая в одних местах и отлагая наносы в других, видоизменяет русло таким образом, чтобы установилось равновесие между взрывом и оседанием частиц наносов.

Например, извилины русла определяют характер поперечной циркуляции, а последняя сама способствует развитию извилин и создает определенное соотношение между глубинами, кривизной русла, размерами излучин, т. е. производит переформирование этих извилин.

Здесь важно подчеркнуть, что даже при относительной стабильности участка аллювиального русла, где в течение многих лет не замечается тенденции к понижению или повышению дна, все же происходят периодические деформации, которые являются результатом взаимодействия потока и подвижного ложа. Непрерывность процесса здесь обусловлена непостоянством водного режима, свойственным рекам.

Общие особенности многолетних и сезонных переформирований русла. Изменение речных русел складывается из переформирований, продолжающихся в течение многих лет в одном направлении, и переформирований, направление которых в течение года закономерно изменяется на противоположное. Первые назовем многолетними, а вторые — сезонными.

Многолетние переформирования протекают медленно, иногда с одинаковой интенсивностью тысячелетиями, постепенно приспосабливая русло к средним условиям питания реки в данном физико-географическом районе. К ним относятся прежде всего разработка продольного профиля реки, образование вогнутой формы, при которой обеспечивается транзит наносов. Окончательное положение профиля определяется главным базисом эрозии — уровнем водоема, куда впадает река.

Это переформирование носит необратимый характер, так как возврата к прежнему состоянию через какие-то промежутки времени не происходит. Вогнутый профиль может быть нарушен в результате местных тектонических движений земной коры, мощных завалов, которые возможны в горах, или искусственного изменения базиса эрозии. Но и в этих случаях русловой процесс в дальнейшем приобретает иной характер.

К многолетним деформациям относится также эрозия коренных берегов и переработка их в аллювий. Сюда же следует отнести и движение русла в плане, проявляющееся в параллельном его

перемещении либо в виде меандрирования (рис. 104) и наконец, образование рукавов на пойме, которые со временем могут стать главным руслом.

Смещение коренного берега происходит с малой средней скоростью и не на всех реках. По наблюдениям, на Северной Двине и Волге эта скорость в среднем порядка 2—3 см в год. Но на отдельных участках, особенно там, где коренной берег сложен рыхлыми покровными отложениями, она измеряется десятками сантиметров в год.

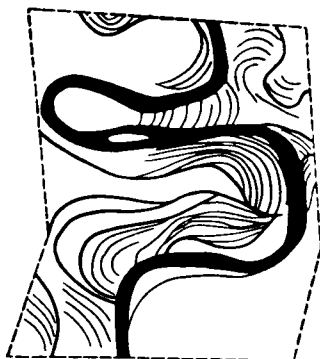


Рис. 104. Смещение извилин реки

Сезонные переформирования протекают сравнительно быстро на фоне медленных, вековых изменений и носят периодический характер. К ним относятся размыты и намыты плесов и перекатов, совершающиеся при чередовании половодий и межени. Эти деформации касаются главным образом высотных очертаний дна и создают как бы колебания русла около некоторого среднего многолетнего положения.

К сезонным деформациям относятся также смещения песчаных гряд, побочней и осередков вниз по реке, т. е. всех

тех форм, которые определяют микро- и мезорельеф русел. Такие переформирования имеют характер обратимого процесса.

Для большинства рек с ненарушенным водным режимом скорость необратимых преобразований настолько мала по сравнению с сезонными колебаниями, что ими практически можно пренебречь. В этом смысле русло на значительном протяжении можно считать находящимся в состоянии динамического равновесия.

ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛА В ПЛАНЕ

Виды плановых переформирований. По длине реки можно выделить более или менее прямолинейные участки, располагающиеся обычно между извилинами, и сами извилины, иногда петлеобразной формы. Кроме того, К. И. Росинский предлагает различать участки с разбросанными руслами, характеризующиеся множеством рукавов, разделенных островами и осередками. Иногда сеть рукавов настолько развита, что трудно выделить главное русло. Все эти формы русла под действием текущей воды подвергаются переформированиям, которые различаются в зависимости от подвижности ложа и берегов.

Прямолинейные участки могут в дальнейшем искривиться, т. е. превратиться в извилины, но могут и длительное время оставаться прямыми.

В последнем случае русло иногда смещается параллельно самому себе. Параллельное смещение наблюдается тогда, когда берег разрушается медленно, например вследствие закрепления его растительностью или стойкости грунта, а донные образования (побочни, косы) смещаются относительно быстро. В таких случаях на месте плесовых ложин берег еще не успевает размыться, как он прикрывается спустившимся сверху побочнем.

Аналогичное смещение русла может иметь место и на участке выхода реки из сужения долины, имеющего прямолинейные очертания. Иногда русла на прямолинейных участках смещаются в пределах долины неоднократно от одного берега к другому. Такие смещения обнаружены, например, на аэрофотоснимках Оки у г. Касимова.

Характерным для подвижных прямолинейных участков является наличие прирусловых гряд на пойме, тянущихся параллельно друг другу.

При изучении извилин русла следует различать два их вида: орографические и эрозийные извилины.

Орографические извилины встречаются в местах, где река вынуждена огибать местные препятствия в виде трудноразмываемых скальных массивов. В таких местах русло повторяет изгибы долины. Орографические извилины слабо изменяют свои плановые очертания.

К ним можно причислить и извилины, обусловленные неравномерным распределением растительного покрова, как это имеет место в лесной зоне, или вытаиванием грунта в районах многолетней мерзлоты.

К эрозийным извилинам относятся только те, которые река сама формирует в собственных рыхлых аллювиальных отложениях и которые относительно быстро изменяются под влиянием водного потока с естественным режимом, несущего наносы. Такого рода извилины называют меандрами, а сам процесс формирования их — меандрированием реки. Меандрирование выражается в образовании и смещении извилин, их прорыве, образовании стариц, переформировании плесов и перекатов. Ниже эти процессы будут рассмотрены подробнее.

Участки с разбросанными руслами являются результатом блуждания водного потока в легкоразмываемых 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 малые и большие старицы различной конфигурации. Участки с разбросанными руслами встречаются в низовьях Оби, Куры, Кубани, на реках Иртыш, Тобол и др.

В тех случаях, когда река несет очень большое количество наносов и скорости течения велики, блуждание русла происходит особенно быстро. Такие русла называют блуждающими. Примером может служить р. Амударья по выходе ее в предгорья.

Наиболее распространенным типом плановых переформирований является меандрирование. Оно особенно свойственно малым и средним равнинным рекам. Меандрирование наблюдается и на средних участках больших рек, но здесь оно выражено, как правило, слабо, и русловые процессы проявляются главным образом в виде смещения вниз по реке перекатов. Такой тип преобразования иногда называют перекатым.

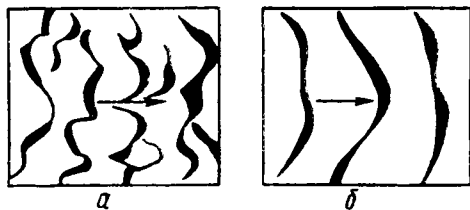


Рис. 105. Рельеф дна: а — барханный, б — ленточно-грядовый

Наиболее типичными представителями меандрирующих рек являются реки Приднепровской, Окско-Донской и Мещерской низменностей, реки, протекающие в Припятском, Ветлужском и Унженском полесьях, а также реки Западно-Сибирской равнины. Особенно ярко меандрирование выражено на отдельных участках Десны, Оки, Суры, а также в бассейне Оби.

На многих равнинных реках меандрирования практически не наблюдается, и извилины русла определяются извилинами долины. На таких участках рек пойма либо отсутствует, либо развита слабо. Участки с немеандрирующим руслом встречаются на реках Дон, Кама, Южный Буг и многих других.

Возникновение и развитие меандров. Формирование меандров — извилины в подвижных аллювиальных отложениях — непосредственно связано с поперечной циркуляцией воды в потоке. Циркуляция всегда имеет место на изогнутых участках, но при известных обстоятельствах может возникать и на прямолинейных участках. Она появляется как следствие крупномасштабных вихревых возмущений, свойственных турбулентному потоку.

Процесс возникновения циркуляции и образования меандров очень хорошо прослеживается на «микрореке». Если в первоначально прямолинейном призматическом русле задать постоянный расход воды, то всегда на дне русла образуются «барханы» — песчаные гряды кучевидной формы, ширина и длина которых почти одинаковы (рис. 105, а). При этом возникают струи воды, направленные под углом к общему направлению течения, т. е. идущие к берегу. Вслед за этим появляются побочки, которые искривляют динамическую ось потока. Таким образом, еще при прямолинейном русле без извилины уже возникают изгибы оси потока, приводящие к поперечной циркуляции воды. Эти изгибы способствуют углублению русла, закреплению побочки и дальнейшему усилению циркуляции. Начинается боковой размыв русла — образование извилины. «Микрорека» принимает вид, показанный на рис. 106.



Рис. 106. Формирование русла на модели
(фото Н. С. Шарашкиной)

Процесс меандрирования на разных реках протекает неодинаково, но можно выделить два основных типа развития меандр: а) разворот извилины, состоящей из двух смежных излучин, вокруг точки сопряжения этих излучин при отсутствии в течение длительного времени сползания их вниз по реке (рис. 107, а); б) сползание извилин вниз по течению (рис. 107, б) с возможным увеличением кривизны их, прорывом перешейков и образованием стариц.

В первом случае (см. рис. 107, а) две пары смежных излучин сопрягаются в точках *b* и *d*. Излучины *a* и *c*, размывая свои вогнутые берега, постепенно разворачиваются в противоположных направлениях относительно неподвижной точки *b*; направление их движения показано стрелками. То же происходит и с парой излу-

чин c и e , которые вращаются вокруг точки d . В результате вся извилина из положения I постепенно переходит в положения II и III. Образуется петля, перешеек которой сужается и в конечной стадии движения прорывается. На пойме остается отторженная петля, а русло в месте прорыва со временем приобретает форму IV.

