

Е. Г. ПОПОВ

557.49

1758

ОСНОВЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

ДОПУЩЕНО
ГЛАВНЫМ
УПРАВЛЕНИЕМ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР
В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНИКА
ДЛЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
ТЕХНИКУМОВ ГУГМС

557.49
1758

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД
1968

В книге излагается методика составления основных видов прогнозов водного и ледового режима рек, озер и водохранилищ, дается характеристика материалов, используемых при составлении гидрологических прогнозов, и способы их обработки. Приводятся сведения о существующих формах обеспечения народного хозяйства гидрологическими прогнозами и информацией.

Книга является учебником для гидрометеорологических техникумов, а также практическим пособием для инженерно-технического персонала, работающего в области гидрологических прогнозов. Представляет интерес для гидрологов, работников речного транспорта и гидроэлектростанций, а также лиц, связанных с эксплуатацией водных ресурсов.

The book deals with hydrological forecasts. It contains the description of basic methods and practical procedures used in long-range and short-range prediction of various hydrological elements. Analysis and processing of data necessary for development of methods and operational forecasts as well as specific requirements of different branches of national economy and principles of verification of forecasts are considered. Having been prepared as the text for students of Hydrometeorological technical schools, the book may be useful for hydrologists working in the field of forecasting. It may be of interest as well for hydrologists engaged in water resources management.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С момента выхода первого издания учебника «Гидрологические прогнозы» для гидрометеорологических техникумов прошло более 10 лет. За эти годы существенно шагнули вперед исследования в области гидрологии и прогнозов. Появились новые данные и методы, обогатилась гидрологическая литература, издан ряд новых учебных и методических пособий. Наконец, существенному изменению подверглись учебный план и программа курса «Гидрологические прогнозы» в гидрометеорологических техникумах. В связи с этим появилась необходимость подготовки нового учебника.

Первый учебник был хорошо принят. Им и сейчас пользуются студенты высших учебных заведений СССР и ряда зарубежных стран, где он был переведен. Однако, как первый опыт, он не лишен существенных недостатков, делающих затруднительным его использование учащимися техникумов.

Предлагаемый новый учебник «Основы гидрологических прогнозов» не является простым сокращенным вариантом первого издания. Значительной переработке подверглись все разделы курса и структура учебника. Учебник составлен в соответствии с новой, несколько сокращенной программой курса для техникумов. При его подготовке были учтены отзывы на первое издание учебника и пожелания преподавателей техникумов, исключены потерявшие практическое или методическое значение приемы и освещено то новое, что получило развитие в гидрологических прогнозах за последние годы. При этом автор стремился к возможно более простому изложению материала, приводя там, где особенно нужно, примеры, иллюстрирующие порядок и технику расчетов. Более широкие комплексные примеры разработки методики прогнозов не даются в учебнике не только ввиду ограниченности его объема, но и потому, что такого рода примеры преподаватели и учащиеся могут найти в учебном пособии Н. Ф. Бефани и Г. П. Калинина «Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам», а также в «Руководстве по гидрологическим прогнозам», вып. 1, 2, 3 и 4.

В заключение автор выражает благодарность В. Д. Комарову, Л. Г. Шуляковскому, М. И. Гуревичу, Н. З. Гелеверя, П. В. Павлову за ценные замечания и помощь, оказанную при подготовке книги.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ВВЕДЕНИЕ

§ 1. Гидрология и гидрологические прогнозы

Вода — одно из наиболее важных для человека веществ на земном шаре, без которого невозможна жизнь. Этим, однако, не исчерпывается роль воды в жизни человека. Кроме чисто биологического ее значения, вода играла и играет громадную роль в развитии общественной жизни человечества, в его хозяйственной и культурной деятельности, как средство сообщения, движущая сила, источник получения пищи и, наконец, как вещество, без которого не может обойтись ни один вид современного производства.

Вода в природе встречается во всех трех агрегатных состояниях: жидком, твердом и газообразном. Жидкая вода на поверхности Земли образует океаны, моря, реки и озера. Большое ее количество сосредоточено также в верхних слоях земной коры в виде запасов подземных вод. В твердом состоянии вода распространена в виде льда и снега и, наконец, в газообразном — в виде пара в атмосфере и в порах грунта.

Вода в природе находится в вечном движении, в процессе которого она переходит из одного состояния в другое. Непрерывный круговорот воды в природе является одним из основных факторов, определяющих современный лик Земли, а также процессы его преобразования. Такие явления, как образование облаков, выпадение дождя и снега, таяние последнего весной, течение рек, высыхание почвы, которые мы постоянно наблюдаем в природе, представляют собой отдельные звенья общего круговорота воды в природе. В процессе этого круговорота вода при содействии других факторов эрозии (ветра, температурных колебаний и др.) совершает громадную работу по преобразованию земной поверхности, разрушая и размывая горные породы, растворяя имеющиеся в них соли и вынося эти соли в океан.

С самых древних времен жизнь человека и его культурное развитие теснейшим образом связаны с водой и ее круговоротом.

в природе. Еще в далекие исторические времена человек понял значение и необходимость воды для жизни, научился пользоваться реками и водоемами для примитивного транспорта, добычи пищи, а также для защиты от хищных зверей и лесных пожаров. Пользуясь водой как составной частью питания и для утоления жажды, наблюдая ее превращения в природе (выпадение в виде дождя и снега, ее свойство тушить огонь), страдая от стихийных бедствий, связанных с ливнями, градобитием и наводнениями, и не будучи в состоянии объяснить всех этих явлений, человек обожествил воду, поклонялся ей и связал с ней многие свои легенды.

Наличие воды являлось неперенным условием культурного развития человечества. Там, где была вода, росли города, развивались сельское хозяйство, ремесла, торговля и культура. История знает не один пример, когда разрушение системы искусственного водоснабжения приводило к полному упадку и превращению в пустыню некогда цветущих городов и целых государств.

В своем стремлении к познанию законов природы человек внимательно наблюдал за всеми явлениями, связанными с водой и ее превращениями. Находя правильные объяснения этим явлениям и отбрасывая религиозные предрассудки, человек давно уже вступил в борьбу с разрушительными силами воды, за подчинение ее мощи и богатств своим нуждам и в течение многих веков, проникая в ее тайны, добился замечательных побед.

В настоящее время человек широко использует реки и озера для получения электроэнергии для транспорта, искусственного орошения посевов, промышленного и бытового водоснабжения, рыбного хозяйства. Возникла и развилась специальная отрасль инженерного искусства — гидротехника. Накопленные знания о круговороте и превращениях воды в природе, о закономерностях существования рек, озер, морей и океанов, о питании их атмосферными осадками и подземными водами в различных условиях климата, рельефа, растительного и почвенного покрова систематизировались и оформились в особую науку — гидрологию.

Как и всякая другая наука, гидрология призвана решать ряд практических задач, возникающих в процессе развития и хозяйственной деятельности общества. Одной из важнейших сторон практического приложения гидрологии являются гидрологические прогнозы.

Слово «прогноз» составлено из двух греческих слов: «про», что означает вперед, и «гнозис», что означает знание. Таким образом, в буквальном смысле слово «прогноз» означает заблаговременное знание, т. е. предвидение, предсказание развития явлений или событий. Под гидрологическими прогнозами, в частности, понимается научно обоснованное предсказание гидрологических явлений, т. е. тех природных явлений, которые возникают

и сменяют друг друга на реках и озерах в процессе сезонных и других изменений погоды.

Хотя сама по себе проблема заблаговременного предсказания явлений природы, в том числе и явлений на реках, с давних пор привлекала ученых, однако возможность ее научного решения появилась только в сравнительно недавнее время, с тех пор как гидрология из науки описательной, какой она была на первом этапе своего развития, стала превращаться в науку, способную не только объяснить, но и численно выразить то или другое явление.

Все гидрологические явления на реках и озерах тесно связаны с текущим состоянием погоды на территории их бассейнов, а также с климатом, характером рельефа, растительным и почвенным покровом самих бассейнов, т. е. с географическим ландшафтом. Чтобы знать закономерности развития этих явлений, их взаимосвязь с другими явлениями природы, необходимо знание многих природных процессов. Вот почему гидрология, опираясь на общие законы физики, тесно связана также с другими естественными науками и в первую очередь с метеорологией и климатологией, изучающими погоду и климат, с гидрогеологией, изучающей подземные воды, с почвоведением, геоморфологией, изучающей формы рельефа земной поверхности, и др.

Сложность гидрологических явлений и трудность постановки точных и детальных наблюдений на обширных пространствах естественных водосборов являются главной причиной того, что гидрология как наука оформилась сравнительно недавно и не располагает пока еще возможностью рассчитывать эти явления с большой точностью. Это наложило свой отпечаток и на современное понимание термина «гидрологический прогноз» и на практические приемы прогнозов.

Гидрологический прогноз отнюдь не является точным предвычислением и непременно содержит в себе элемент научно обоснованной вероятности. Тем не менее современная гидрология может уже с определенной заблаговременностью предвидеть, каким будет половодье на реках в будущую весну, когда произойдет вскрытие или замерзание рек, и ряд других явлений. И хотя точность многих гидрологических прогнозов еще не очень высока, значение этих достижений гидрологии трудно переоценить.

§ 2. Народнохозяйственное значение гидрологических прогнозов

Реки и озера— величайшее народное богатство. В отличие от других природных богатств (залежей каменного угля, нефти и других ископаемых), запасы которых хотя и огромны, но постепенно сокращаются по мере их использования, водные ресурсы рек и озер непрерывно восстанавливаются самой природой.

На территории СССР протекает свыше 151 000 рек длиной более 10 км, общая длина их около 4,0 млн. км. Подавляющее большинство этих рек от начала до конца протекает в пределах нашей страны и лишь самая незначительная часть берет начало за ее пределами. Богата наша страна и озерами. Крупнейшими из них, не считая Каспийского и Аральского морей, являются Байкал, Ладожское, Онежское, Балхаш и Севан.

По богатству водных ресурсов СССР занимает первое место в мире. Одним из показателей этого богатства является потенциальная мощность, которой обладают все реки. По данным С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля, потенциальная мощность наших рек исчисляется более чем в 500 млн. квт. Но реки являются не только источником дешевой энергии, они одновременно служат путями сообщения, источниками бытового и промышленного водоснабжения, искусственного орошения, а также добычи рыбы.

Хозяйственное использование рек в нашей стране началось издавна и имеет богатую историю. Средством сообщения реки служат с древних времен. Как источники движущей силы они начали использоваться не менее 700 лет назад. Наиболее широкое распространение водосиловые установки в промышленности получили в XVIII в.

К искусственному орошению люди прибегали с древних времен. Об этом свидетельствуют не только дошедшие до наших дней книги древнейших народов, но и многочисленные памятники их гидротехнического строительства: плотины, акведуки и другие сооружения. В нашей стране искусственное орошение с давних пор применяется на территории среднеазиатских республик и в Закавказье.

Великая Октябрьская социалистическая революция, открывшая новую эру в жизни народов нашей страны, явилась поворотным этапом и в использовании водных богатств. К этому времени техника использования водных сил рек путем выработки электроэнергии и передачи ее на далекие расстояния шагнула далеко вперед, а уничтожение частной собственности на орудия и средства производства, переход земли, ее недр и вод в достояние народа и плановая система ведения народного хозяйства создали все условия для широкого использования водных ресурсов в нашей стране.

Характерной особенностью нашего водного хозяйства является комплексное использование водных богатств. Проектирование и строительство гидротехнических сооружений ведутся у нас с учетом наиболее полного удовлетворения запросов всех отраслей народного хозяйства.

Рост промышленности, городов и транспорта, а также расширение посевных площадей в районах искусственного орошения потребовали широкого развертывания строительных работ по

сооружению гидроэлектростанций и оросительных систем, судоходных каналов и многочисленных водохранилищ для снабжения водой предприятий и населения во всех концах Советского Союза. Широкий размах гидротехнического строительства и использования водных ресурсов обусловил быстрое развитие гидрологии как науки, без которой немислимо было правильное и рациональное проектирование водохозяйственных мероприятий и гидротехнических сооружений. Плановая система народного хозяйства потребовала одновременно решения другой важнейшей задачи — создания методов и организации службы гидрологических прогнозов. Долгосрочные гидрологические прогнозы необходимы для наиболее рационального регулирования стока рек, в планировании выработки электроэнергии, для работы водного транспорта, в ирригации и водоснабжении. Гидрологические прогнозы имеют большое значение также для борьбы с опасными и неблагоприятными явлениями на реках.

Вода — могучая стихия. Разливы рек вызывают наводнения, при которых затапливаются города и села, разрушаются постройки, гибнут скот и посевы. Наводнения влекут за собой громадные убытки, а иногда и человеческие жертвы. Случается и так, что необычное маловодье на реках приводит к их обмелению, затрудняет судоходство, уменьшает выработку электроэнергии на гидроэлектростанциях, а в районах искусственного орошения вызывает гибель посевов на больших площадях.

Наиболее часты наводнения во время весеннего половодья. Нередко причиной наводнений являются заторы льда при вскрытии рек или зажоры при замерзании, а также летние ливни и бурное таяние снега в горах. Особая опасность наводнений от заторов и ливней заключается в чрезвычайно быстром их развитии. Очень опасными являются высокие паводки на горных реках, воды которых используются для искусственного орошения. Прорыв оградительных валов или разрушение водозаборных сооружений вызывает здесь затопление и гибель посевов.

В условиях нашей обширной страны почти ежегодно в каком-либо из ее районов наблюдаются большие разливы рек, представляющие угрозу народному хозяйству, а также другие неблагоприятные гидрологические явления. Своевременное предупреждение народнохозяйственных организаций о возникновении таких явлений позволяет принять соответствующие меры по предотвращению или уменьшению возможного ущерба. Так, например, заблаговременное предупреждение о высоком уровне воды позволяет принять меры по укреплению оградительных дамб, защите мостов, эвакуации населения и ценностей из зон затопления и т. д. Приведем несколько других примеров, поясняющих значение гидрологических прогнозов для планирования.

Сроки вскрытия и замерзания судоходных рек значительно меняются от года к году. В соответствии с условиями погоды

в одни годы вскрытие и замерзание рек могут происходить рано, а в другие, наоборот, поздно. Период навигации поэтому в одни годы бывает более продолжительным, а в другие менее продолжительным. Например, на реках Волге и Каме, как показывают многолетние данные наблюдений, разница в продолжительности навигации в различные годы достигает 55 дней, т. е. почти двух месяцев. Кроме того, нередко такие случаи, когда при раннем вскрытии Нижней Волги наблюдается очень позднее вскрытие Камы или при позднем замерзании Волги — очень раннее замерзание Камы. Все это не может не сказываться на общем объеме перевозок грузов и должно учитываться при их планировании.

Большое значение имеют прогнозы стока рек, воды которых используются для искусственного орошения посевов. Не имея представления о водности рек в будущем летнем сезоне, нельзя правильно запланировать площади посевов таких ценнейших культур, как хлопок и рис. В одни годы может оказаться, что воды в реках не хватит для полива всех посевов и часть их погибнет, а государство при этом понесет большие убытки. В другие же многоводные годы будет упущена возможность своевременного расширения посевов.

Выработка электроэнергии, которую дают тепловые и гидроэлектрические станции, имеет исключительно большое значение для всех отраслей промышленности и поэтому строго планируется в государственном масштабе. Для того чтобы правильно запланировать выработку энергии гидроэлектростанциями, необходимо заблаговременно знать, какова будет водоносность рек. В зависимости от выработки энергии этими станциями планируется работа тепловых электростанций и подвоз к ним топлива. Как видно из этого примера, прогнозы стока рек имеют значение и для планирования работы железнодорожного транспорта.

Приведенными выше примерами, конечно, далеко не исчерпываются все случаи, когда для планирования и наиболее рациональной организации народнохозяйственных мероприятий необходимы гидрологические прогнозы.

§ 3. Краткие сведения о развитии службы гидрологических прогнозов в нашей стране

Гидрологические прогнозы — одна из важнейших областей практического приложения гидрологии к использованию водных ресурсов. История их развития тесно связана с требованиями практики. Однако, как уже отмечалось, действительная научная возможность предвидения гидрологических явлений появилась сравнительно недавно и именно с того времени, как гидрология накопила необходимые для этого опыт и данные наблюдений, позволяющие вести численные расчеты.

Наблюдения человека за погодой и реками велись с давних времен. Долгое время, однако, наблюдения на реках носили отрывочный характер. Только постепенно с развитием культуры и техники эти наблюдения стали вестись более систематично и регулярно. Тем не менее даже в конце XIX в. известный русский климатолог А. И. Воейков с сожалением указывал на отсутствие достаточных данных о речном стоке. В своей книге «Климаты земного шара, в особенности России» он писал: «Точное определение количества протекающей воды — дело нелегкое, и на земном шаре немного рек, особенно из самых больших, для которых подобные определения были бы сделаны сколько-нибудь точно и где бы их было так много, что они давали бы возможность судить о всех изменениях, происходящих в реке».

В дореволюционной России систематические наблюдения за погодой на метеорологических станциях начали проводиться более 120 лет назад, а наблюдения за уровнем воды были начаты на судоходных реках в 70—80-х годах XIX в. Число метеорологических станций и водомерных постов было в то время сравнительно небольшим. Подлинную массовость и более широкую программу эти наблюдения получили только после Великой Октябрьской социалистической революции.

Первые попытки научного решения задачи о прогнозе уровня воды на судоходных реках в России относятся к 90-м годам XIX в. Выполненные в эти годы инженерами водного транспорта В. Г. Клейбером, Д. Д. Гнусиным и А. Н. Квицинским исследования до сего времени не потеряли своего значения. После исключительно высокого половодья 1908 г. на реках центральных районов Европейской России вопрос о том, можно ли предсказать высоту половодья, был поднят рядом русских ученых и широко обсуждался в печати. Наиболее обстоятельно вопрос о необходимости организации в России специальной службы предсказания наводнений был поставлен Воейковым. К сожалению, все его предложения по организации службы предупреждений так и не встретили поддержки со стороны царского правительства. Его мысли о физической основе прогноза весеннего половодья получили практическое приложение лишь значительно позже.

Быстрому развитию гидрологии в нашей стране способствовало создание в 1919 г. Российского гидрологического института (ныне Государственного гидрологического института), развернувшего планомерные исследования режима рек, озер, морей и подземных вод СССР, а также работы по созданию фонда материалов наблюдений на сети гидрометеорологических станций. Необходимость в гидрологических прогнозах потребовала постановки специальных исследований и в этой области. С 1922 г. в институте под руководством В. Н. Лебедева начали составляться прогнозы высоты весеннего половодья для некоторых

пунктов на главнейших реках Европейской территории нашей страны — Волге, Каме, Оке, Дону, Днепре, Припяти, Волхове, Неве, Свири, Северной Двине и ряде других. В основу этих прогнозов были положены идеи Воейкова, и хотя сами по себе эти прогнозы из-за недостатка исходных данных были еще малонадежны, опыт их составления сыграл в свое время большую положительную роль.

В 1924 г. Л. К. Давыдов, опираясь на выдвинутые Э. М. Ольдекопом положения о возможностях прогноза летних расходов воды на горных реках, разработал схему организации наблюдений, необходимых для прогноза водоносности рек Средней Азии. В это же время В. Ю. Визе занялся вопросами прогноза времени вскрытия рек.

Важные исследования по вопросам гидрологических прогнозов были проведены в период строительства Волховской и Днепровской гидроэлектростанций. Созданные на период строительства этих станций Бюро гидрологических оповещений Волховстроя и Днепростроя явились первыми специализированными органами службы гидрологических прогнозов в нашей стране. В работах этих Бюро начали свою деятельность известные гидрологи Ф. И. Быдин, В. А. Назаров, А. В. Огиевский и др. Выполненные ими в то время работы, кроме чисто практического значения в период строительства, сыграли важную роль в том отношении, что показали принципиальную возможность долгосрочных гидрологических прогнозов и привлекли внимание к этой проблеме многих других специалистов.

В 1930 г. была создана Единая гидрометеорологическая служба СССР, объединившая все работы метеорологических и гидрологических станций по наблюдениям за погодой и состоянием рек, озер и морей. С этого периода, по существу, и началось планомерное обслуживание народного хозяйства нашей страны сведениями о погоде, о состоянии рек и других водных объектов. При Центральном бюро погоды СССР был организован специальный отдел гидрологических прогнозов и информации. Аналогичные отделы организуются также и в местных управлениях гидрометеорологической службы.

Исключительно важную роль в быстром развитии гидрологических исследований в нашей стране сыграло обобщение и издание материалов многолетних наблюдений на реках, а также наблюдений за снежным покровом, выполненные в 30-х годах Государственным гидрологическим институтом. Многотомный свод этих данных, получивший название «Водного кадастра СССР», включает «Сведения об уровне воды на реках СССР», в которых помещены годовые таблицы уровней по каждому водомерному посту, «Материалы по режиму рек СССР», в которых даются характерные значения уровней и расходов воды, «Справочники по водным ресурсам СССР», представляющие

собой научные обобщения по режиму рек отдельных районов страны, и др.

Одновременно с этим шло широкое развитие сети метеорологических и гидрологических станций, расширялся объем наблюдений на них, началась постановка специальных экспериментальных работ на небольших водосборах и стоковых площадках. Народное хозяйство СССР предъявило новые, значительно большие требования к гидрологическим прогнозам. Это и было главной движущей силой более интенсивного, чем прежде, развития исследований в этой области.

Уже в 1934 г. в учебный план Московского гидрометеорологического института вводится курс гидрологических прогнозов, впервые составленный и читавшийся Б. А. Аполловым. Проводится подготовка гидрологов-прогнозистов для работы в периферийных органах службы гидрологических прогнозов.

С 1938 по 1943 г. научно-методическое руководство службой гидрологических прогнозов было сосредоточено в Государственном гидрологическом институте (ГГИ). В течение сравнительно короткого промежутка времени ГГИ была проведена большая работа по организации этой службы и созданию фонда материалов наблюдений, а также по методике прогнозов и постановке сетевых наблюдений, необходимых для практического решения задач прогноза.

Принципиально важным шагом в прогнозах весеннего половодья был решительный переход к использованию данных о запасах воды в снеге и организация регулярных снегомерных съемок. Широкое развитие получили исследования закономерностей формирования половодья и паводков и главным образом добегания талых и дождевых вод (работы Б. А. Аполлова, М. А. Великанова, М. И. Львовича, А. В. Огиевского и др.). Важным достижением была также разработка практических приемов долгосрочного прогноза времени вскрытия и замерзания рек (Г. Р. Брегман, Г. Я. Вангенгейм).

В 1943 г. в системе Гидрометслужбы на базе Центрального института погоды и отдела гидрологических прогнозов Государственного гидрологического института был создан Центральный институт прогнозов, ныне ордена Ленина гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (Гидрометцентр СССР), в котором создавались методы прогноза погоды и гидрологического режима рек, озер и морей, а также осуществлялось научно-методическое руководство работой службы прогнозов. В настоящее время Гидрометцентр СССР и местные (республиканские и территориальные) управления Гидрометеорологической службы ведут систематическое обслуживание народного хозяйства, обеспечивая заинтересованные организации данными о состоянии рек, озер, водохранилищ, а также прогнозами наиболее важных элементов их режима.

Несмотря на успехи, которых достигла к настоящему времени служба гидрологических прогнозов, она не в состоянии еще удовлетворить всех требований народного хозяйства, предъявляемых к заблаговременности и точности гидрологических прогнозов. Усилия гидрологов направлены сейчас на более глубокое изучение гидрологических процессов, на повышение надежности приемов прогноза. Но на этом пути еще много трудностей, преодоление которых связано с дальнейшим изучением процессов, расширением гидрометеорологических наблюдений и повышением надежности прогнозов погоды.

§ 4. Задачи и организация службы гидрологических прогнозов

Жизнь людей, хозяйственная и культурная деятельность общества настолько тесно связаны с использованием природных вод, что повседневное знание их состояния и прогнозы стали уже необходимостью. В самом деле, трудно представить работу современного водного транспорта при отсутствии ежедневных сведений об уровнях воды, глубинах и ледовых явлениях на реках, озерах и водохранилищах или эксплуатацию многочисленных гидроэлектростанций и водохранилищ или оросительных систем при отсутствии сведений о расходах воды на реках и т. д.

Сведения о текущем состоянии рек, озер и водохранилищ дают возможность в каждый данный момент знать глубины, водность и другие характеристики водных объектов. На их основе можно оценить особенности данного периода и провести соответственно те или иные мероприятия. По данным об уровне воды и глубинах на реках принимаются решения о загрузке судов, сведения о расходах воды в реках необходимы для ее распределения между оросительными системами и для решения вопросов выработки электроэнергии и т. д.

Кроме того, необходимо помнить, что сведения о состоянии водных объектов совершенно необходимы для составления прогнозов. Поэтому сбор этих сведений и информация народнохозяйственных и культурных организаций являются важными обязанностями службы гидрологических прогнозов.

В нашей стране служба гидрологических прогнозов и служба погоды в организационном отношении объединены в единую службу прогнозов. Такая организация имеет то преимущество, что дает возможность гидрологам работать в непосредственном контакте с метеорологами-синоптиками, одновременно и немедленно использовать в своей работе все данные метеорологических наблюдений и прогнозы погоды, а также ежедневно пользоваться консультациями синоптиков. Это повышает эффективность гидрологического обслуживания, экономит время и средства.

Всеми работами по гидрометеорологическому обслуживанию народного хозяйства руководит Главное управление гидрометеорологической службы (ГУГМС) при Совете Министров СССР. Работа службы прогнозов организована по административно-территориальному принципу. В каждом местном (республиканском или территориальном) управлении гидрометеорологической службы, подчиняющемся непосредственно ГУГМС, имеется Бюро погоды, в состав которого входит отдел гидрологических прогнозов. На обязанности этих бюро лежит повседневное гидрометеорологическое обслуживание народнохозяйственных, советских, партийных и культурных организаций.

В целях лучшего обслуживания этих организаций в крупных областных центрах, при крупных гидротехнических стройках работают специальные гидрометеорологические бюро (ГМБ). В оперативно-методическом отношении они подчинены соответствующим Бюро погоды и ведут гидрометеорологическое обслуживание под их непосредственным руководством. Наряду с метеорологическим обслуживанием на обязанности ГМБ лежит также обеспечение заинтересованных организаций сведениями о текущем состоянии водных объектов и распространении получаемых из бюро погоды прогнозов и предупреждений об опасных явлениях на реках. Многие ГМБ сами выпускают краткосрочные гидрологические прогнозы и предупреждения. Аналогичные функции выполняют также гидрометеорологические обсерватории на крупных водохранилищах. Некоторые из этих обсерваторий составляют и долгосрочные гидрологические прогнозы.

Гидрологическое обслуживание центральных организаций осуществляет Гидрометцентр СССР в Москве. В его задачу входит также научно-методическое руководство работой бюро погоды и обсерваторий. В своей оперативной работе Гидрометцентр СССР широко использует прогнозы, составляемые отделами гидропрогнозов местных бюро погоды.

ГЛАВА ВТОРАЯ

СВЕДЕНИЯ О ТЕКУЩЕМ СОСТОЯНИИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

§ 1. Наблюдения за состоянием водных объектов и их использование службой прогнозов

Источником получения систематических сведений о состоянии рек и других водных объектов являются наблюдения, которые ведутся гидрометеорологическими станциями и постами. Число таких наблюдательных пунктов на реках, озерах и водохранилищах исчисляется в настоящее время тысячами. Подавляющее большинство их находится в ведении Главного управления гидрометеорологической службы СССР.

Местоположение наблюдательных станций и постов, программа и сроки наблюдений рассчитываются так, чтобы обеспечивалось всестороннее изучение режима водных объектов и по возможности удовлетворялись текущие требования народнохозяйственных организаций и самой службы гидрологических прогнозов.

В настоящее время нельзя еще сказать, что существующая сеть гидрологических наблюдательных пунктов удовлетворяет всем предъявляемым к ней требованиям. Однако с каждым годом она расширяется и все более приспособляется к ним.

В настоящее время на реках, озерах и водохранилищах систематически ведутся наблюдения за следующими основными элементами:

- а) уровнем воды;
- б) расходом воды (только на реках);
- в) температурой воды;
- г) волнением (на озерах и водохранилищах);
- д) ледовыми явлениями, при которых фиксируются: осенью — время появления первого льда, формы и фазы ледообразования (забереги, сало, шугоход, ледоход и т. д.), время замерзания (ледостав), зимой — толщина льда, высота снега на льду и наличие шуги под ледяным покровом, весной — фазы разрушения

и движения льда (появление промоин, закраин, разводий, подвижки льда, вскрытие, характер ледохода, образование заторов, очищение ото льда).

Измерение уровня воды на водомерных постах производится не менее одного раза в сутки. В зависимости от режима водного объекта эти измерения могут повторяться несколько раз в сутки или вестись непрерывно посредством самопишущих приборов.

Измерение расходов воды — значительно более сложный и трудоемкий вид наблюдений, особенно на больших реках. Основная цель этих наблюдений — построение кривых расходов, контроль этих кривых и их уточнение. Особую важность систематические измерения расходов воды приобретают на реках с неустойчивым руслом.

Наличие кривой расхода для того или другого створа на реке позволяет при систематическом измерении уровня воды определять расходы реки на любой момент времени, вычислять средние значения расхода за любой период и подсчитывать общий сток реки.

Измерение температуры воды в реках, озерах и водохранилищах необходимо для характеристики их термического режима, изучения закономерностей остывания и прогрева воды. Для службы прогнозов наблюдения за температурой воды особенно важны в осенний период, предшествующий началу ледообразования.

Перечисленные выше наблюдения являются инструментальными, поэтому позволяют численно характеризовать состояние водных объектов: уровень в сантиметрах над нулем графика поста, расход в кубических метрах или литрах в секунду, температуру воды в градусах.

Наблюдения за ледовыми явлениями производятся визуально. Это значит, что характер ледовых явлений, их интенсивность оцениваются наблюдателем на глаз. Такой способ наблюдений, конечно, менее точен и в некоторой мере субъективен. Тем не менее эти наблюдения позволяют знать, что происходит со льдом на реке или озере в данный момент и как идет развитие ледовых явлений. Эти данные особенно важны в конце навигации, когда отдельные суда или караваны, заканчивая свою работу, находятся еще в пути следования.

Кроме перечисленных выше наблюдений за состоянием водных объектов, большой интерес для гидрологов представляют наблюдения за снежным покровом. Снегомерные съемки производятся на всех станциях и постах регулярно в течение зимы в определенные календарные сроки. Данные снегосъемок (средняя высота и плотность снега, наличие и толщина ледяной корки под снегом) широко используются гидрологами в прогнозах весеннего стока.

§ 2. Информационная сеть станций и постов

Современные средства связи (телеграф, телефон, радио) позволяют быстро получать интересующие нас сведения о состоянии водных объектов с самых больших расстояний. Это дает возможность за короткое время собрать эти сведения и, нанеся их на карту, знать не только состояние водного объекта в каждом данном пункте, но и видеть всю пространственную картину развития гидрологических явлений на всех реках, озерах и водохранилищах. Быстрый сбор необходимых сведений является важным условием повышения эффективности гидрологического обслуживания народного хозяйства.

Для получения сведений о текущем состоянии водных объектов органы службы прогнозов привлекают к информации только те станции и посты, данные наблюдений которых необходимы для оперативной работы. Информационная сеть организуется таким образом, чтобы нормальная оперативная работа по обслуживанию народного хозяйства могла осуществляться при возможно меньшем числе информационных пунктов; при этом руководствуются обычно:

- а) запросами народнохозяйственных организаций как в отношении прогнозов, так и в отношении текущей информации о состоянии водных объектов;
- б) особенностями режима и размерами водных объектов;
- в) показательностью наблюдений станций и постов;
- г) наличием средств связи.

Иными словами, при решении вопроса о составе информационной сети каждый орган службы гидрологических прогнозов исходит из того, чтобы эта сеть позволяла удовлетворять все запросы обслуживаемых организаций, обеспечивала получение всех данных для выпуска прогнозов и была достаточной для наиболее полной характеристики состояния водных объектов на всей обслуживаемой территории.

В соответствии с организационной структурой службы гидрологических прогнозов информационная сеть подразделяется на местную и центральную. К местной информационной сети относятся станции и посты, подающие сведения в местные органы службы прогнозов — бюро погоды и гидрометеорологические бюро, а также в сопредельные управления Гидрометслужбы. К центральной информационной сети относятся станции и посты, сведения с которых регулярно передаются в Гидрометцентр. Эти станции и посты являются частью информационной сети местных бюро погоды.

Содержание информационных сведений, сроки и порядок их передачи в органы службы прогнозов планируются для каждой станции и поста отдельно.

167-100
201-491

§ 3. Порядок поступления сведений с информационных станций и постов

Все информационные сведения в отношении порядка их поступления в органы службы гидрологических прогнозов можно подразделить на регулярные и эпизодические.

К регулярно поступающим сведениям относятся ежедневные, пентадные и декадные сведения об уровнях, расходах и температуре воды, ледовых явлениях и толщине льда, снежном покрове и другие сведения, поступающие систематически в течение всего года или определенного сезона. Для этих сведений заранее устанавливаются периоды и сроки их поступления в органы службы гидрологических прогнозов в зависимости от изменчивости режима водных объектов и потребностей в этих сведениях для анализа гидрологической обстановки и удовлетворения запросов обслуживаемых организаций.

К эпизодически поступающим сведениям относятся внеочередные экстренные сведения о резких изменениях режима водных объектов, а также специально запрашиваемые сведения, необходимые для уточнения характера развития того или другого явления или удовлетворения специальных запросов.

В периоды резких изменений состояния водных объектов, как, например, в период весеннего половодья и дождевых паводков, с отдельных станций или постов предусматривается более частое, чем один раз в сутки, поступление сведений. Частота и периоды подачи этих сведений предусматриваются в плане (задании) для каждой станции или при появлении необходимости даются телеграфным указанием.

Помимо регулярной, заранее планируемой подачи сведений, каждой станции даются указания о порядке подачи экстренных телеграмм в периоды резкого изменения состояния водного объекта и возникновения угрозы народнохозяйственным объектам. Это очень важно для своевременного предупреждения.

Регулярные телеграммы (радиограммы) с результатами наблюдений подаются наблюдателями станций и постов в кодированном виде. В целях экономии средств каждое подразделение службы прогнозов устанавливает для себя условный телеграфный адрес.

§ 4. Коды для передачи гидрологических телеграмм

Кодами называются своего рода шифры, которыми широко пользуются при передаче данных гидрометеорологических наблюдений, а также при телеграфном обмене прогнозами. Основное назначение кодов — экономия средств и времени при передаче сведений по телеграфу или радио. Удачно составленный код позволяет передавать большое число данных при минимальном

объеме цифрового текста. В целях упрощения передачи кодированных телеграмм названия станций и постов в них, как правило, заменяются присвоенными им номерами или индексами.

Каждый код для передачи телеграмм с результатами наблюдений или прогнозов должен удовлетворять следующим требованиям:

- 1) обеспечивать передачу всех необходимых данных при минимальном объеме текста телеграммы;
- 2) иметь надежный признак, указывающий на содержание передаваемых сведений;
- 3) позволять передачу сведений при различном объеме наблюдений или данных;
- 4) содержать указания на место и время производства наблюдений;
- 5) исключать возможность неправильной расшифровки телеграмм при отсутствии тех или других сведений, т. е. иметь надежные признаки опознавания каждого вида наблюдений или данных, помещенных в телеграмме;
- 6) обеспечивать контроль правильности полученных сведений, что необходимо для обнаружения возможных ошибок и искажений при передаче телеграмм.

При цифровом кодировании телеграмм все помещаемые в них числа разбиваются на пятизначные группы. Каждая такая группа равнозначна одному слову. Поэтому при разработке кодов всегда стремятся к тому, чтобы текст телеграммы состоял из целого числа таких групп. Схема кодирования записывается обычно в буквенном выражении.

Рассмотрим в качестве примера код для передачи результатов снегосъемки. Кодирование этих данных производится по следующей схеме:

$$N_1 N_1 E_1 E_1 C_1 \quad N_2 N_2 E_2 E_2 C_2.$$

Первая группа относится к наблюдениям на полевом участке. При составлении телеграммы вместо индексов $N_1 N_1$ записывается средняя высота снега в сантиметрах. При этом если высота снега меньше 10 см, то на месте десятков ставится «0», если же высота снега более 99 см, то сотня отбрасывается и после первой группы ставится слово «сто». Вместо индексов $E_1 E_1$ в телеграмму записывается средняя плотность снега в сотых долях единицы. Вместо индекса C_1 ставится числовая характеристика залегания снежного покрова, для которой в коде приводится специальная шкала на все 9 цифр, от 1 до 9. Не приводится всю эту шкалу, укажем для примера, что цифра 1 означает сплошное равномерное залегание снега на мерзлой почве при отсутствии ледяной корки, а 9 — залегание снега местами.

Вторая группа относится к наблюдениям в лесу. Все индексы в ней имеют тот же смысл, что и для полевого участка.

Если на станции наблюдения ведутся на двух участках (в поле и в лесу), то телеграмма состоит из двух групп. В этом случае порядок их должен строго выдерживаться.

В случаях когда измерения высоты или плотности не производились, соответствующие индексы в телеграмме заменяются буквой X.

Пример. Допустим телеграмма посылается в Свердловское бюро погоды. На полевом участке высота снега 75 см, плотность 0,28. На лесном участке высота снега 109 см, плотность 0,23. Снег залегает равномерно, почва мерзлая, ледяной корки нет. Текст телеграммы будет иметь вид:

Свердловск Вода 75281 09231 СТО.

Возьмем тот же случай при отсутствии данных о плотности снега в поле. Телеграмма будет иметь вид:

Свердловск Вода 75XX1 09231 СТО.

Обработка кодированных сводок может вестись с помощью электронных вычислительных машин.

§ 5. Первичная обработка информационных сведений и их контроль

Гидроинформационные телеграммы, поступающие со станций и постов в отдел гидрологических прогнозов, бюро погоды или гидрометеорологическое бюро, расшифровываются и заносятся в специальные журналы. Важное значение при расшифровке и записи получаемых сведений имеет контроль их правильности.

Обязанности каждого органа службы гидрологических прогнозов в отношении первичной обработки и контроля информационных сведений регламентированы специальным Наставлением по службе прогнозов, в котором даны все основные указания о порядке проверки поступающих сведений и контроля за работой гидроинформационной сети как в отношении своевременной подачи, так и в отношении полноты передаваемых сведений, а также приведены формы журналов для записи сведений и другой документации.

При расшифровке телеграмм прежде всего проверяется, нет ли в них пропусков по вине связи. Наличие таких пропусков устанавливается сверкой наличного числа слов с тем их количеством, которое указано в служебных отметках органов связи. Искажения в тексте обнаруживаются путем проверки контрольных цифр, предусмотренных кодом. Для более строгой проверки сведений ведутся текущие графики колебания уровней или расходов воды, которые для удобства пользования делаются совмещенными во времени и располагаются для основных постов данной реки в последовательном по течению порядке. Такие графики дают возможность быстро обнаружить несоответствие в ходе уровня или расхода воды на соседних постах и установить

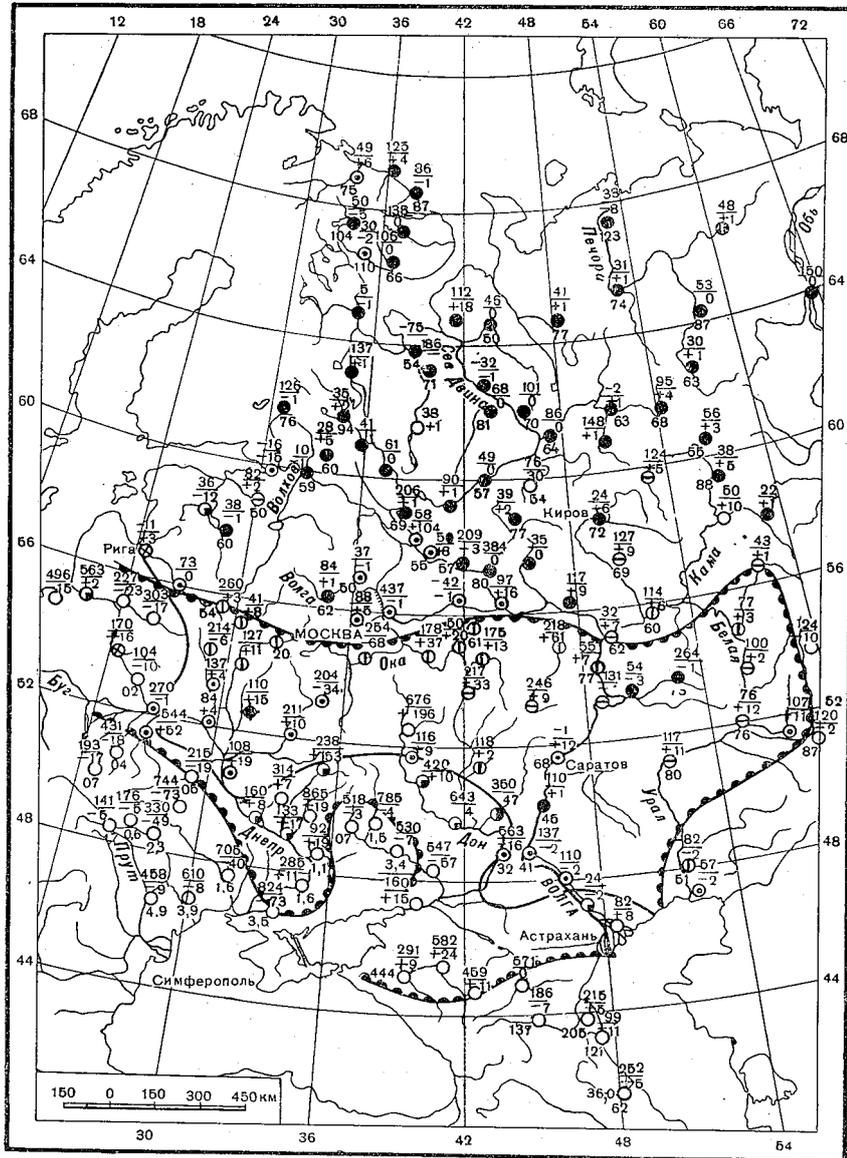
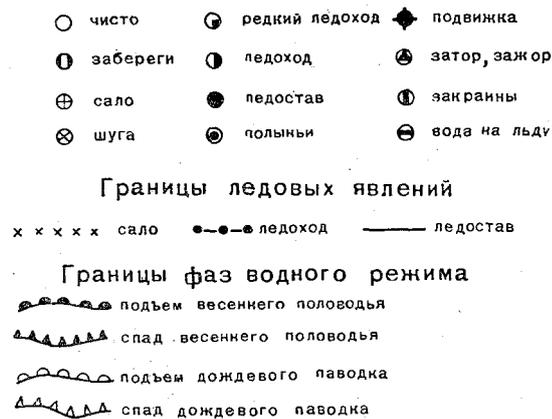


Рис. 2.1. Гидросиноптическая карта ЕТС.

возможные ошибки. В этих же целях иногда прибегают и к построению графиков связи уровней воды на двух постах.

Во всех случаях, когда территория, обслуживаемая отделом гидрологических прогнозов или ГМБ, большая и характеризуется разнообразием режима водных объектов, полезно составлять специальные гидросиноптические обзорные карты.

Гидросиноптическая карта (рис. 2.1) представляет собой достаточно подробную карту, на которую за один определенный



Дополнительные обозначения

- ⌒ Уровни, близкие к наивысшим наблюдаемым
- ⌒ Уровни, близкие к наименьшим наблюдаемым
- ⌒ Угроза сооружениям
- ⌒ Река пересохла

Рис. 2.2. Условные знаки, применяемые на гидросиноптических картах.

срок цифрами и условными знаками наносятся данные наблюдений на реках, озерах и водохранилищах. Такая карта дает наглядное представление о состоянии водных объектов на большой территории, а также позволяет судить о дальнейших изменениях в их режиме на ближайшее время.

Цифрами на карте обозначаются измеряемые величины — уровни и расходы воды, изменение уровня за сутки, температура воды и толщина льда. Ледовые явления и другие качественные характеристики режима наносятся в виде условных знаков (рис. 2.2). Приведенные на этом рисунке условные обозначения не являются, конечно, навсегда установленными и могут подвергаться видоизменению в зависимости от удобства нанесения.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ФОНД НАУЧНО-ОПЕРАТИВНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

§ 1. Содержание материалов, составляющих научно-оперативный фонд

Основой для изучения гидрологических процессов и явлений, а также всей оперативной деятельности службы гидрологических прогнозов являются материалы гидрологических и метеорологических наблюдений, включая наблюдения за влажностью и глубиной промерзания почвы. Однако в процессе исследования закономерностей развития и взаимосвязи гидрологических явлений с явлениями погоды при разработке приемов прогноза и в процессе самого гидрологического обслуживания народного хозяйства, помимо материалов гидрометеорологических наблюдений, требуется еще ряд других дополнительных данных, без которых невозможно всестороннее изучение особенностей этих явлений в каждом отдельном речном бассейне. К числу таких данных относятся:

а) материалы по гидрографии, т. е. сведения о речной сети, ее густоте, характере долин и пойм, заболоченности речных бассейнов, морфометрические характеристики рек и других водных объектов и т. д.;

б) данные о растительном покрове и лесистости, распределении лесов и их характере;

в) данные о рельефе и почвах (расчлененность рельефа, уклоны местности, степень распашки, распределение почв по бассейнам, их механический состав, водные свойства почв и др.);

г) материалы по геологии и гидрогеологии (характер пород, распределение подземных вод, глубина их залегания и т. д.);

д) данные о гидротехнических сооружениях и режиме их эксплуатации;

е) данные о народнохозяйственном использовании водных объектов и связанных с этим требованиях к гидрологическому обслуживанию;

ж) данные об уровнях или расходах воды, опасных для населенных пунктов, гидротехнических сооружений и т. п.

Материалы многолетних гидрометеорологических наблюдений в совокупности с перечисленными выше данными, а также другими вспомогательными сведениями, характеризующими изменчивость режима водных объектов, представляют собой тот фонд научно-оперативных материалов, на базе которого осуществляется исследовательская и оперативная деятельность органов службы гидрологических прогнозов.

Все материалы, подлежащие включению в научно-оперативный фонд по гидрологическим прогнозам, можно разделить на четыре основные группы.

К первой группе относятся все табличные материалы гидрометеорологических наблюдений, которые включают данные непосредственных наблюдений по всем основным элементам режима водных объектов и данные метеорологических наблюдений за многолетний период, а также таблицы с выводами по ним за отдельные календарные периоды (год, сезон, месяц, декада и др.). К этой же группе относятся все табличные данные, полученные в результате специальной обработки материалов наблюдений, как, например, сток рек за различные периоды, запасы воды в снеге и т. д.

Во вторую группу входят различные графические и картографические материалы, являющиеся необходимым дополнением к табличным данным наблюдений. К числу таких материалов относятся карты запасов воды в снеге, карты весеннего стока, гидрографы и графики колебания уровня воды и др.

Третья группа включает материалы специальных исследований и литературные источники. Сюда относятся исследования и описания гидрологического режима, а также литературные источники по вопросам климата, гидрологии, гидрографии, геологии и гидрогеологии района.

К четвертой группе относятся все научно-методические материалы, накапливаемые в итоге научно-методической и оперативной работы организаций службы прогнозов, или данные, необходимые для этой работы, — методические записки, научно-технические отчеты, материалы авиаразведок снежного и ледяного покрова, каталог опасных отметок уровня воды и др.

Фондовые материалы должны удовлетворять следующим основным требованиям:

1) материалы наблюдений должны охватывать все элементы гидрологического режима и необходимые для гидрологических прогнозов метеорологические данные и быть надежными;

2) систематизация исходных материалов и их обработка должны производиться в соответствии с требованиями методики прогнозов при соблюдении параллельности в периодах всех наблюдений;

3) должно соблюдаться единообразие форм и методики обработки фондовых материалов. Однако при этом должны учитываться все специфические особенности режима рек в различных климатических районах.

§ 2. Гидрологические материалы

Основными данными наблюдений, характеризующими водный режим рек и озер, являются данные об уровнях и расходах воды. Ежедневные сведения об уровнях и расходах сводятся для каждого пункта в годовые таблицы и систематически издаются для общего пользования. До 1935 г. включительно такими изданиями являются «Сведения об уровне воды на реках СССР» или соответствующие им издания Министерства путей сообщения за дореволюционный период; за последующие годы — гидрологические ежегодники. В сведениях об уровне воды и в гидрологических ежегодниках публикуются не только данные о ежедневных уровнях и расходах. В них также помещаются сведения о ледовых явлениях, толщине льда и температуре воды. Поэтому они являются основным источником получения гидрологических сведений.

При разработке методики прогнозов, а также при обслуживании народного хозяйства недостаточно иметь лишь эти сведения. Кроме них требуются такие характеристики режима водных объектов, которые могут быть получены только на основании специальной обработки ежедневных данных. К числу таких характеристик относятся следующие.

Декадные характеристики уровней и расходов воды даются в виде средних, наибольших и наименьших величин за каждую календарную декаду года или определенного сезона, а также многолетние характеристики декадных расходов и уровней воды. Эти сведения характеризуют изменчивость режима и используются при разработке приемов прогноза, а также для оценки текущего состояния рек. Декадные характеристики сводятся в специальные таблицы для каждого отдельного пункта.

Месячные характеристики уровней и расходов воды составляются аналогично декадным и служат для тех же целей.

Годовые характеристики уровней и расходов воды также представляются в виде таблиц, составляемых на основании ежедневных наблюдений, в них приводятся следующие данные за каждый год:

- а) средние за год уровни и расходы воды;
- б) максимальные за год уровни и расходы воды и даты, когда они наблюдались;

в) минимальные за год уровни и расходы воды и даты их наступления;

г) продолжительность периода открытого русла в днях и даты начала и конца этого периода;

д) уровни и расходы воды, обеспеченные в период открытого русла в течение 30, 60, 90, 120 и 180 дней;

е) уровни и расходы воды, обеспеченные в течение 30, 60, 90 и 120 дней в период ледостава.

Таблицы годовых характеристик уровней и расходов необходимы для оценки водности текущего года, продолжительности навигации, условий выработки электроэнергии и ряда других выводов.

Характерные элементы весеннего половодья представляются в виде таблиц для каждого пункта, по которому даются прогнозы половодья, а также по возможности для пунктов, расположенных выше по реке или на впадающих в нее притоках. Эти таблицы включают следующие данные:

а) предвесенний устойчивый уровень и расход воды;

б) характерные фазы подъема половодья — дата начала, общий подъем над предвесенним уровнем или расходом, продолжительность в днях, средняя и наибольшая интенсивность подъема и сток за этот период;

в) наивысший уровень и наибольший расход половодья;

г) время наступления наивысшего уровня и наибольшего расхода половодья;

д) характеристики спада половодья — средняя и наибольшая интенсивность, дата окончания половодья, продолжительность спада, сток за период спада половодья;

е) общую продолжительность половодья;

ж) грунтовый сток за период половодья;

з) поверхностный сток за период половодья;

и) общий сток половодья.

В конце таблицы даются средние многолетние и крайние значения для каждой из перечисленных характеристик.

Основные характеристики дождевых паводков даются в виде таблиц; составляются они в основном аналогично таблицам характерных элементов весеннего половодья.

Приток вод к водохранилищам. Таблицы декадного, месячного, квартального и сезонного притока воды к водохранилищам составляются для каждого водохранилища. Такие таблицы должны содержать данные об общем и полезном притоке (за вычетом испарения с поверхности водохранилищ и изъятий воды, кроме сброса воды в нижний бьеф), а также о расходах воды из водохранилища. Для рек с каскадом водохранилищ составляются особые таблицы декадных, месячных и квартальных величин бокового притока с площади водосбора, расположенной между плотинами водохранилищ.

Характерные элементы ледового режима. Фондовые таблицы ледового режима составляются отдельно для весеннего и осеннего периодов и включают следующие данные:

а) время наступления различных ледовых явлений: заберегов, сала, ледохода и ледостава в осенний период, первых закраин, подвижек, вскрытия и очищения ото льда весной;

б) продолжительность осеннего и весеннего ледохода;

в) уровни при ледоходе;

г) характеристики заторов и зажоров льда: продолжительность, наибольший подъем уровня, наибольшая интенсивность подъема уровня, место образования затора или зазора и степень его опасности.

Толщина льда. Сведения о толщине льда, высоте снега на льду и наличии шуги даются для каждого опорного пункта в виде таблиц, в которых приводятся ежегодные данные за весь период ледостава в сроки измерений (5, 10, 15, 20, 25 числа и в последний день месяца). Как и во всех предыдущих случаях, в конце таблиц даются многолетние выводы.

К фондовым материалам по толщине льда относятся также все материалы специальных ледемерных съемок и наблюдений за заторами и зазорами льда.

Температура воды. Сведения систематизируются по каждому пункту наблюдений в годовые таблицы, в которых даются значения температуры на каждый день месяца, а кроме того, вычисляются средние значения для каждой декады. В конце таблицы приводится средняя температура за каждый месяц и выписываются крайние (наибольшая и наименьшая) ее значения.

На основании годовых таблиц ежедневной температуры воды составляются таблицы декадных ее характеристик. В них даются средняя декадная температура воды, а также наибольшие и наименьшие ее значения. Чтобы эти таблицы не были громоздкими, составляются они отдельно по кварталам года. В конце таблиц обязательно выводятся средние многолетние значения температуры за каждую декаду и выписываются крайние их значения за весь период наблюдений.

§ 3. Материалы по снежному покрову

Снежный покров является важнейшим фактором, определяющим водный режим подавляющего большинства рек и озер СССР. Поэтому обработке и систематизации данных о снежном покрове должно уделяться особенно большое внимание.

Данные снегосъемок по каждому снегомерному пункту за весь период наблюдений сводятся в специальные таблицы снежного покрова. В этих таблицах за каждый год указываются:

а) дата установления снежного покрова;

б) характеристика почвы, на которую выпал снег (сухая, влажная, мерзлая, талая);

в) данные о высоте и плотности снега и запасе воды в нем для каждой снегосъемки;

г) дата начала снеготаяния весной;

д) дата схода снега в поле и в лесу;

е) продолжительность периода снеготаяния в поле и в лесу;

ж) максимальный запас воды в снеге и время его наступления.

Эти таблицы являются основным фондовым материалом по снежному покрову. На основании их составляются таблицы максимальных запасов воды в снеге по отдельным речным бассейнам. В конце таблицы даются многолетние характеристики максимальных запасов воды в снеге.

§ 4. Материалы метеорологических наблюдений и наблюдений за состоянием почвы

К числу наиболее важных метеорологических элементов, определяющих режим водных объектов, относятся атмосферные осадки, температура воздуха, скорость ветра, влажность воздуха и облачность. Последние четыре элемента характеризуют собой процессы теплообмена и испарения и поэтому являются совершенно необходимыми при изучении таких явлений, как снеготаяние, образование льда и его разрушение на реках, озерах и водохранилищах.

Атмосферные осадки. Фондовые материалы по осадкам включают годовые таблицы суточных осадков, таблицы декадных и месячных сумм осадков и таблицы осадков за период половодья. Формы этих таблиц даны в Наставлении по службе прогнозов.

Годовые таблицы ежедневных осадков составляются для каждой станции или поста за весь период наблюдений. В этих таблицах даются также декадные, месячные и годовая суммы осадков и, кроме того, для каждого месяца приводится число дней с осадками, большими или равными 0,1; 0,5; 1,0; 5,0; 10,0 и 20,0 мм. В таблицах обязательно отмечается характер осадков — жидкие или твердые.

Таблицы декадных и месячных сумм осадков составляются на основе годовых таблиц ежедневных осадков для каждой станции или поста за весь период наблюдений. К каждой из этих таблиц прилагаются таблицы многолетних характеристик декадных, месячных и годовых осадков, в которых приводятся средние величины за весь период наблюдений, а также наибольшие и наименьшие их значения за этот период.

Таблицы осадков за период половодья составляются также на основе годовых таблиц ежедневных осадков. Аналогично

таблицам максимальных запасов воды в снеге они составляются для каждого отдельного бассейна. Такие таблицы необходимы для исследования закономерностей формирования половодья и разработки методики его прогноза. Чтобы средние величины осадков за период половодья для каждого бассейна были наиболее точными, необходимо использовать данные по всем пунктам наблюдений.

Для характеристики степени водопроницаемости почв в период весеннего снеготаяния во многих случаях важно знать количество осадков, выпавших осенью перед наступлением морозов. В связи с этим (аналогично таблицам осадков за период половодья) составляются таблицы осенних осадков, например за три месяца до окончательного наступления морозов и установления снежного покрова, а также определяются для каждого бассейна средние многолетние значения этих осадков и их наибольшие и наименьшие величины. Для горных рек таблицы осадков по бассейнам или отдельным станциям составляются за период с октября по апрель.

Температура и абсолютная влажность воздуха, скорость ветра и облачность. Для удобства пользования данные о температуре воздуха по каждой станции или посту сводятся в годовые таблицы средней суточной температуры, в которых вычисляются также средние декадные и средние месячные ее значения.

Кроме данных о температуре воздуха, в каждом подразделении службы гидрологических прогнозов необходимо также иметь по ряду опорных станций таблицы температуры и влажности воздуха, скорости ветра и облачности за все четыре срока наблюдения в сутки. Такие данные особенно важны для весеннего периода, когда идет снеготаяние, происходит вскрытие рек, и для осеннего периода, когда на реках и озерах образуется лед.

Влажность и глубина промерзания почвы. Данные о влажности и глубине промерзания почвы в зимний период характеризуют степень водопроницаемости почвы в период снеготаяния. Эти данные должны относиться к отдельным речным бассейнам соответственно систематизации сведений о запасах воды в снеге и атмосферных осадках.

§ 5. Графические и картографические материалы

Многие гидрологические явления и процессы, развивающиеся на обширных пространствах речных водосборов, невозможно охарактеризовать, не прибегая к картированию. Кроме того, при изучении многих из этих явлений большую помощь оказывают различного рода графические построения, особенно такие, которые дают наглядное представление о развитии явлений во времени. Поэтому графические и картографические материалы

являются важным дополнением к табличным материалам наблюдений и их полезно накапливать из года в год. Все такие материалы можно разделить на три основные группы:

1) графические и картографические материалы, получаемые на основе данных гидрометеорологических наблюдений или в результате их специальной обработки;

2) графические и картографические материалы, характеризующие гидрографию, гидрологию, климат и другие физико-географические условия речных бассейнов;

3) графические и картографические материалы оперативного значения.

В число материалов первой группы входят:

1) декадные или пятидневные карты распределения запасов воды в снеге за каждую зиму;

2) карты наибольшего запаса воды в снеге перед началом таяния;

3) карты распределения наибольших снеготпасов, выраженных в долях нормы;

4) карты распределения ледяной корки на поверхности почвы (там, где это имеет существенное значение);

5) карты распределения жидких осадков за период половодья и осенний период;

6) кривые расходов с таблицами координат для подсчетов стока;

7) карты распределения глубины промерзания почвы;

8) карты распределения осеннего увлажнения почвы.

В число материалов второй группы входят:

1) административная карта территории обслуживания;

2) набор топографических карт;

3) специальные карты поверхностных вод, характеризующие гидрографическую сеть;

4) почвенная карта;

5) карта лесов;

6) геологическая и гидрогеологическая карты;

7) продольные профили наиболее важных рек;

8) поперечные профили рек в створах водомерных постов;

9) кривые зеркала и объемов озер и водохранилищ;

10) картограммы ветрового волнения для судоходных озер и водохранилищ;

11) карты распределения средних многолетних величин (норм) стока, месячных и годовых сумм атмосферных осадков, испарения, максимальных запасов воды в снеге и некоторые другие материалы.

Графические и картографические материалы оперативного значения являются необходимым вспомогательным материалом. В число этих материалов входят годовые контрольные графики колебания уровня воды по информационным постам, карты раз-

мещения гидрометеорологических станций и постов с указанием, какие из них являются информационными, карты размещения гидротехнических сооружений и оросительных систем, карты затопляемости населенных пунктов при различной высоте уровня воды.

§ 6. Материалы специальных исследований и литература

В число литературных источников, подлежащих обязательному включению в фонд научно-оперативных материалов по гидрологическим прогнозам, входят все изданные справочники по гидрологическому и метеорологическому режиму, специальные описания отдельных водных объектов или их режима, а также ряд других изданий по указанным выше вопросам.

Помимо этих источников, в распоряжении каждой организации службы гидрологических прогнозов должны быть все опубликованные методические указания, руководства и пособия по гидрологическим прогнозам, а также материалы собственных исследований или описаний, выполненных в процессе исследовательской работы. Наиболее важными являются такие данные, как относительная лесистость речных бассейнов, заболоченность и озерность; в горных районах — распределение площадей водосбора по высоте (гипсографические кривые бассейнов), данные о градиентах температуры и осадков и некоторые другие.

Все такие материалы следует тщательно подбирать и хранить как необходимый для повседневной работы материал.

§ 7. Каталог опасных уровней и расходов воды и карты затоплений

Наличие по возможности полных и систематизированных данных об опасных значениях уровней и расходов воды для конкретных объектов (населенных пунктов, сельскохозяйственных угодий, оросительных систем, сооружений и предприятий) имеет важное значение для предупреждения о возникновении угрозы. Систематизированные в виде каталога такие сведения дают возможность конкретизировать предупреждения об угрозе и тем повысить их эффективность.

Лучшей формой каталога опасных расходов и уровней воды являются сведенные по бассейнам рек и по станциям карточки, в которых даны опасные значения уровня или расхода и перечень объектов с указанием характера опасности. Работа по сбору и систематизации этих сведений ведется органами службы гидрологических прогнозов постоянно в тесном сотрудничестве с заинтересованными организациями.

§ 8. Научно-методические материалы. Порядок хранения и пополнения фондовых материалов

К научно-методическим материалам относятся методические записки, в которых излагаются приемы прогнозов, описания редких или чрезвычайных гидрологических явлений, а также вспомогательные материалы, необходимые в практической работе по обслуживанию народного хозяйства, и отчетность по этой работе.

К числу вспомогательных материалов относятся: картотека информационных станций и постов, систематизированные сведения о требованиях к гидрологическому обслуживанию различных отраслей народного хозяйства, сведения о водопропускной способности водозаборных сооружений оросительной сети и графики их работы, а также другие данные, которые необходимо учитывать при составлении прогнозов или при оценке их оправданности.

Отчетные материалы о деятельности каждой организации службы гидрологических прогнозов регламентированы Наставлением. В число таких материалов входят журналы для записи учета и оценки оправданности прогнозов, записи справок, консультаций, предупреждений об опасных явлениях, отчеты по специальному обслуживанию и общие отчеты о работе.

Фондовые материалы по гидрологическим прогнозам должны храниться так, чтобы обеспечивалась их полная сохранность. Это требование особенно важно в отношении рукописных таблиц, графического и картографического материала, а также других рукописных или машинописных материалов. Следует помнить, что утеря или порча систематизированных за многолетний период материалов влечет за собой затрату большого труда и времени для их восстановления.

Вторым важным требованием в отношении хранения фондовых материалов является четкость их учета и простота нахождения нужных материалов. Несоблюдение этого требования приводит к непроизводительной затрате времени на поиски необходимых данных, способствует утере ценных материалов, а иногда ведет к повторению ранее выполненных подсчетов. Основными формами учета являются картотеки, инвентарные книги и описи.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ОЦЕНКА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

§ 1. Физические основы гидрологических прогнозов

Гидрологический прогноз представляет собой предвычисление во времени определенного явления или элемента режима, основанное на знании закономерностей развития процессов, определяющих это явление, в конкретных физико-географических условиях. Каждый гидрологический прогноз должен иметь определенную заблаговременность, под которой понимается промежуток времени от даты составления прогноза до даты наступления или окончания предсказываемого явления. Предвычисление гидрологических явлений во времени отличает гидрологические прогнозы от всякого рода статистических расчетов, которые позволяют оценить лишь вероятность или повторяемость возможных значений того или другого элемента режима.

Как все природные явления, гидрологические процессы подчиняются в своем развитии общим законам физики. Явления, связанные с переходом воды из одного агрегатного состояния в другое (образование льда на реках, озерах и водохранилищах, таяние льда и снега, испарение), определяются процессами теплообмена. Все явления, связанные со стоком воды по поверхности суши, в руслах и в толще почво-грунтов, подчиняются законам гидродинамики.

Гидрологические явления формируются в неоднородных и чрезвычайно многообразных условиях географической среды и представляют собой следствие комплекса сложных взаимосвязанных процессов, происходящих в атмосфере, на поверхности и в некоторой толще земли, а также в разветвленной русловой сети. В основе разработки методов гидрологических прогнозов лежит физический анализ этих процессов, конечной целью которого является отыскание количественных зависимостей, позволяющих рассчитывать интересующие нас элементы режима при-

менительно к конкретным речным бассейнам или участкам рек. Большая неравномерность гидрологических процессов, связанная с неоднородностью географической среды, и крайняя ограниченность исходных данных создают очень большие трудности для аналитического выражения взаимосвязи многочисленных факторов в этих сложных процессах и во многих случаях вынуждают отыскивать приближенные зависимости, учитывающие лишь главные решающие факторы.

Под методом прогноза, строго говоря, понимается общий подход к решению задачи, вытекающий из физической сущности процессов, определяющих данное явление. Приведем несколько таких методов, например гидродинамический метод расчета движения и трансформации волны паводка в русле, метод водного баланса, применяемый при расчетах объема стока, или метод теплового баланса, применяемый при расчетах снеготаяния и охлаждения воды.

В отличие от более общего понятия метода, под методикой прогноза понимается система расчетных приемов (формулы, графики), разработанная для конкретных водных объектов, включая способы обработки и определения исходных данных. В качестве методики прогноза может служить как достаточно строгое аналитическое решение задачи, так и более грубые приближенные способы расчета или эмпирически установленные корреляционные связи.

Все существующие методы гидрологических прогнозов являются приближенными. Поэтому разработка каждой конкретной методики должна включать не только получение способов расчета, но и определение на основе физического и статистического анализов соответствующих характеристик, необходимых для оценки точности данной методики и расчета ошибок различной вероятности.

§ 2. Классификация и виды гидрологических прогнозов

Потребность в различного вида гидрологических прогнозах зависит от характера режима рек и озер и интересов народнохозяйственных организаций.

В основу классификации существующих гидрологических прогнозов могут быть положены четыре основных признака:

- 1) заблаговременность прогнозов;
- 2) предсказываемые явления и элементы режима;
- 3) методы предвычисления;
- 4) целевое назначение прогнозов.

Каждый из этих признаков позволяет разделить прогнозы на несколько видов.

По признаку заблаговременности гидрологические прогнозы делятся на:

- а) долгосрочные;
- б) краткосрочные;
- в) экстренные предупреждения об опасных явлениях.

Условно к категории краткосрочных прогнозов принято относить прогнозы, заблаговременность которых не превышает 10—15 дней. Заблаговременность долгосрочных гидрологических прогнозов может достигать нескольких месяцев.

В зависимости от предсказываемых явлений все гидрологические прогнозы делятся на:

- а) прогнозы элементов водного режима (водные прогнозы);
- б) прогнозы элементов ледового режима (ледовые прогнозы).

Каждый из этих видов прогнозов по признаку заблаговременности делится соответственно на долгосрочные и краткосрочные.

Основными элементами водного режима, предсказание которых представляет наибольший интерес, являются:

- сток или средние расходы воды за различные периоды времени (за паводок, сезон, декаду, месяц, квартал);
- максимальный уровень (расход) половодья и паводков и время их наступления;
- распределение стока половодья или паводка во времени;
- максимальный уровень наполнения озер и время его наступления;

- уровни воды судоходных рек;
- высота ветровых волн на озерах и водохранилищах.

Основными элементами ледового режима являются:

- даты появления плавучего льда;
- даты ледостава;
- толщина льда;
- даты вскрытия;
- даты очищения ото льда озер и водохранилищ.

Применяемые в настоящее время методы прогнозов можно разделить на четыре основные группы.

1. Методы, вытекающие из законов движения воды в руслах. К ним относятся методы гидродинамики и все приближенные способы расчета движения и трансформации паводков в русловой сети, являющиеся основой краткосрочных прогнозов расходов и уровней воды. Исходными данными для этих прогнозов являются материалы гидрологических наблюдений.

2. Методы, вытекающие из анализа гидрологических и метеорологических процессов, происходящих в речных бассейнах. К ним относятся воднобалансовые методы прогнозов стока половодья и паводков, методы расчета гидрографа паводков и др.

3. Методы, вытекающие из анализа процессов теплообмена, происходящих в реках, озерах и водохранилищах под влиянием гидрометеорологических факторов. Сюда относятся методы приближенного расчета теплообмена между водой и атмосферой или льдом и атмосферой, являющиеся основой краткосрочных про-

гнозов замерзания и вскрытия рек, нарастания и стаивания льда.

4. Методы, вытекающие из анализа процессов атмосферной циркуляции, обуславливающих территориальное распределение сроков ледовых явлений или количества осадков. Такого рода методы, применяемые, например, в долгосрочных ледовых прогнозах, тесно связаны с синоптической метеорологией и часто называются метеосиноптическими методами гидрологических прогнозов.

По целевому назначению все гидрологические прогнозы можно разделить на:

- а) прогнозы общего пользования;
- б) специализированные прогнозы для различных отраслей народного хозяйства.

К первой группе относятся прогнозы, представляющие общий интерес, например прогнозы максимального уровня половодья и паводков, предупреждения о наводнениях. Специализированные прогнозы учитывают специфику требований к ним таких отраслей народного хозяйства, как гидроэнергетика, водный транспорт, орошаемое земледелие и др.

Каждое из приведенных делений прогнозов имеет свои преимущества и недостатки. Однако в совокупности они дают достаточно полное представление о видах и методических основах существующих гидрологических прогнозов.

§ 3. Связь гидрологических прогнозов с прогнозами погоды

Все изменения, которые мы наблюдаем в состоянии рек и озер, связаны с изменениями погоды на территории их бассейнов. Развиваясь под влиянием метеорологических факторов, некоторые гидрологические процессы и вызываемые ими изменения режима происходят не мгновенно, а в течение определенного, иногда довольно длительного времени. Так, например, продолжительность стока, вызванного ливневым дождем, в достаточно крупном бассейне значительно больше продолжительности дождя. Продвижение волны паводка вниз по течению реки также занимает определенное время. Более медленное развитие гидрологических процессов и существенное отставание их от более быстро меняющихся метеорологических процессов является тем фактором, который дает возможность с большей или меньшей заблаговременностью предвычислять некоторые элементы гидрологического режима без учета будущих изменений погоды. Наряду с этим для прогноза развития во времени таких явлений, как образование льда, замерзание рек и озер, ветровое волнение и других, невозможно обойтись без знания будущих условий погоды.

С точки зрения возможностей предвычисления, все основные факторы, определяющие сток, и другие гидрологические процессы

делятся на начальные факторы, которые характеризуют уже сложившиеся к моменту выпуска прогноза условия и могут быть оценены по данным текущих гидрометеорологических наблюдений, и будущие факторы, влияние которых сказывается на формировании данного явления после выпуска прогноза. К последним относятся будущие метеорологические условия, учесть которые можно, только имея прогноз погоды.

Современная метеорология не располагает пока достаточно точными методами количественного прогноза погоды большой заблаговременности. По этой причине практическая возможность гидрологических прогнозов определяется тем, насколько велика роль в формировании предсказываемых явлений будущих условий погоды и насколько они изменчивы во времени. Чем значительнее роль этих условий и чем они более изменчивы, тем меньше возможностей для долгосрочных гидрологических прогнозов, или, иными словами, тем более необходимы количественные метеорологические прогнозы.

Будущие условия погоды и их изменчивость не являются, однако, единственным фактором, от которого зависит практическая возможность гидрологических прогнозов. Точность и заблаговременность их зависят также от надежности и полноты гидрометеорологических данных, размеров речных бассейнов, длительности процессов формирования предсказываемых явлений, быстроты сбора текущей информации.

Практически для целей гидрологических прогнозов и предупреждений в настоящее время используются преимущественно краткосрочные прогнозы таких элементов погоды, как температура воздуха, осадки и ветер.

§ 4. Эмпирические зависимости

Под эмпирическими зависимостями понимаются такие зависимости, которые вытекают из определенных физических соображений и устанавливаются на основе материалов наблюдений за прошлое время. В соответствии с этим эмпирические зависимости могут выражать как непосредственно связь интересующей нас переменной величины с обуславливающими ее изменение причинными факторами, так и закономерности ее изменения в зависимости от постоянно действующих факторов.

Для установления зависимостей первого вида широко используются методы корреляционного анализа. Второй тип зависимостей устанавливается путем усреднения и исключения влияния переменных факторов. Эмпирическая зависимость первого вида представлена на рис. 4.1. В качестве примера зависимости второго типа могут служить единичный гидрограф, выражающий закономерность добегания воды в речном бассейне, или среднее распределение стока горной реки за весенне-летний период в за-

висимости от распределения площади водосбора по высоте над уровнем моря.

Представленная на рис. 4.1 зависимость может служить для прогнозов среднего расхода реки на 6 месяцев вперед. Как видно на этом рисунке, зависимость не обеспечивает очень высокую точность прогнозов, так как, во-первых, измеренные в нескольких точках бассейна величины зимних осадков не представляют собой действительных запасов снега, а во-вторых, весенне-летний

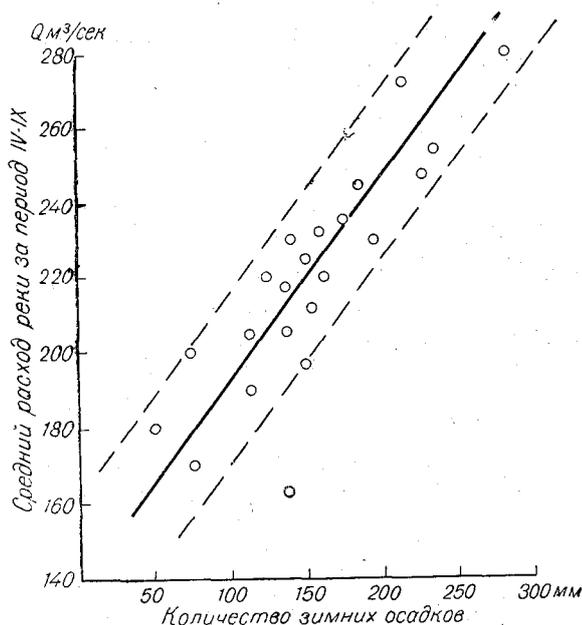


Рис. 4.1. Связь между стоком горной реки за весенне-летний период и количеством зимних осадков.

сток зависит не только от скопившегося за зиму количества снега в бассейне, но и от осадков, выпадающих в весенне-летний период, которые данной зависимостью не учитываются. Вместе с тем на рис. 4.1 видно, что решающим фактором весенне-летнего стока данной реки являются запасы снега.

Для установления эмпирических зависимостей большое значение имеет точность исходных данных. Поэтому обработка материалов наблюдений и вычисление по ним различных характеристик занимают в гидрологических исследованиях важное место.

Эмпирические зависимости можно находить двумя путями: либо путем построения графиков с соблюдением определенных правил, либо аналитически, пользуясь методами корреляцион-

ного анализа. Аналитический путь позволяет решать задачу для большого числа переменных, хотя корреляционные расчеты трудоемки. Они более просты для линейных зависимостей и более сложны для нелинейных. К линейной корреляции часто прибегают и тогда, когда хотят установить лишь меру связи между двумя переменными величинами. Этой мерой служит коэффициент корреляции.

Полученная графическим путем эмпирическая зависимость может быть выражена в аналитическом виде, т. е. путем подбора формулы. Такие формулы также обычно называют эмпирическими, в отличие от формул, выводимых теоретически. Однако и теоретические формулы нередко требуют определения их параметров эмпирическим путем, т. е. по данным наблюдений за прошлое время.

§ 5. Линейная корреляция между двумя переменными

Прямая линия выражается уравнением вида

$$y = ax + b, \quad (4.1)$$

где x — независимая переменная; y — функция этой независимой переменной; a и b — постоянные коэффициенты, которые могут иметь как положительный знак, так и отрицательный.

Положение прямой в системе прямоугольных координат определяется коэффициентами a и b . Коэффициент a является тангенсом угла наклона прямой к оси абсцисс, поэтому часто называется угловым коэффициентом. Если значение a положительное, функция y возрастает с увеличением независимой переменной x , если значение a отрицательное, это указывает на обратную зависимость. Величина b представляет собой отрезок, который прямая отсекает на оси ординат. Эта величина также может быть как положительной, так и отрицательной.

Любое уравнение первой степени может быть представлено графически в виде прямой линии. Для этого достаточно задаться двумя значениями независимой переменной, вычислить по уравнению соответствующие значения функции, нанести по этим значениям в системе координат две точки и провести через них прямую линию. Точно так же любую заданную в системе координат прямую можно представить в аналитическом виде. Задача в этом случае сводится к тому, чтобы определить параметры ее уравнения, т. е. a и b .