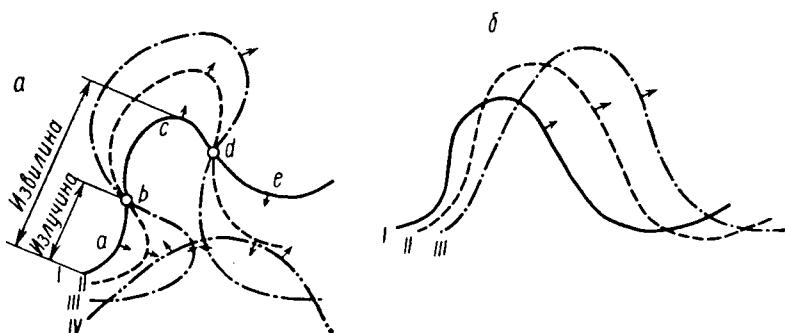


Рис. 107. Схема развития меандров: a — разворот извилины, b — сползание излучины вниз по течению

Характерным для нее является появление обратной кривизны и дальнейшее перемещение в направлении, обратном предшествующему.

Последующее развитие двух смежных излучин может повторить предшествующий цикл, но может привести и к иному виду плановых деформаций, например, к образованию синусоидального русла.

Такой тип деформаций, как показали аэрофотоснимки, встречается, например, на Оке, Припяти и др.

При втором типе развития извилины (см. рис. 107, б) характерно смещение их вниз по реке. При этом может иметь место одностороннее образование излучин, разделенных значительными прямолинейными участками. В этом случае также возможно отторжение петель и образование стариц.

С помощью аэрофотоснимков удалось обнаружить, что соседние участки русла часто развиваются по-разному. Например, на реках Тавде и Сев. Донце встречается чередование участков со сползающими извилинами и с разворотом их по описанной выше схеме.

Типизация русел по характеру плановых переформирований. В зависимости от водного режима реки, характера аллювиальных отложений и продольных уклонов, изменяющихся в процессе развития меандров, изменения русел в плане по-разному протекают на отдельных участках реки. Могут создаться условия, при кото-

рых извилины стабилизируются, и процесс меандрирования прекращается. На характер этого процесса оказывает влияние строение долины, ограничивающей развитие меандров.

Однако все многообразие плановых переформирований можно свести к нескольким характерным типам. Государственным гидрологическим институтом предложена следующая типизация процесса.

I. Немеандрирующие русла с ленточными грядами. Плановые деформации русла практически отсутствуют. Основные переформирования выражаются в сползании ленточных песчаных гряд. Последние представляют собой крупные одиночные гряды, протягивающиеся поперек русла (см. рис. 105, б). Кроме того, имеет место периодическое изменение глубин и иногда общее врезание русла.

II. Побочневый тип процесса. Плановые деформации не происходят. В половодье наблюдаются сползание и перекося крупных ленточных гряд с последующим обнажением их в межень и превращение в побочни.

III. Ограниченное меандрирование. Наблюдается сползание слабо выраженных излучин при неизменности их плановых очертаний. Такой тип возможен при ограничении плановых смещений русла склонами долины; встречается, например, в нижнем течении Северной Двины, на среднем участке Оки, на Енисее у г. Красноярска.

IV. Свободное меандрирование. Плановые переформирования русла выражаются в развороте двух смежных излучин вокруг фиксированной в плане точки перегиба (см. выше) с одновременным увеличением кривизны излучины. Такого рода процессы свойственны многим рекам (Молога, Десна, Иртыш, Тобол, Белая в бассейне Ангары и др.).

V. Незавершенное меандрирование. В условиях глубокого затопления поймы излучины вначале развиваются так же, как и при свободном меандрировании. Но в дальнейшем этот процесс нарушается спрямляющим потоком и излучины не достигают состояния петли. Спрямляющий поток становится новым главным руслом, а прежнее русло превращается в рукав или отмирает. Такой процесс ведет к ветвлению русла.

Незавершенное меандрирование отмечено на Оби выше г. Барнаула, где подъем уровня воды в половодье составляет 5—7 м, скорость течения в межень 0,6—0,7 м/с, а в половодье 1,6—2,0 м/с. Мелкозернистый грунт дна благоприятствует быстрому плановому переформированию русла.

Наиболее ярким проявлением процесса незавершенного меандрирования являются блуждающие русла. Последние наиболее характерны для горных рек, протекающих в аллювии. При этом можно выделить три типа блуждания: а) смещение потока в пределах меженного русла, б) блуждание в пределах поймы с образованием пойменных проток и в) блуждание в пределах долины

с переработкой всего пойменного мезорельефа. Последнее свойственно горным рекам с очень изменчивым водным режимом.

VI. Осередковый тип процесса. Возникает в результате развития грядового движения наносов (см. типы I и II). По распластанному руслу наблюдается движение расчлененных крупных гряд или их рядов. В межень они выступают над водой, образуется несколько осередков, располагающихся в беспорядке у берегов и в средней части реки. Осередки при зарастании могут превратиться в острова.

Для каждого типа меандрирования характерен свой вид поймы. И. В. Попов предлагает различать следующие виды пойм рек: а) ограниченного меандрирования, б) со свободным меандрированием, в) с незавершенным меандрированием, г) с процессами пойменной многоруканности и д) с осередковым типом руслового процесса.

СЕЗОННЫЕ ГЛУБИННЫЕ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ РУСЛА

Сезонные деформации плесов и перекатов. В связи с изменениями расходов воды в реке — ежегодным чередованием половодья и межени — наблюдаются циклические повышения и понижения

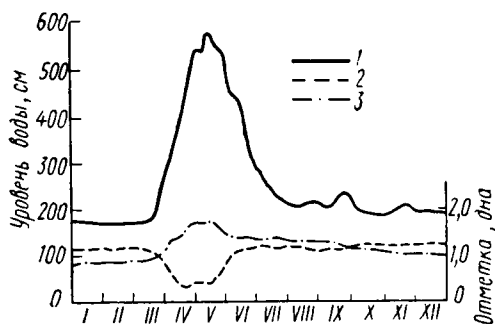


Рис. 108. Ход уровня воды (1) и отметок дна на плесе (2) и на перекате (3)

дна в результате переотложения наносов. В половодье, а также в паводки плесовая ложина размывается, и наносы из нее переносятся на нижележащий перекат. На спаде уровня и в межень имеет место размыв переката, и отложившиеся здесь наносы приносятся в расположенную ниже плесовую ложину. Изменение дна в течение половодья показано на рис. 108.

Наблюдения показывают, что намыв переката наиболее интенсивно происходит на подъеме и пике половодья. Примерно с середины спада он прекращается, но иногда продолжается до конца половодья. Углубление плесовой ложины наблюдается преимущественно в ее верхней части, нижняя же часть, переходящая в напорный скат нижележащего побочня, даже несколько повышается.

Толщина слоя намыва возрастает с повышением весеннего половодья. Но она зависит и от подвижности донных отложений: чем меньше частицы наносов, тем больше деформации.

На реках с высоким половодьем намыв перекатов за весну достигает 2—5 м. Даже в сравнительно устойчивых руслах с суглинистым дном перекаты могут повышаться до 1 м. На горных реках с относительно небольшой амплитудой уровня и крупным материалом донных отложений размыв и намыв дна меньше и обычно не превышает 1—2 м. Представление об интенсивности деформации перекатов дает табл. 55.

Таблица 55

ИНТЕНСИВНОСТЬ ДЕФОРМАЦИИ ПЕРЕКАТОВ НА ДОНУ

Название перекатов	Даты съемки русла	Снижение переката, мм	Средняя суточная величина деформации, мм/сут
2-й Карагалинский	20/VI—1/X 1949 г.	691	6,5
Усть-Донецкий	8/VII—11/X 1955 г.	848	8,8
Усть-Сальский	16/VI—28/X 1955 г.	558	4,2
Костомаровский	15/VII—3/X 1956 г.	116	1,4

На большинстве рек наносы, отложившиеся на перекате во время половодья, полностью смываются на его спаде и в течение летней межени, и русло как бы стабилизируется. Но на некоторых реках, особенно с очень подвижным дном, часть отложившихся наносов остается до конца осени, а иногда переходит на следующий год.

Соотношения между глубинами и плановыми очертаниями подвижного русла. Относительная многолетняя стабильность участков русла, при которой количество наносов, поступающих сверху и выносимых через нижний створ, равны, возможна лишь при определенных глубинах и уклонах потока. Последние при данном расходе воды обеспечивают неразмывающие и незаиляющие скорости течения. Уклоны и глубины в свою очередь зависят от рельефа местности, но могут изменяться под влиянием самого потока в процессе меандрирования. При удлинении излучин и возрастании радиуса кривизны продольные уклоны уменьшаются.

Отсюда следует, что в условиях естественного размываемого русла должны существовать некоторые определенные соотношения между элементами меандров и глубинами на участке.

Эти соотношения были подмечены Фаргом (1908) в результате наблюдений на р. Гаронне, а также на лабораторной модели этой реки. Они сформулированы им в качественном виде и получили название «закономерностей Фарга». Позднее они были подтверждены по измерениям на некоторых других реках Запад-

ной Европы (Сена, Шельда, Эльба). Н. С. Лелявский подтвердил их по наблюдениям на притоках Днепра.

Эмпирические закономерности Фарга состоят в следующем.

1. Плавному изменению кривизны русла соответствует плавное же изменение глубины; всякое резкое изменение кривизны влечет за собой резкое изменение глубины.

2. Чем больше кривизна (величина, обратная радиусу закругления), тем больше глубина плеса.