Определение параметров прямой выполняется следующим образом. Выбрав на прямой две произвольные точки A и B с координатами $A(x_1, y_1)$ и $B(x_2, y_2)$, вычисляют a и b , пользуясь формулами:

$$a = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}, \quad b = y_1 - \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} x_1. \quad (4.2)$$

Координаты точек снимаются с графика прямой.
Для определения параметров a и b можно пользоваться также уравнением прямой линии в отрезках

$$\frac{x}{c} + \frac{y}{b} = 1. \quad (4.3)$$

Здесь b и c — отрезки, которые прямая отсекает соответственно на осях ординат и абсцисс. Зная величину и знак отрезков, легко вычислить параметр $a = \frac{b}{c}$.

Как видим, определить параметры любой прямой, если имеется ее график, не представляет большого труда и занимает всего несколько минут. Сложнее определить параметры линейной зависимости, когда мы располагаем лишь некоторым числом пар измерений двух переменных, скажем, зимних осадков в бассейне и талого стока, и на основании только их установить связь между этими переменными.

Первым шагом в отыскании эмпирической зависимости является построение графика связи между интересующими нас переменными. Имея табличные данные двух переменных, нанести на миллиметровой бумаге точки, соответствующие каждой паре измерений, не составляет большого труда. Надо лишь принять удобный для отсчетов масштаб. Пример подобного графика был уже приведен на рис. 4.1.

Вторым шагом является проведение самой линии связи. Очевидно, что во избежание систематической ошибки линию связи необходимо провести так, чтобы она проходила где-то в средней части поля точек. Однако каждый может сделать это по-своему. Как правило, разница в положении прямой, проведенной на глаз разными лицами, возможна тем большая, чем больше разброс точек на графике. Избежать субъективизма в проведении линий связи позволяют методы корреляции.

Применение метода линейной корреляции дает возможность найти параметры такой прямой, которая с точки зрения распределения отклонений от нее точек наилучшим образом отвечает эмпирическим данным. Найденное с соблюдением этого требования уравнение прямой принято называть уравнением регрессии. Как доказывается в теории корреляции, наилучшим решением является такое, при котором сумма всех возведенных в квадрат отклонений точек от линии связи имеет наименьшую величину. Соответственно этому условию сам способ отыскания такого решения получил название способа наименьших квадратов.

Метод линейной корреляции дает возможность находить не только параметры уравнения линии связи (уравнения регрессии), но одновременно с этим определять такие важные статистические характеристики, как коэффициент корреляции и среднюю квадратичную ошибку, которые служат соответственно

мерой тесноты зависимости между переменными и мерой отклонений эмпирических данных от линии связи. Последняя характеристика особенно важна для оценки возможных ошибок в том случае, когда эмпирически установленная зависимость используется для прогнозов.

Теория корреляции является одним из разделов математической статистики и излагается в специальных курсах. Поэтому здесь даются только основные понятия и формулы, необходимые для практических расчетов.

Для определения уравнения регрессии служит формула

$$y - \bar{y} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sum \Delta x^2} (x - \bar{x}). \quad (4.4)$$

В этом уравнении x и y — соответственно независимая переменная и ее функция, \bar{x} и \bar{y} — средние арифметические значения переменных x и y , которые вычисляются по данным имеющегося ряда парных измерений, а Δx и Δy — отклонения измеренных величин от соответствующего среднего арифметического значения переменной, или, как принято говорить, от нормы: $\Delta x = x - \bar{x}$;

$\Delta y = y - \bar{y}$. Буквой \sum обозначена сумма.

Для удобства все расчеты ведутся в табличной форме. Пример вычисления уравнения регрессии для зависимости между максимальными уровнями половодья на р. Волге у городов Тетюши и Куйбышева дан в табл. 1. Порядок расчета следующий.

Вначале заполняются графы 1—3, в которых соответственно записываются годы наблюдений и максимальные уровни р. Волги в Тетюшах (x) и Куйбышеве (y). После этого по данным граф 2 и 3 определяются средние арифметические значения этих уровней $\bar{x} = \frac{\sum x}{n}$ и $\bar{y} = \frac{\sum y}{n}$. В графах 4 и 5 записываются за каждый год отклонения уровней от их среднего арифметического значения: $\Delta x = x - \bar{x}$ и $\Delta y = y - \bar{y}$; в графах 6 и 7 — квадраты этих величин. В графе 8 записываются величины произведения отклонений от нормы $\Delta x \Delta y$, в графе 9 — сумма этих отклонений, а в последней графе 10 — квадрат этой суммы.

При всей простоте корреляционных расчетов они трудоемки и требуют внимательности. Контроль правильности вычислений осуществляется следующим образом. Суммы всех чисел в графах 4 и 5 должны равняться остатку при делении на n соответственно $\sum x$ и $\sum y$, в нашем случае равны нулю. Далее, если сложить сумму чисел, полученных в графах 6 и 7, с удвоенной суммой чисел графы 8, то должна получиться величина, равная сумме всех чисел графы 10. Алгебраически это записывается так:

$$\sum \Delta x^2 + \sum \Delta y^2 + 2 \sum \Delta x \Delta y = \sum (\Delta x + \Delta y)^2.$$

Корреляция между двумя переменными: x — максимальный уровень половодья р. Волги

Годы наблюдений	Независимая переменная x	Функция y	$\Delta x = x - \bar{x}$	$\Delta y = y - \bar{y}$	Δx^2	Δy^2	$\Delta x \Delta y$
1	2	3	4	5	6	7	8
1910	1 048	990	-124	-150	15 376	22 500	+18 600
1911	1 134	1 086	-38	-54	1 444	2 916	+2 052
1912	1 112	1 070	-60	-70	3 600	4 900	+4 200
1913	1 054	1 038	-118	-102	13 924	10 404	+12 036
1914	1 318	1 284	+146	+144	21 316	20 736	+21 024
1915	1 322	1 280	+150	+140	22 500	19 600	+21 000
1917	1 338	1 295	+166	+155	27 556	24 025	+25 730
1918	1 132	1 088	-40	-52	1 600	2 704	-2 080
1919	1 295	1 248	+123	+108	15 129	11 664	+13 284
1921	850	845	-322	-295	103 684	87 025	+94 990
1922	1 165	1 130	-7	-10	49	100	+70
1923	1 280	1 238	+108	+98	11 664	9 604	+10 584
1924	1 238	1 190	+66	+50	4 356	2 500	+3 300
1925	1 019	996	-153	-144	23 409	20 736	+22 032
1926	1 540	1 470	+368	+330	135 424	108 900	+121 440
1927	1 353	1 310	+181	+170	32 761	28 900	+30 770
1928	1 253	1 216	+81	+76	6 561	5 776	+6 156
1929	1 386	1 335	+214	+195	46 796	38 025	+41 730
1930	888	896	-284	-244	80 656	59 536	+69 296
1931	1 200	1 166	+28	+26	784	676	+728
1932	1 370	1 323	+198	+183	39 204	33 489	+36 254
1933	882	900	-290	-240	84 100	57 600	+69 600
1934	1 066	1 062	-106	-78	11 236	6 084	+8 268
1935	883	888	-289	-252	83 521	63 504	+72 828
1936	1 174	1 156	+2	+16	4	256	+32
Сумма	29 300	28 500	0	0	785 654	642 160	708 064
n	25	25					
Среднее	1 172	1 140					
Контроль	$\sum \Delta x^2 + \sum \Delta y^2 + 2 \sum \Delta x \Delta y = \sum (\Delta x + \Delta y)^2 = 785 654 + 642 160 + 2 \cdot$						

Таблица 1

половодья р. Волги у г. Тетюши, y — максимальный уровень
у г. Куйбышева

$\Delta x + \Delta y$	$(\Delta x + \Delta y)^2$
9	10
-274	75 076
-92	8 464
-130	16 900
-220	48 400
+290	84 100
+290	84 100
+321	103 041
-92	8 464
+231	53 361
-617	380 689
-17	289
+206	42 436
+116	13 456
-297	88 209
+698	487 204
+351	123 201
+157	24 649
+409	167 281
-528	278 784
+54	2 916
+381	145 161
-530	280 900
-184	33 856
-541	292 681
+18	324
0	2 843 942

$$708\,064 = 2\,843\,942$$

1. Уравнение регрессии (4.4)

$$y - 1140 = \frac{708\,064}{785\,654} (x - 1172),$$

$$y = 0,895x + 92$$

2. Средние квадратичные отклонения:

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}} = \sqrt{\frac{642\,160}{25}} = 160,3 \text{ см},$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}} = \sqrt{\frac{785\,654}{25}} = 177,3 \text{ см}$$

3. Коэффициент корреляции

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}} = \frac{708\,064}{\sqrt{785\,654 \cdot 642\,160}} = 0,994$$

4. Вероятная ошибка коэффициента корреляции

$$E_r = \pm 0,67 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} = \pm 0,67 \frac{1-0,994^2}{\sqrt{25}} =$$

$$= \pm 0,002$$

5. Средняя квадратичная ошибка уравнения регрессии

$$s_y = \sigma_y \sqrt{1-r^2} = 160,3 \sqrt{1-0,994^2} =$$

$$= \pm 17,5 \text{ см},$$

Величины, необходимые для вычисления уравнения регрессии по формуле (4.4), берутся из таблицы. Корреляционная таблица содержит также все данные, которые требуются для вычисления средних квадратичных отклонений, коэффициента корреляции, средней квадратичной ошибки уравнения регрессии и других статистических характеристик.

Средние квадратичные отклонения σ_x и σ_y являются мерой, характеризующей изменчивость переменных, и вычисляются по формулам:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}} \text{ и } \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}}, \quad (4.5)$$

где n — число членов ряда.

Коэффициент корреляции вычисляется по формуле

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}}. \quad (4.6)$$

Напомним, что отвлеченное число r не зависит от размерности переменных, между которыми ищется связь, и может меняться от $+1$ до -1 . При функциональной зависимости коэффициент корреляции равен $+1$ или -1 . При $r=0$ никакой связи между величинами нет. Положительный знак коэффициента корреляции соответствует прямой зависимости между переменными, а отрицательный знак — обратной. Чем ближе к единице значение коэффициента корреляции, тем теснее зависимость между двумя переменными.

Угловой коэффициент уравнения регрессии связан с коэффициентом корреляции следующим соотношением:

$$a = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} r, \quad (4.7)$$

где σ_y и σ_x — средние квадратичные отклонения переменных.

Мерой отклонения точек от линии связи является средняя квадратичная ошибка уравнения регрессии, которая обозначается обычно s_y . Величина этой ошибки связана с величиной коэффициента корреляции и вычисляется по формуле

$$s_y = \sigma_y \sqrt{1 - r^2}. \quad (4.8)$$

Точность определения коэффициента корреляции зависит от числа членов ряда. Чем больше ряд, тем надежнее полученное его значение. Вероятная ошибка коэффициента корреляции вычисляется по формуле

$$E_r = \pm 0,674 \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}, \quad (4.9)$$

где r — коэффициент корреляции; n — число членов ряда.

Для характеристики точности уравнения регрессии служит величина так называемой приведенной средней квадратичной ошибки

$$\bar{s}_y = s_y \sqrt{\frac{n}{n-2}}. \quad (4.10)$$

После того как вычислено уравнение регрессии, прямая наносится на график связи. Для этого задаются двумя значениями x и по ним вычисляют соответствующие значения y . Нанеся на график две полученные таким путем точки, проводят через них прямую линию.

Корреляционные расчеты могут производиться и другим способом, а именно без вычисления отклонений от среднего арифметического Δx и Δy . Форма таблицы такого способа расчета и соответствующие формулы даны в приложении I. Этот способ выгодно применять в тех случаях, когда приходится иметь дело с небольшими величинами.

§ 6. Линейная корреляция между тремя переменными

До сих пор речь шла о нахождении линейной зависимости между двумя переменными величинами. Рассмотрим случай, когда необходимо найти линейную зависимость между тремя переменными, две из которых являются независимыми.

Линейная функция двух независимых переменных $z(x, y)$ графически может быть представлена на плоскости в виде семейства прямых, каждая из которых отвечает условию $z=f(x)$ при постоянном значении второй независимой переменной y . Это дает возможность при отыскании и анализе эмпирических зависимостей между тремя переменными широко пользоваться графическими приемами.

Построение графика трех переменных по эмпирическим данным выполняется следующим образом. В системе координат, скажем z и x , обычным для двух переменных порядком наносятся эмпирические точки, и над каждой из этих точек надписывается соответствующее значение второй независимой переменной y . Закономерное распределение значений этой третьей переменной в корреляционном поле укажет на то, что она действительно тоже является аргументом, от которого зависит искомая функция.

Для построения эмпирических графиков между тремя переменными необходимо располагать более обширным исходным материалом, чем в случае двух переменных, так как выявить действительный характер зависимости при коротком ряде наблюдений часто не представляется возможным из-за недостатка эмпирических точек.

Линейное уравнение для трех переменных имеет вид

$$z = ax + by + c. \quad (4.11)$$

Так же как и в случае с двумя переменными, в основе определения параметров уравнения регрессии трех переменных лежит способ наименьших квадратов. Ниже даются необходимые расчетные формулы.

Уравнение регрессии имеет вид

$$z - \bar{z} = \frac{\sigma_z}{\sigma_x} \cdot \frac{r_{zx} - r_{zy}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} (x - \bar{x}) + \frac{\sigma_z}{\sigma_y} \times \\ \times \frac{r_{zy} - r_{zx}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} (y - \bar{y}). \quad (4.12)$$

В этом уравнении $\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum \Delta z^2}{n}}$, $\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}}$, $\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}}$ являются средними квадратичными отклонениями от среднего арифметического,

$$r_{zx} = \frac{\sum \Delta z \Delta x}{\sqrt{\sum \Delta z^2 \sum \Delta x^2}}, \\ r_{zy} = \frac{\sum \Delta z \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta z^2 \sum \Delta y^2}}, \quad r_{xy} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}}$$

являются частными коэффициентами корреляции соответственно между z и x , z и y и x и y ; \bar{z} , \bar{x} и \bar{y} , как и в предыдущем случае, означают средние арифметические значения переменных.

Общий коэффициент корреляции рассчитывается по формуле

$$R_{zxy} = \sqrt{\frac{r_{zx}^2 + r_{zy}^2 - 2r_{zx}r_{zy}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2}}, \quad (4.13)$$

где r_{zx} , r_{zy} , r_{xy} — частные коэффициенты корреляции.

Вероятная ошибка общего коэффициента корреляции R равна

$$E_R = \pm 0,674 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}}. \quad (4.14)$$

Средняя квадратичная ошибка уравнения регрессии

$$s_z = \sigma_z \sqrt{1 - R^2}. \quad (4.15)$$

Не вдаваясь в более подробный разбор корреляции трех переменных, приведем пример ее применения, из которого станет ясным порядок расчета.

Так же как и в предыдущем примере, расчеты сведены в специальную табл. 2, а на рис. 4.2 дан графический вид полученной зависимости. Как видно из данных табл. 2, все расчеты аналогичны расчетам при корреляции двух переменных.

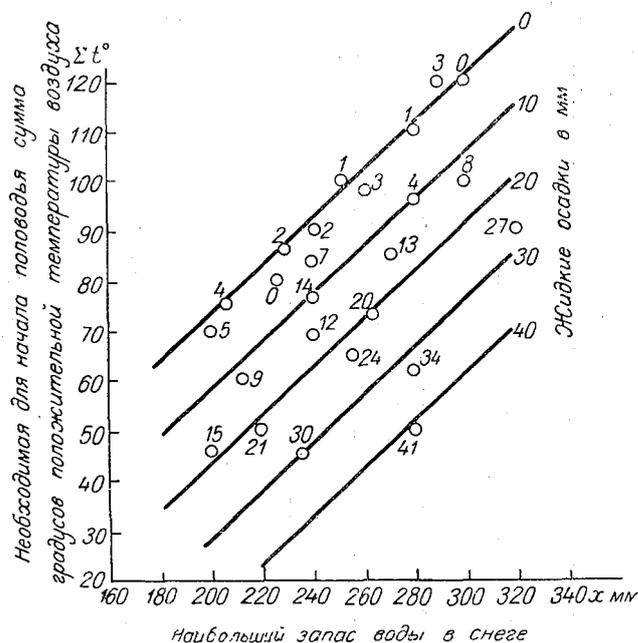


Рис. 4.2. Пример корреляционной связи трех переменных
Над точками и у линий — значения независимой переменной y .

Контроль правильности вычислений выполняется на основании формулы квадрата суммы

$$\begin{aligned} \sum \Delta z^2 + \sum \Delta x^2 + \sum \Delta y^2 + 2\sum \Delta z \Delta x + 2\sum \Delta z \Delta y + 2\sum \Delta x \Delta y = \\ = \sum (\Delta z + \Delta x + \Delta y)^2. \end{aligned}$$

Форма расчетов без вычисления отклонений от нормы дана в приложении I.

§ 7. Нелинейная корреляция и подбор эмпирических формул

При исследовании гидрологических явлений часто приходится встречаться с нелинейными зависимостями. Применение линейной корреляции к такого рода зависимостям теряет смысл.

Опираясь на способ наименьших квадратов, теория корреляции позволяет находить наилучшее решение и в случае

Корреляция между тремя переменными: x — наибольший
 y — жидкие осадки, z — необходимая для начала

№ члена ряда	Независимые переменные		Функция z	$\Delta x = x - x$	$\Delta y = y - y$	$\Delta z = z - z$	Δx^2	Δy^2	Δz^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x \Delta z$
	x	y									
1	240	12	69	-13	0	-11	169	0	121	0	+143
2	212	9	60	-41	-3	-20	1681	9	400	+123	+820
3	200	15	46	-53	+3	-34	2809	9	1156	-159	+1802
4	240	14	76	-13	+2	-4	169	4	16	-26	+52
5	300	8	100	+47	-4	+20	2209	16	400	-188	+940
6	280	4	96	+27	-8	+16	729	64	256	-216	+432
7	280	34	62	+27	+22	-18	729	484	324	+594	-486
8	320	27	90	+67	+15	+10	4489	225	100	+1005	+670
9	256	24	65	+3	+12	-15	9	144	225	+36	-45
10	241	2	90	-12	-10	+10	144	100	100	+120	-120
11	200	5	70	-53	-7	-10	2809	49	100	+371	+530
12	236	30	45	-17	+18	-35	289	324	1225	-306	+595
13	271	13	85	+18	+1	+5	324	1	25	+18	+90
14	300	0	120	+47	-12	+40	2209	144	1600	-564	+1880
15	290	3	120	+37	-9	+40	1369	81	1600	-333	+1480
16	226	0	80	-27	-12	0	729	144	0	+324	0
17	264	20	73	+11	+8	-7	121	64	49	+88	-77
18	220	21	50	-33	+9	-30	1089	81	900	-297	+990
19	261	3	98	+8	-9	+18	64	81	324	-72	+144
20	252	1	100	-1	-11	+20	1	121	400	+11	-20
21	206	4	75	-47	-8	-5	2209	64	25	+376	+235
22	230	2	86	-23	-10	+6	529	100	36	+230	-138

Таблица 2

запас воды в снеге перед началом весеннего таяния,
половодья сумма градусов положительной температуры воздуха

$\Delta y \Delta z$	$(\Delta x + \Delta y + \Delta z)$	$(\Delta x^2 + \Delta y^2 + \Delta z^2)$
0	-24	576
+60	-64	4096
-102	-84	7056
-8	-15	225
-80	+63	3969
-128	+35	1225
-396	+31	961
+150	+92	8464
-180	0	0
-100	-12	144
+70	-70	4900
-630	-34	1156
+5	+24	576
-480	+75	5625
-360	+68	4624
0	-39	1521
-56	+12	144
-270	-54	2916
-162	+17	289
-220	+8	64
+40	-60	3600
-60	-27	729

1. Средние квадратичные отклонения переменных:

$$\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum \Delta z^2}{n}} = \sqrt{\frac{11198}{25}} = 21,1^\circ \text{C},$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}} = \sqrt{\frac{26506}{25}} = 32,5 \text{ мм},$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}} = \sqrt{\frac{3296}{25}} = 11,5 \text{ мм}.$$

2. Частные коэффициенты корреляции:

$$r_{zx} = \frac{\sum \Delta z \Delta x}{\sqrt{\sum \Delta z^2 \sum \Delta x^2}} = \frac{9865}{\sqrt{11198 \cdot 26506}} = 0,57,$$

$$r_{zy} = \frac{\sum \Delta z \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta z^2 \sum \Delta y^2}} = \frac{-4127}{\sqrt{11198 \cdot 3296}} = -0,68,$$

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}} = \frac{1686}{\sqrt{26506 \cdot 3296}} = 0,19,$$

3. Уравнение регрессии

$$z - \bar{z} = \frac{\sigma_z}{\sigma_x} \cdot \frac{r_{zx} - r_{zy} r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} (x - \bar{x}) +$$

$$+ \frac{\sigma_z}{\sigma_y} \cdot \frac{r_{zy} - r_{zx} r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} (y - \bar{y}),$$

$$z - 80 = \frac{21,1}{32,5} \cdot \frac{0,57 - (-0,68) \cdot 0,19}{1 - 0,19^2} (x - 253) +$$

$$+ \frac{21,1}{11,5} \cdot \frac{(-0,68 - 0,57 \cdot 0,19)}{1 - 0,19^2} (y - 12),$$

$$z = 0,48x - 1,5y - 23.$$

4. Общий коэффициент корреляции:

$$R_{zxy} = \sqrt{\frac{r_{zx}^2 + r_{zy}^2 - 2r_{zx}r_{zy}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2}} =$$

$$= \sqrt{\frac{0,57^2 + 0,68^2 + 2 \cdot 0,57 \cdot 0,68 \cdot 0,19}{1 - 0,19^2}} =$$

$$= 0,98.$$

№ члена ряда	Независимые переменные		Функция z	Δx	Δy	Δz	Δx^2	Δy^2	Δz^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x \Delta z$
	x	y									
23	240	7	84	-13	-5	+4	169	25	16	+65	-52
24	280	1	110	+27	-11	+30	729	121	900	-297	+810
25	280	41	50	+27	+29	-30	729	841	900	+783	+810
Σ	6325	300	2000	0	0	0	26 506	3296	11 198	+1686	+9865
Среднее	253	12	80								

$$\text{Контроль: } \Sigma \Delta x^2 + \Sigma \Delta y^2 + \Sigma \Delta z^2 + 2 \Sigma \Delta x \Delta y + 2 \Sigma \Delta x \Delta z + 2 \Sigma \Delta y \Delta z = \\ + 3296 + 11\,198 + 2 \cdot 1686 + 2 \cdot 9865 - 2 \cdot 4127 = 55\,848.$$

нелинейных зависимостей. Однако эти расчеты более сложны и трудоемки. Обычно, когда имеют дело с нелинейной зависимостью, прежде всего стремятся к тому, чтобы теоретически найти для нее уравнение, а если это не удастся, то идут по пути подбора такой формулы, которая удовлетворяла бы эмпирическим данным.

При подборе эмпирических формул прежде всего изображают зависимость графически, что дает наглядное представление как о ее виде, так и о тесноте. Если зависимость носит ясно выраженный нелинейный характер, для нее подбирают соответствующий тип уравнения, руководствуясь при этом видом известных кривых, которые даются в справочниках по математике, а также физическими соображениями в отношении характера искомой функции.

После того как решен вопрос о виде уравнения, остается определить входящие в него постоянные коэффициенты или параметры. Эта задача может быть решена несколькими способами. Наиболее распространенным является способ «выравнивания», или «спрямления». Этот способ заключается в том, что уравнение кривой, для которого необходимо определить параметры, путем математического преобразования (замены переменных) приводится к уравнению прямой $y = ax + b$, параметры которой определяются наиболее просто, применяя рассмотренный ранее метод линейной корреляции. Приемы спрямления зависят от вида исходного уравнения. Здесь мы приводим только несколько простейших примеров.

Рассмотрим вначале случаи, когда уравнения кривой содержат только два неизвестных параметра.

$\Delta y \Delta z$	$(\Delta x + \Delta y + \Delta z)$	$(\Delta x + \Delta y + \Delta z)^2$
-20	-14	196
-330	+46	2 116
-870	+26	676
-4127	0	55 848

5. Вероятная ошибка общего коэффициента корреляции

$$E_R = \pm 0,67 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}} = \pm 0,67 \frac{1 - 0,98^2}{\sqrt{25}} = \pm 0,008.$$

6. Средняя квадратичная ошибка уравнения регрессии

$$s_z = \sigma_z \sqrt{1 - R^2} = 21,1 \sqrt{1 - 0,98^2} = \pm 4,2^\circ \text{C}.$$

$$\sum (\Delta x + \Delta y + \Delta z)^2 = 26506 +$$

Уравнение параболы $y = ax^b$. Это же уравнение может выражать и гиперболу при отрицательном значении показателя степени b .

Спрямление этого уравнения выполняется путем логарифмирования

$$\lg y = \lg a + b \lg x.$$

Принимая в последнем выражении за новые переменные $x' = \lg x$, $y' = \lg y$, $a' = \lg a$, получим обычное уравнение прямой

$$y' = bx' + a'.$$

Таким образом, формулу вида $y = ax^b$ можно принимать для выражения эмпирической зависимости во всех тех случаях, когда между логарифмами измеренных величин существует линейная зависимость.

После того как уравнение «выпрямлено», нахождение параметров прямой b и a' выполняется одним из ранее рассмотренных приемов. Если зависимость очень тесная, то прямую проводят на глаз, посередине поля точек, затем на этой прямой выбирают две точки с координатами (x'_1, y'_1) и (x'_2, y'_2) и, пользуясь

$$\text{уравнением прямой, проходящей через две точки } \frac{y - y'_1}{y'_2 - y'_1} = \frac{x - x'_1}{x'_2 - x'_1}, \text{ находят значения параметров } b \text{ и } a'. \text{ Определив}$$

по значению логарифма величину a , получим оба искомых параметра уравнения нашей параболы.

В тех случаях, когда лучшим образом провести прямую на глаз затруднительно, пользуются методом линейной корреляции.

Показательная функция $y = ae^{bx}$. В этом уравнении e является основанием натуральных логарифмов, которое равно с округлением 2,718. К зависимости такого типа довольно часто приводят теоретические соображения во всех тех случаях, когда известно, что изменение интересующей нас величины прямо или обратно пропорционально самой величине.

Поскольку показательная функция часто используется для выражения эмпирических зависимостей, отметим важнейшие ее свойства. Напомним, что при $x=0$ $e^{bx}=1$, как всякое число в нулевой степени. При положительном значении b функция $y = ae^{bx}$ непрерывно возрастает как при положительных, так и при отрицательных значениях x . При отрицательном значении постоянной b функция $y = ae^{-bx}$ является непрерывно убывающей. В пределах положительных значений x эта функция меняется от $y=a$ при $x=0$ до $y=0$ при $x=\infty$, так как $e^{-\infty}=0$. Уменьшение y идет тем быстрее, чем больше значение коэффициента b .

Показательные функции вида

$$y = ae^{bx}$$

удобны для вычислений, так как для величин e^x и e^{-x} существуют специальные таблицы, приводящиеся в справочниках по математике.

Спрявление показательной функции достигается логарифмированием, которое дает линейное уравнение

$$\lg y = \lg a + bx \lg e,$$

где $\lg e$ — постоянная величина, которая округленно равна 0,434, а новая переменная $y' = \lg y$.

Таким образом, формулу вида $y = ae^{bx}$ можно принимать для выражения эмпирической зависимости во всех тех случаях, когда между логарифмами чисел, выражающих искомую величину, и соответствующими значениями независимой переменной имеет место линейная зависимость.

Определение параметров показательной функции после ее спрявления выполняется по тем же правилам, что и в предыдущем случае.

Уравнение гиперболы $y = \frac{1}{a + bx}$. Это уравнение

выражает гиперболу, асимптотами которой являются ось x и прямая $x = -a/b$, параллельная оси y . Спрявление этой кривой достигается двумя способами.

Первый способ спрявления состоит в преобразовании уравнения к виду

$$\frac{1}{y} = a + bx.$$

В этом уравнении новая переменная $y' = \frac{1}{y}$. Таким образом, чтобы убедиться в том, что наша эмпирическая зависимость удовлетворяет уравнению $y = \frac{1}{a + bx}$, необходимо вычислить значения $\frac{1}{y}$ и связать их графически с x . Если при этом точки расположатся по прямой, то это будет свидетельствовать о правильности выбранного типа уравнения.

Второй способ спрямления также не требует логарифмирования. Для этого достаточно освободиться от дробного выражения, т. е. представить уравнение в виде $ay + bxy = 1$ или $y = \frac{1}{a} - \frac{b}{a}xy$. В этом случае наличие линейной зависимости проверяется между переменными y и $x' = xy$.

Вопрос о применении первого или второго приема спрямления решается в зависимости от того, какая из новых переменных проще вычисляется по данным ряда наблюдений $y' = \frac{1}{y}$ или $x' = xy$.

Рассмотрим теперь более сложный случай подбора уравнения, содержащего три постоянных параметра. Из большого числа подобного рода уравнений возьмем знакомую уже показательную функцию вида

$$y = ae^{bx} + c.$$

В этом уравнении неизвестны три величины: a , b и c . Спрявление этого уравнения выполняется следующим образом: перенося c в левую сторону, имеем $y - c = ae^{bx}$, а логарифмируя это выражение, получим

$$\lg(y - c) = \lg a + bx \lg e.$$

В этом уравнении новой переменной является $\lg(y - c) = y'$. Однако, чтобы графически проверить наличие линейной зависимости между переменными y' и x , необходимо заранее знать величину c . Определить ее можно следующим образом.

На эмпирической кривой, построенной по данным наблюдений, выбирают две точки с координатами (x_1, y_1) и (x_2, y_2) . После этого вычисляют абсциссу третьей точки $x_3 = \frac{x_1 + x_2}{2}$ и по кривой определяют соответствующую ей ординату y_3 . Зная y_3 , находят искомую величину

$$c = \frac{y_1 y_2 - y_3^2}{y_1 + y_2 - 2y_3}. \quad (4.16)$$

Определив таким образом c , вычисляют значения новой переменной $y' = \lg(y - c)$ и строят график связи y' и x . Если точки расположились по прямой, то уравнение подходит к эмпирической зависимости, и тогда известным уже путем определяются остальные два параметра этого уравнения a и b .

Разумеется, далеко не всегда удастся с одного раза правильно наметить тип уравнения. Бывает, что после спрямления выбранного уравнения линейная зависимость между новыми переменными не получается. В таком случае надо испробовать другие типы уравнений.

Рассмотрим пример подбора эмпирической формулы по заданным измеренным величинам переменных x и y . Соответствующие значения этих переменных даны в табл. 3.

Таблица 3

x	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
y	1,30	1,30	1,75	1,78	2,05	2,10	2,46	2,90	2,95	3,50	3,85

По данным табл. 3 строим эмпирическую зависимость, которая представлена на рис. 4.3. Как видно, проведенная на глаз

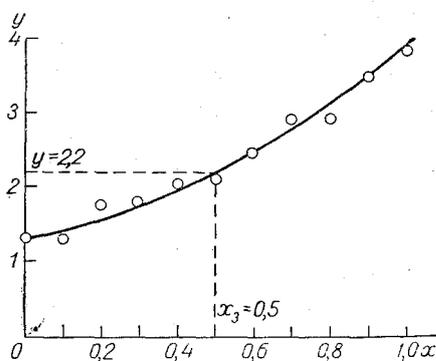


Рис. 4.3. Эмпирическая кривая зависимости между двумя переменными.

кривая напоминает по виду показательную функцию. Поэтому принимаем для нее уравнение типа $y = ae^{bx} + c$. В этом уравнении три неизвестных параметра, значит, как говорилось выше, прежде всего определяем постоянную c . Для этого выбираем на кривой две точки: точку с координатами $x_1 = 0, y_1 = 1,30$ и точку с координатами $x_2 = 1,0, y_2 = 3,85$. Вычисляем абсциссу третьей промежуточной точки как среднюю между двумя первыми $x_3 = \frac{x_1 + x_2}{2} = \frac{0 + 1}{2} = 0,5$. Зная x_3 , определяем по кривой соответствующую величину y_3 (рис. 4.3), которая равна

$y_3=2,20$. Теперь уже, пользуясь уравнением (4.16), можно вычислить постоянную

$$c = \frac{y_1 y_2 - y_3^2}{y_1 + y_2 - 2y_3} = \frac{3,85 \times 1,30 - 2,20^2}{1,30 + 3,85 - 2 \times 2,20} = 0,22.$$

Спрямляя уравнение посредством логарифмирования, получим

$$\lg(y - c) = \lg a + xb \lg e.$$

Для того чтобы получить зависимость $\lg(y - c) = f(x)$, вычисляем значения $y - 0,22$ и их логарифмы. Все подсчеты сводим в табл. 4.

Таблица 4

x	y	$y - 0,22$	$\lg(y - 0,22)$	$y_{\text{выч}}$	Погрешность Δy	Относительная погрешность, %
0,00	1,30	1,08	0,0334	1,28	-0,02	-1,5
0,10	1,30	1,08	0,0334	1,42	+0,12	+9,2
0,20	1,75	1,53	0,1847	1,58	-0,17	-9,7
0,30	1,78	1,56	0,1931	1,77	-0,01	-0,6
0,40	2,05	1,83	0,2624	1,97	-0,08	-3,9
0,20	2,10	1,88	0,2742	2,21	+0,11	+5,2
0,60	2,46	2,24	0,3502	2,49	+0,03	+1,2
0,70	2,90	2,68	0,4281	2,79	-0,11	-3,8
0,90	2,95	2,73	0,4362	3,16	+0,21	+7,0
0,90	3,50	3,28	0,5159	3,53	+0,03	+0,8
1,00	3,85	3,63	0,5599	3,96	+0,11	+2,9
Средняя					$\pm 0,09$	$\pm 4,2$

Зависимость $\lg(y - c) = f(x)$ показана на рис. 4.4. Как видно, она линейна. Следовательно, вид уравнения взят удачно. Пользуясь этой зависимостью, определим неизвестные параметры нашего линейного уравнения $\lg a$ и $b \lg e$. Для этого выбираем на прямой две точки с координатами $A(0,0; 0,025)$ и $B(0,5; 0,3)$ и подставляем их в уравнение прямой, проходящей через две точки,

$$\frac{y' - 0,025}{0,3 - 0,025} = \frac{x}{0,5},$$

откуда находим

$$y' = 0,55x + 0,025.$$

Обращаясь к спрямленному уравнению, видим, что $b \lg e = 0,55$, а $\lg a = 0,025$. Зная, что $\lg e = 0,434$, находим первую искомую величину

$$b = \frac{0,55}{0,434} = 1,267.$$

Воспользовавшись таблицей логарифмов, определяем и второй параметр

$$a = 1,06.$$

Теперь уравнение кривой может быть записано в окончательном виде

$$y = 1,06e^{1,267x} + 0,22.$$

Вычислив по этому уравнению y для всех значений x , можем установить величины погрешностей. В табл. 4 даны как вычисленные значения y , так и погрешности расчета.

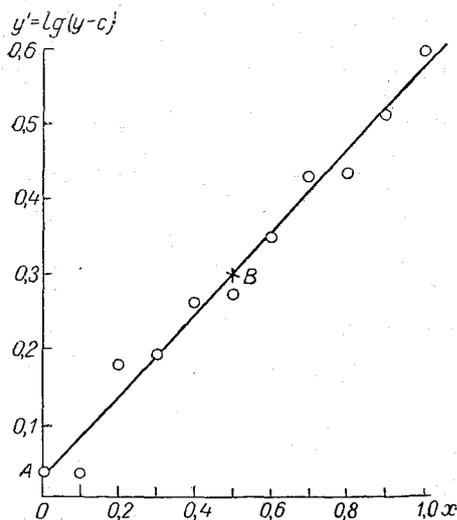


Рис. 4.4. Логарифмическая анкморфоза эмпирической кривой, представленной на рис. 4.3.

Мерой точности подобранной по эмпирическим данным формулы является среднее квадратичное отклонение эмпирических точек от кривой, которую выражает эта формула. За меру тесноты связи между двумя переменными принимается в этом случае не коэффициент корреляции, который для нелинейных зависимостей теряет свой смысл, а величина корреляционного отношения, или индекса корреляции

$$r_y = \sqrt{1 - \frac{s_y^2}{\sigma_y^2}}, \quad (4.17)$$

где s_y — среднее квадратичное отклонение точек от кривой

связи; σ_y — среднее квадратичное отклонение значений функции от своего среднего арифметического значения.

Формула индекса корреляции аналогична по виду формуле коэффициента корреляции. Однако между характеристиками тесноты связи есть существенные различия. Первое различие состоит в том, что для данной совокупности значений x и y имеется только одно значение коэффициента корреляции, в то время как значений индекса корреляции может быть несколько, в зависимости от того, какой избрать вид кривой связи. Поэтому индекс корреляции не имеет определенного смысла, если не указано уравнение той кривой, которая подобрана в соответствии с эмпирическими данными. Второе различие заключается в том, что коэффициент корреляции для совокупности значений x и y

не зависит от того, какая из этих переменных принята за аргумент, в то время как величина индекса корреляции в зависимости от этого будет различной. Поэтому индекс корреляции обозначают обычно как ρ_y или ρ_x , чтобы показать, какая из переменных принята за функцию. Наконец, в отличие от коэффициента корреляции корреляционное отношение может принимать значения от единицы для функциональной зависимости до нуля, когда связь отсутствует. Как мера тесноты связи корреляционное отношение, или индекс корреляции, применимо в равной мере и к линейным зависимостям.

В практике гидрологических прогнозов часто пользуются графическими зависимостями, не прибегая к подбору формул. В этих случаях кривая связи проводится на глаз посередине поля точек с учетом физического смысла зависимости, т. е. так, чтобы она удовлетворяла определенным начальным и граничным условиям. Например, проводя на глаз кривую зависимости между слоем стока за половодье и запасом воды в снеге, необходимо принимать во внимание неизбежные начальные потери, а также то, что такая кривая должна быть обращена выпуклостью к оси, на которой откладывается запас воды в снеге, и что на любом участке этой кривой отношение приращения стока к приращению снегозапасов не может быть больше единицы. В противном случае это означало бы, что приращение стока больше, чем приращение снегозапасов, что физически не может иметь места по условию водного баланса.

§ 8. Построение расчетных графиков

Многие формулы можно представить в виде простых графиков и номограмм, которые упрощают и ускоряют расчеты. В обычных прямоугольных координатах можно построить любой график, если число переменных не превышает трех. Однако и при большем числе переменных для некоторого вида формул нетрудно построить систему совмещенных расчетных графиков. Суть такого построения состоит в использовании общих осей или совмещении нескольких графиков. Наиболее простой случай построения системы совмещенных графиков покажем на примере линейного уравнения с четырьмя независимыми переменными

$$y = 0,5x_1 + 0,2x_2 + 2x_3 - 0,4x_4.$$

В данном примере все аргументы имеют только положительные значения. Поскольку в правой части формулы стоит сумма произведений, представим ее в виде трех уравнений:

$$y' = 0,5x_1 + 0,2x_2,$$

$$y'' = y' + 2x_3,$$

$$y = y'' - 0,4x_4.$$

Каждое из этих уравнений имеет три переменные величины и, следовательно, может быть представлено в виде семейства прямых. А так как в каждое последующее уравнение входит переменная, вычисленная из предшествующего уравнения, то это и дает возможность, пользуясь общими осями, так совместить три графика, чтобы получить искомое значение y , не определяя величин y' и y'' . Наиболее наглядный вариант построения системы графиков с общими осями показан на рис. 4.5.

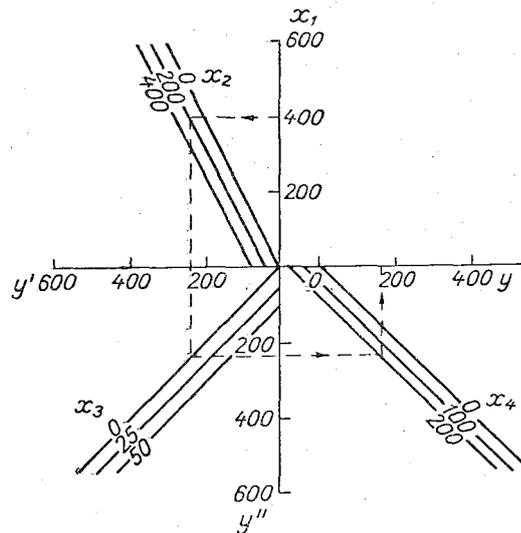


Рис. 4.5. Система расчетных графиков с совмещенными осями для линейного уравнения с четырьмя независимыми переменными.

В квадранте I строится график для уравнения $y' = 0,5x_1 + 0,2x_2$. Для этого задаются определенными значениями x_1 и x_2 и находят соответствующие значения переменной y' . Так как уравнение линейное, то достаточно задаться лишь двумя значениями x , как это сделано в табл. 5.

Таблица 5

Значения $y' = 0,5x_1 + 0,2x_2$

x_1	x_2				
	0	100	200	300	400
0	0	20	40	60	80
500	250	270	290	310	330

Для построения графика в квадранте II составляется аналогичная табл. 5а. Угол наклона семейства прямых этого графика равен 45° .

Точно так же строится и график в квадранте III (табл. 5б).

Таблица 5а

Значения $y'' = y' + 2x_3$

y'	x_3					
	0	10	20	30	40	50
0	0	20	40	60	80	100
400	400	420	440	460	480	500

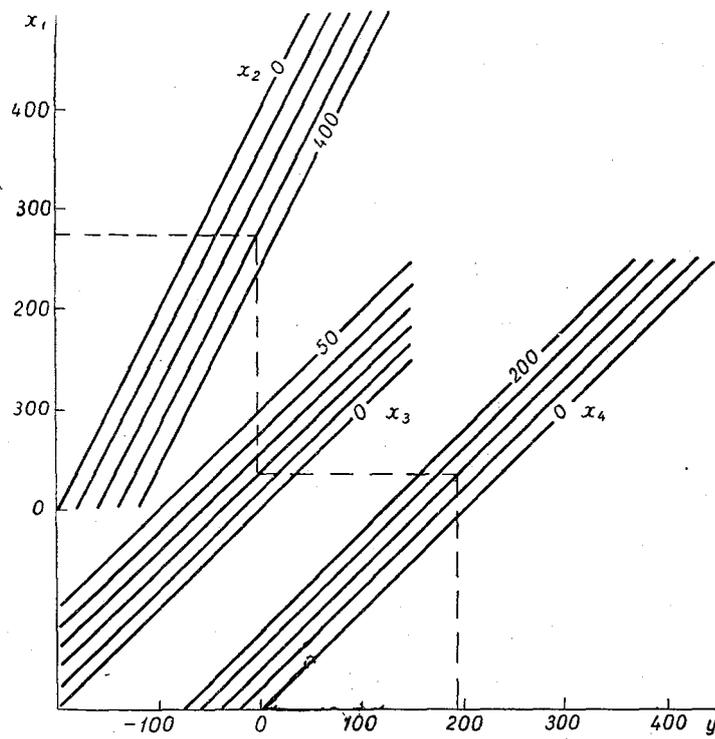


Рис. 4.6. Совмещенные расчетные графики для линейного уравнения с четырьмя независимыми переменными.

Порядок определения искомой величины y показан на рис. 4.5 пунктирной линией. Шкалы на промежуточных осях y' и y'' раз-

бываются только для построения графиков. Для расчетов они не нужны.

Таблица 5 б

Значения $y=y''-0,4x_1$

y''	x_1				
	0	50	100	150	200
0	0	-20	-40	-60	-80
500	500	480	460	440	420

Другой способ построения совмещенных графиков показан на рис. 4.6. Преимущество этого способа состоит в том, что при одном и том же размере чертежа он позволяет иметь графики в более крупном масштабе за счет более компактного их размещения. Аналогичные построения могут применяться и для криволинейных зависимостей.

§ 9. Меры вариации и кривые распределения случайных переменных

Многие элементы гидрологического режима, например сток и максимальный расход половодья, даты появления льда и другие, имеют характер стохастических переменных, т. е. таких переменных, вариация которых в соответствующих масштабах времени носит случайный характер. Случайный характер носят также и ошибки прогнозов. Это дает возможность, применяя методы математической статистики, определять их вероятность или повторяемость во времени.

Рассмотрим простейшие способы расчета основных статистических характеристик, которые необходимы для оценки точности и эффективности методов гидрологических прогнозов.

Мерой вариации любой статистической переменной является среднее квадратичное отклонение. Эта величина, часто именуемая для краткости стандартным отклонением, характеризует рассеяние наблюдавшихся значений переменной относительно среднего арифметического ее значения. Среднее квадратичное отклонение имеет ту же размерность, что и сама статистическая переменная, и вычисляется по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad (4.18)$$

где x_i — данное значение переменной; \bar{x} — среднее арифметическое, или норма; n — число значений переменной. Стоящий под

радикалом числитель дроби представляет собой сумму всех возведенных в квадрат отклонений от нормы.

Во многих случаях более удобной для практических расчетов является другая формула

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x_i^2}{n} - \bar{x}^2}. \quad (4.19)$$

При пользовании этой формулой не требуется вычислять отклонения от нормы. Применение ее наиболее выгодно, когда значения переменной невелики, а отклонения от нормы являются дробными величинами.

Вычисление среднего квадратичного отклонения удобнее вести в таблицах, формы которых даны в табл. 6 и 6а.

В тех случаях, когда ряд содержит по несколько одинаковых значений переменной, вычисление среднего квадратичного отклонения проще вести по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2 m}{\sum m}}, \quad (4.20)$$

где m — частота (число случаев с одинаковым значением переменной). Среднее арифметическое \bar{x} вычисляется при этом по формуле

$$\bar{x} = \frac{\sum m_i x_i}{\sum m}.$$

Таблица 6

Форма для вычисления среднего квадратичного отклонения по формуле (4.18)

№ п/п	x_i	$x_i - \bar{x}$	$(x_i - \bar{x})^2$	Среднее квадратичное отклонение
1				$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}$
2				
3				Средняя квадратичная ошибка нормы
·				
·				
n				$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$
Сумма				Приведенное среднее квадратичное отклонение
Среднее				

Таблица 6 а

Форма для вычисления среднего квадратичного отклонения по формуле (4.19)

№ п/п	x_i	x_i^2	
1			Среднее квадратичное отклонение
2			
3			$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x_i^2}{n} - \bar{x}^2}$
·			
·			Средняя квадратичная ошибка нормы
·			
n			$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$
Сумма			
Среднее			Приведенное среднее квадратичное отклонение
Квадрат среднего		—	
			$\bar{\sigma} = \sigma \sqrt{\frac{n}{n-1}}$

Пример вычисления σ для группированного ряда дан в табл. 7.

Таблица 7

x	m	mx	$(x-\bar{x})$	$(x-\bar{x})^2$	$(x-\bar{x})m$	
500	10	5 000	-190	36 100	361 000	$\sigma = \sqrt{\frac{890\,000}{100}} = 94,3$
600	20	12 000	-90	8 100	162 000	
700	40	28 000	10	100	4 000	
800	30	24 000	110	12 100	363 000	
Сумма	100	69 000	—	—	890 000	
Норма \bar{x}	—	690				

Рассмотрим некоторые свойства нормы \bar{x} и среднего квадратичного отклонения σ , использование которых может упростить расчеты.

Свойство I. Если все члены ряда умножить на число k , положительное или отрицательное ($z=kx$), то норма умножится на это число, а σ умножится на абсолютную величину этого числа

$$\bar{z} = k\bar{x},$$

$$\sigma_z = |k|\sigma.$$

Это свойство позволяет сокращать все члены ряда на одно и то же число и вычислять \bar{z} и σ_z , пользуясь уменьшенными числами. Искомые величины \bar{x} и σ находятся из соотношений:

$$\bar{x} = \frac{\bar{z}}{k},$$

$$\sigma = \frac{\sigma_z}{|k|}.$$

Свойство II. Если к каждому члену ряда прибавить одно и то же число a , то \bar{x} увеличится на это число, а σ останется без изменения

$$z = x + a, \quad \bar{z} = \bar{x} + a, \quad \sigma_z = \sigma.$$

Свойство III. Если в группированном ряду все частоты умножить на одно и то же число, то ни норма \bar{x} , ни среднее квадратичное отклонение σ не изменятся. Это свойство позволяет сокращать частоты на одно и то же число и тем самым упрощать расчет \bar{x} и σ .

Значительное сокращение вычислительной работы при расчетах σ возможно также, если представить ряд сгруппированным в произвольные равные интервалы, при этом используются лишь центральные значения интервалов, а следовательно сокращается число вычислительных операций. Пример расчета σ для группированного ряда приведен в табл. 8.

Таблица 8

Интервал x	Частота m	x'	$x'm$	$x' - \bar{x}$	$(x' - \bar{x})^2$	$(x' - \bar{x})^2 m$	
600—700	5	650	3 250	-190	36 100	180 500	$\bar{x} = \frac{42\,000}{50} = 840$ $\sigma = \sqrt{\frac{445\,000}{50}} = 94,3$
700—800	10	750	7 500	-90	8 100	81 000	
800—900	20	850	17 000	10	100	2 000	
900—1000	15	950	14 250	110	12 100	181 000	
Сумма	50	—	42 000	—	—	445 000	

Приведенный в табл. 8 расчет можно еще более упростить. Пользуясь свойствами I, II и III, можно сократить частоты на одно и то же число и уменьшить все значения ряда путем вычитания из них постоянного числа, а пользуясь формулой (4.10), можно избавиться от необходимости вычислять отклонения от нормы. Пример расчета приведен в табл. 9.

Порядок расчета следующий (табл. 9).

1. В графе 1 записываются интервалы значений интересующей нас переменной, например максимальные уровни половодья.

Интервалы назначаются произвольно, но они должны быть одинаковыми.

Таблица 9

Интервалы переменной x	Частота m	Средние значения интервалов x'	$m' = \frac{m}{5}$	Отклонения от центра ряда $x'' = \frac{x' - 850}{100}$	$m'x''$	$m'(x'')^2$
1	2	3	4	5	6	7
600—700	5	650	1	-2	-2	4
700—800	10	750	2	-1	-2	2
800—900	20	850	4	0	0	0
900—1000	15	950	3	1	3	3
Сумма	50		10		-1	9

2. В графе 2 помещается частота m , т. е. число случаев попадания x в данный интервал.

3. В графе 3 записываются средние значения в интервале x' .

4. Пользуясь свойством II, сокращаем частоты на 5 (графа 4).

5. Пользуясь свойством II и III, заменяем переменную x' новой переменной

$$x'' = \frac{x' - c}{i},$$

где c — новое начало отсчета, которое выбирается близким к центру ряда. В данном примере $c=850$; i — величина интервала, в нашем случае $i=100$.

6. Вычисляем норму новой переменной по формуле

$$\bar{x}'' = \frac{\sum m'x''}{\sum m'} = -\frac{1}{10} = -0,1.$$

7. Среднее квадратичное отклонение для новой переменной вычисляем по формуле

$$\sigma'' = \sqrt{\frac{\sum m'(x'')^2}{\sum m'} - (\bar{x}'')^2} = \frac{9}{10} - (-0,1) = 0,943.$$

8. Искомые значения \bar{x} и σ находим по формулам:

$$\bar{x} = \bar{x}''i + c = -0,1 \times 100 + 850 = 840,$$

$$\sigma = \sigma''i = 0,943 \times 100 = 94,3.$$

Как видно из примера, расчет среднего квадратичного отклонения σ может быть значительно упрощен. Это особенно важно в тех случаях, когда приходится иметь дело с большим рядом.

Вычисленное для ограниченного числа случаев стандартное отклонение σ отличается от истинной его величины тем больше, чем меньше объем выборки, т. е. чем меньше число членов ряда n . Среднее квадратичное отклонение для генеральной совокупности вычисляется по формуле

$$\bar{\sigma} = \sigma \sqrt{\frac{n}{n-1}}, \quad (4.21)$$

где σ — среднее квадратичное отклонение, вычисленное для данного ряда, n — число членов этого ряда.

Ошибка прогноза вычисляется как разность между фактической (y) и вычисленной (y') величинами

$$\delta = y - y'.$$

Для статистического анализа ошибок прогнозов и оценки точности методики прогнозирования должен использоваться достаточно длинный ряд проверочных прогнозов. Если, например, для прогнозов служит эмпирическая зависимость типа той, которая представлена на рис. 4.1, то в качестве ошибок проверочных прогнозов используются все отклонения эмпирических точек от прямой связи. Точно так же поступают и при использовании нелинейных зависимостей.

Мерой вариации ошибок прогнозов является средняя квадратичная ошибка, которая вычисляется по формуле

$$s = \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{n}}, \quad (4.22)$$

где n — число проверочных прогнозов.

Надежность этой величины, характеризующей точность методики прогнозов, тем больше, чем больше число случаев.

Как среднее квадратичное отклонение (σ), так и средняя квадратичная ошибка (s) являются некоторыми обобщенными характеристиками вариации и не дают полного представления о возможных величинах отклонений от нормы или ошибок прогнозов и вероятности этих отклонений. Наиболее полную картину вариации дают распределения вероятности. Такие распределения характеризуют вероятность появления различных значений случайной переменной, например, отклонений от нормы или ошибок прогнозов. Выражаются они или в дифференциальной форме повторяемости, или в виде интегральной кривой, получившей в гидрологии название кривой обеспеченности.

Напомним, что под *повторяемостью* понимается *вероятность* появления переменной в заданном диапазоне значений. В отличие от повторяемости, под *обеспеченностью* понимается *вероятность превышения*, или, наоборот, *вероятность непревышения* заданного значения переменной, например, вероятность того, что ошибка прогноза расхода воды не будет больше ± 50 м³/сек.

В обоих случаях вероятность вычисляется как отношение числа случаев, в которых событие имело место, к общему числу рассмотренных случаев и выражается в долях единицы или в процентах. Поясним это на примере.

Допустим, что мы располагаем рядом, состоящим из 98 значений ошибок прогноза весеннего стока, и нас интересует, какова повторяемость ошибки, заключенной, скажем, в диапазоне $\pm 10-15$ мм. Допустим, что число случаев с ошибками, попадающими в этот диапазон, составляет 16. Тогда повторяемость их будет равна

$$m = \frac{16}{98} = 0,163, \text{ или } 16,3\%.$$

Чтобы определить обеспеченность ошибки, равной, например, ± 15 мм, необходимо подсчитать число случаев, в которых ошибки не превышали заданного значения. Пусть число таких случаев составляет 77. Тогда обеспеченность интересующей нас ошибки будет равна отношению

$$p = \frac{77}{98} = 0,786, \text{ или } 78,6\%.$$

Таким образом, для вычисления повторяемости необходимо пользоваться группированным рядом, а для вычисления обеспеченности этот ряд должен быть ранжирован, т. е. записан в возрастающем или убывающем порядке.

Сгруппировав ошибки в ряд диапазонов в возрастающем порядке и подсчитав число попаданий ошибок в эти диапазоны, легко вычислить для каждого из них повторяемость и обеспеченность, а нанеся их на график, получить кривые повторяемости и обеспеченности. Точно так же вычисляются повторяемость и обеспеченность отклонений случайной переменной от ее нормы. При расчетах повторяемости и обеспеченности ошибки прогнозов могут выражаться как в абсолютных, так и в относительных величинах, например в процентах от фактического значения предсказываемой переменной или в долях средней квадратичной ошибки. Отклонения от нормы удобно выражать в долях нормы.

Пример вычисления повторяемости и обеспеченности ошибок прогноза слоя весеннего стока приведен в табл. 10.

Пользуясь данными табл. 10, легко построить графики повторяемости и обеспеченности. График повторяемости строится или в виде столбиков (гистограммы), или в виде полигона (ломаной кривой). В последнем случае значение повторяемости относится к середине диапазона ошибок, которые откладываются обычно по горизонтальной оси. Кривая обеспеченности строится обычно в виде сглаженной кривой. Учащимся предлагается самим построить эти графики, пользуясь данными табл. 10.

Таблица 10

Повторяемость и обеспеченность ошибок прогноза весеннего стока

диапазон ошибок, мм	Повторяемость		Обеспеченность		
	число случаев	% от общего числа случаев	ошибка не более, мм	число случаев	% от общего числа случаев
±0—5	30	30,6	±5	30	30,6
5—10	31	31,7	10	61	62,3
10—15	16	16,3	15	77	78,6
15—20	13	13,3	20	90	91,9
20—25	4	4,1	25	94	96,0
25—30	3	3,0	30	97	99,0
30—35	1	1,0	35	98	100

§ 10. Принципы оценки методов и оправдываемости гидрологических прогнозов

Оценка прогнозов преследует две цели:

- 1) установить степень точности и эффективность методики прогнозирования;
- 2) определить степень удачности прогноза или их совокупности после осуществления предсказанного явления.

Первая оценка необходима для решения вопроса о практической применимости той или иной методики прогноза, вторая — для сравнительной оценки успешности работы органов службы гидрологических прогнозов.

Основными требованиями, которым должна удовлетворять оценка методики и оправдываемости прогнозов, являются объективность определения критериев оценки и их сравнимость для различных водных объектов. Соблюдение последнего требования имеет важное значение в связи с разнообразием режима рек и прогнозов.

Статистическая оценка точности и эффективности методики прогнозирования является необходимым заключительным этапом ее разработки. Проверка оправдываемости прогнозов ведется систематически в процессе оперативной работы органов службы гидрологических прогнозов.

Стохастический характер многих элементов гидрологического режима позволяет чисто статистически оценить возможные их значения в будущем. Например, имея достаточно длинный ряд дат появления льда на заданном участке реки за прошлые годы, легко вычислить среднюю дату начала ледообразования, а также установить вероятность различных по величине отклонений сроков его появления от этой средней даты. При отсутствии методики прогноза такие чисто статистические данные позволяют

ориентироваться при планировании, например, сроков окончания навигации или других хозяйственных мероприятий. И хотя возможность такой чисто статистической оценки не устраняет необходимости в прогнозах, наличие ее должно учитываться при оценке эффективности методики прогнозирования.

Любая методика прогноза может считаться эффективной, а применение ее оправданным только в том случае, когда ошибки прогнозов будут существенно меньше равновероятных отклонений предсказываемой переменной от среднего или другого значения, вероятность которого, а также отклонений от него может быть установлена чисто статистически. В противном случае прогнозы теряют практический смысл, так как тот же результат в отношении распределения ошибок можно получить, ориентируясь всякий раз на среднее или другое статистически обоснованное значение предсказываемой переменной.

Таким образом, основной принцип оценки эффективности методов прогнозирования состоит в сравнении ошибок прогнозов по методу с отклонениями от среднего или другого значения предсказываемой переменной, на которое статистически выгоднее всего ориентироваться при отсутствии метода прогноза. Такое сравнение можно делать, пользуясь, например, эмпирическими рядами распределения, т. е. путем построения совмещенных кривых обеспеченности ошибок прогноза по методу и отклонений предсказываемой переменной от среднего значения. Существенное превышение этих отклонений над равнообеспеченными ошибками прогнозов укажет на преимущество прогнозов перед чисто статистическим расчетом. Однако такое сопоставление кривых обеспеченности практически не очень удобно, а при малом количестве данных и недостаточно надежно. Более удобно пользоваться такими статистическими оценками, которые одним числом характеризовали бы соотношение сравниваемых величин.

В качестве числовой оценки эффективности методов прогнозирования в практике службы гидрологических прогнозов используются отношения

$$\frac{s}{\sigma} \text{ или } \frac{s}{\sigma_{\Delta}},$$

где s — средняя квадратичная ошибка проверочных прогнозов, σ — среднее квадратичное отклонение предсказываемой переменной от нормы, а σ_{Δ} — среднее квадратичное отклонение изменений той же переменной от среднего ее изменения за период заблаговременности прогноза. Способы вычисления s и σ были уже рассмотрены выше. Величина среднего квадратичного отклонения изменений переменной за период заблаговременности прогноза вычисляется по формуле

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n}}, \quad (4.23)$$

где Δ_i — изменение предсказываемой переменной за период заблаговременности прогноза; $\bar{\Delta}$ — среднее изменение (норма); n — число случаев.

Приведенные выше отношения характеризуют одновременно и точность методики прогнозов. Чем меньше эти отношения, тем точнее методика. Равенство этих отношений единице (когда $s = \sigma$) свидетельствует о том, что метод прогноза не дает выигрыша в ошибках по сравнению с отклонениями от нормы.

Отношение $\frac{s}{\sigma}$ используется для оценки методики долгосрочных

прогнозов, а отношение $\frac{s}{\sigma_{\Delta}}$ преимущественно для оценки мето-

дики краткосрочных прогнозов, но также для оценки методики прогноза средних декадных и средних месячных расходов воды в тех случаях, когда среднее квадратичное изменение расхода от декады к декаде или от месяца к месяцу оказывается меньше, чем соответствующие средние квадратичные отклонения от нормы. Иными словами, когда при отсутствии методики прогноза выгоднее ориентироваться не на средний многолетний расход данной декады или месяца, а на предшествующий расход и среднее изменение расхода.

Приемлемыми для выпуска прогнозов принято считать такие методы, для которых отношения $\frac{s}{\sigma}$ или $\frac{s}{\sigma_{\Delta}}$ не превышают 0,8 при числе проверочных прогнозов не менее 25.

Приведенные выше критерии эффективности методов прогноза являются приближенными. В ряде случаев отношение

$\frac{s}{\sigma}$ может оказаться больше установленного предела и даже

больше единицы за счет единичных случаев очень больших ошибок, вызванных особыми редко повторяющимися условиями, которые не могут быть учтены при выпуске прогноза. В подобных случаях вопрос о применимости методики решается на основе определения вероятности появления таких ошибок, которые превышают заранее установленную допустимую погрешность. Если эта вероятность мала (меньше 25%), то метод прогноза считается приемлемым.

Следует также иметь в виду, что при использовании для прогнозов средних месячных и средних декадных расходов воды простой корреляционной связи между расходами предшествующего и последующего периодов коэффициент корреляции такой связи

может быть очень высоким, а отношение $\frac{s}{\sigma_{\Delta}}$ близким к еди-

нице, т. е. свидетельствовать о том, что метод прогноза неэффективен. Возникает это в тех случаях, когда изменчивость от года

к году среднего расхода в данном месяце или декаде намного больше, чем изменение расхода от месяца к месяцу или от декады к декаде в каждом данном году. Вопрос о целесообразности выпуска таких инерционных прогнозов решается в зависимости от наличия запросов на эти прогнозы.

Критерием оправдываемости каждого отдельного прогноза или их совокупности служит допустимая ошибка. Оправдавшимися считаются прогнозы, ошибки которых меньше или равны допустимой. Такая оценка является условной и не отвечает вероятностному характеру прогнозов.

Величина допустимой ошибки может быть, вообще говоря, принята из различных соображений. В целях соблюдения сравнимости оценок оправдываемости прогнозов наиболее удобно назначать допустимую ошибку в зависимости от изменчивости предсказываемого явления за период заблаговременности прогноза. В соответствии с действующим в настоящее время Наставлением по службе прогнозов за допустимую ошибку краткосрочных прогнозов принимается вероятное изменение предсказываемой переменной за период заблаговременности прогноза

$$\Delta_{\text{доп}} = 0,674\sigma_{\Delta},$$

а для долгосрочных прогнозов — вероятное ее отклонение от нормы

$$\Delta_{\text{доп}} = 0,674\sigma.$$

Более детальные указания о правилах назначения допустимых ошибок для различных видов прогнозов изложены в Наставлении по службе гидрологических прогнозов.

Оправдываемость совокупности прогнозов вычисляется как отношение числа прогнозов с ошибками, не превышающими допустимую, к общему числу прогнозов и выражается в процентах.

Основной недостаток условной оценки оправдываемости прогнозов состоит в том, что относительная величина допустимой ошибки оказывается различной при разных значениях предсказываемой переменной. Например, при допустимой ошибке для прогноза весеннего стока, равной 10 мм, относительная ее величина для большого стока, скажем в 100 мм, составляет 10%, а для малого стока в 20 мм — 50%.

§ 11. Электронные вычислительные машины и их применение в гидрологических прогнозах

Электронные счетные машины являются мощным средством, позволяющим в короткое время производить огромную вычислительную работу, на выполнение которой обычными средствами

потребовались бы недели и месяцы кропотливого труда. Применение электронных счетных машин в гидрологических прогнозах открывает широкие возможности для использования более сложных методов, разработка и практическое применение которых ранее были невозможными. Например, применение уравнений гидродинамики для краткосрочных прогнозов уровней и расходов воды практически стало возможным только с появлением быстродействующих электронных счетных машин. Без них время, которое требовалось для такого рода расчетов, значительно превышало продолжительность перемещения паводковой волны на участке реки.

Электронные счетные машины позволяют также быстро выполнять обработки и объективный анализ исходных данных, находить или подбирать оптимальные значения параметров при разработке методики прогнозов. Возможность разработки для электронных машин комплексных программ, включающих обработку и объективный анализ исходных данных, а также все необходимые для прогноза расчеты, открывает широкий путь к автоматизации прогнозов, что имеет исключительно важное значение для краткосрочных прогнозов и предупреждений о паводках в тех районах, где эти паводки формируются очень быстро. И хотя оперативное использование электронных счетных машин и автоматизированных систем в практике гидрологических прогнозов по ряду причин пока еще ограничено, нет сомнений в том, что уже в ближайшем будущем оно получит широкое развитие.

Существует три основных класса электронных счетных машин: универсальные цифровые машины различного быстродействия и объема памяти, универсальные аналоговые машины и узко специализированные аналоговые машины, или электрические модели. Универсальные цифровые машины в принципе позволяют решать любые математические задачи при наличии соответствующего алгоритма и программы и при условии достаточной мощности и объема памяти самой машины. В отличие от цифровых машин, универсальные аналоговые машины предназначены для решения только определенного класса задач, описываемых уравнениями, аналогичными тем, которые выражают законы, связывающие величины силы тока, напряжения, сопротивления и емкости в электрических цепях. Другими словами, решение задач на этих машинах основывается на принципе электрического моделирования путем измерения соответствующих электрических характеристик. Программное управление в таких машинах заложено в самой их конструкции. Поэтому они называются также машинами непрерывного действия или моделирующими машинами.

Узко специализированные аналоговые машины представляют собой электрическую модель, отвечающую определенному виду

уравнения, которое используется для решения однотипной задачи и позволяет менять только параметры этого уравнения. Такого рода электронно-моделирующая машина применяется, в частности, в гидрологических прогнозах для расчета перемещения паводковых волн или волн попусков на слабоприточных участках рек и в нижних бьефах гидроэлектростанций. По заданному графику расходов воды в верхнем сечении участка такая машина позволяет очень быстро получить график расходов в интересующем нас нижнем сечении, если известны параметры, характеризующие русловую емкость и время добегания воды на участке.

ГЛАВА ПЯТАЯ

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ УРОВНЕЙ И РАСХОДОВ ВОДЫ

Краткосрочные прогнозы уровней и расходов воды имеют важное значение для предупреждения об угрозе наводений, а также для судоходства и водного хозяйства. Методы краткосрочных прогнозов расходов и уровней воды основываются на использовании закономерностей движения и трансформации волн паводков в руслах или формирования стока в речном бассейне. Продолжительность формирования волны паводка и ее перемещения на участке реки зависят от размеров бассейна, характера питания, распределения гидрографической сети, протяженности участка реки, морфометрических и гидравлических характеристик русел. Эта продолжительность и определяет в конечном счете возможную заблаговременность краткосрочных прогнозов. Для больших рек она может достигать иногда более 15 суток, а для малых горных рек измеряется всего лишь часами.

Расчет расходов и уровней воды на основе закономерностей движения и трансформации волн паводков в руслах так же, как и расчет гидрографа в замыкающем створе бассейна на основе данных о снеготаянии или выпадении осадков, требует определенных исходных данных, которые далеко не всегда имеются в необходимом объеме и необходимого качества.

Поэтому наличие и характер исходных данных являются теми решающими факторами, которые и определяют практическую возможность прогнозов, их методику, заблаговременность и точность.

В настоящей главе рассматриваются основы методики простейших приемов краткосрочных прогнозов, использование которых возможно при наличии ограниченных гидрометрических данных.

§ 1. Движение и трансформация волны паводка на бесприточном участке реки

Если взять данные двух гидрометрических створов на бесприточном участке реки и сопоставить их между собой, то обнаружится определенная закономерность в изменениях расходов воды в этих створах. Все характерные изменения расхода воды в верхнем створе повторяются и в нижнем, только в более поздние сроки, соответственно времени пробега воды. Вместе с тем гидрограф нижнего створа не представляет собой точной копии гидрографа в верхнем створе. Каждый паводок при своем продвижении вниз по реке претерпевает трансформацию, обусловленную несколькими причинами.

К числу основных причин, вызывающих изменение формы волны паводка, относятся непостоянство формы русла, регулирующее действие емкости русла и поймы и разница в скоростях движения воды в лобовой части паводка, т. е. в фазе его подъема, и в тыловой, т. е. при спаде, обусловленная различием в уклоне водной поверхности. С этими причинами и связано явление «распластывания» паводка по мере его продвижения вниз по реке.

Влияние неоднородности формы русла сказывается на изменении средних скоростей движения массы воды. Сужения русла вызывают подпор воды на выше лежащих участках, вследствие чего скорости уменьшаются. В самих же сужениях, наоборот, они возрастают.

Распластывание волны паводка за счет неодинаковых скоростей течения воды на подъеме и спаде наиболее отчетливо прослеживается на волнах попусков из водохранилищ. Для естественных паводков, особенно на больших реках, разница в уклонах водной поверхности, а следовательно и в скоростях течения, на подъеме и спаде значительно меньше, в связи с чем и распастывание их выражено менее резко. Тем не менее оно проявляется в петлеобразной форме кривых расходов, обусловленной тем, что одним и тем же уровням на подъеме соответствуют несколько большие расходы воды, чем на спаде.

Наибольшее влияние на трансформацию волны паводка оказывает емкость самого русла и особенно поймы. Регулирующее действие поймы вызывается двумя основными причинами. Первая состоит в том, что при выходе воды на пойму происходит временное ее изъятие из потока на затопление поймы, а следовательно, отставание этой массы воды от основного потока. Вторая причина связана с водопоглотительной способностью грунтов поймы и ее многочисленных замкнутых впадин. Часть воды, ушедшей на насыщение грунтов поймы, отдается в реку подземным путем лишь в конце спада паводка. Та же вода, которая

была затрачена на заполнение пойменных озер и других замкнутых впадин, остается вообще изъятой из стока.

Влияние русловой и пойменной емкости на трансформацию волны паводка возрастает с увеличением этой емкости. Для одной и той же реки регулирующая емкость увеличивается с увеличением длины участка и расхода воды в реке. По этой причине на длинных участках волна паводка трансформируется значительно сильнее, чем на коротких, а на одном и том же участке более заметно при больших расходах воды, чем при малых.

Время перемещения волны паводка на бесприточном участке реки зависит от скорости ее перемещения, длины участка и регулирующей емкости поймы. Так как емкость поймы возрастает с увеличением расходов воды, то на реках с очень широкой поймой время пробега воды увеличивается пропорционально увеличению расходов.

Теоретически движение и трансформация волн паводков на бесприточном участке реки описываются известными уравнениями гидродинамики. Однако решение этих уравнений и сам расчет расходов или уровней для естественных русел представляют собой сложную задачу и практически стали возможными лишь с появлением быстродействующих электронных счетных машин. Но даже с помощью этих машин такие расчеты во многих случаях не могут пока дать практически приемлемых результатов из-за отсутствия необходимых для этого детальных морфометрических и гидравлических данных. По этой причине широкое применение в практических расчетах движения и трансформации паводковых волн получили приближенные способы, приспособленные к той ограниченной информации, которую обеспечивает существующая система гидрометрических наблюдений.

Влияние русловой емкости на форму волны паводка при ее перемещении на бесприточном участке реки может быть выражено в первом приближении уравнением водного баланса, вытекающим из условия неразрывности потока

$$\bar{q}\Delta t = \bar{Q}\Delta t = \Delta W, \quad (5.1)$$

где \bar{q} и \bar{Q} — средние расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах участка за расчетный интервал времени в $м^3/сек$; ΔW — изменение объема воды на участке за расчетный интервал времени в $м^3$; Δt — расчетный интервал времени в сек.

Для расчета расходов воды в нижнем створе участка реки по уравнению (5.1) необходимо знать зависимость объема воды на участке от расхода в нижнем створе $W=f(Q)$, или от расходов в верхнем и нижнем створах $W=f(q, Q)$, и зависимость времени добегания воды на участке от расхода $\tau=f(q)$.

§ 2. Время добегания

Под временем добегания воды на участке реки понимается время, которое необходимо для того, чтобы зафиксированный в верхнем створе участка расход воды достиг нижнего створа. Временем добегания часто называют также разность между сроками наступления пиков волны паводка на нижнем и верхнем постах участка реки.

Зная кривую объемов для участка реки $W=f(Q)$, время добегания может быть определено в первом приближении по формуле

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q}, \quad (5.2)$$

где ΔW — приращение объема воды на участке за некоторый интервал времени; ΔQ — соответствующее ему приращение расхода воды в нижнем створе за тот же промежуток времени. Поскольку объем воды на участке зависит от расхода и длины участка, то время добегания является функцией этих двух переменных, а для заданного участка функцией расхода.

Время добегания связано со средней скоростью течения потока на участке реки. Теоретически для правильных призматических русел скорость перемещения волны паводка должна превышать скорость течения. Установлены даже приближенные соотношения этих скоростей для различных форм русла при заданных параметрах его шероховатости. Например, для широкого параболического русла, исходя из формулы Шези, отношение скорости перемещения волны паводка к средней скорости течения составляет приблизительно $\frac{u}{v} = \frac{4}{3}$.

Для естественных русел в силу многообразия поперечных сечений и неодинаковых уклонов различие этих скоростей, судя по данным наблюдений, меньше, чем дает теория, и в ряде случаев скорость добегания волны паводка можно в первом приближении приравнять к средней скорости течения на участке реки.

Приведенное выше определение времени добегания как времени, в течение которого заданный расход перемещается из верхнего створа бесприточного участка реки в нижний, является в некоторой мере условным. Строго говоря, водная масса, соответствующая данному расходу в верхнем створе, проходит нижний створ неодновременно, а различными долями в течение некоторого промежутка времени. Но для практических расчетов эта условная трактовка времени добегания значительно удобнее.

Наиболее просто в качестве первого приближения время добегания на участке реки можно определить как разность между датами наступления пика паводка на нижнем и верхнем постах. Для этого используются таблицы ежедневных расходов или

уровней воды за возможно длительный период времени, чтобы можно было установить зависимость времени добегания от расхода. Для малых рек с резкими колебаниями расхода необходимо пользоваться данными срочных наблюдений или лентами самописцев уровня.

Для расчетов времени добегания по формуле (5.2) необходимо иметь, кроме таблиц расходов воды, кривую объемов $W=f(Q)$ или $W=f(q, Q)$. Как следует из формулы (5.2), время добегания выражается тангенсом угла наклона касательной к кривой объемов в точке, соответствующей данному расходу воды. В случае прямолинейной зависимости $W=f(Q)$ время добегания будет, очевидно, постоянной величиной при любых значениях расхода.

§ 3. Построение кривой объемов для участка реки

Кривая объемов для заданного участка реки может быть установлена приближенно двумя путями:

- а) на основе морфометрических данных и кривых расходов;
- б) непосредственно по данным о расходах воды в нижнем и верхнем створах участка реки.

Первый чисто геометрический способ требует подробных данных о поперечных профилях русла и поймы на участке и площадях поперечного сечения потока при различном расходе для каждого из поперечников. При наличии таких данных объем воды на участке для заданного значения расхода вычисляется по формуле

$$W(Q) = \sum_1^n \overline{\omega(Q)}_i l_i, \quad (5.3)$$

где $\overline{\omega(Q)}$ — средняя площадь поперечного сечения потока на участке между двумя поперечниками, отвечающая заданному значению расхода в m^2 ; l — расстояние между поперечниками в m ; индекс i означает номер участка между двумя поперечниками.

Вычислив для различных возможных значений расхода соответствующие им величины объема, легко построить искомую кривую объемов. Однако изложенный выше способ определения кривой объемов практически далеко не всегда возможен из-за недостатка необходимых для этого морфометрических данных.

Для построения кривой объемов по гидрометрическим данным используется уравнение водного баланса (5.1), которое дает возможность определять приращение объема воды на бесприточном участке по разности расходов в нижнем и верхнем створах. Последовательное суммирование этих приращений и отношение сумм к соответствующим значениям расхода в нижнем

створе или на участке позволяют построить график зависимости $W=f(Q)$ или $W=f(\bar{Q})$.

Для построения кривой объемов выбирается несколько паводков за прошлые годы. При этом предпочтительнее пользоваться расходами в период спада паводка, когда дополнительный боковой приток на участке отсутствует или незначителен. Пример расчета для одного паводка приведен в табл. 11.

Таблица 11

Пример расчета ординат кривой объемов для бесприточного участка реки

Дата	Расход воды в нижнем створе, м ³ /сек	Расход воды в верхнем створе, м ³ /сек	Разность расходов	Сумма разностей расходов	Объем воды на участке, млн. м ³	Средний расход воды на участке м ³ /сек
1	2	3	4	5	6	7
30/III	4760	4210	550	8873	767	4485
31/III	4760	3500	1260	8323	719	4130
1/IV	4310	2540	1770	7063	610	3425
2/IV	3680	1680	2000	5293	457	2680
3/IV	2680	1140	1540	3293	284	1910
4/IV	1750	851	899	1753	151	1300
5/IV	1250	716	534	854	74	983
6/IV	1070	750	320	320	28	910

Расчеты выполняются в следующем порядке. В графы 2 и 3 записываются расходы воды в нижнем и верхнем створах на одну и ту же дату. Разности этих расходов записываются в графу 4 и затем последовательно суммируются, начиная с последней разности (снизу вверх). Нарастающая сумма разностей заносится в графу 5. Объем воды определяется путем умножения чисел графы 5 на число секунд в сутках (графа 6). Наконец, в последнюю графу таблицы записываются вычисленные для каждого дня средние значения расхода на участке $\bar{Q} = \frac{Q_{\text{в}} + Q_{\text{н}}}{2}$. Для малых рек с резко меняющимся режимом расчет по средним суточным расходам будет слишком грубым.