3. Самая глубокая часть плеса и самая мелкая часть переката сдвинуты вниз по течению относительно точек наибольшей и наименьшей кривизны приблизительно на четверть длины плеса плюс перекат.

Указанные закономерности справедливы для рек (или их участков) с не очень широким руслом, выработанным рекой в подвижном ложе. На р. Гаронне, в частности, ширина русла изменялась от 150 до 200 м, а наименьшие и наибольшие длины меандров были равны соответственно 925 и 1670 м.

Закономерности Фарга, выведенные эмпирически, не потеряли значения до сих пор. По выражению М. А. Великанова, они дают первую ориентировку при изучении руслоформирования рек. Следует все же иметь в виду, что они справедливы лишь в среднем, в статистическом выражении. Согласно данным, полученным по измерениям на р. Эльбе, при ширине русла от 100 до 150 м и среднегодовом расходе воды $275 \text{ м}^3/\text{с}$ коэффициент корреляции между глубинами и кривизной русла равен 0,63, т. е. не очень высок.

УСТОЙЧИВОСТЬ РУСЛА И ЕЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Коэффициент устойчивости В. М. Лохтина. Говоря об устойчивости речного русла, подверженного воздействию водного потока, следует иметь в виду не только устойчивость ложа, но и берегов русла. В природе встречаются реки, на которых переформировывается только дно; на других преобладают плановые изменения при относительной неподвижности дна.

Различают три типа русловых процессов, создающих характерные очертания рек в плане: а) периодическое расширение, б) развитие меандр и в) блуждание.

Первый тип присущ участкам рек с относительно слабо подвижными берегами, но с подвижными побочными и перекатами. Наряду с деформациями дна здесь имеет место периодическое расширение и сужение прямолинейного русла при общей его относительной неподвижности.

При меандрировании боковой размыв происходит быстрее, а в случае блуждания русла, наблюдающегося при высокой подвижности берегов, плановые переформирования протекают особенно быстро.

Во всех случаях продукты размыва берегов участвуют в деформациях дна, хотя и не в одинаковой степени. Следовательно, при изучении устойчивости русел необходимо учитывать и степень подвижности берегов, зависящую от крупности и цементации отложений, от растительного покрова, закрепляющего пойму.

Однако количественный учет многих факторов при оценке устойчивости русла практически затруднен. Поэтому обычно прибегают к упрощению задачи, сведя ее к двухмерной, т. е. игнорируя влияние берегов.

В основе критерия устойчивости лежит известное соотношение между силой лобового давления на донную частицу и силой ее сопротивления сдвигу (см. гл. IX). Возьмем отношение второй к первой n , обозначая его η , получаем:

$$\eta = M \frac{d}{v_{\text{дон}}^2}, \quad (\text{X-1})$$

где η — критерий устойчивости; d — диаметр частиц; $v_{\text{дон}}$ — придонная скорость течения; M — постоянный множитель. Устойчивость русла, таким образом, зависит от крупности частиц и скорости течения.

В. М. Лохтин (1897) критерий устойчивости η предложил в аналогичном виде:

$$\eta = \frac{d}{\Delta H}, \quad (\text{X-2})$$

где d — средний диаметр частиц (мм); ΔH — среднее падение реки (м/км). Величина ΔH (численно равная уклону в %) пропорциональна квадрату скорости согласно формуле Шези.

Таблица 56
КРИТЕРИЙ ГЛУБИННОЙ УСТОЙЧИВОСТИ РУСЛА В. М. ЛОХТИНА

Река, участок	Критерий Лохтина
Припять, Дорошевичи — Мозырь	1,4
Сож, Гомель — Новые Терешковичи	4,3
Днепр, Домантово — Киев	6,0
Волга, Рыбинск — Ярославль	18,7
Дон, Лиски — Павловск	3,5
Вычегда, Сыктывкар — Часово	3,4
Сев. Двина, Абрамково — Нижняя Тойма	2,8

Критерий Лохтина можно было бы назвать «критерием глубинной устойчивости», поскольку он не учитывает плановых деформаций. Если его вычислить в среднем для большого участка реки при устойчивых, например, меженных уровнях и постоянном уклоне водной поверхности, то он может служить для сравнительной оценки разных рек.

Н. И. Маккавеевым были произведены вычисления критерия Лохтина для многих участков равнинных рек. Некоторые результаты приводятся в табл. 56.

Согласно этим данным критерий устойчивости колеблется в весьма больших пределах. Для Волги (до зарегулирования) он в 2—4 раза больше, чем для Дона и Днепра, и примерно в десять раз больше, чем для малых рек типа Самары, Свияги, Ветлуги и др.

Другие выражения критерия устойчивости. М. А. Великанов предложил выражение

$$\eta = \frac{gd}{v^2}, \quad (X-3)$$

где v — средняя в живом сечении скорость течения; g — ускорение силы тяжести. Введение последнего делает критерий безразмерным. В скрытом виде критерий Великанова, кроме уклона, учитывает влияние глубины потока и шероховатости русла ($v^2 = c^2 Hi$).

Н. И. Маккавеев дополнительно ввел ширину меженного русла B , и выражение критерия устойчивости приобрело вид:

$$\eta = \frac{100d}{iB}, \quad (X-4)$$

где i — уклон реки; B — средняя ширина меженного русла (м); d — диаметр частиц (мм).

Дальнейшие видоизменения сводились к попытке учесть влияние кривизны русла, которая выражалась отношением длины искривленного участка к хорде, соединяющей его концы.

Следует сказать, что приведенные выше выражения критерия устойчивости дают величины, тесно связанные между собой. Поэтому практически они равноценны.

Изменение устойчивости внутри года и по длине реки. Из вышеприведенных формул видно, что устойчивость зависит от скорости течения, уклона, морфометрических параметров русла. На одном и том же участке реки гидравлические элементы (расход, скорость, уклон) изменяются от половодья и паводков к межени. Русло также находится в состоянии постоянной перестройки. Следовательно, устойчивость его должна изменяться во времени.

Это наблюдалось, в частности, на Валдае на реке Поломети при прохождении половодья. Совмещенный график изменения значений критерия устойчивости и удельного расхода воды (расхода на единицу ширины потока) по длине сравнительно однородного участка р. Поломети представлен на рис. 109. На участках возрастания удельного расхода воды критерий устойчивости соответственно убывает, а на участках уменьшения расхода он возрастает. При этом точки экстремумов практически совпадают. Изменение устойчивости согласуется с интенсивностью деформаций (размыва

или намыва). При этом на подъеме половодья на плесах происходит размыв, а на перекатах — отложение наносов. На спаде картина меняется на обратную.

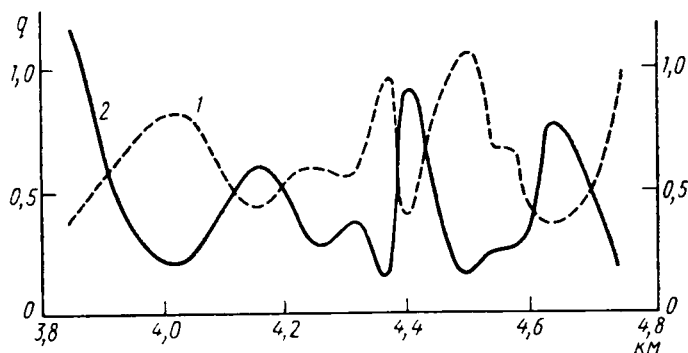


Рис. 109. График изменения критерия устойчивости русла (η) и удельного расхода воды (q) по длине участка р. Полюмети: 1 — удельный расход, 2 — устойчивость русла

По длине реки изменяются гидравлические параметры потока и характеристики русла. С уменьшением амплитуды сезонных колебаний уровня в низовьях реки интенсивность русловых переформирований несколько ослабевает, несмотря на уменьшение крупности слагающих ложе реки наносов. Многие реки в низовьях имеют устойчивые берега и дно. В самих же устьях, где происходит отложение наносов, а водный режим часто находится под воздействием стогно-нагонных, а иногда и приливо-отливных явлений (в приливных устьях), интенсивность русловых переформирований может снова возрасти. Это происходит в связи с резкими колебаниями уровня и скоростей течения, сопровождающимися повышением мутности потока. В устье Волги, например, наблюдались повышения и понижения уровня со скоростью до 10—20 см/ч.

СВЯЗЬ МЕЖДУ ГИДРАВЛИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ПОТОКА И МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ РУСЛА

Зависимость параметров русла от водности и уклона реки. В процессе взаимодействия потока и русла последнее с течением времени приобретает такие размеры и форму, которые соответствуют режиму расхода воды, уклону и крупности донных частиц. В этой конечной стадии прекратятся направленные переформирования русла и оно станет динамически устойчивым.

Для динамически устойчивого русла существуют определенные соотношения между гидравлическими и морфометрическими элементами реки. Такие соотношения, выраженные в аналитической форме, чрезвычайно полезны при проектировании выправительных сооружений и эксплуатации рек.

Одной из первых попыток количественного выражения указанных соотношений является зависимость, предложенная В. Г. Глушковым в 1924 г.:

$$\frac{\sqrt{B}}{h} = \alpha, \quad (\text{X-5})$$

где B — ширина русла; h — его средняя глубина; α — параметр. Если ширину и глубину взять в метрах, то α примет значения: для каменистых грунтов 1,4, для песчаных 2,7 и для легкоразмываемых грунтов 5,5. Формула получена для уровня, отвечающего кромке поймы, т. е. при расходе, близком к руслоформирующему. Под руслоформирующим расходом понимают расход, воздействие которого на русло вызывает такой же эффект, что и суммарное воздействие фактически наблюдающихся переменных в течение года расходов воды и наносов.

К. В. Гришаниным было показано, что коэффициент α для устойчивых русел с мелкозернистыми донными отложениями выражается:

$$\alpha = 1,2 \frac{g^{0,5}}{v},$$

где v — средняя скорость в живом сечении; g — ускорение силы тяжести. Отсюда следует, что с увеличением скоростей ширина русла относительно уменьшается.

Это подтверждается формулой С. Т. Алтунина (X-6), а также данными, полученными в результате обработки большого количества материалов по устойчивым каналам Индии и Пакистана.

С. Т. Алтуниным по данным наблюдений на реках Средней Азии установлено, что для устойчивых участков рек с аллювиальным руслом справедлива формула:

$$B = kQ^{\frac{1}{2}} i^{-\frac{1}{5}}, \quad (\text{X-6})$$

где k — коэффициент, определяемый эмпирически и изменяющийся от 0,9 для горных участков до 1,7 для русел типа нижнего течения Амударьи. Эта формула показывает возрастание ширины для предгорных и равнинных рек с большими расходами, но малыми уклонами.

Алтуниным была установлена также связь между шириной и глубиной устойчивых русел:

$$B^m = k_1 h.$$

При значениях показателя m для русел с однородными аллювиальными грунтами дна и берегов, равном 0,5, коэффициент k_1 принимает значения от 3,0 до 10. Таким образом, эта формула подтверждает зависимость, предложенную Глушковым.

В 1947 г. С. И. Рыбкиным в результате обработки гидрометрических данных и специальных русловых съемок по рекам бассейнов Верхней Волги и Оки были получены более общие гидроморфологические зависимости:

$$\begin{aligned} B_{cp} &= 4,67 Q_0^{0,57} K^{0,13} i^{-0,07}; \\ h_{cp} &= 0,069 Q_0^{0,22} K^{0,50} i^{-0,24}; \\ v_{cp} &= 3,10 Q_0^{0,21} K^{0,37} i^{-0,31}. \end{aligned} \quad (X-7)$$

Здесь B_{cp} , h_{cp} и v_{cp} — соответственно средние для участков рек, длиной около 100 ширин, значения ширины (м), глубины (см) и скорости течения (см/с); Q_0 — средний многолетний расход; K — модульный коэффициент, равный отношению расхода в момент обследования русла Q к среднему многолетнему Q_0 , %; i — падение на участке (мм на 1 км).

Если из формул (X-7) выразить отношение $\frac{\sqrt{B}}{h}$, приведенное в (X-5), то оно окажется зависящим от расхода и уклона.

Путем совместного решения первых двух уравнений (X-7) можно получить:

$$h_{cp} = 0,2 Q^{0,6} B^{-0,6} i^{-0,3}. \quad (X-8)$$

Справедливость этой зависимости подтверждена И. И. Якуниным, который по обширным материалам русловых съемок равнинных рек СССР, а также материалам аэрофотосъемок независимо получил идентичное выражение для средней глубины участков устойчивых русел. Теснота связи оказалась довольно высокой.

Из формул (X-7) можно получить также формулу для средней скорости на участке:

$$v_{cp} = 20 h_{cp}^{0,7} B^{0,1} i^{0,5}. \quad (X-9)$$

Гидроморфологические зависимости, учитывающие крупность наносов и шероховатость русла. Рассмотренные выше эмпирические зависимости (X-6) — (X-9) не учитывают крупность донных отложений и шероховатость русла.

М. А. Великанов исходил из постулата, что средняя глубина h и средняя ширина потока B являются функциями расхода воды, уклона и крупности частиц ложа. Из соображений размерности им приняты следующие переменные: Q , gi и agd , где g — ускорение силы тяжести, $a = \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)$, ρ_s — плотность частиц; ρ — плотность воды; i — уклон и d — средний диаметр частиц.

Используя принцип размерности, он получил два уравнения:

$$\frac{hi}{ad} = A_1 \left\{ \frac{Qi^2}{(ad)^2 \sqrt{agd}} \right\}^{x_1}$$

и

$$\frac{Bi}{ad} = A_2 \left\{ \frac{Qi^2}{(ad)^2 \sqrt{agd}} \right\}^{x_2}. \quad (X-10)$$

Выражения, стоящие в левых частях уравнений, а также заключенные в скобки, представляют собой безразмерные числа.

Проверка уравнений на материалах ежегодников, специальных полевых и лабораторных исследований показала хорошие результаты. Параметры получили следующие значения: $A_1=0,073$, $A_2=$
 $=3,40$, $x_1=3/8$ и $x_2=2/5$.

В дальнейшем были предложены другие полуэмпирические уравнения, аналогичные уравнениям Великанова, в которых в явном виде учитывается гидравлическая крупность наносов (С. И. Рыбкин) и шероховатость русла (Г. П. Калинин и Н. А. Белинский). Все они могут служить для приближенного определения средних для участков рек значений морфометрических элементов.

Вычисления средних ширины и глубины для участков равнинных рек европейской части страны, выполненные ГГИ с целью оценки формул Великанова, Рыбкина, Белинского и Калинина, показали, что точность их в целом невелика: средние погрешности порядка 30—40%.

Погрешности вычисления по формулам подобного типа зависят не только от неточности определения входящих в них параметров и от неполного учета всего комплекса природных факторов, но и от того, что постулат об устойчивости русел, строго говоря, не оправдывается. Известно, что климат, а вслед за ним и водность рек испытывают циклические колебания, причем продолжительность циклов может быть от нескольких лет до десятков лет. Следовательно, русло должно находиться в состоянии непрерывного становления, которое никогда не заканчивается. Отсюда вытекает, что в любой момент времени *соответствие между его размерами и водностью может быть только приближенным*.

Кривизна меандрирующего русла. В рассмотренных выше соотношениях, как можно заметить, нигде не учитывается кривизна русла, хотя, как показано Н. С. Лелявским и Фаргом, она тесно связана с глубинами потока. Фаргом, в частности, для р. Гаронны выявлено возрастание кривизны (величины, обратной радиусу закругления излучин) с увеличением глубины русла на фарватере. Подобная зависимость подтверждена и другими исследователями.

Опираясь на многолетние наблюдения на реках С. Т. Алтунин пришел к выводу, что длину излучин (расстояние между двумя соседними точками наибольшей глубины) можно принять равной двенадцати-четыренадцатикратной ширине русла, причем верхний предел относится к предгорным, а нижний — к равнинным участ-

кам рек. Меандрирование, как и разделение рек на рукава, он рассматривает как естественное свойство рек увеличивать устойчивость своего русла при уклонах местности больших, чем уклон динамически равновесного русла при данном руслоформирующем расходе.

Радиус кривизны также возрастает с увеличением ширины русла. Наибольший интерес представляет связь радиуса кривизны с водностью и уклоном реки. Наиболее детальные исследования этого вопроса были проведены Н. И. Маккавеевым, который в результате обработки материалов по рекам европейской территории страны получил формулу:

$$r = \frac{k \sqrt{Q_p}}{i}, \quad (X-11)$$

где r — радиус кривизны излучин; Q_p — руслоформирующий расход; i — уклон водной поверхности при этом расходе; k — коэффициент пропорциональности.

Позднее В. М. Маккавеев аналогичную формулу получил теоретическим путем, исходя из условий поперечного перемещения наносов под влиянием циркуляции в турбулентном потоке.

Радиус кривизны излучин, таким образом, приближенно пропорционален корню квадратному из расхода и обратно пропорционален уклону водной поверхности.

Если подставить в формулу (X-11) значение расхода по формуле Шези (с определением скоростного коэффициента s по Маннингу), то получим зависимость радиуса кривизны от ширины B , средней глубины h , скорости течения v и шероховатости русла n в виде:

$$r = \frac{k B^{0,5} h^{1,8}}{v^{1,5} n^2}. \quad (X-12)$$

Эта формула показывает, что при одинаковой скорости течения радиус кривизны тем больше, чем больше поперечное сечение русла (ширина и глубина) и меньше его шероховатость.

Литература

- Великанов М. А. Русловой процесс. М., Физматгиз, 1958.
 Кондратьев Н. Е. и др. Русловой процесс. Л., Гидрометиздат, 1959.
 Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. Л., Гидрометиздат, 1969.
 Проскуряков А. К., Лохтин В. М., Лелявский Н. С. — основатели учения о формировании русла. Л., Гидрометиздат, 1951.
 Россинский К. И., Кузьмин И. А. Закономерности формирования речного русла. Сб.: «Русловые процессы». М., Изд-во АН СССР, 1958.

Устья рек, впадающих в большие водоемы, обладают специфическим гидрологическим режимом, отличающимся от режима остальных рек. Он формируется как под влиянием реки, так и приемного водоема — озера, моря, океана. Своеобразие устьев, а также их большое экономическое значение как связующих пунктов морских и речных коммуникаций и мест различного рода промыслов — все это послужило причиной выделения их в особую главу.

СТРОЕНИЕ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Виды устьев. По характеру влияния приемных водотоков и водоемов все устья можно разделить на три категории. К первой относятся устья притоков, впадающих в другие реки. Их режим определяется в основном процессами, протекающими в бассейнах сопряженных рек (осадками, испарением, инфильтрацией, поверхностным и подземным стоком). Ко второй — озёрные устья, где дополнительно сказывается влияние денивеляций уровня приемного водоема — волнения, течений, сгонов и нагонов, сейш. К третьей категории — морские (океанические) устья, в которых сказывается влияние также приливов и отливов.

Устьевые участки притоков могут быть бесподпорными и подпорными. На первых половодье проходит обычно без подпора от главной реки; вторые, как правило, находятся в подпоре во время половодья.

Режим устьевой части реки, впадающей в озеро, зависит от уровня режима озера, особенно от сгонно-нагонных явлений. При относительной стабильности уровней озера режим устьевой участка сходен с режимом всей остальной части реки, русловые

процессы выражены слабо. Если же река впадает в большой водоем, где развиты сгонно-нагонные явления и ветровое волнение, то режим устьевое участка сильно осложняется и становится подобным режиму морских устьев.