В этих случаях необходимо использовать таблицы расходов за более короткие промежутки времени.

При выполнении расчетов не следует брать данные в самом конце спада, когда разность расходов резко уменьшается. Это ведет к искажению кривой объемов, так как разность расходов в условиях, близких к установившемуся режиму, не характеризует действительного объема воды на участке.

Полученные для каждого отдельного паводка кривые объемов наносятся на один график (рис. 5.1). Так как эти кривые

вычислялись для различных паводков и различных начальных расходов, то они не совпадают и их необходимо привести к одному произвольно выбранному расходу путем смещения по вертикали (рис. 5.1 б, кривая 1).

Единая кривая объемов строится первоначально как средняя для пучка совмещенных кривых или как некоторая огибающая в этом пучке. Чтобы окончательно установить форму кривой объемов, вычисляют два-три приближенных значения объема

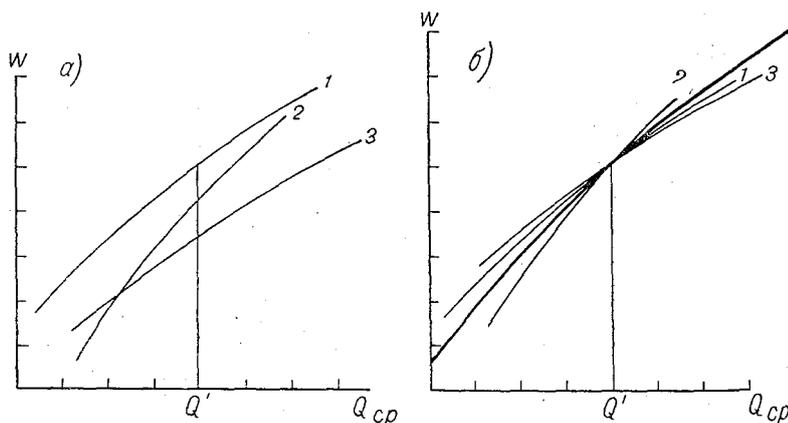


Рис. 5.1. Построение кривой объемов для участка реки.

воды на участке для разных расходов при установившемся режиме, пользуясь формулой

$$W = \frac{L(Q_B + Q_H)}{2v_{ср}}, \quad (5.4)$$

где L — длина участка в м; $v_{ср}$ — средняя скорость течения на участке в м/сек; остальные обозначения прежние. Нанеся на график вычисленные таким путем точки для нижней части кривой, окончательно корректируют ее форму и положение на графике.

Для практических расчетов трансформации расходов по суточным интервалам кривую объемов лучше строить прямо по сумме разностей средних суточных расходов, т. е. пользуясь данными графы 5 табл. 11. Это избавляет в дальнейшем от необходимости делить приращения объема на число секунд и тем сокращает вычислительный труд.

§ 4. Приближенный расчет трансформации волны паводка на бесприточном участке

Простейшие способы расчета трансформации и перемещения паводочной волны на бесприточном или слабоприточном участке реки основаны на использовании уравнения водного баланса

(5.1), которое позволяет учесть в первом приближении влияние русловой емкости по аналогии с регулированием стока озером или водохранилищем. Для решения этого уравнения относительно Q необходимо иметь зависимость объема воды на участке от ее расхода, т. е. кривую объемов. Различия известных в настоящее время практических способов расчета, основанных на использовании уравнения (5.1), определяются теми допущениями, которые принимаются для выражения кривой объемов.

Графоаналитический способ. Этот способ предложен Р. Д. Гудричем, он дает возможность рассчитывать трансформацию волны паводка озером, водохранилищем, а также на бесприточном участке реки по заданным интервалам времени, если известна кривая объемов $W=f(Q)$. В основу расчета кладется уравнение водного баланса (5.1), записанное в следующем виде:

$$\frac{q_1 + q_2}{2} \Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2} \Delta t = W_2 - W_1. \quad (5.5)$$

В этом уравнении индексы 1 и 2 означают соответственно начало и конец расчетного интервала времени Δt ; q и Q — расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах; W — объем воды на участке.

Уравнение (5.5) легко преобразуется к более удобному для расчетов виду

$$q_1 + q_2 + \left(\frac{2W_1}{\Delta t} - Q_1 \right) = \frac{2W_2}{\Delta t} + Q_2. \quad (5.6)$$

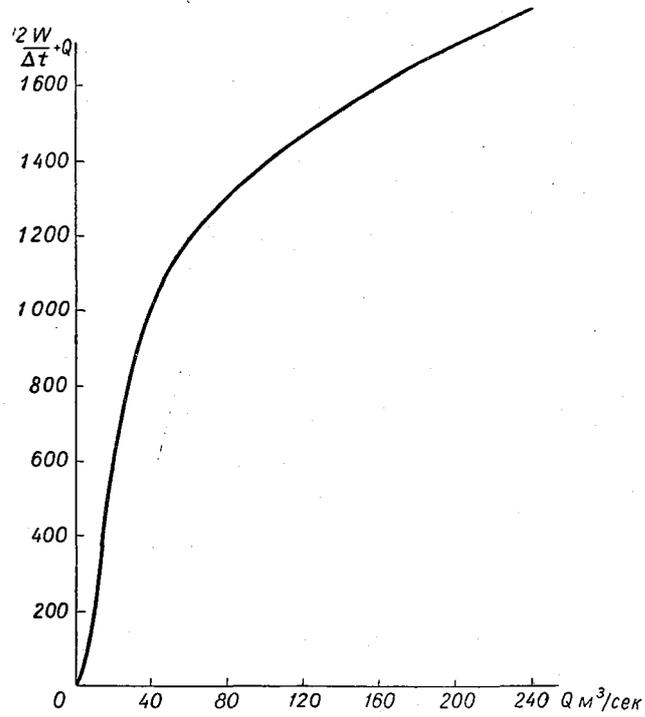
Решение этого уравнения относительно Q_2 возможно, если известна вспомогательная расчетная зависимость $\frac{2W}{\Delta t} + Q = f(Q)$. При наличии кривой объемов такую зависимость легко построить на материалах наблюдений за прошлые годы, используя для вычислений левую часть уравнения (5.6), в которой все величины известны. Вид ее показан на рис. 5.2. Расчет расходов в нижнем створе ведется табличным способом в следующем порядке (табл. 12).

В графе 1 записываются порядковые номера расчетных дат. В данном примере расчетный интервал принят равным полусуткам, так что если первая строка относится к 8 час. утра, то вторая — к 20 час., третья — к 8 час. утра следующего дня и т. д. В графу 2 вносятся величины притока в указанные сроки, а в первую строку графы 5 записывается фактический расход воды в нижнем створе ($40 \text{ м}^3/\text{сек}$). Имея этот расход и пользуясь расчетной зависимостью (рис. 5.2), определяем соответствующую ему величину $\frac{2W_2}{\Delta t} + Q = 1000 \text{ м}^3/\text{сек}$, которая записывается

Таблица 12

Пример графоаналитического расчета трансформации волны паводка

Порядковая дата	q м ³ /сек	$\frac{2W_1}{\Delta t} - Q$ м ³ /сек	$\frac{2W_2}{\Delta t} + Q$ м ³ /сек	Q м ³ /сек
1	2	3	4	5
1	50	920	1000	40
2	80	962	1050	44
3	160	1082	1202	60
4	220	1222	1462	120
5	180	1286	1622	168
6	100	1266	1566	150
7	70	1208	1436	114
8	60	1162	1338	88
9	50	1124	1272	74
10	42	1086	1216	64

Рис. 5.2. Зависимость $\frac{2W}{\Delta t} + Q = f(Q)$.

в первую строку графы 4. Величина $\frac{2W_1}{\Delta t} - Q$ в графе 3 вычисляется как $\frac{2W}{\Delta t} + Q - 2Q = 1000 - 2 \times 40 = 920 \text{ м}^3/\text{сек}$. Складывая расходы притока на начало и конец расчетного интервала с величиной, записанной в графе 3, определяем величину $\frac{2W_2}{\Delta t} + Q$ на конец первого интервала $50 + 80 + 920 = 1050$, а по ней, пользуясь расчетной кривой, находим расходы воды в нижнем створе ($44 \text{ м}^3/\text{сек}$). Вычислив далее величину $\frac{2W_1}{\Delta t} - Q$ для второй строки $1050 - 2 \times 44 = 962$, тем же путем определяем величину $\frac{2W_2}{\Delta t} + Q$ для конца второго интервала $80 + 160 + 962 = 1202$ и соответствующий ей расход воды в нижнем створе ($60 \text{ м}^3/\text{сек}$) и т. д.

Графоаналитический способ может быть использован для краткосрочных прогнозов расходов и уровней, если с некоторой заблаговременностью будет известен приток в верхнем створе участка реки.

Аналитические способы. Простейшие аналитические способы расчета трансформации волны паводка основываются на решении уравнения (5.1) при допущении линейности кривой объемов, т. е. что объем воды на участке прямо пропорционален расходу в нижнем створе или расходам в верхнем и нижнем створах участка. Использование линейных зависимостей объема от расходов позволяет получить удобные для практических расчетов формулы, которые отличаются для различных участков рек лишь величинами входящих в них постоянных коэффициентов. Наиболее распространенными в практике гидрологических расчетов и прогнозов являются предложенный американским гидрологом Маккарти так называемый Маскингамский способ (именуется по названию реки, для которой применен впервые) и разработанный в СССР Г. П. Калининым и П. И. Милуковым метод расчета по характерным участкам. Оба эти метода по сути своей близки между собой, но метод расчета по характерным участкам обладает преимуществом при расчетах для участков рек большой протяженности.

В Маскингамском методе объем воды на участке реки принимается прямо пропорциональным расходам воды в верхнем и нижнем створах участка

$$W = k[xq + (1 - x)Q]. \quad (5.7)$$

Здесь k и x являются постоянными для данного участка величинами. Постоянная k представляет собой отношение объема

к средневзвешенному расходу воды на участке и имеет размерность времени. По своему значению она близка ко времени добегания воды на участке. Если объем воды выражается в $м^3/сек$ за сутки, а расход в $м^3/сек$, то величина k имеет размерность в сутках. Коэффициент x является безразмерным и всегда меньше единицы. Его значения, как показывает опыт, чаще всего лежат в пределах от 0 до 0,5.

Параметры k и x для конкретного участка реки определяются путем построения на материалах наблюдений за прошлые годы эмпирической зависимости $W = f[xq + (1-x)Q]$ для различных значений коэффициента x . Меняя его значения, добиваются того, чтобы эмпирические точки на графике связи не располагались в форме широкой петли, а лежали возможно теснее. После того, как это достигнуто, на графике проводится линия связи. Угловой коэффициент этой прямой и будет равен постоянной объема k .

Расчетная формула для определения расхода воды в нижнем створе участка имеет следующий вид:

$$Q_2 = c_0 q_2 + c_1 q_1 + c_2 Q_1, \quad (5.8)$$

где

$$\begin{aligned} c_0 &= -\frac{kx - 0,5\Delta t}{k - kx + 0,5\Delta t}, \\ c_1 &= \frac{kx + 0,5\Delta t}{k - kx + 0,5\Delta t}, \\ c_2 &= \frac{k - kx - 0,5\Delta t}{k - kx + 0,5\Delta t}. \end{aligned} \quad (5.9)$$

Сумма коэффициентов c_0 , c_1 и c_2 равна единице. Величина расчетного интервала времени может существенно сказываться на точности расчетов. Опыт показывает, что в большинстве случаев удовлетворительные результаты получаются при Δt , равном 0,3—0,5 времени добегания на участке. Расчет по формуле (5.8) ведется последовательно, принимая вычисленную для предыдущего срока величину Q_2 в качестве начального расхода в следующем расчетном интервале времени. Формула (5.8) может быть представлена для каждого конкретного участка в виде системы расчетных графиков, которые существенно сокращают вычислительную работу.

Метод расчета по характерным участкам основан на допущении, что объем воды на таком участке прямо пропорционален ее расходу в нижнем створе

$$W = \tau Q. \quad (5.10)$$

Коэффициент пропорциональности τ считается равным времени добегания и принимается постоянным.

Под характерным участком понимается участок такой длины, при которой в условиях неустановившегося режима расход воды

в его конце однозначно связан с уровнем воды в средней части участка. Длина характерного участка определяется приближенно по следующей формуле:

$$L = \frac{Q_y}{i_y z} \quad (5.11)$$

где Q_y и i_y — соответственно расход воды и уклон водной поверхности при установившемся режиме; z — тангенс угла наклона касательной к кривой расходов при данном значении расхода. Как следует из формулы (5.11), длина характерного участка должна увеличиваться с увеличением расхода воды. В практических расчетах, однако, она принимается постоянной, равной среднему значению.

Расчетная формула для таких интервалов времени, в течение которых расход воды в верхнем створе остается постоянным, имеет следующий вид:

$$Q_t = (1 - a)q + aQ_0 \quad (5.12)$$

Здесь Q_t — расход воды в нижнем створе характерного участка на конец расчетного интервала времени; Q_0 — начальный расход воды в нижнем створе; q — постоянный в течение расчетного интервала расход в верхнем створе участка. Коэффициент a определяется по формуле

$$a = e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}$$

где e — основание натуральных логарифмов; Δt — расчетный интервал времени; τ — время добегания.

Формула (5.12) удобна для расчета расходов воды на слабоприточных участках ниже гидроэлектростанций при заданном ступенчатом графике расхода воды через станцию. Наличие такого графика, заданного на несколько единиц времени вперед, позволяет предвычислить, каким будет расход и уровень воды в нижнем створе характерного участка. Для каждого конкретного участка формула (5.12) может быть представлена в виде графика, который ускоряет расчеты. Расчет ведется последовательно. Вычисленный для конца первого интервала времени расход воды в нижнем створе характерного участка принимается за начальный расход для следующего интервала времени. Пример расчета дан в табл. 13.

В приведенном примере расчетный интервал $\Delta t = 1$ суткам, время добегания $\tau = 1$ суткам. При этом $a = 0,35$. Средние суточные расходы воды через ГЭС принимаются постоянными в течение суток. Начальный расход в конце участка дан в первой строке графы 5. Остальные значения расходов вычислены по формуле (5.12).

Метод расчета по характерным участкам позволяет определять трансформацию волн паводка и волн попусков и на таких бесприточных участках, которые состоят из нескольких характерных участков. Наиболее простой способ расчета основан на допущении, что принимаемый за время добегания коэффициент пропорциональности между объемом и расходом воды τ для каждого характерного участка одинаков.

Таблица 13

Пример расчета расхода воды для одного характерного участка

Дата	q м ³ /сек	$0,65 q$	$0,35 Q$	Q
1	2	3	4	5
Июль				
1	6900	4480	2380	6800
2	6000	3900	2400	6860
3	3000	1950	2200	6300
4	6800	4420	1450	4150
5	5870
.				
.				

Расход воды в конце последнего из n характерных участков определяется в этом случае по формуле

$$Q_n = q_0 \frac{\Delta t}{\tau^n (n-1)!} t^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (5.13)$$

где q_0 — приток к первому характерному участку; t — время; Δt — расчетный интервал времени; τ — коэффициент пропорциональности между объемом и расходом воды на характерном участке; n — число характерных участков. Величина $(n-1)!$ (факториал) означает сокращенную запись произведения $1 \times 2 \times 3 \times \dots \times (n-1)$.

Выражение, стоящее множителем при q_0 , является функцией времени и получило название трансформационной функции, или кривой добегания $p(t)$. Форма этой функции зависит от параметров τ и n , которые для заданного участка реки принимаются постоянными.

Трансформационная функция $p(t)$ показывает, через какое время, какая доля постоянного за время Δt расхода в верхнем створе проходит через интересующий нас нижний створ участка реки. При известной трансформационной функции расход воды в нижнем створе выражается в общем виде следующей формулой:

$$Q_i = p_1 q_i + p_2 q_{i-1} + p_3 q_{i-2} + \dots + p_i q_1, \quad (5.14)$$

где $p_1, p_2, p_3 \dots$ — значения трансформационной функции соответственно для первой, второй и т. д. расчетной единицы времени; q_i — постоянный расход в верхнем створе за соответствующий расчетный интервал времени Δt ; индекс i означает порядковый номер расчетного интервала времени.

Расчеты по формуле (5.14) ведутся в следующем порядке (табл. 14). В графе 2 записываются величины расходов в верхнем створе (приток), а в графе 3 — значения трансформационной функции, вычисленные по формуле (5.13) при $\Delta t=1$, $\tau=2$ суткам, $n=6$. В последующих графах записываются произведения $p(t)q_i$, сдвинутые на одну единицу времени. В графе 4 записываются произведения расхода q_1 (например, $3460 \text{ м}^3/\text{сек}$) на все значения трансформационной функции, в графе 5 — сдвинутые на одну единицу времени произведения расхода q_2 (например, $3410 \text{ м}^3/\text{сек}$) на все значения $p(t)$ и т. д.

Расход воды в нижнем створе Q_i определяется как сумма парных произведений по строкам, начиная с той, в которой стоит полный ряд произведений из 14 членов, соответственно времени добегания. Так как две первые ординаты трансформационной функции, или кривой добегания, равны нулю, то это дает возможность рассчитывать расход воды в нижнем створе на 2 дня вперед, пользуясь уже известными расходами воды в верхнем створе.

Расчет трансформации расходов на бесприточном участке при заданной кривой добегания сам по себе не сложен, но трудоемок. Во много раз быстрее такие расчеты выполняются на специализированной аналоговой электронной машине. Такие машины имеются в ряде органов службы гидрологических прогнозов страны.

Электронная машина не только ускоряет расчеты, но позволяет быстро подобрать наилучшие значения параметров n и τ , если для их непосредственного определения нет достаточных данных.

Графические способы. Для характерного участка, объем воды на котором прямо пропорционален расходу в нижнем створе, расчет расходов может быть выполнен графически.

Из уравнения водного баланса (5.1) следует

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = \bar{q} - \bar{Q},$$

но так как $W = \tau Q$, то

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \frac{\bar{q} - \bar{Q}}{\tau}. \quad (5.15)$$

В пределе, когда $\Delta t \rightarrow 0$ (стремится к нулю), отношение $\frac{\Delta Q}{\Delta t}$ представляет собой тангенс угла наклона (к оси времени) гидро-

Таблица 14

Единица времени	$q(t)$ м³/сек		Произведение $p(t)q_i$															$Q_1^p = \sum p(t)q_i$ м³/сек
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
1	3460	0,0	0,0															
2	3410	0,0	0,0															
3	3370	0,04	138	0,0														
4	3300	0,10	346	136	0,0													
5	3250	0,16	552	341	134	0,0												
6	3190	0,18	622	545	337	132	0,0											
7	3210	0,16	552	614	538	330	130	0,0	0,0									
8	3370	0,13	448	545	605	528	325	128	0,0	0,0								
9	3660	0,09	311	443	538	593	520	319	128	0,0	0,0							
10	4570	0,06	207	307	437	528	585	510	321	135	0,0	0,0						
11	6550	0,04	188	204	303	428	520	574	513	337	146	0,0	0,0					
12	10700	0,02	69	136	202	297	423	510	578	538	366	183	0,0	0,0				
13	17500	0,01	35	68	134	198	292	415	513	505	585	457	262	0,0	0,0			
14	21400	0,01	35	34	67	132	195	257	417	538	688	730	655	428	0,0	0,0	4120	
15	23800			34	34	66	130	191	288	437	585	820	1050	1070	700	0,0	5300	
16	24200			34	34	33	65	128	193	303	475	730	1180	1710	1750	858	7460	
17	24600					33	32	64	128	202	328	593	1050	1930	2800	2140		
...

графа в нижнем створе $Q(t)$ при данном значении расхода. Уравнение (5.15) и служит основой очень простого графического построения трансформированного гидрографа в нижнем створе по заданному гидрографу в верхнем створе и заданному значению τ . Техника построения показана на рис. 5.3. Из точки, отвечающей расходу q_2 , на гидрографе притока откладываем горизонтальный отрезок длиной τ . Соединяем прямой линией конец этого отрезка с точкой, отвечающей начальному расходу в нижнем створе Q_1 . Проводя вертикаль вниз из точки q_2 до пересечения с наклонной прямой, находим точку, соответствующую рас-

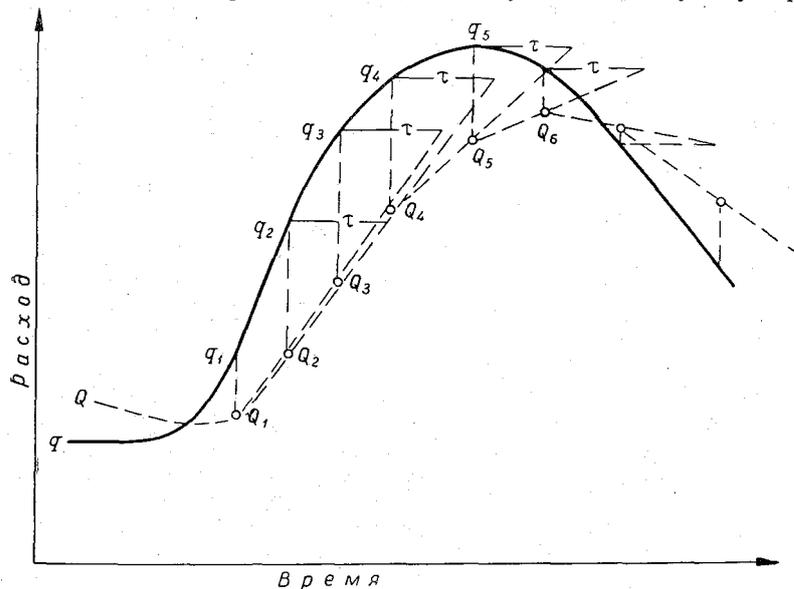


Рис. 5.3. Графическая трансформация паводка.

ходу воды в конце характерного участка. Аналогичным путем последовательно находятся другие значения расходов. Соединяя точки плавной кривой, получим весь гидрограф. Принимая этот гидрограф за приток ко второму характерному участку, тем же путем легко определить расходы в конце второго участка. Описанный способ построения гидрографа позволяет пользоваться как постоянным, так и переменным τ , если предварительно установить его зависимость от расхода $\tau = f(Q)$.

Такой способ, в частности, применим для расчета трансформации стока озером. Для этого кривую объемов озера $W = f(Q)$ представляют в виде ряда прямых отрезков. Находят для каждого из них коэффициент пропорциональности $\tau = \frac{W}{Q}$ и строят зависимость этих коэффициентов от расхода.

Когда участок реки между двумя гидрометрическими постами состоит из большого числа характерных участков, описанный выше графический способ последовательной трансформации гидрографа от участка к участку становится практически неудобным. К тому же и определение числа характерных участков представляет значительную трудность. В подобных случаях применим более простой графический способ, предложенный в США М. А. Колером. Суть этого способа (рис. 5.4) состоит в сдвиге

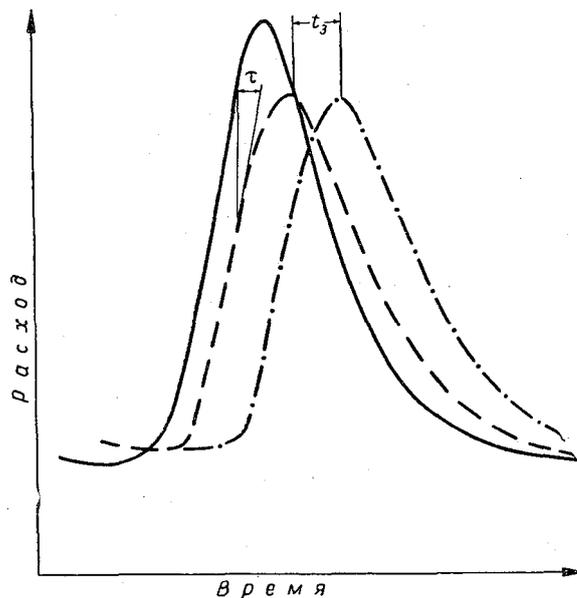


Рис. 5.4. Перенос и графическая трансформация паводка.

гидрографа притока на некоторое время вперед и последующей его трансформации описанным выше графическим путем. Сдвигка во времени гидрографа притока (t_3) определяется в первом приближении как разность между временем наступления максимума расхода на нижнем посту и временем, когда равный ему расход наблюдался при спаде на верхнем посту. Время сдвигки устанавливается эмпирически на материалах наблюдений за прошлые годы и может быть представлено как функция расходов в верхнем створе участка $t_3 = f(q)$. Коэффициент пропорциональности между объемом и расходом воды на участке (τ) также устанавливается эмпирически, пользуясь графическим способом, вытекающим из уравнения (5.15). На сдвинутом во времени (на t_3) гидрографе верхнего поста выбирают

точку (рис. 5.5). Из этой точки q_1 проводят горизонтальную прямую и вертикаль вниз до пересечения с гидрографом нижнего поста (точки Q). Построив в этой точке касательную к гидрографу, проводят ее до пересечения с горизонтальной прямой (точка b). Отрезок q_1b и будет равен величине τ . Прделав такое определение τ для ряда паводков, можно построить зависимость

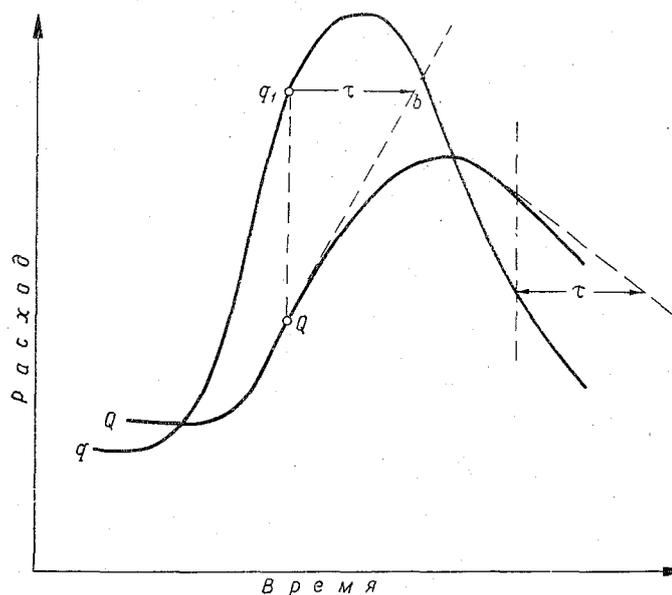


Рис. 5.5. Графическое определение постоянной времени.

этой величины от расхода на нижнем посту, которой и пользуются в дальнейшем для графического построения трансформированных гидрографов.

§ 5. Метод соответственных уровней

Метод соответственных уровней является одним из простейших приемов краткосрочных прогнозов. Суть метода сводится к установлению корреляционной зависимости между значениями уровня воды на верхнем посту слабоприточного участка и соответствующими значениями уровня на нижнем посту. Разница во времени наступления соответственных уровней на верхнем и нижнем постах определяет возможную заблаговременность прогноза. Последняя зависит от расстояния между постами и морфометрических особенностей участка реки. Наилучшие результаты метод соответственных уровней дает применительно к прогнозам

пиковых расходов и уровней. Однако во многих случаях он используется и для прогноза уровней вообще.

Связи соответственных уровней могут быть установлены известными способами линейной корреляции или графически. И в том и в другом случае необходимо определить время пробега гребня волны паводка между постами в зависимости от высоты самой волны. Без этого прогноз уровня не может быть привязан ко времени.

Теснота и вид связи соответственных уровней определяются несколькими факторами. Главными из них являются относительная величина и изменчивость бокового притока на участке реки, устойчивые русла и его морфометрические особенности, определяющие вид кривых расходов и степень трансформации волны паводка. В ряде случаев существенное влияние на тесноту связи соответственных уровней может оказывать недостаточная репрезентативность и точность самих гидрометрических данных. Чем больше относительная величина бокового притока и его изменчивость, тем менее тесной оказывается связь соответственных уровней. Неустойчивость русла в створах постов также влечет за собой снижение тесноты связи, а следовательно, снижение точности прогнозов. На реках с легко размываемым руслом устойчивая связь соответственных уровней вообще невозможна.

Различный характер трансформации различных волн паводка также сказывается на снижении тесноты связи соответственных уровней, особенно в тех случаях, когда для их построения используются данные об уровнях на подъеме и спаде, а не только максимумы и минимумы. Для повышения тесноты таких связей их обычно строят отдельно для фазы подъема и фазы спада. Этим в некоторой мере учитывается неоднозначность кривых расходов на подъеме и спаде паводка.

Практические приемы определения соответственных уровней. Наиболее просто определение соответственных уровней выполняется путем сопоставления графиков колебания уровня воды на двух постах и нахождения на них характерных точек. К числу таких характерных точек относятся максимумы и минимумы уровня (рис. 5.6). Выделение на графиках колебания уровней характерных переломных точек дает возможность одновременно находить как время пробега воды между постами, так и значения самих соответственных уровней. Время добегания определяется при этом как разность между сроками наступления характерных уровней на нижнем и верхнем водомерных постах. Наиболее показательными в этом отношении являются пики отдельных паводков.

В целях более надежного определения времени добегания воды и выявления зависимости этого времени от высоты уровня необходимо располагать как можно большим числом характерных точек, т. е. использовать как можно больший ряд

водомерных наблюдений, охватывающих как низкие, так и высокие уровни воды в реке.

Порядок определения соответственных уровней по характерным точкам прост. Для каждой пары намеченных на совмещенных графиках характерных точек выбираются соответствующие значения уровня воды и даты их наступления на верхнем и нижнем постах, которые записываются в таблицу. По данным о датах наступления соответственных уровней вычисляется время пробега воды на участке, которое также записывается в таблицу.

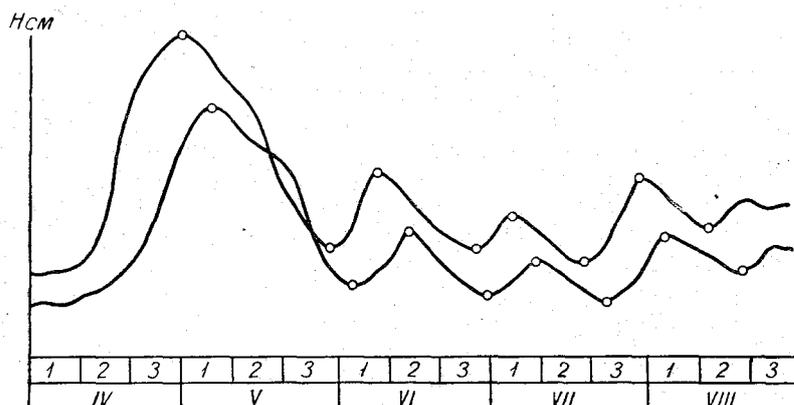


Рис. 5.6. Совмещенные графики колебания уровня воды на двух постах с разметкой соответственных уровней.

Пользуясь данными таблицы, легко установить, насколько сильно меняется время добегания при различных уровнях и насколько закономерны его изменения.

В том случае, когда время добегания меняется сравнительно мало и данные таблицы не позволяют заметить закономерные его изменения в связи с изменениями уровня воды или фазы режима, вычисляется средняя его величина. Если же оно меняется значительно и эти изменения связаны с уровнем, то по данным таблицы легко подсчитать средние значения времени добегания для различных уровней — низких, средних и высоких. Для облегчения задачи выявления зависимости времени добегания от уровня целесообразно последние располагать в убывающем порядке.

Пример определения времени добегания и соответственных уровней дан в табл. 15. За характерные точки в этом примере приняты максимальные уровни половодья.

Как видно из данных табл. 16, время пробега воды закономерно возрастает с уменьшением уровня. Основываясь на данных этой таблицы и учитывая точность определения времени пробега, можно принять следующие его значения:

для высоких уровней половодья $H_B > 1350$ см $\tau=4$ суток;
 для средних уровней $1350 > H_B > 1000$ см $\tau=5$ суток;
 для низких уровней $H_B < 1000$ см $\tau=6$ суток.

Таблица 15

Соответственные уровни и время пробега воды в период половодья

№ п/п	Год	Верхний пост		Нижний пост		Время пробега воды, сутки
		дата	уровень над нулем гра- фика, см	дата	уровень над нулем гра- фика, см	
1	1926	20/V	1540	24/V	1471	4
2	1929	27/V	1386	31/V	1335	4
3	1932	13/V	1370	18/V	1323	5
4	1927	14/V	1353	18/V	1311	4
5	1917	6/V	1338	11/V	1295	5
6	1908	20/V	1338	25/V	1280	5
7	1915	11/V	1323	16/V	1280	5
8	1914	29/V	1319	2/VI	1284	4
9	1920	4/V	1295	9/V	1248	5
10	1923	20/V	1280	26/V	1239	6
11	1928	20/V	1253	25/V	1216	5
12	1903	8/V	1244	14/V	1214	6
13	1924	12/V	1238	18/V	1190	6
14	1906	13/V	1220	18/V	1169	5
15	1905	22/V	1206	28/V	1163	6
16	1931	20/V	1200	25/V	1166	5
17	1909	19/V	1178	24/V	1120	5
18	1936	16/V	1174	20/V	1156	4
19	1922	9/V	1165	15/V	1131	6
20	1904	18/V	1146	23/V	1084	5
21	1911	16/V	1135	22/V	1086	6
22	1918	12/V	1133	18/V	1088	6
23	1907	19/V	1118	25/V	1058	6
24	1912	6/V	1112	12/V	1071	6
25	1934	13/V	1067	18/V	1062	5
26	1913	30/IV	1054	5/V	1039	5
27	1910	14/V	1048	19/V	990	5
28	1925	18/V	1019	25/V	996	7
29	1930	5/V	888	11/V	896	6
30	1935	4/V	883	9/V	888	5
31	1933	3/V	882	9/V	901	6
32	1921	29/IV	851	4/V	845	5
33	1937	30/IV	776	5/V	800	5

Рассмотрим некоторые другие приемы определения времени добега, наиболее часто применяющиеся в практике гидрологических прогнозов.

Определение времени добега по кривым расхода и таблицам водомерных наблюдений. Этот способ применим для слабоприточных участков рек при наличии устойчивых кривых

расхода. Сущность этого приема, предложенного А. В. Огиевским, сводится к следующему.

Таблица 16

Средние значения времени пробега воды на участке при различных уровнях

Значения уровня воды на верхнем посту, см	Среднее время пробега воды, сутки
1540—1350	4
1350—1250	5
1250—1150	5,3
1150—1050	5,6
1050—776	5,7

Вначале через посредство кривых расходов строится график соответственных уровней. Построение его легко выполняется графически, как показано на рис. 5.7. Для этого необходимо на общую ось расходов нанести кривые $Q=f(H)$ нижнего и верхнего постов. Задаваясь после этого различными значениями расхода воды, графическим путем определяются координаты графика соответственных уровней. Далее, пользуясь данными водомерных наблюдений, составляют таблицу для определения времени добегания воды. Форма этой таблицы дается ниже (табл. 17).

Таблица 17

Форма для определения времени добегания воды между постами

№ п/п	Уровень воды на верхнем посту, см над нулем графика		Уровень воды на нижнем посту, определенный по графику соответственных уровней, см	Дата наблюдавшегося уровня, наиболее близкого к соответственному	Время добегания, сутки
	уровень	дата			

Определив время добегания для большого числа случаев, охватывающих весь диапазон изменения уровня, выясняют закономерность его изменений, как это было показано в предыдущем примере.

Если кривые расходов воды имеют две ветви (для подъема и спада половодья или паводка), строят два графика соответственных уровней (для фазы подъема и фазы спада), которыми и

пользуются при составлении табл. 17. В таком случае целесообразно ввести в табл. 17 еще одну графу для отметок фазы режима «подъем», «спад».

Определение соответствующих уровней и времени добегания воды по интенсивности изменения уровня или расходов. Этот прием является вспомогательным. Он позволяет при плавном изменении уровня в период его подъема или спада найти несколько дополнительных соответственных точек на графиках колебания уровня воды верхнего и нижнего постов. Заключается этот прием в следующем.

По данным водомерных наблюдений в дополнение к обычным совмещенным графикам колебания уровня воды нижнего и верхнего постов, по которым находятся характерные переломные точки (максимумы и минимумы уровня), строят совмещенные хронологические графики суточных изменений уровня. На этих графиках намечаются свои характерные переломные точки, которые затем переносят на основные графики колебания уровня, что и дает возможность определить ряд дополнительных значений соответственных уровней и времени добегания воды.

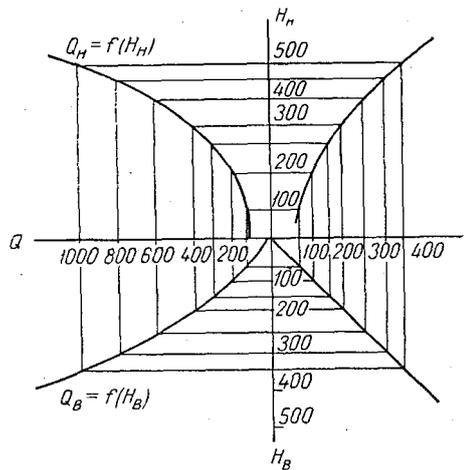


Рис. 5.7. Построение графика соответственных уровней посредством кривых расходов.

Для наглядности на рис. 5.8 представлены совмещенные графики колебания уровня за время половодья. Непосредственно по этим графикам можно выделить лишь одну пару соответственных уровней $M-M'$. На рис. 5.9 для этого же периода даны совмещенные кривые суточных изменений уровня на обоих постах. Как видно, эти кривые дают возможность установить еще пять дополнительных соответственных точек $A-A'$, $B-B'$, $C-C'$, $D-D'$ и $E-E'$. Переноса эти точки на основные графики колебания уровня (рис. 5.8), легко определить значения соответственных уровней и время пробега.

Графики связи соответственных уровней и их применение в прогнозах. Установление связи соответственных уровней чаще всего выполняется графически. Если связь соответственных уровней выражается прямой линией, то положение ее на графике, а следовательно, и ее уравнение могут быть определены мето-

дами линейной корреляции. При криволинейном характере зависимости соответственных уровней средняя кривая связи проводится обычно на глаз, посередине поля эмпирических точек.

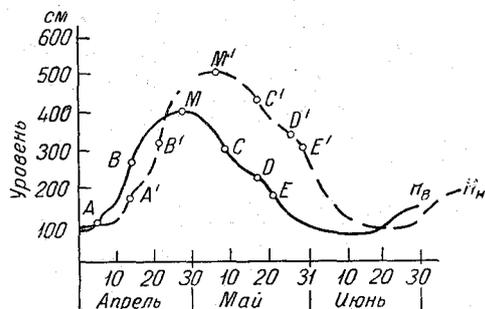


Рис. 5.8. График изменения уровня воды на двух постах.

Обычно для слабоприточных участков графики связи соответственных уровней получаются настолько четкими, что проведение средних линий связи не представляет затруднений. В качестве примера на рис. 5.10 представлен график связи максимальных уровней паводков для р. Амура.

В естественных условиях совершенно бесприточных участков на реках нет и влияние бокового притока всегда в той или иной мере сказывается на уровне и расходах воды нижнего поста. Поэтому применение

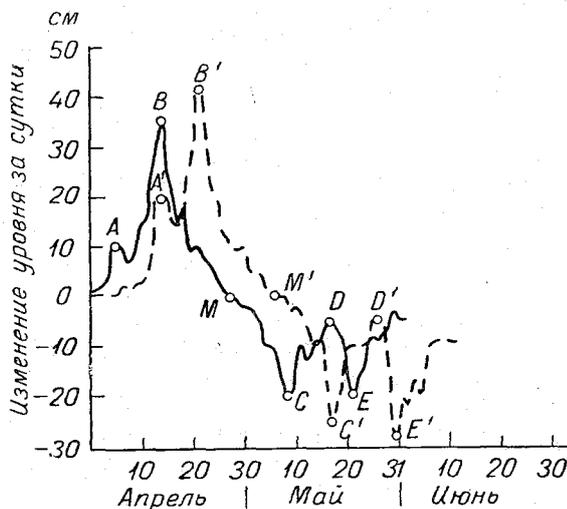


Рис. 5.9. График суточных изменений уровня на двух постах.

метода соответственных уровней нередко требует хотя бы приближенного учета бокового притока воды на участке.

В заключение остановимся на некоторых общих правилах, которыми необходимо руководствоваться при построении графи-

ков связи соответственных уровней для относительно бесприточных участков рек.

1. Учитывая неоднозначность кривых расходов на подъеме и спаде половодья или паводка, а также некоторую разницу во

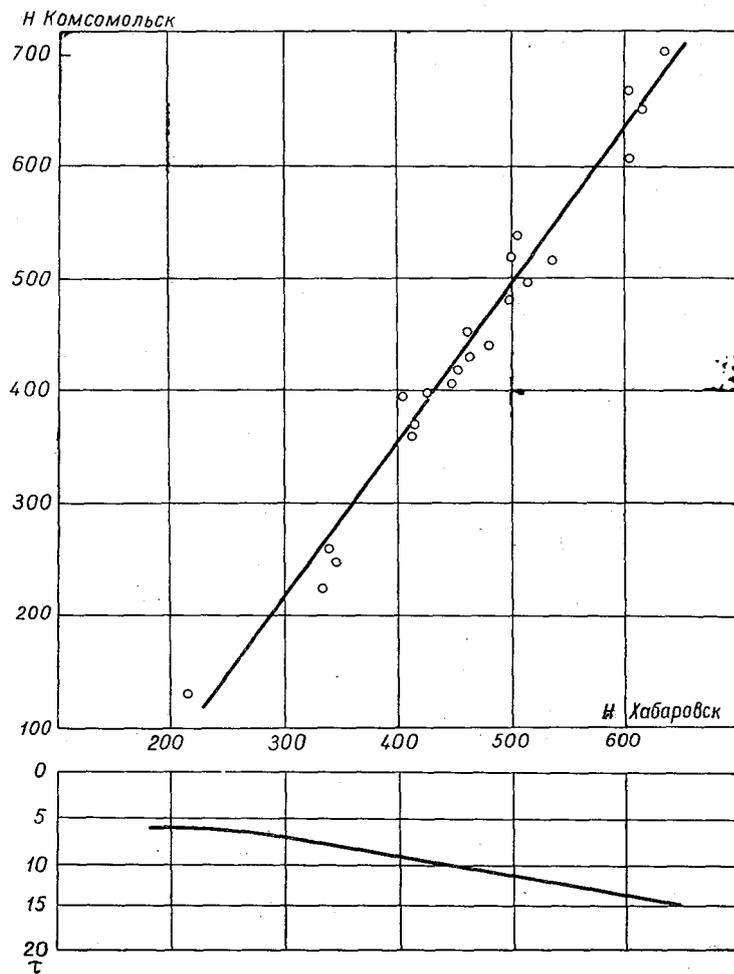


Рис. 5.10. График связи максимальных уровней паводков и изменения времени добегания; р. Амур на участке Хабаровск—Комсомольск.

времени добегания для этих фаз, определение соответственных уровней и построение графиков их связи необходимо выполнять для каждой из этих фаз отдельно. Разделение соответственных уровней по фазам производится по данным верхнего водомер-

ного поста, которые являются исходными для составления прогноза.

2. Для построения графиков связи соответственных уровней необходимо использовать наиболее поздние данные водомерных наблюдений и самые последние кривые расходов. Это позволит избежать возможных ошибок в прогнозах за счет деформации

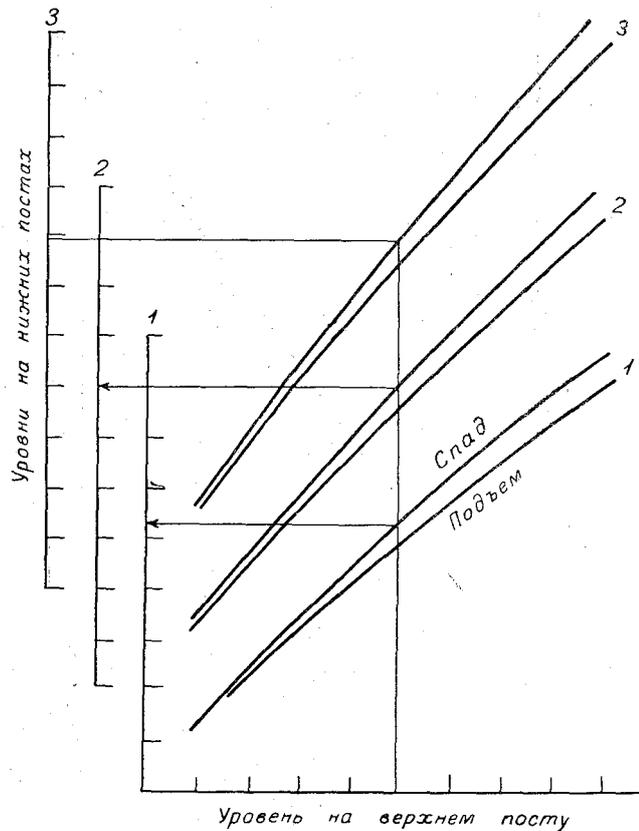


Рис. 5.11. Совмещенные графики связи соответственных уровней для нескольких постов на бесприточном участке реки.

русла, которая могла произойти в течение длительного времени, прошедшего со времени производства давних наблюдений.

3. Для слабоприточных участков большой протяженности, прежде чем определять соответственные уровни и строить график связи для двух крайних створов, необходимо построить графики связи соответственных уровней в последовательном порядке для всех промежуточных постов. Это даст возможность

более точно определить общее время пробега воды на всем участке. Кроме графиков связи соответственных уровней между соседними постами, полезно иметь также графики связи уровней каждого из нижележащих постов с уровнем верхнего поста (рис. 5.11).

§ 6. Прогноз уровней и расходов воды на приточных участках рек

Формирование расходов воды на приточном участке реки. Представим себе участок реки с несколькими притоками (рис. 5.12). Количество воды, протекающее в реке в различных местах этого участка, будет различным. Ниже впадения первого притока к расходу воды, который имела река, прибавляется расход этого притока. К этому суммарному расходу воды добавится затем расход второго притока.

В итоге количество воды, притекающее к нижнему створу, складывается из расхода главной реки и расходов ее притоков. При этом неизбежно сказывается регулирующее действие русловой емкости и взаимное влияние подпоров в местах слияния притоков с главной рекой.

Количество воды, которое протекает по главной реке и ее притокам в разное время, может быть самым различным. В одних случаях основная волна паводка может идти по главной реке, в других — паводок может сформироваться на одном из притоков, а в третьих — на другом. Может быть и такой случай, когда паводок формируется одновременно на обоих притоках и главной реке.

Неодновременность прохождения волн паводков на главной реке и ее притоках является причиной того, что время наступления пика паводка в нижнем створе в значительной мере определяется наложением волн. Поэтому на приточных участках, особенно если притоки многоводны, правильно определить время пробега воды по времени наступления пиков паводка часто не представляется возможным. Из-за различного во времени

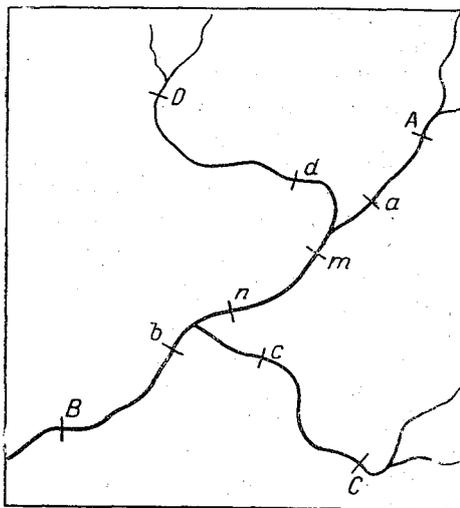


Рис. 5.12. Схема приточного участка реки.

наложения волн ошибки при таком определении времени пробега воды могут быть значительны.

В тех случаях, когда паводки на притоках опережают паводок на главной реке, время между наступлением максимумов уровня на верхнем и нижнем постах участка сокращается и, наоборот, когда паводки на притоках запаздывают, это время увеличивается. Таким образом, определяя время пробега по времени наступления максимумов и минимумов уровня, мы в одних случаях получим его преуменьшенным, а в других преувеличенным.

Из сказанного следует, что правильное определение действительного времени пробега воды на приточном участке реки представляет собой задачу, значительно более сложную, чем на бесприточном участке. Для решения этой задачи требуется значительно больше гидрометрических данных.

Вообще говоря, единого универсального приема определения времени добегания воды на приточном участке нет. Поэтому рассмотрим несколько приемов, применение которых зависит от конкретных условий того или иного участка реки, а также наличия соответствующих гидрометрических данных.

Определение времени добегания воды по промежуточным участкам. Этот прием является основным. Однако практическое его применение к конкретным участкам зависит от характера распределения боковой приточности и наличия гидрометрических или водомерных постов. В основе приема лежит известное уже определение времени или скорости пробега воды по соответственным уровням на слабоприточных участках.

На рис. 5.12 представлена схема приточного участка речной системы, на котором необходимо определить время пробега воды от постов *A*, *C* и *D* до нижнего створа *B*. Буквами *a*, *b*, *c*, *d*, *n*, *m* на этой схеме обозначены промежуточные посты, данные которых должны использоваться при определении времени добегания.

Если промежуточные участки *A—a*, *D—d*, *C—c*, *B—b* и *m—n* слабоприточны, то для каждого из них время добегания можно определить по соответственным уровням. Определив таким путем время добегания для промежуточных бесприточных участков τ_{A-a} , τ_{B-b} , τ_{C-c} , τ_{D-d} , τ_{m-n} и зная длину каждого из этих участков l_{A-a} , l_{B-b} , l_{C-c} , l_{D-d} , l_{m-n} , вычисляется средняя скорость пробега воды в км/сутки

$$v_{A-a} = \frac{l_{A-a}}{\tau_{A-a}}, \quad v_{B-b} = \frac{l_{B-b}}{\tau_{B-b}} \text{ и т. д.}$$

После этого определяется средняя скорость пробега воды на промежуточных приточных участках:

для участка $a-m$ эта скорость принимается средней между v_{A-a} и v_{m-n} , т. е.

$$v_{a-m} = \frac{v_{A-a} + v_{m-n}}{2};$$

для участка $d-m$

$$v_{d-m} = \frac{v_{D-d} + v_{m-n}}{2};$$

для участка $c-b$

$$v_{c-b} = \frac{v_{C-c} + v_{B-b}}{2};$$

для участка $n-b$

$$v_{n-b} = \frac{v_{m-n} + v_{B-b}}{2}.$$

Зная протяженность каждого из этих участков, легко определить время пробега воды

$$\tau_{a-m} = \frac{l_{a-m}}{v_{a-m}}, \quad \tau_{d-m} = \frac{l_{d-m}}{v_{d-m}} \text{ и т. д.}$$

Общее время добегания воды на интересующих нас участках $A-B$, $C-B$ и $D-B$ определяется путем суммирования.

Если скорости добегания на промежуточных участках окажутся зависящими от высоты уровня, то для различных их значений находятся свои величины этих скоростей, и суммарное время пробега воды τ_{A-B} , τ_{C-B} , τ_{D-B} устанавливается соответственно для различных уровней или расходов верхних постов A , C , D .

При определении времени добегания описанным выше путем требуется дополнительная проверка, которая сводится к следующему.

1. Путем тщательного сопоставления гидрографов или графиков колебания уровня по основным постам A , B , C и D отбираются такие периоды, когда значительные их изменения наблюдались только на основной реке, а на притоках в это время они сохранялись устойчивыми. Отобрав такие периоды, по характерным переломным точкам и по кривым суточных изменений уровня определяют время пробега воды на участке $A-B$ основной реки, которое и сопоставляют с ранее установленным.

2. Если по всем основным постам A , B , C и D имеются таблицы ежедневных расходов за многолетний период наблюдений, то производят сопоставление суммарного гидрографа верхних створов $Q_A + Q_C + Q_D = f(T)$ и фактического гидрографа нижнего поста $Q_B = f(T)$. Для этого, приняв ранее установленное

время добегания τ_{A-B} , τ_{C-B} и τ_{D-B} , суммируют соответственные расходы Q_A , Q_C , Q_D и строят совмещенные графики суммы этих расходов с фактическим гидрографом нижнего поста. Хорошее соответствие в ходе изменения во времени этих величин будет свидетельствовать о правильности установленного времени добегания.

Порядок суммирования соответственных расходов воды поясним на примере.

Допустим, что время пробега воды между постами A и B равно $\tau_{A-B}=5$ суткам, на участке $C-B$ $\tau_{C-B}=4$ суткам, а на участке $D-B$ $\tau_{D-B}=6$ суткам. Тогда для расхода воды в нижнем створе Q_B , скажем за $20/VI$, соответственными будут на посту A расходы воды за $15/VI$, на посту C за $16/VI$ и на посту D за $14/VI$. Суммируя расходы воды в верхних створах со сдвижкой на время добегания, легко построить суммарный график, который и сопоставляется с фактическими расходами в нижнем створе участка.

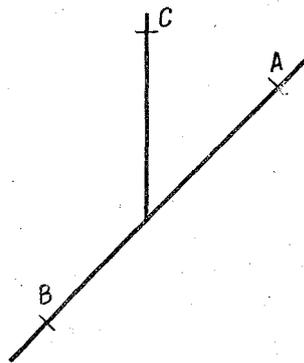


Рис. 5.13. Схема участка реки с одним крупным притоком.

Определение времени добегания путем подбора по гидрографам. Этот прием целесообразно применять на участках, где впадает один крупный приток (рис. 5.13). Суть его сводится к следующему.

Сначала каким-либо наиболее простым способом, например по средним скоростям течения, приблизительно устанавливают время пробега воды на обоих участках $A-B$ и $C-B$. После этого путем подбора, т. е. посредством нескольких проб, производят его уточнения, добиваясь наилучшего совпадения суммы расходов верхних постов с расходами нижнего поста. Поясним на примере.

Допустим, что приближенно установленное время добегания воды на участке $A-B$ равно $\tau_{A-B}=4$ суткам и на участке $C-B$ $\tau_{C-B}=6$ суткам. Для уточнения времени добегания по данным о ежедневных расходах воды вычисляется ряд суммарных гидрографов при различных значениях τ_{A-B} и τ_{C-B} . Сначала берется, например, $\tau_{A-B}=3$ суткам и вычисляются три серии суммарных гидрографов при времени добегания на участке $C-B$, равном 5, 6 и 7 суткам. После этого аналогичные расчеты повторяются для случаев, когда $\tau_{A-B}=4$ суткам и $\tau_{A-B}=5$ суткам. Сопоставляя каждый из вычисленных суммарных гидрографов с соответствующими гидрографами нижнего створа B , устанавливают, при каких значениях времени добегания получается наилучшая их сходимость.

Практические приемы построения графиков связи соответственных уровней для трех водомерных постов. К построению таких графиков в практике краткосрочных гидрологических прогнозов приходится прибегать довольно часто, когда на участке реки впадает один крупный приток, на котором имеется водомерный пост (рис. 5.13). После того, как определено время добега воды от верхних постов на главной реке и ее притоке, работа по построению графика связи соответственных уровней распадается на два этапа. Первый этап заключается в составлении ведомости соответственных уровней, а второй — в непосредственном построении графика по данным этой ведомости.

Если время добега воды на участке при различных ее уровнях или расходах меняется незначительно и может быть принято постоянным, то ведомость соответственных уровней составляется одна. В тех же случаях, когда это время различно, на подъеме и спаде, а также при высоких и низких уровнях во избежание ошибок и путаницы целесообразно составлять отдельные ведомости для фазы подъема и фазы спада.

Сведения об уровнях должны использоваться за наиболее поздний период наблюдений, но при этом они должны охватывать весь диапазон изменения уровня воды на нижнем посту. Число членов ряда соответственных уровней должно быть не менее 100. При построении графиков только для максимумов половодья или дождевых паводков используются все имеющиеся данные за все годы наблюдений.

Построение графика соответственных уровней может выполняться в двух вариантах.

Один из них заключается в том, что на осях координат откладываются исходные уровни верхних постов, а над точками надписываются соответствующие значения уровня на нижнем посту. В соответствии со значениями этих уровней на поле графика проводятся изолинии (рис. 5.14). Таким образом, при пользовании этим графиком искомая высота уровня воды на нижнем посту определяется путем интерполяции между изолиниями в зависимости от значения соответственных уровней на верхних постах.

Второй вариант построения графика отличается от первого тем, что на оси абсцисс откладываются уровни верхнего поста на главной реке, а по оси ординат — интересующие нас уровни нижнего поста. Над каждой полученной при таком нанесении точкой надписывается соответственный уровень второго верхнего поста. В соответствии со значениями этой третьей переменной проводятся кривые, каждая из которых отвечает определенной высоте уровня воды в створе верхового поста, расположенного на притоке. Таким образом, при пользовании этим

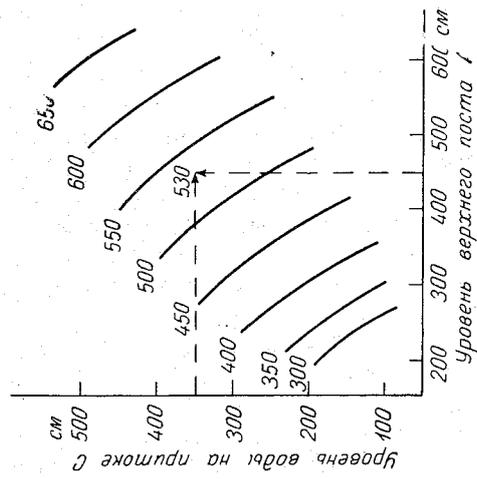


Рис. 5.14. График связи соответственных уровней трех постов. У изолиний — уровень нижнего поста.

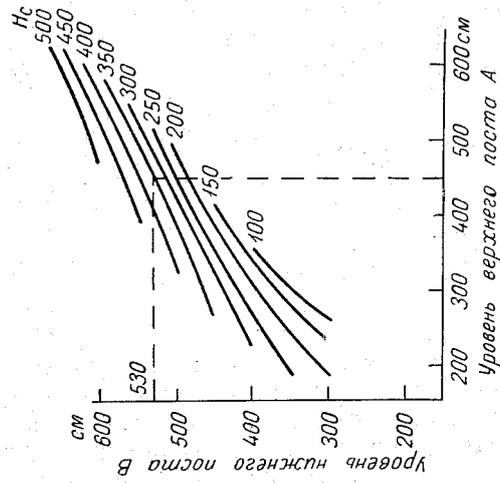


Рис. 5.15. График связи соответственных уровней трех постов. У изолиний — уровень воды на пригоде.

графиком искомая высота уровня воды на нижнем посту снимается с оси ординат.

На рис. 5.15 представлена зависимость для тех же постов, что и на рис. 5.14, но уже перестроенная так, как описано выше. Преимущество такого построения заключается в том, что оно дает возможность более надежно проводить кривые, отвечающие постоянным значениям уровня воды на притоке.

Прогнозы уровня по соответственным расходам в верхних створах. Главное преимущество использования расходов воды заключается в том, что эти величины являются абсолютными, т. е. измеряя их на различных реках, мы получаем непосредственно количество протекающей воды. В отличие от расходов, уровни воды, измеряемые на тех же постах, являются величинами относительными, так как исчисляются они над условно принимаемыми отметками нуля графика поста.

Особенно большое преимущество использования сведений о соответственных расходах получаем при разработке методики прогнозов для таких участков рек, на которых впадает несколько притоков. Это позволяет не только увеличивать заблаговременность прогнозов, но и значительно проще решать эту задачу.

Ожидаемый расход реки на определенный момент времени в нижнем створе приточного участка может быть определен из простого балансового уравнения

$$Q_t = a(Q_A + Q_B + Q_C + \dots + Q_N), \quad (5.16)$$

где Q_A, Q_B, \dots, Q_N — соответственные расходы воды в выше лежащих створах реки и ее притоков, наблюдавшиеся раньше момента времени t на соответствующее время добегания τ_A, τ_B и т. д.; a — коэффициент, учитывающий дополнительный боковой приток и регулирующее действие русел.

Поскольку уровень воды в данном створе реки зависит от ее расхода, то, следовательно, ожидаемая его высота в этом створе является также функцией суммы соответственных расходов

$$H_t = f(\Sigma Q).$$

Отсюда видно, насколько упрощается решение задачи о прогнозе уровня на приточном участке реки при использовании данных о расходах воды в верхних створах. Действительно, сумма соответственных расходов представляет собой одну переменную величину, следовательно, если мы будем оперировать ею, то нам достаточно построить график связи лишь между двумя переменными.

Использование в качестве исходной величины суммы соответственных расходов дает возможность ввести третью переменную величину для учета, например, дополнительного бокового притока или регулирующего действия русловой емкости на участке реки.

Метод соответственных расходов применим как для прогноза максимальных уровней и расходов половодья, так и для прогноза уровней или расходов на заданное число дней вперед, равное времени добегания воды от верхних постов до интересующего нас нижнего поста. В первом случае для построения расчетного графика в качестве аргумента берется максимум суммы расходов верхних створов $Q_{\text{макс}} = f(\sum Q)_{\text{макс}}$, а время наступления максимума половодья в нижнем створе определяется по разности между временем наступления максимума суммы расходов и

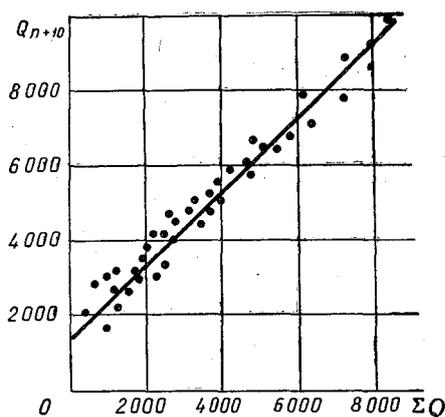


Рис. 5.16. Зависимость расходов р. Днестра у г. Киева от суммы расходов по верховым створам со сдвигом во времени на 10 суток.

временем наступления максимума половодья в нижнем створе. Во втором случае в качестве аргумента берется сумма соответственных расходов верховых створов на любую дату. Пример расчетного графика для прогноза расходов р. Днестра у г. Киева по сумме соответственных расходов показан на рис. 5.16.

Верхние посты выбираются таким образом, чтобы время добегания воды от каждого из них до нижнего створа было по возможности одинаковым. Для этого пользуются картой изохрон добегания. Однако практически это не всегда возможно сделать, особенно в тех бассейнах, где гидрометрическая сеть редка. В таких случаях соответственные расходы могут находиться или путем учета времени добегания от каждого верхнего поста, или путем интерполяции расходов по тем рекам, на которых гидрометрические створы расположены выше и ниже изохроны, отвечающей принятой заблаговременности прогноза.

Для интерполяции лучше всего пользоваться графиками нарастания площади водосбора между гидрометрическими створами, вычисляя искомый расход по формуле

$$Q_i = Q_2 - \frac{f_1}{f} (Q_2 - Q_1), \quad (5.17)$$

где Q_i — расход реки на заданной изохроне; Q_1 — расход на посту выше заданной изохроны; Q_2 — расход на посту ниже заданной изохроны; f_i — приращение площади водосбора от точки пересечения реки изохроной до поста, расположенного ниже изохроны; f — приращение площади водосбора между верхним и нижним постами.

Теснота связи расхода или уровня на нижнем посту с суммой соответственных расходов на верхних постах $H_{n+\tau} = f(\sum Q)$ зависит в значительной мере от изменчивости промежуточного притока. В некоторых случаях существенное повышение точности прогнозов достигается путем учета в качестве второй независимой переменной уровня воды на нижнем посту в день выпуска прогноза H_n

$$H_{n+\tau} = f(\sum Q, H_n).$$

Применение множественной корреляции для прогноза расходов и уровней воды. В практической работе еще нередко приходится встречаться с необходимостью прогнозов уровня воды на таких приточных участках рек, где нет данных о расходах. Это обстоятельство вынуждает использовать данные наблюдений за уровнями, что сильно осложняет решение задачи. Простейшее решение в этом случае может быть в случае применения множественной корреляции между уровнем воды на интересующем нас посту и уровнями на ряде верхних постов речной системы.

Методы множественной корреляции могут быть использованы и при отыскании связи уровня на нижнем посту с расходами воды на верхних постах речной системы. Этот прием, в частности, может применяться для прогноза минимальных уровней на крупных судоходных реках с заблаговременностью большей, чем время добегаания. Разработка методики таких прогнозов заключается в нахождении методами множественной корреляции уравнений вида

$$H_{\text{мин}} = a_1 Q_1 + a_2 Q_2 + \dots + a_n Q_n + b H_t, \quad (5.18)$$

где Q_1, Q_2, \dots, Q_n — расходы в верхних створах главной реки и ее притоков на дату выпуска прогноза; H_t — уровень воды в пункте, для которого дается прогноз минимального уровня на эту же дату; $H_{\text{мин}}$ — минимальный уровень на последующие 10 или 15 дней; a_1, a_2, \dots, a_n и b — численные коэффициенты, которые находятся методами множественной корреляции.

В целях повышения точности прогноза расчетные уравнения приведенного выше типа находятся для нескольких характерных фаз режима, например, для случаев, когда в верхнем течении главной реки и на ее притоках идет только спад уровней или только подъем, и некоторых других ситуаций, которые объективно могут быть определены по данным текущих наблюдений.

§ 7. Прогноз стока по данным о запасах воды в руслах

С постройкой гидроэлектростанций и водохранилищ все больше возникает необходимость в прогнозах притока воды к ним за различные периоды времени, который чаще всего выражается в виде среднего расхода.

Прогнозы средних расходов за относительно короткие периоды времени основываются на использовании зависимости между стоком и запасом воды в русловой сети $Q_T = f(W_t)$, где W_t — запас воды в той части русловой сети бассейна, с которой вода проходит замыкающий створ в течение заданного отрезка времени T . Например, при отсутствии дополнительного притока талой или дождевой воды средний декадный расход в заданном створе реки целиком определяется объемом воды, находящейся в руслах той части бассейна, время добегания воды с которой составляет 10 суток. Зависимости стока от запасов воды в руслах нашли широкое применение

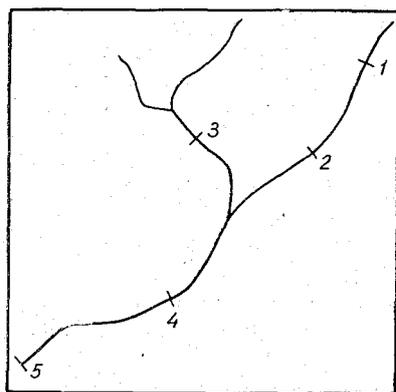


Рис. 5.17. Схема размещения постов.

в практике прогнозов средних декадных и средних месячных расходов крупных рек, а в периоды устойчивой межени и на более длительное время вперед.

Определение запаса воды в руслах. Объем воды в руслах в заданный момент времени может быть определен с помощью кривых объемов, построенных по участкам рек, или непосредственно по данным о расходах воды и времени ее добегания. Последний способ как более простой применяется чаще.

В первом приближении объем воды на участке между двумя гидрометрическими створами равен произведению среднего расхода на время добегания

$$W_{1-2} = \frac{Q_1 + Q_2}{2} \tau, \quad (5.19)$$

где Q_1 и Q_2 — расходы соответственно на верхнем и нижнем постах.

Для участка, на котором впадает крупный приток (рис. 5.17), объем воды вычисляется по формуле

$$W_{4-2-3} = \frac{Q_4 + Q_2 + Q_3}{2} \bar{\tau}, \quad (5.20)$$

где $\bar{\tau}$ — среднее время добегания между створами 2—4 и 3—4; Q_4 — расход в нижнем створе.

При выражении расходов в $\text{м}^3/\text{сек}$, а времени добегания в сутках вычисленные объемы воды получают уменьшенными в 86 400 раз. Общий запас воды в русловой сети вычисляется как сумма объемов по участкам. При переменном времени добе-

гания расчет объема воды лучше вести в табличной форме (табл. 18).

Таблица 18

Запас воды в русловой сети в бассейне р. _____ до _____

Дата	Участок	Расход воды, м ³ /сек			Средний расход на участке \bar{Q} м ³ /сек	Время добегания τ сутки	Объем воды на участке $W = \bar{Q}\tau$	Средний расход в замыкающем створе в последующую декаду \bar{Q}
		Q_B	Q_H	Q_{II}				
1960 г.								
30/VI	1—2	2 800	3 200	—	3 000	2	6 000	4 100
	2—3—4	3 200	5 200	1 500	4 950	4	19 800	
	4—5	5 200	5 400	—	5 300	3	15 900	
							35 700	
10/VII	1—2	2 000	2 200	—	2 100	1,8	3 780	
	2—3—4	2 200	3 400	1 000	3 300	3,5	11 550	
	4—5	3 400	3 500	—	3 450	2,5	10 880	
							26 200	2 900

Примечание. Q_B — расход на верхнем посту участка, Q_H — расход на нижнем посту участка, Q_{II} — расход на промежуточном притоке.

Расчеты запаса воды в русловой сети упрощаются, если время добегания на каждом участке принять постоянным. Запишем для нашего примера (рис. 5.17) общее выражение запаса воды

$$W = \frac{Q_1 + Q_2}{2} \tau_{1-2} + \frac{Q_2 + Q_3 + Q_4}{2} \tau_{2-3-4} + \frac{Q_4 + Q_5}{2} \tau_{4-5}.$$

Подставив в это выражение значения $\tau_{1-2}=2$, $\tau_{2-3-4}=4$ и $\tau_{4-5}=3$, после преобразования получим формулу для расчета запаса воды

$$W = Q_1 + 3Q_2 + 2Q_3 + 3,5Q_4 + 1,5Q_5.$$

Аналогичную формулу легко получить при любом числе участков.

Расчет запаса воды по описанному способу является приближенным. Ошибки в определении русловых запасов зависят от полноты охвата речной системы, точности измерения расходов и определения времени добегания. Дополнительные погрешности вносит также допущение о постоянстве последнего. Тем не менее вычисленные таким путем значения русловых запасов являются достаточно репрезентативными для установления корреляционной связи со средними расходами (рис. 5.18).

Построение расчетных графиков. При построении расчетных графиков для прогноза средних расходов прежде всего необходимо установить возможную заблаговременность прогноза. Для этой цели используются карты изохрон добегания воды по руслам и размещения гидрометрических постов в речном бассейне. Как уже отмечалось выше, заблаговременность прогноза средних расходов определяется временем пробега воды от наиболее удаленных гидрометрических створов.

Для построения расчетного графика используются данные о расходах воды за прошлые годы. По этим данным описанным

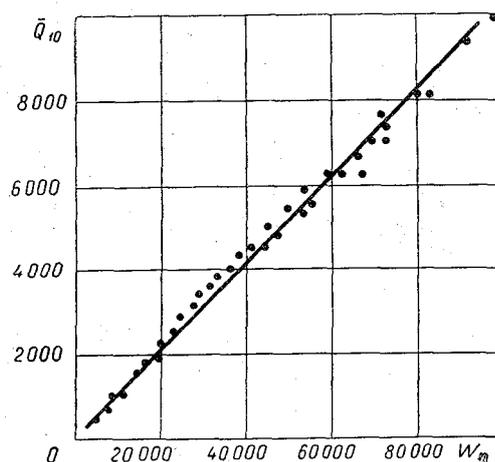


Рис. 5.18. Зависимость среднего декадного стока р. Днепра у г. Киева от запасов воды в русловой сети, накануне начала декады.

выше способом вычисляют запасы воды на определенные календарные даты и соответствующие им средние расходы за период, равный времени добегания. Например, если время добегания составляет 10 суток, то запасу воды, вычисленному, скажем, на 30/VI, должен соответствовать средний расход с 1 по 10/VII, запасу воды на 10/VII — средний расход с 11 по 20/VII и т. д. Имея достаточно большое число таких парных значений запаса и среднего расхода воды, обычным путем строится график зависимости $Q_T = f(W_t)$. Чтобы установленная связь была более надежной, исходные данные необходимо брать за различные годы для различных условий режима.

В крупных речных бассейнах описанная методика может применяться для прогнозов средних расходов с заблаговременностью, несколько большей, чем период осреднения расходов. Определяя, например, запасы воды в речной сети в зоне, ограни-

ченной изохронами 5 и 15 суток, можно построить график зависимости для прогнозов средних декадных расходов с заблаговременностью 15 суток. Для этого запас воды, вычисленный, скажем, на $5/VI$, связывается со средним расходом с 11 по $20/VI$, запас воды на $15/VI$ — со средним расходом за третью декаду июня и т. д.

В период межени запас воды в руслах, как и сам расход в замыкающем створе, является показателем притока питающих реку подземных вод. А так как этот приток не подвержен резким колебаниям и меняется во времени плавно, то это дает возможность использовать данные о русловых запасах в качестве аргумента для прогноза средних расходов на период, значительно больший, чем время добегания, например на квартал. Следует, однако, иметь в виду, что в таких случаях использование данных о русловых запасах не дает значительного преимущества перед использованием для тех же целей данных о среднем расходе в самом замыкающем створе.

Методика прогнозов стока по данным о русловых запасах наиболее эффективна для крупных рек, основной сток которых формируется в верхней, значительно удаленной от замыкающего створа, части бассейна. Для успешного ее применения необходима хорошо развитая гидрометрическая сеть.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ДОЖДЕВОЙ СТОК И ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ПАВОДКОВ

Для сравнительно небольших рек с резко выраженным паводочным режимом прогнозы по соответствующим уровням теряют практическое значение из-за малой заблаговременности. Возникает необходимость в предвычислении гидрографа паводков по данным о количестве выпавших осадков, что имеет важное значение для экстренных предупреждений.

Прогнозы дождевых паводков являются одной из наиболее сложных задач гидрологии. Несмотря на правильные в целом физические представления о процессах формирования дождевого стока, разработка практических способов прогноза паводков встречает большие трудности и часто не дает желаемых результатов. Трудности связаны главным образом с большой неравномерностью процессов формирования дождевого стока и крайней ограниченностью данных, которые давали бы возможность учитывать эту неравномерность. В силу этих обстоятельств известные в настоящее время способы расчета объема и гидрографа дождевых паводков остаются пока грубо приближенными.

В настоящей главе даются общие понятия о факторах дождевого стока и основах расчетов, которые приходится выполнять при анализе процессов его формирования и разработке методики прогнозов.

§ 1. Факторы дождевого стока

Формирование дождевых паводков представляет собой комплекс многообразных и неравномерных процессов выпадения осадков, инфильтрации, задержания и потерь воды в бассейне, концентрации и стекания избыточной части осадков по руслам.

Главным фактором дождевого стока являются количество, интенсивность и продолжительность атмосферных осадков и их распределение по площади водосбора. Эти факторы, при прочих равных условиях, определяют объем стока и оказывают существенное влияние на его распределение во времени, т. е. на форму гидрографа паводка.

Не менее важными факторами дождевого стока являются водопоглотительные свойства речного бассейна — степень водопроницаемости и емкость верхнего слоя почво-грунтов и поверхностное задержание. Последнее зависит от рельефа и микрорельефа бассейна, заболоченности, количества и размеров бессточных озер или искусственных прудов. Водопроницаемость почвы зависит от ее механического состава, структуры, водно-физических свойств и степени предшествующего увлажнения. Эти факторы определяются, с одной стороны, особенностями самого бассейна (характер и распределение почв), а с другой стороны, предшествующими гидрометеорологическими условиями — количеством осадков и испарением.

Свойство почвы менять свою водопоглотительную способность в зависимости от предшествующего увлажнения имеет важное значение для расчета и прогноза дождевого стока.

Третьим основным фактором формирования дождевых паводков является последовательность, с которой вода, притекающая в русла в различных частях речного бассейна, проходит замыкающий створ. Распределение стока паводка во времени, т. е. форма гидрографа паводка, зависит от размеров и формы речного бассейна, его рельефа, густоты гидрографической сети и морфометрических особенностей русла и поймы в районе самого замыкающего створа. Существенное влияние на форму паводка оказывает также ход выпадения атмосферных осадков во времени.

Четвертым фактором, играющим важную роль в формировании дождевого стока, является неравномерность выпадения и поглощения осадков по территории и во времени. Этот фактор вносит наибольшие затруднения в решение практических задач расчета дождевого стока по данным об осадках.

В силу неравномерности процессов выпадения осадков величина поверхностного стока нередко зависит от того, как распределялись в каждом конкретном случае интенсивность дождя и общее количество осадков по отношению к ранее сложившемуся распределению инфильтрационной способности почв и распределению поверхностной емкости, т. е. от чисто случайного события. Этот элемент случайности в формировании дождевого стока влияет не только на объем, но в какой-то мере и на распределение расходов воды во времени, т. е. на форму паводка.

В принципе расчет дождевого паводка сводится к расчету объема стока и его распределения во времени. Для этого необходимо определить или рассчитать:

- а) количество поступившей в бассейн воды (слой осадков) и указанные выше характеристики их выпадения;
- б) количество воды, поглощенной почвой, задержанной на поверхности бассейна и потерянной на испарение;

в) продолжительность стекания и трансформацию стока в процессе добегаания воды до замыкающего створа бассейна.