Морские устья рек. В зависимости от высоты приливов и сгонно-нагонных колебаний уровня, а также продольного уклона рек влияние моря распространяется на разное расстояние вверх по реке. На некоторых реках мира оно сказывается на протяжении сотен километров. На Оби, например, подпор уровня при нагоне распространяется на расстояние 400 км. На величайшей реке мира Амазонке приливные волны поднимаются по реке до 1000 км и более. На всем этом протяжении гидрологический режим реки приобретает черты, переходные от реки к морю.

Территорию, включая некоторую часть нижнего течения реки вместе с ее долиной, где сказывается воздействие моря, прилегающее морское побережье и взморье, называют устьевой областью. Схема ее показана на рис. 110.

Устья рек обычно подразделяют на два основных типа: дельту и эстуарий. Дельтой называется разветвленное устье, формирующееся при впадении реки в мелководную часть моря в результате отложения приносимых ею наносов. Эстуарий представляет собой однорукавное расширяющееся и часто глубокое устье, свойственное главным образом приливному побережью. Эстуарии, не подверженные действию приливов, как, например, на наших южных морях, называют лиманами.

Соответственно этим двум типам устьев устьевые области рек отличаются по своим плановым очертаниям (см. рис. 110). Однако как в том, так и в другом случае в пределах их можно выделить общие участки, различающиеся по степени воздействия моря. Обычно выделяют три участка: приустьевой участок реки, устьевой участок и устьевое взморье.

Верхней границей приустьевого участка считается то место на реке, где прекращаются приливо-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня в межень. В устьях некоторых рек с большими уклонами этот участок отсутствует, так как влияние моря не распространяется выше устьевое участка.

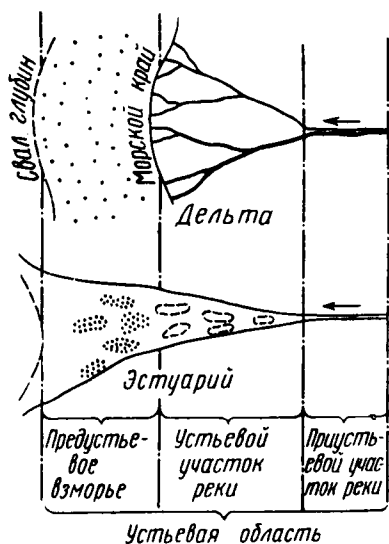


Рис. 110. Схема устьевой области

Устьевой участок (эстуарий или дельта) простирается от створа, где в случае дельты начинается деление основного русла на рукава, а в случае эстуария — появляются подводные мели, разделенные продольными бороздами. Нижней границей его является морской край — линия, оконтуривающая дельтовые острова либо подводную дельту эстуария; мористее этой линии течение речной воды быстро замедляется.

Предустьевое взморье начинается от морского края и распространяется до границы относительного мелководья, образованного речными наносами; оно нередко заканчивается свалом глубин. В пределах взморья происходит растекание речных струй в горизонтальной плоскости; живая сила практически иссякает к линии свала глубин.

Формирование дельт. Основы современного представления о формировании устьев были заложены трудами отечественных ученых, среди которых прежде всего следует назвать Н. Я. Данилевского и В. В. Докучаева. В их работах (вторая половина прошлого века) были даны принципиальные схемы развития дельт, отражающие влияние главных природных факторов, формирующих устьевые комплексы. Позднее их идеи развивались Д. В. Наливкиным, И. С. Щукиным, О. К. Леонтьевым и другими.

Дельта — это наносное образование, получающееся в результате длительного осаднения в устье твердого материала, который приносится рекой во взвешенном состоянии и по дну. Относительно мелкие взвешенные наносы большей частью выносятся за пределы устья и предустьевого взморья. Больше всего отлагается материала в период половодья, когда река проносит большую часть годового количества наносов.

Наблюдения в натуре и лабораторные эксперименты показывают, что образование дельты в элементарном однорукавном русле начинается с появления бара — подводной мели овальной формы в голове устья. В продольном разрезе бар представляет собой гряду с крутым лобовым откосом, постепенно перемещающимся в сторону моря. Одновременно возникают сопряженные с баром приустьевые косы, располагающиеся по сторонам русла. В дальнейшем, по мере увеличения бара, поток раздваивается, средняя часть бара обнажается и превращается в осередок. Последний при благоприятных условиях закрепляется растительностью, превращается в остров. В условиях умеренных широт растительность представлена главным образом тростниковыми зарослями, а в тропической зоне мангровыми лесами. В результате образуется первичная двухрукавная дельта. Указанная эволюция бара наблюдалась В. Н. Михайловым на лабораторной модели.

В последующем каждый из двух рукавов в свою очередь может разделиться, и русловая сеть пополнится новыми островами и руслами. Между рукавами образуются протоки главным образом при прорывах высоких вод. Так происходит формирование гидрографической сети дельты.

Характерным для хорошо развитых дельт является постепенное укрупнение островов от морского края к вершине дельты за счет отмирания мелких проток.

Вследствие неравномерного распределения стока воды и наносов по длине морского края дельта развивается также неравномерно. Наиболее интенсивно растет та ее часть, где сосредоточена большая часть стока. В результате эпизодического перераспределения стока по рукавам выдвигается попеременно та или другая части дельты.

Интенсивность развития дельт и их продвижение в сторону моря зависят от ряда факторов, действие которых различно в конкретных физико-географических условиях. Благоприятствующими факторами являются большой речной сток и обилие твердого материала, приносимого водой. Речные наносы формируют наиболее крупные аккумулятивные формы, хотя некоторое участие принимают также морские наносы, продукты переработки берегов и эоловые отложения. Количество выносимого на взморье материала зависит от расхода воды, скорости течения и, следовательно, связано с продольным уклоном русла.

Дельта растет быстрее, когда река впадает в отмелое взморье, если к тому же на нем слабо выражены течения и волнение. Последние разрушают свежие отложения и выносят наносы в море. Раньше всего разрушаются гребни баров, далеко выступающих в пределы взморья. При малых глубинах на взморье речные струи способны выносить наносы на большое расстояние от морского края, вследствие чего зона аккумуляции расширяется. Ширина ее иногда достигает десятков километров. Русла крупных подводных борозд хорошо прослеживаются на дне взморья на несколько километров от морского края, обнаруживая рисунок будущей гидрографической сети дельты.

Влаголюбивая растительность, покрывающая осередки и острова, способствует их стабилизации, уменьшает скорости течения на затопленных мелях и тем самым усиливает осаждение и накопление наносов. Она, таким образом, способствует нарастанию дельты.

Следует упомянуть еще об одном природном факторе — тектонических поднятиях или опусканиях побережий. Многие авторы объясняют ослабление дельтообразования опусканием устьевых участков вследствие эпейрогенических движений, когда скорость опускания достаточно велика. Например, отсутствие наращивания дельтовых образований Амазонки, несмотря на очень большой сток наносов, отчасти объясняют опусканием ее устья. Заметную тенденцию роста дельты Енисея и обмеление проток относят за счет поднятия побережья в районе впадения реки.

Большое влияние на формирование устьев оказывает изъятие воды из рек на хозяйственные нужды, а также регулирование стока водохранилищами. Как те, так и другие мероприятия уменьшают поступление наносов к устью и замедляют дельтообразование.

Развитие дельты на разных ее участках идет неравномерно.

Площади дельт достигают десятков тысяч квадратных километров. Дельта Лены имеет площадь 33 000 км², Волги — 19 000 км², Амударьи — 9000 км². Линейное увеличение их измеряется десятками и сотнями метров в год. Дельта Волги, например, в разные

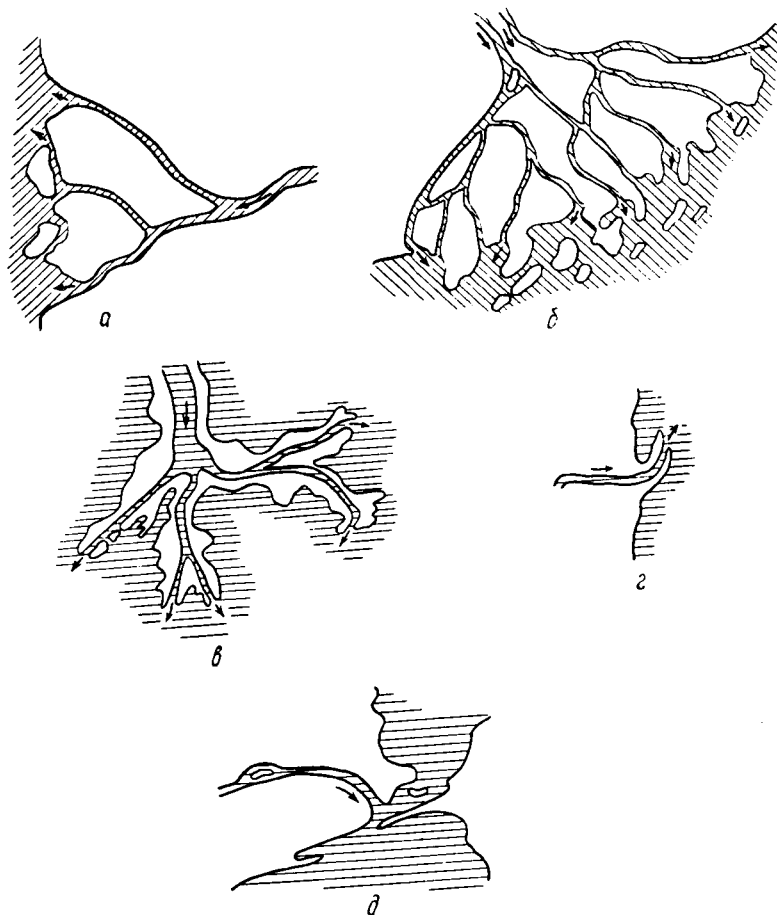


Рис. 111. Типы дельт: *а* — дельта выполнения (р. Дон), *б* — выдвинутая (р. Волга), *в* — лопастная (р. Миссисипи), *г* — клювовидная (р. Сулак), *д* — блокированная (р. Камчатка)

годы за период с 1863 по 1940 г. удлинялась ежегодно на 90—370 м. Ежегодное продвижение дельты Миссисипи составляет 80—350 м, дельты Нила — свыше 100 м, дельты По — 150—180 м.

Типы дельт. Неравномерное действие факторов дельтообразования в сочетании с особенностями первичного рельефа обуслов-

ливает морфологическое многообразие устьев. В литературе встречается ряд типизаций дельт, учитывающих их морфологические особенности. Наиболее характерными являются следующие типы: дельта выполнения, выдвинутая, лопастная, клювовидная и блокированная (рис. 111).

Дельта выполнения формируется при впадении реки в мелководный залив, когда наносы первоначально заполняют отдельные участки залива, постепенно распространяясь в сторону моря. Участие моря здесь сказывается в отчленении частей заливов волнобойными косами, в результате чего образуются лагуны. Эти лагуны постепенно заполняются речными выносами. Примером могут служить дельты Дона, Кубани.

Дельта выдвинутая образуется в случае, когда река впадает на открытом прямолинейном или выпуклом побережье. Наступление ее на море происходит на широком фронте более или менее равномерно. К этому типу относятся дельты Волги, Урала, Амурь, Нила.

В случаях, когда твердый сток рек особенно значителен, формируется лопастная дельта. Наносы вторгаются в море по отдельным рукавам, образованным сравнительно узкими аккумулятивными валами. Последние являются результатом развития приустьевых кос. Подобного рода дельты имеют Миссисипи, Кура, По.

Клювовидная дельта характерна для рек, несущих относительно небольшое количество наносов. В этом случае не наблюдается быстрого развития бара с последующей трансформацией его в осередок и остров, а лишь удлинение приустьевых кос, по форме напоминающих клюв птицы. Примером могут служить устья рек Тибр, Эбро.

При малых величинах твердого стока и преобладании сильных прибрежных течений одного направления может образоваться блокированная дельта, когда устье отгораживается от моря продольной береговой косой из морских наносов. В качестве примера можно привести дельту р. Камчатки.

Морфогенетическая классификация устьев. Приведенные выше типы дельт отнюдь не исчерпывают всего многообразия дельтообразования, ни тем более всех разновидностей устьев рек вообще. К тому же подобные типизации в значительной мере формальны, так как не вполне отражают генезис и динамические особенности устьев.

Попытки генетической классификации делались неоднократно. Наиболее удачной надо считать классификацию, предложенную И. В. Самойловым (1952), который, верный традициям школы географов-геоморфологов, развивает идеи Данилевского и Докучаева. Достоинством ее является также и то, что она рассматривает устье как категорию историческую, подверженную естественнo-историческим изменениям.

Устьевые области (без приустьевого участка) делятся И. В. Самойловым на четыре главных типа и ряд подтипов, рас-

положенных в порядке развития устья и соответственно усложнения его строения и рельефа:

1. Однорукавное устье:
 - а) с прямым руслом;
 - б) с речным руслом, повернутым морской косой параллельно берегу;
 - в) воронкообразное (приливный эстуарий).
2. Двухрукавное:
 - а) с подводной дельтой;
 - б) с первичной надводной дельтой.
3. Многорукавное:
 - а) дельта первой стадии выполнения залива (заполнение наиболее узкой его части);
 - б) выдвинувшаяся в море дельта;
 - в) лопастная дельта.
4. Крупноостровное:
 - а) наклонная к морю равнина с крупными, редко расположенными рукавами;
 - б) весьма слабонаклонная равнина с множеством ветвящихся в приморской части дельты рукавов.

Первый тип соответствует случаю, когда река прорвалась к морю и устье только начинает формироваться. Это имело место, например, в устье р. Риони в 1939 г., р. Терека в 1914 г. Сюда же можно отнести искусственный вывод потока в новом месте побережья (р. Сулак в 1957 г. и др.).

При отсутствии сильных береговых течений и одностороннего волнения (при впадении реки в залив бесприливного моря) в устье ее формируется бар — предвестник будущей дельты (тип 1а).

На открытом побережье в случае преобладания одностороннего волнения и выносе рекой крупных наносов может образоваться волноприбойная коса параллельно берегу. Русло поворачивается вдоль берега, и образуется блокированное устье (тип 1б). В качестве примера выше приводилась р. Камчатка. Можно назвать еще реки Сенегал, Муррей.

Если река прорвалась в залив, подверженный приливам, то при относительно малом твердом стоке формируется тип 1в (приливный эстуарий). В предустьевом взморье при значительной глубине образуется первичная подводная дельта. К этому типу относятся устья рек Мезени, Хатанги, Темзы, Сены, Конго.

Двухрукавные устья с подводной дельтой (тип 2а) образуются в результате трансформации однорукавного устья, впадающего в залив бесприливного моря. Подводный осередок, разделяющий два крупных рукава, неустойчив и видоизменяется волнением и течениями. Таковы устья Амура, Колумбии и отдельных рукавов многих дельт. Постепенно осередок обнажается и стабилизируется, часто при участии растительности. Зарождается подтип 2б, характерный для рек Риони, Янцзы, Шат-эль-Араб.

Процесс дальнейшего раздвоения русел приводит к образованию многорукавных устьев (тип 3). При этом, в зависимости от величины твердого стока и размеров залива, формируется сначала дельта выполнения (подтип 3а), а затем выдвинутая (подтип 3б), либо (в широком заливе) развивается лопастная дельта (подтип 3в). К первому подтипу можно отнести устья Дона, Сев. Двины, Яны, Рейна; ко второму — Лены, Юкона, Нигера и к третьему — Куры, По, Эбро, Хуанхэ, Миссисипи.

Крупноостровное устье с наклонной к морю равниной (тип 4а) образуется при заполнении наносами относительно узкого залива при глубоком взморье и большом стоке наносов. Таковы устья Амударьи, Терека, Нила, Дуная, Инда, Колорадо.

Если же залив широк, а глубины на взморье невелики, то наиболее возможен подтип 4б — очень слабонаклонная к морю равнина с множеством ветвящихся рукавов. К этому подтипу относится, например, устье Волги.

ВОДНЫЙ И РУСЛОВОЙ РЕЖИМЫ УСТЬЕВ

Режим уровня и уклонов в неприливых устьях. Водный режим устьевых областей формируется в результате взаимодействия речных и морских (озерных) вод. Для рек характерно чередование фаз половодья, паводков и межени, а влияние приемного водоема сказывается главным образом через приливо-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня.

В неприливых устьях при отсутствии сгонов и нагонов водный режим отражает особенности режима реки, измененного в результате подпорного влияния моря и распластывания волн половодья и паводков при движении их по реке. Распластывание волн происходит вследствие возрастания площади живого сечения при растекании потока по рукавам. Особенно велико оно при выходе на взморье, где площадь живого сечения достигает наибольшей величины. Если в нижнем течении наших рек высота половодья в среднем 6—12 м, то к низу дельты она уменьшается до 2—4 м. Для Волги, например, снижение амплитуды колебания уровня воды на устьевом участке составляло около 4,5 м на длине 100 км.

По мере приближения волны половодья к морскому краю (при практически неизменном уровне на взморье) резко возрастают уклоны водной поверхности. Представление о величинах уклонов на устьевых участках больших рек (до их зарегулирования) дает табл. 57. В ней уклоны устьевых участков сопоставлены с уклонами на вышележащем участке реки, на котором влияние моря практически не сказывается.

В период половодья, как видим, на устьевом участке уклон возрастает в 5—10 и более раз по сравнению со среднегодовым. В межень же уклоны здесь в 2—4 раза меньше, чем на вышележащем участке.

ПРОДОЛЬНЫЕ УКЛОНЫ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Река	Уклон, ‰			
	устьевой участок		нижнее течение реки	
	средний за год	наибольший за половодье	средний за год	наибольший за половодье
Волга	0,010	0,14	0,030	0,045
Кура	0,015	0,075	0,050	0,075
Дон	0,010	0,15	0,020	0,030
Днепр	0,010	0,14	0,045	0,070

Чем выше половодье, тем больше уклон водной поверхности на выходных участках дельтовых рукавов. На р. Миссисипи, например, где амплитуда уровня в нижнем течении равна 17,7 м, уклон в дельте ниже г. Нового Орлеана возрастает при высоких половодьях в 20—25 раз по сравнению с меженным, который равен 0,02‰.

В результате распластывания волны половодья продолжительность его в устьях больших рек измеряется месяцами. Соответственно и период повышенных уклонов в устье длится несколько месяцев.

Колебания уровня при нагонах и сгонах. Нагоны и сгоны воды наблюдаются не только на реках, впадающих в моря и океаны, но и в устьях рек, впадающих во внутренние водоемы. Они возникают в результате воздействия ветра на водную поверхность. Величина подъема уровня при нагоне или спада при сгоне зависит от силы и продолжительности действия ветра, его направления относительно течения реки и уклона последней.

В морских устьях подъем уровня при нагоне начинается на предустьевом взморье. В результате образуется подпор речных вод и уменьшение уклона на устьевом участке. В дальнейшем уклон может смениться на обратный, и формирующаяся при этом нагонная волна начинает смещаться вверх по течению, постепенно понижаясь. При одном и том же ветре нагонные подъемы распространяются тем дальше, чем меньше уклоны и скорости течения. На Дону в прошлом наблюдалось продвижение нагонных волн на расстояние до 110 км, на Днепре — до 150 км. В результате действия юго-западного муссона на р. Ганге были случаи распространения нагонных подъемов на расстояние до 225 км; скорость смещения волны достигала 2—3 м/с.