Знание основных компонентов водного баланса речного бассейна за период выпадения осадков необходимо для расчета объема стока. Знание закономерностей концентрации и добегаания воды по руслам необходимо для расчета гидрографа паводка и таких его элементов, как максимальный расход и уровень.

Из большого числа факторов, влияющих на формирование дождевого стока, только осадки измеряются непосредственно. Все другие необходимые для прогноза характеристики могут быть оценены только путем приближенных расчетов, пользуясь данными метеорологических и гидрологических наблюдений.

§ 2. Расчет поступления воды от осадков

Количество осадков выражается обычно в виде слоя воды в миллиметрах на площадь бассейна. Для определения количества воды, поступившей на поверхность бассейна, используются данные измерений осадков с помощью дождемеров или самописцев дождя. Точность определения слоя осадков зависит от густоты пунктов наблюдений и неравномерности распределения осадков по территории бассейна. Чем неравномернее осадки, тем гуще должна быть дождемерная сеть.

Средний слой осадков. В гидрологии известно несколько способов определения среднего слоя осадков: способ изогьет, способ среднего взвешенного и простое арифметическое осреднение. Применение того или другого способа зависит от числа и характера размещения пунктов наблюдений за осадками в бассейне, а также от степени равномерности выпадения самих осадков по площади.

Последние два способа дают удовлетворительные результаты при подсчетах осадков за длительные периоды времени — месяц, сезон, год. Применение их к расчету среднего слоя осадков за короткие периоды одного дождя нередко дает большие ошибки, особенно при неравномерном выпадении осадков.

Основным способом расчета среднего слоя осадков является способ изогьет. Суть его состоит в построении карты распределения осадков, планиметрировании площадей между изогьетами и вычислении среднего взвешенного слоя осадков по формуле

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n \bar{X}_i \varphi_i \text{ мм}, \quad (6.1)$$

где \bar{X}_i — средний слой осадков на площади между соседними изогьетами; φ_i — относительная величина этой площади в долях общей площади бассейна; n — число площадей между изогьетами.

Способ изогнет позволяет лучше учесть неравномерность распределения осадков по площади бассейна, в том числе влияние рельефа. Однако построение самой карты осадков требует достаточно густой сети наблюдательных пунктов.

Продолжительность и интенсивность осадков. Для определения характеристик интенсивности и продолжительности осадков используются данные pluвиографов. Обычные дождемерные наблюдения недостаточны для определения интенсивности и хода осадков во времени и позволяют вычислить лишь некоторую условную интенсивность, пользуясь суточным или полусуточным количеством осадков. Такая характеристика интенсивности выпадения осадков является, как правило, недостаточно репрезентативной.

Построение графиков хода интенсивности осадков во времени по данным pluвиографа может быть выполнено для каждой станции по относительно коротким интервалам времени. В соответствии с характером pluвиограммы эти интервалы могут быть как постоянной, так и переменной длительности. Средняя за интервал интенсивность дождя вычисляется путем деления слоя осадков на длительность интервала и выражается в *мм/мин*.

Для получения представления о продолжительности и ходе интенсивности осадков по территории полезно эти характеристики наносить на карту речного бассейна, что дает возможность проследить перемещение центров дождя и построить изохроны его начала и конца.

§ 3. Инфильтрация воды в почву и поверхностное задержание

Основные потери дождевого стока связаны с инфильтрацией воды в почву. Физически инфильтрация представляет собой процесс нисходящего движения воды в порах почвы и грунта под действием силы тяжести, молекулярных сил и сил сопротивления, обусловленных трением, вязкостью жидкости и наличием в порах заземленного воздуха. Одной из важнейших характеристик этого движения является интенсивность инфильтрации.

Под интенсивностью инфильтрации понимается количество воды, просочившейся в почву в единицу времени. Интенсивность инфильтрации может выражаться в *мм/мин* или в *мм/час*. Общее количество просочившейся в почву воды равно произведению интенсивности инфильтрации (i) на время просачивания (T)

$$I = iT. \quad (6.2)$$

Инфильтрация представляет собой сложный процесс, теория которого разработана еще недостаточно. Источником представлений о процессе инфильтрации являются опыты по искусственному дождеванию небольших площадок. Как показывают эти опыты, процесс инфильтрации при постоянной интенсивности

дождя имеет три характерные фазы. В первой начальной фазе интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя и вся выпадающая на поверхность земли вода полностью затрачивается на смачивание частиц почвы и заполнение крупных некапиллярных пор. Продолжительность этой фазы различна для различной почвы и зависит от начальной ее влажности и интенсивности дождя. Вторая фаза характеризуется закономерным более или менее резким уменьшением интенсивности инфильтрации, что связано с заполнением водой пор верхнего слоя почвы, и рядом других причин. Наконец, третья фаза, получившая название фазы фильтрации, характеризуется относительно постоянной интенсивностью просачивания.

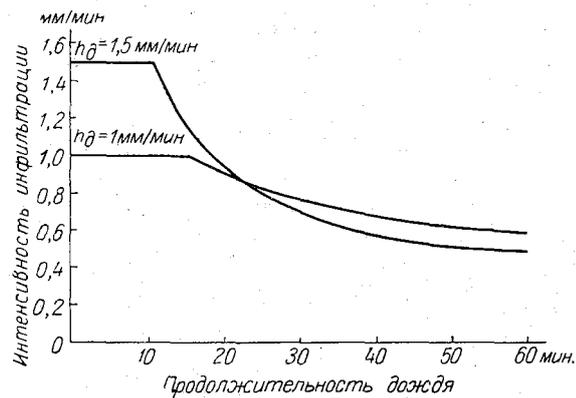


Рис. 6.1. Изменение интенсивности инфильтрации при различной интенсивности дождя (опытные кривые).

Опыты по искусственному дождеванию показывают, что изменение интенсивности инфильтрации во времени тесно связано с интенсивностью дождя и начальным увлажнением почвы (рис. 6.1 и 6.2). Чем больше интенсивность дождя, тем скорее и резче происходит снижение интенсивности инфильтрации. Аналогичная картина наблюдается и при разном начальном увлажнении почвы. Чем меньше дефицит влажности верхнего слоя почвы, тем меньше начальное поглощение воды и тем быстрее снижается интенсивность инфильтрации.

Описанный характер инфильтрации присущ не всем почвам. Иная картина водопоглощения типична для лесных подзолистых почв, имеющих весьма рыхлый, покрытый лесной подстилкой, горизонт *A* и плотный, слабопроницаемый для воды, горизонт *B*. Водопроницаемость верхнего горизонта таких почв настолько велика, что практически при любой наблюдающейся в природе интенсивности дождя все выпадающие осадки полностью поглощаются до тех пор, пока не насытят его до полной влагоемкости.

Существенную роль в изменении интенсивности инфильтрации для некоторых типов почв играет их заплывание, явление заплывания характерно для бедных перегноем пылеватых почв. Состоит оно в том, что под действием воды и ударов капель комки почвы быстро разрушаются и наиболее мелкие пылеватые частицы почвы закупоривают ее крупные поры. Заплывание почвы является одной из причин уменьшения ее водопроницаемости от одного дождя к другому. Наиболее сильно оно проявляется на бесструктурных, лишенных дернового покрова почвах.

Формулы для расчета инфильтрации. Вопросам инфильтрации осадков посвящено большое число исследований. Известен ряд теоретических работ, в которых делались попытки получить

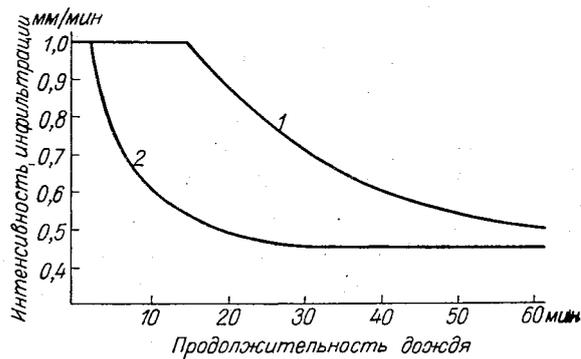


Рис. 6.2. Изменение интенсивности инфильтрации при различной начальной влажности почвы (опытные кривые).

1 — сухая почва, 2 — влажная.

математическое выражение для интенсивности инфильтрации на основании законов движения жидкости в пористой среде, а также ряд эмпирических формул на основе опытов по искусственному дождеванию площадок и некоторых физических соображений.

Из числа формул, полученных теоретическим путем, наиболее проста формула Г. А. Алексеева, выведенная для случая глубокого залегания грунтовых вод

$$i_t = k + \sqrt{\frac{0,5kHd}{t}}, \quad (6.3)$$

где i_t — интенсивность инфильтрации в мм/мин; k — коэффициент фильтрации в тех же единицах; H — максимальная высота капиллярного поднятия воды в почве; d — дефицит влажности почвы; t — время от начала дождя.

Согласно этой формуле, интенсивность инфильтрации является функцией времени и зависит от начального увлажнения и

свойств самой почвы, которые характеризуются максимальной высотой капиллярного поднятия и коэффициентом фильтрации. Формула выведена при допущении, что поверхность почвы покрыта некоторым слоем воды, поэтому в нее не входит интенсивность дождя.

Известен ряд эмпирических формул такого же типа, например формула

$$i = k + \frac{a}{t^b}, \quad (6.4)$$

где a и b — коэффициенты, зависящие, как показывают опыты, от характера почвы, начальной ее влажности, интенсивности дождя и некоторых других факторов.

Общий недостаток такого вида эмпирических формул состоит в том, что они не учитывают интенсивности осадков. Кроме того, установить для естественных речных бассейнов значения коэффициентов практически можно только путем подбора. При малой точности определения количества осадков в бассейне найденные таким путем коэффициенты оказываются недостаточно надежными.

Другим типом формулы интенсивности инфильтрации является формула экспоненциального вида. Как эмпирическая, такого вида формула была предложена в свое время американским гидрологом Р. Хортоком. Однако этот вид формулы может быть получен и из теоретических соображений при допущении, что изменение интенсивности инфильтрации пропорционально самой интенсивности и зависит от количества выпавших осадков. Именно на основе этого допущения и принимая во внимание, что начальная интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя, автором получена формула, которая для постоянной интенсивности осадков имеет следующий вид:

$$i = (h - k)e^{-\frac{ht}{d}} + k, \quad (6.5)$$

где h — интенсивность осадков в мм/мин; k — коэффициент фильтрации в мм/мин; d — дефицит влажности почвы в мм; t — время в минутах от начала дождя; e — основание натуральных логарифмов.

Преимущество этой формулы состоит в том, что в явном виде входят интенсивность дождя и дефицит влажности почвы. Последний по физическому смыслу должен относиться к некоторому верхнему слою почвы, насыщение которого обеспечивает стабилизацию интенсивности инфильтрации. Для разных типов почв толщина этого слоя должна быть различной. Формула дает возможность определять в первом приближении время, в течение которого интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя, т. е. продолжительность фазы полного по-

глощения осадков (t_0), а следовательно, начальное поглощение воды (x_0)

$$t_0 = \frac{d \ln \left(1 - \frac{k}{h}\right)}{h}, \quad (6.6)$$

откуда

$$x_0 = ht_0 = d \ln \left(1 - \frac{k}{h}\right). \quad (6.7)$$

Последнее выражение показывает, что начальное поглощение осадков и дефицит влажности почвы связаны между собой. Эта связь может быть установлена для различных почв путем искусственного дождевания площадок.

Для неравномерного во времени дождя формула интенсивности инфильтрации имеет другой вид

$$i = (h_0 - k) e^{-\alpha(x-x_0)} + k, \quad (6.8)$$

где h_0 — интенсивность дождя в момент окончания фазы полного поглощения осадков в мм/мин; x — количество осадков, выпавших к заданному моменту времени t в мм; x_0 — начальное поглощение осадков в мм; α — параметр, характеризующий дефицит влажности почвы; остальные обозначения прежние.

Для расчета интенсивности инфильтрации по формуле (6.8), кроме хода дождя во времени, необходимо знать значения параметров x_0 и α , которые связаны между собой и зависят от начальной влажности почвы, а также коэффициент фильтрации k , который зависит от типа почвы. Расчет ведется в следующем порядке (табл. 19).

Таблица 19

Пример расчета интенсивности инфильтрации для неравномерного дождя при $x_0 = 10$ мм, $\alpha = 0,04$, $k = 0,2$ мм/мин

t мин.	Δt мин.	\bar{h} мм/мин	$\Delta t \bar{h}$ мм	$x = \Sigma \Delta t \bar{h}$ мм	$x - x_0$ мм	i мм/мин	\bar{i} мм/мин	$\Delta t \bar{i}$ мм	$(\bar{h} - \bar{i}) \Delta t$ мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0									
5	5,0	0,2	1,0	1,0	—	—	0,2	1,0	0
10	5,0	0,8	4,0	5,0	—	—	0,8	4,0	0
15	5,0	1,0	5,0	10,0	—	1,0	1,0	5,0	0
20	5,0	2,0	10,0	20,0	10,0	0,74	0,87	4,35	5,65
25	5,0	1,4	7,0	27,0	17,0	0,61	0,68	3,40	3,60
30	5,0	1,0	5,0	32,0	22,0	0,53	0,57	2,85	2,15
35	5,0	1,2	6,0	38,0	28,0	0,46	0,50	2,50	3,50
40	5,0	0,6	3,0	41,0	31,0	0,43	0,44	2,20	0,80
45	5,0	0,4	2,0	43,0	33,0	0,41	0,42	—	0,00
50	5,0	0,8	4,0	47,0	37,0	0,38	0,40	2,00	2,00
55	5,0	0,2	1,0	48,0	38,0	0,37	0,38	—	0,00
60	5,0	0,04	0,2	48,2	38,2	0,37	0,37	—	0,00

По заданному графику интенсивности дождя (рис. 6.3) строится интегральная кривая осадков (рис. 6.4). Зная x_0 , определяем по этой кривой момент окончания фазы полного поглощения осадков t_0 . По значению t_0 находим на графике интенсивности дождя начальную интенсивность инфильтрации h_0 . После этого, задаваясь временем, снимаем с интегральной кривой соответствующие суммы осадков x и находим разности $x - x_0$, по которым, пользуясь формулой (6.8), вычисляем интенсивность инфильтрации.

Проделав вычисления для нескольких моментов времени и нанеся вычисленные значения на график хода дождя, получим кривую изменения интенсивности инфильтрации во времени (рис. 6.3).

Общее количество воды, просочившейся в почву за время дождя, равно, очевидно, сумме

$$I = x_0 + I_t + x_i,$$

где x_0 — слой осадков, поглощенных в начальной стадии; I_t — слой осадков, поглощенных почвой за период, когда интенсивность дождя превышала интенсивность инфильтрации; x_i — слой осадков за те периоды, когда интенсивность инфильтрации была потенциально больше интенсивности дождя. На рис. 6.3 общий слой инфильтрации равен площади заштрихованной части графика. Определив суммарную инфильтрацию на различные моменты времени, легко построить интегральную кривую инфильтрации.

Приведенная выше формула интенсивности инфильтрации справедлива для однородной почвы и равномерного по площади выпадения осадков. Для значительных по размерам речных бассейнов эти условия не выдерживаются. Практически учесть неравномерность осадков по площади можно только ведя расчет инфильтрации для небольших площадей, в пределах которых разница в ходе дождя невелика. Общие потери на инфильтрацию и слой стока для всего бассейна должны вычисляться в этом случае как среднее взвешенное.

Значения входящих в формулу (6.8) параметров и зависимость этих параметров от начальной (предшествующей выпадению осадков) влажности почвы должны устанавливаться для различных типов почв экспериментальным путем. Пока таких опытов проведено мало, что и ограничивает практическое использование формулы.

Приведенные в различных источниках данные о коэффициенте фильтрации (k) говорят о том, что величина его для различных почв меняется в широких пределах. Так, для суглинков он составляет 0,1—0,25 мм/мин, для тяжелых глинистых почв снижается до 0,05, а для супесчаных и песчаных почв может достигать 1—3 мм/мин. Менее изучена зависимость начального

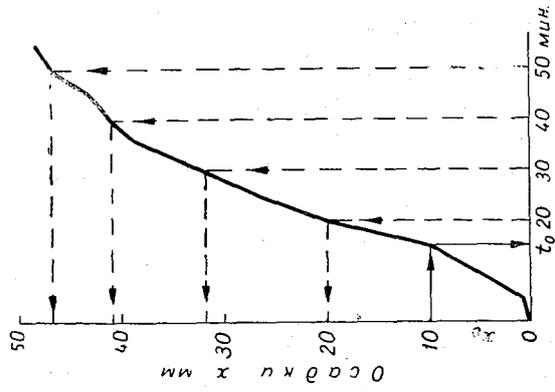


Рис. 6.4. Интегральная кривая осадков.

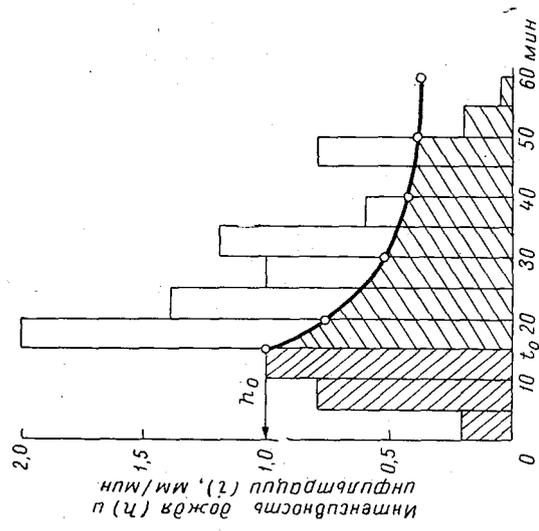


Рис. 6.3. График интенсивности дождя и кривая интенсивности инфильтрации.

поглощения осадков (x_0) от предшествующего увлажнения почвы. По данным опытов, проведенных С. А. Колем, начальное поглощение при высокой начальной влажности почвы для каштановых почв составило 2—4 мм, для сухой почвы 8—25 мм.

Поверхностное задержание. Под поверхностным задержанием понимаются неизбежные затраты воды на смачивание растительного покрова и заполнение разного рода отрицательных форм рельефа и микрорельефа. Количество осадков, задерживаемых кронами деревьев и травяным покровом за время одного дождя, относительно невелико и во всяком случае не превышает нескольких миллиметров. Значительно более важную роль в формировании дождевого стока в равнинных бассейнах играет задержание воды непосредственно на поверхности речного бассейна.

Прежде чем попасть в русловую сеть, стекающая дождевая вода должна заполнить множество разнообразных углублений, включая самые малые между комками почвы, и массу разного рода впадин. Часть ее при этом так и остается задержанной в виде многочисленных луж, а кроме того, в бессточных озерах и болотах. Самые малые углубления заполняются непосредственно выпадающими осадками. Более крупные впадины собирают в себя воду с прилегающих к ним площадей. Некоторое количество осадков затрачивается также на смачивание частиц верхнего слоя почвы.

Емкость отдельной депрессии, выраженная в миллиметрах на весь бассейн, равна произведению

$$e = \varphi S, \quad (6.9)$$

где φ — относительная площадь водосбора депрессии, выраженная в долях площади речного бассейна; S — слой воды в мм, при котором обеспечивается ее заполнение, для краткости будем называть его слоем заполнения. При отсутствии просачивания величина S равнозначна слою выпавших осадков, а при наличии инфильтрации — избытку осадков над просачиванием ($X - I$).

Неодинаковая емкость различного рода впадин на поверхности речного бассейна является фактором, который определяет неодновременное начало стока с различных площадей и постепенное увеличение действующей (дающей сток) площади по мере увеличения количества выпавших осадков.

Теоретически для определения поверхностного задержания достаточно знать лишь распределение емкости по площади водосбора, т. е. доли площади и соответствующие им значения емкости, выраженные в миллиметрах на весь бассейн. Зная такое распределение, легко определить слой заполнения для каждой доли площади и общую поверхностную емкость всего речного бассейна в целом (табл. 20).

Таблица 20

Пример расчета поверхностного задержания по заданному распределению емкости

Доля площади бассейна φ_i	Емкость ε_i мм	Слой заполнения $S_i = \frac{\varepsilon_i}{\varphi_i}$ мм	Действующая площадь $\Phi = \sum \varphi_i$	Емкость на действующей площади $E = \sum \varepsilon_i$ мм	Поверхностное задержание $P = (1 - \Phi)X + E$ мм
1	2	3	4	5	6
0,1	0,5	5	0,1	0,5	5
0,25	5,5	22	0,35	6,0	20,3
0,50	20,0	40	0,85	26,0	32,0
0,10	5,0	50	0,95	31,0	33,5
0,15	5,0	100	1,00	36,0	36,0

Как видно из данных табл. 20, максимальная затрата воды на поверхностное задержание при данном распределении емкости составляет 36 мм (графа 6), а слой заполнения, при котором сток может осуществляться со всей площади водосбора, равен 100 мм. Представим, что почва абсолютно водонепроницаема. Тогда очевидно, что пока слой осадков не превысит 5 мм, вся вода будет задерживаться на его поверхности. Но как только осадки превысят 5 мм, сток станет возможным с площади $\varphi_1 = 0,1$. При слое осадков более 22 мм сток станет возможным с площади $\varphi_1 + \varphi_2 = 0,35$. При дальнейшем выпадении дождя, когда его слой превысит 40 мм, в сток включится площадь φ_3 и т. д.

Слой воды, задержанной на поверхности водонепроницаемого бассейна при равномерном его орошении, определяется по следующей формуле:

$$P = (1 - \Phi)X + E, \quad (6.10)$$

где X — слой осадков в мм; Φ — действующая (дающая сток) площадь в долях единицы; E — емкость заполненных депрессий на действующей площади в мм. Переменные Φ и E зависят от слоя выпавших осадков, поэтому и слой задержанной воды является функцией только количества осадков (рис. 6.5).

Для водопроницаемого бассейна, когда интенсивность дождя превышает интенсивность инфильтрации, заполнение депрессии может происходить только за счет избытка осадков над просачиванием. Для этого случая в приведенной выше формуле вместо x должна стоять разность $X - I$, где I — слой просочившейся в почву воды,

$$P = (1 - \Phi)(X - I) + E. \quad (6.11)$$

Распределение действующей площади в зависимости от слоя заполнения является важной характеристикой речного бассейна.

Однако установить такое распределение для естественных водосборов путем непосредственных измерений практически невозможно. Судить о нем можно лишь на основании общих представлений о характере рельефа и микрорельефа и приближенных воднобалансовых расчетов.

Наиболее существенную роль поверхностное задержание играет в бассейнах с плоским слаборасчлененным рельефом. С увеличением уклонов поверхности роль его уменьшается. Обработка полей разрушает естественные понижения микрорельефа. Но с ее помощью можно создать значительно более емкие углубления.

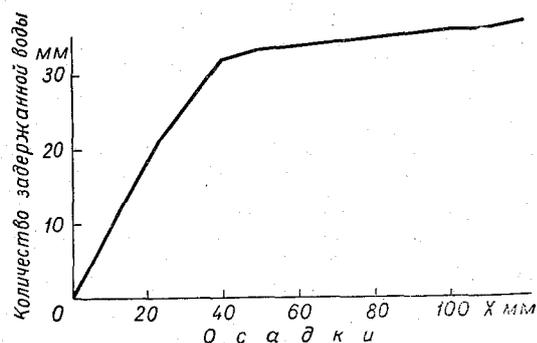


Рис. 6.5. Зависимость между количеством задержанной в бассейне воды и осадками при неравномерном распределении емкости (к примеру расчета в табл. 18).

Такие мероприятия, как, например, вспашка вдоль горизонталей местности и крестование известны давно и применяются на практике в целях уменьшения поверхностного стока при борьбе с эрозией.

§ 4. Основы расчета объема дождевого стока

Объем стока, вызванного осадками, в значительной мере определяет высоту пика и другие характеристики паводка. Его предвычисление является первым этапом в методике прогноза дождевых паводков.

В принципе расчет объема или слоя стока по данным о количестве выпавших осадков может быть выполнен двумя путями:

1) по методу водного баланса, используя приближенные формулы для расчета инфильтрации, поверхностного задержания и потерь воды на испарение;

2) по эмпирическим зависимостям стока от осадков и других факторов, которые при наличии соответствующих материалов

наблюдений за прошлые годы могут быть установлены для каждого конкретного речного бассейна.

Инфильтрация является основным фактором поглощения осадков. Поэтому решающую роль в определении дождевого стока играет точность расчета интенсивности и суммарного слоя инфильтрации. Для правильного их расчета прежде всего требуется знать характер и распределение почв в речном бассейне, их водно-физические характеристики и степень водопроницаемости.

Соответственно инфильтрационной способности почв можно выделить два характерных типа водопоглощения.

Первый тип, когда поверхностный сток формируется за счет превышения интенсивности дождя над интенсивностью инфильтрации и происходит с площадей, на которых избыток осадков превышает емкость депрессий.

Второй тип, когда в бассейнах, сложенных рыхлыми легко проницаемыми почвами, интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя и поверхностный сток формируется на площадях с близким залеганием относительного водупора или грунтовых вод за счет избытка осадков над влагоемкостью почвы и поверхностным задержанием.

В первом типе существенную роль в формировании стока играет интенсивность осадков и ее распределение по площади и во времени. Во втором типе эти факторы не могут играть столь существенной роли. Первый тип формирования стока характерен для безлесных бассейнов, сложенных относительно тяжелыми почвами; второй — для бассейнов лесной зоны с подзолистыми почвами и заболоченных площадей.

Методика расчета инфильтрации для первого типа водопоглощения рассмотрена в § 3.

Запишем уравнение водного баланса речного бассейна для периода дождевого паводка

$$Y = X - I - P - Z, \quad (6.12)$$

где Y — сток, вызванный осадками; X — осадки, I — суммарная инфильтрация; P — поверхностное задержание; Z — испарение, выраженные в мм. Подставляя в уравнение баланса вместо P его значение из формулы (6.11), получим общее уравнение для слоя стока

$$Y = \Phi(X - I) - E - Z, \quad (6.13)$$

напомним, что Φ — действующая площадь в долях единицы; а E — емкость депрессий на действующей площади в мм.

Обе эти переменные являются функциями избытка осадков над просачиванием и отражают характерное для данного речного бассейна распределение поверхностной емкости.

Если пренебречь потерями воды на испарение, величина которых за время паводка относительно невелика, то, как следует из формулы (6.13), сток за паводок является также функцией избытка осадков. Это значит, что, вычислив для ряда паводков разности между количеством осадков и суммарной инфильтрацией, можно получить зависимость слоя стока от этой разности, которая и должна отражать дополнительные затраты воды на поверхностное задержание в данном речном бассейне. Точность такой зависимости должна быть тем больше, чем более равномерны по площади осадки и интенсивность инфильтрации и чем точнее измеряются осадки и рассчитывается суммарная инфильтрация.

Для аналитического выражения зависимости стока могут быть использованы простые формулы вида

$$Y = X - I - E_{\text{макс}} \operatorname{th} \frac{X - I}{E_{\text{макс}}} \quad (6.14)$$

или

$$Y = X - I - E_{\text{макс}} \left[1 - e^{-\frac{X - I}{E_{\text{макс}}}} \right]. \quad (6.15)$$

В этих формулах $E_{\text{макс}}$ — максимальная поверхностная емкость речного бассейна; th — знак гиперболического тангенса; e — основание натуральных логарифмов. Единственный параметр в этих формулах ($E_{\text{макс}}$), характеризующий поверхностную емкость бассейна, может быть определен эмпирически по зависимости

$$Y = f(X - I).$$

При большой неравномерности осадков и инфильтрации в речном бассейне расчеты должны вестись по частным площадям, а слой стока в целом для бассейна определяется как среднее взвешенное

$$Y = \varphi_1 Y_1 + \varphi_2 Y_2 + \dots + \varphi_n Y_n, \quad (6.16)$$

где $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — относительные (в долях единицы) площади; Y_1, Y_2, \dots, Y_n — сток с этих площадей в мм.

Для другого типа водопоглощения, когда интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя и сток осуществляется лишь с площадей, на которых осадки превышают в сумме свободную емкость почвы и депрессий, количество поглощенной и задержанной воды определяется по формуле, аналогичной формуле поверхностного задержания,

$$P = (1 - \Phi) X + E.$$

В этой формуле Φ — действующая площадь в долях единицы; E — суммарная емкость почвы и депрессий на действующей пло-

щади в мм. Обе переменные являются функциями слоя осадков и начальной влажности почвы.

Подставив значение P в уравнение водного баланса, получим общее выражение для слоя стока

$$Y = \Phi X - E - Z. \quad (6.17)$$

Как видно из формулы, при втором типе водопоглощения паводочный сток должен определяться в основном количеством выпавших осадков и начальной влажностью почвы.

Таковы в общих чертах теоретические основы расчета дождевого стока для двух характерных типов водопоглощения, которые учитывают в принципе неравномерное распределение емкости в речном бассейне. В реальных условиях чаще встречаются случаи, когда в речном бассейне имеют место и тот и другой типы водопоглощения. Поэтому для практических расчетов необходимо знать распределение площадей с разными типами водопоглощения, чтобы иметь представление, какой из них превалирует в данном бассейне. Из сказанного следует, насколько важно для расчетов дождевого стока тщательное изучение водопоглотительных свойств речного бассейна: характера почв, их водно-физических характеристик, глубины залегания грунтовых вод или водоупоров.

Эмпирические зависимости стока от осадков. Прямой расчет дождевого стока по методу водного баланса встречает на практике большие, часто непреодолимые трудности из-за ограниченности или отсутствия необходимых для этого данных. Низкая точность измерения осадков, недостаточное разрешение этих измерений в пространстве и во времени, отсутствие надлежащих данных о характере водопоглощения и распределении водопоглотительных свойств речных бассейнов не позволяют во многих случаях установить параметры формул для прямого расчета инфильтрации и поверхностного задержания. По этой причине в практике прогнозов дождевого стока широкое применение получили приемы эмпирического установления для каждого конкретного речного бассейна приближенных зависимостей объема и высоты паводков от количества осадков и некоторых показателей, характеризующих водопоглотительную способность бассейна.

Отыскание такого рода эмпирических зависимостей дает возможность использовать для определения объема стока ту ограниченную информацию, которую обеспечивает существующая в данном бассейне система гидрометеорологических наблюдений, не прибегая к детальному исследованию характера водопоглощения и воднобалансовым расчетам. Однако и в этом случае теоретический анализ возможного вида зависимости и роли отдельных факторов стока играет решающую роль. Теоретически осмысленные эмпирические зависимости имеют преимущество.

Они позволяют автоматически учесть характер распределения емкости в каждом конкретном бассейне и другие его особенности.

Из рассмотренных выше теоретических основ расчета дождевого стока следует, что важнейшим условием успешного построения эмпирических зависимостей является равномерность осадков по территории речного бассейна. Именно этим и объясняется то, что практически такого рода зависимости удается получить лишь для относительно небольших по площади речных

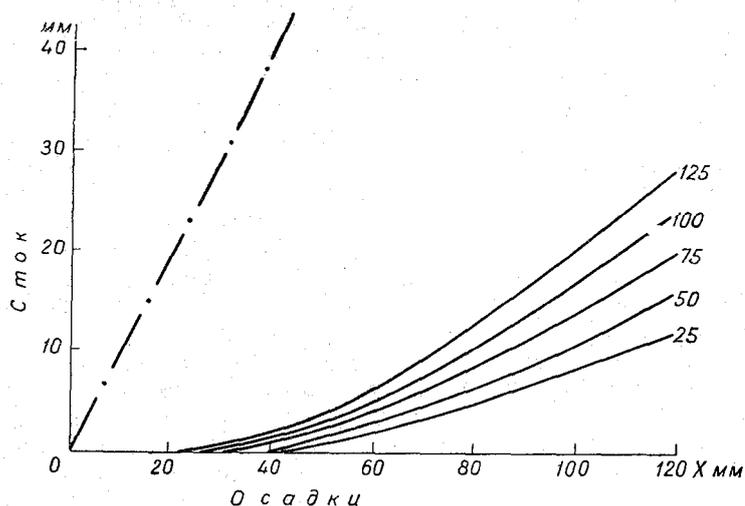


Рис. 6.6. Общий вид зависимости стока паводка от количества осадков и индекса предшествующего увлажнения бассейна (числа у кривых).

бассейнов. Во многих же случаях попытки построения эмпирических зависимостей оказываются безуспешными.

Как следует из формулы (6.17), наиболее простая зависимость стока от осадков должна существовать для бассейнов, в которых преобладает второй тип водопоглощения. Аргументами зависимости являются в этом случае количество осадков и предшествующая влажность почвы. Общий вид такого рода зависимости показан на рис. 6.6. Каждая кривая на этом рисунке отвечает определенной степени предшествующего увлажнения бассейна, а их кривизна определяется распределением емкости в бассейне.

Для построения эмпирической зависимости необходим достаточно длинный ряд данных о слое стока за паводок и слое осадков, вызвавших этот паводок. Из слоя стока при этом должен быть исключен приток грунтовых вод, не связанный с выпавшими

осадками. Исключение грунтового притока выполняется известными в гидрологии приближенными способами расчленения гидрографа.

Более трудной задачей является определение объективных показателей предшествующего увлажнения почвы. Из-за недостатка прямых данных наблюдений за влажностью почвы для ее оценки чаще всего используются косвенные характеристики. В качестве такой характеристики может служить запас влаги в почве, рассчитанный приближенными способами по данным о предшествующих осадках и испарении, уровень грунтовых вод или предшествующий расход воды в самой реке.

В бассейнах, где превалирует первый тип водопоглощения, зависимость стока от осадков носит более сложный характер, поскольку в этом случае существенную роль приобретает интенсивность дождя. Один из возможных путей построения эмпирической зависимости был рассмотрен выше. Он сводится к установлению связи между паводочным стоком и избытком осадков над просачиванием $Y=f(X-I)$. Этот путь практически возможен, если имеются данные для приближенного расчета интенсивности инфильтрации.

Другой возможный путь состоит в построении системы корреляционных зависимостей. Пример совмещенной системы таких зависимостей, предложенный в свое время в США, показан на рис. 6.7. В качестве независимых переменных используются количество осадков, их продолжительность, косвенная характеристика предшествующего увлажнения почвы и время года. Последнее характеризуется номером недели, на которую приходится выпадение осадков. Введение в расчет времени года характеризуется в некоторой мере разницу в условиях испарения, состояние растительного покрова и сельскохозяйственных угодий.

Построение системы совмещенных корреляционных графиков выполняется в следующем порядке. Так как величины дождевого стока за паводок относительно малы, то при построении графиков вместо них используются величины потерь стока, равные разности $X-Y$, где X — слой осадков, вызвавших паводок; Y — слой поверхностного стока за половодье.

Первым строится график, выражающий зависимость потерь стока от индекса предшествующего увлажнения и порядкового номера недели (рис. 6.7 верхний график). Для этого по вертикальной оси откладываются значения индекса предшествующего увлажнения, по горизонтальной оси — потери стока, а над каждой точкой надписывается номер недели. В соответствии с расположением точек проводится семейство кривых. Пользуясь этим графиком, определяют вычисленные значения потерь стока и, связывая эти величины с их фактическими значениями и продолжительностью осадков, строят второй график. Далее пользуясь двумя графиками, снова определяют вычисленные значе-

ния потерь стока. Связывая их еще раз с фактическими значениями и количеством осадков, получают третий корреляционный график. Так как для построения каждого последующего графика берутся вычисленные значения потерь стока то, пользуясь общими осями, можно совмещать эти графики вместе, как это показано на рис. 6.7.

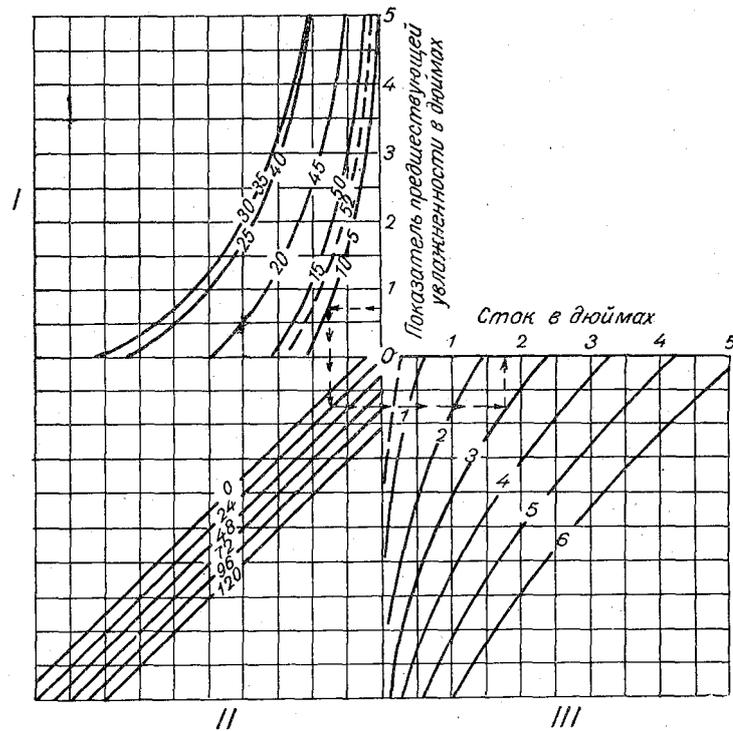


Рис. 6.7. Система расчетных графиков для прогнозов дождевого стока (1 дюйм = 25,4 мм).

Вычисленные с помощью трех графиков величины потерь стока для контроля связываются еще раз с фактическими значениями. Если распределение точек относительно линии равных значений окажется при этом недостаточно хорошим, т. е. будет иметь место систематическое завышение или занижение расчетных величин, то путем соответствующего изменения системы кривых на всех трех графиках добиваются того, чтобы рассеяние точек по отношению к линии равных значений было равномерным. После того, как это достигнуто, система расчетных графиков перестраивается заново. Два первых графика (рис. 6.7) при этом остаются без изменения, а семейство кривых в квад-

ранте III, выражающих зависимость потерь стока, заменяется из условия баланса ($Y=X-P$) новым семейством кривых, позволяющих вычислять непосредственно величину стока.

Совмещение корреляционных графиков удобно для практических расчетов. Однако следует иметь в виду, что сам по себе графический метод множественной корреляции не лишен субъективизма.

Косвенные характеристики увлажнения бассейна. Степень увлажнения верхнего слоя почвы определяется запасом содержащейся в нем воды. Оценка этого запаса и его изменений от дня ко дню в целом для речных бассейнов непосредственно по данным измерений влажности почвы практически невозможна из-за ограниченности или отсутствия таких данных. Расчет по уравнению водного баланса

$$W = W_0 + X - Z - Y, \quad (6.18)$$

(где W_0 и W — запас влаги в заданном слое почвы соответственно на начало и конец суток; X, Z, Y — соответственно осадки, испарение и поверхностный сток) также затруднителен в связи с недостатком данных и трудностями определения стока и расчета испарения за короткие интервалы времени. По этим причинам при построении эмпирических зависимостей дождевого стока от осадков приходится пользоваться косвенными характеристиками степени увлажнения бассейнов.

Изменение влажности верхнего слоя почвы в бездождный период носит характер закономерно убывающей функции времени и зависит от температуры воздуха

$$W_t = (W_0 - w)e^{-kt} + w, \quad (6.19)$$

где W_t — остаточный запас влаги в мм; W_0 — начальный запас влаги в мм; w — предельная влажность иссушения в мм; k — коэффициент, зависящий от температуры воздуха и характера почвы; t — время; e — основание натуральных логарифмов.

Для приближенного расчета по суточным интервалам времени ($t=1$) можно пользоваться более простым выражением

$$W_1 = \beta W_0, \quad (6.20)$$

где $\beta = e^{-k}$, а остальные обозначения прежние.

Г. П. Калинин коэффициент β рекомендует брать в зависимости от температуры воздуха:

Средняя суточная температура воздуха, град.	5	10	15	20
β	0,99	0,99	0,98	0,97

Выпадение осадков меняет запас влаги в почве скачком на величину, равную количеству выпавших осадков, если поверх-

ностный сток отсутствовал, или на величину осадков за вычетом стока.

Формула (6.20) дает возможность рассчитывать запас влаги в почве от суток к суткам. При наличии наблюдений за влажностью почвы начальное ее значение берется по данным измерений. Запас влаги в последующий день вычисляется путем умножения запаса предыдущего дня на коэффициент β и прибавления к этому произведению количества осадков за данные сутки. При отсутствии непосредственных наблюдений за влажностью почвы даже такой сугубо приближенный способ расчета ее изменения становится невозможным.

По этой причине широкое применение в практике гидрологических прогнозов получили косвенные оценки степени увлажнения бассейнов, основанные на использовании данных об осадках за достаточно длительный предшествующий период времени

$$u = a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_n x_n, \quad (6.21)$$

где x_1, x_2, \dots, x_n — количество осадков, выпавших соответственно за первые, вторые и т. д. сутки до того дня, для которого ведется расчет индекса увлажнения; a_1, a_2, \dots, a_n — коэффициенты, определяемые в зависимости от физико-географических условий бассейна и времени. В частности, для температуры воздуха более 10° Н. Ф. Бефани и Г. П. Калинин рекомендуют пользоваться формулой

$$u = x_1 + 0,7 \sum_2^4 x_i + 0,5 \sum_5^9 x_i + 0,3 \sum_{10}^{14} x_i + 0,2 \sum_{15}^{30} x_i + 0,1 \sum_{31}^{60} x_i, \quad (6.22)$$

где x — количество осадков за предшествующие сутки; $\sum_2^4 x_i$ — сумма осадков за 2, 3 и 4 суток до расчетной даты и т. д.

При температурах воздуха от 5 до 10° Бефани и Калинин рекомендуют брать осадки за периоды, вдвое длиннее тех, которые указаны в формуле (6.22), т. е. вместо $\sum_2^4 x_i$ брать $\sum_2^7 x_i$, вместо $\sum_5^9 x_i$ брать $\sum_8^{17} x_i$ и т. д.

В США широко используется формула, предложенная М. Колером и Р. Линсли, в которой коэффициенты при осадках a_1, a_2 , и т. д. принимаются функцией времени $a_i = k^i$, т. е. $a_1 = k$, $a_2 = k^2$, $a_3 = k^3$ и т. д. Такая формула позволяет очень просто вести расчет индекса увлажнения от суток к суткам

$$u_n = k u_{n-1}, \quad (6.23)$$

где k — коэффициент, значение которого может меняться для разных районов от 0,85 до 0,95, чаще всего принимается равным 0,9.

Иначе говоря, индекс увлажнения для данного дня (u_n) равен индексу предшествующего дня (u_{n-1}), умноженному на постоянный коэффициент. При выпадении осадков в данные сутки последние прибавляются к вычисленному значению индекса

$$u_n = ku_{n-1} + x_n, \quad (6.24)$$

где x_n — количество осадков за сутки в мм.

Расчет косвенных характеристик увлажнения лучше вести по данным отдельных метеорологических станций с последующим осреднением для бассейна. Это позволяет наносить данные на карту и видеть распределение степени увлажнения по территории, а также критически оценить репрезентативность отдельных станций.

Важным фактором, характеризующим водопоглотительную способность речного бассейна, являются начальные потери осадков. Поэтому во всех случаях, когда это возможно, желательно установить зависимость начальных потерь осадков от косвенной характеристики предшествующего увлажнения. Наличие такой зависимости дает возможность проводить хотя бы грубо приближенные расчеты инфильтрации, пользуясь приведенной ранее формулой (6.8).

§ 5. Приток воды в русловую сеть и возможности его расчета по гидрометрическим данным

Знание хода притока воды в русловую сеть бассейна необходимо при исследовании закономерностей регулирования стока речными бассейнами и для расчета гидрографа паводков. Определение графика притока во времени путем прямого расчета по данным об осадках является сложной задачей. Ее решение встречается часто непреодолимые трудности в связи с отсутствием необходимых данных.

Существенный интерес, поэтому, представляют возможности определения притока по гидрометрическим данным. Существуют две возможности приближенного расчета: 1) по данным о стоке малых рек и 2) по данным о расходах в замыкающем створе и изменению запаса воды в речной сети.

Расчет притока по данным о стоке малых рек. Суть расчета состоит в следующем. Средние расходы каждой малой реки за принятую единицу времени выражают в виде модулей стока путем деления их на соответствующую площадь водосбора $M_1 = \frac{Q_1}{f_1}$, $M_2 = \frac{Q_2}{f_2}$ и т. д. Умножая средний модуль стока малых рек на

площадь всего бассейна F , определяют искомую величину притока

$$\bar{q} = MF \text{ м}^3/\text{сек.} \quad (6.25)$$

Вычислив таким путем значения притока для каждой расчетной единицы, получают график его хода во времени. Выбор расчетной единицы зависит от имеющихся данных и продолжительности добега воды по руслу. Для рек с максимальным временем пробега более 5 суток можно пользоваться обычными данными о средних суточных расходах, которые даются в ежегодниках. На реках с малым временем добега и резкими колебаниями расходов лучше пользоваться данными учащенных наблюдений. Для более точного определения притока требуется возможно большее число равномерно распределенных в бассейне гидрометрических створов на малых реках.

Расчет притока по расходу воды в замыкающем створе и изменению ее объема в речной сети. Регулирование стока речным

Таблица 21

Пример расчета притока воды в речную сеть в бассейне р. Москвы до г. Звенигорода

Дата	Расход воды в гидрометрических створах, м/сек			Объем воды на участке, м ³ /сек сутки			Суммарный объем $W = W_1 + W_2 + W_3$	Изменение объема $\Delta W = W_n - W_{n-1}$	Приток в речную сеть $q = Q_3 + \Delta W$ м ³ /сек
	Макарово Q_1	Руза Q_2	Звенигород Q_3	выше Макарово W_1	выше Рузы W_2	Макарово—Руза—Звенигород W_3			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Июль									
20	3	4	12	8	9	12	29		
21	4	4	12	10	9	12	31	2	14
22	4	4	11	10	9	12	31	0	11
23	4	5	12	10	11	12	33	2	14
24	15	60	59	28	115	69	212	179	238
25	34	205	223	58	391	184	633	421	644
26	67	188	314	111	359	221	691	58	372
27	46	113	285	77	217	178	472	-219	66
28	25	65	197	43	126	116	285	-187	10
29	23	44	121	40	86	66	192	-93	28
30	23	33	87	40	65	44	149	-43	44
31	19	46	70	34	90	40	164	15	85
Август									
1	18	32	73	32	63	34	129	-35	38
2	13	21	63	24	42	19	85	-44	19
3	9	13	47	18	27	4	49	-36	11

бассейном в определенной мере аналогично регулированию стока озером. Наиболее существенную роль в этом регулировании играет русловая емкость речной системы. Это дает возможность использовать для приближенного расчета притока воды в русловую сеть уравнение баланса

$$q = Q + \frac{\Delta W}{\Delta t}, \quad (6.26)$$

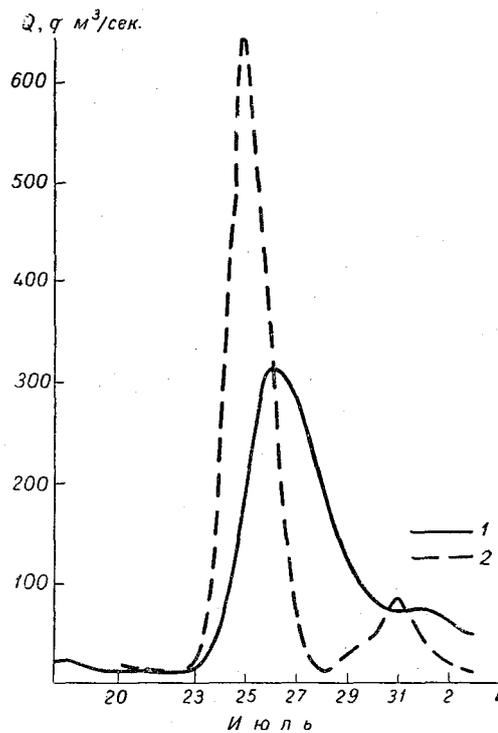


Рис. 6.8. Совмещенные графики колебания расходов воды в замыкающем створе (1) и притока воды в русловую сеть (2).

где q — средний приток в русловую сеть за время Δt ; Q — средний за то же время расход воды в замыкающем створе; ΔW — изменение запаса воды в русловой системе бассейна; Δt — расчетный интервал времени.

Предложенные в свое время Н. М. Бернадским и развитые Г. П. Калининим способы расчета притока воды в русло с помощью уравнения баланса и кривых объемов получили применение

в практике гидрологических прогнозов. Сам по себе расчет по уравнению баланса не сложен, если известна кривая объемов для бассейна в целом или ряд кривых по участкам речной системы. Способы построения кривых объемов были рассмотрены в главе пятой. Запас воды на участке может определяться так же как произведение среднего расхода на время пробега воды. Пример расчета притока дан в табл. 21.

В приведенном примере для расчета использованы средние суточные расходы воды. Для рек с резкими внутрисуточными колебаниями расходов необходимо пользоваться данными за более короткие интервалы. Степень приближения вычисленного графика притока к действительному в большой мере зависит от правильности учета запасов воды в речной сети. Вычисленные значения притока будут тем ближе к истинным, чем по большему числу участков, включая притоки 2 и 3-го порядка, будет определяться запас воды в речной сети. Во многих бассейнах существующая гидрометрическая сеть далека от той, которая необходима для полного учета запасов воды в руслах, что снижает точность определения притока.

Из сопоставления графиков притока и расхода воды в замыкающем створе видно (рис. 6.8), что максимум притока наступает раньше максимума расхода паводка. Это дает возможность использовать связь между этими двумя величинами для прогнозов максимального расхода и уровня дождевых паводков, если запаздывание максимума паводка по сравнению с максимумом притока достаточно велико.

§ 6. Основы расчета гидрографа дождевых паводков

Стекающая с поверхности речного бассейна дождевая вода проходит длинный и сложный путь, пока достигнет замыкающего створа. Концентрируясь на склонах в мелкие ручейки, она стекает в ближайшие тальвеги, а по ним в ручьи и реки. Различная длина пути, который проходит вода с различно удаленных частей бассейна, неодинаковая скорость ее движения и регулирующее влияние емкости русел являются теми факторами, которые обуславливают неодновременность ее прохождения через замыкающий створ и характерные черты волны паводка в каждом бассейне.

Основными характеристиками, определяющими форму паводка, являются конфигурация и размеры бассейна, его рельеф и уклоны, густота и рисунок речной сети. Постоянство этих характеристик в каждом бассейне обуславливает подобие формы гидрографа паводка, вызванного кратковременными относительно равномерными по площади дождями. Эта закономерность и используется в практических расчетах гидрографа дождевых паводков.

В основу методики расчета положены допущение о стабильности присущего каждому бассейну распределения паводочного стока во времени и принцип суммирования масс воды, одновременно достигающей замыкающего створа.

На основании первого допущения для паводка, вызванного дождем продолжительностью в одну единицу времени, расход воды в замыкающем створе выражается произведением

$$Q(\tau) = kqr(\tau). \quad (6.27)$$

Здесь q — водоотдача бассейна в мм; $r(\tau)$ — функция распределения стока во времени в долях единицы; τ — время, отсчитываемое от начала водоотдачи; k — коэффициент размерности, равный $\frac{10^3 F}{T}$, если водоотдача дана в мм, где F — площадь бассейна в км², а T — число секунд в расчетном интервале времени.

Таким образом, чтобы вычислить гидрограф паводка, достаточно с соблюдением размерностей водоотдачу q умножить последовательно на все значения функции распределения стока — r_1, r_2, \dots, r_n , где $n = \tau_{\text{макс}}$, т. е. равно общей продолжительности стекания воды в бассейне (табл. 22).

Таблица 22

Примеры функции $r(\tau)$, единичного гидрографа $u(\tau)$ и гидрографа паводка при $q=4$ мм/сутки, $F=4320$ км², $k=50$

Время, сутки	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$r(\tau)$	0,02	0,49	0,23	0,10	0,06	0,04	0,03	0,02	0,01	0,0
$u(\tau)$ м ³ /сек мм	1	24,5	11,5	5,0	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0,0
$Q = kqr(\tau)$ м ³ /сек	4	98	46	20	12	8	12	8	4	0,0

Функция распределения стока $r(\tau)$, выражающая присущую данному бассейну последовательность прохождения воды через замыкающий створ, имеет вид одномодальной асимметричной кривой и часто именуется «кривой добегаания стока», или просто «кривой добегаания», а также мгновенным единичным гидрографом.

Распределение стока может быть выражено не только в виде безразмерной функции времени, но и в виде «единичного гидрографа», т. е. гидрографа, соответствующего слою стока в 1 мм. Из формулы (6.27) видно, что при $q=1$ ординаты единичного гидрографа пропорциональны ординатам функции $r(\tau)$ и зависят еще от площади бассейна и продолжительности водоотдачи T . Ординаты единичного гидрографа выражаются в м³/сек на 1 мм стока. Единичный гидрограф $u(\tau, T)$ так же, как и кривая добегаания $r(\tau)$, отражает присущую данному бассейну закономерность формирования волны паводка.

Сложные паводки, вызванные дождем длительностью в несколько расчетных единиц времени, рассчитываются на основе

принципа суммирования одновременно добегающих водных масс путем наложения элементарных паводков (рис. 6.9), сформированных от поступления воды в течение заданной расчетной единицы времени

$$Q_t = k \sum_{\tau=1}^{\tau=t} p_{\tau} q_{t-(\tau-1)}, \quad (6.28)$$

где k — коэффициент размерности для перехода к расходам, если водоотдача бассейна выражена в мм, а остальные обозначения прежние; индекс $t - (\tau - 1)$ представляет собой формулу для

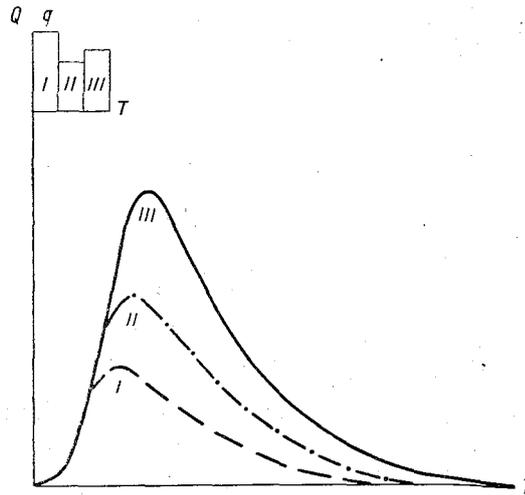


Рис. 6.9. Схема наложения элементарных паводков (q — водоотдача бассейна за интервалы времени I, II и III).

определения порядкового номера той единицы времени, за которую берется водоотдача.

Приведем примеры использования формулы (6.28). Найдем выражение для расхода в первую единицу времени

$$Q_1 = k p_1 q_{1-1+1} = k p_1 q_1.$$

Для второй единицы времени расход сложного паводка запишется в следующем виде:

$$Q_2 = k (p_1 q_{2-1+1} + p_2 q_{2-2+1}) = k (p_1 q_2 + p_2 q_1),$$

для третьей единицы времени

$$Q_3 = k (p_1 q_{3-1+1} + p_2 q_{3-2+1} + p_3 q_{3-3+1}) = k (p_1 q_3 + p_2 q_2 + p_3 q_1) \text{ и т. д.}$$

В этих формулах индексы 1, 2, 3 означают порядковые номера единиц времени.

Практические расчеты сложных паводков удобно вести в табличной форме (табл. 23).

Таблица 23

Пример расчета сложного паводка

t сутки	q(t) мм/сутки	p(τ)	Произведения $y = qp(τ)$ мм/сутки			Σy_i мм/сутки	Q = 50Σ y_i м ³ /сек
			$q_1p(τ)$	$q_2p(τ)$	$q_3p(τ)$		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1	0,02	0,02			0,02	1,0
2	4	0,49	0,49	0,08		0,57	28,5
3	2	0,23	0,23	1,96	0,04	2,23	111,5
4		0,10	0,10	0,92	0,98	2,00	100,0
5		0,06	0,06	0,40	0,46	0,92	46,0
6		0,04	0,04	0,24	0,20	0,48	24,0
7		0,03	0,03	0,16	0,12	0,31	15,5
8		0,02	0,02	0,12	0,08	0,22	11,0
9		0,01	0,01	0,08	0,06	0,15	7,5
10				0,04	0,04	0,08	4,0
11					0,02	0,02	1,0

Аналогично рассчитываются сложные паводки, если вместо кривой добегаания $p(τ)$ (графа 3) пользоваться единичным гидрографом $u(τ)$. Разница состоит лишь в том, что, поскольку его ординаты выражены в м³/сек мм, то отпадает необходимость в графе 8. Сумма произведений $qu(τ)$ по срокам (графа 7) дает расходы паводка.

Рассмотренная выше принципиальная схема расчета гидрографа паводков является лишь приближенной моделью сложного процесса формирования стока. Для практических расчетов требуется знать график водоотдачи во времени и функцию распределения стока или единичный гидрограф. Точность расчетов паводка зависит от того, насколько правильно определяются эти переменные величины. Определить их можно лишь грубо приближенно, поэтому расчеты гидрографа паводков по осадкам не отличаются большой точностью. Различия в методике расчета паводков состоят, по существу, в том, какими способами определяются эти переменные.

Практические способы расчета стока за паводок и графика поступления воды в русловую сеть были рассмотрены в § 4 и 5. В дополнение к изложенному отметим, что при наличии для речного бассейна достаточно надежной эмпирической зависимости

стока от осадков и предшествующего увлажнения она может быть использована для приближенного расчета хода водоотдачи в процессе выпадения осадков.

Для определения функций распределения стока предложено большое число способов, которые можно разделить на три основные группы:

- 1) метод изохрон;
- 2) метод единичного гидрографа;
- 3) способы, основанные на использовании аналитических функций и подборе параметров.

Метод изохрон. Суть метода изохрон заключается в том, что в качестве функции распределения стока принимается распределение межизохронных площадей. Простейшие способы определения последнего основаны на допущении о постоянстве скорости добегания воды. Недостаток полученной таким путем функции распределения состоит в том, что она не отражает в достаточной мере регулирующего действия бассейна и его русловой емкости. Как первая модель формирования паводков, теория изохрон сыграла положительную роль в разработке практических способов расчета паводков.

Метод единичного гидрографа. Введенное американским гидрологом Л. К. Шерманом понятие единичного гидрографа нашло широкое применение в гидрологии, в частности, в расчетах гидрографа паводка.

Определение единичного гидрографа сводится к трем простым операциям:

- 1) выделению на гидрографе паводка подземного стока;
- 2) определению слоя поверхностного стока за паводок;
- 3) делению расходов паводка (за вычетом грунтового питания) на слой поверхностного стока

$$u_i = \frac{(Q - Q_r)}{Y} \text{ м}^3/\text{сек мм}, \quad (6.29)$$

где Q — расход паводка в данный день; Q_r — расход грунтового питания; Y — слой стока за паводок.

Пример расчета единичного гидрографа дан в табл. 24.

Определение единичного гидрографа по одному паводку не может быть достаточно надежным. Поэтому необходимо определить несколько таких гидрографов, отобрав ряд паводков, вызванных дождями одной и той же продолжительности. За продолжительность осадков при этом принимается продолжительность наиболее интенсивной (стокообразующей) части дождя (рис. 6.10).

Средний единичный гидрограф для бассейна определяется путем осреднения нескольких гидрографов, полученных для одной и той же продолжительности осадков.

Таблица 24

Пример расчета единичного гидрографа
Площадь бассейна $F=742 \text{ км}^2$, слой стока $Y=10 \text{ мм}$

Время от начала паводка, час.	$Q \text{ м}^3/\text{сек}$	$Q_{\Gamma} \text{ м}^3/\text{сек}$	$Q - Q_{\Gamma} \text{ м}^3/\text{сек}$	Ординаты единичного гидрографа, $\text{м}^3/\text{сек мм}$
0	9	9,0	0	0
2	10	9,0	1	0,10
4	18	8,5	9,5	0,95
6	31	8,0	23,0	2,30
8	43	7,5	35,5	3,60
10	60	7,0	53,0	5,30
12	80	6,5	73,5	7,40
14	91	6,0	85,0	8,50
16	96	5,5	90,5	9,10
18	96	5,0	91,0	9,10
20	90	5,0	85,0	8,50
22	80	5,0	75,0	7,50
24	70	5,0	65,0	6,50
26	58	5,0	53,0	5,30
28	47	5,0	42,0	4,20
30	40	5,0	35,0	3,50
32	35	5,0	30,0	3,00
34	32	5,0	27,0	2,70
36	29	5,0	24,0	2,40
38	26	5,2	20,8	2,10
40	24	5,4	18,6	1,90
42	22	5,6	16,4	1,60
44	21	5,8	15,2	1,50
46	20	6,0	14,0	1,40
48	18	6,2	11,8	1,20
50	16	6,4	9,6	0,96
52	15	6,6	8,4	0,84
54	14	6,8	7,2	0,72
56	12	7,0	5,0	0,50
58	11	7,2	3,8	0,38
60	10	7,4	2,6	0,26
62	10	7,6	2,4	0,24
64	9	7,8	1,2	0,12
66	8	8,0	0,0	0,00

При построении среднего единичного гидрографа осредняется максимальная ордината, а ветви подъема и спада проводятся так, чтобы слой стока равнялся 1 мм . Иначе, чтобы сумма всех его ординат равнялась величине $\frac{1000 F}{T}$, где F — площадь бассейна в км^2 , а T — число секунд в расчетном интервале времени. В нашем примере этот интервал равен 2 час. ($T=7200 \text{ сек.}$), $F=742 \text{ км}^2$, следовательно, сумма ординат единичного гидрографа должна быть около 103.

При определении единичных гидрографов лучше всего отбирать изолированные паводки, сформированные относительно равномерными по территории и во времени дождями заданной продолжительности.

Как приближенная характеристика присущего бассейну распределения стока, единичный гидрограф лучше отражает регулиющую роль бассейна, чем распределение межизохронных площадей. Однако при его определении возникает ряд трудностей, главная из которых состоит в том, что существенное влияние на форму паводка оказывает неравномерность осадков по

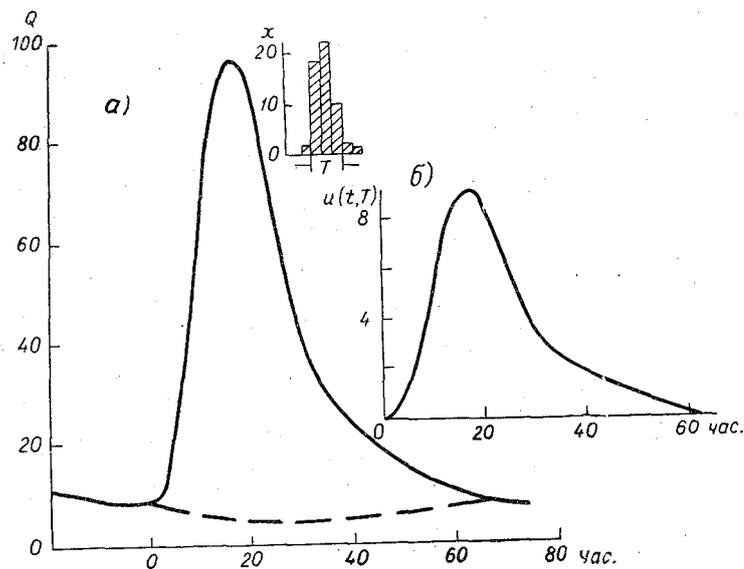


Рис. 6.10. Гидрограф паводка (а) и единичный гидрограф (б) для заданной продолжительности осадков (T).

территории и во времени. А так как дожди по характеру выпадения очень разнообразны, то определение единичных гидрографов только по одному признаку продолжительности осадков во многих случаях оказывается недостаточным. Иными словами, при очень неравномерных дождях единичные гидрографы получаются настолько разнообразными, что установить признаки для их определения становится чрезвычайно трудно. Предельные размеры речных бассейнов, с точки зрения возможности определения достаточно устойчивых единичных гидрографов, зависят от климатических особенностей района, а также от желаемой точности расчета. Наиболее благоприятными являются такие районы, где интенсивные дожди охватывают большие площади.

Расчет гидрографа паводка, если известен единичный гидрограф для заданной продолжительности дождя, производится путем перемножения ординат последнего на слой стока

$$Q_t = Yu(t, T), \quad (6.30)$$

где Y — слой стока; $u(t, T)$ — символическое обозначение ординат единичного гидрографа, как функции времени и продолжительности дождя (T).

Аналитическая функция. Из числа аналитических выражений функции распределения стока приведем формулу, предложенную Г. П. Калининым и П. И. Милюковым,

$$p(\tau) = \frac{\tau^{n-1}}{K^n (n-1)!} e^{-\frac{\tau}{K}}, \quad (6.31)$$

где τ — время; e — основание натуральных логарифмов; K и n — постоянные для данного бассейна параметры; $(n-1)!$ — факториал числа $(n-1)$, представляющий собой произведение последовательного ряда чисел от 1 до $(n-1)$.

Эта формула выведена из предпосылки, что регулирование стока речным бассейном аналогично регулированию стока системой водохранилищ, имеющих одинаковую линейную зависимость емкости от расхода. Параметр K в формуле (6.31) является коэффициентом пропорциональности между объемом и расходом $W = KQ$, а n — число водохранилищ. Значения параметров K и n для каждого бассейна находятся путем подбора. Эта же формула из той же предпосылки выведена Дж. Е. Нэшем в качестве аналитического выражения для мгновенного единичного гидрографа.

Аналитические выражения кривой добегания удобны при выполнении расчетов на электронных вычислительных машинах. Использование машин ускоряет и облегчает подбор параметров таких формул.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

ВЕСЕННИЙ СТОК И ПРОГНОЗЫ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЛОВОДЬЯ РАВНИННЫХ РЕК

Весеннее половодье является характерной особенностью режима большинства равнинных рек СССР. Сток за половодье составляет в среднем 50—70% годового, а на реках таких засушливых районов, как Заволжье и Казахстан, даже 80—90%. Расходы воды во время половодья увеличиваются в сотни раз по сравнению с зимними, поэтому оно, как правило, сопровождается разливами рек. В многоводные годы эти разливы приобретают характер стихийных бедствий, нанося убытки народному хозяйству и населению.

Основными характеристиками весеннего половодья являются: объем стока, максимальный расход, наивысший уровень и время их наступления. Все эти характеристики легко поддаются численному выражению для створов, в которых ведутся соответствующие водомерные наблюдения. Объем стока представляет собой общее количество воды, прошедшей через данный створ реки за период половодья. Он может выражаться в кубических метрах и кубических километрах, или в миллиметрах слоя на площадь бассейна.

Условия формирования половодья отличаются большой изменчивостью от года к году. Поэтому заблаговременное знание, каким будет половодье в предстоящую весну, приобретает особый интерес.

§ 1. Основные факторы весеннего стока и возможности его прогноза

Объем стока за период половодья определяется тремя основными факторами: 1) запасом снега, аккумулированного в бассейне в течение зимы, 2) количеством жидких осадков, выпавших в период формирования половодья, и 3) водопоглотительной способностью речного бассейна. При прочих равных условиях объем стока половодья возрастает с увеличением запаса

снега и количества осадков и, наоборот, снижается с увеличением водопоглотительной способности речного бассейна. Первые два фактора с той или иной степенью точности могут быть количественно оценены по данным непосредственных измерений. Что касается способности бассейна удержать большее или меньшее количество талой и дождевой воды, то она складывается под воздействием комплекса различных факторов и не может быть измерена непосредственно.

Не останавливаясь подробно на всех факторах, определяющих водоудерживающую способность речного бассейна (этому вопросу посвящен специальный раздел), отметим лишь, что в их число входят как постоянно действующие — рельеф, почвенный и растительный покров бассейна, так и переменные — степень увлажнения почвы, ее температура и глубина промерзания. Последние факторы складываются под воздействием метеорологических условий задолго до начала снеготаяния и определяют более или менее существенные изменения водопоглотительной способности речного бассейна от года к году.

Возможность оценки водопоглотительной способности речного бассейна до начала снеготаяния определяет практическую возможность долгосрочных прогнозов объема талого стока. При наличии данных о запасах воды в снежном покрове задача прогноза объема половодья сводится, по существу, к определению количества талой воды, которое будет поглощено почвой и задержано на поверхности речного бассейна в процессе снеготаяния. Что касается заблаговременности такого прогноза, то она определяется продолжительностью половодья в данном бассейне и временем от даты выпуска прогноза до начала снеготаяния.

Во многих районах значительный вклад в формирование весеннего половодья вносят жидкие осадки, выпадающие в период снеготаяния и вслед за его окончанием. Оценить этот вклад с большой заблаговременностью без количественного прогноза осадков невозможно. Это влечет за собой дополнительные погрешности в прогнозах объема весеннего стока.

Максимальный расход половодья связан в определенной мере с объемом стока. Чем больше объем половодья, тем, как правило, больше максимальный его расход и, следовательно, тем выше максимальный уровень. Однако, кроме этого фактора, большое влияние на максимум половодья оказывают интенсивность и ход снеготаяния во времени, зависящие от условий погоды. Это обстоятельство снижает тесноту связи между объемом половодья и его максимальным расходом. Что касается времени наступления максимального расхода, то его отклонения от средних климатических сроков в данном бассейне определяются временем начала снеготаяния и его продолжительностью в каждом году, т. е. зависят от метеорологических условий весны.

Запаздывание времени наступления пика половодья по отношению ко времени наступления максимума притока талой воды в русловую сеть зависит от размеров и конфигурации речного бассейна.

§ 2. Снежный покров, его залегание и физические свойства

Снежный покров образуется в результате накопления твердых осадков в течение зимы. Как рыхлая масса, снег легко переносится ветром. В течение зимы ветер перераспределяет огромное количество снега. Сдувает его с открытых возвышенных мест в пониженные, заметает неровности микрорельефа, надувает сугробы у препятствий. Большое количество снега скапливается, в частности, на опушках леса и в оврагах. Снегомерные съемки в оврагах южной степной полосы Европейской территории СССР показывают, что запасы снега в них в среднем в 2—4 раза превышают запасы снега на открытой местности. Неравномерность распределения по территории является характерной чертой залегания снежного покрова.

Основными характеристиками снежного покрова являются его высота, структура, плотность и запас воды в нем. Последняя характеристика необходима для воднобалансовых расчетов. Высота и плотность снега измеряются инструментальным путем. Знание этих двух величин достаточно для определения запаса воды в снежном покрове, который вычисляется как произведение высоты снега (h см) на его плотность (d) и выражается, подобно осадкам, в миллиметрах

$$X_c = 10hd. \quad (7.1)$$

Показателем неравномерности распределения запасов воды в снежном покрове по территории бассейна служит коэффициент вариации

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}_c}, \quad (7.2)$$

где \bar{X}_c — средний запас воды в снеге в бассейне; а σ — среднее квадратичное отклонение запасов в пунктах измерений от среднего значения в бассейне.

Коэффициент вариации служит общей характеристикой степени неравномерности залегания снега. Чем больше коэффициент вариации, тем более неравномерно распределены по площади запасы воды в снеге. Более полное представление о распределении снежного покрова по площади дают интегральные кривые распределения, получившие название кривых обеспеченности снегозапасов (рис. 7.1).

Построение таких кривых выполняется по данным массовых измерений снегозапасов аналогично тому, как строятся кривые

обеспеченности расходов. Пример вычисления коэффициента вариации и кривой обеспеченности снегозапасов дан в табл. 25. Ряд значений запаса воды в снеге на данной территории записывается в возрастающем порядке. После чего, пользуясь известной формулой (табл. 25, графа 4), вычисляются соответствующие значения обеспеченности, которая в данном случае приобретает смысл доли площади, на которой запас воды в снеге меньше или равен данному. Запас воды в снеге может при этом выражаться

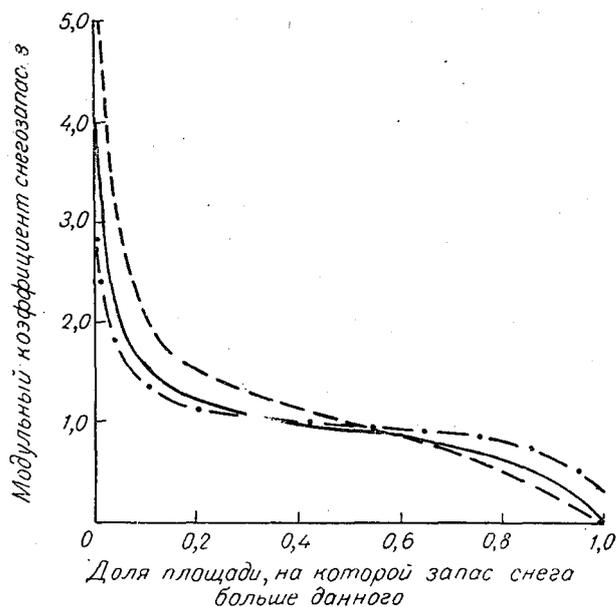


Рис. 7.1. Интегральные кривые распределения снегозапасов для различных бассейнов.

как в абсолютной величине, так и в виде отношения к среднему запасу. Для построения кривой распределения требуется, чтобы число точек наблюдений было большим и распределялись они по площади возможно равномернее. Кривые распределения запасов воды в снеге используются при оценке изменений покрытости бассейна снегом во время снеготаяния и для оценки распределения по площади глубины промерзания почвы.

Снег, как физическое тело, чрезвычайно многообразен и изменчив. Его физические свойства резко меняются под влиянием метеорологических условий. Именно по этой причине многие из этих свойств и закономерности их изменения остаются все еще недостаточно изученными.

Структура снега весьма разнообразна и меняется от мелкокристаллических до крупнозернистых форм. В соответствии

Таблица 25

Пример расчета кривой распределения и коэффициента вариации снегозапасов

№ в возрастающем порядке i	Запас воды в снеге в пунктах измерения x_i , мм	Запас воды в снеге в долях среднего $k_i = \frac{x_i}{\bar{x}}$	Обеспеченность $p_i = \frac{i-0,3}{n+0,4}$	Отклонение от среднего $x_i - \bar{x}$	Квадрат отклонения $(x_i - \bar{x})^2$
1	2	3	4	5	6
1	35	0,35	0,043	-65	4 225
2	45	0,45	0,104	-55	3 025
3	53	0,53	0,165	-47	2 209
4	67	0,67	0,226	-33	1 089
5	72	0,72	0,286	-28	784
6	80	0,80	0,348	-20	400
7	85	0,85	0,408	-15	225
8	88	0,88	0,470	-12	144
9	92	0,92	0,530	-8	64
10	98	0,98	0,592	-2	4
11	105	1,05	0,652	5	25
12	110	1,10	0,714	10	100
13	120	1,20	0,775	20	400
14	140	1,40	0,835	40	1 600
15	160	1,60	0,896	60	3 600
16	250	2,50	0,958	150	22 500
$n = 16$	1600				40 394

$$\bar{x} = \frac{1600}{16} = 100 \text{ мм}, C_v = \frac{\sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}}{\bar{x}} = \frac{\sqrt{\frac{40\,394}{16}}}{100} \approx 0,5$$

с этим в широких пределах изменяется и его плотность. Диапазон возможных значений плотности лежит в пределах от 0,02 до 0,5. Перед началом снеготаяния плотность снега колеблется от 0,12—0,15 до 0,35—0,40. Из других физических свойств снега наибольший интерес для гидрологических расчетов представляют его тепловые и радиационные свойства, а также водоудерживающая способность.

Теплоемкость и теплопроводность снега. Эти свойства снега определяют затрату тепла на его прогрев и скорость прогноза толщи снега. Напомним, что теплоемкость веществ характеризуется *удельной теплоемкостью*, под которой понимается количество тепла в калориях, необходимое для нагревания 1 г вещества на 1°. Как известно, удельная теплоемкость воды при 15°С равна 1 кал/г град. Теплоемкость льда и снега составляет округленно 0,5 кал/г град.

Теплопроводность снега мала и зависит от его структуры и плотности. В настоящее время известно несколько формул для

определения коэффициента теплопроводности снега. Наиболее простая из них — формула Абельса

$$\lambda = 0,0067d^2 \text{ кал/см}^2\text{сек град}, \quad (7.3)$$

где d — плотность снега.

Благодаря своей малой теплопроводности снег предохраняет почву от глубокого промерзания и резких колебаний температуры в ней.

Радиационные свойства снега. Эти свойства играют важную роль в снеготаянии. Из их числа особенно большое значение имеет лучеотражательная способность поверхности снега.

Способность тел отражать часть падающей лучистой энергии (прямой и рассеянной радиации) характеризуется отношением отраженной радиации ко всей падающей на их поверхность радиации (альбедо)

$$\beta = \frac{Q_{\text{отр}}}{Q}. \quad (7.4)$$

Альбедо поверхности снежного покрова меняется в широких пределах (от 0,95 для чистого свежеснежавшего до 0,20 для пропитанного водой загрязненного снега). Характерные значения альбедо для чистого снега приведены ниже.

Свежий сухой, ослепительно белый снег	0,90—0,85
Кристаллический сухой метелевый снег	0,80—0,70
Мелкозернистый влажный снег	0,65—0,55
Зернистый тающий снег	0,55—0,45

Водоудерживающая способность снега. Снег обладает способностью удерживать в себе некоторое количество жидкой влаги. Эта способность, однако, не остается постоянной и снижается в процессе таяния. Под влагоемкостью снега понимается относительное количество жидкой влаги, которое снег в состоянии удерживать в своих порах длительное время,

$$\gamma = \frac{w}{X_c}, \quad (7.5)$$

где w — слой жидкой влаги в мм; X_c — запас воды в самом снеге, т. е. в твердой фазе.

Закономерности изменения влагоемкости снега изучены еще недостаточно. По данным опытов известно, что мелкокристаллический метелевый снег способен удерживать до 40% жидкой влаги. Крупнозернистый снег в конце таяния имеет влагоемкость всего лишь около 5—8%. В первом приближении изменение влагоемкости снега в процессе таяния может быть описано следующей формулой:

$$\gamma = (\gamma_{\text{макс}} - 0,06)e^{-4z_0} + 0,06, \quad (7.6)$$

где $\gamma_{\text{макс}}$ — максимальная (начальная) влагоемкость снега, z_0 — относительная убыль снега в долях единицы.

Формула (7.6) дает возможность найти ту относительную убыль снега (z_0), при которой начинается отдача талой воды в зависимости от максимальной влагоемкости (табл. 26).

Таблица 26

Относительная убыль снега (z_0), при которой начинается водоотдача из снега												
$\gamma_{\text{макс}}$. . .	0,18	0,20	0,22	0,24	0,26	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40
z_0	0,119	0,126	0,133	0,140	0,147	0,153	0,158	0,163	0,168	0,173	0,178	0,183

Максимальная влагоемкость снега зависит от его структуры. По данным П. П. Кузьмина, для мелкозернистого (подвергнувшегося действию зимних оттепелей) снега плотностью 0,25—0,30 она может быть принята равной 0,27—0,32.

§ 3. Снеготаяние и способы его расчета

Снеготаяние в природных условиях — сложный процесс, протекающий под воздействием многочисленных факторов, в том числе и факторов местности. Для образования из снега 1 мм талой воды требуется 8 калорий тепла.

Основное тепло при таянии снежный покров получает через свою дневную поверхность. Теплообмен между снегом и почвой в период снеготаяния настолько мал, что во многих случаях практически им можно пренебречь. Таким образом, количество тепла, затрачиваемое на таяние снега в единицу времени, равняется разности между притоком и потерями тепла на поверхности снега.

Источниками поступления тепла являются:

- а) лучистая энергия солнца (прямая и рассеянная радиация);
- б) длинноволновая радиация атмосферы и облаков;
- в) теплый воздух;
- г) скрытая теплота испарения, получаемая снегом при конденсации водяных паров;
- д) жидкие осадки.

Наряду с этим, снег теряет тепло путем излучения и на испарение.

Количество тепла, получаемое снегом от эпизодически выпадающих осадков, относительно невелико, поэтому при расчетах снеготаяния оно чаще всего не учитывается ввиду малости и затраты тепла на нагревание снега до температуры плавления, 0° С.

На основании уравнения теплового баланса слой талой воды, образующейся в единицу времени, выражается алгебраической

суммой притока и потерь тепла на единицу поверхности снежного покрова

$$h_c = \frac{1}{8} (Q_p + R + Q_t + Q_n), \quad (7.7)$$

где Q_p — приток тепла от прямой и рассеянной радиации; R — потеря тепла эффективным излучением; Q_t — приток тепла в результате турбулентного теплообмена с воздухом; Q_n — потеря тепла на испарение, или приток тепла от конденсации (величины притока тепла берутся со знаком плюс, величины потерь тепла — со знаком минус).

Из всех составляющих теплового баланса только радиационные составляющие могут измеряться инструментальным путем. Однако сеть актинометрических станций настолько редка, что использовать непосредственно данные измерений радиации и излучения при расчетах снеготаяния на больших площадях практически невозможно. Таким образом, все элементы, входящие в уравнение (7.7), приходится определять путем приближенных расчетов. В этом и состоит вся трудность расчета снеготаяния.

Ниже приводятся формулы, предложенные П. П. Кузьминым для определения элементов теплового баланса, входящих в уравнение (7.7), в условиях открытой местности.

Для расчета притока тепла от радиации служит формула

$$Q_p = (1 - \beta) Q'_p [1 - (0,14N_o + 0,53N_n)], \quad (7.8)$$

где β — альbedo снега; Q'_p — прямая и рассеянная радиация на горизонтальную поверхность при безоблачном небе в *кал/см² сутки*; N_n и N_o — соответственно нижняя и общая облачность в долях единицы.

Необходимые для расчета по этой формуле значения суточной радиации определяются путем интерполяции, пользуясь данными табл. 27.

Приведенные в табл. 27 цифры являются средними за каждый месяц и должны относиться к середине соответствующего месяца. Для интерполяции лучше всего пользоваться графиками годового хода радиации и ее изменений по широте, построенными по данным табл. 27. Если, например, необходимо построить кривую годового хода радиации для широты 52° , поступают следующим образом. Вначале по данным табл. 27 для каждого месяца строятся кривые изменения радиации по широте. Сняв с этих кривых значения средних месячных величин радиации для широты 52° , строят по ним кривую годового хода радиации. Пользуясь этой кривой, легко составить таблицу ежедневных значений радиации.

Таблица 27

**Максимальная суточная радиация на горизонтальную поверхность
при безоблачном небе, кал/см² сутки (по В. Н. Украинцеву)**

Широта, град	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
35	420	500	620	750	840	880	840	780	650	540	440	400
40	320	420	550	680	770	810	780	700	580	440	350	290
45	210	320	460	620	720	760	720	630	500	360	250	190
50	120	220	390	560	690	740	690	590	430	280	160	100
55	70	170	330	510	660	720	660	550	380	230	120	60
60	50	130	290	480	640	700	640	510	330	180	80	40
65	—	80	240	450	640	690	620	460	280	130	30	—
70	—	60	200	440	650	710	610	420	240	100	—	—
75	—	—	180	460	710	800	690	430	190	90	—	—

Регулярные измерения альбедо снега на сети метеорологических станций не ведутся, поэтому в расчетах приходится пользоваться средними его значениями.

Экспериментальные данные показывают, что при бесперебойном таянии и незагрязненном снеге альбедо составляет 0,75—0,6 в самые первые дни снеготаяния и около 0,5 в период схода основной массы снега. В самом конце снеготаяния, когда снег залегает отдельными пятнами, альбедо его снижается до 0,3.

Излучение снега, как и других тел, пропорционально четвертой степени абсолютной температуры излучающей поверхности. Для расчета эффективного излучения П. П. Кузьмин рекомендует формулу

$$R = -\sigma(T_c^4 - ACT_a^4) \text{ кал/см}^2 \text{ мин.} \quad (7.9)$$

Здесь σ — постоянная излучения, равная $8,26 \cdot 10^{-11}$ кал/см²мин; T_c и T_a — соответственно абсолютная температура поверхности снега и воздуха; A — переменная, зависящая от влажности воздуха, вычисляется по формуле

$$A = 0,62 + 0,05 \sqrt{e}, \quad (7.10)$$

где e — абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м в мб; C — переменная, учитывающая влияние облачности на встречное излучение атмосферы,

$$C = 1 + 0,12(N_o + N_n), \quad (7.11)$$

где N_n и N_o — соответственно нижняя и общая облачность в долях единицы.

Второй член формулы (7.9) характеризует встречное излучение атмосферы. При расчете эффективного излучения за интервал времени Δt , например за 12 час., все входящие в формулу метеорологические элементы берутся средними за этот интервал,

а вычисленный результат умножается на число минут в расчетном интервале.

Для определения теплообмена с воздухом, потерь тепла на испарение или притока тепла за счет конденсации служит формула

$$Q_{\tau} + Q_{\pi} = av [(t_a - t_c) + 1,75(e - E)] \text{ кал/см}^2 \text{ час}, \quad (7.12)$$

где v — скорость ветра на высоте 10 м в м/сек; t_a и t_c — соответственно температура воздуха и температура поверхности снега; e — абсолютная влажность воздуха в мб; E — упругость насыщения при температуре поверхности снега; a — параметр шероховатости снежного покрова, значения его Кузьмин рекомендует принимать:

при высоте снежного покрова более 10 см $a = 0,2$,

при высоте снежного покрова менее 10 см $a = 0,3$.

Температура поверхности таящего снега $t_c = 0^\circ$. Соответственно $E = 6,11$ мб.

Затрата тепла на нагревание снега до 0° рассчитывается по формуле

$$Q_{\text{н}} = 0,05 X_c t_{\text{ср}} \text{ кал/см}^2, \quad (7.13)$$

где X_c — запас воды в снеге в мм; $t_{\text{ср}}$ — средняя температура толщи снега.

Как видно из формулы (7.13), затраты тепла на нагревание снега до температуры плавления сравнительно невелики. Действительно, для прогрева, например, 40-сантиметрового слоя снега при плотности 0,3 и начальной температуре -2° требуется всего 12 кал/см².

Расчет снеготаяния должен вестись отдельно для дневных и ночных часов. Это диктуется тем, что тепло за счет радиации снежный покров получает только в светлую часть суток. Ночью же в связи с потерями тепла на излучение таяние снега резко ослабевает или вовсе прекращается. При таких условиях подсчет баланса тепла в целом за сутки неизбежно приводил бы к преуменьшению интенсивности снеготаяния за счет того, что ночная потеря тепла на излучение вычиталась бы из радиационного притока тепла, имеющего место только днем.

Для облегчения расчетов Кузьмин составил специальные таблицы, пользование которыми ускоряет вычисления. Эти таблицы даны в приложении II.

Рассмотренные выше формулы притока и потерь тепла позволяют приближенно рассчитывать снеготаяние для горизонтальной открытой местности, пользуясь уравнением (7.7). Такой расчет, однако, при использовании данных 4-срочных метеорологических наблюдений не отличается высокой точностью. Наиболее слабым его местом является определение радиационного притока тепла и эффективного излучения по данным о средней

облачности. Существующие визуальные наблюдения за облачностью не обеспечивают необходимой точности ее определения. Ошибки в расчете снеготаяния только в результате погрешностей определения радиационного притока тепла за счет ошибок в оценке облачности и альbedo могут нередко достигать 5—6 мм за сутки.

В связи с недостатком исходных данных и относительно невысокой точностью расчета снеготаяния рассмотренным выше методом не потеряли своего значения и более простые способы расчета по данным о температуре воздуха и скорости ветра или только по одной температуре воздуха. Для приближенного расчета снеготаяния на открытой местности автором предложены следующие формулы:

для дневной части суток

$$h_d = 6,2(1 - \beta) \Theta_{\max} + 0,65v_d(t_d - 0,5) - 1,4\Theta_{\min} \text{ мм}, \quad (7.14)$$

для ночной части суток

$$h_n = 0,65v_n(t_n - 0,5) - 1,4\Theta_{\min} \text{ мм}. \quad (7.15)$$

В этих формулах t_d и t_n — средние значения температуры воздуха; v_d и v_n — средняя скорость ветра в м/сек соответственно за дневные и ночные часы суток; Θ_{\max} — разность между максимальной и средней суточной температурой воздуха, которая косвенно характеризует приток лучистой энергии; Θ_{\min} — разность между средней суточной и минимальной температурой воздуха, характеризующая излучение; β — альbedo снежного покрова.

При расчетах по формулам (7.14) и (7.15) сутки считаются с 19 час. предшествующего дня до 19 час. последующего дня. Средние значения температуры воздуха и скорости ветра определяются за три срока: для ночи за 19, 01 и 07 час.; для дня за 07, 13 и 19 час.

Формулы имеют ряд ограничений, которые следует иметь в виду при практических расчетах снеготаяния.

1. Разности температур Θ_{\max} и Θ_{\min} являются показателями радиации и излучения только при нормальном суточном ходе температуры воздуха. Поэтому в дни с искаженным суточным ходом расчет может давать большие ошибки.

2. В конце периода таяния разность Θ_{\max} не следует брать:

- а) более 4° при сплошной облачности,
- б) более 7° при переменной облачности,
- в) более 10° при ясной погоде.

Разность Θ_{\min} не следует брать более 7°.

3. Во всех случаях, когда при расчете стаивания снега за ночные часы получается отрицательная величина, оно принимается равным нулю. Затрату тепла на прогрев снега до 0° целесообразно учитывать при перебойном таянии, когда в течение

нескольких дней была низкая отрицательная температура воздуха. Лучшие результаты получаются при расчетах снеготаяния в северных многоснежных районах.

Еще более простой способ расчета снеготаяния основан на допущении о пропорциональности притока тепла средней суточной температуре воздуха. Коэффициент пропорциональности между слоем талой воды и температурой воздуха получил название коэффициента стаивания. По исследованиям В. Д. Комарова, этот коэффициент для открытой местности в северной половине Европейской территории СССР в среднем составляет около 5 мм на 1° средней суточной температуры воздуха.

Условия таяния снега в лесу существенно отличаются от условий таяния на открытой местности. Количество лучистой энергии, получаемой снегом в лесу, благодаря затенению значительно меньше, чем в поле и зависит от характера леса — состава пород, возраста, сомкнутости крон. Малые скорости ветра в лесу приводят к резкому уменьшению турбулентного теплообмена. По этим причинам при одной и той же температуре воздуха интенсивность таяния снега в густом лесу, как показывают наблюдения, в 2,5—3 раза меньше, чем в поле.

Расчет составляющих теплового баланса снежного покрова в условиях леса представляет собой задачу более трудную, чем для открытой местности из-за чрезвычайного разнообразия самого леса. Вместе с тем особенности процессов теплообмена в лесу (пониженная роль радиации и скорости ветра) благоприятствуют существованию более тесной зависимости снеготаяния от температуры воздуха, чем это имеет место для поля.

Данных о величине коэффициентов стаивания для различных по своему характеру лесов накоплено пока еще мало. В. Д. Комаров рекомендует принимать для практических расчетов следующие приближенные значения этих коэффициентов.

Густой хвойный лес (плотность 0,8—1,0)	1,4—1,5 мм/град	
Хвойный лес средней плотности (плотность 0,6—0,7) и густой смешанный лес	1,7—1,8	»
Изреженный хвойный лес и лиственный лес средней плотности	3—4	»

Расчет снеготаяния по температуре воздуха выполняется путем перемножения коэффициента стаивания на среднюю суточную температуру воздуха. Такие расчеты для открытой местности имеют более низкую точность, чем для леса. Несмотря на это, расчет снеготаяния по температуре воздуха часто используется в практических расчетах, в частности, при оценке средней интенсивности снеготаяния, определении убыли снеготаяния в процессе таяния и в других расчетах.

Расчет поступления талой воды. Рассмотренные выше способы расчета снеготаяния дают возможность приближенно вычислять суточный слой талой воды, образующейся на единице занятой снегом площади. Действительно количество талой воды, поступающей на поверхность речного бассейна, существенно отличается от слоя стаивания. Во-первых, потому, что снег удерживает часть талой воды, а во-вторых, ввиду постепенного уменьшения покрытости бассейна снегом по мере его убыли.

В начале снеготаяния первые порции талой воды полностью удерживаются снегом, поэтому поступление ее на поверхность почвы запаздывает по сравнению с началом таяния. В дальнейшем, наоборот, суточная величина водоотдачи снега становится несколько больше суточного стаивания за счет частичной отдачи той воды, которая до этого удерживалась снегом. Изменение покрытости бассейна снегом связано с неравномерным залеганием снежного покрова и неравномерностью его таяния.

Таким образом, количество талой воды, поступающей на поверхность речного бассейна, должно быть пропорциональным водоотдаче снега и площади, на которой идет водоотдача,

$$h = \Phi_{\Pi} m, \quad (7.16)$$

где h — подача талой воды в мм/сутки; m — водоотдача снега в мм/сутки; Φ_{Π} — относительная площадь подачи воды в долях единицы.

Простейший расчет подачи талой воды основывается на двух допущениях: о равномерном таянии и одинаковой влагоемкости снега на всей площади бассейна. При этих допущениях водоотдача снега в мм/сутки рассчитывается по формуле

$$m = \frac{h_c}{1 - z_0}, \quad (7.17)$$

где h_c — интенсивность снеготаяния в мм/сутки; z_0 — относительная (в долях единицы) убыль снега, при которой он начинает отдавать воду.

Приближенные значения z_0 в зависимости от максимальной влагоемкости снега приведены в табл. 26.

При тех же допущениях площадь подачи талой воды Φ_{Π} определяется как разность между площадью, на которой возможна водоотдача снега $\Phi(X_0)$, и площадью, освободившейся от снега $\Psi(X)$ (рис. 7.2),

$$\Phi_{\Pi} = \Phi(X_0) - \Psi(X).$$

Кривая распределения снеготаяния $\psi(X)$ является исходной для расчета. Имея эту кривую и значение z_0 , легко получить кривую распределения площади $\Phi(X_0)$, на которой возможна

водоотдача из снега. Для этого достаточно умножить значения запасов воды в снеге на величину z_0 .

Пример расчета дан в табл. 28. В этом примере максимальная влагоемкость снега принята равной 0,28, $z_0 = 0,15$.

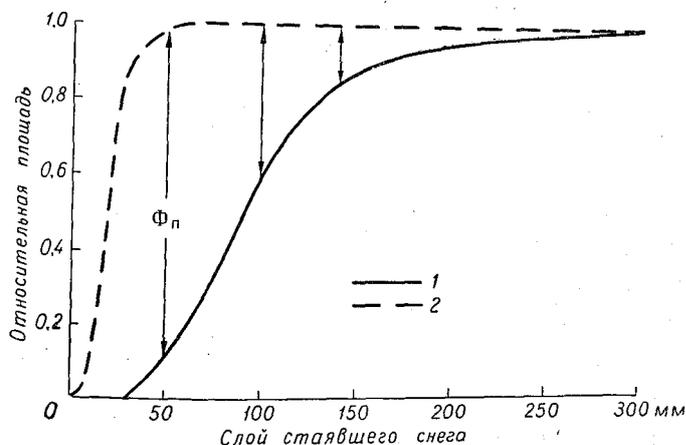


Рис. 7.2. Определение площади водоотдачи тающего снега в зависимости от его убыли.

1 — интегральная кривая распределения снеготолщин; 2 — интегральная кривая распределения площади, на которой обеспечивается водоотдача снега при данной его убыли.

Таблица 28

Пример расчета кривой распределения площади водоотдачи снега $\phi(X_0)$

Запас воды в снеге X , мм	25	50	75	100	150	200	250	300	300	400
Относительная площадь, на которой запас воды меньше или равен данному, $\phi(X)$	0,02	0,10	0,26	0,60	0,88	0,95	0,985	0,993	0,995	1,00
Убыль снега, при которой начинается водоотдача на данной площади, $X_0 = z_0 X$	3,8	7,5	11,2	15,0	22,5	30	37,5	45	52,6	60,0

При построении кривых распределения запасов воды в снеге может выражаться как в миллиметрах, так и в долях среднего запаса. Общий вид кривой, показывающей изменение площади

поступления талой воды в зависимости от суммарного слоя стаявшего снега, представлен на рис. 7.3. Как видно на рис. 7.2 и 7.3, с момента, когда водоотдача снега становится возможной на всей площади бассейна, площадь подачи талой воды становится равной покрытости бассейна снегом $\Phi_{\Pi} = 1 - \psi(X)$.

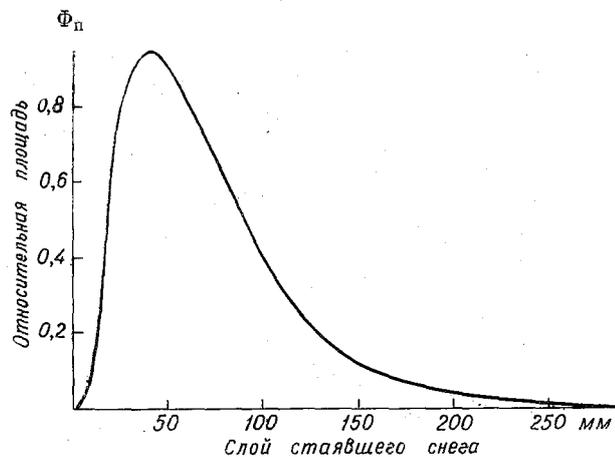


Рис. 7.3. Общий вид кривой изменения площади подачи талой воды в зависимости от убыли снеготзапасов.

Пример расчета подачи талой воды дан в табл. 29.

Таблица 29

Пример расчета подачи талой воды по формуле (7.16) при $z_0 = 0,15$

Дни таяния	h_c мм/сутки	$H_c = \Sigma h_c$ мм	m мм/сутки	$\varphi(X_0)$	$\psi(X)$	$\bar{\Phi}_{\Pi}$	h мм/сутки
1	3,6	3,6	4,2	0,0015	0,0	0,0008	0,003
2	6,4	10,0	7,5	0,20	0,0	0,10	0,75
3	16	26	18,8	0,92	0,02	0,55	10,3
4	24	50	28,2	0,995	0,10	0,90	25,4
5	12	62	14,1	1,00	0,16	0,87	12,3
6	8	70	9,4	1,00	0,22	0,81	7,6

Применительно к частично залесенным речным бассейнам расчет поступления воды должен выполняться отдельно для открытых и лесных площадей, так как интенсивность таяния снега в поле и в лесу различна. Расчет для лесных площадей производится так же, как и для открытой местности, но с использованием данных о запасе воды в снеге в лесу и его распределении по площади. Суточный слой поступления воды для всего бассейна вычисляется при этом как среднее взвешенное.

Определение продолжительности снеготаяния. Продолжительность снеготаяния является характеристикой, которую необходимо учитывать при анализе процессов поглощения воды и формирования гидрографа половодья. В частности, ее важно знать для оценки средней интенсивности снеготаяния и дружной весны, а также при расчетах средней интенсивности инфильтрации.

При наличии соответствующих данных наблюдений общая (календарная) продолжительность таяния снега в речном бассейне (T) может быть легко определена как разность между датой полного схода снега и датой начала снеготаяния за вычетом числа дней с возвратом холода, когда таяние снега прекращалось. Такая характеристика, однако, не является показательной, поскольку она не отражает истинного хода снеготаяния и изменений покрытости бассейна снегом. По этой причине она непригодна для определения средней интенсивности поступления талой воды и ее инфильтрации, а также для характеристики дружности весны. Чтобы учесть в такого рода расчетах ход снеготаяния и изменение покрытости бассейна снегом во времени, необходимо пользоваться так называемой приведенной, т. е. средней взвешенной продолжительностью снеготаяния. Эта величина является более показательной и сравнимой от года к году.

Для расчета приведенной продолжительности снеготаяния пользуются следующей формулой:

$$T' = \sum_1^T \frac{\overline{\varphi(T)}_i}{\Delta T_i}$$

где $\varphi(T)$ — средняя покрытость бассейна снегом в долях единицы, соответствующая приращению продолжительности таяния ΔT ; T — общая (календарная) продолжительность таяния снега в сутках.

Как видно из формулы, наиболее просто приведенная продолжительность таяния рассчитывается в том случае, когда известен график хода покрытости бассейна снегом по суткам. В этом случае $\Delta T = 1$ суткам и приведенная продолжительность снеготаяния вычисляется как сумма ежедневных значений покрытости за календарный период снеготаяния. При отсутствии непосредственных наблюдений за покрытостью приведенная продолжительность снеготаяния может быть рассчитана в первом приближении по заданной функции распределения снеготаяния по площади $\psi(X)$ и рассчитанной интегральной кривой таяния снега во времени $H(T)$. Порядок расчета показан в табл. 30.

В графе 3 записываются вычисленные тем или другим способом значения суточного слоя талой воды, а в графе 4 их последовательная сумма. Пользуясь функцией распределения

снегозапасов по площади и значениями $H(T)$, стоящими в графе 4, определяются значения освободившейся от снега площади в долях единицы, которые записываются в графе 5. Покрытость бассейна (графа 6) вычисляется как дополнение до единицы к величинам графы 5. Осредненные попарно величины покрьтости записываются в графе 7. Так как расчетный интервал принят равным 1 суткам, то последовательная сумма величин, стоящих в 7 графе, и даст значение приведенной продолжительности снеготаяния. В рассмотренном примере она равна округленно 6 суткам при общей продолжительности таяния снега, равной 18 суткам.

Аналогично рассчитывается приведенная продолжительность поступления (подачи) талой воды. Разница заключается лишь в том, что вместо покрьтости $\varphi(T)$ в графу 6 записываются значения площади подачи $\Phi_{\text{п}}$, порядок определения которых рассмотрен в § 3.

Таблица 30

Пример расчета приведенной продолжительности снеготаяния ($\Delta T = 1$ суткам)

№ п/п	Дата	h_c мм	$H(T) = \sum h_c$ мм	$\varphi(H)$	$\varphi(T) = 1 - \varphi(H)$	$\overline{\varphi(T)}$ сутки	$\overline{\Sigma \varphi(T)}$ сутки
1	2	3	4	5	6	7	8
1	3/IV	14	14	0	1,00	1,00	1,00
2		16	30	0	1,00	1,00	2,00
3		10	40	0,05	0,95	0,975	2,97
4		10	50	0,12	0,88	0,915	3,89
5		30	80	0,39	0,61	0,745	4,63
6		30	110	0,68	0,32	0,465	5,10
7		14	124	0,78	0,22	0,270	5,37
8		16	140	0,85	0,15	0,185	5,55
9		10	150	0,88	0,12	0,135	5,69
10		10	160	0,90	0,10	0,110	5,80
11		5	165	0,91	0,09	0,095	5,89
12		5	170	0,92	0,08	0,085	5,98
13		15	185	0,94	0,06	0,070	6,05
14		15	200	0,96	0,04	0,050	6,10
15	20	220	0,97	0,03	0,035	6,13	
16	20	240	0,98	0,02	0,025	6,16	
17	30	270	0,99	0,01	0,015	6,17	
18	20/IV	30	300	1,00	0,00	0,005	6,18

§ 4. Поглощение талой воды и его косвенные характеристики

Так же как и при выпадении осадков, поглощение талой воды в речном бассейне происходит путем инфильтрации в почву и задержания на поверхности в различных понижениях рельефа. Некоторое количество воды теряется на испарение с поверхности

снега и открытых водных поверхностей. Эти потери, однако, относительно невелики и не являются решающими при формировании весеннего стока.

Водопроницаемость мерзлых почв. Инфильтрация воды в мерзлую почву — явление весьма сложное. Кроме гравитационных и молекулярных сил, под воздействием которых происходит движение воды в порах почвы, существенное влияние на это явление оказывают также тепло-физические процессы, вызывающие изменение агрегатного состояния почвенной влаги, а в связи с этим и пористости почвы.

Степень водопроницаемости мерзлой почвы изучалась многими исследователями преимущественно в полевых условиях. В качестве основных приемов оценки инфильтрации применялись измерения влажности почвы до и после снеготаяния, наблюдения за стоком талых вод с элементарных площадок и небольших водосборов, измерения убыли талой воды в естественных и искусственных углублениях, измерения количества просочившейся воды с помощью специальных приборов. Проводились также и лабораторные опыты на искусственно замороженных монолитах ненарушенной почвы. И хотя многие стороны процесса инфильтрации талой воды в мерзлую почву изучены еще недостаточно, опыт полевых и лабораторных исследований позволяет составить представление о порядке величин интенсивности инфильтрации для некоторых типов почв и тех основных факторах, которые определяют ее изменение от года к году.

Одним из основных факторов, определяющих степень водопроницаемости мерзлой почвы, является ее влажность. От степени увлажнения почвы зависит количество льда в порах, а следовательно, степень закупоренности этих пор. Важными факторами водопроницаемости мерзлой почвы являются также ее температура и глубина промерзания. При достаточно низкой температуре почвы первые порции талой воды замерзают в порах самого верхнего ее слоя и могут даже образовать тонкую ледяную корку на ее поверхности. Последнее явление может иметь место при высокой влажности почвы. Влияние глубины промерзания существенно сказывается только при малых ее значениях, при которых возможно размерзание почвы снизу до начала снеготаяния. При прочих равных условиях водопроницаемость мерзлой почвы зависит от ее типа, механического состава и структуры. Существенную роль в изменении степени водопроницаемости почвы играет явление заплывания, связанное с разрушением структурных агрегатов под действием летних и осенних дождей.

Степень водопроницаемости мерзлых почв меняется в широких пределах. Хорошо увлажненная мерзлая почва при температуре 2—3° ниже нуля, как показывают опыты, становится практически водонепроницаемой. Наоборот, будучи слабоувлажнен-

ной она способна поглощать талую воду. Тяжелые бесструктурные почвы впитывают воду значительно хуже, чем структурные. При температуре порядка -2° и при относительно небольшом увлажнении (примерно 50% наименьшей полевой влагоемкости) они становятся водонепроницаемыми. Но даже водонепроницаемая мерзлая почва благодаря наличию в ее верхнем слое свободных некапиллярных пор в состоянии поглотить в начальный момент от 5 до 15 мм талой воды.

Интенсивность инфильтрации талой воды в мерзлую почву намного меньше интенсивности инфильтрации осадков в летнее время. Этим и обусловлено то, что коэффициенты весеннего стока намного больше коэффициентов дождевого стока. Данные приблизительной оценки средней интенсивности инфильтрации за период снеготаяния, выполненной для степных рек бассейна Дона и Заволжья, показывают, что при среднем увлажнении почв она составляет в целом для бассейна около 5 мм/сутки, при хорошем увлажнении — 0,5—1,0 мм/сутки, а при малом увлажнении — 12—14 мм/сутки.

Характерной особенностью поглощения талых вод обладают лесные подзолистые и дерново-подзолистые почвы, что связано с наличием у них рыхлого верхнего горизонта *A* и плотного бесструктурного горизонта *B*. В мерзлом состоянии последний является практически водонепроницаемым, о чем свидетельствует образование на нем верховодки. В то же самое время водопроницаемость верхнего горизонта остается и в мерзлом состоянии настолько высокой, что практически всегда потенциально превышает возможную интенсивность поступления талой воды. По этим причинам количество воды, которую способна поглотить лесная почва, определяется в основном водовместимостью верхнего ее горизонта и лесной подстилки.

Роль поверхностного задержания в формировании стока была рассмотрена в шестой главе. Малая интенсивность инфильтрации в хорошо увлажненную мерзлую почву и более равномерное по сравнению с выпадением осадков распределение снежного покрова в бассейне позволяют эмпирически оценить величины поверхностного задержания в различных бассейнах, понимая под ними все те неизбежные затраты воды, которые не зависят от интенсивности инфильтрации и продолжительности снеготаяния. Опыт исследований весеннего стока показывает, что для рек степной зоны с хорошо расчлененным холмистым рельефом эти величины составляют 20—30 мм. Для северных лесных, сильно заболоченных бассейнов они возрастают до 60—70 мм.

Помимо осенних осадков, на изменение влажности верхнего слоя почвы в течение зимы влияют миграция влаги внутри самой почвы и зимние оттепели, приводящие к частичному стаиванию снега. Подтягивание воды из нижних горизонтов почвы к границе

мерзлого слоя нередко приводит к переувлажнению верхнего слоя почвы. Такая картина наблюдается в северных зонах избыточного увлажнения. Поступление во время оттепелей талой воды также пополняет запас почвенной влаги.

Образование ледяной корки на поверхности почвы является фактором, уменьшающим водопоглотительную способность речных бассейнов. Однако оно возможно только тогда, когда почва с осени достаточно хорошо увлажнена и перед оттепелью имеет низкую температуру. Ледяная корка не только служит своего рода экраном, препятствующим инфильтрации, но в некоторой мере изменяет и распределение поверхностной емкости, так как заполняет крупные поры между комками почвы и наиболее мелкие углубления микрорельефа. Наличие ледяной корки содействует ускорению водоотдачи в лога и русла рек.

Косвенные характеристики поглощения талых вод. В настоящее время гидрология не располагает методами прямого расчета поглощения талой воды. В связи с этим отыскание достаточно показательных, поддающихся объективному определению косвенных характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов в целом приобретает исключительно важное значение для прогнозов весеннего стока.

Опыт исследований показывает, что степень водопроницаемости почв в период снеготаяния в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения в первом приближении может характеризоваться количеством осадков за вычетом испарения с поверхности почвы, если эту разность брать за длительный период времени до установления морозов, а также учитывать дополнительное поступление воды в почву во время зимних оттепелей. В настоящее время в практике прогнозов чаще всего используются следующие косвенные характеристики степени увлажнения почвы:

$$u = X_5 + (X - Z)_{63} + m \quad (7.18)$$

или

$$u = (X - Z)_{120} + m, \quad (7.19)$$

где X — осадки; Z — испарение за некоторый период до установления снежного покрова; X_5 — осадки за 5 дней, непосредственно предшествующих наступлению морозов; m — слой воды, поступившей в почву за время оттепелей. Числа у скобок указывают на продолжительность периода в днях, за который вычисляется разность между осадками и испарением.

Величины показателя увлажнения вычисляются по данным отдельных метеорологических станций, а затем осредняются для речного бассейна. Испарение рассчитывается по известным в гидрологии формулам. Сопоставление значений вычисленной таким путем косвенной характеристики осеннего увлажнения почвы с измеренной ее влажностью показывает наличие связи

между этими величинами. Возможность использования ее в качестве показателя степени водопроницаемости почвы подтверждается существованием зависимости между нею и средней интенсивностью инфильтрации (рис. 7.4).

Влияние предшествующих осенних осадков на величину стока прослеживается и в лесной зоне избыточного увлажнения. Однако в условиях этой зоны влияние их существенно меньше и связано оно не столько с изменением степени водопроницаемости почвы, сколько с изменением емкости речных бассейнов в целом. Вообще говоря, чтобы предшествующие осадки могли сказываться на изменении емкости бассейна, должны существовать

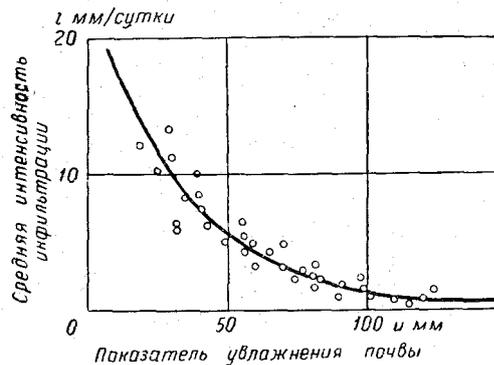


Рис. 7.4. Зависимость средней интенсивности инфильтрации от косвенной характеристики осеннего увлажнения почвы.

условия для длительного сохранения воды в очагах поверхностного задержания. Такими очагами в зоне избыточного увлажнения являются болота, заболоченные леса и рыхлый верхний горизонт лесных почв. После жаркого лета и сухой осени свободная емкость болот и лесной почвы увеличивается. Это неизбежно сказывается на уменьшении стока в последующую весну. Наоборот, после дождливой осени емкость их уменьшается, а следовательно, уменьшаются и общие потери весеннего стока.

В качестве косвенной характеристики водопоглотительной способности речных бассейнов в лесной зоне избыточного увлажнения, кроме ранее рассмотренной характеристики, использовались также величины осеннего паводочного стока. Большие значения этих величин свидетельствуют о высоком увлажнении бассейна с осени, а следовательно, об уменьшении свободной емкости. Малые значения, наоборот, должны свидетельствовать об увеличении свободной емкости бассейна, а следовательно, об увеличении его водопоглотительной способности в последующую весну.

Известен ряд других предложений по определению косвенных характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов. Общим недостатком всех применяемых в настоящее время косвенных характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов является недостаточная их репрезентативность, что влечет за собой возможность больших ошибок в оценке потерь талого стока. Нерепрезентативность существующих косвенных характеристик проистекает не только от недостатков исходных данных, но также и от того, что при их определении не учитываются ландшафтные особенности речных бассейнов, распределение почв и неравномерность их увлажнения по территории. Исследование степени водопроницаемости и емкости мерзлых почв в различных ландшафтных условиях в зависимости от их влажности, температуры и глубины промерзания приобретает исключительно важное значение для прогнозов весеннего стока и является одной из первоочередных задач гидрологии.

§ 5. Основы методики долгосрочных прогнозов объема половодья

Уравнение водного баланса бассейна за период половодья.

Если из общего объема весеннего стока исключить объем воды, обусловленный притоком грунтовых вод, то уравнение водного баланса речного бассейна за период половодья может быть записано в виде

$$X_c + X_{ж} - (I + P + Z_1 + Z_2) - Y = 0, \quad (7.20)$$

где X_c — запас воды в снеге и ледяной корке на поверхности почвы; $X_{ж}$ — жидкие осадки; I — инфильтрация; P — количество воды, задержанной на поверхности бассейна; Z_1 — испарение с поверхности снежного покрова за период снеготаяния; Z_2 — испарение за время стекания воды по руслам; Y — сток за половодье.

Из всех входящих в уравнение баланса переменных только сток, запас воды в снеге и осадки регулярно измеряются с той или иной степенью точности. Остальные составляющие баланса практически не измеряются или вообще не могут быть измерены. О суммарной их величине в каждом конкретном бассейне можно судить лишь по разности между количеством поступившей воды и стоком. Тем не менее для целей прогнозов стока важно знать относительную роль каждой из этих переменных и их изменчивость от года к году.

Потери воды на испарение за время снеготаяния, как показывают экспериментальные данные и расчеты, относительно невелики. Небольшим является также испарение с водной поверхности русловой сети ввиду относительно малой ее площади. В связи с этим колебания испарения от года к году не могут оказать решающего влияния на величину весеннего стока и при анализе водопоглощения ими чаще всего пренебрегают.

Точно разделить общее количество воды, поглощенной речным бассейном, на собственно инфильтрацию и поверхностное задержание очень трудно. Однако рассматривать их вместе при анализе водопоглощения было бы неправильным, поскольку зависят они от разных факторов и соотношение их в различных бассейнах и при различных условиях может быть различным.

Так же как и при формировании дождевого стока, поверхностный сток талой воды может происходить в одних условиях за счет превышения интенсивности поступления воды над интенсивностью инфильтрации, а в других — только за счет превышения общего количества поступившей воды над емкостью почвы и очагов поверхностного задержания. В первом случае при прочих равных условиях величина стока должна зависеть от продолжительности снеготаяния и соотношения между интенсивностью поступления талой воды и интенсивностью инфильтрации; во втором — только от общего количества поступившей воды. В силу неравномерного распределения водопроницаемости почв и поверхностной емкости и в том и в другом случаях всегда могут иметь место такие площади, сток с которых невозможен или вследствие равенства интенсивности инфильтрации и интенсивности поступления воды, когда вся она впитывается в почву, или вследствие недостатка воды для заполнения емкости, когда даже образовавшаяся на поверхности почвы вода не имеет путей для стока в реку.

Имея в виду непостоянство площади, с которой может фактически осуществляться сток, будем в дальнейшем исходить из следующего уравнения водного баланса, в котором все величины выражены в миллиметрах:

$$Y = X - \Phi(I + P) - (1 - \Phi)X, \quad (7.21)$$

где X — общее количество поступившей воды (запас снега плюс осадки); Φ — относительная (в долях единицы) площадь стока; остальные обозначения прежние. Последний член этого уравнения означает потерю воды на бессточной части речного бассейна.

Общий вид зависимости талого стока от запасов воды в снеге.

Теоретическое обоснование общего вида зависимости талого стока от снегозапасов при различных условиях водопоглощения необходимо для разработки практических приемов долгосрочного прогноза объема весеннего половодья. Воспользуемся для этой цели уравнением водного баланса (7.21). Представим самый простой случай, когда почва водонепроницаема, а поверхностная емкость неравномерна. Для этого случая уравнение водного баланса принимает вид

$$Y = \Phi X - E, \quad (7.22)$$

где Y — слой стока в мм; X — запас воды в снеге в мм; Φ — доля

площади, с которой осуществляется сток; E — емкость очагов задержания воды на действующей площади в мм.

Действующая площадь в этом случае зависит только от запаса воды в снеге и характера бассейна и равна сумме площадей, на которых запас воды в снеге больше того слоя воды, который необходим для заполнения емкости,

$$\Phi(S) = \sum_1^n \varphi_i(S). \quad (7.23)$$

Соответственно этому слой воды, задержанной на действующей площади, является также функцией снегозапаса и равен сумме

$$E = \sum_1^n \varphi_i S_i, \quad (7.24)$$

где S_i — слой воды, который необходим для заполнения емкости на площади φ_i .

Таким образом, теоретически характер зависимости талого стока от снегозапасов при отсутствии инфильтрации целиком определяется присущим данному бассейну распределением поверхностной емкости. Поясним это на числовых примерах.

Допустим, что емкость одинакова по всей площади бассейна и равна, скажем, 15 мм. Уравнение стока в этом случае примет вид

$$Y = X - 15.$$

Из этого уравнения следует, что при $X \leq 15$ мм сток не может иметь места, при $X > 15$ мм он возрастает прямо пропорционально увеличению X . Графически такая зависимость представляет прямую линию с угловым коэффициентом, равным единице.

Представим теперь бассейн, в котором часть площади, равная, скажем, 0,1, остается бессточной при любом X , а на остальной площади емкость одинакова и равна тем же 15 мм. Уравнение стока для этого бассейна примет вид

$$Y = 0,9X - 15.$$

Это также прямая линия, но с угловым коэффициентом, равным доле действующей площади.

Наконец, представим более общий случай, когда при той же бессточной площади емкость на остальной части бассейна распределена неравномерно (табл. 31).

Графический вид зависимостей стока от снегозапасов для трех рассмотренных примеров дан на рис. 7.5.

Из условия водного баланса потери воды выражаются уравнением

$$P = (1 - \Phi)X + E. \quad (7.25)$$

Таблица 31

Пример расчета стока при заданном распределении емкости бассейна

φ	S мм	$\varepsilon = \varphi S$ мм	$\Phi = \sum \varphi_i$	$E = \sum \varepsilon_i$ мм	Выражение для стока $Y = \Phi(X) - E$
0,1	10	1	0,1	1	$X \leq 10$ мм $Y = 0$
0,2	20	4	0,3	5	$10 < X \leq 20$ мм $Y = 0,1X - 1$
0,6	50	30	0,9	35	$20 < X \leq 50$ мм $Y = 0,3X - 5$
0,1	00	—	—	—	$X > 50$ мм $Y = 0,9X - 35$

Как видно, при неравномерном распределении емкости они также возрастают с увеличением X и становятся постоянными, когда сток происходит со всей площади бассейна.

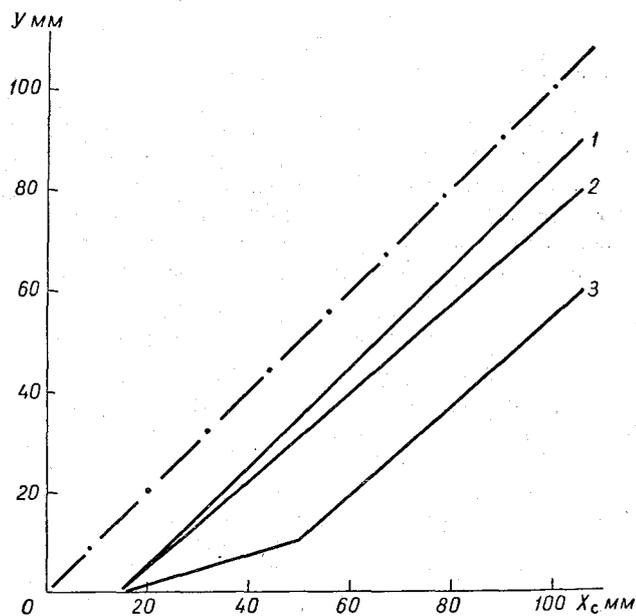


Рис. 7.5. Зависимость стока от снегозапасов при равномерном и неравномерном распределении емкости.

1 — равномерная емкость $Y = X_c - 15$; 2 — равномерная емкость при наличии бессточной площади $Y = 0,9X_c - 15$; 3 — неравномерная емкость при наличии бессточной площади (см. табл. 31).

Итак, в общем случае, при неравномерном распределении поверхностной емкости, зависимость стока от снегозапасов должна представлять собой кривую, обращенную выпуклостью к оси снегозапасов. Согласно уравнению (7.22), тангенс угла наклона касательной в любой точке кривой равен относительной вели-

чине, действующей при данном значении X . Из этого же уравнения следует, что при наличии достаточно точных данных о снегозапасах и стоке за ряд лет зависимость $Y=f(X)$ может быть получена эмпирически. Пользуясь такой зависимостью, в первом приближении можно оценить максимальную емкость бассейна и величину бессточной площади.

Уравнение (7.22) в равной мере справедливо и для речных бассейнов с легко проницаемыми почвами, если емкость последних ограничена хотя бы на некоторой части площади.

Действительно, поглощение воды почвой с интенсивностью, равной интенсивности ее поступления, равносильно задержанию воды в замкнутых понижениях рельефа, так как и в том и в другом случае поверхностный сток становится возможным только после заполнения определенной емкости. Поэтому площади с ограниченной емкостью действуют при формировании стока точно так же, как и площади, обладающие такой же емкостью впадин на поверхности. Слой воды, при котором легкопроницаемая почва перестает поглощать воду, равен емкости свободных пор, т. е. дефициту ее влажности.

Рассмотрим теперь случай, когда почва в речном бассейне проницаема для воды, но интенсивность инфильтрации меньше интенсивности поступления, а способность почвы поглощать воду не ограничена. Допустим для простоты, что снеготаяние и интенсивность инфильтрации равномерны на всей площади бассейна. При этом допущении уравнение для слоя стока за половодье примет вид

$$Y = \Phi(X - I) - E, \quad (7.26)$$

где X — запас воды в снеге; I — суммарный слой инфильтрации; Φ — действующая площадь; E — емкость очагов поверхностного задержания на действующей площади. Действующая площадь Φ в этом случае является функцией избытка снегозапасов над просачиванием $(X - I)$.

Уравнение (7.26) может быть преобразовано к виду

$$Y = \Phi \left(1 - \frac{I}{X}\right) X - E, \quad (7.27)$$

или

$$Y = \Phi \left(1 - \frac{i}{h}\right) X - E, \quad (7.28)$$

где i — средняя интенсивность инфильтрации; h — средняя интенсивность поступления воды на поверхность почвы.

Графический вид уравнения (7.28) представлен на рис. 7.6. Как видно на этом рисунке, при одном и том же запасе воды в снеге сток может меняться в широких пределах в зависимости

от отношения $\frac{i}{h}$. При отсутствии инфильтрации ($i=0$) уравнение (7.28) обращается в уравнение (7.22) для водонепроницаемого бассейна, чему соответствует верхняя кривая на рис. 7.6. Из уравнения (7.28) следует также, что при малой изменчивости интенсивности снеготаяния от года к году сток определяется запасом воды в снеге и интенсивностью инфильтрации, т. е. сте-

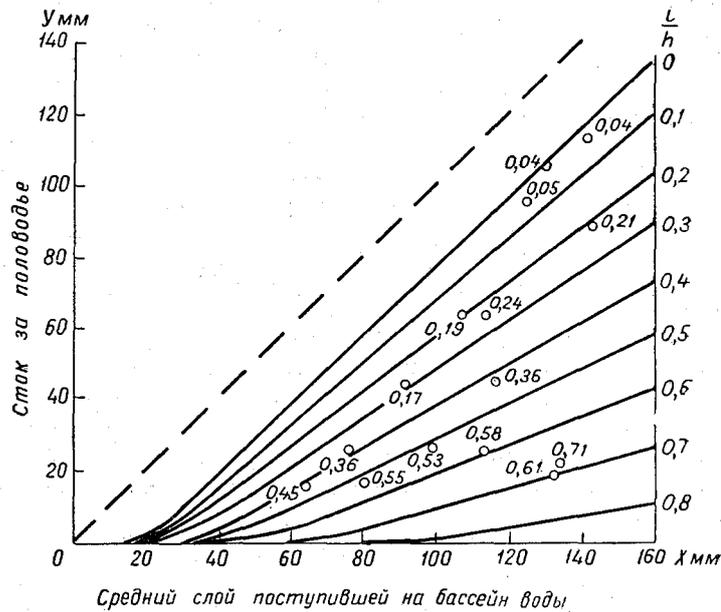


Рис. 7.6. Зависимость стока половодья от запасов воды в снеге и отношения интенсивности инфильтрации к интенсивности поступления воды при неравномерном распределении поверхностной емкости.

пенью водопроницаемости почвы. При этом условии есть все основания к отысканию для речного бассейна эмпирической зависимости вида $Y=f(X, u)$, где u — показатель, характеризующий степень водопроницаемости почвы.

Чтобы рассчитать сток по уравнениям (7.22), (7.27) или (7.28) необходимо знать для каждого речного бассейна кривую распределения действующей площади $\Phi(X)$ и соответствующую ей кривую распределения поверхностной емкости $E(X)$ (рис. 7.7 и 7.8). Установить такие кривые путем непосредственных измерений не представляется возможным. В принципе для их определения достаточно было бы иметь эмпирическую зависимость стока от снеготаяния, построенную по данным за те годы, когда почва

в бассейне была водонепроницаемой. Однако этот путь практически невозможно использовать ввиду отсутствия данных, освещающих наиболее важную нижнюю часть зависимости. В связи

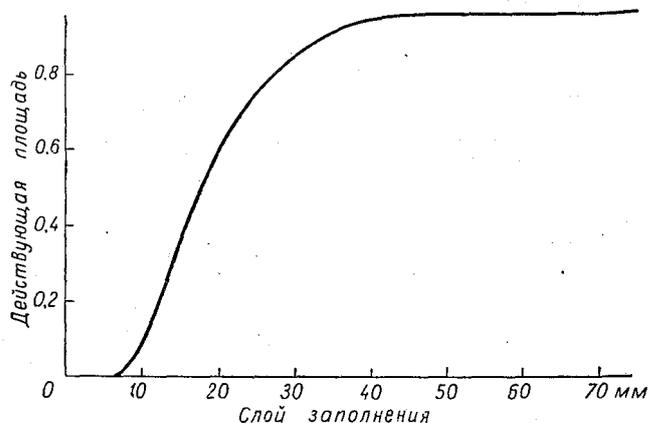


Рис. 7.7. Интегральное распределение действующей площади слоя воды, необходимого для заполнения емкости.

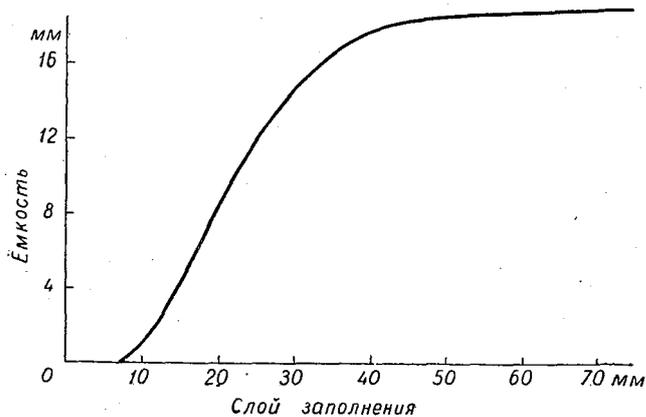


Рис. 7.8. Интегральная функция поверхностного задержания.

с этим эмпирические зависимости, как уже отмечалось, используются для определения приблизительных значений максимальной емкости бассейна и бессточной площади. Что касается самого распределения емкости по площади, то ими приходится задаваться, используя наиболее простые математические функции.

Итак, основой методики долгосрочных прогнозов весеннего стока служат воднобалансовые зависимости, которые могут быть

установлены, как это следует из теоретического анализа, эмпирически для отдельных бассейнов или группы однородных по условиям водопоглощения бассейнов при наличии соответствующих исходных данных за ряд прошлых лет. Определение этих данных по материалам гидрометеорологических наблюдений требует соответствующей их обработки и нередко сопряжено со значительными трудностями.

Определение слоя стока за половодье. Для вычисления стока за половодье используются данные о ежедневных расходах воды. Основная задача состоит в установлении сроков начала и конца половодья и в исключении из его общего объема того стока, который обусловлен притоком подземных вод.

Определение даты начала половодья, как правило, не представляет трудности. Более затруднительно бывает установить дату его окончания. Нередко в конце половодья на реке проходят дождевые паводки, которые накладываются на спад талого стока. Относить такие паводки к весеннему половодью нецелесообразно, так как условия поглощения осадков после схода снега и просыхания почвы сильно отличаются от условий поглощения талых и дождевых вод в период снеготаяния. Исключение стока таких паводков выполняется по типовым кривым спада половодья, которые устанавливаются по данным за те годы, когда дождевых паводков не было.

Выделение грунтового питания за период половодья выполняется путем срезки гидрографа известными в гидрологии способами. Слой поверхностного стока за половодье вычисляется по формуле

$$Y = \frac{86,4}{F} \sum_1^n (Q - Q_r),$$

где $\sum(Q - Q_r)$ — сумма ежедневных расходов за вычетом расходов грунтового питания; F — площадь бассейна в км².

Определение количества поступившей воды. Суммарный слой воды, участвующей в формировании весеннего стока, складывается из запаса воды в снеге на конец зимы, жидких осадков и ледяной корки, если таковая была на поверхности почвы,

$$X = X_c + X_{лк} + X_{ж}.$$

Для определения запаса воды в снеге используются данные снегомерных съемок в пунктах наблюдений, расположенных в самом бассейне и в непосредственной к нему близости. На основании этих данных строятся карты изолиний наибольших за зиму запасов воды в снеге на открытой местности и в лесу. В зависимости от величины и изменчивости снегозапасов изолинии на карте проводятся через 10 или 20 мм.

Средние взвешенные запасы воды в снеге для поля и леса вычисляются аналогично методу изогнет. При большом числе снегомерных пунктов и равномерном их распределении по площади средние запасы воды в снеге могут вычисляться также путем арифметического осреднения.

Максимальный запас воды в снеге для всего бассейна вычисляется как среднее взвешенное

$$X_c = (1 - \varphi) X_{сп} + \varphi X_{сл}, \quad (7.29)$$

где $X_{сп}$ — средний слой воды в снеге в поле; $X_{сл}$ — средний слой воды в снеге в лесу; φ — лесистость бассейна, равная отношению площади, занятой лесами, ко всей площади водосбора.

Для степных бассейнов с большим числом оврагов средний слой воды при наличии соответствующих данных вычисляется с учетом запасов снега в оврагах

$$X_c = (1 - a) X_{сп} + a X_{со}, \quad (7.30)$$

где $X_{сп}$ — средний запас воды в снеге по данным полевых съемок, $X_{со}$ — средний запас воды в снеге в логах и оврагах; a — относительная площадь, занятая оврагами.

Запас воды в ледяной корке вычисляется по формуле

$$X_{лк} = 9sh_{лк}, \quad (7.31)$$

где $h_{лк}$ — средняя толщина корки в см; s — покрытость почвы ледяной коркой в долях единицы.

Средний слой весенних осадков вычисляется изложенными ранее способами по данным наблюдений метеорологических станций. Условия поглощения осадков, выпадающих во время таяния снега и непосредственно за его сходом, не отличаются от поглощения талой воды. Поэтому средний слой этих осадков может прибавляться к запасу воды в снеге. Осадки, выпадающие после схода снега и просыхания почвы, поглощаются значительно интенсивнее, чем талые воды. По этой причине прибавление их слоя к снегозапасам может привести к некоторому преувеличению потерь талого стока.

Коротко остановимся на оценке точности определения среднего запаса воды в снеге в бассейне. Этот вопрос имеет важное практическое значение при построении воднобалансовых зависимостей весеннего стока, для оценки влияния на сток других факторов и при определении величин водопоглощения. Основное затруднение при оценке точности определения снегозапасов состоит в том, что мы не располагаем истинными их значениями на значительных территориях, а поэтому не можем непосредственно сравнить с ними измеренные величины.

Ошибки в определении слоя воды в снеге в бассейне по данным измерений в отдельных пунктах складываются из ошибок измерения на участке снегосъемки и ошибок вычисления

среднего слоя. Как показывают исследования, ошибки в определении запаса воды на участке снегосъемки относительно невелики и составляют 3—4%. Они рассчитываются по формуле

$$s^2 = \bar{d}^2 \sigma_h^2 + \bar{h}^2 \sigma_d^2, \quad (7.32)$$

где h и d — соответственно средние значения высоты и плотности снега на участке снегосъемки; σ_h и σ_d — средние квадратичные ошибки средних значений высоты и плотности.

Ошибки вычисления среднего запаса воды в снеге в бассейне значительно больше ошибок измерения на участках снегосъемок. Величина их зависит от степени неравномерности залегания снега и густоты сети снегомерных пунктов. Для определения в первом приближении относительной средней квадратичной ошибки служит формула

$$\delta = 100 \frac{C_v}{\sqrt{n}} \%, \quad (7.33)$$

где C_v — коэффициент вариации снегозапасов в бассейне; n — число снегомерных пунктов.

Вариация запасов воды в снеге в пределах не очень больших открытых бассейнов зависит главным образом от характера рельефа. Чем больше расчленен рельеф, тем больше оказывается разница в показаниях отдельных пунктов снегосъемки. Поскольку снегосъемки велись на относительно ровных участках, то при наличии в бассейне большого числа оврагов неучет запасов снега в них ведет к некоторому систематическому преуменьшению снегозапасов в бассейне. Опыт оценки ошибок определения запасов воды в снеге показывает, что при существующей густоте сети снегомерных пунктов они могут составлять 10—15%.

Эмпирические воднобалансовые зависимости и прогнозы весеннего стока. Для построения эмпирических воднобалансовых зависимостей используются данные о весеннем стоке, количестве поступившей воды и косвенные характеристики водопоглотительной способности речных бассейнов. Необходимость учета последнего фактора устанавливается путем построения графической связи между стоком и общим количеством поступившей воды. Наличие достаточно тесной зависимости между этими величинами свидетельствует о том, что водопоглотительная способность бассейна мало меняется от года к году. Большой разброс точек на поле графика связи, наоборот, указывает на необходимость учета факторов, характеризующих изменение водопоглотительной способности.

Зависимость, представленная на рис. 7.9, относится к бассейну, расположенному в лесной зоне избыточного увлажнения. В этой зоне, как уже говорилось, количество поглощенной воды определяется водоудерживающей способностью почвы, лесной подстилки и поверхностным задержанием. Изменчивость осен-

него увлажнения бассейнов в этой зоне относительно невелика. В качестве косвенной характеристики предшествующего

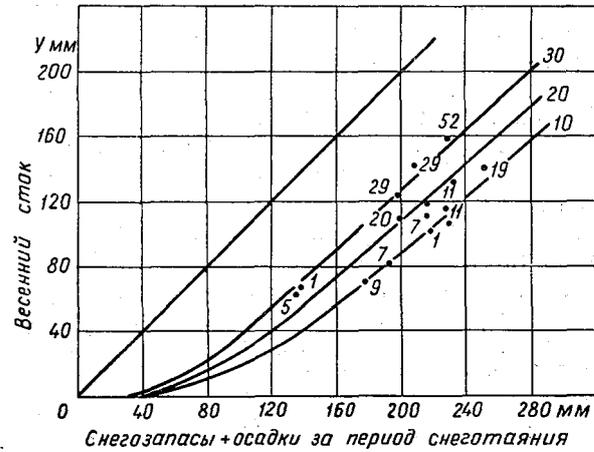


Рис. 7.9. Зависимость весеннего стока р. Озеги у с. Казаково от снегозапасов и осеннего увлажнения бассейна. У точек — осенний паводочный сток в мм.

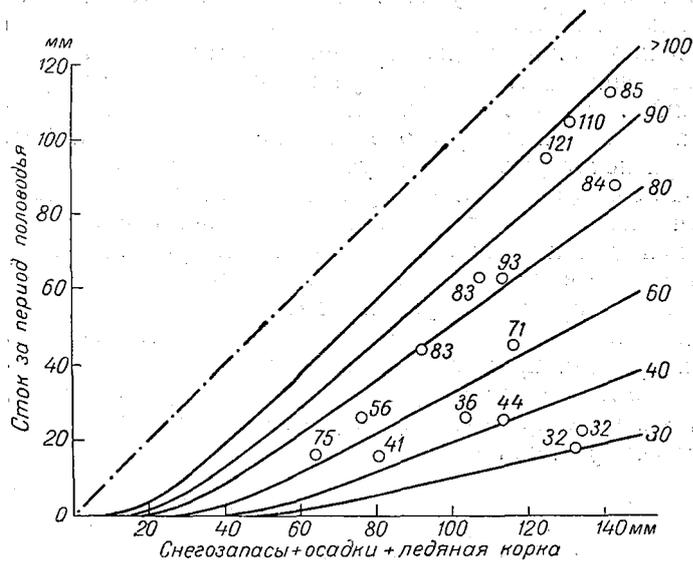


Рис. 7.10. Зависимость весеннего стока р. Медведицы у с. Лысых Гор от снегозапасов и осеннего увлажнения.

увлажнения здесь использована величина осеннего паводочного стока.

Зависимость, приведенная на рис. 7.10, относится к бассейну, расположенному в степной зоне недостаточного увлажнения. Изменчивость осеннего увлажнения почвы и его влияние на весенний сток в этой зоне особенно велики. В качестве характеристики водопроницаемости почвы здесь использована разность между осадками и испарением за 4 месяца до установления снежного покрова. Как видно на графике, значение этой разности, равное 100 мм, является предельным. При больших значениях увлажнения точки ложатся на одну (верхнюю) кривую, отвечающую минимальной водопроницаемости почвы, при которой потери талого стока определяются неизбежными затратами воды, связанными главным образом с поверхностным задержанием. Определенное влияние на весенний сток в этой зоне должна оказывать интенсивность снеготаяния. При выпуске долгосрочных прогнозов этот фактор остается неизвестным, поэтому при построении воднобалансовых зависимостей он не учитывается.

Ясно выраженное влияние предшествующего увлажнения почвы на сток говорит о том, что изменчивость водопроницаемости почв от года к году существенно больше, чем изменчивость интенсивности снеготаяния. Это обстоятельство облегчает в известной мере построение воднобалансовых зависимостей и позволяет во многих случаях успешно использовать их для долгосрочных прогнозов объема весеннего половодья, хотя и не исключает значительных ошибок из-за нерепрезентативности показателя увлажнения, а также в случаях резко аномального хода снеготаяния. Наиболее существенное влияние интенсивности снеготаяния на величину стока за половодье должно быть, очевидно, при некоторых средних условиях увлажнения почвы. При очень сильном и очень слабом увлажнении почвы влияние интенсивности снеготаяния становится менее существенным: в первом случае ввиду малой интенсивности инфильтрации, а во втором в связи с резким уменьшением доли площади, с которой осуществляется сток при малом увлажнении почвы.

Воднобалансовые зависимости можно строить как чисто эмпирически, проводя кривые на глаз в соответствии с распределением показателя осеннего увлажнения в корреляционном поле, так и пользуясь простыми формулами, выведенными из теоретических соображений,

$$Y = X \left(1 - \frac{I}{X}\right) - E_{\max} \left[1 - e^{-\frac{X \left(1 - \frac{I}{X}\right)}{E_{\max}}}\right], \quad (7.34)$$

или

$$Y = X \left(1 - \frac{I}{X}\right) - E_{\max} \operatorname{th} \frac{X \left(1 - \frac{I}{X}\right)}{E_{\max}}. \quad (7.35)$$

В этих формулах Y — сток в мм; X — слой поступившей воды в мм; I — суммарная инфильтрация в мм; e — основание натуральных логарифмов; th — знак гиперболического тангенса; $E_{\text{макс}}$ — максимальная емкость бассейна при отсутствии инфильтрации в мм.

Величина $E_{\text{макс}}$, как уже говорилось, зависит от характера рельефа и почв, являясь параметром, который характеризует индивидуальные особенности речного бассейна. Для бассейнов с плоским рельефом эта величина больше, чем для холмистых, хорошо расчлененных бассейнов.

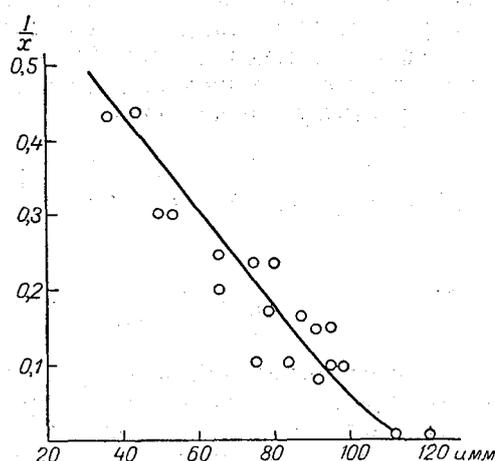


Рис. 7.11. Зависимость относительных потерь воды на инфильтрацию от показателя осеннего увлажнения для р. Дона у ст-цы Казанской.

Формулы (7.34) и (7.35) выведены для условия, что интенсивность поступления воды превышает интенсивность инфильтрации. Параметр $E_{\text{макс}}$, величина которого складывается из начальных затрат воды на заполнение крупных пор верхнего слоя мерзлой почвы и поверхностного задержания, определяется в первом приближении как среднее значение разностей $X - Y$ за годы с предельно высоким предшествующим увлажнением почвы и большой глубиной ее промерзания, т. е. когда интенсивность инфильтрации близка к нулю.

Для расчета стока по формулам (7.34) и (7.35) предварительно строится вспомогательная зависимость относительной инфильтрации $\left(\frac{I}{X}\right)$ от показателя осеннего увлажнения (u)

(рис. 7.11). Необходимые для ее построения значения I за каждый год определяются как разность $I = X_2 - X_1$, где X_2 — коли-

чество поступившей воды в данном году, а X_1 — запас воды в снеге, который дает такой же слой стока при предельном предшествующем увлажнении почвы. В тех случаях, когда кроме предшествующего увлажнения существенное влияние на весенний сток оказывает глубина промерзания почвы (l), строится вспомогательная зависимость $\frac{I}{X} = f(u, l)$, которой и пользуются для определения величин $\frac{I}{X}$.

Построение воднобалансовых зависимостей для рек лесной зоны избыточного увлажнения проще в том отношении, что по условиям водопоглощения интенсивность инфильтрации здесь не играет существенной роли в формировании стока, поэтому можно использовать более простые уравнения вида:

$$Y = X - (E_{\text{макс}} - \epsilon) \left[1 - e^{-\frac{X}{E_{\text{макс}} - \epsilon}} \right], \quad (7.36)$$

или

$$Y = X - (E_{\text{макс}} - \epsilon) \operatorname{th} \frac{X}{E_{\text{макс}} - \epsilon} \quad (7.37)$$

где ϵ — изменение емкости речного бассейна под влиянием предшествующего увлажнения. Для использования уравнений (7.36) и (7.37) необходима вспомогательная зависимость изменения емкости бассейна от показателя предшествующего увлажнения $\epsilon = f(u)$, которая устанавливается эмпирически. Как уже отмечалось ранее, в качестве косвенной характеристики предшествующего увлажнения для сильно залесенных и заболоченных бассейнов предпочтительнее использовать величину осеннего паводочного стока. Большой паводочный сток характеризует высокое увлажнение почвы и повышенный запас воды в болотах. Малый сток, наоборот, свидетельствует о малых запасах воды в бассейне.

Рассмотренные выше однопараметрические уравнения стока имеют тот недостаток, что распределение емкости для всех бассейнов принимается одинаковым, т. е. жестко заданным в зависимости от величины $E_{\text{макс}}$. В действительности при одном и том же значении максимальной емкости распределение ее в различных бассейнах может быть различным. Этот недостаток, однако, наиболее существенно сказывается при малых значениях снегозапасов, которые чаще всего находятся за пределами фактически наблюдаемых минимумов. При использовании уравнений следует также иметь в виду, что для бассейнов, имеющих большую бессточную площадь, параметр $E_{\text{макс}}$ должен характеризовать максимальную емкость только действующей части бассейна, а само

уравнение при выражении стока в мм на весь бассейн получает вид

$$Y = (1 - \omega) \left(X - E_{\text{макс}} \operatorname{th} \frac{X}{E_{\text{макс}}} \right), \quad (7.38)$$

где ω — бессточная площадь бассейна в долях единицы.

На рис. 7.12 в качестве примера показана воднобалансовая зависимость для бассейна р. Тобола до г. Кустаная. Бессточная площадь в этом бассейне составляет около 40%.

Уравнение вида

$$Y = X - p_0 \operatorname{th} \frac{X}{p_0} \quad (7.39)$$

использовалось рядом исследователей в качестве эмпирической

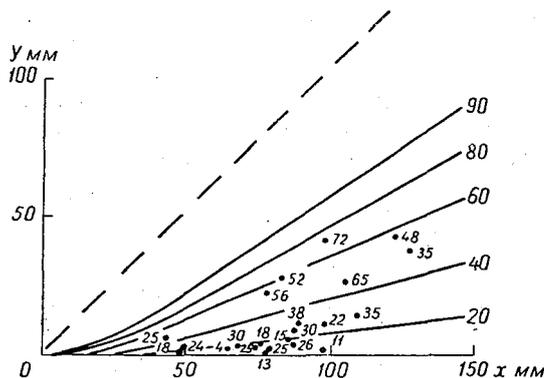


Рис. 7.12. Зависимость весеннего стока р. Тобола у г. Кустаная от снегозапасов и осеннего увлажнения почвы.

формулы, выражающей общую зависимость талого стока от запасов воды в снеге и предшествующего увлажнения почвы. В отличие от ранее рассмотренных уравнений величине p_0 в этой формуле придается смысл переменного параметра, зависящего от степени увлажнения почвы. Для рек Степного Заволжья В. Д. Комаров, например, получил следующую зависимость этого параметра:

$$p_0 = 270e^{-0,048u} + 20, \quad (7.40)$$

где u — косвенная характеристика увлажнения почвы, вычисляемая по формуле (7.19).

Как указывает автор, формулы (7.39) и (7.40) справедливы для условий глубокого (в среднем не менее 60 см) промерзания почвы, исключая, однако, случаи затяжного снеготаяния.

Для расчетов весеннего стока в Степном Заволжье с учетом глубины промерзания почвы Комаров рекомендует формулу с раздельным определением поглощения воды на площадях с глубоким и слабым промерзанием почвы

$$Y = [1 - (1 - \eta)\alpha] X - (1 - f) p_0 \operatorname{th} \frac{(1 - \alpha) X}{(1 - f) p_0}. \quad (7.41)$$

В этой формуле η — коэффициент стока с площадей со слабопромерзшей почвой; f — площадь в долях единицы, на которой глубина промерзания равна 20 см или менее; α — отношение запаса воды в снеге на площади с малым промерзанием почвы к общему запасу в бассейне; остальные обозначения прежние.

Для определения переменных f и α можно построить расчетный график, позволяющий находить эти величины в зависимости от средней глубины промерзания почвы. Этот график строится, исходя из постоянных, одинаковых для всего района кривых распределения снежного покрова и глубины промерзания почвы при условии, что распределение последней является обратным по отношению к распределению снежного покрова, т. е. что большему запасу снега отвечает меньшая глубина промерзания. Коэффициент стока на площадях со слабопромерзшей почвой (η) ввиду отсутствия фактических данных принят условно одинаковым, равным во всех случаях 0,1.

Достоинство формулы состоит в том, что она учитывает неравномерность распределения глубины промерзания почвы. Вместе с тем в силу положенных в ее основу условных допущений она не отличается высокой точностью.

Воднобалансовые зависимости используются для выпуска долгосрочных прогнозов объема весеннего половодья в конце зимы, когда запасы воды в снеге достигают максимума или близки к нему. В этот период неизвестными остаются весенние осадки. Их приходится учитывать статистически, принимая равными норме. Таким образом, необходимое для выпуска прогноза количество поступившей воды вычисляется как сумма

$$X = X_c + X_{\text{лк}} + \overline{\Delta X}_{\text{мм}},$$

где X_c и $X_{\text{лк}}$ — соответственно запас воды в снеге и ледяной корке на момент выпуска прогноза; $\overline{\Delta X}$ — среднее многолетнее количество осадков за период от даты выпуска прогноза до конца снеготаяния или за другой расчетный период, принятый при построении воднобалансовой зависимости.

Среднее значение ожидаемого стока за период половодья (в мм) рассчитывается с учетом грунтового питания

$$Y' = Y + kTQ_{\text{г}} \text{ мм}, \quad (7.42)$$

где Y — вычисленное значение весеннего стока в мм; $Q_{\text{г}}$ — средний расход грунтового питания за период половодья в м³/сек;

T — средняя многолетняя продолжительность половодья в сутках;
 k — коэффициент размерности, равный $k = \frac{86,4}{F}$ (F — площадь бассейна в $км^2$). Средний расход грунтового питания принимается обычно равным минимальному зимнему расходу воды в реке.

При выпуске прогнозов в них указываются не только средние значения ожидаемого весеннего стока, но и вероятные ошибки. Эти ошибки устанавливаются для каждого бассейна на основе статистической обработки погрешностей проверочных прогнозов.

В заключение коротко остановимся на особенностях прогнозов весеннего стока для больших речных бассейнов.

Бассейны больших рек занимают огромные территории, в пределах которых резко различны климат и другие физико-географические условия, а следовательно, и характер водопоглощения. В силу этих различий задача прогноза весеннего стока для большого бассейна не может быть решена путем построения одной воднобалансовой зависимости. Осреднение запасов воды в снеге, осадков и характеристик увлажнения почвы для большой территории приводит к тому, что эти величины оказываются несравнимыми от года к году. По этой причине прогноз весеннего стока в замыкающем створе большого бассейна должен основываться на прогнозах стока с частных бассейнов, для которых в силу однотипности условий водопоглощения имеется возможность установить достаточно надежные воднобалансовые зависимости. Общий сток для большого бассейна определяется при этом как среднее взвешенное

$$Y = \varphi_1 Y_1 + \varphi_2 Y_2 + \dots + \varphi_n Y_n, \quad (7.43)$$

где Y_1, Y_2, \dots, Y_n — ожидаемый сток с частных бассейнов в $мм$; $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — относительные площади частных бассейнов в долях единицы.

Частные бассейны не должны быть слишком малы. В зависимости от однообразия физико-географических условий и характера водопоглощения размеры их могут составлять 30—100 тыс. $км^2$.

Уточнение прогнозов объема половодья. Источниками ошибок долгосрочных прогнозов объема стока основанных на воднобалансовых расчетах, являются случайные погрешности в оценке снегозапасов, недостаточная репрезентативность косвенных характеристик водопоглотительной способности бассейнов, значительные отклонения весенних осадков от принятой в прогнозе нормы, недостаточная точность определения грунтового притока и, наконец, неучет влияния на сток таких факторов, как интенсивность или продолжительность снеготаяния. Для более точного прямого расчета потерь стока, который мог бы быть выполнен в процессе развития снеготаяния, необходима

дополнительная информация в первую очередь о фактическом поглощении воды. К сожалению, существующая система массовых гидрометеорологических наблюдений не обеспечивает получение такой информации, что ограничивает возможности уточнения прогнозов объема стока путем прямых воднобалансовых расчетов. Пользуясь данными о запасах воды в снеге на более позднюю дату и данными о фактическом количестве весенних осадков, если последние резко отличаются от принятой первоначально нормы, можно уточнить прогноз объема половодья с помощью воднобалансовых зависимостей. Практически такое уточнение возможно к концу периода снеготаяния. Для крупных рек с большой длительностью половодья его заблаговременность остается достаточно большой. Но по своей точности оно не намного отличается от точности долгосрочного прогноза, так как возможности ошибок, связанных с неточностью оценки водопоглотительной способности бассейна, остаются теми же самыми.

Более надежные способы уточнения прогнозов основываются на использовании гидрометрических данных, которые позволяют несколько точнее оценить фактический приток талых вод в русловую сеть. Один из таких способов, предложенный И. М. Черноиваненко для р. Дона, успешно применяется в практике прогнозов. Суть способа состоит в использовании связи, которая существует между запасами воды в русловой сети и последующим стоком в замыкающем створе бассейна. При наличии соответствующих гидрометрических данных такую связь нетрудно установить эмпирическим путем, пользуясь материалами наблюдений за прошлые годы.

На рис. 7.13 показан пример совмещенных графиков изменения во времени объема воды в русловой сети бассейна Дона и расходов воды в замыкающем створе у г. Калача. Как видно на рисунке, пик русловых запасов наступает раньше максимума расхода в замыкающем створе. Это опережение составляет 10—20 суток. К моменту наступления пика русловых запасов через замыкающий створ успевает стечь лишь 20—25% объема половодья (заштрихованная часть гидрографа на рис. 7.13).

Наличие зависимости между максимумом объема воды в руслах ($W_{\text{макс}}$) и последующим стоком дает возможность с довольно высокой точностью рассчитывать объем стока у г. Калача за период от даты наступления максимума русловых запасов до конца половодья (V) по эмпирически установленной формуле

$$V = 1,35W_{\text{макс}} + 0,7 \text{ км}^3. \quad (7.44)$$

Заблаговременность такого прогноза составляет 1,5—2 месяца.

Способы приближенного расчета запасов воды в русловой сети по гидрометрическим данным описаны в главе шестой. В рассматриваемом примере объем воды в руслах вычисляется

по восьми участкам наиболее крупных рек при постоянном времени добегания на каждом из участков

$$W = 8Q_1 + 5Q_2 + 5Q_3 + 3Q_4 + 6,5Q_5 + 3,5Q_6 + 9,5Q_7 + 7,5Q_8, \quad (7.45)$$

где Q_1, Q_2, \dots, Q_8 — расходы воды соответственно на постах: Лиски, Казанская, Хованский, Калач — на р. Дону; Новохоперск,

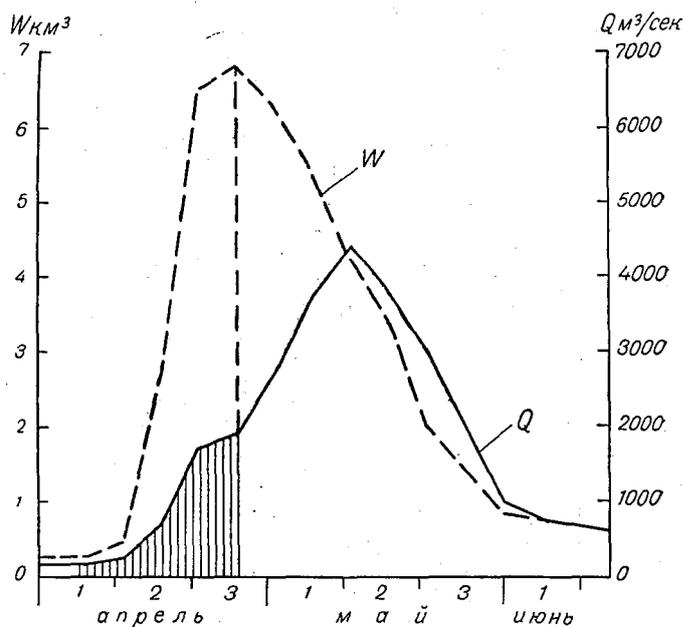


Рис. 7.13. Совмещенные графики колебания русловых запасов (W) и расходов воды (Q) в период половодья на р. Дону у г. Калача.

Бесплемяновский — на р. Хопре; Лысье Горы, Арчединский — на р. Медведице.

Другой возможный способ уточнения прогнозов весеннего стока крупных рек основывается на использовании данных о стоке малых рек в его бассейне. Половодье на малых реках развивается значительно раньше, чем на большой реке. Средний взвешенный максимум притока, вычисленный по данным о расходах малых рек, характеризует максимум русловых запасов в бассейне и в значительной мере определяет последующий сток в замыкающем створе. Если точность связи этого стока непосредственно с максимумом притока оказывается недостаточно высо-

кой, прибегают к экстраполяции притока по типовой кривой спада и в качестве аргумента используют полный сток малых рек за период половодья.

§ 6. Прогнозы максимальных расходов и уровней половодья

Возможности долгосрочных прогнозов максимальных расходов и наивысших уровней половодья. Одним из основных факторов, определяющих максимум расхода половодья, является объем стока. Чем больше этот объем, тем, как правило, больше максимальный расход и выше максимальный уровень половодья. Таким образом, оба эти элемента зависят в определенной мере от всех факторов, от которых зависит объем половодья. Вместе с тем большое влияние на формирование максимального расхода половодья оказывают интенсивность и ход снеготаяния в бассейне. Что касается наивысшего уровня половодья, то на его высоту часто непосредственно оказывают влияние заторы льда. Большая изменчивость условий снеготаяния от года к году приводит к тому, что зависимость между объемом половодья и его максимальным расходом не является однозначной. Тем не менее для многих рек она достаточно ясно выражена.

Наиболее тесная связь между объемом и максимальным расходом половодья имеет место на реках с большой амплитудой колебаний объема стока и сравнительно коротким периодом снеготаяния, например, на реках степной и лесостепной зон. Наименее тесная связь имеет место на малых реках в районе с большой продолжительностью снеготаяния и большим количеством весенних осадков, в частности, на небольших реках лесной зоны. Ход половодья на этих реках часто целиком определяется ходом погоды и может иметь несколько пиков. Нарушению зависимости между объемом половодья и наивысшим уровнем способствуют также заторы льда, которые особенно часты на реках, текущих на север.

При отсутствии надежного метеорологического прогноза возможность долгосрочного прогноза максимального расхода и наивысшего уровня половодья целиком определяется наличием и теснотой связи этих элементов с объемом половодья. В качестве примера на рис. 7.14 показана связь между максимальным расходом и объемом половодья для р. Оки. Для прогноза наивысшего уровня используются аналогичные связи. Пример такой связи для р. Хопра показан на рис. 7.15. Зависимости между максимальным расходом и объемом половодья, как правило, близки к линейным. Связь наивысшего уровня со стоком за половодье в большинстве случаев имеет криволинейный характер.

Пользуясь рассмотренными выше связями, прогнозы максимальных расходов и уровней могут выпускаться одновременно

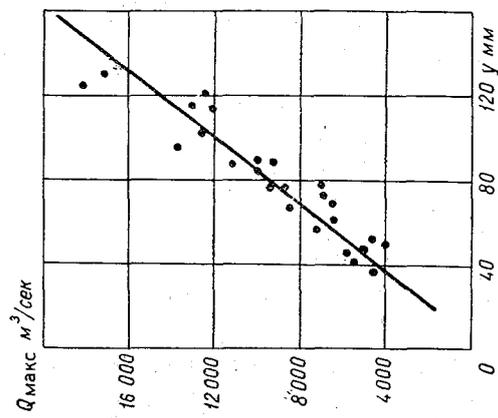


Рис. 7.14. Связь между объемом (слоем стока за половодье) и максимальным расходом половодья р. Оки у пос. Нижнего Избыльца.

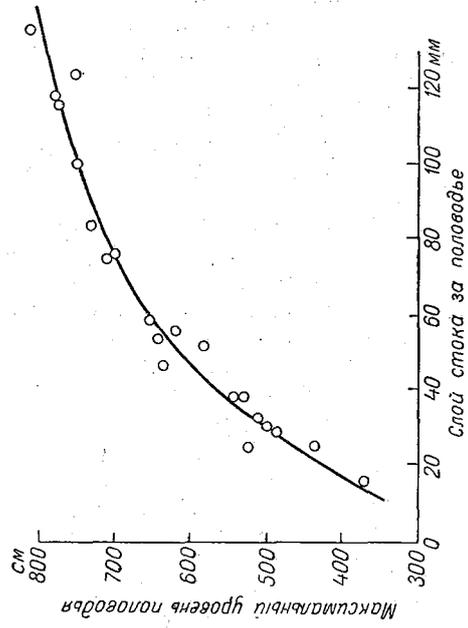


Рис. 7.15. Связь между объемом и максимальным уровнем половодья р. Хопра у х. Бесплемяновского.

с прогнозом объема половодья. Точность таких прогнозов должна оцениваться с учетом погрешностей прогноза объема половодья. Для очень больших рек с площадями бассейнов 100 тыс. км² и более существенную роль в формировании максимального расхода половодья приобретает ход снеготаяния по территории бассейна. Влияние этого фактора особенно заметно проявляется при наличии нескольких равнозначных по водоносности притоков, периоды снеготаяния в бассейнах которых могут резко отличаться в отдельные годы от нормальных сроков. Поясним это на примере.

Нормально снеготаяние и формирование волны половодья на р. Сухоне протекает раньше, чем на р. Вычегде и максимальный расход воды на р. Северной Двине определяется в основном несинхронным наложением максимумов притока от этих двух рек. В отдельные годы, однако, снеготаяние развивается так, что приводит к синхронному их наложению, и при одном и том же объеме стока влечет за собой значительно более высокий максимум половодья на р. Северной Двине.

Краткосрочные прогнозы максимальных расходов (уровней) половодья и времени их наступления. Основные способы краткосрочных прогнозов расходов и уровней воды, в том числе максимальных расходов и уровней половодья и паводков, были рассмотрены в шестой главе. Применительно к достаточно большим рекам с хорошо организованной гидрометрической сетью эти способы, основанные на закономерностях перемещения и трансформации паводочных волн в руслах, дают возможность с практически приемлемой точностью и заблаговременностью рассчитывать максимальные расходы (уровни) половодья и время их наступления. Другие, применяемые в практике способы краткосрочных прогнозов максимальных расходов не дают возможности одновременно определять и время наступления максимума. К числу их относятся способы, основанные на использовании зависимостей вида $Q_{\text{макс}} = f(W_{\text{макс}})$ или $Q_{\text{макс}} = f(q_{\text{макс}})$, где $W_{\text{макс}}$ — максимум объема воды в русловой сети бассейна, $q_{\text{макс}}$ — максимум притока воды в русловую сеть, определяемый, как описано в главе шестой, по гидрометрическим данным.

К качестве примера приведем зависимость, полученную Черноиваненко для р. Дона у г. Калача,

$$Q_{\text{макс}} = 82W_{\text{макс}} - 66. \quad (7.46)$$

Как уже отмечалось ранее, наступление максимума объема воды в русловой сети бассейна Дона опережает максимум половодья у г. Калача на 10—20 суток. При недружном половодье и относительно пониженном стоке в верхней части бассейна опережение меньше, чем при дружном и при относительно большом стоке Верхнего Дона.

Время наступления максимального расхода (уровня) половодья зависит для каждого бассейна от времени начала снеготаяния, интенсивности и дружности его развития по территории бассейна, т. е. в основном от чисто метеорологических факторов. Все это значительно осложняет задачу прогноза дат наступления максимума с большой заблаговременностью и делают ее в значительной мере задачей метеорологической, которая пока еще не получила удовлетворительного решения. Что касается практических возможностей краткосрочных прогнозов, то они основываются главным образом на естественном отставании процессов концентрации и стока воды в руслах от процессов снеготаяния в бассейне.

Простейшие приемы прогноза состоят в использовании эмпирически устанавливаемых корреляционных связей, существующих между датой наступления максимума половодья и некоторыми предшествующими датами, характеризующими процесс поступления талой воды в русла. Например, с датами устойчивого перехода температуры воздуха через 0° или через другое положительное значение, с датой накопления определенной суммы градусов положительной температуры воздуха, необходимой для схода той доли снеготаяния, которая определяет формирование максимального расхода, с датой наступления пика половодья на малых реках бассейна.

Опыт показывает, что связи с датами перехода температуры воздуха через 0° для рек степной и лесостепной зон, как правило, более тесные, чем для рек северной лесной зоны, для которых такие связи часто неудовлетворительны с точки зрения возможности их использования для прогнозов. Для рек этой зоны лучше выражены связи с датой перехода температуры воздуха через $+5^{\circ}$ и датой накопления определенной суммы градусов положительной средней суточной температуры воздуха, например, такой, при которой сходит слой снега, равный средней величине его запаса в бассейне.

При выявлении зависимостей между датой наступления максимума половодья и датой перехода температуры воздуха через 0° или через иное ее значение особое внимание должно уделяться определению самих этих дат. Необходимо, чтобы эти даты действительно характеризовали начало периода формирования половодья и определялись на основании объективного критерия. Метеорологические станции лучше брать в той части речного бассейна, в которой формируется основной приток талой воды, определяющий максимум половодья. Для небольших бассейнов станции должны выбираться по возможности ближе к центру речного бассейна.

Недостаточная теснота связей дат наступления максимума половодья с датами перехода температуры воздуха через 0° обусловлена различиями снеготаяния и интенсивности снеготая-

ния от года к году. Учет этих факторов позволяет несколько повысить тесноту связи, используя в качестве второй независимой переменной запас воды в снеге, а еще лучше — приведенную продолжительность стаивания основной части снега. Надежность прогнозов в последнем случае будет зависеть в значительной мере от надежности прогноза температуры воздуха на несколько дней вперед. Следует, однако, иметь в виду, что с методической точки зрения использование описанных связей в гидрологических прогнозах является вынужденной мерой и не имеет перспектив для развития. Будущее краткосрочных прогнозов максимальных расходов (уровней) и времени их наступления для относительно небольших рек заключается в разработке методов расчета всего гидрографа половодья.

§ 7. Основы методики и некоторые практические приемы расчета гидрографа талого стока

Принципиальная схема расчета. Как и в случае дождевых паводков, в основе метода расчета гидрографа половодья лежит суммирование масс воды, одновременно достигающих замыкающего створа бассейна. Математическое выражение этого метода представляет собой линейную модель, основанную на принципе суперпозиции, т. е. последовательного наложения элементарных паводков, обусловленных стоком воды, поступившей на поверхность бассейна в течение расчетного интервала времени,

$$Q_t = k \sum_{\tau=1}^{\tau=t} p_{\tau} y_{t-(\tau-1)}, \quad (7.47)$$

где Q_t — расход воды в момент времени t в $м^3/сек$; $p(\tau)$ — функция распределения стока во времени, которая характеризует последовательность прохождения воды через замыкающий створ; $y(t)$ — водоотдача бассейна в единицу времени; k — коэффициент размерности, зависящий от того, в каких единицах выражается водоотдача. При выражении последней в $мм/сутки$, а $p(\tau)$ в долях единицы $k=0,0116F$, где F — площадь бассейна в $км^2$. При выражении водоотдачи в $м^3/сек$ $k=1$.

Порядок расчета расходов по формуле, когда известны функция распределения $p(\tau)$ и ход водоотдачи во времени $y(t)$, был показан в главе шестой. Напомним, что в основе этой теоретической модели лежат два допущения:

- 1) функция распределения стока $p(\tau)$ постоянна для данного бассейна и не зависит от степени наполнения русел водой;
- 2) поступление и отдача воды равномерны по территории бассейна.

В природе ни то, ни другое условие не соблюдается в полной мере. Поэтому сама по себе модель лишь приближенно отражает процесс формирования волны половодья или паводка и применима к бассейнам таких размеров, в которых действительно обеспечивается относительно равномерное поступление воды по площади. Учитывая, что снеготаяние охватывает одновременно большие территории, размеры равнинных бассейнов, для которых возможно применение такой модели, могут достигать нескольких десятков тысяч квадратных километров.

Функция распределения $p(\tau)$ может выражаться как в долях единицы, так и в расходах на миллиметр стока, т. е. в $м^3/сек\ мм$. Напомним, что функция, выраженная в относительных величинах, получила название «кривой добегания», а выраженная в $м^3/сек\ мм$ называется «единичным гидрографом».

Трудность расчета гидрографа половодья состоит в расчетах водоотдачи и в определении присущих каждому бассейну кривой добегания или единичного гидрографа. Известно довольно большое число предложенных в разное время различными авторами способов приближенного расчета водоотдачи бассейна или притока воды в русловую сеть, а также приемов определения кривых добегания. Даже простое перечисление всех известных из литературы предложений по этим вопросам заняло бы много места. Многие из этих предложений имеют чисто историческое значение. Некоторые из предложений по ряду причин не нашли вообще применения в практике гидрологических прогнозов.

Определение притока воды в русловую сеть по гидрометрическим данным и его использование при прогнозах. Сложность расчета водоотдачи и большие, часто непреодолимые трудности, которые возникают при расчете интенсивности снеготаяния и водопоглощения из-за отсутствия необходимых исходных данных, заставляли гидрологов искать более простые пути определения притока талых вод, основанных на использовании гидрометрических данных. К числу таких приемов относится, например, предложенный А. В. Огиевским метод «бассейнов-индикаторов», заключающийся в том, что за водоотдачу в большом речном бассейне принимается фактический сток одной или нескольких малых рек. Как показал опыт, использование данных о стоке одного малого бассейна и даже осреднение стока по двум-трем малым бассейнам является слишком грубой заменой действительного хода водоотдачи уже по одной той причине, что слой стока за половодье малых бассейнов часто не соответствует стоку половодья большого бассейна. Для более точного определения водоотдачи необходимы данные о расходах воды по большому числу малых водосборов (см. главу шестую), которые давали бы возможность составлять на каждый

день карту распределения водоотдачи или вычислять среднее ее значение

$$y_i = 86,4 \overline{M}_i \text{ мм},$$

где \overline{M}_i — средний модуль стока за данные сутки в $\text{м}^3/\text{сек км}^2$.

Другой прием определения притока воды в русловую сеть, основанный на использовании уравнения водного баланса и кривых объемов по участкам рек, был также рассмотрен в главе шестой. Этот прием использовался в большом числе проработок по расчету гидрографов половодья и дождевых паводков для различных по величине бассейнов применительно к прогнозам расходов и уровней воды.

Как показывает опыт, вычисленный методом водного баланса по гидрометрическим данным график притока воды в русловую сеть сильно зависит от точности определения объема воды по участкам рек, т. е. от точности кривых объемов, а также от степени детальности, с которой разбивается русловая сеть на участки. При отсутствии гидрометрических данных на притоках второго и третьего порядка вычисленный ход притока сильно отличается от действительного хода водоотдачи, особенно на подъеме, так как в этот период основная масса талой воды поступает в мелкую русловую сеть и не может быть надлежащим образом учтена.

Хотя определение притока методом водного баланса избавляет от необходимости расчетов снеготаяния и потерь талой воды, а следовательно, от ошибок, обусловленных неточностью этих расчетов, использование вычисленного таким путем притока для прогноза расходов и уровней встречает существенные ограничения, особенно для относительно небольших рек. Основное ограничение состоит в том, что для определения притока методом водного баланса необходимо знать расходы воды в речной системе, в том числе и в замыкающем створе. Следовательно, пользуясь формулой (7.47) и величинами притока, вычисленными по фактическим расходам, нельзя рассчитать расход воды в замыкающем створе на какое-то время вперед. Это видно, если представить формулу (7.47) в развернутом виде

$$Q_t = p_1 q_t + p_2 q_{t-1} + p_3 q_{t-2} + \dots + p_{\tau_m} q_{t-(\tau_m-1)}.$$

Здесь q — приток воды в $\text{м}^3/\text{сек}$; индекс t означает дату, на которую вычисляется расход; τ_m — максимальное время добегания. Как видим, для расчета расхода на момент времени t необходимо знать приток в этот же момент (q_t) и за ряд предшествующих единиц времени, число которых определяется максимальным временем добегания. Например, если $\tau_m = 6$ суткам, то последнее слагаемое будет равно произведению последней ординаты кривой добегания на величину притока за пять дней до того дня, на который рассчитывается расход ($p_6 q_{t-5}$).

Таким образом, для прогноза расхода заблаговременно в n дней необходимо знать ход притока на весь этот период

$$Q_{t+n} = p_1 q_{t+n} + p_2 q_{t+n-1} + p_3 q_{t+n-2} + \dots + p_{\tau_m} q_{t+n-(\tau_m-1)}. \quad (7.48)$$

Иными словами, чтобы рассчитать расходы на n дней вперед, необходимо иметь значения притока на каждый из дней этого периода. Прогноз хода притока на значительное время вперед является не менее трудной задачей, чем непосредственный расчет водоотдачи бассейна, основанный на расчетах снеготаяния и потерь талой воды. Поэтому практически прогнозы расходов основываются на экстраполяции графиков притока, что существенно снижает их точность.

Экстраполяция графика притока на подъеме особенно затруднительна и реально возможна лишь на 1—2 дня. В первом приближении она может быть выполнена путем экстраполяции расходов во всех пунктах речной сети, данные по которым используются для определения русловых запасов и последующего расчета притока методом водного баланса. При малых значениях первых двух ординат кривой добегаания погрешности экстраполяции притока, как это следует из формулы (7.48), не могут вызвать чрезмерно больших ошибок при прогнозе расходов на 2—3 дня вперед при условии, конечно, что сама формула обеспечивает достаточно высокую точность расчета гидрографа.

Второй возможный путь для прогноза расходов состоит в экстраполяции спадовой ветви графика притока с помощью типовых кривых спада. В этом случае прогноз расходов возможен после того, как приток в русловую сеть достиг максимума. Поскольку пик притока наступает раньше пика половодья, то, пользуясь экстраполированным спадом, можно рассчитать гидрограф половодья, начиная с того дня, в который наблюдался пик притока. Последний способ применим только для таких рек, где разница во времени между наступлением пика притока и максимума расхода половодья в замыкающем створе достаточно велика и составляет по крайней мере не менее 4 суток. Так как экстраполировать спад притока практически можно лишь спустя 1—2 дня после пика (чтобы быть уверенным, что спад действительно начался), то при меньшей разнице теряется заблаговременность прогноза наиболее важной для целей предупреждения характеристики — максимального уровня половодья.

Точность прогноза расходов по данным о притоке воды в русловую сеть зависит не только от ошибок экстраполяции притока, но и от точности самой методики расчета расходов, т. е. от того, насколько хорошо линейная модель (7.48) и принятая кривая добегаания отражают процесс формирования волны половодья. Кривая добегаания находится обычно подбором параметров формулы (6.31). Путем пробных расчетов добиваются наилучшей

сходимости вычисленных и фактических расходов. Для ускорения подбора используется электронная моделирующая машина.

Описанная методика расчета гидрографа дает приемлемые, с точки зрения заблаговременности прогноза максимума половодья, результаты для сравнительно больших (более 15 тыс. км²) речных бассейнов с хорошо развитой гидрометрической сетью.

Способы расчета водоотдачи бассейна. Напомним, что под водоотдачей бассейна понимается количество воды, которое отдается речным бассейном на сток в единицу времени. Иными словами — разность между количеством поступившей и поглощенной бассейном воды в единицу времени.

Расчет водоотдачи в период снеготаяния является чрезвычайно сложной задачей, практическое решение которой при существующей ограниченности исходных данных возможно пока лишь в грубом приближении на основе упрощенных моделей.

Способы расчета снеготаяния и подачи талой воды на поверхность бассейна были рассмотрены ранее. Эти способы учитывают в первом приближении такие важные факторы, как водоудерживающая способность снега и его неравномерный сход. Хотя из-за недостатка данных измерений в расчетах используются постоянные кривые распределения снеготаяния, в принципе методика позволяет учитывать и переменное из года в год распределение.

Основная задача расчета водоотдачи бассейна в период снеготаяния заключается в определении тем или иным путем количества воды, которое поглощается или теряется (на испарение) бассейном в единицу времени. Трудность ее решения обусловлена большим разнообразием условий водопоглощения и его неравномерностью по территории бассейна. Следует сказать, что эта сторона формирования такого стока и связь ее с почвенно-ландшафтными условиями остается еще недостаточно изученной.

Существенное влияние на поступление талой воды в русловую сеть оказывает временная ее аккумуляция на поверхности бассейна вследствие препятствий, которые создает сам снежный покров. Роль этого фактора в количественном отношении также недостаточно изучена, хотя качественно вполне ясно, что временное накопление талой воды за снежными перемычками, в том числе в логах, несколько задерживает начало притока воды в руслах, увеличивает интенсивность последнего по сравнению с подачей талой воды в последующий период и сокращает тем самым период сброса в русла основной массы воды, формирующей волну половодья. Очевидным является и то, что роль временной аккумуляции талой воды в формировании волны половодья должна сильнее сказываться в годы с пониженной водопоглотительной способностью бассейнов, повышенными снеготаяниями и при резком нарастании интенсивности снеготаяния, совпадающим с периодом сброса временно аккумулярованной воды.

Временная аккумуляция на ходе стока в логах и формировании волны половодья сказывается больше, чем на процессе поглощения талой воды, так как при интенсивном впитывании воды в почву аккумуляция ее не может быть большой, а сами скопления талой воды приурочены к местам, где ее поглощение относительно невелико. Сказанное дает основание рассматривать этот фактор в комплексе с факторами, определяющими время добегания воды в бассейне.

Простейший способ расчета водоотдачи, которым нередко пользуются в расчетах гидрографа половодья, состоит в том, что слой водоотдачи определяется путем умножения слоя подачи талой воды [см. формулы (7.16) и (7.17)] на фактический коэффициент стока половодья (η)

$$y = \eta \frac{h_c}{1 - z_0} \Phi_{п.} \quad (7.49)$$

При выпадении жидких осадков суточный их слой прибавляется к слою подачи талой воды за соответствующие сутки, а общее количество с момента начала снеготаяния должно учитываться при определении площади подачи талой воды $\Phi_{п.}$

Введение в расчет фактического коэффициента стока обеспечивает равенство вычисленного и фактического стока за половодье независимо от того, с какими ошибками определен запас воды в снеге и как бы грубо не был рассчитан ход снеготаяния и подачи талой воды. Этим чаще всего и определяется мнимая удовлетворительность проверочных расчетов гидрографа половодья за прошлые годы. Однако это отнюдь не избавляет от больших ошибок при прогнозах, когда действительный коэффициент стока бывает неизвестен. Способы его оценки, как известно, не отличаются достаточно высокой точностью.

Второй недостаток методики расчета состоит в том, что она не отражает физической сути поглощения и задержания воды в речном бассейне. Относительное водопоглощение принимается в этой методике постоянным в течение всего периода снеготаяния. Иначе говоря, как в начале, так и в конце этого периода поглощение составляет одну и ту же долю от количества поступившей воды. В действительности в начальный период водопоглощение всегда относительно больше.

Коротко рассмотрим предложенную автором методику расчета водоотдачи, в которой учитывается неравномерность распределения емкости бассейна и различный характер водопоглощения, т. е. имеем случай, когда сток формируется за счет превышения интенсивности поступления воды над интенсивностью ее инфильтрации, а также, когда сток обусловлен превышением количества поступившей воды над емкостью почвы и других очагов ее задержания. Преимущество схемы состоит в том, что она

исходит из тех же воднобалансовых предпосылок, на которых основаны выводы уравнений суммарного стока за половодье.

Основные предпосылки методики заключаются в том, что сток может иметь место лишь с тех площадей, на которых заполнена поверхностная емкость, и что в силу неравномерного распределения емкости действующая в смысле водоотдачи площадь должна закономерно возрастать по мере увеличения слоя поступившей на поверхность бассейна воды.

Учитывая, что с увеличением слоя талой воды покрытая снегом площадь уменьшается, общая формула для расчета водоотдачи в миллиметрах на весь бассейн приобретает следующий вид:

$$y = (m - i) [F(H') - \Psi(H')], \quad (7.50)$$

где m — отдача талой воды снегом; i — средняя интенсивность инфильтрации; $F(H')$ — площадь, на которой заполнена емкость; $\Psi(H')$ — оголившаяся от снега площадь; H' — интегральная убыль снеготаяния за вычетом инфильтрации. В этой формуле m и i выражаются в мм/сутки, а площади — в долях единицы. Горизонтальная черта над разностью площадей означает среднее значение этой разности за сутки.

Формула (7.50) относится к случаю, когда инфильтрация имеет место в течение всего периода снеготаяния, а ее интенсивность меньше интенсивности поступления талой воды из снега. При отсутствии инфильтрации формула (7.50) приобретает вид

$$y = m [F(H) - \Psi(H)], \quad (7.51)$$

где H — интегральная убыль снеготаяния.

Величина, стоящая в квадратных скобках, в обеих формулах закономерно меняется в течение периода снеготаяния. В целях упрощения она может быть обозначена соответственно $\Phi(H')$ и $\Phi(H)$. Для краткости будем называть ее относительной площадью водоотдачи.

При допущении о равномерном таянии снега по площади бассейна величина относительной площади водоотдачи может рассчитываться по заданным интегральным функциям распределения емкости $F(S)$ и снеготаяния $\Psi(X_c)$. Общий характер ее изменения при бесперебойном таянии снега показан на рис. 7.16.

Основная трудность расчета водоотдачи бассейна описанным выше методом состоит в определении интегральных функций распределения емкости и снеготаяния. Распределение емкости характеризует водопоглотительные свойства данного речного бассейна. Оно может меняться от года к году в зависимости от предшествующего увлажнения бассейна. Что касается распределения снеготаяния, то оно зависит от характера залегания снега в каждом году.

В качестве первого приближения для определения интегральной кривой распределения емкости может быть использована однопараметрическая формула

$$F(H) = 1 - \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \frac{H}{E_{\max} - \varepsilon}}, \quad (7.52)$$

где H — интегральный слой водоотдачи снега в мм; E_{\max} — максимальная емкость бассейна в мм; ε — изменение емкости под влиянием предшествующего увлажнения; ch — гиперболический

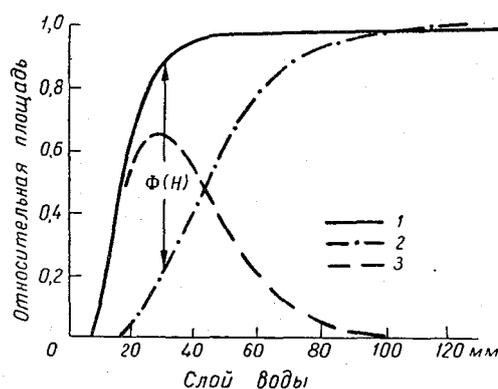


Рис. 7.16. Определение площади водоотдачи бассейна и общий характер ее изменения при неравномерном распределении поверхностной емкости и бесперебойном таянии. 1 — функция распределения действующей площади $F(H)$, 2 — функция распределения снегозапасов $\Psi(H)$, 3 — площадь водоотдачи $\Phi(H)$.

косинус. Практические способы определения E_{\max} и ε для бассейнов были описаны ранее при рассмотрении способов построения воднобалансовых зависимостей.

Для случая, когда имеет место инфильтрация, используется аналогичная функция

$$F(H') = 1 - \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \frac{H'}{E_{\max}}}. \quad (7.53)$$

Здесь H' — суммарный слой заполнения и инфильтрации, который вычисляется по формуле

$$H' = S + (T_s - t_0) i, \quad (7.54)$$

где S — слой заполнения поверхностной емкости при отсутствии инфильтрации; i — средняя интенсивность инфильтрации в мм/сутки; T_s — общая продолжительность стаивания слоя снега,

равного S ; t_0 — время, в течение которого вся талая вода удерживалась снегом.

Таким образом, при расчете H' по формуле (7.54) учитываются распределение снеготаяния, водоудерживающая способность снега и ход снеготаяния во времени.

Отсутствие данных, позволяющих определять в каждом году фактическое распределение снеготаяния, вынуждает пользоваться постоянными относительными распределениями, установленными для поля и леса на основании детальных снегомерных съемок.

Таблица 32

Пример расчета водоотдачи бассейна по заданному распределению емкости и снеготаяния при отсутствии инфильтрации

Дни таяния	h_c мм/сутки	H мм	m мм/сутки	$F(H)$	$\Psi(H)$	$\Phi(H)$	$\overline{\Phi(H)}$	u мм/сутки
1	3,6	3,6	4,2	0	0	0	0	0
2	6,4	10	7,5	0	0	0	0	0
3	16	26	18,8	0,40	0	0,4	0,20	3,8
4	24	50	28,2	0,87	0,12	0,75	0,64	18,1
5	12	62	14,1	0,95	0,21	0,74	0,75	10,6
6	8	70	9,4	0,96	0,28	0,68	0,72	6,5
7	24	94	28,2	0,98	0,53	0,45	0,56	15,8
8	36	130	42,4	0,98	0,81	0,17	0,29	12,3
9	64	194	75,4	0,98	0,94	0,04	0,08	6,4
10	56	250	65,9	0,98	0,95	0,03	0,03	2,0
11	32	282	37,6	0,98	0,95	0,03	0,03	1,1
12	18	300	21,2	0,98	0,95	0,03	0,03	0,06

Примечания: h_c — интенсивность снеготаяния; $H = \sum h_c$; $m = \frac{h_c}{1 - z_0}$; $z_0 = 0,15$; $\Phi(H) = F(H) - \Psi(H)$. Среднее значение относительной площади водоотдачи $\overline{\Phi(H)}$ определялось по кривой ее изменения.

Пример расчета водоотдачи бассейна при отсутствии инфильтрации приведен в табл. 32. Следует отметить, что расчеты значительно упрощаются, если использовать заранее подготовленные графики относительной водоотдачи, соответствующие различной степени предшествующего увлажнения бассейна (рис. 7.17). Расчет при этом сводится к тому, что по вычисленной на каждый день относительной убыли снеготаяния α с графика снимается суммарная относительная водоотдача β . Суммарная водоотдача в миллиметрах определяется путем умножения относительной водоотдачи на начальный запас воды в снеге в бассейне. Суточная водоотдача вычисляется как разность между суммарной водоотдачей данного и предшествующего дней

$$y_t = (\beta_t - \beta_{t-1}) X_c, \quad (7.55)$$

где X_c — запас воды в снеге перед началом таяния в мм.

Рассмотренная на примере методика расчета водоотдачи применима для рек лесной зоны, где поглощение талой воды обусловлено преимущественно емкостью верхнего слоя почвы и поверхностным задержанием. Для расчета водоотдачи в бассейнах, где существенную роль в поглощении воды может играть интенсивность инфильтрации, необходимо располагать хотя бы приближенными способами оценки последней в зависимости от предшествующего увлажнения и других факторов, определяющих степень водопроницаемости почвы. Разумеется, что при расчетах водоотдачи должны учитываться также осадки, выпадающие в период снеготаяния.

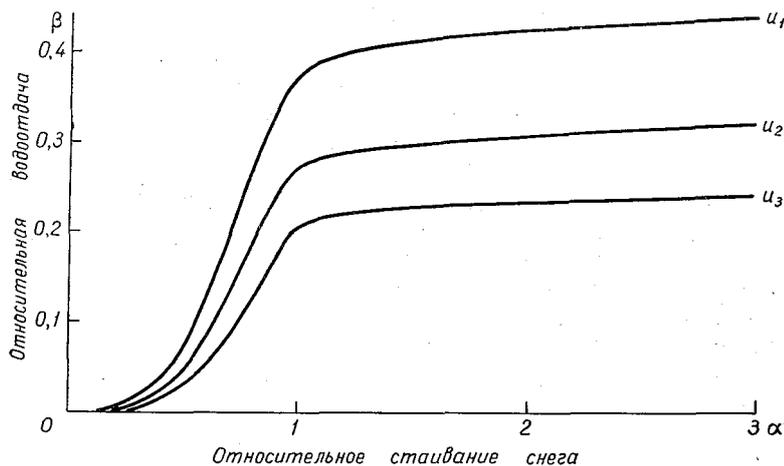


Рис. 7.17. Кривые относительной водоотдачи для запаса воды в снеге, равного 100 мм, при различном осеннем увлажнении $u_1 > u_2 > u_3$.

Функции распределения стока и способы их определения. Исторически формула (7.47) была выведена впервые из предположения, что при равномерной водоотдаче речной бассейн может быть разбит с помощью изохрон на ряд площадей, вода с которых одновременно достигает замыкающего створа. Распределение этих площадей по времени добегания и принимается за постоянную для данного бассейна функцию распределения стока, получившую в дальнейшем названия «ареаграфической кривой» и «кривой добегания». В соответствии с основной предпосылкой метода определение кривых добегания сводилось на первых порах к построению различными способами изохрон на карте бассейна, а сам метод расчета гидрографа получил название метода изохрон.

Самый простой способ построения карты изохрон бассейна и распределения площадей одновременного добегания воды основан на допущении о том, что скорость добегания в бассейне

постоянна. Это допущение дает возможность провести на карте бассейна эквидистанты, т. е. линии равного удаления от замыкающего створа, через расстояния, равные длине пути суточного пробега воды. Определив площади бассейна, легко построить гистограмму, которая и выражает относительное распределение стока в замыкающем створе $p(\tau)$ при условии равномерной водоотдачи в бассейне. Средняя скорость добегания воды, необходимая для построения карты эквидистант, определяется как частное от деления наибольшей длины пути стекания в бассейне на максимальную продолжительность добегания

$$\bar{v} = \frac{L_{\max}}{\tau_{\max}} \text{ км/сутки.}$$

Максимальное время добегания τ_{\max} находится как среднее из вычисленных для ряда паводков значений

$$\tau_{\max} = T - t_{\Pi} + 1,$$

где T — продолжительность паводка; t_{Π} — продолжительность подачи талой воды в бассейне.

Описанный выше способ приближенного определения функции $p(\tau)$ был предложен Б. А. Аполловым и вошел в литературу под названием метода эквидистант.

Известен ряд других способов, которые, однако, имеют лишь техническое отличие, а по сути своей основываются на том же допущении о постоянстве скорости добегания.

Модель изохрон, как уже отмечалось, является слишком грубой схемой, которая не отражает в достаточной мере регулирования стока в процессе стекания воды по склонам и руслам. В связи с этим вычисленные по методу изохрон функции распределения $p(\tau)$ дают, как правило, значительно более короткий спад половодья, особенно для таких бассейнов, которые в силу особенностей рельефа, лесистости и заболоченности обладают большой регулирующей способностью. Попытки преодолеть этот недостаток путем построения более сложной системы изохрон с учетом времени склонового и руслового добегания дают, как показал опыт, не очень значительное улучшение результатов расчета гидрографа.

Другим приемом определения функции распределения стока является метод единичного гидрографа. Преимущество его состоит в том, что этот метод основан на использовании реально наблюдающегося в природе распределения стока за половодье, которое значительно лучше отражает индивидуальные особенности отдельного речного бассейна, в том числе и его регулирующую способность.

Методика определения единичного гидрографа применительно к дождевым паводкам рассмотрена в главе шестой. Аналогично

определяются и единичные гидрографы талого стока. Так как форма единичного гидрографа зависит от продолжительности и степени неравномерности водоотдачи, то для целей осреднения и типизации единичных гидрографов талого стока особенно важно иметь по возможности более точные данные о продолжительности снеготаяния, продолжительности и ходе водоотдачи, а также об объеме половодья.

Анализ большого числа единичных гидрографов талого стока по различным рекам показывает, что при их типизации для отдельного бассейна во многих случаях достаточно использовать такие характеристики, как продолжительность отдачи на сток основной массы талой воды, т. е., не принимая во внимание дни с малой водоотдачей в начале и в конце периода снеготаяния, или приведенную продолжительность подачи воды до того момента, когда слой стаивания достигнет среднего запаса снега в бассейне. Для речных бассейнов, где действующая площадь резко меняется в зависимости от предшествующего увлажнения, форма единичного гидро-

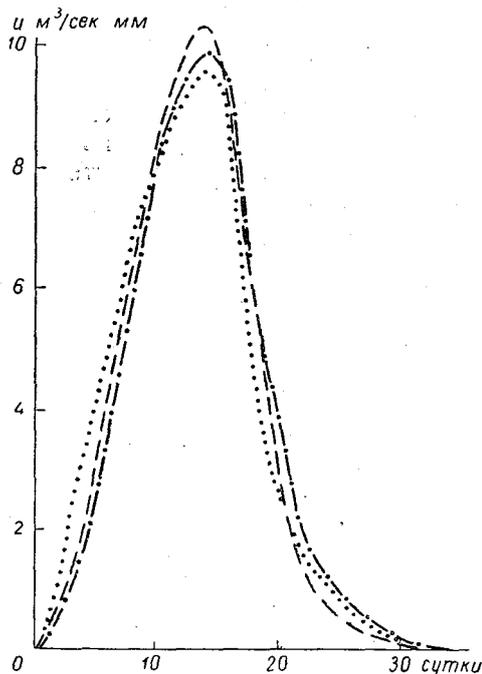


Рис. 7.18. Совмещенные единичные гидрографы талого стока.

графа может существенно отличаться для лет с большим и малым весенним стоком. В таких случаях в качестве дополнительного аргумента при типизации единичных гидрографов следует учитывать объем половодья. Пример единичных гидрографов весеннего стока показан на рис. 7.18.

Неравномерность снеготаяния, особенно его перебои, существенно влияет на форму гидрографа половодья, а следовательно, и на форму единичного гидрографа. Поэтому при определении последнего необходимо отбирать случаи бесперебойного таяния.

Продолжительность половодья равна длительности единичного гидрографа, соответствующего заданной продолжительности водоотдачи, а сами расходы половодья пропорциональны его объему. Отсюда следует, что расход воды в замыкающем створе

в любой момент времени равняется произведению слоя стока за половодье Y и соответствующего расхода единичного гидрографа

$$Q_{\tau} = Yu(\tau, T), \quad (7.56)$$

где $u(\tau, T)$ — символическое обозначение расходов единичного гидрографа как функции времени τ и продолжительности водоотдачи T .

Как видно из формулы (7.56), для расчета гидрографа половодья необходимо знать продолжительность водоотдачи, соответствующий ей единичный гидрограф и слой стока за половодье. В этом есть определенное преимущество метода. Во-первых, значительно сокращается объем вычислительной работы, а во-вторых, уменьшаются возможности дополнительных ошибок, возникающих вследствие неточности расчета суточных величин водоотдачи. Только при перебойном снеготаянии расчет гидрографа половодья приходится вести по формуле (7.47), пользуясь вычисленными значениями водоотдачи по дням и единичным гидрографом для односуточной ее продолжительности $u(\tau, 1)$. Последний может быть найден путем пересчета эмпирически установленного единичного гидрографа $u(\tau, T)$ для случаев наиболее дружного снеготаяния.

Прогноз гидрографа половодья может быть составлен после начала снеготаяния в следующем порядке.

1. Зная запас воды в снеге, а также фактическую и ожидаемую на несколько дней вперед температуру воздуха, рассчитывают необходимый для определения единичного гидрографа ход водоотдачи или приведенную продолжительность подачи талой воды.

2. Определив с помощью воднобалансовой зависимости ожидаемый слой стока за половодье и зная соответствующий найденной продолжительности водоотдачи единичный гидрограф, рассчитывают, пользуясь формулой (7.56), расходы талого стока, а прибавляя к ним расходы грунтового питания, получают гидрограф весеннего половодья.

Практически прогноз гидрографа половодья лучше составлять после того, как начнется интенсивный подъем воды в реке. Это дает возможность за большее число дней использовать фактические данные о температуре воздуха, а также учесть фактическое время начала половодья. Успешность прогнозов гидрографа зависит от надежности прогнозов объема стока и надежности оценки продолжительности водоотдачи.

Пример расчета гидрографа дается в табл. 33. В этом примере продолжительность сброса основной массы талой воды (табл. 34) составляет 4 суток.

Третий возможный путь определения кривой добегаания или единичного гидрографа заключается, как указывалось ранее, в использовании формулы (6.31) и подборе ее параметров, при-

менительно к каждому бассейну. Использование аналитических функций удобно при расчетах на электронных вычислительных машинах.

Таблица 33

Пример расчета гидрографа половодья при $T=4$ суток, $Q_r=10$ м³/сек

τ сутки	$u(\tau, 4)$ м ³ /сек мм	Q' м ³ /сек	Q м ³ /сек	τ сутки	$u(\tau, 4)$ м ³ /сек мм	Q' м ³ /сек	Q м ³ /сек
0	0,00	0,0	10	12	2,96	62,2	72,2
1	0,30	6,3	16,3	13	2,31	48,5	58,5
2	1,10	23,1	33,1	14	1,81	38,0	48,0
3	2,70	56,7	66,7	15	1,36	28,6	38,6
4	5,80	122	132	16	1,06	22,3	32,3
5	8,90	187	197	17	0,81	17,0	27,0
6	11,70	246	256	18	0,61	12,8	22,8
7	12,60	265	275	19	0,46	9,7	19,7
8	11,50	242	252	20	0,31	6,5	16,5
9	9,50	200	210	21	0,20	4,2	14,2
10	6,56	138	148	22	0,09	1,9	11,9
11	4,26	89,5	99,5	23	0,00	0,0	10,0

Примечания. $Q'=2lu(\tau, 4)$; $Q=Q'+Q_r$; для определения уровней воды должна использоваться кривая расходов.

Таблица 34

Ход водоотдачи (к примеру расчета гидрографа)

Дни	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Сток за половодье
Водоотдача, мм/сутки	0,5	6,6	5,7	4,0	1,8	0,7	0,5	0,7	0,5	21 мм

§ 8. Прогнозы притока в озера и водохранилища

Долгосрочные прогнозы притока воды в водохранилища за период весеннего половодья и его распределения во времени имеют большое значение для планирования выработки энергии гидроэлектростанциями и других мероприятий при комплексном использовании водных ресурсов. Не менее важными являются также прогнозы притока воды в озера. Большое значение последних обусловлено не только тем, что с постройкой гидроэлектростанций многие озера стали играть роль водохранилищ, но и необходимостью прогнозов максимальных уровней наполнения озер. Нередко большой приток воды в озера вызывает их разливы, при которых на длительное время затапливаются большие прилегающие к ним площади и населенные пункты. Заблаговременное предупреждение о максимальном уровне озера дает возможность принять меры по борьбе с наводнением и уменьшению приносимых им убытков.

Водный баланс и особенности режима озер и водохранилищ. Основным источником питания озер и водохранилищ является сток впадающих в них рек. В бессточных озерах приток с пло-

щади их водосбора и подземный приток балансируются потерями воды на испарение. В сточных озерах большое количество воды уходит на сток.

В крупные озера впадает большое число рек. Вытекает же из сточного озера всегда только одна река. В соответствии с сезонными колебаниями притока, осадков и испарения запасы воды в озере, а следовательно, и его уровень в течение года не остаются постоянными. В период большого притока происходит

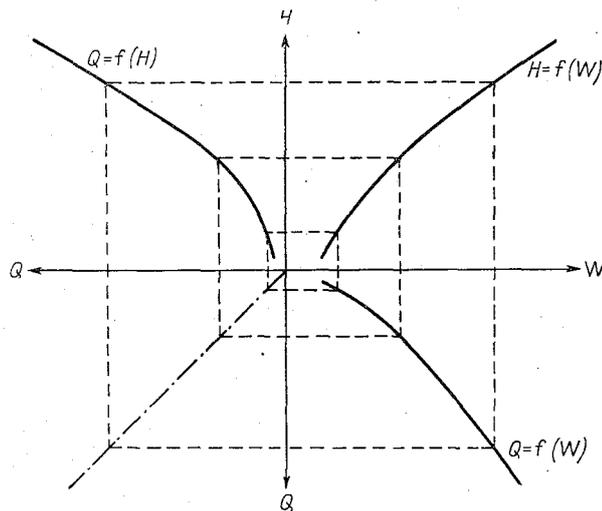


Рис. 7.19. Кривая расходов в истоке из озера $Q=f(H)$ и кривые объемов $H=f(W)$ и $Q=f(W)$.

наполнение озера. Уровень в нем повышается. В периоды малого притока накопленный в озере запас воды расходуется на сток и испарение и уровень озера постепенно снижается. Аналогичный режим характерен и для водохранилищ с той лишь разницей, что процессы их наполнения и сработки запасов воды регулируются искусственно.

Уровень и площадь зеркала озера или водохранилища, а также расход воды в истоке вытекающей из озера реки непосредственно связаны с объемом воды в них. Вид первых двух зависимостей целиком определяется строением озерной чаши, а вид кривых расходов $Q=f(H)$ или $Q=f(W)$ зависит от профиля поперечного сечения истока и уклона вытекающей из озера реки. Для определения расходов воды из водохранилищ используются специальные гидротехнические методы. Зависимости уровня от объема $H=f(W)$, площади зеркала $F=f(W)$ и расходов $Q=f(W)$ необходимы для воднобалансовых расчетов. Пример кривых объема и расхода можно видеть на рис. 7.19.

Уравнение изменения объема воды в бессточном озере ΔW за время Δt имеет вид

$$\Delta W = 0,0864\bar{Q}\Delta t + 0,001\bar{F}(X - Z) \text{ млн. м}^3, \quad (7.57)$$

где \bar{Q} — средний приток воды в озеро (включая и подземный) за время Δt в $\text{м}^3/\text{сек}$; \bar{F} — средняя величина площади зеркала озера в км^2 ; X — осадки на зеркало озера в мм ; Z — испарение с поверхности озера в мм ; Δt — расчетный интервал времени в сутках.

Уравнение (7.57) позволяет вести расчет изменений объема воды в озере, а следовательно, и его уровня, если имеются кривые объема и площадей и задан гидрограф притока воды, ход осадков и испарения во времени. Оно также может быть использовано для определения притока воды в озеро.

Основная трудность воднобалансовых расчетов заключается в определении площади зеркала, которая меняется в зависимости от притока, осадков и испарения. Поэтому расчет может выполняться путем последовательного приближения. Пример расчета по декадным интервалам времени дан в табл. 35.

Поясним коротко порядок расчета. В графах 2 и 3 записываются средние значения притока Q и испарения Z за декаду, а в графу 4 — осадки на зеркало озера X . Вычисленный объем притока ΔW_Q записывается в графу 5. В графе 6 записывается объем воды в озере, вычисленный на конец расчетного интервала при отсутствии испарения W' . Далее, по величине этого объема с графика $F=f(W)$ снимается соответствующая ему площадь зеркала F' , которая была бы при отсутствии испарения. Значение ее записывается в графу 7. Зная площадь зеркала на конец предыдущего интервала времени (графа 13), вычисляют среднюю площадь \bar{F} (графа 8). После этого вычисляются исправленный приход воды за счет осадков ΔW_X (графа 9), испарение ΔW_Z (графа 10) и приращение объема воды в озере (графа 11), равное алгебраической сумме величин, стоящих в графах 5, 9 и 10. Прибавив приращение объема ΔW к объему воды на конец предыдущего интервала времени, получают объем воды в озере на конец данного интервала (графа 12). По величине этого объема с кривых $F=f(W)$ и $H=f(W)$ снимаем соответствующие значения площади зеркала и уровень воды в озере (графы 13 и 14). Полученное таким путем значение площади зеркала используется как начальное при вычислении средней площади испарения для следующего расчетного интервала времени.

Как следует из рассмотренного примера, максимальный уровень наполнения бессточного озера зависит от:

1) общего притока воды (чем больше приток, тем выше при прочих равных условиях максимальный уровень);

Пример расчета наполнения бессточного озера ($\Delta t = 10$ суток)

№ п/п	\bar{Q} м ³ /сек	Z мм	X мм	ΔW_Q млн. м ³	W' млн. м ³	F' км ²	\bar{F} км ²	ΔW_X млн. м ³	ΔW_Z млн. м ³	ΔW млн. м ³	W млн. м ³	F км ²	H м абс.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
0											1500	610	20,70
1	25	20		+22	1522,0	620	615		-12,3	+9,7	1509,7	615	20,75
2	50	50		+43	1552,7	630	623		-31,2	+11,8	1521,5	620	20,85
3	100	50		+86	1607,5	655	638		-31,9	+54,1	1575,6	640	21,20
4	125	50		+108	1683,6	685	662		-33,1	+74,9	1650,5	670	21,60
5	100	50		+86	1736,5	705	688		-34,1	+51,6	1702,1	690	21,80
6	75	50		+65	1767,1	718	704		-35,2	+29,8	1732,0	705	21,90
7	50	50		+43	1775,0	720	712		-35,6	+7,4	1739,4	710	21,95
8	25	50	10	+22	1768,5	719	715	7,2	-35,8	-6,6	1732,8	705	21,90

Примечания: $\Delta W_Q = 0,0864 \Delta \bar{Q}$; $\Delta W_X = 0,001 \bar{F} X$; $\Delta W_Z = 0,001 \bar{F} Z$; $\bar{F} = \frac{F_{n-1} + F_n}{2}$; $W'_n = W_{n-1} + \Delta W_Q, n$;
 $\Delta W_n = \Delta W_Q, n + \Delta W_X, n + \Delta W_Z, n$; $W_n = W_{n-1} + \Delta W_n$.

2) величины испарения за тот период, когда приток превышал испарение;

3) начального уровня озера и

4) хода притока и испарения воды во времени. Последний фактор имеет существенное значение при большом испарении и большой длительности расчетного интервала времени.

При кратковременном притоке и малом испарении последнее не играет существенной роли и максимальный уровень наполнения бессточного озера определяется в основном начальным запасом воды и объемом притока. Такие условия характерны для наполнения талыми водами озер и прудов. В этом случае между объемом притока, начальным уровнем и максимальным уровнем наполнения должна существовать тесная зависимость, вид которой определяется характером кривой объемов.

Изменение запаса воды в сточном озере и водохранилище за определенный интервал времени зависит от:

- а) притока воды, включая речной и подземный;
- б) количества осадков на зеркало озера;
- в) стока из озера, или сработки водохранилища;
- г) испарения с водной поверхности.

В зависимости от соотношения между притоком и расходом воды происходит или наполнение озера (водохранилища) и повышение его уровня, или уменьшение запаса воды в нем и снижение уровня. В соответствии с этим уравнение водного баланса сточного озера и водохранилища имеет следующий вид:

$$\Delta W = 0,0864 (\bar{Q}_{\text{пр}} - \bar{Q}_{\text{ст}}) \Delta t + 1000 (X - Z) \bar{F} \text{ млн. м}^3, \quad (7.58)$$

где ΔW — изменение запаса воды в озере (водохранилище) за интервал времени, равный Δt суток; $\bar{Q}_{\text{пр}}$ и $\bar{Q}_{\text{ст}}$ — соответственно средний приток и сток в $\text{м}^3/\text{сек}$; X — осадки на водное зеркало в мм ; Z — испарение с водной поверхности в мм ; \bar{F} — средняя за время Δt площадь водного зеркала в км^2 .

Сток из озера зависит от объема воды в нем. Поэтому изменение расходов воды в истоке из озера определяется изменением запаса воды в озере и зависит от хода притока во времени. В этом и состоит суть регулирующего действия озера на сток. Уравнение баланса (7.58) дает возможность последовательно табличным путем вычислять как ход наполнения или опорожнения озера (водохранилища), так и сток воды из озера, если известны кривая объемов, кривая площадей водного зеркала и кривая расходов.

В расчетах водного баланса водохранилищ при необходимости учитываются также потери воды на фильтрацию через плотину и расход на шлюзование судов.

Максимальный уровень наполнения озера (водохранилища) наступает в тот момент, когда расход воды становится равным

притоку (рис. 7.20). Высота его определяется начальным запасом воды в момент T_0 и объемом временно аккумулированной воды за тот период, когда приток воды превышал ее расход. Величина этого объема в свою очередь зависит от суммарного притока за время половодья и его хода во времени. Чем интенсивнее приток воды в озеро на подъеме, тем больше при прочих равных условиях будет временно аккумулированный в озере объем воды и тем, следовательно, выше максимальный уровень наполнения озера, так как за более короткий период нарастания притока меньше воды успеет вытечь из озера.

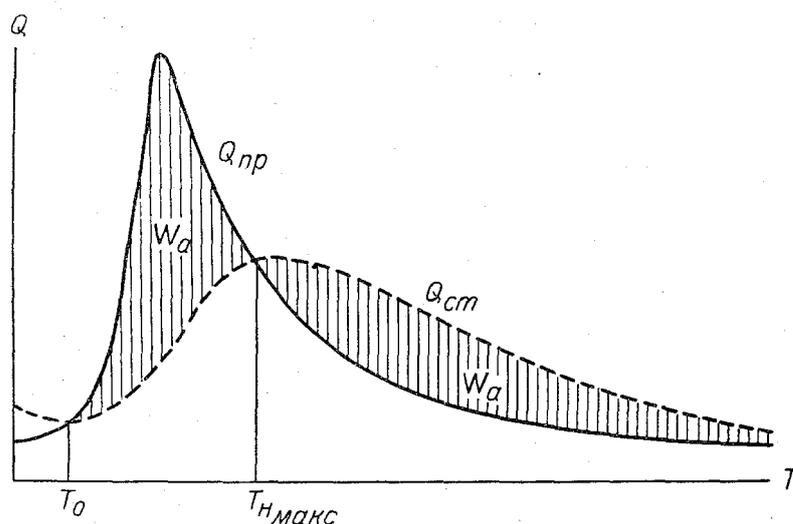


Рис. 7.20. Совмещенные гидрографы притока и стока из озера.

Расчет изменений запаса и уровня воды по уравнению (7.58) выполняется подобно рассмотренному ранее на примере бессточного озера. Средний расход воды и средняя площадь зеркала за расчетный интервал времени вычисляют следующим образом. Беря расход воды $Q_{ст}$ и площадь водного зеркала F на конец предыдущего интервала, вычисляют в первом приближении приращение объема $\Delta W'$, а по нему объем $W'_n = W_{n-1} + \Delta W'$, где W_{n-1} — предыдущий объем воды в озере. Определив по графикам $F = f(W)$ и $Q_{ст} = f(W)$ соответствующие этому объему площадь F' и сток $Q'_{ст}$, находят средние их значения для расчетного

интервала времени $\bar{Q}_{ст} = \frac{Q_{ст} + Q'_{ст}}{2}$ и $\bar{F} = \frac{F + F'}{2}$. Пользуясь этими средними значениями, вычисляют новое приращение

объема ΔW и сам объем W , а по нему находят новые значения $Q_{ст}$ и F . Если эти значения оказываются близкими к полученным ранее, то они и принимаются. Если же расхождение получается значительное, то еще раз осредняют эти величины и снова определяют приращение объема и сам объем воды в озере. При расчетах по коротким интервалам времени, когда осадками и испарением можно пренебречь, удобно пользоваться графоаналитическим способом, который был рассмотрен в главе пятой.

Долгосрочные прогнозы весеннего притока в озера и водохранилища. Задача долгосрочного прогноза притока воды в озера и водохранилища за период весеннего половодья в принципе ничем не отличается от задачи прогноза объема половодья для отдельной реки. Поэтому практическое ее решение остается тем же, что и для незарегулированных рек и сводится в конечном счете к установлению воднобалансовых зависимостей притока от определяющих его факторов в условиях конкретных бассейнов. Все что ранее было сказано о виде таких зависимостей и методике их построения для речных бассейнов, в равной мере относится к озерным бассейнам и бассейнам водохранилищ. Точно так же, как и в случае больших речных бассейнов, разработка методики прогнозов притока для озер и водохранилищ, имеющих очень большую площадь бассейна, ведется по частным водосборам.

Специфика разработки методики прогноза весеннего притока воды в озера и водохранилища состоит в определении самих величин этого притока за прошлые годы. На этом вопросе мы и остановимся ниже.

Определение притока воды в озера и водохранилища за период половодья. С точки зрения возможностей утилизации водных ресурсов, различают два вида притока: 1) общий, который равен всему количеству воды, поступившей разными путями в озеро или водохранилище за период половодья, и 2) полезный т. е. за вычетом потерь воды на испарение с водного зеркала водоема.

При наличии на реке каскада водохранилищ необходимо различать еще два вида притока: а) зарегулированный приток, равный количеству воды, поступившей из выше расположенного водохранилища, и б) боковой незарегулированный приток, равный количеству воды, поступившей с площади водосбора на участке между двумя плотинами.

Для разработки методики прогноза весеннего притока воды в озера и одиночные водохранилища необходимо знать за каждый год общий приток за вычетом притока грунтовых вод, поступивших в течение половодья как непосредственно в озеро или водохранилище, так и в питающие их реки. В случае каскада водохранилищ интерес представляют прогнозы бокового незарегулированного притока. Поэтому для разработки методики необ-

ходимы данные о боковом притоке за вычетом той его части, которая обусловлена грунтовым питанием.

Определение притока воды в озеро и водохранилища является не простой задачей. Для ее решения имеется два пути: 1) определение притока непосредственно по гидрометрическим данным, т. е. по данным о стоке впадающих в озеро или водохранилище рек; 2) расчет притока методом водного баланса.

При наличии данных о расходах воды по каждой из впадающих в озеро рек приток воды в озеро определяется путем суммирования стока половодья (за вычетом грунтового питания) по всем рекам и приведения его ко всей площади водосбора озера. Преимущество определения притока непосредственно по данным о стоке рек состоит в том, что при этом, во-первых, находится именно та величина, которая зависит от запаса воды в снеге и осадков, а, во-вторых, наиболее надежно может быть определен ход притока во времени. Для этого расходы впадающих в озеро рек суммируются с учетом времени пробега воды от соответствующих створов до озера. Точность определения как суммарного притока, так и его гидрографа зависит от того, насколько хорошо освещены гидрометрическими наблюдениями питающие озеро реки.

Для расчета притока талой воды в озеро методом водного баланса используется уравнение

$$Y = \frac{1000}{F} (C + \Delta W) + \varphi (Z - X) - Y_r, \quad (7.59)$$

где Y — приток воды в озеро за период половодья в мм; C — сток из озера в млн. м³; ΔW — изменение запаса воды в озере в млн. м³; Z — испарение с водного зеркала в мм; X — максимальный запас воды в снеге на поверхности озера, сложенный с осадками на водное зеркало в мм; Y_r — приток грунтовых вод в мм; F — площадь водосбора озера в км²; φ — отношение площади озера к площади его водосбора.

Все величины определяются за период весеннего половодья. Поэтому важно по возможности более точно определить даты его начала и конца. Это можно сделать по данным наблюдений за уровнями и расходами воды впадающих в озеро рек. После того, как установлены эти даты и продолжительность половодья T , определяют начальный и конечный уровни озера H_n и H_k . Пользуясь этими значениями уровня и кривой объемов, находят начальный и конечный запас воды в озере и его приращение за период половодья $\Delta W = W_k - W_n$. Объем стока из озера за половодье вычисляется как сумма средних суточных расходов воды в истоке из озера, умноженная на число секунд в сутках. Приток грунтовых вод за период половодья определяется по данным о низких зимних расходах впадающих в озеро рек.

Аналогично рассчитывается и приток воды в водохранилище. Специфика расчета состоит в том, что сток из водохранилища за время половодья определяется по данным измерений на гидроэлектростанции. При этом необходимо учитывать также потери воды на фильтрацию через плотину и на шлюзование. Для больших водохранилищ руслового типа при определении запасов воды в них пользуются не одной общей кривой объемов, а несколькими кривыми по участкам водохранилища. Это дает возможность учесть негоризонтальность уровня воды в таких водохранилищах.

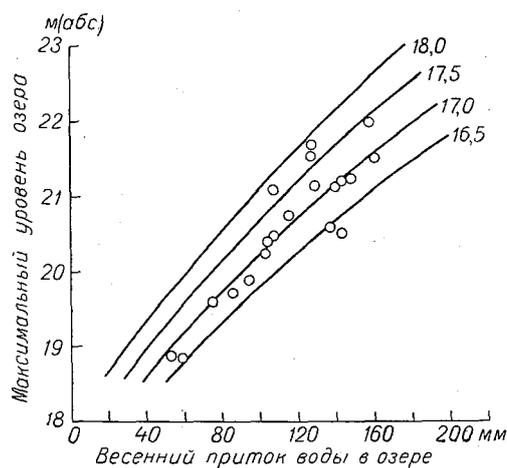


Рис. 7.21. Зависимость максимального уровня оз. Ильмень от притока воды за половодье и начального уровня. Цифры у кривых — предвесенний уровень в м абс.

Прогнозы максимального уровня наполнения озер. Как уже отмечалось выше, максимальный уровень наполнения сточного озера определяется начальным его уровнем и объемом временно аккумулированной воды. Последний в свою очередь зависит от общего притока воды в озеро за период половодья и его интенсивности.

Долгосрочные прогнозы притока воды в озера и водохранилища за половодье составляют так же, как и прогнозы стока незарегулированных рек в конце зимы, когда запасы воды в снеге близки к максимуму. В это время будущий гидрограф притока остается неизвестным, следовательно, вычислить ход и максимум наполнения озера методом водного баланса невозможно. По этой причине долгосрочные прогнозы максимального уровня озер основываются на использовании приближенной зависимости этого уровня от суммарного притока воды за половодье

и начального уровня (рис. 7.21). Построение графиков $H_{\text{макс}} = f(Y, H_0)$ выполняется по материалам наблюдений за прошлые годы. Использование такого рода графиков дает возможность выпускать прогноз максимума наполнения озера одновременно с прогнозом притока воды в него за период половодья.

Более точный расчет максимального уровня наполнения озера возможен методом водного баланса с использованием данных о фактическом ходе притока и его прогноза на несколько дней вперед.

Следует заметить, что ошибки долгосрочных прогнозов максимальных уровней в значительной мере зависят от точности прогнозов притока воды за период половодья.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

ПРОГНОЗЫ СТОКА ГОРНЫХ РЕК

Особенно большое значение прогнозы стока горных рек имеют для районов с жарким и сухим климатом, где реки являются основным источником искусственного орошения. В таких районах, как Средняя Азия и Закавказье, искусственное орошение ведется с древних времен. Но если еще менее века назад в Средней Азии для искусственного орошения использовалась лишь малая доля речного стока, то сейчас потребность в воде необычайно возросла и чтобы ее удовлетворить приходится в каждом году с особой тщательностью планировать использование и распределение водных ресурсов. Достаточно сказать, что теперь воды даже такой большой реки, как Сырдарья, в летний период полностью разбираются на орошение.

Практическая необходимость в долгосрочных прогнозах весенне-летнего стока возникла раньше всего для горных рек в районах искусственного орошения. В связи с этим следует особо отметить заслуги Э. М. Ольдекопа, показавшего еще в 1917 г. принципиальную возможность таких прогнозов для рек Средней Азии, и Л. К. Давыдова — одного из непосредственных организаторов службы гидрологических прогнозов в Ташкенте. С течением времени возросло также значение краткосрочных прогнозов и предупреждений о высоких паводках и селевых потоках, представляющих угрозу населенным пунктам, ирригационным сооружениям, посевам и приносящим почти ежегодно большие убытки народному хозяйству.

Основными видами прогнозов, которые в настоящее время регулярно выпускаются по горным рекам в районах искусственного орошения, являются:

- а) прогнозы стока за вегетационный (апрель — сентябрь) период;
- б) прогнозы месячного стока;
- в) краткосрочные прогнозы и предупреждения о максимальных расходах паводков и селях.

Разумеется, что задачи службы гидрологических прогнозов в горных районах не исчерпываются только этими видами прогнозов. Там, где это имеет практическое значение, выпускаются прогнозы декадного и пентадного стока, а для гидроэнергетики — прогнозы квартального притока в водохранилища. С постройкой крупных водохранилищ и гидроэлектростанций на сибирских реках возникла необходимость в разработке методики долгосрочных прогнозов стока горных рек Сибири.

Разработка методики прогнозов стока горных рек сопряжена с большими трудностями из-за крайней ограниченности необходимых исходных данных. Неравномерность осадков и залегания снега в горах, а также недоступность наиболее важных в формировании стока высокогорных зон ограничивают возможности организации гидрометеорологических наблюдений и получения необходимой информации. Требуется затрата больших материально-технических средств и самоотверженность наблюдателей, чтобы вести эти работы даже в ограниченных масштабах.

§ 1. Особенности режима горных рек и основы методики долгосрочных прогнозов их водоносности

Источниками питания горных рек являются снег, ледники, жидкие осадки, выпадающие в теплое время года, и грунтовые воды. Для многих среднеазиатских рек с высокогорными бассейнами главными источниками питания являются сезонные запасы снега и ледники. В условиях Кавказа и Сибири, наряду со снегом, значительную роль в питании рек играют летние, преимущественно жидкие осадки. Грунтовое питание горных рек, как правило, тесно связано с другими источниками питания и в связи с этим играет подчиненную роль.

Площади, занятые вечными снегами и ледниками, составляют обычно относительно небольшую долю от всей площади водосбора горных рек. Поэтому главной причиной колебания водоносности горных рек от года к году является разница в накоплении сезонных запасов снега и количества жидких осадков, если роль последних достаточно велика.

Характерной особенностью высокогорных речных бассейнов является вертикальная зональность климата и других физико-географических условий. В силу этой их особенности накопление снега в различных высотных зонах отличается различной длительностью. Таяние и сход снежного покрова также происходит неодновременно по высоте и растягивается на длительный период.

Вначале таяние захватывает только нижнюю зону бассейна и распространяется вверх по мере повышения температуры воздуха в более высоких зонах. Площадь питания талыми водами поэтому не остается постоянной и меняется в соответствии с распространением таяния по высоте и сходом снега в ниже лежащих

зонах. Решающую роль в ее изменении играет распределение площади водосбора и запасов снега по высоте. В силу климатических условий период основного стока талых вод на горных реках приходится на май — август.

На рис. 8.1 показаны гидрографы двух типичных среднеазиатских рек, имеющих различную высоту водосборов над уровнем моря. Как видно, увеличение водоносности реки с более высоким водосбором наблюдается позже, соответственно более позднему наступлению тепла. Однако для обеих рек свойственны

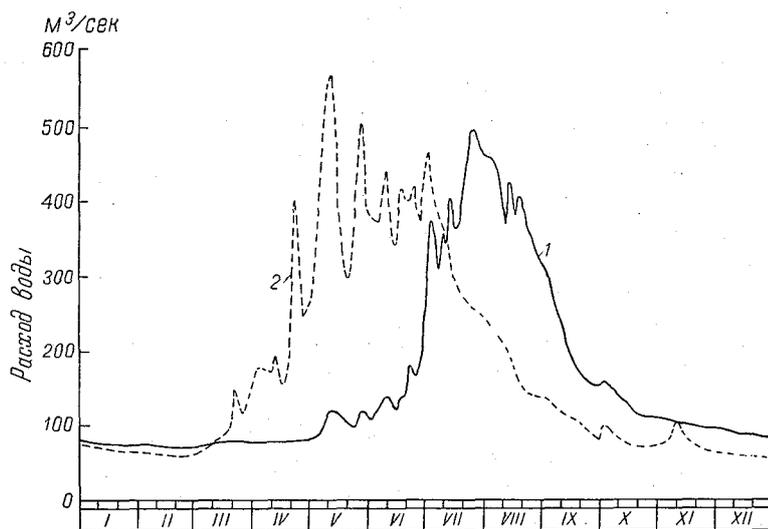


Рис. 8.1. Гидрографы рек Бартаг (1) и Чирчик (2).

резкие колебания расходов воды. Такие многократные и резкие колебания водоносности характерны для всех горных рек. Они обусловлены колебаниями температуры воздуха и отчасти выпадением осадков. Пока в горах лежит большое количество снега, каждое значительное повышение температуры воздуха резко увеличивает приток талой воды в реки и, наоборот, понижение влечет за собой уменьшение притока.

Увеличение водоносности горных рек в весенне-летний период является исключительно благоприятной особенностью их режима при использовании стока для орошения, поскольку оно совпадает с увеличением потребностей в воде на поливы хлопка, риса и других культур.

Количество осадков с высотой местности в горах, как правило, увеличивается. Удлиняется с высотой и продолжительность холодного периода. Поэтому, чем выше расположен бассейн реки, тем большую роль в стоке приобретает снежный покров.

Распределение стока по месяцам весенне-летнего периода зависит, как уже говорилось, от интенсивности таяния снега и высотного распределения площади водосбора.

Особенности поглощения и потерь воды в горных бассейнах изучены еще недостаточно. Однако опыт исследований дает основание полагать, что во многих случаях условия поглощения талых вод и их потери меняются от года к году значительно меньше, чем запасы воды в снеге и осадки. Это обстоятельство позволяет не учитывать ежегодные различия в этих условиях при разработке методики долгосрочных прогнозов стока.

Наиболее благоприятные условия для долгосрочных прогнозов весенне-летнего стока горных рек имеются в тех бассейнах, в которых приток тепла ежегодно обеспечивает полный сход запасов сезонного снега, а количество летних осадков относительно невелико. При таких условиях между запасами воды в снеге и весенне-летним стоком должна существовать прямая зависимость, которая и может быть использована для прогнозов. Выпуск прогнозов возможен при этом в конце периода снегонакопления, а их точность почти целиком определяется точностью оценки снеготаяния.

Иначе обстоит дело в бассейнах, где относительно велико ледниковое питание. В таких бассейнах сток за весенне-летний период зависит не только от запасов сезонного снега, но и от притока тепла в ледниковой зоне. При одном и том же запасе снега в жаркое лето сток оказывается существенно больше, чем в холодное. Дополнительное осложнение в долгосрочные прогнозы стока горных рек вносят также летние осадки, если количество их резко меняется от года к году. Учет этих двух факторов невозможен без долгосрочного метеорологического прогноза, что ограничивает возможности гидрологических прогнозов.

Ход весенне-летнего стока и его распределение во времени целиком определяются ходом снеготаяния и высотными характеристиками бассейна, т. е. в конечном счете зависят от условий погоды. В связи с этим возможности прогнозов стока на периоды, меньшие периода схода всего снега в бассейне, например, на месяц или декаду, без учета прогноза погоды также ограничены. Очень большое значение для таких прогнозов приобретают данные наблюдений за высотой снеговой линии в горах, которые позволяют более надежно определять площади снеготаяния.

При разработке методики долгосрочных прогнозов стока горных рек необходим определенный минимум исходных данных. В число их входят:

а) картографические данные, на основе которых определяется высотное распределение водосборной площади. Это распределение является важнейшей характеристикой горного бассейна, без которой невозможно правильно оценить ни снегонакопления, ни изменения площади снеготаяния;

- б) данные о запасах воды в снежном покрове и осадках;
- в) данные о температуре воздуха и других метеорологических элементах, необходимые для определения периода снегонакопления в различных высотных зонах и стаивания снега;
- г) данные о расходах воды в реке, необходимые для определения стока за различные периоды времени и построения эмпирических расчетных зависимостей, а также для определения продолжительности добегания воды в бассейне;
- д) данные об изменении высоты снеговой линии в горах, необходимые для оценки площади снеготаяния.

Коротко остановимся на способах определения важнейших характеристик, используемых при анализе формирования стока горных рек и разработке методики его прогноза.

§ 2. Построение гипсографической кривой

Гипсографической кривой горного бассейна называется распределение его площади по высотным зонам. Это распределение необходимо, как уже отмечалось, для определения:

- а) средней высоты бассейна;
- б) периодов снегонакопления;
- в) запасов снега в бассейне;
- г) площадей одновременного снеготаяния.

Для построения гипсографической кривой используется карта бассейна в горизонталях.

Сначала по карте определяется распределение площадей по высотным зонам через 100, 200 или 500 м, начиная с высоты замыкающего створа, после чего путем последовательного суммирования находятся площади, расположенные ниже соответствующих высот над уровнем моря. Масштабы карт для построения гипсографических кривых выбираются в зависимости от величин площади бассейна и амплитуды изменения высот в них. Обычно, чем меньше площадь бассейна, тем крупнее должен быть масштаб карты.

Высотные зоны, в пределах которых определяются частные площади бассейна, назначаются в зависимости от сечения рельефа на карте. Чем больше амплитуда высотных отметок бассейна, тем больше приходится брать интервалы высот для определения частных площадей.

После того, как назначены высотные зоны на карте, например от 600 до 800 м, от 800 до 1000 м и т. д. (в данном случае высота замыкающего створа 600 м), производят измерение площадей каждой из этих зон. Наиболее точно измерение этих площадей выполняется путем планиметрирования двойной повторности. При отсутствии планиметра измерение площадей может быть сделано с помощью палетки или путем взвешивания.

Для измерения площади посредством палетки необходимо вначале определить площадь одного ее квадратика или, как говорят, цену ее деления при данном масштабе карты. Так, например, при масштабе 1:1 000 000 (в 1 см 10 км) и стороне квадрата палетки в 0,5 см цена ее деления будет равна $5 \times 5 = 25 \text{ км}^2$. Площадь данной высотной зоны определяется как произведение числа квадратов палетки, покрывающих ее контур на карте, на цену деления палетки.

Определение площадей высотных зон путем взвешивания выполняется следующим образом. Карту бассейна с выделенными высотными зонами переносят на плотную бумагу и обрезают по контуру бассейна. После этого на аналитических весах взвешивают его, а затем, вырезая из него контуры отдельных высотных зон, определяют вес каждой высотной зоны. Зная эти веса, делением их на общий вес бассейна определяют относительные величины площадей каждой высотной зоны в долях единицы или в процентах. Абсолютная величина площади каждой высотной зоны вычисляется путем умножения относительной ее величины на общую площадь бассейна.

Все расчеты, связанные с построением гипсографической кривой, сводятся в специальную ведомость. Пример такой ведомости дан в табл. 36. По данным этой ведомости строится гипсографическая кривая бассейна, представленная на рис. 8.2. Столбиками на этом рисунке показано распределение относительных площадей по высотным зонам.

Таблица 36

Данные для построения гипсографической кривой бассейна

Высотные зоны над уровнем моря, м	Средняя высота зоны, м	Площадь высотных зон		Интегральное распределение площади по высоте	
		в км ²	в долях единицы	в км ²	в долях единицы
520—1 000	760	2 560	0,064	2 560	0,064
1 001—1 500	1250	4 800	0,120	7 360	0,184
1 501—2 000	1750	7 200	0,180	14 560	0,364
2 001—2 500	2250	11 200	0,280	25 760	0,644
2 501—3 000	2750	9 200	0,230	34 960	0,874
3 001—3 500	3250	4 560	0,114	39 520	0,988
3 501—3 900	3700	480	0,012	40 000	1,000

Пользуясь гипсографической кривой (рис. 8.2), легко определить, какая часть площади бассейна лежит ниже или выше данной отметки над уровнем моря, а также определить часть площади бассейна, расположенную в любом интервале высот. Так, в данном примере в пределах высот 2000—3000 м находится 51 % площади.

Средняя высота речного бассейна над уровнем моря вычисляется по формуле

$$\bar{H} = \varphi_1 \bar{H}_1 + \varphi_2 \bar{H}_2 + \dots + \varphi_n \bar{H}_n, \quad (8.1)$$

где $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — относительная площадь высотных зон;
 $\bar{H}_1, \bar{H}_2, \dots, \bar{H}_n$ — средняя высота каждой высотной зоны.

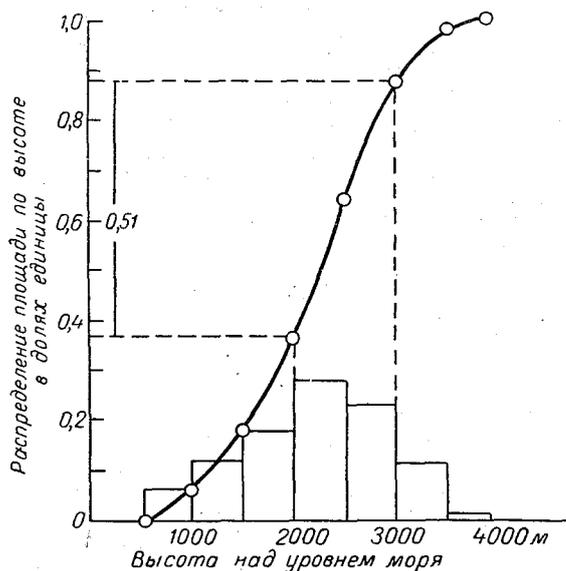


Рис. 8.2. Гипсографическая кривая речного бассейна.

§ 3. Определение температуры воздуха на различных высотах

Температура воздуха является необходимым элементом при расчете количества стаявшего снега и продолжительности периода снегонакопления в различных высотных зонах бассейна.

При определении этих характеристик необходимо иметь такие данные о температуре воздуха, которые бы освещали все его высотные зоны. Часто, однако, сведения о температуре воздуха в горах либо вовсе отсутствуют, либо их недостаточно. Поэтому при отсутствии непосредственных наблюдений для определения температурных характеристик в различных высотных зонах приходится использовать закономерность ее изменения с высотой.

Сухой (не содержащий водяных паров) воздух при подъеме на каждые 100 м охлаждается примерно на 1° . Содержащий водяные пары воздух при подъеме на ту же высоту охлаждается

только на 0,5—0,7°. Более медленное охлаждение влажного воздуха происходит благодаря выделению скрытой теплоты при конденсации части содержащихся в нем водяных паров. Падение температуры воздуха при подъеме его на каждые 100 м принято называть вертикальным градиентом температуры. Ему придается положительный знак. Исследования показывают, что в различных горных областях СССР средний градиент температуры воздуха составляет 0,5—0,6°. Однако устойчивость значений вертикального градиента обнаруживается только при сравнении средних годовых значений температуры воздуха. В течение сравнительно коротких периодов времени (месяца, декады, суток) даже в пределах одной и той же горной области вертикальные градиенты температуры менее устойчивы. Причиной этого является неоднородность метеорологических условий и свойств подстилающей поверхности на разных высотах в эти периоды. Большое влияние, например, оказывает снежный покров. Затрата тепла на таяние снега приводит к дополнительному охлаждению воздуха при его подъеме над зоной залегания снега. Существенную роль при определении вертикальных градиентов температуры воздуха играет также местоположение станций, ведущих наблюдения за нею.

В практике долгосрочных гидрологических прогнозов определение вертикальных градиентов температуры воздуха чаще всего производится для средних декадных и средних месячных значений. Определение вертикального градиента температуры воздуха производят следующим образом:

1) подбирают две или несколько метеорологических станций, расположенных на различных высотах одного и того же горного склона;

2) вычисляют средние декадные или средние месячные температуры воздуха за весь период параллельных наблюдений по этим станциям;

3) строят графики связи между вычисленными средними значениями температуры воздуха для каждых двух станций, находящихся на разной высоте;

4) пользуясь этими графиками связи, вычисляют вертикальный градиент температуры по формуле

$$\gamma_t = \frac{100(t_1 - t_2)}{\Delta H}, \quad (8.2)$$

где t_1 — температура воздуха на нижней станции; t_2 — соответствующая ей температура воздуха на верхней станции, снятая с графика связи $t_2 = f(t_1)$; ΔH — разница в высоте станций над уровнем моря в м.

Вычислив вертикальные градиенты температуры воздуха для различных месяцев, устанавливают годовой ход этих градиентов,

который и учитывается при расчетах температуры воздуха в различные периоды года. При расчетах температуры воздуха по вертикальным градиентам используется формула

$$t_H = t_{ст} - 0,01\gamma_t \Delta H, \quad (8.3)$$

где t_H — температура воздуха на высоте H ; $t_{ст}$ — температура воздуха по наблюдениям на опорной станции; а остальные обозначения прежние. Опорная станция выбирается в самой нижней части бассейна.

Расчет температуры воздуха по вертикальным градиентам не отличается высокой точностью. Поэтому во всех случаях, когда в горном бассейне имеется ряд метеорологических станций, необходимо использовать их показания.

Из формулы (8.3) легко получить выражение для расчета высоты, на которой температура воздуха равна 0° , или, как часто говорят, высоту нулевой изотермы в бассейне H_{0° . Полагая в этой формуле $t_H = 0$ и подставляя вместо ΔH его значение $\Delta H = H_{0^\circ} - H_{ст}$, будем иметь

$$H_{0^\circ} = 100 \frac{t_{ст}}{\gamma_t} + H_{ст}, \quad (8.4)$$

где $H_{ст}$ — высота нижней станции, на которой ведутся наблюдения за температурой воздуха; $t_{ст}$ — значение температуры на этой станции.

§ 4. Приближенные способы оценки снегозапасов

Определение запасов воды в снеге в горном бассейне является основной и наиболее трудной задачей при разработке методики прогноза стока. От того, насколько правильно определены эти запасы по годам, зависит успех разработки методики прогноза.

Снежный покров в горах залегает очень неравномерно. Для точного определения запасов воды в нем требуется громадное число измерений. Произвести эти измерения в условиях труднодоступных, а местами и недоступных гор не представляется возможным. Поэтому судить о количестве скопившегося за зиму снега в горном бассейне можно лишь приближенно.

В общем случае средний слой воды в снеге в горном бассейне определяется по следующей формуле:

$$\bar{x}_c = \varphi_1 \bar{x}_1 + \varphi_2 \bar{x}_2 + \dots + \varphi_n \bar{x}_n, \quad (8.5)$$

где $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_n$ — средний слой воды в снеге в определенных высотных зонах бассейна; $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — относительные (в долях единицы) величины площади соответствующих зон.

Однако определить с достаточной точностью запасы воды в снеге по высотным зонам нет возможности. В силу этого все

известные в настоящее время приемы приближенной оценки снеготазпасов в горах не могут дать действительной их величины и позволяют вычислять лишь некоторые показатели этих снеготазпасов. Коротко остановимся на трех наиболее простых способах определения показателя снеготазпакопления в горах.

Первый способ основывается на данных снеготазмерных съемок, которые ведутся в настоящее время во многих горных бассейнах Средней Азии, Кавказа и других горных областей. Снеготазсъемки в горных бассейнах ведутся по определенным маршрутам в постоянно закрепленных снеготазмерных пунктах на различных высотах. При наличии таких данных в достаточно большом диапазоне высот средний тазпас воды в снеге в бассейне может вычисляться по формуле (8.5), в которую вместо x_1, x_2, \dots, x_n подставляются средние значения снеготазпасов на снеготазмерных пунктах, относящихся к определенным высотным зонам.

Ввиду непоказательности отдельных снеготазмерных пунктов иногда при определении снеготазпасов целесообразно прибегать к следующему приему. Следует вычислить для каждого снеготазмерного пункта среднюю многолетнюю величину (норму) снеготазпасов (N_{x_i}) и по данным наиболее показательных пунктов, привлекая по возможности данные по другим бассейнам, установить кривую изменения нормы снеготазпасов с высотой. Как показывают исследования, снеготазпасы закономерно увеличиваются с высотой и только на очень больших высотах могут быть меньше. Установив кривую изменения нормы снеготазпасов с высотой, используют ее при определении снеготазпасов за каждый год следующим образом. Для каждого снеготазмерного пункта за данный год определяется модульный коэффициент измерения на нем снеготазпаса, т. е. отношение его к норме в данном пункте $k_i = \frac{x'_i}{N_{x_i}}$ и по этому отношению, пользуясь кривой

изменения нормы снеготазпасов, определяют величины снеготазпасов в каждой высотной зоне $x_n = k_i N_n$. Средний тазпас воды в снеге в бассейне вычисляется затем по формуле (8.5). При определении снеготазпасов в бассейне пользуются данными снеготазсъемок, проводимых в конце периода снеготазпакопления в горах, т. е. в конце марта.

Второй способ оценки снеготазпакопления основывается на данных измерения количества выпавших осадков за холодный период, обычно с октября по март, а в наиболее высокогорных бассейнах и с октября по апрель. При наличии в речном бассейне большого числа метеорологических станций, находящихся в различных высотных зонах, определение снеготазпакопления сводится к определению суммы осадков за холодный период в каждой зоне и последующему осреднению их слоя с учетом площади

высотных зон, т. е. по той же формуле (8.5). Продолжительность холодного периода (периода отрицательной температуры) в отдельных высотных зонах устанавливается при этом по данным наблюдений за температурой воздуха.

Довольно часто, однако, число метеорологических станций в бассейне бывает мало и расположены они только в нижней его зоне. В этом случае определить запасы снега в горах еще более трудно. Приходится прибегать к определению вертикального градиента осадков, используя данные наблюдений станций, находящихся на различной высоте в соседних речных бассейнах.

Расчет вертикального градиента осадков производится аналогично расчету градиента температуры воздуха по формуле

$$\gamma_s = \frac{100(S_1 - S_2)}{\Delta H}, \quad (8.6)$$

где S_1 — сумма осадков по нижней станции; S_2 — соответствующая сумма осадков по верхней станции, снятая с графика связи $S_2 = f(S_1)$; ΔH — превышение высоты верхней станции на нижней в m .

При построении графика связи осадков на двух станциях используются месячные их суммы. После того, как установлен вертикальный градиент осадков в горах, сумма осадков на любой высотной зоне определяется по формуле

$$S_H = S_{ст} + 0,01\gamma_s(H - H_{ст}), \quad (8.7)$$

где $S_{ст}$ — сумма измеренных осадков на имеющейся в бассейне и принятой за опорную метеорологической станции; $H_{ст}$ — высота этой станции над уровнем моря в m ; H — средняя высота той зоны, для которой определяется сумма осадков.

Период, за который должны суммироваться осадки для каждой высотной зоны, определяется по ходу температуры воздуха на станции и вертикальному ее градиенту. Вначале по формуле (8.3) рассчитывается ход температуры воздуха на средней высоте каждой высотной зоны в переходный осенний и весенний периоды. Это необходимо для того, чтобы установить время перехода температуры воздуха через 0° в каждой высотной зоне. Установив таким путем для каждой зоны начало и конец холодного периода, по данным об осадках за соответствующий период на нижней станции и градиенту осадков вычисляют сумму осадков в каждой высотной зоне. Средний слой осадков в бассейне вычисляется с учетом площади высотных зон.

В двух предыдущих способах расчета снегонакопления величина запасов воды в бассейне выражалась в виде среднего слоя. Рассмотрим теперь третий способ, в котором также используются данные об осадках за холодный период, но выражаются они не в виде среднего слоя воды, а в виде некоторой относительной

величины снегонакопления. Эта относительная величина в общем виде может быть определена по следующей формуле:

$$K = a_1 \bar{k}_1 + a_2 \bar{k}_2 + \dots + a_n \bar{k}_n, \quad (8.8)$$

где a_1, a_2, \dots, a_n — некоторые числовые коэффициенты, характеризующие относительную роль в формировании стока определенных частей речного бассейна; $\bar{k}_1, \bar{k}_2, \dots, \bar{k}_n$ — относительные величины снегонакопления, вычисляемые по данным о количестве осадков за холодный период.

Применение этого способа возможно при наличии ряда метеорологических станций, расположенных в различных зонах речного бассейна. Вычисление относительных величин снегонакопления производится следующим образом. Для каждой станции вычисляется норма осадков за холодный период, обычно с октября по март $\bar{S}_{X-III} = \frac{\sum S_i}{n}$ (где n — число лет наблюдений),

а также средняя арифметическая величина отклонений осадков от нормы без учета знака этих отклонений

$$\Delta \bar{S}_{X-III} = \frac{\sum (S_{X-III} - \bar{S}_{X-III})^i}{n}.$$

Пользуясь этими двумя нормами за каждый год по каждой станции, вычисляются отношения отклонений осадков от нормы к норме этих отклонений

$$k = \pm \frac{\Delta S}{\Delta \bar{S}}.$$

Полученные таким путем за данный год величины осредняются по станциям, находящимся в характерных зонах (частях) бассейна, умножаются на заранее установленные коэффициенты для этих частей и затем алгебраически (с учетом знака) суммируются по всему бассейну.

В малоснежные годы эти относительные величины снегонакопления имеют отрицательный знак, в многоснежные — положительный, а в годы, близкие по количеству осадков к норме, будут близки к нулю.

Рассмотренный прием применяется в тех случаях, когда в большом горном бассейне с разнообразными условиями накопления осадков нельзя установить их градиентов с высотой. Коэффициенты a_1, a_2, \dots, a_n принимаются обычно равными доле стока с тех частей бассейна, в которых расположены соответствующие станции, ведущие наблюдения за осадками.

§ 5. Расчеты снеготаяния и подачи талой воды в горных бассейнах

Расчеты снеготаяния необходимы при анализе формирования талого стока и, в частности, при определении высоты снеговой линии.

Закономерности снеготаяния в горах в общем те же, что и на равнине, так как действуют те же источники притока тепла. Специфика горных условий состоит в более сильном влиянии на процесс снеготаяния таких факторов, как уклоны и экспозиция склонов. Отсутствие необходимых наблюдений в горах ограничивает непосредственное применение методов теплового баланса для расчетов снеготаяния. В связи с этим практически они основываются на использовании данных о температуре воздуха.

Исследования связи суммарного теплоприхода на поверхность снега с положительной температурой воздуха показывают, что между ними существует связь. Для снежников Средней Азии эта связь оказывается наиболее тесной, если рассматривать интервалы времени не менее 10 дней.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что коэффициент пропорциональности между количеством талой воды и суммой градусов положительной средней суточной температуры воздуха изменяется в довольно широких пределах в зависимости от характера снега и условий местности. Для сезонного снежного покрова (плотность 0,25—0,4) в условиях открытой местности коэффициент пропорциональности составляет 4,5—5,5 мм/град. Для снежников в Средней Азии на высотах от 1800 до 3700 м этот коэффициент меняется в зависимости от экспозиции склонов в пределах 4,7—6,8 мм/град. Значительно меньше данных в отношении коэффициентов стаивания для леса. В связи с этим приходится пользоваться величинами, полученными для открытой местности.

Количество талой воды, образовавшейся за некоторый период времени на площади одновременного снеготаяния, определяется по формуле

$$y = \varphi \alpha \sum_1^n t_i, \quad (8.9)$$

где y — слой талой воды, выраженный в мм на весь бассейн; φ — отношение площади одновременного снеготаяния ко всей площади бассейна в долях единицы; α — коэффициент стаивания в мм/град; $\sum_1^n t_i$ — сумма градусов положительной температуры воздуха; n — число дней.

Точность расчета по формуле (8.9) зависит от надежности определения входящих в нее величин φ , α и t . А так как каждая

из них определяется приближенно, то оценка поступления талой воды не отличается высокой точностью.

§ 6. Практические приемы прогнозов стока за вегетационный период

Разработка методики прогноза водоносности горных рек в весенне-летний (вегетационный) период сводится в конечном счете к выявлению корреляционной зависимости слоя стока или среднего расхода воды в реке за этот период от показателя запасов воды в бассейне в конце периода снегонакопления. Для выявления таких зависимостей используются материалы наблюдений за достаточно продолжительный ряд прошлых лет.

За вегетационный период в таких южных районах, как Средняя Азия, принимается период с апреля по сентябрь включительно. Соответственно этому водоносность рек характеризуется слоем стока или средним расходом воды в них за тот же период. Продолжительность этого периода для многих горных рек несколько превышает продолжительность периода схода сезонных запасов снега в горах.

При разработке методики прогноза стока или среднего расхода воды за вегетационный период необходимо: 1) вычислить эти величины за апрель—сентябрь за все те годы, за которые имеется возможность определить снегозапасы или осадки в бассейне и 2) по возможности более тщательно определить величины снегозапасов в бассейне. Способы расчета этих величин были рассмотрены выше.

Построение расчетных зависимостей выполняется графически или методами корреляции. Возможность использования их для выпуска прогноза оценивается по величине отношения $\frac{S}{\sigma}$.

На рис. 8.3 и 8.4 в качестве примера приведены две расчетные зависимости для прогноза стока горных рек за вегетационный период. В одном случае показатель снегозапасов в бассейне определялся как средний слой воды по данным снегосъемок на конец марта, в другом случае снегонакопление выражено в виде относительной величины по данным отклонения осадков за период октябрь—март от нормы, как это было показано выше.

Подобные корреляционные зависимости бывают удовлетворительными для таких горных бассейнов, в которых жидкие осадки играют меньшую роль в формировании стока. Во всех же случаях, когда дождевая составляющая летнего стока велика, точность их оказывается значительно ниже.

При разработке методики долгосрочного прогноза водоносности горных рек большое значение имеет тщательное изучение особенностей режима каждой реки, выявление тех зон или

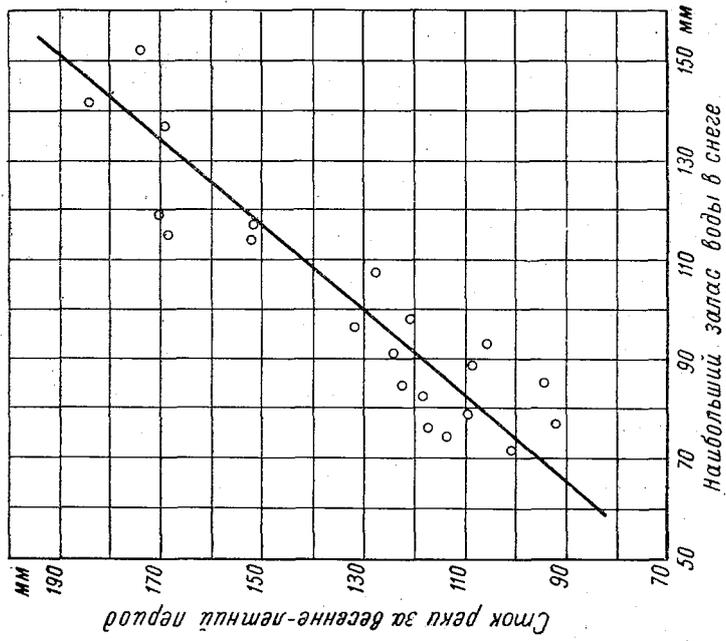


Рис. 8.3. Зависимость стока горной реки за вегетационный период от наибольшего запаса воды в снеге в бассейне.

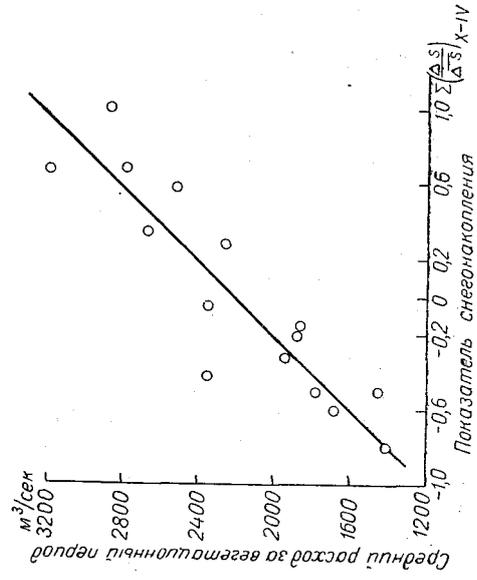


Рис. 8.4. Зависимость между средним расходом воды за вегетационный период и относительным показателем снегонакопления.

частных бассейнов, в которых формируется основной сток, особенностей залегания снега и его схода, выявление роли летних осадков в формировании стока и т. д. При отсутствии достаточных исходных данных провести такой анализ бывает трудно. Поэтому в практике прогнозов нередко еще приходится прибегать к приемам простейшей корреляции стока с осадками за холодный период или высотой снежного покрова даже по одной станции, иногда не находящейся в бассейне данной реки. Надежность такого рода корреляционных связей зависит от репрезентативности показаний станции.

Долгосрочные прогнозы стока за вегетационный период выпускаются обычно в начале марта и уточняются в начале апреля. При выпуске первого прогноза используются показатели снегозапасов, вычисленные по данным об осадках и снегосъемкам на конец февраля. При выпуске второго прогноза исходной величиной является показатель снегозапасов, вычисленный по данным тех же станций на конец марта. В наиболее высокогорных бассейнах снегонакопление продолжается до мая включительно. В апреле на таких реках, как правило, сохраняются низкие расходы воды (рис. 8.1). Прогноз стока за май—сентябрь для этих рек составляется в начале мая по данным о снегонакоплении на конец апреля.

Надежность показателей снегозапасов является основным фактором, определяющим возможность долгосрочных прогнозов. Однако существует еще, по крайней мере, два фактора, которые могут оказывать существенное влияние на сток, а следовательно, на тесноту его связи с показателем снегозапасов. Этими факторами, как отмечалось, являются летние осадки и запас грунтовых вод.

В тех речных бассейнах, где подземное питание составляет существенную долю общего стока за период вегетации и значительно меняется от года к году, учет его позволяет повысить точность методики прогнозов. Это может быть достигнуто двумя путями:

1) путем построения связи между показателем снегонакопления и стоком, из которого вычтено подземное питание, и независимой оценки последнего при выпуске прогноза;

2) путем использования показателей подземного питания в качестве второй независимой переменной.

В первом случае ожидаемый средний расход за период вегетации определяется как сумма

$$Q_{IV-IX} = Q'_{IV-IX} + q_r,$$

где Q'_{IV-IX} — средний расход, обусловленный запасами снега и осадками текущего года; q_r — средний расход подземного питания.

Во втором случае характеристика подземного питания используется в качестве второй переменной при построении эмпирических зависимостей вида $Q_{IV-IX} = f(x_c, q_r)$. В качестве характеристик подземного питания в первом приближении могут приниматься наименьший из средних месячных расходов реки в предшествующую зиму или сток за вегетационный период предшествующего года, от которого зависит запас подземных вод.

Количество осадков, выпадающих в горах за период вегетации, зависит от географического положения бассейна. Учитывать эти осадки при построении корреляционных зависимостей можно также двумя путями:

1) путем прибавления осадков к показателю запасов снега, принимая общую сумму за одну переменную;

2) используя количество летних осадков в качестве независимой переменной.

В обоих случаях при выпуске прогноза количество летних осадков приходится принимать равным норме. Показатели количества летних осадков в бассейне определяются теми же способами, что и показатели осадков за холодный период, которые характеризуют запасы снега.

§ 7. Прогнозы месячного стока горных рек

Основными факторами, от которых зависит распределение стока за период снеготаяния в горном бассейне, являются:

1) высотное положение бассейна, т. е. распределение площади водосбора по высоте над уровнем моря;

2) величина запасов воды в снеге и их распределение по высотным зонам;

3) ход снеготаяния;

4) количество летних осадков и их распределение во времени.

К моменту начала вегетационного периода имеется возможность лишь с той или иной степенью приближения определить снегонакопление в горах. Остальные факторы формирования весенне-летнего стока остаются неизвестными. Поэтому оценить в этот момент распределение стока внутри предстоящего вегетационного периода можно только грубо приближенно, основываясь на типовых особенностях режима той или иной реки. Для этого по материалам наблюдений за прошлые годы необходимо прежде всего выявить, как связано распределение стока внутри вегетационного периода с общей его величиной. Наиболее просто это можно сделать путем вычисления за каждый год модульных коэффициентов (отношений к норме) среднего расхода за вегетационный период и средних месячных расходов за все месяцы этого периода.

Для многих рек существует определенная взаимосвязь между относительной водоносностью реки в целом за весенне-летний период и за отдельные месяцы. В многоводные годы средние месячные расходы воды в реке чаще всего за все месяцы также бывают выше нормы, в очень маловодные годы, наоборот, ниже нормы. При этом в месяцы наибольшего стока (июнь, июль) относительная водоносность реки в многоводный год бывает, как правило, больше относительной водоносности в другие месяцы.

Вычислив модульные коэффициенты за весь период наблюдений, можно типизировать их по месяцам в зависимости от модульного коэффициента стока за вегетационный период. Такая типизация дает возможность оценить в первом приближении распределение месячного стока внутри этого периода. Наибольшее практическое значение это имеет при очень высокой или очень низкой ожидаемой водоносности реки. В ряде случаев удается типизировать процентное распределение месячного стока. При невозможности его типизации принимается среднее за многолетний период процентное его распределение по месяцам.

Прогнозы распределения стока по месяцам вегетационного периода полезны для общей ориентировки. Однако описанная методика оценки этого распределения является слишком грубой и не обеспечивает необходимой точности. В связи с этим и возникает необходимость в прогнозах стока на месяц вперед.

Прогнозы месячного стока являются, как уже отмечалось, более трудной проблемой вследствие большого влияния на сток условий погоды и необходимости учета таких факторов, как остаточный запас снега в бассейне и высота снеговой линии. Формирование стока в различные месяцы вегетационного периода существенно различается в отношении роли указанных факторов. В связи с этим различается и методика прогнозов месячного стока. Больше всего условия погоды сказываются на стоке первых трех месяцев вегетационного периода, когда площадь одновременного снеготаяния и остаточный запас снега в бассейне сильно зависят от хода температуры воздуха. Во второй половине вегетационного периода, когда начинается постепенное уменьшение расходов воды, влияние условий погоды становится менее заметным.

Насколько велико влияние температуры воздуха на сток в апреле, видно на рис. 8.5. Однако, как показывает опыт, для ряда рек Средней Азии и Кавказа существует достаточно четко выраженная зависимость апрельского стока от показателя запасов снега на конец марта, которая и используется для прогнозов апрельского стока

$$Q_{IV} = f(\bar{X}_c).$$

Для ряда других рек используются зависимости с двумя переменными

$$Q_{IV} = f(\bar{X}_c, t_{IV}),$$

где \bar{X}_c — показатель запаса снега на конец марта; t_{IV} — средняя месячная температура воздуха в апреле. При прогнозе стока в этом случае используется метеорологический прогноз.

Прогнозы майского стока также основываются на использовании эмпирических зависимостей вида $Q_V = f(\bar{X}_c)$ или

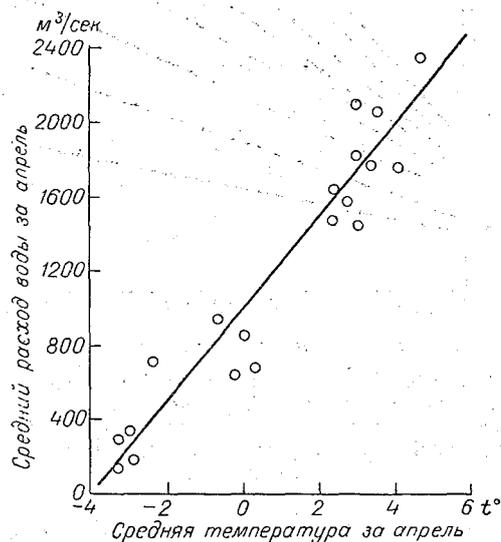


Рис. 8.5. Зависимость между средним расходом и температурой воздуха в апреле для горной реки.

$Q_V = f(\bar{X}_c, t_V)$. Первая из этих зависимостей чаще всего применима к высокогорным бассейнам, для которых май является первым месяцем снеготаяния. Что касается второго вида зависимостей, то при их построении можно использовать как средние месячные значения температуры воздуха, так и ее отклонения от нормы (рис. 8.6).

По мере освобождения нижних зон от снега и уменьшения снеготаяния в верхних зонах существенное влияние на сток оказывают остаточный запас снега и площадь одновременного снеготаяния. Оба эти фактора в значительной мере зависят от исходного запаса снега и условий снеготаяния в предшествующий период. Это и позволяет при отсутствии непосредственных наблюдений за высотой снеговой линии и убылью снеготаяния

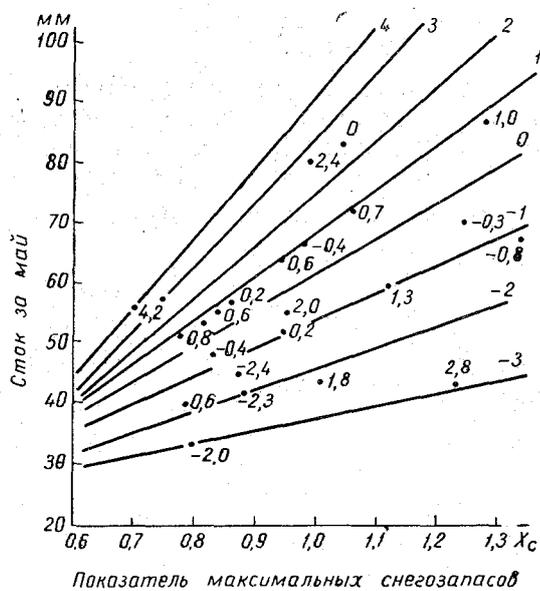


Рис. 8.6. Зависимость стока р. Енисея у г. Красноярска за май от показателя максимальных запасов снега и аномалии средней месячной температуры в мае (цифры у точек и прямых).

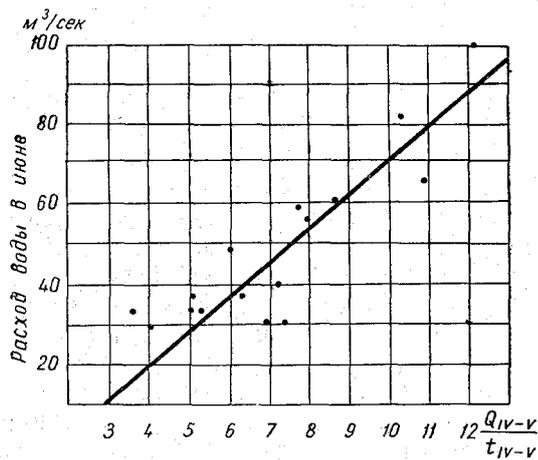


Рис. 8.7. Зависимость среднего расхода за июнь р. Ангрен у п. Турк от среднего расхода и температуры воздуха за апрель—май.

использовать в качестве косвенной их характеристики данные о температуре воздуха за предшествующий период снеготаяния. Так, например, для прогноза июньского стока р. Енисея у г. Красноярска используется зависимость, аналитическое выражение которой имеет вид

$$Y_{VI} = 4,9 \frac{\bar{X}_c}{t_v} + 5,3, \quad (8.10)$$

где Y_{VI} — сток за июнь в мм, \bar{X}_c — показатель максимального запаса снега в бассейне; t_v — средняя температура воздуха в мае.

Косвенным показателем убыли снега в бассейне может служить также отношение стока самой реки к температуре воздуха за предшествующий период.

Пример зависимости для прогноза июньского стока с использованием такого аргумента показан на рис. 8.7. Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид

$$Q_{VI} = 8,75 \frac{Q_{IV-v}}{t_{IV-v}} - 15, \quad (8.11)$$

где Q_{IV-v} — средний расход р. Ангрен за апрель—май; t_{IV-v} — средняя температура воздуха за тот же период.

Аналогичные зависимости используются и для прогнозов июльского стока по высокогорным бассейнам, в которых максимум расходов наблюдается в конце июля или начале августа.

Прогнозы месячного стока за те месяцы вегетационного периода, когда наблюдается спад расходов, основываются обычно на зависимостях, отражающих закономерность этого спада, например, $Q_{IX} = f(Q_{VIII})$, где Q_{IX} — средний расход в сентябре, Q_{VIII} — средний расход в августе. Нередко в качестве аргумента используется средний расход за вторую или третью декаду предшествующего месяца.

ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

ПРОГНОЗЫ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК В МЕЖЕННЫЙ ПЕРИОД

Под меженью в гидрологии понимается период, разделяющий характерные фазы в годовом цикле режима рек. На реках преимущественно снегового питания это — весь период между весенними половодьями, который характеризуется относительно низкой водностью. Для равнинных рек период межени начинается с окончанием спада весеннего половодья, а для горных — с окончанием летнего талого стока. Различают также летнюю и зимнюю межень.

Источниками питания рек в меженный период являются подземные воды и осадки. Роль последних в питании рек зависит от климатических условий. В засушливых районах дождевой сток в межень практически отсутствует. В областях с более влажным климатом, как, например, в северных и северо-западных районах Европейской части СССР, наоборот, дождевые паводки на реках — явление частое, особенно в осенний период. В зимний период подавляющее большинство рек питается исключительно за счет притока подземных вод и лишь в отдельных районах получают небольшое дополнительное питание за счет снега во время оттепелей.

Наряду с указанными выше факторами существенное влияние на режим рек в межень оказывают и такие физико-географические факторы, как размер речного бассейна, его заболоченность и озерность. Дождевые паводки на больших реках обычно слабо выражены, в то время как на малых реках в том же бассейне они вызывают резкие изменения расходов и уровней воды. Большое регулирующее влияние на сток рек в меженный период оказывают озера.

§ 1. Подземное питание и его режим в меженный период

Запасы подземных вод, которые являются основным источником питания рек в межень, складываются из двух категорий вод: глубинных, чаще всего напорных, и грунтовых. Соответственно и

в подземном питании рек различают глубоководное и грунтовое питание.

Запасы глубинных подземных вод определяются геологическим строением и гидрогеологическими особенностями речных бассейнов. Они не подвержены резким колебаниям во времени, поэтому глубоководное питание рек является наиболее устойчивым. О величине его обычно судят по наименьшим летним или зимним расходам воды в реке, когда приток других вод отсутствует.

В отличие от глубинных подземных вод грунтовые воды находятся в зоне активного водообмена. Поэтому запасы их в речном бассейне существенно меняются во времени как в течение года, так и от года к году. Пополнение запасов грунтовых вод происходит главным образом весной за счет талых и дождевых вод. В районах с большим количеством осадков и неглубоким залеганием грунтовых вод пополнение их происходит также и осенью.

Режим грунтового питания в межень характеризуется постепенным истощением сезонных запасов грунтовых вод. К сожалению, измерить непосредственно сезонные запасы воды в зоне активного водообмена практически невозможно. Поэтому судить о величине и процессе их истощения можно лишь по стоку рек и изменению расходов в период межени. По мере истощения сезонных запасов грунтовых вод расходы рек уменьшаются, достигая к концу межени относительно устойчивой минимальной величины, обусловленной притоком глубинных вод.

К концу половодья, когда приток талой воды полностью прекращается, в речном бассейне остается еще некоторый ее запас в руслах, озерах и болотах. Истощение запаса этой воды происходит в течение некоторого времени, как это схематически показано на рис. 9.1. Определить остаточный запас собственно талых и дождевых вод и интенсивность его истощения чрезвычайно трудно. С уверенностью можно лишь сказать, что при прочих равных условиях как сама его величина, так и продолжительность истощения зависят от размера бассейна, озерности и заболоченности. Таким образом, при исследовании закономерностей изменения подземного питания в период межени важно выбирать такой начальный момент, когда остаточный запас поверхностных вод в бассейне становится относительно небольшим.

Изменение расходов подземного питания во времени достаточно хорошо описывается уравнением экспоненты, которое выражает закономерность истощения сезонного запаса грунтовых вод при наличии линейной зависимости между его величиной и расходом

$$Q(t) = (Q_0 - q)e^{-at} + q, \quad (9.1)$$

где Q_0 и q — соответственно начальный расход в реке и расход

глубоководного питания (рис. 9.1) в $m^3/сек$; t — время в сутках; c — константа, характеризующая интенсивность истощения сезонного запаса подземных вод; e — основание натуральных логарифмов.

Из формулы (9.1) следует, что при таком характере истощения между средними расходами реки, вычисленными за смежные периоды одинаковой длительности T , должна существовать линейная зависимость

$$\bar{Q}_2 = a\bar{Q}_1 + (1 - a)q, \quad (9.2)$$

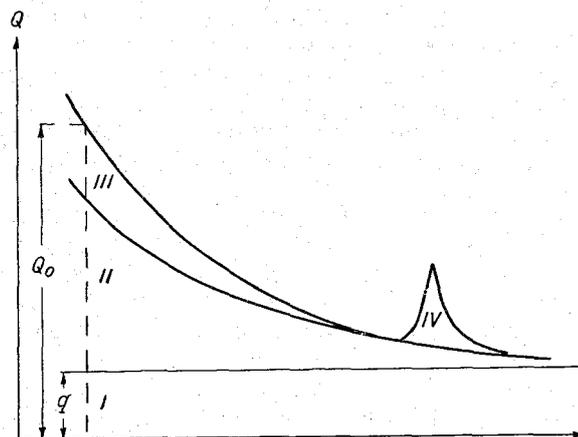


Рис. 9.1. Схема питания реки в межень.
I — глубинные воды; II — грунтовые; III — поверхностные; IV — дождевые.

где \bar{Q}_1 и \bar{Q}_2 — средние расходы соответственно за предшествующий и последующий периоды T ; a — коэффициент, равный

$$a = e^{-cT}.$$

Линейная зависимость между средними расходами за смежные отрезки времени (декаду, месяц) действительно имеет место для многих рек (рис. 9.2), когда дождевой сток не играет существенной роли. Это подтверждает возможность практического использования формулы (9.1) для расчета расходов.

Параметры этой формулы c и q легко определить, имея эмпирически установленную зависимость между средними декадными или средними месячными расходами $\bar{Q}_2 = a\bar{Q}_1 + b$

$$c = \frac{\ln a}{T}, \quad q = \frac{b}{1 - a}, \quad (9.3)$$

где a — угловой коэффициент зависимости $\bar{Q}_2 = f(\bar{Q}_1)$; b — второй ее параметр.

Из формулы (9.2) также следует, что средний расход за любой период времени T является линейной функцией начального расхода Q_0

$$\bar{Q}_T = kQ_0 + (1 - k)q. \quad (9.4)$$

В этом уравнении

$$k = \frac{1 - e^{-cT}}{cT}, \quad (9.5)$$

где T — период, за который вычисляется средний расход; остальные обозначения прежние.

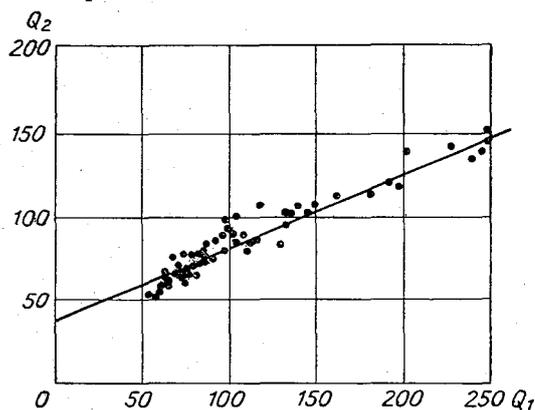


Рис. 9.2. Зависимость между средними расходами предшествующего (Q_1) и последующего (Q_2) месяцев; р. Чирчик.

Опыт показывает, что минимальный расход подземного питания q нередко существенно меняется от года к году. Это наблюдается в тех речных бассейнах, где сезонный запас подземных вод колеблется в широких пределах и где к концу межени минимальный расход не достигает того значения, которое обусловлено относительно стабильным глубоководным питанием. Существование зависимости между минимальным расходом q и объемом стока за предшествующий сезон высоких вод характерно для рек, бассейны которых имеют большие толщи рыхлых отложений и карст. В годы с большим стоком за период высоких вод в таких бассейнах происходит более значительное пополнение запаса подземных вод, что и определяет более высокий минимальный расход. В таких бассейнах сработка запасов подземных вод происходит не в течение одного года, а более длительное время.

На рис. 9.3 показан пример зависимости минимального расхода р. Мургаб в конце периода межени от стока за предшествующий период с октября по май. Она свидетельствует о том,

что на величину минимального расхода влияет не только сток половодья текущего года, но и меженный сток в предыдущем году. В подобных случаях, как следует из формулы (9,1), для определения коэффициента c необходимо построить эмпирическую зависимость $\bar{Q}_2 - q = f(\bar{Q}_1 - q)$, где \bar{Q}_1 и \bar{Q}_2 — средние расходы соответственно за предшествующий и последующий отрезки времени; q — минимальный расход межи в данном году. Для построения связей $Q_2 = f(Q_1)$ или $Q_2 - q = f(\bar{Q}_1 - q)$ используются средние декадные или средние месячные расходы воды за те годы или периоды, когда отсутствовал дождевой сток. За начало истощения запасов подземных вод берется момент резкого уменьшения интенсивности спада расходов половодья, который на гидрографе обычно виден достаточно ясно.

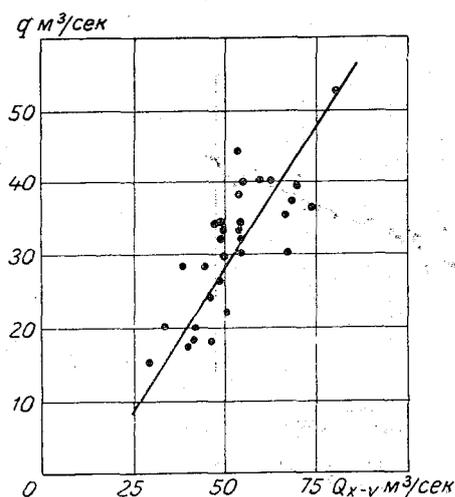


Рис. 9.3. Зависимость минимального расхода в межень от стока за предшествующий период; р. Мургаб.

Формула (9,1) может быть использована для выделения дождевой составляющей стока в период межи.

Формула (9,1) может быть использована для выделения дождевой составляющей стока в период межи.

§ 2. Методика прогноза некоторых элементов водного режима рек в меженный период

Элементами водного режима рек в меженный период, прогнозы которых имеют наибольший практический интерес, являются:

- сток за весь период межи или более короткие календарные отрезки времени;
- сток и уровни паводков;
- средние и минимальные месячные уровни воды.

Прогнозы стока важны для гидроэнергетики и водного хозяйства. В прогнозах уровней для судоходных рек заинтересован водный транспорт.

Возможности прогнозов дождевых паводков изложены в главе шестой, поэтому здесь они не рассматриваются.

Прогнозы сезонного стока. Долгосрочные прогнозы стока за весь период межи возможны для рек, где дождевая составляющая питания не играет большой роли. Такие благоприятные условия имеют место в засушливых районах, включая и

горные. В этих условиях формулы (9.1) и (9.4) позволяют вычислить кривую спада расходов и сток за весь период межени по величине начального расхода воды с заблаговременностью 6—7 месяцев. Для этого, как говорилось в § 1, необходимо найти предварительно значения c и q для данного бассейна или зависимость q от предшествующей водности.

Пример зависимости средних расходов, по которой определялись значения параметров c и q для р. Чирчик, показан на рис. 9.2. Формула (9.1) для этого бассейна имеет вид

$$Q(t) = (Q_0 - 65)e^{-0,29t} + 65, \quad (9.6)$$

а формула для прогноза стока за период август—февраль

$$\bar{Q}_{\text{VIII-II}} = 0,16Q_0 + 54. \quad (9.7)$$

Пользуясь формулами (9.6) и (9.7), прогнозы изменения расходов во времени и стока за весь период межени могут быть составлены в начале августа. За начальный расход Q_0 принимается средний расход за 5 дней с 30 июля по 3 августа.

В тех географических районах, где дождевое питание в межень играет большую роль, возможности долгосрочных прогнозов стока значительно меньше из-за невозможности предвидеть будущее количество осадков. В таких случаях для прогноза стока имеется лишь один путь: пользуясь уравнением (9.4) можно предсказывать сток, обусловленный грунтовым питанием, а возможный дополнительный сток за счет осадков и его вероятность оценивать статистически на основе анализа данных за прошлые годы.

Прогнозы месячного стока. Месячный сток может выражаться как в виде слоя воды в миллиметрах на весь бассейн, так и в виде среднего месячного расхода.

Наиболее благоприятные условия для прогнозов месячного стока имеются в районах, где дождевая составляющая питания не играет очень большой роли. В этом случае для определения среднего расхода воды в предстоящем месяце используется зависимость между средними расходами предшествующего и последующего месяцев $Q_2 = f(Q_1)$, существование которой вытекает из уравнения (9.1). Такие зависимости легко устанавливаются эмпирически по материалам наблюдений за прошлые годы. В качестве аргумента при их построении можно использовать не только средний расход предшествующего месяца, но и средний декадный расход, например, с 10 по 20 число предшествующего месяца (рис. 9.4). В последнем случае прогноз среднего месячного расхода может выпускаться 20 числа предшествующего месяца.

В районах, где дождевая составляющая питания рек в межень играет существенную роль, возможность прогнозов месячного стока зависит от изменчивости осадков и характера самих

речных бассейнов. Относительно малая изменчивость осадков от года к году позволяет использовать для прогнозов зависимости между предшествующим и последующим стоком. Однако точность прогнозов при этом существенно снижается. При большой изменчивости осадков прогнозы месячного стока без учета будущих осадков становятся практически невозможными.

Условия для прогнозов стока больших равнинных рек по сравнению с малыми, особенно горными, несколько благоприятнее в том отношении, что продолжительность дождевого стока

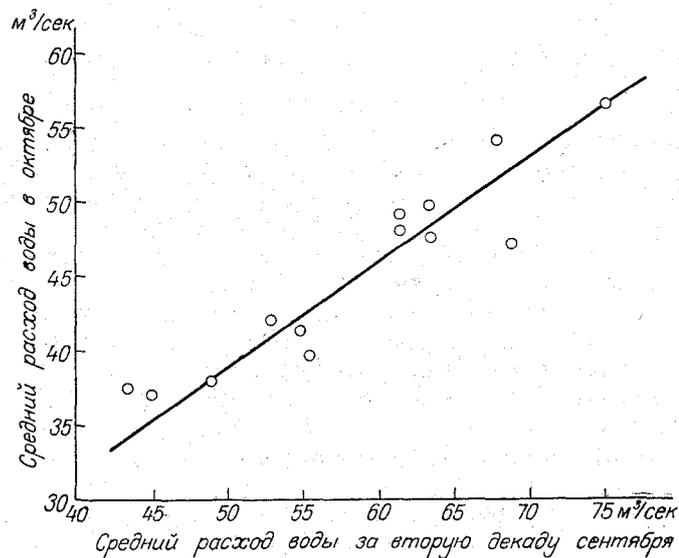


Рис. 9.4. Зависимость среднего расхода воды р. Чу в октябре от среднего расхода во второй декаде сентября.

в них значительно больше, а, следовательно, влияние осадков на месячный сток сказывается не так быстро. По этой причине не все осадки данного месяца влияют на сток в этом же месяце. Существенное влияние на него оказывают осадки, выпавшие во второй половине предшествующего месяца, которые могут быть известны при выпуске прогноза.

Практически месячные прогнозы стока достаточно больших равнинных рек основываются на использовании эмпирических зависимостей двух видов:

1) на зависимости между средними расходами за предшествующий и последующий месяцы и эффективными осадками, выпавшими в течение части предшествующего и части последующего месяцев,

$$\bar{Q}_n = f(\bar{Q}_{n-1}, x);$$

2) на зависимости между запасом воды в русловой системе бассейна на конец предшествующего месяца (W_0), эффективными осадками и средним месячным расходом воды

$$\bar{Q} = f(W_0, x).$$

Пример зависимости первого вида показан на рис. 9.5. Аналогичный характер имеют и зависимости второго вида. В некоторых случаях удовлетворительную точность прогнозов дает более простая зависимость среднего месячного расхода от начального запаса воды в русловой сети

$$\bar{Q} = f(W_0).$$

Сумма эффективных осадков, которая используется в качестве второй независимой переменной, находится как среднее взвешенное, принимая во внимание время добегания воды с различных частей бассейна. Например, для больших рек с продолжительностью стекания воды в 30 и более суток сумма эффективных осадков должна складываться грубо из осадков за весь предшествующий месяц для наиболее удаленной части бассейна, осадков за две декады предшествующего месяца и одну декаду последующего месяца для средней части бассейна и осадков за последнюю декаду предшествующего месяца и за две декады следующего месяца для нижней части бассейна

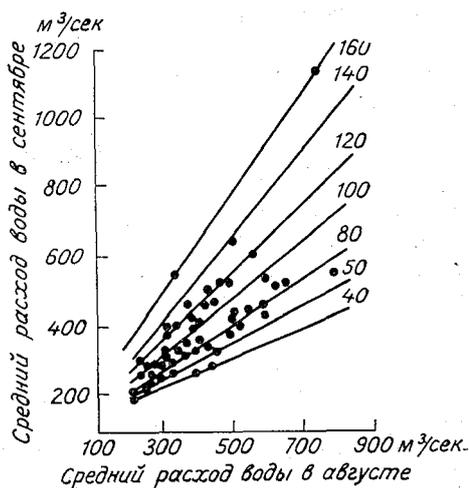


Рис. 9.5. Зависимость среднего расхода р. Оки в сентябре от среднего расхода в августе и осадков за период 15/VIII—15/IX.

$$\bar{x} = \varphi_1 \bar{x}_1 + \varphi_2 \bar{x}_2 + \varphi_3 \bar{x}_3, \quad (9.8)$$

где $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ — доли площади бассейна в порядке увеличения времени добегания; $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \bar{x}_3$ — средний слой осадков для соответствующей площади за указанные выше периоды времени.

Таким образом, для разработки методики прогноза средних месячных расходов с учетом осадков важно тщательно исследовать условия формирования дождевого стока, эффективность осадков и времени добегания. В ряде случаев дополнительный учет степени предшествующего увлажнения бассейна позволяет получить более тесную зависимость. Для построения зависимости

с тремя аргументами применяются методы линейной или графической корреляции.

Учет осадков, как правило, повышает точность зависимости. Однако при выпуске прогнозов величину будущих осадков практически приходится принимать равной норме. По этой причине прогнозы месячного стока в районах, где роль осадков велика, не отличаются достаточно высокой точностью. Нередко при построении такого рода зависимостей вместо слоя осадков пользуются их относительной величиной, выраженной в долях нормы за соответствующий период. Опыт показывает, что наиболее четко влияние количества осадков при построении эмпирических зависимостей проявляется в осенний период. Это вполне понятно, так как осенью осадки носят обложной характер и выпадают более равномерно по территории, чем летом, а водопоглотительная способность бассейнов становится меньше.

Прогнозы средних месячных уровней. Поскольку уровень воды непосредственно связан с расходом, то методика прогнозов средних месячных уровней базируется на тех же принципах, что и методика прогноза средних месячных расходов. В конечном счете задача сводится к построению эмпирических зависимостей вида

$$\bar{H}_n = f(\bar{Q}_{n-1}), \quad \bar{H}_n = f(Q_{n-1}, x) \text{ или } \bar{H}_n = f(W_0, x),$$

где \bar{H}_n — средний уровень в последующий месяц; \bar{Q}_{n-1} — средний расход за предшествующий месяц или за последнюю его декаду; x — осадки, W_0 — начальный запас воды в руслах, например, на 25-е число предшествующего месяца.

В отличие от зависимости между расходами $Q_n = f(Q_{n-1})$ связь уровней с расходами должна носить криволинейный характер. В засушливых районах, где дождевые паводки на реках в межень не наблюдаются, график уровней на месяц и более длительное время вперед может быть рассчитан по формуле (9.1) и кривой расходов.

Дополнительные трудности при разработке методики прогноза уровней возникают там, где русло в створе постов неустойчиво.

ГЛАВА ДЕСЯТАЯ

ПРОГНОЗЫ ЗАМЕРЗАНИЯ И ВСКРЫТИЯ РЕК, ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

Зимой подавляющее большинство рек СССР покрывается льдом. Продолжительность периода ледостава и толщина льда на реках зависят от климатических условий, но не остаются постоянными от года к году. Амплитуды колебаний сроков замерзания и вскрытия рек нередко достигают 30—50 дней, а в некоторых южных районах ледостав на реках образуется не каждый год. Столь значительные колебания сроков замерзания и вскрытия рек существенно влияют на продолжительность навигации. В связи с этим ледовые прогнозы особый интерес представляют для водного транспорта.

§ 1. Замерзание рек, озер и водохранилищ

Процесс охлаждения воды и его факторы. Изменение температуры воды в реке, озере или водохранилище является следствием ее теплообмена с окружающей средой — воздухом и ложем русла. Основную роль при этом играет теплообмен через открытую водную поверхность.

Переход химически чистой воды из жидкого состояния в лед происходит при 0°С. Пресная речная вода замерзает при температуре, близкой к указанной. Как показывают опыты, переохлаждение воды, необходимое для интенсивного образования кристаллов льда в речном потоке, не превышает нескольких сотых долей градуса. При образовании льда выделяется определенное количество тепла (80 кал на 1 г воды).

Напомним также, что удельная теплоемкость воды равна 1 кал/г град. Отсюда запас тепла в воде (m) равен произведению ее объема (W) в кубических сантиметрах на температуру θ

$$m = \theta W \text{ кал.} \quad (10.1)$$

Запасы тепла в естественных водоемах огромны. Чтобы не иметь дела с очень большими величинами, все тепловые расчеты

относятся обычно к 1 см^2 поверхности теплообмена. Соответственно и теплосодержание должно выражаться в тех же единицах, т. е. в столбе воды площадью в 1 см^2 и высотой, равной глубине водоема $H \text{ см}$,

$$t = \vartheta H \text{ кал/см}^2, \quad (10.2)$$

где ϑ — средняя по глубине температура воды.

Общее количество тепла, которое несет в себе речной поток, характеризуется величиной, получившей название теплового расхода. Эта величина равна произведению расхода воды на среднюю температуру потока

$$Q_m = 1000\vartheta Q \text{ ккал/сек}, \quad (10.3)$$

где Q — расход воды в $\text{м}^3/\text{сек}$.

Изменение температуры воды в речном потоке определяется изменением ее теплосодержания. Рассмотрим взаимосвязь между ними. Для этого выделим на реке участок длиной, равной расстоянию суточного пробега воды. Будем при этом считать, что условия теплообмена на этом участке такие же, как и на выше лежащем. При этих условиях теплосодержание потока в конце суток (в ккал) будет равно

$$86,4 \cdot 10^6 \vartheta_k Q = 86,4 \cdot 10^6 \vartheta_n Q + q\omega,$$

где Q — расход воды в $\text{м}^3/\text{сек}$; ϑ_n и ϑ_k — соответственно начальная и конечная температура воды; q — потеря или приток тепла на единицу поверхности теплообмена в больших калориях (ккал); ω — площадь теплообмена. Отсюда легко получить выражение для конечной температуры воды

$$\vartheta_k = \vartheta_n + \frac{q\omega}{86,4 \cdot 10^6 Q}. \quad (10.4)$$

В случае нагревания воды величина q имеет знак плюс, а при охлаждении — знак минус.

Теплообмен между водой в реке и окружающей средой представляет собой комплекс сложных процессов.

Непосредственными факторами теплообмена являются: прямая и рассеянная радиация, эффективное излучение, испарение и конденсация водяных паров, теплообмен с воздухом, теплообмен с ложем русла, тепло грунтовых вод, тепло, приносимое впадающими в реку притоками, теплосодержание осадков и, наконец, энергия движения самого потока. Разумеется, что не все перечисленные выше факторы поступления и потерь тепла в реке играют одинаковую роль в теплообмене. Некоторые из них, как, например, энергия потока, осадки, теплообмен с ложем не оказывают большого влияния на изменение температуры воды за короткие интервалы времени и ими можно пренебречь. Некоторые из факторов вообще не могут быть учтены ввиду отсутствия

данных измерений. Таким образом, главными факторами теплообмена являются метеорологические факторы, определяющие теплообмен через открытую водную поверхность.

Методы расчета радиационного теплообмена, теплообмена с воздухом и потерь тепла на испарение или притока тепла за счет конденсации в общем аналогичны с рассмотренными ранее методами, которые применяются при расчетах снеготаяния. Основными данными, которые необходимы для расчета теплообмена, являются температура и влажность воздуха, скорость ветра, облачность и начальная температура воды.

Существенным фактором теплообмена является турбулентность речного потока, которая зависит от характера русла и скорости течения воды. Этот фактор определяет интенсивность притока тепла к поверхности раздела вода — воздух и характеризуется коэффициентом теплоотдачи, имеющим размерность $\text{кал}/\text{см}^2 \text{сутки град}$. По данным Л. Г. Шуляковского, коэффициент теплоотдачи может быть вычислен в первом приближении по формуле

$$\alpha = 1745v + 106w, \quad (10.5)$$

где v — средняя скорость течения в $\text{м}/\text{сек}$; w — средняя скорость ветра на высоте флюгера в $\text{м}/\text{сек}$.

Формулы для расчета отдельных составляющих теплообмена приводятся в § 2 настоящей главы.

Характерные фазы ледообразования. Полному замерзанию рек, озер и водохранилищ предшествуют определенные фазы ледообразования. Такими фазами являются образование заберегов, первичных форм плавучего льда и различной густоты ледоход.

Охлаждение воды до температуры замерзания в реках, озерах и водохранилищах происходит неравномерно. Раньше всего оно происходит у берегов, где мала глубина и ослаблен водообмен. В результате этого образуются забереги. По мере дальнейшего охлаждения воды забереги на больших реках расширяются слабо, но зато начинается массовое образование кристаллов льда в самом потоке воды. Всплывая и смерзаясь, эти кристаллы образуют первичные формы плавучего льда: на спокойных равнинных реках — сало, а на горных реках — шугу, своеобразные скопления внутриводного льда, замерзшие сверху, а снизу представляющие собой рыхлую массу.

Замерзание малых и больших равнинных рек протекает поразному. На малых реках со слабым течением ледостав образуется чаще всего путем смыкания быстро расширяющихся заберегов. Поэтому ледохода на них почти не бывает. На больших реках, как правило, ледоставу предшествует более или менее длительный период осеннего ледохода, который сгущается по мере усиления морозов.

На крутых поворотах реки, в узких протоках, у островов, т. е. там, где река не в состоянии пропустить всю массу плывущего льда, происходит его остановка. При этом льдины смерзаются между собой и с подплывающими льдинами и ледостав распространяется вверх по течению. Ниже ледяной перемычки сохраняются довольно большие участки открытой воды, на которых продолжается дальнейшее образование плавучего льда.

Таким образом, ледостав на больших равнинных реках образуется участками, между которыми остаются полыньи, замерзающие значительно позже. Нередко в местах заторов происходит торошение льда.

На реках с очень быстрым течением ледоставу предшествует интенсивный шугоход. Благодаря большой транспортирующей способности таких рек в них образуется громадное количество внутриводного льда. Ледостав на них также образуется путем остановки плавучего льда и распространяется вверх по течению. Очень часто остановка льда сопровождается зажорами, что вызывает резкий подъем уровня воды в реке.

Продолжительность осеннего ледохода на больших реках зависит от интенсивности охлаждения воды, размеров самой реки и ее водоносности. Опыт показывает, что для каждой реки в зависимости от ее водоносности существует некоторая своего рода критическая температура воздуха, которая при уже начавшемся ледоходе необходима для образования ледостава на данном участке. При температуре выше критической ледоход может продолжаться долго, особенно на реках, текущих с севера на юг.

Замерзание озер и водохранилищ начинается, как правило, с берегов, которые расширяются по мере усиления морозов. На больших озерах и водохранилищах важную роль в образовании ледостава играет плавучий лед и его дрейф под воздействием ветра.

§ 2. Методы краткосрочных прогнозов времени появления льда и ледостава

Расчет времени появления льда на реках. Образование плавучего льда в реке начинается с момента, когда поверхность воды охладится до 0°C . Ниже поверхности температура воды в этот момент остается еще положительной. Таким образом, задача расчета даты появления плавучего льда сводится к определению даты охлаждения поверхности воды до 0° путем расчета теплообмена через открытую поверхность потока.

В общем виде уравнение теплового баланса на поверхности раздела вода — воздух за некоторый промежуток времени в период охлаждения может быть записано так:

$$\alpha(\vartheta - \vartheta_{\text{пов}}) + B = 0, \quad (10.6)$$

где α — коэффициент теплоотдачи водной массы; ϑ — средняя температура водной массы потока; $\vartheta_{\text{пов}}$ — температура поверхности воды; B — потеря тепла через поверхность раздела вода—воздух в кал/см^2 .

Первый член уравнения теплового баланса представляет собой поток тепла в воде к поверхности раздела. Второй член является результирующей величиной теплообмена на поверхности воды, который включает в себя коротковолновую и длинноволновую радиацию, скрытую теплоту испарения и прямой теплообмен с атмосферой.

Уравнение (10.6) справедливо до тех пор, пока температура поверхности воды не понизится до 0° . С этого момента тепловое равновесие может поддерживаться только за счет выделения скрытой теплоты ледообразования. Отсюда следует, что появление льда на поверхности воды становится возможным только тогда, когда возникает неравенство между двумя потоками тепла

$$\alpha_n \vartheta_n \leq -B_n, \quad (10.7)$$

или, иначе, при температуре водной массы

$$\vartheta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}. \quad (10.8)$$

Здесь индекс n означает момент времени, в который наступают указанные неравенства.

Таким образом, пользуясь неравенством (10.7), дату начала ледообразования можно определить путем сопоставления вычисленных на несколько дней вперед произведений $\alpha\vartheta$ и потерь тепла B . Даже приближенный расчет величин α , ϑ и B представляет собой сложную задачу, так как условия охлаждения воды меняются по пути, а следовательно, необходимо учитывать:

- 1) длину участка охлаждения, т. е. брать начальную температуру воды в пункте, удаленном на расстоянии, которое вода проходит за расчетный период времени;
- 2) среднюю глубину реки на участке охлаждения;
- 3) средние значения температуры воздуха и других метеорологических элементов, необходимых для расчета теплообмена на участке охлаждения;
- 4) приток тепла от грунтовых вод;
- 5) приток тепла от ложа русла.

Методика расчета времени появления льда на реках подробно разработана Л. Г. Шуляковским. Им предложен ряд приближенных формул для различных случаев расчета температуры воды в зависимости от скорости течения, относительной роли притока тепла с грунтовыми водами, а также периода осреднения температуры воздуха.

Удельный приток подземных вод (γ) выражается в виде объема воды, поступающей в единицу времени на единицу водной поверхности русла, и имеет поэтому размерность *см/сутки*

$$\gamma = \frac{q_r}{\vartheta_{r,ср}}, \quad (10.14)$$

где q_r — приток тепла с грунтовыми водами в *кал/см² сутки*; ϑ_r — температура грунтовых вод; c — теплоемкость воды; ρ — плотность воды.

Таблица 37

Приближенные величины притока тепла от ложа
(кал/см² сутки)

Месяц	Широта	Средняя глубина, м			
		0—5	10	15	20
Октябрь	40°	28	25	22	18
	50	24	21	19	16
	60	23	20	18	15
	70	21	19	16	14

Для равнинных рек рекомендуется принимать величину q_r равной 30—45 *кал/см² сутки*, а величину γ равной 3—7 *см/сутки*.

8. Выделение тепла вследствие перехода части кинетической энергии потока в тепловую вычисляется по формуле

$$q_s = 20\,234\rho v h \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (10.15)$$

где ρ — плотность воды; v — средняя скорость течения в *м/сек*; h — средняя глубина потока в *м*; i — уклон водной поверхности. Для равнинных рек величина этого теплоприхода пренебрежимо мала. На горных реках с большими глубинами и скоростями течения q_s становится существенной величиной.

Потери тепла с единицы поверхности водного зеркала Л. Г. Шуляковский рекомендует определять как сумму тепловых потоков за счет испарения $Q_{и}$, турбулентного обмена с воздухом $Q_{т}$ и эффективного излучения R

$$B_{п} = Q_{и} + Q_{т} + R, \quad (10.16)$$

принимая температуру поверхности воды, равной 0°.

Для расчета основных составляющих теплового баланса поверхности воды используются следующие формулы.

1. Приток тепла за счет радиации

$$Q_p = (1 - \beta) [1 - (0,14N_o + 0,53N_{п})] Q_p' \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (10.17)$$

где Q_p' — радиация при безоблачном небе в *кал/см² сутки*; β —

альбедо воды (равно приблизительно 0,1); N_0 и N_n — соответственно средние значения общей и нижней облачности в долях единицы.

2. Эффективное излучение

$$R = 0,96\sigma T_n^4 - \sigma T_v^4 [0,1N_n + 0,87N_0 + A(1 - N_0)] \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (10.18)$$

где σ — постоянная излучения, равная $1,188 \cdot 10^{-7}$ кал/см² сутки град⁴; T_n и T_v — абсолютная температура соответственно поверхности воды и воздуха на высоте 200 см; N_0 и N_n — общая и нижняя облачность; A — параметр, характеризующий встречное излучение атмосферы и зависящий от влажности воздуха (табл. 38).

Таблица 38

Зависимость параметра A от влажности воздуха

e мб . . .	0,1	0,5	1,0	1,5	2,0	4,0	6,0	8,0	10,0
A . . .	0,46	0,62	0,68	0,71	0,73	0,77	0,80	0,82	0,83

3. Турбулентный теплообмен (формула Браславского)

$$Q_t = 5,07(\Theta - \vartheta_{\text{пов}})(1 + 0,72\omega) \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (10.19)$$

где Θ — температура воздуха в 0°С на высоте 200 см; $\vartheta_{\text{пов}}$ — температура поверхности воды (принимается равной 0°); ω — скорость ветра на высоте 200 см.

4. Потери тепла на испарение (формула Браславского и Видулиной)

$$Q_n = 7,8(e - E)(1 + 0,72\omega) \text{ кал/см}^2 \text{ сутки}, \quad (10.20)$$

где e — влажность воздуха на высоте 200 см в мб; E — упругость насыщения водяного пара при температуре поверхности воды в мб.

Для упрощения расчетов по приведенным выше формулам используются соответствующие таблицы и номограммы.

Рассмотренная выше методика расчета времени появления льда может быть использована для краткосрочных прогнозов при наличии прогноза температуры воздуха на несколько дней вперед.

Расчет начала ледообразования на озерах и водохранилищах. Неравенство (10.7) справедливо не только для рек, но также для озер и водохранилищ, если температуру воды рассматривать как среднюю температуру в слое перемешивания. При отсутствии существенного течения и слабом ветре начало ледообразования в основной части водоема означает и начало ледостава.

Для расчета средней температуры воды в водоемах, в которых наблюдается состояние, близкое к гомотермии, используется формула

$$\vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na_0} + \left(\bar{\Theta} + \frac{d}{k} + \frac{(\alpha + k)q}{\alpha k} \right) (1 - e^{-na_0}), \quad (10.21)$$

где

$$a_0 = \frac{tk}{(\alpha + k)hc},$$

$\bar{\Theta}$ — средняя температура воздуха за весь расчетный период; остальные обозначения прежние.



Рис. 10.1. Схема р. Камы от г. Перми до г. Сарапула (до создания Воткинского вдхр).

Если средняя скорость течения в рассматриваемом районе озера или водохранилища не превышает 0,05 м/сек, дата начала ледообразования, установленная с помощью неравенства $\vartheta_n \leq -\frac{B}{\alpha_n}$, принимается за дату образования ледостава. При скоростях течения более 0,05 м/сек дата ледостава отличается от даты начала ледообразования и требует специального определения.

Особенности расчета начала ледообразования в озерах и водохранилищах состоят в определении некоторых величин, входящих в формулу (10.21). Так, при слабом течении начальная температура воды берется на дату, которая обеспечивает необходимую заблаговременность прогноза. Если наблюдения за температурой воды отсутствуют, ее приходится рассчитывать приближенными методами. При определении теплоприхода q величины q_T и q_3 не учитываются ввиду их малости. В остальном порядок расчета тот же, что и для рек.

Порядок расчета покажем на примере р. Камы до г. Сарапула осенью 1946 г. (рис. 10.1). Пренебрегая ввиду малости притоком тепла с подземными водами (q_T) и средней температурой воздуха за весь расчетный период, будем рассчитывать температуру воды по формуле (10.21). Условие начала ледообразования (10.8) выражается следующим неравенством:

$$\vartheta_0 e^{-na_0} + \left(\bar{\Theta} + \frac{d}{k} + \frac{\alpha + k}{\alpha k} q \right) (1 - e^{-na_0}) \leq \frac{B_n}{\alpha_n},$$

где

$$a_0 = \frac{tak}{(a+k)h_{cp}}$$

За начало участка примем створ поста Пермь, на 420-м км выше г. Сарапула.

Воспользуемся для расчета данными о температуре воздуха, приведенными в табл. 39.

Таблица 39

Средняя суточная температура воздуха, октябрь 1946 г.

Метеостанция	Число									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Пермь . . .	-1,2	-0,2	3,2	-0,7	-2,0	-1,8	-0,4	-5,2	-5,2	-7,5
Оханск . . .	-1,0	0,6	3,4	-0,4	-1,4	-1,6	-0,1	-5,2	-4,8	-9,4
Оса	0,0	0,6	3,6	-0,6	-1,5	-1,6	0,7	-4,3	-4,6	-12,3
Сарапул . .	2,3	1,0	3,3	-0,8	-1,8	-1,6	0,4	-3,4	-4,1	-8,5

Поскольку наблюдения за температурой воды производятся только в 8 и 20 час., а для расчета охлаждения воды используются средние суточные значения температуры воздуха, то за начальную температуру воды приходится принимать либо вечернюю температуру за предшествующие сутки, либо утреннюю температуру текущих суток.

Начнем расчет с проверки возможности появления льда у г. Сарапула 19/X.

Время добегаания воды на участке Пермь — Сарапул равняется 5 суткам. В соответствии с этим берем начальную температуру воды у Перми за 20 час. 14/X. В этот срок она равнялась 2,4°.

По формуле (10.11) определяем среднюю глубину реки на участке. Расход воды при этом находим как среднее между расходом у Сарапула на предполагаемый день появления льда у Сарапула 19 октября и расходом у Перми, взятым на 5 суток раньше,

$$\frac{1200 + 990}{2} = 1095 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Принимая площадь зеркала реки равной $3067 \times 10^5 \text{ м}^2$, находим

$$h = \frac{\bar{Q}\tau}{Q} = \frac{1095 \times 5 \times 86400}{3067 \times 10^5} \approx 1,5 \text{ м.}$$

Для определения средней температуры воздуха за период охлаждения (15—19/X) выбираем средние суточные ее значе-

ния из таблицы: Пермь 15/X — 2°, Оханск 16/X — 1,6°, Оса 17/X + 0,7° и 18/X — 4,3°, Сарапул 19/X — 4,1°. Осредняя, получим $\bar{\Theta} = -2,3^\circ$. Средняя скорость ветра в данном районе равняется 5 м/сек.

Значения параметров d и k находим по таблицам путем интерполяции в зависимости от широты, даты, скорости ветра и температуры воздуха: $d = 47$ кал/см² сутки, $k = 43$ кал/см² сутки град.

Таблица 40

Значения удельного теплообмена d кал/см² сутки

Широта, град.	Октябрь						Ноябрь					
	5	10	15	20	25	31	5	10	15	20	25	30
56	80	68	56	46	37	27	20	12	6	1	-4	-8
57	76	64	52	42	33	23	16	8	1	-4	-8	-11
58	71	59	48	38	29	19	12	4	-3	-8	-12	-14
59	67	55	44	34	25	15	8	0	-7	-12	-15	-18

Таблица 41

Значения коэффициента теплообмена k кал/см² сутки град

Температура воздуха, град.	Скорость ветра, м ³ /сек										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
-20	15	19	23	28	32	36	40	44	48	52	56
-15	16	20	25	29	33	37	41	46	50	54	58
-10	17	21	26	30	35	39	44	48	53	57	62
-5	18	22	27	32	37	42	47	52	56	61	66
0	18	23	28	33	39	44	50	55	61	66	71
5	19	24	29	34	40	45	51	56	62	67	72
10	20	25	30	35	41	46	52	57	63	68	73

Удельный русловой теплоприход q принимаем равным 70 кал/см² сутки.

Расчет величины коэффициента теплоотдачи производим по формуле (10.5)

$$\alpha = (1745v + 106w)_{cp} \text{ кал/см}^2 \text{ сутки град.}$$

Входящую в формулу среднюю скорость течения v определяем путем деления длины участка реки на время добегания

$$v = \frac{420 \times 1000}{5,0 \times 86400} = 0,97 \text{ м/сек.}$$

При этой величине v и средней скорости ветра $w = 5,0$ м/сек получаем $\alpha = 2220$ кал/см² сутки град.

Значение α_n также вычисляем по формуле (10.5). Принимая скорость течения в соответствии с расходом воды у Сарапула 19/X равной $v=0,42$ м/сек и скорость ветра $w=5,0$ м/сек, получаем $\alpha_n=1260$ кал/см² сутки град.

Величину $B_n=-198$ кал/см² сутки определяем как сумму притока и потерь тепла, вычисленных по формулам (10.18), (10.19) и (10.20) при температуре воздуха $\Theta=-4,1^\circ$, скорости ветра $w=5$ м/сек и облачности $N=9$ баллов.

Имея, таким образом, все необходимые данные: $h=1,5$ м, $\vartheta_0=2,4^\circ$, $\bar{\Theta}=-2,3^\circ$, $d=47$ кал/см² сутки, $k=43$ кал/см² сутки град, $q=70$ кал/см² сутки, $\alpha=2220$ кал/см² сутки град, $\alpha_n=1260$ кал/см² сутки град, $B_n=-198$ кал/см² сутки, $t=1$ суткам, вычисляем значения:

$$a_0 = \frac{tak}{(a+k)h_{cp}} = \frac{1 \times 2220 \times 43}{(2220 + 43) 150 \times 1} = 0,281,$$

$$na_0 = 5 \times 0,281 = 1,40, \quad e^{-na_0} = e^{-1,40} = 0,247.$$

Подставив полученные величины в неравенство (10.8), будем иметь в левой части

$$2,4 \times 0,247 + \left[-2,3 + \frac{47}{43} + \frac{(2220 + 43) 70}{2220 \times 43} \right] (1 - 0,247) = 0,9^\circ,$$

а в правой части

$$-\frac{198}{1260} \approx 0,2^\circ.$$

Как видим, условие начала ледообразования не выполняется и появление льда у Сарапула 19/X не будет.

Произведем расчет для 20/X.

По измерению в 20 час. 15/X у Перми $\vartheta_0=1,9^\circ$. Среднюю температуру воздуха на пути пробега за 16—20/X получаем равной $-3,9^\circ$. Из табл. 39—41 находим средние для расчетного периода значения $d=47$ кал/см² сутки и $k=42$ кал/см² сутки град. При этом $\alpha=2220$ кал/см² сутки град, $\alpha_n=1260$ кал/см² сутки град, средняя глубина $h=149$ см. Пользуясь этими величинами, находим

$$a_0 = \frac{tak}{(a+k)h_{cp}} = \frac{1 \times 2220 \times 42}{(2220 + 42) 149 \times 1} = 0,277,$$

$$na_0 = 5 \times 0,277 = 1,38, \quad e^{-na_0} = e^{-1,38} = 0,252.$$

Теперь в левой части неравенства (10.8) будем иметь

$$1,9 \times 0,252 + \left[-3,9 \frac{47}{42} + \frac{(2220 + 42) 70}{2220 \times 42} \right] (1 - 0,252) \approx -0,3^\circ.$$

При температуре воздуха 20/X у Сарапула, равной $-8,5^\circ$, скорости ветра $\omega=5$ м/сек и общей облачности $N=9$ баллов, находим: $Q_{\text{п}}=-108$ кал/см² сутки, $Q_{\text{т}}=-167$ кал/см² сутки, $R=-90$ кал/см² сутки. Откуда $B_n=-108-167-90=-365$ кал/см² сутки.

При этом значении B_n в правой части неравенства (10.8) будем иметь

$$-\frac{B_n}{\alpha_n} = -\frac{-365}{1260} \approx 0,3^\circ.$$

Как видим, правая часть неравенства оказывается больше левой. Следовательно, условие (10.8) удовлетворяется, и 20/X должно начаться ледообразование. В действительности плавучий лед на р. Каме у г. Сарапула в 1946 г. появился именно 20/X.

Как уже говорилось, для выпуска краткосрочного прогноза описанным способом необходимо знать ожидаемые значения средней суточной температуры воздуха на несколько дней вперед.

Эмпирические приемы прогнозов появления льда. Использование эмпирических приемов при разработке методики краткосрочных прогнозов возможно при наличии данных наблюдений за температурой воды, ледовыми явлениями и температурой воздуха за достаточно длительный период. Наличие таких данных позволяет установить зависимость между начальным теплозапасом и необходимой для появления льда потерей тепла или косвенной ее характеристикой. В качестве такой косвенной характеристики обычно используется сумма градусов отрицательной средней суточной температуры воздуха, которую для краткости будем называть суммой градусо-дней.

Основными факторами, определяющими начальный теплозапас в реке, являются начальная температура воды и глубина реки. На рис. 10.2 представлена зависимость необходимой для появления льда суммы градусо-дней от начальной температуры воды и глубины реки

$$\Sigma\Theta = f(\vartheta_0, h).$$

Под начальной температурой при этом понимается температура воды накануне перехода температуры воздуха к отрицательным значениям.

Такого рода зависимость дает возможность составлять краткосрочный прогноз времени появления льда на данном участке реки при наличии прогноза средней суточной температуры воздуха на несколько дней вперед. Прогноз составляется в следующем порядке. Имея температуру воды и глубину реки накануне наступления морозов, по графику находят необходимую для появления льда сумму градусо-дней, а зная эту сумму и ожидаемый ход температуры воздуха, легко определить дату, к которой

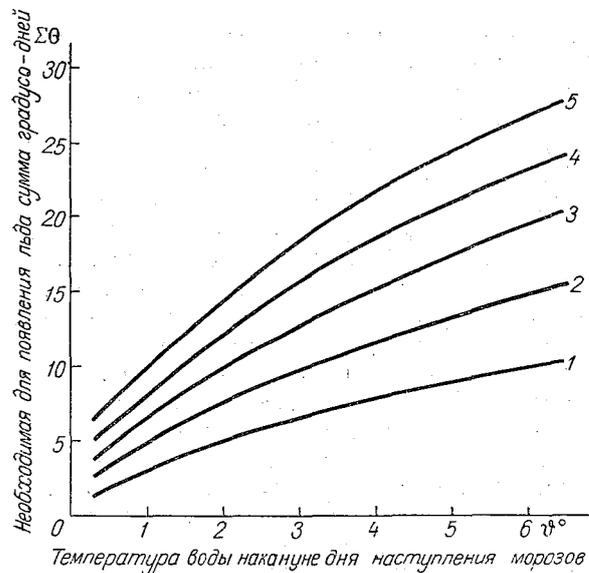


Рис. 10.2. Зависимость необходимой для появления льда суммы градусо-дней от температуры воды и глубины реки; р. Кама.
Цифры у кривых — глубина в метрах.

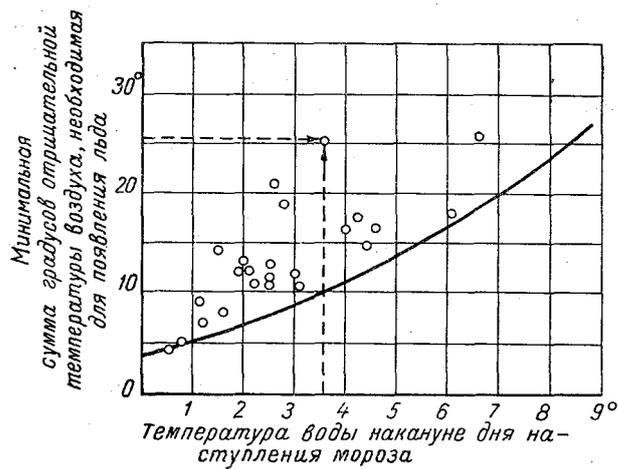


Рис. 10.3. График для определения минимальной необходимой для появления льда суммы градусо-дней в зависимости от начальной температуры воды.

она накопится. Следующий за этим день и принимается за дату появления льда.

Более простой способ прогноза основывается на использовании зависимости минимальной необходимой для появления льда суммы градусо-дней от начальной температуры воды (рис. 10.3). Построение подобных графиков выполняется в следующем порядке. По данным о температуре воздуха за каждый год устанавливается дата ее перехода через 0° . Затем из материалов наблюдений за температурой воды выбирается та температура (θ_0), которая была в каждом году накануне дня наступления морозов, а по данным наблюдений водомерного поста определяются даты появления сала или шуги. Суммируя средние суточные значения температуры воздуха с момента перехода ее через 0° до дня появления льда включительно, находят ежегодные значения $\Sigma\theta$, при которых появлялся лед. Нанеся на график соответствующие значения θ_0 и $\Sigma\theta$, проводят ограничивающую кривую, которая и служит для определения минимальной необходимой суммы градусо-дней (рис. 10.3). Проведение ограничивающей кривой необходимо потому, что, суммируя градусо-дни по день появления льда включительно, мы, как правило, получаем ее несколько больше той, которая действительно необходима для появления плавучего льда.

Аналогичная методика применяется и для прогнозов появления льда на отдельных участках озер и водохранилищ.

Прогнозы наступления ледостава на реках, озерах и водохранилищах. За начало ледостава на участке реки принимают обычно образование первых перемычек неподвижного льда. Эти перемычки, как говорилось выше, образуются прежде всего в местах уменьшения скорости течения, у островов, на поворотах реки. Остановившиеся льдины смерзаются между собой и с подплывающими льдинами, и ледостав распространяется вверх по течению.

Для образования первых ледяных перемычек необходимы по крайней мере два условия: 1) интенсивное охлаждение воды, вызывающее усиление ледохода до сплошного; 2) температура воздуха не должна быть выше некоторого критического значения, при котором обеспечивается быстрое смерзание льдин и поддерживается достаточно интенсивное ледообразование. Продолжительность осеннего ледохода на больших реках зависит, таким образом, от интенсивности охлаждения воды, размеров реки и скорости течения. Отсюда следует, что и общая потеря тепла водой и критическая температура воздуха, которые необходимы для начала ледостава на данном участке, должны зависеть от уровня воды.

В качестве косвенной характеристики потерь тепла в практических расчетах принимается сумма градусо-дней, начиная с момента появления плавучего льда.

Таким образом, при наличии материалов многолетних наблюдений, разработка методики прогноза наступления ледостава заключается в установлении для каждого участка реки зависимостей минимальной суммы градусо-дней и критической температуры воздуха от уровня воды

$$(\Sigma\theta)_{\text{мин}} = f(H)$$

и

$$\theta_{\text{кр}} = f(H).$$

В качестве аргумента при установлении указанных выше зависимостей используется предледоставный уровень воды в реке или уровень в день появления плавучего льда. Предледоставный уровень предпочтительнее использовать в тех случаях, когда уровень воды в реке за время ледохода меняется значительно. При малых изменениях уровня практически удобнее использовать уровень в день появления льда.

Построение графиков $(\Sigma\theta)_{\text{мин}} = f(H)$ выполняется аналогично построению графиков для появления льда (рис. 10.3). Большую помощь при построении такого рода зависимостей оказывают материалы авиаразведок льда, которые дают возможность более точно фиксировать дату образования ледяных перемычек на участках между постами.

Построение зависимости $\theta_{\text{кр}} = f(H)$ выполняется следующим путем. Пользуясь графиком $(\Sigma\theta)_{\text{мин}} = f(H)$, для каждого года определяют значение минимальной необходимой суммы градусо-дней, а по таблице средних суточных температур воздуха находят дату ее накопления. После этого для каждого года за каждый день периода, начиная с даты накопления расчетной суммы градусо-дней до фактической даты ледостава включительно, выписываются значения средней суточной температуры воздуха. Полученные значения температуры за эти дни связываются с предледоставным уровнем или уровнем в день появления льда. При этом все точки, относящиеся к дням, когда ледостава не было, наносятся на график одним условным знаком, а все точки, отвечающие дню ледостава, — другим условным знаком. В соответствии с расположением последних точек проводится огибающая кривая (рис. 10.4). Эта кривая и служит для определения критической температуры воздуха для данного участка реки.

Аналогичная методика применяется и для прогнозов ледостава на отдельных участках озер и водохранилищ. Разница состоит лишь в том, что в качестве аргумента для определения минимальной необходимой для ледостава суммы градусо-дней используется начальная температура воды, а критическая температура воздуха определяется в зависимости от скорости ветра (рис. 10.5).

Составление прогнозов времени наступления ледостава выполняется в следующем порядке:

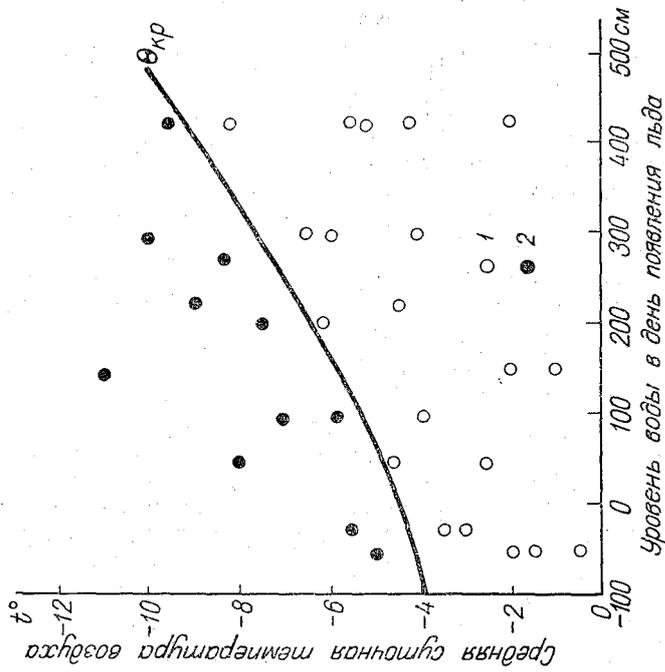


Рис. 10.4. График для определения критической температуры воздуха в зависимости от уровня воды в реке.
 1 — температура воздуха выше критической (ледостав не наступал); 2 — температура воздуха ниже критической (ледостав наступал).

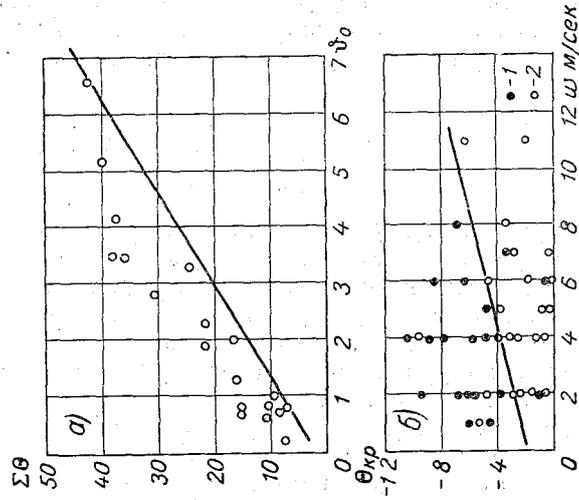


Рис. 10.5. График для определения минимальной суммы градусо-дней (α) и критической температуры воздуха (θ), необходимых для образования ледостава. Рыбинское водохранилище, район Весёгонска.
 1 — температура воздуха выше критической (ледостав не наступал); 2 — температура воздуха ниже критической (ледостав наступал).

1) по уровню воды или начальной температуре воды определяются минимальная сумма градусо-дней, которая необходима для образования ледостава, и критическая температура воздуха (для водохранилищ последняя определяется в зависимости от скорости ветра);

2) пользуясь прогнозом средней суточной температуры воздуха и скорости ветра на несколько дней вперед, определяют дату накопления $\sum\Theta$ и дату наступления критической температуры;

3) за дату ледостава на участке принимается следующий день после наступления критической температуры.

При отсутствии данных, необходимых для построения рассмотренных выше зависимостей, Л. Г. Шуляковский рекомендует использовать для равнинных рек следующие формулы:

$$\sum\Theta = -10,3v^{1,22}b^{0,39} \quad (10.22)$$

и

$$\Theta_{кр} = -0,65vb^{0,5}, \quad (10.23)$$

где $\sum\Theta$ — сумма градусо-дней, начиная со дня появления плавающего льда; v — средняя скорость течения в сечении с наименьшим ее значением на участке в *м/сек*; b — ширина реки в этом же сечении в *м*. Эти же формулы рекомендуется использовать и для водохранилищ при скоростях течения более 0,05 *м/сек*.

§ 3. Нарастание ледяного покрова и прогнозы толщины льда на реках

После образования ледостава в течение зимы происходит постепенное увеличение толщины льда. В зависимости от суровости климата лед на реках к весне бывает различной толщины.

Нарастание льда на реках, озерах и водохранилищах происходит благодаря отдаче тепла водой. Эта отдача совершается через ледяной покров и снег на льду, поэтому ее интенсивность зависит при прочих равных условиях от толщины льда и снега на льду. В начальный период, когда толщина льда невелика и количество снега на нем мало, нарастание ее происходит более интенсивно. По мере увеличения толщины льда и накопления снега интенсивность приращения льда постепенно уменьшается (рис. 10.6).

Различают два вида льда на реках, озерах и водохранилищах: кристаллический лед, образующийся от замерзания воды, и так называемый снежный лед, который образуется при замерзании на поверхности ледяного покрова насыщенного водой снега. Вода в снеге появляется во время оттепелей, выпадения дождя, а главным образом из-за ее выхода на лед под действием

нагрузки от снежного покрова. Снежный лед отличается по своей структуре от кристаллического льда.

Известен ряд формул для расчета толщины льда. Наиболее простой приближенной формулой, выражающей зависимость толщины льда от температуры его поверхности и высоты снега на нем, является формула В. В. Пиотровича

$$h = \sqrt{\left(h_{\text{нач}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} l\right)^2 + 86400 \frac{2\lambda_{\text{л}}}{\rho_{\text{л}} L} \sum \theta_{\text{пов}}} - \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} l \text{ см}, \quad (10.24)$$

где $h_{\text{нач}}$ — начальная толщина льда; l — высота снега на льду; $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{с}}$ — соответственно теплопроводность льда и снега; L —

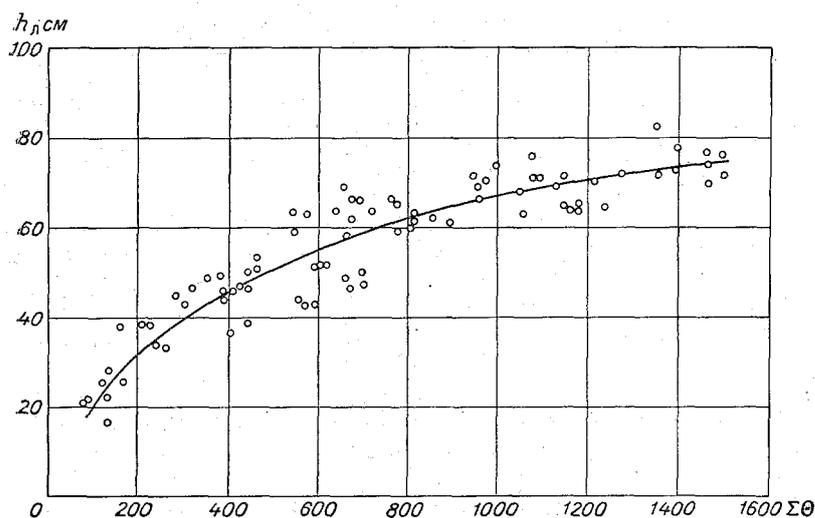


Рис. 10.6. Связь толщины ледяного покрова на водохранилищах с суммой градусо-дней отрицательной температуры воздуха от начала ледостава. Рыбинское, Цимлянское, Куйбышевское и Новосибирское водохранилища.

скрытая теплота ледообразования; $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда; $\sum \theta_{\text{пов}}$ — сумма градусов средней суточной температуры поверхности льда или снега на льду за период от дня, на который берется начальная толщина льда, до того дня, на который рассчитывается толщина льда.

Теплопроводность льда принимается равной 0,0053 кал/см сек/град. Теплопроводность снега пропорциональна квадрату его плотности [см. формулу (7.3)]. Формула (10.24) пригодна для расчетов при отсутствии снежного льда и скоплений шуги под ледяным покровом. При расчетах по этой формуле необходимо знать температуру поверхности снега или рассчитывать ее в зависимости от скорости ветра и облачности.

Практически для прогнозов толщины льда используются более простые формулы

$$\Delta h = 6,2 \frac{\sum \theta_{\text{пов}}}{h_3} \text{ см}, \quad (10.25)$$

или

$$\Delta h = 0,65 (\sum \Theta) h_3^{-0,54} \text{ см}. \quad (10.26)$$

В этих формулах Δh — приращение толщины льда за период расчета; $\sum \Theta$ — сумма градусо-дней отрицательной температуры воздуха; h_3 — толщина льда, эквивалентная по теплопроводности ледяному и снежному покрову, вычисляется по формуле

$$h_3 = h + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} l, \quad (10.27)$$

где все обозначения прежние.

Заблаговременность прогнозов толщины льда зависит от заблаговременности прогноза температуры воздуха. Следует заметить, что расчет по формулам дает лишь одно значение толщины льда для места ее измерения. Действительная толщина льда на плесах и перекатах существенно различается.

§ 4. Краткосрочные прогнозы вскрытия рек, озер и водохранилищ

Процесс разрушения ледяного покрова на реках и его фазы. Вскрытие рек происходит под воздействием двух факторов — теплового и механического. Под действием тепла происходит таяние и ослабление прочности ледяного покрова. Под действием механических сил потока происходит взлом, нарушение целостности ледяного покрова и его транспортирование вниз по течению. В зависимости от особенностей режима рек относительная роль этих факторов во вскрытии может быть различной.

Наиболее спокойно процесс разрушения ледяного покрова протекает на тех реках, на которых половодье наблюдается после вскрытия, например в низовьях больших рек, текущих с севера на юг (Волги, Дона, Днепра и др.). Главным фактором в этом случае является тепловой. Количество тепла, необходимое для разрушения сплошного ледяного покрова, зависит при этом от толщины самого ледяного покрова.

Иной характер вскрытия наблюдается на всех других реках, особенно на реках, текущих с юга на север. Важную роль во вскрытии этих рек играет механический фактор, а именно волна половодья. Смещаясь вниз по течению, эта волна поднимает и взламывает лед, когда он обладает большой прочностью. Сохранение ледяного покрова на ниже расположенном участке реки и

громадное количество прочного ледового материала приводят к образованию мощных заторов. Аналогичный, по существу, характер вскрытия наблюдается также на многих небольших реках. В связи с быстрым подъемом уровня воды, вызванного половодьем, взлом ледяного покрова происходит в момент, когда он еще обладает большой прочностью.

Как ни велика, однако, роль механического фактора в разрушении ледяного покрова, главным фактором все же остается тепловой, так как он в конечном счете определяет формирование волны половодья и колебание сроков вскрытия от года к году.

Третьим фактором, влияющим на процесс вскрытия рек, является толщина самого льда. Именно она определяет то количество тепла, которое затрачивается на частичное его стаивание и ослабление прочности. Чем толще лед, тем больше при прочих равных условиях необходимо тепла для того, чтобы произошло вскрытие.

Характерными фазами разрушения ледяного покрова на реках являются образование закраин, подвижки льда, его взлом на большом протяжении и последующий ледоход, который завершается полным исчезновением льда.

Особенности вскрытия и очищения ото льда озер и водохранилищ. Вскрытие и очищение ото льда озер и водохранилищ происходит под воздействием главным образом притока тепла, хотя и в этом случае механическое воздействие ветра и подъема уровня воды играет заметную роль в ускорении процесса очищения ото льда. Относительно малая роль механического фактора во вскрытии озер и водохранилищ приводит к тому, что исчезновение льда на них происходит намного позже, чем на соседних реках.

Характерными фазами разрушения ледяного покрова на озерах и водохранилищах являются его взлом, образование разводий и ветровой дрейф льда. В связи с интенсивным наполнением водохранилищ весной существенную роль в начальной стадии разрушения льда приобретает образование закраин. Ветровые волны, которые образуются на чистой воде, ускоряют разлом ледяного покрова.

Основы методики прогнозов вскрытия рек. В связи с большой сложностью процессов вскрытия рек основы методики прогнозов этого явления разработаны пока еще недостаточно. Многие важные стороны этого процесса не могут быть практически учтены из-за недостатка исходных данных. В силу этих причин применяемые в настоящее время приемы краткосрочных прогнозов вскрытия рек носят приближенный характер.

Из рассмотрения основных факторов вскрытия рек следует, что его сроки в каждом году зависят главным образом от времени перехода температуры воздуха через 0° . Именно срок этого перехода определяет в конечном счете, будет ли вскрытие ран-

ним или поздним. Важную роль при этом играет интенсивность самого потепления. Что касается таких факторов, как толщина ледяного покрова и запас воды в снеге, то их влияние на изменение сроков вскрытия может сказываться в пределах нескольких дней. В этом легко убедиться, проанализировав связь сроков перехода температуры воздуха через 0° со сроками вскрытия реки на каком-либо ее участке с учетом интенсивности потепления и других факторов. Использование графиков связи сроков перехода температуры воздуха через 0° , интенсивности потепления и сроков вскрытия является простейшим и наиболее давним практическим приемом прогнозов.

Расчет стаивания льда методом теплового баланса в принципе не отличается от расчета снеготаяния. Разница заключается лишь в значении некоторых параметров. Так, например, альbedo льда меньше, чем альbedo снега, и составляет около 20—25%. Однако недостаток исходных данных для прямого расчета притока тепла с учетом всех составляющих теплообмена вынуждает пользоваться косвенными его характеристиками или прибегать к упрощенным, более грубым приемам расчета.

В качестве простейшей косвенной характеристики притока тепла принимается сумма градусо-дней положительной температуры воздуха. Для определения этой характеристики берутся как средние суточные, так и средние дневные или срочные (за 13 час.) значения температуры. Последние предпочтительнее использовать в таких районах, где весной существенное стаивание снега и льда происходит главным образом днем при близкой к нулю и даже слабоотрицательной средней суточной температуре воздуха.

Довольно широкое распространение в практике прогнозов вскрытия рек получил упрощенный способ оценки притока тепла, основанный на использовании формул, применяемых при расчете снеготаяния. Упрощение состоит в том, что расчет ведется только для дневной части суток. При этом облачность и скорость ветра берутся постоянными, равными средним многолетним значениям, абсолютная влажность воздуха определяется в зависимости от его температуры, а альbedo снега принимается равным 0,5. Разумеется, что все эти упрощения снижают точность оценки притока тепла и делают ее в известной мере условной.

В качестве косвенной характеристики толщины льда используется обычно сумма градусо-дней отрицательной температуры воздуха за период ледостава. К такому показателю приходится прибегать ввиду ограниченности непосредственных измерений толщины льда или недостаточной их репрезентативности.

Простейшие приемы краткосрочных прогнозов вскрытия основываются на использовании эмпирических зависимостей вида

$$\Sigma q = f(\Sigma \theta), \quad (10.28)$$

$$\Sigma q = f(h_{\text{л}}, \Delta H), \quad (10.29)$$

$$\Sigma q = f(\Sigma \Theta, H_{\text{з}}), \quad (10.30)$$

где Σq — приток тепла, необходимый для вскрытия реки на заданном участке; $\Sigma \Theta$ — сумма градусо-дней отрицательной температуры за период ледостава; $h_{\text{л}}$ — толщина льда; ΔH — подъем уровня над зимним; $H_{\text{з}}$ — максимальный зимний уровень.

Зависимость вида (10.28) не требует особых пояснений. Укажем только, что Σq рассчитывается описанным выше упрощенным способом за период от перехода температуры воздуха через 0° до дня вскрытия включительно, а также исключая этот день. При построении графика используется среднее значение из двух сумм. Зависимости подобного вида применяются для прогнозов вскрытия малых рек.

В зависимостях вида (10.29) в качестве одного из аргументов используется максимальная толщина льда или сумма градусо-дней отрицательной температуры воздуха за период ледостава. Вторым аргументом является средний подъем уровня воды, при котором происходит вскрытие реки на заданном участке. Этот подъем устанавливается по наблюдениям на выше лежащем посту. Приток тепла Σq подсчитывается, начиная с момента подъема уровня на заданную высоту в двух вариантах: включая и исключая день вскрытия. Для построения графика используется среднее значение двух сумм или наносятся разными знаками оба значения. Пример такой зависимости для р. Оки показан на рис. 10.7. Подъем уровня принят в этом случае равным 4,5 м над зимним по водомерному посту Рязань.

Прогноз вскрытия составляется в следующем порядке. Зная толщину льда, с графика связи снимается значение необходимого для вскрытия притока тепла Σq . Далее, зная дату подъема уровня у Рязани на 4,5 м и имея прогноз температуры воздуха, определяем дату, к которой накопится необходимая для вскрытия сумма тепла. Эта дата и принимается за ожидаемую дату вскрытия реки у Половского.

Пример зависимости вида (10.30) приведен на рис. 10.8. В этом случае приток тепла, необходимый для вскрытия, подсчитывается, начиная с даты перехода температуры воздуха через 0° , исключая три последних дня перед вскрытием.

Заблаговременность краткосрочных прогнозов вскрытия рек в принципе зависит от длительности периода, на который может быть дан прогноз температуры воздуха. Практически эта заблаговременность составляет 4—5 дней.

Заторы льда и условия их образования. Возникновение заторов льда при вскрытии рек — явление широко распространенное. Особенно часты они на реках, вскрытие которых происходит главным образом под воздействием механического фактора, и в частности, на реках, текущих с юга на север. На многих реках

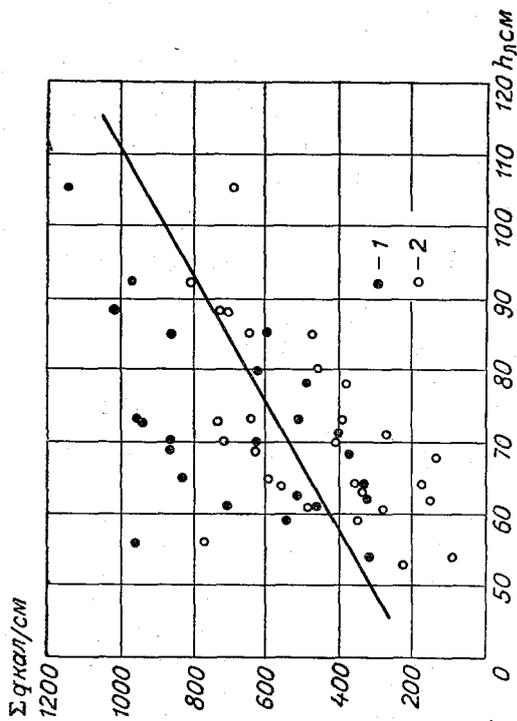


Рис. 10.7. График для определения количества тепла, необходимого для вскрытия р. Оки у Половского (начиная с момента подъема уровня воды у г. Рязани на 4,5 м) в зависимости от толщины льда в г. Рязани; Σq вычислена включая (1) и исключая (2) день вскрытия.

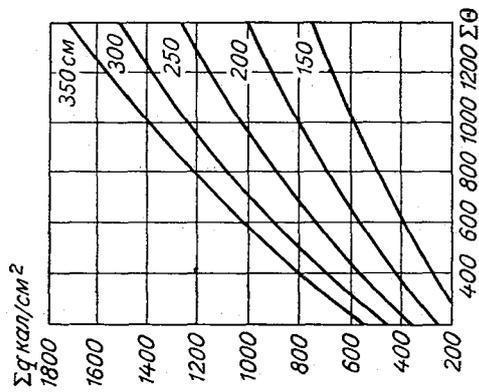


Рис. 10.8. График для определения количества тепла, необходимого для вскрытия р. Западной Двины у г. Суража в зависимости от суммы градусо-дней за период ледостава ($\Sigma\theta$) и максимального зимнего уровня в см.

заторы льда образуются ежегодно. Однако не всегда они в равной мере опасны.

Изучение материалов наблюдений за заторами льда на различных реках позволило установить ряд условий, способствующих возникновению заторов, и наиболее характерные места их образования. Все эти условия можно разделить на две категории: местные и гидрометеорологические. К числу местных условий относятся морфометрические особенности русла реки, включая уклон и плановое очертание реки. К гидрометеорологическим факторам относятся толщина льда, интенсивность развития половодья, предшествующие условия образования ледостава.

Местами образования заторов льда чаще всего являются крутые излучины рек, мелкие перекаты, участки русла около островов и участки резкого уменьшения продольного уклона потока. Последнее условие особенно ярко проявляется в зонах выклинивания подпора водохранилищ и на устьевых участках впадающих в море рек. Существенную роль в образовании заторов играют искусственные стеснения на реках, например, мосты и оградительные дамбы.

Размеры заторов и вызываемый ими подпор уровня воды зависят от ряда гидрометеорологических факторов. Главными из них являются: а) наличие ледостава ниже вскрывшегося участка реки, б) большая толщина и прочность льда, в) интенсивный подъем уровня воды, обеспечивающий одновременное вскрытие большого участка реки, г) состояние погоды при образовании затора. Похолодание до отрицательных значений температуры воздуха содействует усилению заторов.

Разрушение заторов происходит под действием влекущей силы потока воды, когда эта сила превысит силы сопротивления, удерживающие нагромождение льда. Поэтому, чем больше нагромождение льда, тем больше требуется подъем уровня воды для того, чтобы сдвинуть образовавшийся затор. Наиболее устойчивыми являются заторы в зонах выклинивания подпора водохранилищ, особенно, если глубины на таком участке относительно невелики и нагромождение льда достигает дна. Устойчивости таких заторов содействует наличие ледостава на водохранилище.

Прогнозы образования заторов льда и подъема уровня воды представляют собой чрезвычайно сложную задачу, которая пока еще в достаточной мере не решена.

Основными мерами борьбы с заторами являются ледокольные и взрывные работы. Ледокольные работы в устьевых участках позволяют заблаговременно освободить ото льда рукава и протоки дельты и тем уменьшить опасность образования мощных заторов. Что касается взрывных работ, то их главная задача состоит в разрушении заторов. Эффект взрывных работ зависит от правильного их проведения. Мало эффективны взрывные ра-

боты при образовании мощных заторов в зонах выклинивания подпора водохранилищ, особенно, если затор льда достигает дна. Более эффективной мерой в этом случае является подъем уровня воды в водохранилище. При ликвидации заторов в руслах необходимо прежде всего разрушить ледостав ниже образовавшегося затора и далее подрывать головную часть затора. Заметим, что в некоторых случаях преждевременное разрушение одного затора может содействовать образованию более мощного затора на ниже лежащем участке реки. Поэтому проведению работ по ликвидации заторов должно предшествовать тщательное обследование ледовой обстановки. Большую помощь в этом оказывают ледовые авиаразведки.

Прогнозы очищения ото льда озер и водохранилищ. Прогнозы очищения ото льда вновь созданных водохранилищ, по которым не накоплен достаточно длинный ряд наблюдений, возможны только на основе прямого расчета таяния льда. Для этого используются приводившиеся ранее формулы и прогноз погоды на несколько дней вперед. Однако возможности таких прогнозов весьма ограничены по причинам невысокой точности расчетов и малой их заблаговременности.

Более широкое применение в практике прогнозов имеют эмпирические зависимости между датой накопления определенного количества тепла и датой освобождения ото льда открытых районов озер и водохранилищ. Необходимое количество тепла определяется в зависимости от толщины льда

$$\Sigma q = \rho h L = 72,8h \text{ кал/см}^2, \quad (10.31)$$

где ρ и h — соответственно плотность ($0,9168 \text{ г/см}^3$) и толщина льда в см ; L — скрытая теплота ледообразования, равная $79,4 \text{ кал/г}$.

Опыт показывает, что, хотя расчеты притока тепла по формулам теплообмена не отличаются высокой точностью, связь между датами накопления необходимой суммы тепла с датами очищения во многих случаях оказывается достаточно тесной. При этом обнаруживается, что фактическое очищение ото льда происходит, как правило, на несколько дней позже даты накопления необходимой по расчету суммы тепла. Такое систематическое расхождение в датах обусловлено тем, что при определении необходимого притока тепла не учитывается его затрата на стаивание снега.

В целях увеличения заблаговременности прогноза необходимая сумма тепла определяется не по максимальной, а несколько меньшей толщине льда

$$\Sigma q = 72,8 (h - 10) \text{ кал/см}^2. \quad (10.32)$$

Пример зависимости между датами накопления этой суммы тепла и датами очищения, установленной по данным наблюдений

на Рыбинском, Горьковском, Куйбышевском, Волгоградском и Цимлянском водохранилищах, показан на рис. 10.9. Заблаговременность прогнозов очищения по этой зависимости равна 6 дням. Использование прогноза погоды на несколько дней вперед позволяет увеличить заблаговременность прогноза очищения.

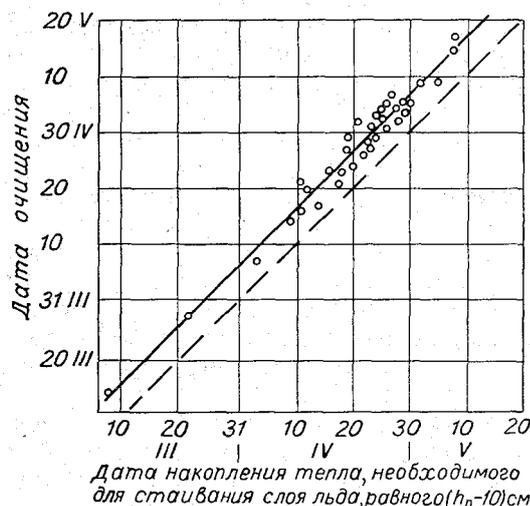


Рис. 10.9. Зависимость между датой очищения ото льда открытых районов водохранилищ и датой накопления тепла, необходимого для стаивания слоя льда, равного $(h_n - 10)$ см. Рыбинское, Цимлянское, Горьковское, Куйбышевское и Волгоградское водохранилища.

§ 5. Долгосрочные ледовые прогнозы

Общие понятия. Сроки замерзания и вскрытия рек непосредственно связаны с климатическими условиями. В пределах нашей страны средние сроки этих явлений различаются на 2—2,5 месяца. Раньше всего (начало октября) появляется лед на реках крайнего северо-востока. Самое позднее замерзание (в декабре) наблюдается на реках крайнего юга и юго-запада Европейской территории СССР (ЕТС). Вскрытие рек развивается в обратном порядке. Раньше всего (март) оно начинается на юге и юго-западе ЕТС. На крайнем же северо-востоке страны оно происходит в конце мая — начале июня.

Как уже отмечалось, решающими в отношении отклонений сроков замерзания и вскрытия рек от климатической нормы являются метеорологические условия осени и весны. Эти условия, как известно, во многих районах весьма изменчивы от года

к году. В соответствии с их изменчивостью сильно меняются и сроки ледовых явлений. Об изменчивости этих сроков можно судить по многолетней их амплитуде. Так, для центральных районов ЕТС разница между крайними сроками замерзания и вскрытия рек за многолетний период составляет соответственно 65 и 60 дней. Еще больше амплитуда этих сроков на реках юго-западных и западных районов (до 70—75 дней). Наименьшие амплитуды (20—30 дней) наблюдаются на реках Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Атмосферные процессы и условия погоды, определяющие появление льда на реках, их замерзание и вскрытие, охватывают одновременно значительные территории. Соответственно ежегодные отклонения сроков наступления этих явлений от средних многолетних оказываются довольно близкими для многих рек. Общность этих отклонений на значительной территории позволяет районировать их, что в некоторой мере отличает анализ взаимосвязи сроков наступления ледовых явлений с атмосферными процессами.

Разработка методов долгосрочных ледовых прогнозов является в значительно большей мере метеорологической задачей, чем гидрологической. В связи с чем сами эти методы часто именуется метеосиноптическими. Действительно, конечной целью разработки метода долгосрочного прогноза, скажем, сроков появления льда, является отыскание таких чисто метеорологических закономерностей или признаков в циркуляции атмосферы, которые давали бы возможность с большой заблаговременностью определить отклонение этих сроков от климатической нормы. Другими словами, будет ли наступление морозов в данном году ранним, близким к норме или поздним. Аналогично для прогнозов времени вскрытия требуется найти такие закономерности и признаки, которые бы надежно указывали на сроки наступления и характер весны.

Проблема долгосрочных ледовых прогнозов является одной из наиболее трудных проблем гидрометеорологии и пока не получила вполне удовлетворительного решения. Ее разработка находится в прямой зависимости от успехов метеорологии в области долгосрочных прогнозов погоды.

В силу различий в характере атмосферной циркуляции в различных географических районах методы долгосрочных гидрологических прогнозов должны, очевидно, носить региональный характер.

Разработка методов долгосрочных ледовых прогнозов требует хорошей подготовки в специфической области синоптической метеорологии, которая предусматривается в специальных курсах. Поэтому в настоящем разделе даются лишь общие понятия об основах долгосрочных ледовых прогнозов и некоторые общие соображения в отношении подхода к разработке их методов.

Исследования в области долгосрочных ледовых прогнозов по крупным географическим районам или крупным бассейнам должны включать:

а) изучение специфики условий замерзания и вскрытия рек, выявление наиболее важных элементов гидрологического и метеорологического режима и оценку роли различных факторов;

б) анализ атмосферных процессов, влекущих вынос холодных и теплых воздушных масс в интересующий район, и выявление закономерностей в их развитии в общей системе циркуляции атмосферы;

в) выявление взаимосвязи между атмосферными процессами и ледовыми явлениями и установление закономерностей или признаков, с помощью которых можно предвидеть характер развития ледовых явлений с заблаговременностью 1—2 месяца;

г) статистический анализ повторяемости сроков замерзания и вскрытия рек и получение характеристик, необходимых для оценки эффективности метода прогноза.

Прогнозы сроков появления льда. Процесс охлаждения воды в реках в осенний период и начало ледообразования зависят от частоты и интенсивности вторжений холодного воздуха или волн холода. В различных географических районах эти волны обусловлены характерными особенностями атмосферной циркуляции и связаны с различными процессами переноса воздушных масс. В связи с этим различны и возможности количественной характеристики и заблаговременной оценки развития этих процессов. Поэтому методика долгосрочных прогнозов появления льда на реках каждого такого района имеет свои особенности.

Наилучшей методикой, очевидно, была бы такая, которая давала бы возможность с большой заблаговременностью предвидеть ход волн холода во времени и их интенсивность. Однако метеорология не располагает пока такими возможностями. Практически при разработке методики долгосрочных прогнозов приходится приближенно оценивать лишь преобладающие процессы и связанные с ними температурные условия.

Возьмем, например, северо-западный район ЕТС. Основными факторами, определяющими соотношение интенсивности поступления теплых и холодных воздушных масс, являются преобладающее направление переноса этих масс и интенсивность западных потоков. В качестве числовых характеристик двух этих факторов в данном районе Н. М. Мытарев и Т. Н. Макаревич предложили использовать широтную и меридиональную разности геопотенциалов, а в качестве общего индекса циркуляции — сумму двух этих разностей

$$C = (A_1 - A_2) + (B_1 - B_2), \quad (10.33)$$

где A_1 и A_2 — значения геопотенциалов соответственно западнее

(Клайпеда) и восточнее (Вологда) рассматриваемого района; B_1 и B_2 — значения геопотенциалов соответственно южнее (Варшава) и севернее (Мурманск). Значения геопотенциалов определяются по картам барической топографии AT_{500} , т. е. для поверхности 500 мб.

На рис. 10.10 представлена связь между индексом преобладающего переноса воздушных масс (C) в сентябре и отклонениями от нормы сроков появления льда на реках бассейна Волхова. Как видно, при больших отрицательных значениях индекса C , указывающих на интенсивный западный перенос в сентябре, ледообразование наблюдается позже нормы и наоборот. Приведенная зависимость позволяет давать долгосрочные прогнозы сроков появления льда, хотя надежность таких прогнозов, как видно на графике, не очень большая.

Аналогичные индексы циркуляции, вычисляемые как разность геопотенциалов, используются в долгосрочных прогнозах сроков появления льда и по другим районам ЕТС.

Начало ледообразования на реках Сибири и Дальнего Востока связано главным образом с формированием холодного сибирского антициклона и его гребней. На рис. 10.11 показана зависимость между датами возникновения устойчивых антициклонических образований в районе Байкала (здесь обычно располагается центр зимнего сибирского антициклона) и отклонениями от нормы сроков появления льда на Верхней Лене. Хотя зависимость не очень тесная, она ясно показывает, что раннее формирование сибирского антициклона влечет за собой и раннее начало ледообразования на реках бассейна Верхней Лены. Определение даты возникновения устойчивых антициклонических образований требует опыта синоптика и не лишено субъективизма. Поэтому в практике прогнозов используются преимущественно числовые индексы циркуляции, подобные тому, который был рассмотрен выше.

Прогнозы вскрытия рек. Применяемые в настоящее время методы долгосрочных прогнозов вскрытия рек можно разделить на две группы в зависимости от закономерностей в развитии атмосферных процессов, на которых основывается определение индексов циркуляции. Одни методы базируются на некоторой однородности атмосферных процессов в течение синоптического сезона весны, другие методы — на закономерностях развития атмосферных процессов от сезона к сезону.

Из однородности процессов, преобладающих в течение всего сезона весны, следует, что по их характеру, наблюдавшемуся в начале сезона, можно в известной мере судить о их преобладании в остальную часть сезона. Эта особенность циркуляции может быть использована в ледовых прогнозах в тех случаях, когда вскрытие рек приходится на вторую половину сезона. На рис. 10.11 представлен пример зависимости между температур-

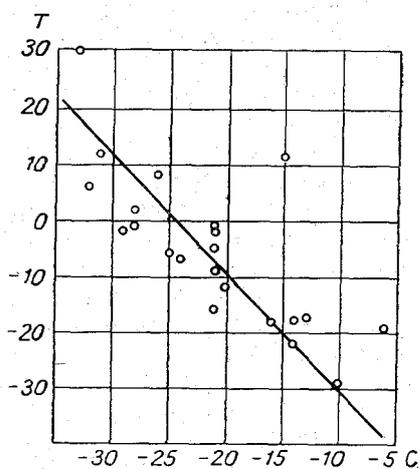


Рис. 10.10. Связь отклонения от нормы сроков появления льда на реках бассейна Волхова (T) с индексом преобладающего переноса воздушных масс в сентябре (C).

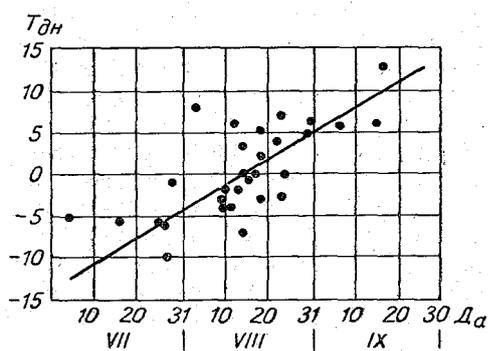


Рис. 10.11. Зависимость между датами возникновения устойчивых антициклонических образований в районе оз. Байкал и отклонениями от нормы сроков появления льда на Верхней Лене.

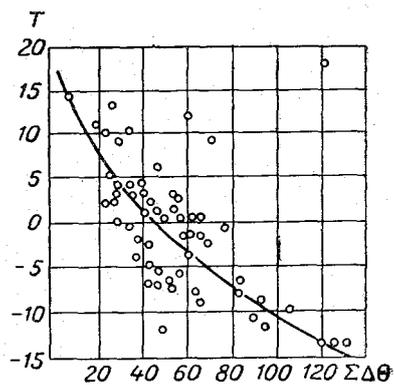


Рис. 10.12. Связь отклонения от нормы сроков вскрытия Средней Оби (T) с температурной характеристикой выноса тепла при юго-западных потоках в марте ($\Sigma\Delta\theta$).

ной характеристикой выносов тепла в марте и отклонениями от нормы сроков вскрытия Средней Оби. Температурная характеристика выносов тепла, которые в этом районе обусловлены юго-западными потоками, является индексом интенсивности последних. Эта характеристика подсчитывается как сумма превышений средней температуры воздуха по трем метеорологическим станциям (Барнаул, Тайга, Сургут) над температурой, равной -15° за дни с юго-западным переносом. Как видно на рис. 10.12, большие значения температурной характеристики юго-западных выносов указывают на раннее вскрытие, а малые — на позднее вскрытие. Вместе с тем видно, что методика прогнозов не отличается высокой точностью.

В заключение заметим, что закономерности, связанные как с однородностью процессов циркуляции в течение сезона, так и преобразованием этих процессов от зимы к весне выражены слабо. Поэтому надежность методов долгосрочных ледовых прогнозов остается пока невысокой.

ГЛАВА ОДИННАДЦАТАЯ

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ И ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ

§ 1. Виды и формы гидрологической информации

В соответствии со спецификой деятельности народнохозяйственные организации предъявляют к гидрологической информации разнообразные требования. Поэтому в работе органов службы гидрологических прогнозов не может быть единых стандартов. Обслуживание различных отраслей народного хозяйства производится с учетом их запросов и требований к гидрологической информации. Выявление этих требований и изучение специфики деятельности различных отраслей народного хозяйства являются важной задачей службы гидрологических прогнозов.

Характер и содержание гидрологической информации. Наиболее простым видом гидрологической информации является систематическая передача хозяйственным организациям интересующих их данных об уровне, расходах и температуре воды, а также о ледовых явлениях, наблюдения за которыми систематически ведутся на сети станций и постов. Более сложной является информация об ожидаемом режиме водных объектов, т. е. гидрологические прогнозы различной заблаговременности.

Данные наблюдений на реках, озерах и водохранилищах дают возможность хозяйственным организациям знать состояние интересующего их водного объекта и учитывать его в своей деятельности. Гидрологические прогнозы, как уже отмечалось ранее, необходимы для планирования хозяйственных мероприятий или принятия мер по борьбе с вредными явлениями.

В отношении порядка осуществления гидрологическая информация делится на:

а) систематическую, которая ведется по заранее составленному плану оперативной работы службы гидрологических прогнозов;

б) эпизодическую, т. е. передачу различных сведений по отдельным разовым запросам или в течение непродолжительного времени;

в) экстренную, связанную с предупреждениями о развитии опасных явлений на реках (наводнения, образование затопов, резкое уменьшение расходов воды в реке и т. д.).

Для успешного предупреждения необходимы систематизированные данные об опасных отметках уровня воды для населенных пунктов и отдельных хозяйственных объектов, а также об опасных расходах воды для конкретных объектов. Все эти данные сводятся в специальные каталоги опасных уровней и расходов на реках, которые систематически дополняются по мере получения новых данных. Работа по сбору и систематизации сведений об опасных уровнях и расходах требует связи гидрологов с народнохозяйственными организациями.

Формы и способы информации. Основные требования, которые предъявляются к гидрологической информации, заключаются в том, чтобы она была четкой, ясной и учитывала специфические потребности различных отраслей народного хозяйства. Формы гидрологической информации могут быть весьма разнообразны в зависимости от конкретных условий работы того или другого подразделения службы прогнозов, специфики района его деятельности и запросов со стороны хозяйственных организаций. При этом используются все возможные средства связи — почта, телеграф, телефон, радио.

При всем разнообразии возможных способов гидрологической информации в настоящее время уже выработались некоторые общие ее формы. Такими формами являются:

а) ежедневные гидрологические бюллетени, доставляемые почтой или нарочными, заинтересованным в них организациям;

б) специальные обзоры водного и ледового режима за определенные календарные периоды (месяц, декада);

в) специальные формы выпуска прогнозов;

г) экстренные предупреждения о возникновении угрозы народнохозяйственным объектам и населенным пунктам, передаваемые по телефону, телеграфу или радио.

Ежедневный гидрологический бюллетень является наиболее полной и общей формой информации находящихся в том же городе заинтересованных организаций. В общем случае ежедневный гидрологический бюллетень может содержать:

а) таблицу данных наблюдений на реках, озерах и водохранилищах (уровень, расходы, температуру воды, ледовые явления), а также изменение этих элементов режима за сутки;

б) карту состояния водных объектов;

в) краткий обзор водного и ледового режима рек;

г) гидрологические прогнозы.

§ 2. Специфика требований некоторых отраслей народного хозяйства к гидрологическим прогнозам и информации

Энергетика. В гидрологическом обеспечении нуждаются не только гидроэлектростанции, но и тепловые электростанции, которые используют воду для выработки пара и охлаждения конденсационных установок. Кроме того, в энергетическое хозяйство входят линии электропередач, силовые подстанции и тепловые системы, которые во многих случаях могут испытывать влияние водных объектов — подвергаться затоплению, разрушению или нарушению нормального водозабора в связи с резким уменьшением водоносности рек или забивкой решеток водоприемных устройств внутриводным льдом. Что же касается гидроэлектростанций, то режим их работы и выработка электроэнергии целиком зависят от режима реки. Поэтому планирование этой выработки требует заблаговременного знания расходов воды в реке.

По характеру использования стока все гидроэлектростанции делятся на два типа:

- а) с водохранилищами большой емкости, обеспечивающей многолетнее или сезонное регулирование стока;
- б) с водохранилищами малой емкости, обеспечивающей только кратковременное регулирование стока (недельное, суточное).

Устройство водохранилищ большой емкости позволяет накапливать в них воду во время половодья или даже в течение нескольких лет и затем использовать ее для выработки энергии в периоды межени. Примером таких электростанций являются Рыбинская на Волге, Цимлянская на Дону, Каховская на Днепре, Мингечаурская на Куре и ряд других.

Многие гидроэлектростанции на горных реках имеют очень малые водохранилища. В период больших расходов воды в реке избыток ее не используется станциями. В периоды низких расходов станции работают на естественном притоке не на полную мощность.

В соответствии с различным характером работы гидроэлектростанций различаются и их требования к информации о текущем режиме рек и гидрологическим прогнозам. Для станций с многолетним и сезонным регулированием особо важное значение имеют долгосрочные прогнозы стока за период половодья, так как от этого зависит режим их работы и выработка энергии в предполоводный период. Если, например, весенний сток ожидается большим, станция больше сбрасывает воды из водохранилища. При малом весеннем стоке сброска воды уменьшается и назначается такой, чтобы обеспечивалось последующее наполнение водохранилища до нормального подпорного горизонта.

В период межени для таких электростанций необходимы прогнозы притока воды за месяц и за квартал. В зависимости от того, сколько воды будет притекать к водохранилищу, планируется выработка энергии электростанцией.

Для станций, имеющих водохранилища малой емкости или вовсе их не имеющих, основными являются не прогнозы притока, а прогнозы расходов воды в течение сезонов, когда расходы воды в реке становятся меньше расчетного расхода гидроэлектростанции, т. е. того расхода воды, при котором обеспечивается работа всех турбин станции на полную мощность.

В периоды половодья, когда расходы воды в реке значительно превышают расчетный расход электростанции, прогнозы средних расходов воды в реке не имеют большого значения. Для станции и энергосистемы важно знать, в течение какого времени эти расходы будут больше расчетного. Иными словами, для них важен прогноз продолжительности периода, в течение которого станция может работать на полную мощность.

На многих горных реках в конце половодья и после его окончания часто наблюдаются отдельные дождевые паводки, во время которых на некоторое время расходы воды в реке могут превышать расчетный расход станции. В такие периоды для электростанций важно знать не просто средний расход воды за месяц или квартал, а полезно используемый приток воды.

Полезно используемый приток выражается также в виде среднего расхода за определенные периоды, но исчисляется он иначе, чем просто средний расход реки. При вычислении полезно используемого притока, например за месяц, производят срезку расходов за все те дни месяца, когда они превышали расчетный расход ГЭС. Иными словами, при подсчете полезно используемого притока расходы воды в реке за все дни, когда они превышали расчетный расход, принимаются равными последнему.

Водный транспорт. Гидрологическое обеспечение водного транспорта занимает большое место в работе многих подразделений службы прогнозов. Учитывая большое значение метеорологических условий для его работы (ветер и связанное с ним волнение на крупных озерах и водохранилищах, резкое похолодание и связанное с ним появление льда на реках и озерах), обеспечение его должно быть комплексным. Большая протяженность водных путей требует большого объема информации о текущем состоянии рек, озер, каналов и водохранилищ, выходящего часто за пределы одной речной системы.

Требования водного транспорта не ограничиваются только информацией об уровнях воды. Большой интерес для него представляют также и прогнозы притока воды к водохранилищам, так как от этого зависят отметки их наполнения, а также размеры попусков воды из водохранилищ. Исключительно большое значение для водного транспорта имеет информация о ледовых

явлениях на реках и прогнозы сроков появления льда осенью, о чем подробно говорилось в соответствующих разделах.

Работники службы прогнозов должны очень хорошо знать особенности работы водного транспорта в целом в бассейне и на отдельных его участках, знать условия плавания, лимитирующие глубины, опасные отметки низких уровней воды, а также и высоких уровней, при которых происходит затопление пристанских сооружений, складских помещений и т. д.

Лесосплав. Сплав леса по водным путям является наиболее простым и дешевым, а во многих случаях и единственно возможным способом транспортировки леса. Свыше 60% всей заготавливаемой в нашей стране древесины транспортируется сплавом.

Сплав леса производится тремя основными способами:

- а) россыпью,
- б) в кошелях,
- в) в плотах.

Первые два способа применяются главным образом на малых реках для доставки древесины к местам ее сплотки на судоходных реках. Плотовый сплав применяется на крупных реках.

При укладке (штабелевке) древесины по берегам малых рек необходимо заранее знать время вскрытия и высоту максимального уровня половодья и время его наступления. Кратковременность весеннего половодья и дождевых паводков на малых реках требует особой быстроты и своевременности скатки древесины в воду. Отсюда ясны и требования к гидрологическим прогнозам.

Требования к гидрологической информации и прогнозам при плотовом сплаве леса аналогичны требованиям речного транспорта. Чрезвычайно важными для лесосплавных организаций являются своевременные предупреждения о высоких дождевых паводках, которые могут вызвать подтопление уложенной древесины и ее унос.

Так же как и при обеспечении речного транспорта, эффективное обслуживание лесосплава требует знания специфики его условий в каждом районе и на каждой реке.

Искусственное орошение. Как уже отмечалось, наиболее важными для ирригации являются прогнозы средних расходов воды за вегетационный период (апрель—сентябрь), с учетом которых планируются посевные площади. Большое значение имеют также заблаговременные предупреждения об опасных высоких расходах воды во время летнего половодья, селях, а также о малой водоносности рек.

Для успешного обслуживания водохозяйственных организаций необходимо знать все оросительные системы, характеристики и места водозаборных и распределительных сооружений, опасные (высокие и низкие) расходы воды, время поливов различных

культур и потребность в воде в различные периоды года и вегетационного сезона.

§ 3. Формы выпуска, учет и оценка прогнозов

Выпуск долгосрочных прогнозов осуществляется в строго установленные для каждого географического района календарные сроки, которые определяются возможностями существующих методов прогноза. Формы выпуска прогнозов регламентированы Наставлением.

Все выпускаемые прогнозы и предупреждения записываются в специальные журналы установленных форм. Один журнал служит для записи долгосрочных прогнозов, другой — для записи краткосрочных прогнозов. В третьем журнале записываются копии предупреждений об опасных явлениях и консультации потребителей по их запросам. Эти же журналы служат и для оценки оправдываемости прогнозов. Установленные формы журналов приводятся в Наставлении по службе прогнозов.

Оценка оправдываемости прогнозов производится по величине допустимой погрешности. Оправдавшимися считаются все прогнозы, погрешность которых не превышает допустимой.

Оценка оправдываемости фиксируется в журналах для записи прогнозов. После осуществления предсказываемого явления в этот журнал записывается фактическое его значение (максимальный уровень, расход, время вскрытия и т. д.) и вычисляются абсолютная и относительная погрешности в долях σ или σ_{Δ} .

Кроме оценки каждого прогноза по величине допустимой погрешности, в конце года производится общая оценка оправдываемости всех выпущенных прогнозов. Годовая оправдываемость прогнозов выражается в процентах от общего числа выпущенных за отчетный период.

Форма таблицы для расчета линейной
(вариант, без вычисления
 $Y =$

№ п/п	Независимая переменная X	Функция Y	X^2	Y^2
Сумма	ΣX	ΣY	ΣX^2	ΣY^2
Среднее	$\bar{X} = \frac{\Sigma X}{n}$	$\bar{Y} = \frac{\Sigma Y}{n}$	$\frac{\Sigma X^2}{n}$	$\frac{\Sigma Y^2}{n}$
Квадрат сред- него	\bar{X}^2	\bar{Y}^2	—	—
Произведение среднего на число членов			$n\bar{X}^2$	$n\bar{Y}^2$
Разности			$\Sigma X^2 - n\bar{X}^2$	$\Sigma Y^2 - n\bar{Y}^2$

Форма таблицы для расчета линейной
(ва
 $Y = aX +$

№ п/п	Независимые переменные		Функция Y	X^2	Z^2	Y^2	XY
	X	Z					

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Таблица 1

корреляции двух переменных
отклонений от нормы)
 $aX+b$

XY		Расчетные формулы
		1. Постоянные уравнения регрессии $a = \frac{\Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}}{\Sigma X^2 - n\bar{X}^2},$ $b = \bar{Y} - a\bar{X}.$
		2. Средние квадратичные отклонения $\sigma_X = \sqrt{\frac{\Sigma X^2}{n} - \bar{X}^2},$ $\sigma_Y = \sqrt{\frac{\Sigma Y^2}{n} - \bar{Y}^2}.$
	ΣXY	
	—	
	—	3. Коэффициент корреляции $r = \frac{\Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}}{\sqrt{(\Sigma X^2 - n\bar{X}^2)(\Sigma Y^2 - n\bar{Y}^2)}} \text{ или } r = a \frac{\sigma_X}{\sigma_Y}.$
	$n\bar{X}\bar{Y}$	4. Средняя квадратичная ошибка $S = \sigma_Y \sqrt{1 - r^2}.$
	$\Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}$	5. Вероятная ошибка коэффициента корреляции $\Sigma_r = \pm 0,674 \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}.$

Таблица 2

корреляции трех переменных
риант)
 $bZ+c$

ZY	XZ	Расчетные формулы
		1. Постоянные уравнения регрессии $a = \frac{K_2K_4 - K_5K_6}{K_1K_2 - K_6^2},$ $b = \frac{K_1K_5 - K_4K_6}{K_1K_2 - K_6^2},$ $c = \bar{Y} - a\bar{X} - b\bar{Z}.$

№ п/п	Независимые переменные		Функция Y	X ²	Z ²	Y ²	XY
	X	Z					
Сумма	ΣX	ΣZ	ΣY	ΣX^2	ΣZ^2	ΣY^2	ΣXY
Среднее	$\bar{X} = \frac{\Sigma X}{n}$	$\bar{Z} = \frac{\Sigma Z}{n}$	$\bar{Y} = \frac{\Sigma Y}{n}$	$\frac{\Sigma X^2}{n}$	$\frac{\Sigma Z^2}{n}$	$\frac{\Sigma Y^2}{n}$	—
Квадрат среднего	\bar{X}^2	\bar{Z}^2	\bar{Y}^2	—	—	—	—
Произведение нормы на число членов				$n\bar{X}^2$	$n\bar{Z}^2$	$n\bar{Y}^2$	$n\bar{X}\bar{Y}$
Разность				$K_1 = \Sigma X^2 - n\bar{X}^2$	$K_2 = \Sigma Z^2 - n\bar{Z}^2$	$K_3 = \Sigma Y^2 - n\bar{Y}^2$	$K_4 = \Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}$

ZY	XZ	Расчетные формулы
		2. Средние квадратичные отклонения $\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum X^2}{n} - \bar{X}^2}, \quad \sigma_Z = \sqrt{\frac{\sum Z^2}{n} - \bar{Z}^2},$ $\sigma_Y = \sqrt{\frac{\sum Y^2}{n} - \bar{Y}^2}.$
$\sum ZY$	$\sum XZ$	3. Средняя квадратичная ошибка $S = \sqrt{\frac{K_3 - (aK_4 + bK_5)}{n}}.$
—	—	4. Коэффициент корреляции (общий) $R = \sqrt{\frac{aK_4 - bK_5}{K_3}}.$
—	—	5. Частные коэффициенты корреляции $r_{YX} = \frac{K_4}{\sqrt{K_1 K_3}}, \quad r_{YZ} = \frac{K_5}{\sqrt{K_2 K_3}},$ $r_{XZ} = \frac{K_6}{\sqrt{K_1 K_2}}.$
$n\bar{Z}\bar{Y}$	$n\bar{X}\bar{Z}$	6. Вероятная ошибка коэффициента корреляции $R = \pm 0,674 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}}.$
$K_5 =$ $= \sum ZY - n\bar{Z}\bar{Y}$	$K_6 =$ $= \sum XZ - n\bar{X}\bar{Z}$	

ПРИЛОЖЕНИЕ II

Таблица 1

Таблица значений $(t_B - t_P) + 1,75(e_B - e_P)$

$(t_B - t_P)$	$(e_B - e_P)$ в миллибарах							
	-3,4	-3,2	-3,0	-2,8	-2,6	-2,4	-2,2	-2,0
-5°	-11,0	-10,6	-10,2	-9,9	-9,6	-9,2	-8,8	-8,5
-4	-10,0	-9,6	-9,2	-8,9	-8,6	-8,2	-7,8	-7,5
-3	-9,0	-8,6	-8,2	-7,9	-7,6	-7,2	-6,8	-6,5
-2	-8,0	-7,6	-7,2	-6,9	-6,6	-6,2	-5,8	-5,5
-1	-7,0	-6,6	-6,2	-5,9	-5,6	-5,2	-4,8	-4,5
0	-6,0	-5,6	-5,2	-4,9	-4,6	-4,2	-3,8	-3,5
1	-5,0	-4,6	-4,2	-3,9	-3,6	-3,2	-2,8	-2,5
2	-4,0	-3,6	-3,2	-2,9	-2,6	-2,2	-1,8	-1,5
3	-3,0	-2,6	-2,2	-1,9	-1,6	-1,2	-0,8	-0,5
4	-2,0	-1,6	-1,2	-0,9	-0,6	-0,2	0,2	0,5
5	-1,0	-0,6	-0,2	0,1	0,4	0,8	1,2	1,5
6	0,0	0,4	0,8	1,1	1,4	1,8	2,2	2,5
7	1,0	1,4	1,8	2,1	2,4	2,8	3,2	3,5
8	2,0	2,4	2,8	3,1	3,4	3,8	4,2	4,5
9	3,0	3,4	3,8	4,1	4,4	4,8	5,2	5,5
10	4,0	4,4	4,8	5,1	5,4	5,8	6,2	6,5
11	5,0	5,4	5,8	6,1	6,4	6,8	7,2	7,5
12	6,0	6,4	6,8	7,1	7,4	7,8	8,2	8,5
13	7,0	7,4	7,8	8,1	8,4	8,8	9,2	9,5
14	8,0	8,4	8,8	9,1	9,4	9,8	10,2	10,5

$(t_B - t_P)$	$(e_B - e_P)$ в миллибарах								
	-1,8	-1,6	-1,4	-1,2	-1,0	-0,8	-0,6	-0,4	-0,2
-5°	-8,2	-7,8	-7,4	-7,1	-6,8	-6,4	-6,0	-5,7	-5,4
-4	-7,2	-6,8	-6,4	-6,1	-5,8	-5,4	-5,0	-4,7	-4,4
-3	-6,2	-5,8	-5,4	-5,1	-4,8	-4,4	-4,0	-3,7	-3,4
-2	-5,2	-4,8	-4,4	-4,1	-3,8	-3,4	-3,0	-2,7	-2,4
-1	-4,2	-3,8	-3,4	-3,1	-2,8	-2,4	-2,0	-1,7	-1,4
0	-3,2	-2,8	-2,4	-2,1	-1,8	-1,4	-1,0	-0,7	-0,4
1	-2,2	-1,8	-1,4	-1,1	-0,8	-0,4	0,0	0,3	0,6
2	-1,2	-0,8	-0,4	-0,1	0,2	0,6	1,0	1,3	1,6
3	-0,2	0,2	0,6	0,9	1,2	1,6	2,0	2,3	2,6
4	0,8	1,2	1,6	1,9	2,2	2,6	3,0	3,3	3,6
5	1,8	2,2	2,6	2,9	3,2	3,6	4,0	4,3	4,6
6	2,8	3,2	3,6	3,9	4,2	4,6	5,0	5,3	5,6
7	3,8	4,2	4,6	4,9	5,2	5,6	6,0	6,3	6,6
8	4,8	5,2	5,6	5,9	6,2	6,6	7,0	7,3	7,6
9	5,8	6,2	6,6	6,9	7,2	7,6	8,0	8,3	8,6
10	6,8	7,2	7,6	7,9	8,2	8,6	9,0	9,3	9,6
11	7,8	8,2	8,6	8,9	9,2	9,6	10,0	10,3	10,6
12	8,8	9,2	9,6	9,9	10,2	10,6	11,0	11,3	11,6
13	9,8	10,2	10,6	10,9	11,2	11,6	12,0	12,3	12,6
14	10,8	11,2	11,6	11,9	12,2	12,6	13,0	13,3	13,6

$(t_{\text{в}} - t_{\text{п}})$	$(e_{\text{в}} - e_{\text{п}})$ в миллибарах									
	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8
-5°	-5,0	-4,6	-4,3	-4,0	-3,6	-3,2	-2,9	-2,6	-2,2	-1,8
-4	-4,0	-3,6	-3,3	-3,0	-2,6	-2,2	-1,9	-1,6	-1,2	-0,8
-3	-3,0	-2,6	-2,3	-2,0	-1,6	-1,2	-0,9	-0,6	-0,2	0,2
-2	-2,0	-1,6	-1,3	-1,0	-0,6	-0,2	0,1	0,4	0,8	1,2
-1	-1,0	-0,6	-0,3	0,0	0,4	0,8	1,1	1,4	1,8	2,2
0	0	0,4	1,0	1,4	1,7	2,0	2,4	2,8	3,2	3,6
1	1,0	1,4	1,7	2,0	2,4	2,8	3,1	3,4	3,8	4,2
2	2,0	2,4	2,7	3,0	3,4	3,7	4,1	4,4	4,8	5,2
3	3,0	3,4	3,7	4,0	4,4	4,7	5,1	5,4	5,8	6,2
4	4,0	4,4	4,7	5,0	5,4	5,7	6,1	6,4	6,8	7,2
5	5,0	5,4	5,7	6,0	6,4	6,7	7,1	7,4	7,8	8,2
6	6,0	6,4	6,7	7,0	7,4	7,7	8,1	8,4	8,8	9,2
7	7,0	7,4	7,7	8,0	8,4	8,7	9,1	9,4	9,8	10,2
8	8,0	8,4	8,7	9,0	9,4	9,7	10,1	10,4	10,8	11,2
9	9,0	9,4	9,7	10,0	10,4	10,7	11,1	11,4	11,8	12,2
10	10,0	10,4	10,7	11,0	11,4	11,7	12,1	12,4	12,8	13,2
11	11,0	11,4	11,7	12,0	12,4	12,7	13,1	13,4	13,8	14,2
12	12,0	12,4	12,7	13,0	13,4	13,7	14,1	14,4	14,8	15,2
13	13,0	13,4	13,7	14,0	14,4	14,7	15,1	15,4	15,8	16,2
14	14,0	14,4	14,7	15,0	15,4	15,7	16,1	16,4	16,8	17,2

$(t_{\text{в}} - t_{\text{п}})$	$(e_{\text{в}} - e_{\text{п}})$ в миллибарах										
	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8	4,0
-5°	-1,5	-1,2	-0,8	-0,4	-0,1	-0,2	0,6	1,0	1,3	1,6	2,0
-4	-0,5	-0,2	0,2	0,6	0,9	1,2	1,6	2,0	2,3	2,6	3,0
-3	0,5	0,8	1,2	1,6	1,9	2,2	2,6	3,0	3,3	3,6	4,0
-2	1,5	1,8	2,2	2,6	2,9	3,2	3,6	4,0	4,3	4,6	5,0
-1	2,5	2,8	3,2	3,6	3,9	4,2	4,6	5,0	5,3	5,6	6,0
0	3,5	3,8	4,2	4,6	4,9	5,2	5,6	6,0	6,3	6,6	7,0
1	4,5	4,8	5,2	5,6	5,9	6,2	6,6	7,0	7,3	7,6	8,0
2	5,5	5,8	6,2	6,6	6,9	7,2	7,6	8,0	8,3	8,6	9,0
3	6,5	6,8	7,2	7,6	7,9	8,2	8,6	9,0	9,3	9,6	10,0
4	7,5	7,8	8,2	8,6	8,9	9,2	9,6	10,0	10,3	10,6	11,0
5	8,5	8,8	9,2	9,6	9,9	10,2	10,6	11,0	11,3	11,6	12,0
6	9,5	9,8	10,2	10,6	10,9	11,2	11,6	12,0	12,3	12,6	13,0
7	10,5	10,8	11,2	11,6	11,9	12,2	12,6	13,0	13,3	13,6	14,0
8	11,5	11,8	12,2	12,6	12,9	13,2	13,6	14,0	14,3	14,6	15,0
9	12,5	12,8	13,2	13,6	13,9	14,2	14,6	15,0	15,3	15,6	16,0
10	13,5	13,8	14,2	14,6	14,9	15,2	15,6	16,0	16,3	16,6	17,0
11	14,5	14,8	15,2	15,6	15,9	16,2	16,6	17,0	17,3	17,6	18,0
12	15,5	15,8	16,2	16,6	16,9	17,2	17,6	18,0	18,3	18,6	19,0
13	16,5	16,8	17,2	17,6	17,9	18,2	18,6	19,0	19,3	19,6	20,0
14	17,5	17,8	18,2	18,6	18,9	19,2	19,6	20,0	20,3	20,6	21,0

Таблица 5

Встречное излучение атмосферы с учетом облачности
 $\sigma T_{вА}^4 (1 + C_N) = \sigma T_{200}^4 (0,62 + 0,05 \sqrt{e_{200}}) [1 + 0,12 (N_0 + N_N)]$ (в кал/см²мин.)

Встречное излучение атмосферы при безоблачном небе $\sigma T_{вА}^4$	Множитель С													
	1,00	1,02	1,04	1,06	1,08	1,10	1,12	1,14	1,16	1,18	1,20	1,22	1,24	
0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,26	0,26	0,27	0,27	
0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	
0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	
0,28	0,28	0,29	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35	
0,30	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	0,36	0,37	0,37	
0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35	0,35	0,36	0,36	0,37	0,38	0,38	0,39	0,40	
0,34	0,34	0,35	0,35	0,36	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,40	0,41	0,42	0,42	
0,36	0,36	0,37	0,37	0,38	0,39	0,40	0,40	0,41	0,42	0,42	0,43	0,44	0,45	
0,38	0,38	0,38	0,40	0,40	0,41	0,42	0,43	0,43	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	
0,40	0,40	0,41	0,42	0,42	0,43	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	
0,42	0,43	0,43	0,44	0,44	0,45	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	0,50	0,51	0,52	
0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,55	
0,46	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50	0,51	0,52	0,52	0,53	0,54	0,55	0,56	0,57	
0,48	0,49	0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,54	0,55	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	
0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,55	0,56	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62	
0,52	0,53	0,54	0,55	0,56	0,57	0,58	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62	0,63	0,64	

Теплоотдача снежного покрова

$$R = \sigma T_n^4 - \sigma T_{200}^4 (0,62 + 0,05 \sqrt{e_{200}})$$

Встречное излучение атмосферы с учетом облачности	Температура поверх								
	-24	-22	-20	-18	-16	-14	-12	-11	-10
0,20	0,12	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19	0,20
0,25	0,07	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14	0,15
0,30	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10
0,35	-0,03	-0,02	-0,01	-0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05
0,36		-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04
0,37			-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01	0,02	0,03
0,38				-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01	0,02
0,39					-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01
0,40						-0,03	-0,02	-0,01	0,00
0,41							-0,03	-0,02	-0,01
0,42								-0,03	-0,02
0,43									-0,03
0,44									
0,45									
0,46									
0,47									
0,48									
0,49									
0,50									
0,51									
0,52									
0,53									
0,54									
0,55									
0,56									
0,57									
0,58									

Таблица 6

эффективным излучением

 $[1 + 0,12(N_0 + N_H)]$ (в кал/см² мин)

ности снега в град.

	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	$E_a N$
	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,23	0,23	0,25	0,26	0,26	0,20
	0,15	0,16	0,16	0,17	0,18	0,18	0,19	0,20	0,20	0,21	0,25
	0,10	0,11	0,11	0,12	0,13	0,13	0,14	0,15	0,15	0,16	0,30
	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,35
	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,09	0,10	0,36
	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08	0,09	0,37
	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,38
	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,39
	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,40
	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,41
	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,42
	-0,02	-0,02	-0,02	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,43
	-0,03	-0,03	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,44
				-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,45
					-0,03	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,46
							-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	0,47
								-0,03	-0,03	-0,02	0,48
										-0,03	0,49
										-0,04	0,50
										-0,05	0,51
										-0,06	0,52
										-0,07	0,53
										-0,08	0,54
										-0,09	0,55
										-0,10	0,56
										-0,11	0,57
										-0,12	0,58

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая. Введение	4
§ 1. Гидрология и гидрологические прогнозы	—
§ 2. Народнохозяйственное значение гидрологических прогнозов	6
§ 3. Краткие сведения о развитии службы гидрологических прогнозов в нашей стране	9
§ 4. Задачи и организация службы гидрологических прогнозов	13
Глава вторая. Сведения о текущем состоянии водных объектов	15
§ 1. Наблюдения за состоянием водных объектов и их использование службой прогнозов	—
§ 2. Информационная сеть станций и постов	17
§ 3. Порядок поступления сведений с информационных станций и постов	18
§ 4. Коды для передачи гидрологических телеграмм	—
§ 5. Первичная обработка информационных сведений и их контроль	20
Глава третья. Фонд научно-оперативных материалов по гидрологическим прогнозам	23
§ 1. Содержание материалов, составляющих научно-оперативный фонд	—
§ 2. Гидрологические материалы	25
§ 3. Материалы по снежному покрову	27
§ 4. Материалы метеорологических наблюдений и наблюдений за состоянием почвы	28
§ 5. Графические и картографические материалы	29
§ 6. Материалы специальных исследований и литература	31
§ 7. Каталог опасных уровней и расходов воды и карты затоплений	—
§ 8. Научно-методические материалы. Порядок хранения и пополнения фондовых материалов	32
Глава четвертая. Методические основы и оценка гидрологических прогнозов	33
§ 1. Физические основы гидрологических прогнозов	—
§ 2. Классификация и виды гидрологических прогнозов	34
§ 3. Связь гидрологических прогнозов с прогнозами погоды	36
§ 4. Эмпирические зависимости	37
§ 5. Линейная корреляция между двумя переменными	39
§ 6. Линейная корреляция между тремя переменными	45
§ 7. Нелинейная корреляция и подбор эмпирических формул	47
§ 8. Построение расчетных графиков	57

§ 9. Меры вариации и кривые распределения случайных переменных	60
§ 10. Принципы оценки методов и оправдываемости гидрологических прогнозов	67
§ 11. Электронные вычислительные машины и их применение в гидрологических прогнозах	70
Глава пятая. Краткосрочные прогнозы уровней и расходов воды	73
§ 1. Движение и трансформация волны паводка на бесприточном участке реки	74
§ 2. Время добегания	76
§ 3. Построение кривой объемов для участка реки	77
§ 4. Приближенный расчет трансформации волны паводка на бесприточном участке	79
§ 5. Метод соответственных уровней	90
§ 6. Прогноз уровней и расходов воды на приточных участках рек	99
§ 7. Прогноз стока по данным о запасах воды в руслах	107
Глава шестая. Дождевой сток и основы прогноза паводков	112
§ 1. Факторы дождевого стока	—
§ 2. Расчет поступления воды от осадков	114
§ 3. Инфильтрация воды в почву и поверхностное задержание	115
§ 4. Основы расчета объема дождевого стока	124
§ 5. Приток воды в русловую сеть и возможности его расчета по гидрометрическим данным	133
§ 6. Основы расчета гидрографа дождевых паводков	136
Глава седьмая. Весенний сток и прогнозы элементов половодья равнинных рек	144
§ 1. Основные факторы весеннего стока и возможности его прогноза	—
§ 2. Снежный покров, его залегание и физические свойства	146
§ 3. Снеготаяние и способы его расчета	150
§ 4. Поглощение талой воды и его косвенные характеристики	160
§ 5. Основы методики долгосрочных прогнозов объема половодья	165
§ 6. Прогнозы максимальных расходов и уровней половодья	184
§ 7. Основы методики и некоторые практические приемы расчета гидрографа талого стока	188
§ 8. Прогнозы притока в озера и водохранилища	201
Глава восьмая. Прогнозы стока горных рек	211
§ 1. Особенности режима горных рек и основы методики долгосрочных прогнозов их водоносности	212
§ 2. Построение гидрографической кривой	215
§ 3. Определение температуры воздуха на различных высотах	217
§ 4. Приближенные способы оценки снеготаяния	219
§ 5. Расчеты снеготаяния и подачи талой воды в горных бассейнах	223
§ 6. Практические приемы прогнозов стока за вегетационный период	224
§ 7. Прогнозы месячного стока горных рек	227
Глава девятая. Прогнозы элементов водного режима рек в меженный период	232
§ 1. Подземное питание и его режим в меженный период	—
§ 2. Методика прогноза некоторых элементов водного режима рек в меженный период	236
	293

Глава десятая. Прогнозы замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ	241
§ 1. Замерзание рек, озер и водохранилищ	—
§ 2. Методы краткосрочных прогнозов времени появления льда и ледостава	244
§ 3. Нарастание ледяного покрова и прогнозы толщины льда на реках	259
§ 4. Краткосрочные прогнозы вскрытия рек, озер и водохранилищ	261
§ 5. Долгосрочные ледовые прогнозы	268
Глава одиннадцатая. Гидрологическая информация и обслуживание народнохозяйственных организаций	274
§ 1. Виды и формы гидрологической информации	—
§ 2. Специфика требований некоторых отраслей народного хозяйства к гидрологическим прогнозам и информации	276
§ 3. Формы выпуска, учет и оценка прогнозов	279
Приложения	280

ПОПОВ ЕВГЕНИЙ ГРИГОРЬЕВИЧ
ОСНОВЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Отв. редактор *В. Д. Комаров*
Редактор *З. М. Кожина*
Худож. редактор *В. А. Евтихийев*
Художник *А. А. Ежов*
Техн. редактор *Л. А. Липатова*
Корректор *Б. А. Мицц*

Сдано в набор 1/IV 1968 г. Подписано к печати 6/VIII 1968 г. Бумага 60×90¹/₈. Тип. № 1 Бум. л. 9,25
Печ. л. 18,5 Уч.-изд. л. 18,67 Тираж 4000 экз.
М-12851 Индекс ГЛ-223. Гидрометеорологическое
издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.
Заказ № 277. Цена 82 коп.

Ленинградская типография № 8
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

**ГОТОВИТ К ВЫПУСКУ В 1969 г.
СЛЕДУЮЩИЕ МОНОГРАФИИ
ПО ГИДРОЛОГИИ**

- Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. 20 л. Цена 1 р. III кв.
- Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках. 18 л. Цена 95 коп. I кв.
- Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. 12 л. Цена 65 коп. I кв.
- Нефедов К. Е., Попова Т. А. Дешифрирование грунтовых вод по аэрофотоснимкам. 10 л. Цена 55 коп. I кв.
- Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство (2-е дополн. и перераб. издание). 23 л. Цена 1 руб. 20 коп. II кв.
- Сванидзе Г. Г. Математическое моделирование процесса речного стока. 20 л. Цена 1 руб. III кв.
- Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР. 15 л. Цена 80 коп. III кв.

Если Вы заинтересованы в приобретении книги, сдайте предварительный заказ в местный книжный магазин. В случае отказа в приеме предварительного заказа сообщите свой заказ по адресу: Ленинград, П-101, Большой пр., дом 57 „Книга—почтой“ магазин № 15 Ленкниготорга.

Гидрометеоиздат