Иногда вследствие попеременного ослабления и усиления ветра образуется несколько чередующихся друг за другом подъемов, создающих чрезвычайно неустойчивый уровенный режим в устье.

Разрушение нагонной волны начинается на взморье по прекращении или сильном ослаблении ветра. Образующиеся при этом

на нижнем участке устья положительные уклоны способствуют стоку накопившейся здесь воды в море. Постепенно нормальные уклоны устанавливаются на всей длине нагонного участка реки.

При сгоне понижение уровня начинается в предустьевом взморье и подобно нагону распространяется вверх по реке. Сгоны свойственны главным образом мелководным взморьям, где ветер сравнительно быстро сгоняет массу воды. На приглубом взморье отгон поверхностных слоев воды компенсируется обратным донным притоком с моря, и понижение уровня вследствие этого ослабляется. «Волна понижения» уровня, распространяясь вверх по реке, постепенно затухает.

Высота нагонных подъемов и сгонных понижений уровня в устьях больших рек достигает 2—3 м. На Неве наибольший подъем при наводнении 1824 г. достиг в устье 3,9 м. При тропических ураганах подпорные подъемы иногда достигают 10 м и более. При наводнении 1775 г. в районе г. Калькутты подъем уровня в устье Ганга был равен 11 м.

В целом уровень воды на устьевом участке при сгонах и нагонах характеризуется большой неустойчивостью во времени.

Режим скоростей течения при сгонно-нагонных явлениях. Скорости течения на устьевых участках рек, как и уровень, подвержены значительным и сложным изменениям. В межень при отсутствии сгона или нагона они плавно уменьшаются вдоль устьевой области и близ морского края обычно имеют величину 0,3—0,6 м/с. При выходе воды на взморье, где линия сопряжения поверхности речных и морских вод практически горизонтальна (падение не превышает 1—2 см/км), речные струи рассеиваются и скорости гасятся полностью.

В половодье, когда ветвь подъема волны достигает устьевого участка, уклон увеличивается в десятки раз и скорости течения возрастают на больших реках в 3—5 раз. Как правило, наибольшие скорости на подъеме волны составляют 1,5—2,5 м/с. При сгоне воды уклон водной поверхности увеличивается, а при нагоне, наоборот, уменьшается. Соответственно возрастает и ослабевает скорость течения в устьях. Наибольшая скорость при сгоне на некоторых реках достигает 3—4 м/с. При нагоне она может уменьшиться до нуля и даже смениться на обратную.

Распределение скоростей в живом сечении при сгонно-нагонных явлениях зависит от направления, силы и продолжительности действия ветра. Существенное влияние оказывает также скорость течения в реке. Обратные течения могут занимать или только поверхностные слои или захватывать всю глубину потока. При двухслойной структуре в верхних слоях поток направлен вверх по реке, а у дна — к морю.

В разных сечениях устьевого участка распределение скоростей по вертикали различается в зависимости от силы сгонно-нагонных явлений и характера русла: наличия сужений, отмелей, поворотов. На рис. 112 показаны эпюры скорости для вертикалей в не-

скольких створах устьевом участка в начальной стадии нагона и при сгоне. Как в том, так и в другом случае возможно двух-слойное течение в некоторых створах. В случае нагона хорошо видно изменение направления течения на обратное — ниже устьевого бара.

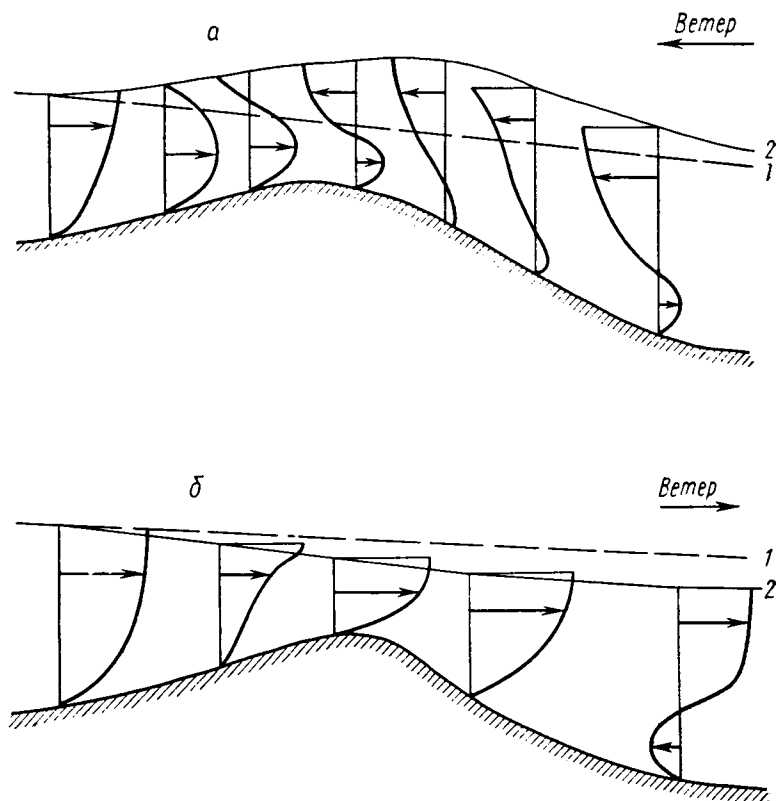


Рис. 112. Распределение скоростей на вертикалях при сгонно-нагонных явлениях в устье реки: *а* — нагон с максимумом уровня в начале устьевом участка, *б* — сгон с наибольшим снижением в устье

Скорость перемещения нагонной волны вверх по реке постепенно убывает, но возможны случаи местного возрастания ее на участках с резким уменьшением живого сечения реки.

Распределение течений на предустьевом взморье имеет сложный характер. На направление течений в период половодья наибольшее влияние оказывает речной сток. В это время преобладают сточные течения, направленные в море. В межень направление течений определяется главным образом ветровым режимом.

Влияние приливо-отливных явлений на водный режим. Приливная волна, подобно волне нагона, воздействует на все гидравлические элементы потока: уровень воды, уклоны, скорости течения, расход воды. Это воздействие тем больше, чем больше величина прилива и чем меньше расход воды и продольный уклон рукавов дельты или главного русла в случае эстуария. Следовательно, влияние прилива наиболее сильно сказывается в межень. При низкой воде приливная волна распространяется на всю устьевую область. В половодье же прилив нарушает обычный устьевой режим на значительно меньшей длине русла, а при малой его величине может и вовсе не оказать заметного влияния.

Кинематика потока за приливо-отливный цикл представляется следующим образом.

В начале подъема уровня у морского края уклон водной поверхности и скорости течения в устье уменьшаются. Речные воды оказываются в подпоре и накапливаются на устьевом участке. С дальнейшим возрастанием приливного подъема уклоны становятся отрицательными. Формируется приливная волна, перемещающаяся вверх по реке. Соленая вода взморья в виде придонного клина начинает входить в реку. Распространение ее по живому сечению потока в противоположность нагонному течению происходит от дна, где скорость течения речной воды наименьшая, к поверхностным слоям. Соппротивление русла и речные струи ослабляют приливное течение, и оно постепенно затухает по мере продвижения вверх по реке.

После того как на морском крае прилив достигает полной воды и гребень волны заходит в русловую систему устья, на нижнем его участке происходит спад уровня и образуется уклон в сторону моря. Начинается отлив воды из устья на взморье. Положительный уклон возрастает и постепенно распространяется на все устье.

При сильных приливах в руслах иногда образуется так называемая прерывная волна, характеризующаяся крутым фронтом. Такая волна имеет вид катящегося пенистого вала. Она имеет различные местные названия: бор — в эстуариях рек Англии и в Бенгальской дельте, поророка — на Амазонке, маскаре — на р. Жиронде.

Наибольшие скорости приливо-отливных течений в заливах и устьях нередко превосходят скорости приливо-отливных течений моря. Особенно они велики при отливе. В устьях наших северных рек, впадающих в окраинные моря Северного Ледовитого океана, они доходят до 2 м/с, а в устьях тропических рек (Меконг, Ганг, Шат-эль-Араб, Нигер) они нередко достигают 3—4 м/с и более. В зонах муссонных и пассатных ветров скорости приливных течений усиливаются нагонными явлениями.

Характерным для приливо-отливных волн является своеобразное чередование во времени экстремумов скорости течения, расхода и уровня воды. На рис. 113 показаны кривые изменения этих элементов за полный приливо-отливный цикл. Во время отлива

(при положительном уклоне) в устьевом створе сначала наступает максимум расхода воды, затем максимум скорости течения и, наконец, минимум уровня (момент малой воды). При приливе, когда течение происходит вверх по реке, раньше проходит максимум обратной скорости течения, затем максимум расхода и после этого наступает максимум уровня (полная вода).

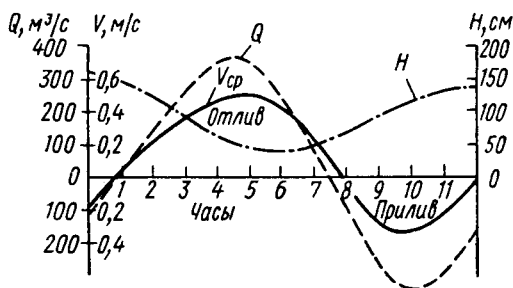


Рис. 113. Кривые уровня (H) расходов (Q) и средних скоростей течения ($v_{ср}$) на устьевом участке реки за приливо-отливный цикл

Наибольшая величина приливов наблюдается в устьях рек, впадающих непосредственно в океаны или окраинные моря. Как правило, она возрастает в сужающихся заливах и устьях в связи с уменьшением площади водного сечения. Наиболее высокие приливы наблюдаются в устьях рек Колорадо, Сены, Темзы, Рейна; в СССР — в устьях рек Пенжина и Мезень.

Особенности ледовых явлений и русловых процессов. Специфика образования и таяния льда в устьях определяется влиянием морских вод, с одной стороны, и строением русловой сети устья — с другой.

При охлаждении соленой воды взморья ниже 0° более холодная и плотная морская вода во время приливов донными струями входит в реку и в зоне соприкосновения пресной и соленой воды образуется внутриводный лед. Донный лед образуется также в результате охлаждения дна русел морской водой при приливе и последующего переохлаждения придонных слоев пресной воды при отливе. Всплывший донный лед дает шугу.

Приливо-отливные явления проявляются в льдообразовании еще и в другом виде. При отливе прибрежные части русел и мелководья покрываются ледяной коркой, которая постепенно нарастает и переходит в береговой припай. Разрастаясь в ширину, припай дает начало сплошному ледяному покрову.

Сгонно-нагонные процессы нередко разрушают ледяной покров. Лед взламывается при больших нагонных подъемах уровня, а при ослаблении ветра выносится в море. Освободившаяся от льда по-

верхность воды снова замерзает при похолодании; в течение зимы замерзание может повторяться многократно.

Ветвление русла на рукава и падение скорости течения в дельте обуславливают также образование заторов льда во время ледоходов, особенно на реках, текущих с юга на север. Возникающие при этом подьемы уровня нередко достигают катастрофических размеров. На Лене, например, заторный подьем весной 1958 г. в районе о. Тиит-Ары составил более 27 м над зимним уровнем. Были затоплены все прибрежные отмели и сам остров.

Замерзание дельты начинается с озер и малых протоков (на Волге — с ильменей и ериков) и затем распространяется на большие рукава. В дельтах южных рек ледяной покров неустойчив и несколько раз в течение зимы разрушается при оттепелях. Здесь возможно образование внутриводного льда и шуги в отделимых рукавах (на участках майн), в результате чего могут возникать зажоры льда и значительные подьемы уровня. На Амударье зажорные подьемы иногда превышают подьемы в половодье. Так, в январе 1941 г. у с. Чатлов уровень при зажоре превысил максимальный половодный на 26 см.

Очищаются от льда сначала крупные рукава и протоки, а затем малые протоки и озера, где лед чаще тает на месте.

Главенствующую роль в русловых процессах играет режим стока воды и наносов, а также движение водных масс приемного водоема в определенных условиях рельефа берегов и дна прилегающих частей водоема. Приливы и сгонно-нагонные явления трансформируют русловые образования, создаваемые речным потоком. Наибольшую роль они играют в устьевых рукавах с малыми скоростями течения.

Приливы вызывают уширение выходных участков устьевых рукавов. Значительный прилив с течением времени формирует в устьях рек воронкообразный эстуарий и углубляет русло. Это в свою очередь приводит к росту прилива от взморья к вершине эстуария.

Уширение и углубление эстуария способствуют вторжению ветровых волн, что может вызвать приток морских наносов и образование отмели (устья Сены, Темзы, Луары и др.). Значительные скорости приливо-отливных течений, обуславливающие размыв дна русел, ведут к образованию подводной дельты, но в то же время препятствуют росту надводной части мелей — островов.

В случаях мощного половодья и большого твердого стока роль приливов сводится к формированию песчаных валов морского края дельты, закрепляющих ее рельеф. Материалом для этих валов служат выносы реки на взморье. Высокая эрозионная способность приливо-отливных течений обуславливает частые изменения подводных русел в эстуариях.

Большие скорости течения, возникающие при сгонах и спаде нагонных вод, также вызывают углубление русел по стрежню, усиление формирования побочней и приустьевых кос. Последние наи-

более интенсивно растут на мелководных взморьях при частых нагонах.

При сильных и длительных нагонах подпертые воды в дельте могут образовывать прорывы из одних рукавов в другие, расположенные дальше по ветру. В результате может наблюдаться постепенное перераспределение стока в пределах дельты и смещение участка ее наибольшего роста.

Волны, развивающиеся на широких приморских участках устьев, иногда достигают высоты 2 м, а на таких крупных реках, как Амазонка, Енисей, Амур—даже 3 м. Под их действием подмывается волноприбойный берег, а продукты размыва уносятся вниз по течению. Они идут на построение побочней у противоположного берега ниже по течению и в конечном итоге способствуют образованию подводных излучин меженного русла. На приустьевом участке ветер, увеличивая или уменьшая скорости течения, влияет на интенсивность поперечной циркуляции в потоке, в результате чего происходит расширение русла. Тенденция расширения имеет место и в рукавах дельты, но здесь она усиливается по направлению к морскому краю.

В числе факторов, воздействующих на русловые процессы, следует упомянуть заторы и зажоры льда, которые приводят к размыву дна и прорывам рукавов через приустьевые валы. Заторо-зажорные явления в устье Амударьи нередко сопровождаются размывами дна на стрежне и быстрым увеличением глубины. При высоких подъемах воды происходят прорывы дамб и приустьевых валов, чреватые опасными наводнениями. Заделка прорывов в зимних условиях представляет собой дорогостоящее мероприятие.

Гидролого-морфометрические зависимости для дельтовых водотоков. Для хозяйственного использования дельт и строительства различных сооружений необходимо определять морфометрические характеристики устьевых русел. При отсутствии измерений для этой цели могут быть использованы так называемые гидролого-морфометрические зависимости, связывающие элементы русла (ширину, глубину, уклоны, скорости течения) с характеристиками стока воды и наносов. Эти зависимости отражают состояние динамического равновесия русел и позволяют приближенно рассчитать неизвестные их параметры по известным.

Еще большее практическое значение приобретают эти зависимости в условиях широких хозяйственных мероприятий, проводимых в бассейнах рек и самих руслах выше устья. Изъятие масс воды из русел на нужды орошения, усиливающееся при этом расходование ее на испарение, а также уменьшение стока наносов, задерживаемых водохранилищами, приводят к изменению гидрологического и руслового режима устьев. Поэтому встает вопрос о предсказании их будущего режима. Это, вероятно, также можно будет делать на основе указанных зависимостей.

Разработка гидролого-морфометрических зависимостей для устьевых русел возможна на основе общей теории русловых про-

цессов с учетом экспериментальных данных, отражающих процесс в конкретных физико-географических условиях. Поэтому полученные соотношения неизбежно будут носить полуэмпирический характер.

К настоящему времени решение этой проблемы находится в зачаточном состоянии, но первые шаги уже сделаны. В частности, упомянем монографию В. Н. Михайлова (1971), в которой выводятся некоторые зависимости для устьев непрливных рек и проводится проверка их на материале наблюдений.

Подобные зависимости могут служить целям прогноза будущего режима дельт при учете фактических изменений характеристик дельтовых русел за предшествующие годы.

Литература

- Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. М., «Мысль», 1969.
Михайлов В. Н. Динамика потока и русла в непрливных устьях рек. М., Гидрометиздат, 1971.
Самойлов И. В. Устья рек. М., Географгиз, 1952.

Предисловие	3
<i>Глава I. ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГИДРОЛОГИИ РЕК</i>	5
<i>Глава II. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ</i>	15
Влагооборот на земном шаре	15
Некоторые физические свойства вод суши	27
Ламинарный и турбулентный режимы течения воды	30
Водный баланс	34
Тепловой баланс	39
Математическое моделирование гидрологических процессов	41
<i>Глава III. МОРФОЛОГИЯ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ</i>	44
Речная сеть	44
Речной бассейн	52
Долина и русло реки	61
Продольный профиль реки	70
<i>Глава IV. ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ РЕК</i>	77
Атмосферные осадки. Конденсация	77
Снег	96
Ледники	117
Подземные воды	123
Определение составляющих речного стока и классификация рек по видам питания	139
<i>Глава V. РАСХОДОВАНИЕ ВОДЫ В БАССЕЙНЕ</i>	152
Испарение	152
Инфильтрация атмосферных осадков	177
Коэффициент стока	185
<i>Глава VI. ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ НА СКЛОНАХ И В РУСЛАХ</i>	187
Стеkanie воды по склонам	187
Силы, действующие в русловом потоке	192

Циркуляция воды в потоке	195
Распределение скоростей в живом сечении	198
Движение паводковой волны	204
Глава VII. ВОДНЫЙ РЕЖИМ	212
Физико-географические факторы и основные фазы водного режима	212
Режим уровня воды и продольного уклона	227
Классификация рек по водному режиму и гидрологическое районирование	231
Влияние хозяйственной деятельности на водный режим	239
Глава VIII. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ	245
Температура воды	245
Ледовый режим	251
Ледовый режим рек СССР	263
Глава IX. РЕЧНЫЕ НАНОСЫ	266
Работа водных потоков	266
Режим стока наносов	286
Сели	295
Глава X. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ	302
Задача изучения русловых переформирований	302
Многолетние и сезонные переформирования русла	304
Изменения русла в плане	306
Сезонные глубинные переформирования русла	312
Устойчивость русла и ее количественные характеристики	314
Связь между гидравлическими элементами потока и морфометрическими параметрами русла	317
Глава XI. УСТЬЯ РЕК	322
Строение устьевых областей	322
Водный и русловой режимы устьев	329

АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ ВАЖНОВ ГИДРОЛОГИЯ РЕК

Редактор Е. Е. Белёва

Переплет художника В. С. Казакевича

Технический редактор З. С. Кондрашова

Корректоры В. П. Кададинская, Н. В. Тютина,
Л. А. Костылева

Тематический план 1976 г. № 170

Сдано в набор 5/I 1976 г.
Подписано к печати 2/VIII 1976 г.
Л-53664 Формат 60×90^{1/8} Бум. тип. № 1.
Усл. печ. л. 21,25 Уч.-изд. л. 22,46 Изд. № 2763
Зак. 375 Тираж 3140 экз.
Цена 90 коп.

Издательство Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы