

Е. Г. Попов

551.49
п

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

*Издание второе
переработанное и дополненное*

*Допущено Государственным комитетом СССР
по гидрометеорологии и контролю природной среды
в качестве учебника для учащихся гидрометеорологических техникумов*

301466



ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

1979

Ленинградский
гидрометеорологический институт
ИЗДАТЕЛЬСТВО
Ленинградский проспект, 68

УДК 556.06

Рецензент А. С. РОЗОВА (Херсонский гидрометеорологический техникум)

Книга является учебником по гидрологическим прогнозам для гидрометеорологических техникумов. В ней изложены методы и практические приемы долгосрочных и краткосрочных прогнозов основных элементов гидрологического режима рек, озер и водохранилищ. Приводится характеристика данных гидрометеорологических наблюдений, необходимых для разработки методов гидрологических прогнозов, текущей информации и выпуска прогнозов. Даются сведения о существующих формах обслуживания различных отраслей народного хозяйства и принципы оценки методов и оправданности гидрологических прогнозов. Книга может представлять интерес для работников, связанных с использованием водных ресурсов.

The textbook on hydrological forecasts for students of Hydrometeorological technical schools contains the description of methods and practical procedures of long-range and short-range forecasts of the basic hydrological elements for rivers, lakes and reservoirs. The description of hydrometeorological data necessary for elaboration of methods of prediction, current hydrological information and forecasting is given. The different forms of hydrological services to various branches of national economy and the principles of evaluation of methods and verification of operational forecasts are considered.

The book may be of interest for specialists engaged in water resources management.

П $\frac{20806-001}{069(02)-79}$ 12-79

© Гидрометеониздат, 1979 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс гидрологических прогнозов в гидрометеорологических техникумах читается уже более 40 лет. Естественно, что содержание этого курса менялось с течением времени в соответствии с развитием методов и службы гидрологических прогнозов. С момента выхода первого учебника «Гидрологические прогнозы» прошло более 20 лет. Переработанное издание под заглавием «Основы гидрологических прогнозов» вышло в свет в 1968 г.

Настоящее издание учебника расширено в соответствии с развитием гидрологических прогнозов в последние годы. Существенным дополнением являются внесенные в учебник упражнения к различным разделам курса. Переработаны также и наиболее важные главы учебника.

Автор приносит благодарность преподавателю Херсонского гидрометтехникума А. С. Розовой за полезные замечания, которые были учтены при подготовке рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

1. Гидрология и гидрологические прогнозы

Человек широко использует реки и озера для получения электроэнергии, для транспорта, искусственного орошения полей, 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 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 климатом и условиями погоды на территории их бассей-

нов, характером рельефа, растительным и почвенным покровом бассейнов, т. е. с географической средой. 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 (каменный уголь, нефть и другие ископаемые), запасы которых хотя и велики, но постепенно сокращаются по мере их использования, водные ресурсы рек и озер постоянно восстанавливаются самой природой в процессе непрерывного круговорота воды в системе океан—атмосфера—суша—океан.

Хозяйственное использование рек 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 полей люди прибегали также с древних времен. Об этом свидетельствуют не только дошедшие до наших дней книги древнейших народов, но и многочисленные памятники их гидротехнического строительства.

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.

Рост промышленности, городов, развитие 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. А 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.

На территории 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.

Приведем несколько примеров, поясняющих народнохозяйственное значение гидрологических прогнозов.

Существенное значение для планирования работы водного транспорта имеют долгосрочные прогнозы вскрытия и замерзания судоходных рек, озер и водохранилищ. Ледовые прогнозы малой заблаговременности (до 5—10 суток) важны для своевременного окончания навигации и расстановки флота в запланированные пункты зимовки. В связи со все более широким применением ледокольных работ для целей продления навигации возникает потребность в новом виде прогнозов — прогнозах изменения прочности льда под воздействием тепла в начале весны.

Весьма важны долгосрочные 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 водность 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.

Важную роль гидрологические прогнозы играют также в строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений и водохозяйственных систем. Наличие методов прогноза притока воды за период половодья в проектируемое водохранилище и максимального расхода этого притока дает возможность более экономно построить плотину за счет уменьшения размеров ее водослива, поскольку такие прогнозы позволяют при эксплуатации водохранилища заблаговременно освобождать в нем определенную емкость для снижения максимального расхода

и тем уменьшать на некоторую величину расчетный сбросный расход воды через плотину. Эти же прогнозы, особенно в условиях каскада водохранилищ, служат основой для разработки режима их работы в каждом году с учетом потребностей различных отраслей народного хозяйства. В качестве примера можно назвать волжско-камский каскад гидроэлектростанций. Определение графика попусков воды на Нижнюю Волгу через плотину у г. Волгограда осуществляется ежегодно только на основании ожидаемого по прогнозу весеннего притока воды во все водохранилища каскада. Имея этот прогноз, определяют общий объем пуска воды и разрабатывают график попусков во времени с учетом свободной емкости водохранилищ и интересов различных отраслей народного хозяйства (энергетика, сельское и рыбное хозяйство, водный транспорт). Использование прогнозов притока воды в водохранилища дает возможность повысить выработку электроэнергии по сравнению с проектной при соблюдении всех правил эксплуатации, связанных с удовлетворением потребностей водного транспорта и других заинтересованных отраслей народного хозяйства.

Большой экономический эффект дают прогнозы и предупреждения о максимальных уровнях половодья на реках. Так, прогноз очень высокого весеннего половодья на реках Северо-Запада Европейской территории СССР в 1966 г. позволил только по Новгородской области предотвратить ущерб народному хозяйству на сумму 12,3 млн. руб. при общих затратах на защитные мероприятия около 0,5 млн. руб. В том же году заблаговременное предупреждение об экстремально высоком половодье на Енисее позволило избежать затопления котлована строящейся Красноярской ГЭС и предотвратить тем самым ущерб, который составил бы несколько миллиардов рублей, не считая нарушения графика самого строительства станции. Стоимость защитных работ при этом составила 2,2 млн. руб.

Приведенные примеры не исчерпывают все случаи, когда для планирования и рациональной организации народнохозяйственных мероприятий необходимы различные виды гидрологических прогнозов.

В заключение отметим, что экономическая эффективность гидрологических прогнозов и предупреждений об опасных явлениях связана с их заблаговременностью. Чем больше заблаговременность прогноза, тем больше возможностей появляется для принятия защитных мер, а следовательно, для предотвращения ущерба.

Решения XXV съезда КПСС еще более повышают народнохозяйственное значение гидрологических прогнозов. Особое значение они приобретают для рационального использования и охраны природных вод.

3. Из истории развития 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, с того времени, как гидрология накопила необходимые для этого опыт и данные наблюдений, позволяющие вести численные расчеты.

Первые попытки научного решения задачи о краткосрочном прогнозе уровня воды на судоходных реках в России относятся к 90-м годам XIX в. Выполненные в те 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 А. И. Воейковым. К сожалению, 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.

Единственное, что А. И. Воейкову удалось провести в жизнь, — это организовать анкетный сбор сведений от добровольных корреспондентов о снежном покрове, характере весны и весеннем половодье. Эти наблюдения велись длительное время и были прекращены лишь в 1937 г. в связи с достаточно широким развитием государственной сети гидрологических и метеорологических станций и постов.

К 1917 г. в России уже было много крупных инженеров и ученых, посвятивших себя работе в области гидрологии. В их числе В. Г. Глушков, Н. Е. Долгов, Е. В. Близняк, М. А. Великанов, В. М. Лохтин, Э. М. Ольдекоп, Е. В. Оппоков. Наличие крупных научных сил явилось предпосылкой к тому, что уже в 1919 г. был создан Российский (ныне Государственный) гидрологический институт. Создание этого института способствовало быстрому развитию гидрологии в нашей стране. Развернулись 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. Уже

с весны 1922 г. в институте под руководством В. Н. Лебедева, заведующего бюро гидрологических предсказаний, начали составляться прогнозы высоты весеннего половодья для некоторых пунктов на главных реках Европейской территории нашей страны: Волге, Каме, Оке, Дону, Днепре, Припяти, Волхове, Неве, Свири, Северной Двине и ряде других. В основу их были положены идеи А. И. Воейкова. И хотя методика этих прогнозов из-за недостатка исходных данных была еще несовершенной, опыт их составления сыграл большую положительную роль в дальнейших исследованиях.

В это же время В. Ю. Визе предложил методику долгосрочного прогноза времени вскрытия р. Невы, основанную на использовании характеристик предшествующих метеорологических процессов на большом пространстве. Несколько позже М. В. Ловейко и Н. А. Ширкина исследовали связь сроков замерзания и вскрытия рек Европейской территории СССР с характеристиками атмосферной циркуляции (траекториями антициклонов) осенью и в предвесенний период. Указанные работы послужили толчком для дальнейших исследований по применению методов метеосиноптического анализа к прогнозу ледовых явлений на реках как отдельного направления в долгосрочных ледовых прогнозах.

В начале 20-х годов под руководством Л. К. Давыдова началась разработка методики долгосрочного прогноза водоносности горных рек Средней Азии, в основу которой были положены идеи, выдвинутые Э. М. Ольдекопом. Выпуск этих прогнозов по ряду рек был начат Среднеазиатским метеорологическим институтом уже в 1923 г. В 1923—1927 гг. исследования возможностей долгосрочных прогнозов высоты половодья Днепра и его притоков были проведены на Украине под руководством Е. В. Оппокова.

Ряд исследований по вопросам разработки методов гидрологических прогнозов был проведен 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 этих Бюро работали известные гидрологи В. Н. Лебедев, Ф. И. Быдин, А. В. Огиевский. 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 1929 г. была создана Единая гидрометеорологическая служба СССР, объединившая все работы метеорологических и гидрологических станций по наблюдениям за погодой и состоянием рек, озер и морей и по обслуживанию народного хозяй-

ства нашей страны сведениями о погоде, о состоянии рек и других водных объектов. В 1930 г. при Центральном бюро погоды СССР был организован специальный отдел гидрологических прогнозов и информации. Аналогичные подразделения организуются также в местных управлениях Гидрометеорологической службы.

С созданием Единой гидрометеорологической службы начался, можно считать, второй этап развития службы гидрологических прогнозов. На этом этапе все большая роль в обслуживании народного хозяйства стала принадлежать местным органам, осуществлявшим свою деятельность под руководством центральных институтов Гидрометеорологической службы.

Возможности гидрологических исследований, в том числе и разработок практических приемов гидрологических прогнозов, теснейшим образом связаны с наличием и доступностью данных гидрометеорологических наблюдений. Исключительно важную роль в ускорении развития этих исследований в нашей стране сыграло обобщение и издание материалов наблюдений на реках, а также наблюдений за снежным покровом, выполненные в 30-х годах Государственным гидрологическим институтом (ГГИ). Многотомный свод этих данных, получивший название «Водного кадастра СССР», включает «Сведения об уровне воды на реках СССР», в которых содержатся 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.

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 ставило новые, значительно большие требования к гидрологическим прогнозам. Это и было главной движущей силой более интенсивного, чем прежде, развития исследований в этой области.

В 1934 г. в учебный план Московского гидрометеорологического института вводится курс гидрологических прогнозов, впервые читавшийся Б. А. Аполловым. Проводится курсовая 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 ГГИ. В течение сравнительно короткого промежутка времени ГГИ была проведена большая работа по организационному укреплению этой службы, 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. Большое внимание было уделено в это время теоретическому обоснованию методики расчета гидрографов паводков на основе теории изохрон и элементарного паводка (работы Б. А. Аполлова, М. А. Великанова, М. И. Львовича, Е. В. Берга, Г. А. Санина и др.) и применению метода водного баланса в исследованиях поглощения и стока дождевых и талых вод (работа В. Д. Комарова). Практическое применение получает метод теплового баланса к расчетам снеготаяния (В. И. Рутковский). Широкое развитие и дальнейшую разработку получает метод соответственных уровней (Б. А. Аполлов, О. Т. Машкевич). Важным достижением была разработка практических приемов долгосрочного прогноза времени вскрытия и замерзания рек (Г. Р. Брегман, Г. Я. Вангенгейм).

В годы Великой Отечественной войны деятельность службы гидрологических прогнозов в значительной мере была подчинена задачам обеспечения боевых операций Советской Армии. Оперативная работа гидрологов-прогнозистов и исследования проводили в эти годы в тесном сотрудничестве с метеорологами.

В 1943 г. на базе Центрального института погоды был создан Центральный институт прогнозов, ныне ордена Ленина Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (Гидрометцентр СССР), в котором сосредоточились исследования по разработке методов прогнозов погоды и гидрологического режима рек, озер и морей, а также 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.

Послевоенный период ознаменовал собой новый этап в развитии службы гидрологических прогнозов, который характеризовался, с одной стороны, дальнейшей разработкой и углублением научно-методических основ долгосрочных и краткосрочных гидрологических прогнозов, а с другой стороны, значительным расширением самой службы этих прогнозов, что диктовалось широким развитием гидротехнического строительства, водного транспорта, ирригации и в целом водного хозяйства. Создание каскадов крупнейших водохранилищ на Волге и Днестре, постройка гидроэлектростанций на реках Сибири, Кавказа и Средней Азии потребовали новых видов прогнозов (сезонного, квартального и месячного притока воды в водохранилища, разработки долгосрочных и краткосрочных ледовых прогнозов по рекам и вновь создаваемым водохранилищам).

К концу 50-х годов были разработаны и получили широкое практическое применение методы прогнозов стока и ледовых явлений для многих азиатских рек: Оби, Иртыша, Енисея, Лены, Амура, Колымы и их притоков. Уточнены методы прогнозов стока горных рек Средней Азии и Кавказа за вегетационный период.

К наиболее значительным научным достижениям этого времени относятся:

→ исследования процессов поглощения талых и дождевых вод и разработка теоретических основ прогноза стока равнинных рек;

— разработка приближенных методов расчета перемещения и трансформации паводковых волн на участках рек на основе учета регулирующей емкости русла;

— исследование закономерностей формирования стока горных рек и разработка методики его прогноза;

— исследования снеготаяния и разработка методов его расчета;

— исследование процессов теплообмена льдообразования и формирования ледяного покрова и разработка практических способов расчета времени появления льда и сроков ледостава на реках, озерах и водохранилищах.

Результаты этих исследований широко применяются при разработке практических приемов прогноза различных элементов водного и ледового режима рек и водохранилищ и обобщены в четырехтомном «Руководстве по гидрологическим прогнозам». Издание этого Руководства в 1963 г. явилось логическим завершением определенного этапа в развитии службы гидрологических прогнозов.

Последующие годы характеризуются все более широким применением электронной вычислительной техники в исследованиях по гидрологическим прогнозам, в обработке данных и в самих прогнозах. Появление в эти годы возможностей для широкого использования ЭВМ положило начало новому этапу в развитии службы гидрологических прогнозов. Использование ЭВМ открыло широкие возможности для математического описания гидрологических процессов, обработки и объективного анализа исходных данных, определения параметров математических моделей путем решения обратных задач и оптимизации, а также для создания автоматизированных систем прогнозов, включающих всю необходимую обработку исходных данных, ее анализ и выдачу прогнозов. Достижением этого этапа развития службы гидрологических прогнозов явилась разработка ряда математических моделей для прогноза расходов и уровней воды дождевых паводков, талого стока равнинных и горных рек. Кроме этого, были разработаны программы для автоматизированной первичной обработки гидрологической информации и объективного анализа снежного покрова.

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

Теперь трудно представить работу современного водного транспорта при отсутствии ежедневных сведений об уровнях воды, глубинах и ледовых явлениях на реках, озерах и водохранилищах, эксплуатацию многочисленных гидроэлектростанций и водохранилищ или оросительных систем при отсутствии сведений о расходах воды на реках и т. д. О значении гидрологических прогнозов уже говорилось выше. Основными задачами органов службы прогнозов являются разработка методик прогнозов для конкретных объектов и обеспечение народнохозяйственных организаций информацией о текущем и ожидаемом состоянии водных объектов.

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 повседневно пользоваться консультациями синоптиков. Это повышает эффективность гидрологического обслуживания, экономит время и средства.

Всеми работами по гидрометеорологическому обслуживанию народного хозяйства руководит Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Работа службы прогнозов организована по административно-территориальному принципу. В каждом местном (республиканском или территориальном) управлении Гидрометеорологической службы, подчиняющемся непосредственно Государственному комитету СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, 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 строй-

ках 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.

Важнейшими видами прогнозов, которые регулярно выпускаются в настоящее время, являются:

- прогнозы сезонного, квартального и месячного притока воды в водохранилища гидроэлектростанций;
- прогнозы стока горных рек в районах орошаемого земледелия на вегетационный (апрель—сентябрь) и более короткие (месяц, декада) периоды;
- прогнозы максимальных уровней половодья и паводков большой и малой заблаговременности;
- прогнозы уровней воды на судоходных реках различной заблаговременности;
- долгосрочные и краткосрочные прогнозы сроков появления льда, замерзания и вскрытия рек, замерзания и очищения ото льда водохранилищ.

Количество прогнозов и предупреждений, выпускаемых в течение года, составляет в настоящее время несколько десятков тысяч.

Глава 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ. СБОР И ОБРАБОТКА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

1.1. 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. Количество наблюдательных пунктов на реках, озерах и водохранилищах исчисляется в настоящее время тысячами. Подавляющее большинство их находится в ведении Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды.

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.

Еще нельзя 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:

- 1) уровнем воды;
- 2) расходом воды (только на реках);
- 3) температурой воды;
- 4) волнением (на озерах и водохранилищах);
- 5) 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).

Кроме перечисленных выше наблюдений за состоянием водных объектов, большой интерес для гидрологов представляют наблюдения за состоянием почвы и 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.

1.2. 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.

301466
Для получения сведений о текущем состоянии водных объектов органы службы прогнозов привлекают к информации только те станции и посты, данные 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:

- 1) запросами народнохозяйственных организаций как в отношении прогнозов, так и в отношении текущей информации о состоянии водных объектов;
- 2) особенностями режима и размерами водных объектов;
- 3) показательностью наблюдений станций и постов;
- 4) 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 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 сети относятся станции и посты, сведения с которых регулярно передаются в Гидрометцентр СССР. 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.

1.3. 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 (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 в случае 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.

1.4. 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. Для упрощения 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 иных сведений, т. е. иметь надежные признаки опознавания каждого вида наблюдений или данных, помещенных в телеграмме;
- 6) обеспечивать возможность контроля правильности полученных сведений, что необходимо для обнаружения ошибок и искажений при передаче телеграмм.

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

Кодовая схема состоит из трех основных элементов: адреса, куда направляется телеграмма, собственно кода со всеми отличительными признаками и правил кодирования. Последние включают в себя, кроме указаний о порядке кодирования, все необходимые цифровые индексы, которые служат для передачи качественных или количественных характеристик по заранее заданной шкале. При обработке кодированных телеграмм и сводок с помощью ЭВМ в кодовую схему вводятся специальные знаки, обозначающие конец телеграммы. Кодирование требует строгого соблюдения всех правил данного кода и оформления телеграмм. Это особенно важно при машинной обработке данных, когда телеграммы или сводки вводятся непосредственно в ЭВМ с каналов связи.

При передаче гидрологических данных пользуются, как правило, условными адресами, в которые включаются также индексы, определяющие степень срочности телеграммы. Для обычных телеграмм таким индексом служит слово «МЕТЕО», для экстренных — слово «ШТОРМ». Так, обычная гидрологическая телеграмма, направляемая в Ленинградское бюро погоды, будет иметь индекс и адрес МЕТЕО ЛЕНИНГРАД ВОДА, а экстренная — ШТОРМ ЛЕНИНГРАД ВОДА.

Рассмотрим в качестве примера схему кода для телеграмм с результатами гидрологических наблюдений за один срок:

ДДЧЧ1 NNNNN 1УУУУ 2ИИИК 3ОООП 4ТТ_{ТТ} 5А₁А₁А₂А₂
6ЛЛЛС=

В первой группе ДД — число месяца (дата), ЧЧ — час наблюдений, 1 — отличительная цифра телеграммы с данными за один срок наблюдений; NNNNN — индекс (номер) станции или поста; 1УУУУ — отличительная цифра группы уровня (1) и четыре знака для записи уровня воды (при отрицательных значениях уровня к нему прибавляется число 5000 без учета знака минуса); 2ИИИК — группа изменения уровня воды за период между сроками наблюдения, где 2 — отличительная цифра группы; ИИИ — изменение уровня в сантиметрах, К — характеристика изменения уровня (0 — без изменения, 1 — подъем, 2 — спад); 3ОООП — группа осадков, где 3 — отличительная цифра группы, ООО — количество осадков за сутки в миллиметрах, П — цифра (от 0 до 9), характеризующая продолжительность осадков по заданной шкале; 4ТТ_{ТТ} — температура воды с отличительной цифрой группы (4), где ТТ — целые градусы и тт — десятые и сотые доли градуса; 5А₁А₁А₂А₂ — группа ледовых явлений с отличительной цифрой (5), где А₁А₁ и А₂А₂ — цифровые индексы ледовых явлений, которые даются обычно в двухзначном выражении, например, 00 — чисто, 09 — сплошной ледоход, 33 — затор выше поста и т. д.; группа дает возможность передавать сведения о двух ледовых явлениях, если их больше, тогда группа в телеграмме может повторяться еще раз; 6ЛЛЛС — толщина льда (ЛЛЛ), высота снега на льду (С) и 6 — отличительная цифра группы.

Этот код служит также и для передачи сводок, в которых данные с отдельных пунктов наблюдений группируются по датам наблюдений. Ниже дается пример гидрологической сводки в кодовой схеме:

РГД ТАШКР ВОДА
Д₁Д₁ЧЧ1
1УУУУ 2ИИИК =
1УУУУ 2ИИИК 4ТТ_{ТТ} =
.....

Д₂Д₂ЧЧ1 1УУУУ 2ИИИК 4ТТ_{ТТ} 5А₁А₁А₂А₂=
 1УУУУ 2ИИИК 3ОООП 4ТТ_{ТТ}=
 1УУУУ 2ИИИК 4ТТ_{ТТ} 5А₁А₁А₂А₂=
 ННННН

Здесь первая строка сводки означает, что дается в сводке и откуда: РГД — речные гидрологические данные, ТАШК — Ташкент, Р — региональный гидрометеорологический центр, ВОДА — опознавательное слово для гидрологической информации, знак = означает конец телеграммы по данному пункту, ННННН — конец сводки.

Приведенная форма сводки предназначена для машинной обработки данных. Пятизначные индексы (номера) гидрологических станций и постов придают по схеме

ВВiii,

где ВВ — двузначный номер бассейна или группы бассейнов; iii — номер станции или поста в этом бассейне. Единая система нумерации данных также необходима для машинной обработки и хранения данных на технических носителях.

1.5. 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.

Как отмечалось в п. 1.4, расшифровка телеграмм и сводок с данными наблюдений может выполняться как вручную, так и на ЭВМ. При использовании последних в программах первичной обработки данных предусматривается определенный их контроль. Следует, однако, отметить, что машинная расшифровка сводок наиболее эффективна тогда, когда вслед за ней машина производит и последующую обработку информации (нанесение данных на карту или объективный анализ и

определение заданных характеристик, скажем, средних для бассейна осадков или запасов воды в снеге и др.). Хранение данных на техническом носителе, например на магнитной ленте, позволяет многократно обращаться к ним при последующей их обработке и анализе.

Если территория, обслуживаемая отделом гидрологических прогнозов или ГМБ, большая и характеризуется разнообразием режима водных объектов, полезно составлять обзорные гидросиноптические карты. На такой карте за один определенный 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. Цифрами на карте обозначаются измеряемые величины: уровни, расходы, температура воды и толщина льда. Ледовые явления и другие качественные характеристики режима наносятся в виде условных знаков.

1.6. Метеорологическая и другая информация, необходимая для гидрологических прогнозов

Наиболее важными метеорологическими элементами, данные о которых необходимы в гидрологических прогнозах, являются осадки, температура и влажность воздуха, скорость ветра. Кроме того, большой интерес для гидрологов представляют данные о влажности почвы (в определенных районах, в определенных периоды) и данные о температуре и глубине промерзания почвы.

Данные об осадках, которые получают органы службы погоды, как правило, не удовлетворяют потребность гидрологов-прогнозистов как в отношении количества станций, так и в отношении частоты подачи сведений. Поэтому для целей гидрологических прогнозов приходится организовывать получение этой информации в значительно большем объеме. Требования к информации об осадках определяются климатическими условиями. В ливнеопасных районах, где часты высокие дождевые паводки, требуется более густая информационная сеть и получение данных по 6-часовым интервалам. В районах, где данные об осадках необходимы для оценки увлажнения почвы, их достаточно получать один раз в сутки.

Данные о температуре и влажности воздуха и скорости ветра необходимы для расчетов испарения, ледообразования и таяния снега. Для их получения иногда приходится привлекать к подаче информации большее число станций, чем обычная синоптическая сеть. Здесь важно также местоположение станций. Для ледовых прогнозов, например, необходимы сведения со станций, расположенных возможно ближе к рекам, озерам и водохранилищам. Данные о влажности и глубине промерзания почвы можно получать с агрометеорологических станций.

Глава 2

ФОНД НАУЧНО-ОПЕРАТИВНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

2.1. Содержание материалов, составляющих научно-оперативный фонд

Основой для изучения гидрологических процессов и явлений и разработки методов гидрологических прогнозов являются материалы гидрологических и метеорологических наблюдений, а также наблюдений за влажностью и глубиной промерзания почвы. Помимо этих материалов требуется еще ряд других дополнительных данных, которые необходимы для учета особенностей самих речных бассейнов. 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 распахки, 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 и расходах воды, опасных для населенных пунктов, гидротехнических сооружений и других объектов.

Материалы многолетних гидрометеорологических наблюдений в совокупности с перечисленными выше данными и другими вспомогательными сведениями составляют тот фонд научно-оперативных материалов, на базе которого осуществляется деятельность органов службы гидрологических прогнозов.

Фондовые материалы должны удовлетворять следующим основным требованиям:

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

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

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

2.2. Гидрологические материалы

Основными материалами, характеризующими водный режим рек и озер, являются данные об уровнях и расходах воды. Ежедневные сведения об уровнях и расходах сводятся для каждого пункта наблюдений в годовые таблицы и систематически издаются в виде гидрологических ежегодников; в них помещаются также сведения о ледовых явлениях, толщине льда и температуре воды. Гидрологические ежегодники являются основным источником гидрологических сведений. Но при разработке методики прогнозов, а также для обслуживания народного хозяйства недостаточно иметь лишь эти сведения. Требуются также характеристики режима водных объектов, которые получаются на основании обработки ежедневных данных. К их числу относятся следующие.

Декадные и месячные характеристики расходов и уровней воды. Эти данные включают средние, наибольшие и наименьшие значения за каждый год, а также средние многолетние значения различной обеспеченности. Такие данные сводятся в отдельные таблицы для удобства пользования по интересующим пунктам наблюдений.

Годовые характеристики уровней и расходов воды. Такие характеристики сводятся в отдельные таблицы и охватывают следующие данные:

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

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

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

г) уровни и расходы воды, обеспеченные в период открытого русла в течение 30, 60, 90, 120 и 180 суток (по судоходным рекам).

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. Составляются 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) характеристики фазы подъема половодья (дата начала, общий подъем над предвесенним уровнем или расходом, продолжительность в сутках 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 (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. Составляются в виде таблиц 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), а также о сбросах воды из водохранилища. Для рек с каскадом водохранилищ составляются особые таблицы декадных, месячных и квартальных значений 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 (забереги, сало, ледоход и ледостав в осенний период, первые закраины, подвижки, вскрытие и очищение 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 зажора 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.

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.

2.3. Материалы по снежному покрову

Снежный покров является важнейшим фактором, определяющим водный режим подавляющего большинства рек и озер СССР. 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 лесу;
- е) продолжительность периода снеготаяния в поле и 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.

2.4. 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 воз-

духа 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. 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 значения 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 значения 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 значения. 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 систематизироваться по речным бассейнам соответственно систематизации сведений о запасах воды в снеге и атмосферных осадках.

2.5. Картированные и графические материалы

Многие гидрологические явления и процессы, развивающиеся на обширных пространствах речных водосборов, невозможно изучать, не прибегая к картированию. Кроме того, при изучении многих явлений большую помощь оказывают различного рода графические построения, которые дают наглядное представление о развитии явлений во времени. 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) материалы, получаемые на основании данных гидрометеорологических наблюдений в результате их специальной обработки;

2) материалы, характеризующие гидрографию и другие физико-географические особенности речных бассейнов;

3) материалы оперативного значения.

В число материалов первой группы входят:

— кривые расходов с таблицами координат для подсчетов стока;

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

— карты наибольшего запаса воды в снеге перед началом таяния;

— карты распределения наибольших снеготолщин, выраженных в долях нормы;

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

— карты распределения жидких осадков за период половодья и осенний период;

— карты распределения глубины промерзания почвы;

- карты распределения осеннего увлажнения почвы.
- В число материалов второй группы входят:
- административная карта территории обслуживания;
 - набор топографических карт;
 - специальные карты поверхностных вод, характеризующие гидрографическую сеть;
 - гипсографические кривые горных бассейнов;
 - почвенная карта;
 - карта лесов;
 - геологическая и гидрогеологическая карты;
 - продольные профили наиболее важных рек;
 - поперечные профили рек в створах водомерных постов;
 - кривые зеркала и объемов озер и водохранилищ;
 - картограммы ветрового волнения для судоходных озер и водохранилищ;
 - карты распределения средних многолетних значений (норм) стока, месячных и годовых сумм атмосферных осадков, испарения, максимальных запасов воды в снеге и некоторые другие материалы.

Материалы оперативного значения являются необходимым вспомогательным материалом. В число этих материалов входят годовые контрольные графики колебания уровня или расходов воды по информационным постам, графики притока воды в водохранилища, карты размещения 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.

2.6. Хранение данных на технических носителях

Появление электронных вычислительных машин представило широкие возможности для хранения материалов наблюдений, записанных на технических носителях, с которых машины могут выдавать интересующие данные в табличном виде, а также выполнять необходимый их объективный анализ или обработку по заданным программам. Наиболее удобными для хранения данных являются магнитные ленты или диски. Они дают возможность во много раз уплотнять записываемую информацию по сравнению с такими носителями, как бумажные перфокарты и перфоленты. Другое удобство этих носителей состоит в том, что дубликаты магнитных лент могут быть приготовлены за считанные минуты с малыми затратами средств.

Многодорожечные магнитные ленты позволяют записывать на них комплекс гидрометеорологических данных, необходимых для исследований и разработок методики прогнозов. Такие записи комплекса данных получили название «банка данных».

Банки данных удобны для выполнения разработок на основании математических моделей гидрологических процессов.

Состав материалов, входящих в банк данных, определяется степенью сложности процессов формирования интересующих гидрологических явлений и количеством факторов, которые представляется возможным учесть при расчетах. Например, в банке данных для расчетов гидрографа весеннего половодья кроме расходов воды необходимы данные о запасах воды в снеге, осадках, температуре воздуха и ряде других метеорологических элементов, входящих в расчеты снеготаяния, а также данные о глубине промерзания почвы и некоторые другие. Банк данных для расчета гидрографа дождевых паводков требует меньшего количества данных.

Микрофильмы также являются одной из форм хранения материалов. Их удобство состоит в том, что они занимают значительно меньше места, чем ежегодники и таблицы.

2.7. 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 (населенные пункты, сельскохозяйственные угодья, оросительные системы, сооружения и предприятия) 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.

2.8. Научно-методические материалы. Порядок хранения и пополнения фондовых материалов

К научно-методическим материалам в первую очередь 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 оправдываемости.

Отчетные материалы о деятельности каждой организации службы гидрологических прогнозов регламентированы Наставлением. В число таких материалов входят журналы для записи, учета и оценки оправдываемости 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.

Другим 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, к утере ценных материалов, а иногда ведет к повторению ранее выполненных подсчетов. Основными формами учета являются картотеки, инвентарные книги и описи.

Глава 3

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЗРАБОТКИ И ОЦЕНКИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

3.1. Определение гидрологического прогноза

Гидрологический прогноз в самом общем его понимании представляет собой заблаговременный расчет интересующего нас элемента (явления) гидрологического режима в конкретных физико-географических условиях, основанный на знании закономерностей природных процессов, определяющих это явление.

Количественное определение гидрологических явлений в масштабах реального времени отличает гидрологические прогнозы от разного рода статистических гидрологических расчетов, позволяющих оценить лишь вероятность различных значений того или иного элемента режима. Таким образом, каждый гидрологический прогноз должен иметь ту или иную заблаговременность, под которой понимается промежуток времени от момента составления прогноза до даты наступления или окончания предсказываемого явления. Это зависит от того, какой элемент режима предсказывается, например, максимальный уровень половодья, который имеет определенную дату, или сток за половодье, которое длится во времени некоторый период.

3.2. Закономерное и случайное в гидрологических прогнозах

Как все природные явления, гидрологические процессы подчиняются законам физики. Так, явления, связанные с переходом воды из одного агрегатного состояния в другое (образование льда на реках и водоемах, таяние снега и льда, испарение), определяются законами тепло- и влагообмена с атмосферой, а явления стекания воды по поверхности земли, движения ее в руслах и в толще почвогрунтов подчиняются законам гидродинамики.

Все изменения, которые мы наблюдаем в состоянии рек и других водных объектов, в среднем обусловлены климатическими особенностями данного бассейна, а в каждый конкретный момент времени являются следствием текущих условий погоды, т. е. метеорологических факторов. При этом воздейст-

вие одних (тепловых) факторов сказывается незамедлительно, а такого фактора, как осадки, с определенным замедлением, которое зависит от размеров речного бассейна. Например, продолжительность паводка, вызванного ливневым дождем в достаточно крупном бассейне, значительно больше продолжительности дождя. Еще с большим запозданием сказываются осадки, выпадающие в виде снега и аккумулирующиеся на поверхности бассейна. В этом случае время, необходимое для таяния снега и прохождения талой воды через замыкающий створ бассейна, может быть продолжительным в зависимости от размеров и характера последнего. В горном бассейне таяние снега длится несколько месяцев.

Более медленное протекание процессов стока и определенное их отставание от более быстро меняющихся метеорологических процессов является тем фактором, который благоприятствует определению с той или иной заблаговременностью некоторых элементов гидрологического режима. Вместе с тем вследствие неоднородности природной среды, чрезвычайной сложности и неравномерности метеорологических процессов в метеорологии и гидрологии чаще всего приходится иметь дело с такими явлениями, которые в соответствующих масштабах времени приобретают типичные черты случайных переменных. Так, максимальные зимние запасы воды в снеге, если взять их колебания от года к году, носят характер стохастической переменной. Точно так же обстоит дело с суммами осадков и температурой воздуха за отдельные календарные отрезки времени. Таким образом, при всей закономерности гидрологических процессов в прогнозах гидрологических явлений всегда присутствует элемент случайности, роль которого возрастает с увеличением заблаговременности прогноза и выражается в увеличении погрешностей последнего.

Относительная роль случайности в гидрологических прогнозах определяет в конечном счете их практическую возможность и значимость. Однако случайность колебаний метеорологических факторов не является при этом единственным решающим фактором. Значительную роль играют также точность необходимых для расчета гидрометеорологических данных и степень приближенности методики самих расчетов. Следовательно, абсолютно точных прогнозов в принципе быть не может даже в том случае, когда в их основе лежит достаточно точная в физическом отношении методика.

Большая или меньшая приближенность методов гидрологических прогнозов, недостаток данных гидрометеорологических наблюдений и их неточность обуславливают большие или меньшие погрешности прогнозов, которые также, как правило, носят характер случайных переменных. Все это в конечном счете определяет вероятностный характер прогнозов и соответственно этому формы их выражения и методику оценки их

эффективности, основанные на известных методах математической статистики и теории вероятности.

3.3. Классификация гидрологических прогнозов

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

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

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

Каждый из этих признаков позволяет разделить прогнозы на несколько видов.

По признаку заблаговременности гидрологические прогнозы делятся на долгосрочные и краткосрочные.

Условно к категории краткосрочных прогнозов принято относить прогнозы, заблаговременность которых не превышает 10—15 суток. Заблаговременность долгосрочных гидрологических прогнозов обычно от 1—2 до 6—8 месяцев.

В зависимости от предсказываемых явлений все гидрологические прогнозы делятся на прогнозы элементов водного режима (водные прогнозы) и элементов ледового режима (ледовые прогнозы). Каждый из этих видов прогнозов по признаку заблаговременности делится соответственно на долгосрочные и краткосрочные.

По целевому назначению все гидрологические прогнозы можно разделить на прогнозы общего пользования и специализированные прогнозы для различных отраслей народного хозяйства.

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

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

3.4. Научно-методические основы гидрологических прогнозов и их связь с метеорологическими прогнозами

В основе разработки методов гидрологических прогнозов лежит физический анализ природных процессов, конечная цель которого состоит в установлении количественных взаимосвязей,

позволяющих рассчитывать с заданной заблаговременностью интересующий нас элемент режима применительно к конкретным речным бассейнам или участкам рек. В соответствии с этим под методом прогноза понимается обычно общий подход к решению задачи, вытекающий из физической сущности процессов, определяющих данное явление (например, метод водного баланса, применяемый в расчетах объема стока, метод теплового баланса, применяемый в расчетах охлаждения воды для определения момента начала ледообразования, гидродинамический метод, применяемый в расчетах неустановившегося движения воды в русле).

В отличие от более общего понятия метода прогноза под методикой прогноза понимают обычно расчетные приемы или построения (формулы, графики связи или номограммы), разработанные на основе того или иного метода применительно к конкретным водным объектам или к некоторой территории. В качестве методики прогноза может быть как достаточно строгое аналитическое решение задачи, так и приближенные способы расчета с использованием в обоих случаях эмпирически установленных параметров или, наконец, чисто корреляционные связи.

Существующие методы гидрологических прогнозов можно разделить на четыре основные группы.

1. Методы, вытекающие из закономерностей движения воды в руслах. К ним относятся гидродинамические методы и приближенные способы расчета перемещения и трансформации паводков на участке реки, являющиеся основой краткосрочных прогнозов уровней и расходов.

2. Методы, вытекающие из закономерностей процессов формирования стока в речном бассейне. К ним относятся водно-балансовые методы прогнозов стока половодья и паводков и методы расчета их гидрографов.

3. Методы, вытекающие из закономерностей теплообмена в реках, озерах и водохранилищах, происходящих под влиянием гидрометеорологических факторов. Сюда относятся методы приближенного расчета охлаждения воды, нарастания и таяния льда, являющиеся основой краткосрочных прогнозов сроков замерзания и вскрытия рек и других водных объектов.

4. Методы, в основе которых лежат чисто корреляционные связи интересующей нас переменной с одним или несколькими причинными факторами. Такие связи используются для прогнозов недостаточно изученных явлений или при недостатке данных, необходимых для более глубокого физического анализа. Примером могут служить корреляционные связи сроков наступления различных ледовых явлений с характеристиками атмосферной циркуляции, используемые в долгосрочных ледовых прогнозах, и долгосрочные прогнозы стока горных рек, которые

часто, основываются на использовании корреляционных связей этого стока с показателями накопления снега в горах.

Как уже отмечалось, гидрологические процессы тесно связаны с метеорологическими. С точки зрения возможностей прогнозов все факторы, определяющие сток и другие гидрологические явления, можно разделить на две категории: 1) известные начальные факторы, которые определяют уже сложившиеся к моменту выпуска прогнозов условия и могут быть с той или иной степенью точности оценены по данным гидрометеорологических наблюдений; 2) неизвестные факторы будущего, влияние которых на предсказываемое явление сказывается уже после выпуска прогноза. К последним относятся главным образом будущие метеорологические условия. В принципе при наличии соответствующих метеорологических прогнозов они могут быть непосредственно введены в гидрологический прогноз. Однако современная метеорология не располагает пока достаточно точными методами количественного прогноза погоды. По этой причине практическая возможность гидрологических прогнозов определяется тем, как велика роль в формировании предсказываемых явлений будущих условий погоды и насколько они изменчивы во времени. Чем значительнее роль этих условий, тем более необходимы количественные метеорологические прогнозы. Практически для целей гидрологических прогнозов и предупреждений в настоящее время могут быть использованы только краткосрочные прогнозы температуры воздуха и осадков. Точность последних даже при весьма малой заблаговременности остается еще низкой.

В практике разработки методики гидрологических прогнозов широко используются такие приемы, как графическое построение эмпирически устанавливаемых зависимостей, корреляция, подбор эмпирических формул, построение расчетных графиков по заданным формулам. Этим вопросам посвящен ряд параграфов настоящей главы.

3.5. Эмпирические зависимости

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

Для установления зависимостей первого вида широко используются графические построения и методы корреляционного анализа. Второй тип зависимостей устанавливается путем усреднения и исключения влияния переменных факторов. Эмпирическая зависимость первого вида представлена на рис. 3.1.

В качестве примера зависимости второго типа может служить среднее распределение стока горной реки за весенне-летний период в зависимости от распределения площади водосбора по высоте над уровнем моря.

Представленная на рис. 3.1 зависимость может служить для прогнозов среднего расхода реки на шесть месяцев вперед. Как видно на этом рисунке, зависимость не обеспечивает очень высокую точность прогнозов, так как, во-первых, измеренные в нескольких точках бассейна зимние осадки не представляют собой действительных запасов снега, а во-вторых, весенне-летний сток зависит не только от скопившегося за зиму количества снега в бассейне, но и от осадков, выпадающих в весенне-летний период, которые данной зависимостью в явном виде не учитываются.

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

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

Полученная графическим путем эмпирическая зависимость может быть выражена в аналитическом виде, путем подбора формулы. Такие формулы также обычно называют эмпирическими в отличие от формул, выводимых теоретически.

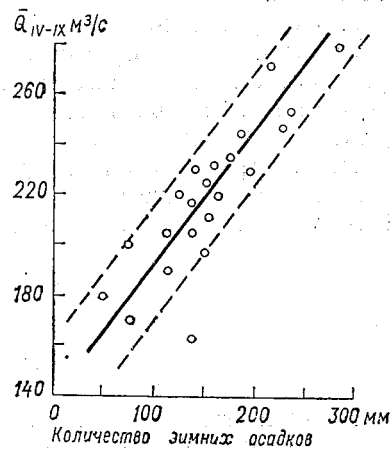


Рис. 3.1. Зависимость стока горной реки за весенне-летний период Q_{IV-VI} от количества зимних осадков.

3.6. Методы линейной корреляции

Прямая линия выражается уравнением вида

$$y = ax + b, \quad (3.1)$$

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

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. Величина b представляет собой отрезок, который прямая отсекает на оси координат. Эта величина, так же как и a , может быть положительной и отрицательной.

Любое уравнение первой степени может быть представлено графически в виде прямой линии. Точно так же любую заданную в системе координат прямую можно представить в аналитическом виде. Задача в этом случае сводится к тому, чтобы определить постоянные a и b .

Параметры прямой определяются 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:

$$a = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1},$$
$$b = y_1 - \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} x_1. \quad (3.2)$$

Координаты точек снимаются с графика прямой.

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 располагают лишь некоторым числом пар измерений двух переменных.

Первым шагом в отыскании эмпирической зависимости является построение графика связи между интересующими нас переменными. Пример подобного графика приведен на рис. 3.1.

Применение метода линейной корреляции позволяет 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 возведенных в квадрат отклонений точек от линии связи имеет наименьшее значение. 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 квадратическую ошибку, которые служат соответственно

мерой тесноты связи между переменными и мерой отклонения эмпирических данных от линии связи.

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

Для определения уравнения регрессии для двух переменных служит формула

$$y - \bar{y} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sum \Delta x^2} (x - \bar{x}). \quad (3.3)$$

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; Δx и Δy — отклонения измеренных значений от соответствующего среднего арифметического значения переменной или, как принято говорить от нормы: $\Delta x = x - \bar{x}$; $\Delta y = y - \bar{y}$. Знаком \sum обозначена сумма.

Расчеты ведутся в табличной форме (табл. 1). Порядок расчета следующий.

Таблица 1

Корреляция между двумя переменными

Порядковый номер	x	y	$\Delta x = x - \bar{x}$	$\Delta y = y - \bar{y}$	Δx^2	Δy^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x + \Delta y$	$(\Delta x + \Delta y)^2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Сумма									

Вначале заполняются графы 1—3, в которых соответственно записываются порядковые номера и значения переменных x и y . По данным граф 2 и 3 определяются средние арифметические значения этих величин: $\bar{x} = \frac{\sum x}{n}$ и $\bar{y} = \frac{\sum y}{n}$. В графах 4 и 5 записываются отклонения переменных 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 записывается произведение отклонений от нормы $\Delta x \Delta y$, в графе 9 — сумма этих отклонений, а в 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 быть близки к нулю. Далее, если сложить сумму чисел, полученных в графах 6 и 7, с удвоенной суммой чисел графы 8, то должно получиться значение, равное сумме всех чисел графы 10. Алгебраически это записывается так:

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

Величины, необходимые для вычисления уравнения регрессии по формуле (3.3), берутся из таблицы. Корреляционная таблица содержит также все данные, которые требуются для вычисления средних квадратических отклонений, коэффициента корреляции, средней квадратической ошибки уравнения регрессии и других статистических характеристик.

Средние квадратические отклонения σ_x и σ_y является мерой, характеризующей изменчивость переменных, и вычисляются по формулам:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n}} \quad \text{и} \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n}}, \quad (3.4)$$

где n — число членов ряда.

Коэффициент корреляции вычисляется по формуле

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}}. \quad (3.5)$$

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 связи между переменными, а отрицательный знак — обратной. Чем ближе к единице значение коэффициента корреляции, тем теснее связь между двумя переменными.

Угловой коэффициент уравнения регрессии связан с коэффициентом корреляции следующим соотношением:

$$a = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} r, \quad (3.6)$$

где σ_y и σ_x — средние квадратические отклонения переменных.

Мерой отклонения точек от линии связи является средняя квадратическая ошибка уравнения регрессии, которая обозначается обычно s_y . Значение этой ошибки связано со значением коэффициента корреляции и вычисляется по формуле

$$s_y = \sigma_y \sqrt{1 - r^2}. \quad (3.7)$$

Точность определения коэффициента корреляции зависит от числа членов ряда. Чем больше ряд, тем надежнее полученное

его значение. Вероятная ошибка коэффициента корреляции вычисляется по формуле:

$$E_r = \pm 0,674 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}, \quad (3.8)$$

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

Для характеристики точности уравнения регрессии служит значение так называемой приведенной средней квадратической ошибки

$$\bar{s}_y = s_y \sqrt{\frac{n}{n-2}}. \quad (3.9)$$

Корреляционные расчеты могут производиться и другим способом 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 дробными отклонениями от нормы.

До сих пор речь шла о нахождении линейной связи между двумя переменными величинами. Рассмотрим случай, когда необходимо найти линейную связь 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 связей между тремя переменными широко пользоваться графическими приемами.

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

Линейное уравнение для трех переменных имеет вид

$$z = ax + by + c. \quad (3.10)$$

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

$$z = \bar{z} = \frac{\sigma_z}{\sigma_x} \cdot \frac{r_{zx} - r_{zy}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} (x - \bar{x}) + \frac{\sigma_z}{\sigma_y} \cdot \frac{r_{zy} - r_{zx}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} (y - \bar{y}). \quad (3.11)$$

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

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

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

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}}$$

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

$$R_{zxy} = \sqrt{\frac{r_{zx}^2 + r_{zy}^2 - 2r_{zx}r_{zy}r_{xy}}{1 - r_{xy}^2}}, \quad (3.12)$$

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

Вероятная ошибка общего коэффициента корреляции R_{zxy} равна

$$E_R = \pm 0,674 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}}. \quad (3.13)$$

Средняя квадратическая ошибка уравнения регрессии

$$s_z = \sigma_z \sqrt{1 - R_{zxy}^2}. \quad (3.14)$$

Не вдаваясь в более подробный разбор корреляции трех переменных, приведем форму расчетной таблицы (табл. 2).

Таблица 2

Корреляция между тремя переменными

Порядковый номер	x	y	z	$\Delta x = x - \bar{x}$	$\Delta y = y - \bar{y}$	$\Delta z = z - \bar{z}$	Δx^2	Δy^2	Δz^2	$\Delta x \Delta y$	$\Delta x \Delta z$	$\Delta y \Delta z$	$\Delta x + \Delta y + \Delta z$	$(\Delta x + \Delta y + \Delta z)^2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сумма														

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.

3.7. Нелинейная корреляция и подбор эмпирических формул

При исследовании гидрологических явлений часто приходится встречаться с нелинейными зависимостями. Опираясь на способ наименьших квадратов, теория корреляции позволяет находить наилучшее решение и в случае нелинейных зависимостей. 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, 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 вида $y = ax + b$, параметры которой определяются наиболее просто, применяя рассмотренный ранее метод линейной корреляции. Приемы спрямления зависят от вида исходного уравнения. Здесь приводим только несколько простейших примеров.

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

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 $x' = \lg x$, $y' = \lg y$, $a' = \lg a$, получаем 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 уравнением (3.2), находят значения коэффициентов b и a' . Определив по значению логарифма величину a , получим оба искомого 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. Показательные функции удобны для вычислений, так как для e^x и e^{-x} существуют специальные таблицы, приводящиеся в справочниках по математике.

Спрямление 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 связь.

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

Уравнение гиперболы $y = \frac{1}{a+bx}$. Спрямление этой кривой достигается путем преобразования уравнения к виду

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

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, это будет свидетельствовать о правильности выбранного типа уравнения.

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 $y' = \lg(y - c)$. Чтобы графически проверить наличие линейной связи между переменными y' и x , необходимо заранее знать значение c . Определить его 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 искомое значение

$$c = \frac{y_1 y_2 - y_3^2}{y_1 + y_2 - 2y_3}. \quad (3.15)$$

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 определяют остальные два параметра этого уравнения a и b .

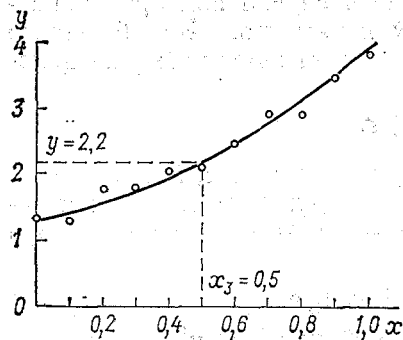
Разумеется, далеко не всегда удастся с одного раза правильно наметить тип уравнения. Бывает, что после спрявления выбранного уравнения линейная связь между новыми переменными не получается. В таком случае надо испробовать другие типы уравнений.

Рассмотрим пример подбора эмпирической формулы по заданным измеренным значениям 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. 3.2. Как видно, проведенная на глаз 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 $x = 0$, $y_1 = 1,30$ и точку с координатами $x_2 = 1,0$, $y_2 = 3,85$. Вычисляем абсциссу третьей промежуточной точки как среднюю между двумя пер-

Рис. 3.2. Эмпирическая кривая зависимости между двумя переменными.

выми: $x_3 = \frac{x_1 + x_2}{2} = \frac{0 + 1}{2} = 0,5$. Зная x_3 , определяем по кривой соответствующее значение y_3 (см. рис. 3.2), которое равно $y_3 = 2,20$. Теперь уже, пользуясь уравнением (3.15), вычисляем постоянную c :

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

Спрямляя уравнение посредством логарифмирования, получаем

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

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

Зависимость $\lg(y - c) = f(x)$ показана на рис. 3.3. 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:

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

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		$\pm 0,09$	$\pm 4,2$

отсюда 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 значения погрешностей. В табл. 4 даны как вычисленные значения y , так и погрешности расчета.

Мерой точности подобранной по эмпирическим данным формулы является среднее квадратическое 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

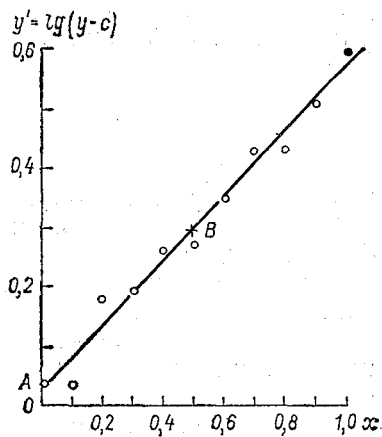


Рис. 3.3. Логарифмическая анаморфоза эмпирической кривой, представленной на рис. 3.2.

зависимостей теряет свой смысл, а корреляционное отношение, или индекс корреляции

$$\rho_y = \sqrt{1 - \frac{s_y^2}{\sigma_y^2}}, \quad (3.16)$$

где s_y — среднее квадратическое отклонение точек от кривой связи; σ_y — среднее квадратическое отклонение значений функции от своего среднего арифметического значения.

Формула индекса корреляции аналогична по виду формуле коэффициента корреляции. Однако между этими 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 значение индекса корреляции в зависимости от этого будет различной. Индекс корреляции обозначают обычно как ρ_y или ρ_x , чтобы показать, какая из переменных принята за функцию.

3.8. 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:

$$\begin{aligned} y' &= 0,5x_1 + 0,2x_2; \\ y'' &= y' + 2x_3; \\ y &= y'' - 0,4x_4. \end{aligned}$$

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, это и дает возможность, пользуясь общими осями, так совместить три графика, чтобы получить искомое значение y , не определяя значений y' и y'' . Наиболее наглядный вариант построения системы графиков с общими осями показан на рис. 3.4.

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 задаваться лишь двумя значениями x , как это сделано в табл. 5.

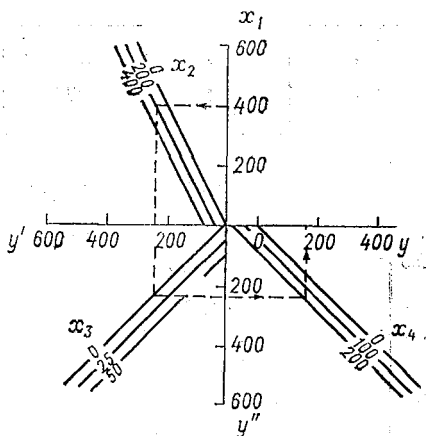


Рис. 3.4. Система расчетных графиков с совмещенными осями для линейного уравнения с четырьмя независимыми переменными.

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. 5 а. Угол наклона семейства прямых этого графика равен 45° .

Таблица 5 а

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

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

Таблица 5б

Значения $y = y'' - 0,4x_4$

y''	x_4				
	0	50	100	150	200
0	0	-20	-40	-60	200
500	500	480	460	440	420

Порядок определения искомого значения y показан на

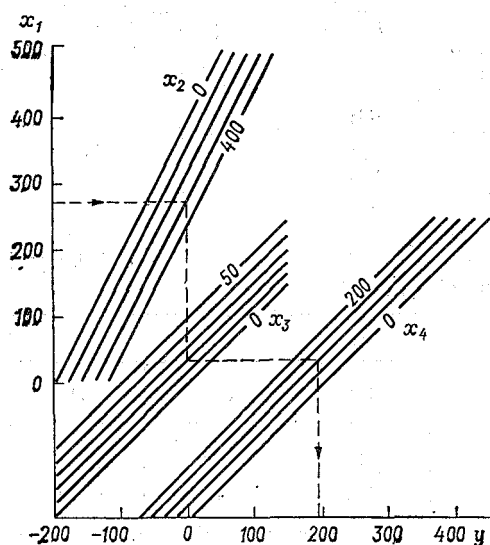


Рис. 3.5. Совмещенные расчетные графики для линейного уравнения с четырьмя независимыми переменными.

рис. 3.4 пунктирной линией. Шкалы на промежуточных осях y' и y'' разбиваются только для построения графиков. Для расчетов они не нужны.

Другой способ построения совмещенных графиков показан на рис. 3.5. 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.

3.9. Меры вариации и распределение случайных переменных

Имея дело со случайными переменными, важно знать степень их изменчивости во времени и вероятность появления различных их значений. Ниже рассмотрим способы определения статистических характеристик, которые необходимы для оценки точности и эффективности методов гидрологических прогнозов.

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

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad (3.17)$$

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

Во многих случаях более удобной для практических расчетов является другая формула

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x_i^2}{n} - \bar{x}^2}. \quad (3.18)$$

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

Вычисление среднего квадратического отклонения удобнее вести в таблицах, формы которых даны в табл. 6.

Таблица 6

Формы для вычисления среднего квадратического отклонения

по формуле (3.17)				по формуле (3.18)		
№ п/п	x_i	$x_i - \bar{x}$	$(x_i - \bar{x})^2$	№ п/п	x_i	x_i^2
1				1		
2				2		
⋮				⋮		
n				n		
Сумма				Сумма		
Среднее				Среднее		

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

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2 m}{\sum m}}, \quad (3.19)$$

где m — частота (число случаев с одинаковым значением переменной).

Среднее арифметическое \bar{x} вычисляется при этом по формуле

$$\bar{x} = \frac{\sum m_i x_i}{\sum m_i} \quad (3.20)$$

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

Таблица 7

x_i	m_i	$m_i x_i$	$(x_i - \bar{x})$	$(x_i - \bar{x})^2$	$(x_i - \bar{x})^2 m_i$	$\sigma = \frac{890\,000}{100} = 94,3$
500	10	5 000	-190	36 100	361 000	
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 квадратического отклонения σ_x , 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 абсолютное значение этого числа:

$$\begin{aligned} \bar{z} &= k\bar{x}; \\ \sigma_z &= |k| \sigma_x. \end{aligned}$$

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

$$\begin{aligned} \bar{x} &= \frac{z}{k}, \\ \sigma_x &= \frac{\sigma_z}{|k|}. \end{aligned}$$

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:

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

Свойство III. Если в группированном ряду все частоты умножить на одно и то же число, то ни норма \bar{x} , ни среднее квадратическое отклонение σ_x не изменятся. Это свойство позволяет

сокращать частоты на одно и то же число и тем самым упрощать расчет \bar{x} и σ_x .

Значительное сокращение вычислительной работы при расчетах 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
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

$$\bar{x} = \frac{42\,000}{50} = 840$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{445\,000}{50}} = 94,3$$

Приведенный в табл. 8 расчет можно еще более упростить. Пользуясь свойствами I, II, III, можно сократить частоты на одно и то же число и уменьшить все значения ряда путем вычитания из них постоянного числа, а пользуясь формулой (3.18), можно избавиться от необходимости вычислять отклонения от нормы. Пример расчета приведен в табл. 9.

Таблица 9

Интервалы переменной x	Частота m	Средние значения интервала 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	—	—	—

Порядок расчета следующий.

1. В графе 1 записываются интервалы значений переменной, например максимальные уровни половодья. Интервалы назначаются произвольно, но они должны быть одинаковыми.

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 свойствами 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 квадратическое отклонение для новой переменной вычисляем по формуле

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

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

$$\begin{aligned}\bar{x} &= \bar{x}'' i + c = -0,1 \times 100 + 850 = 840, \\ \sigma &= \sigma'' i = 0,943 \times 100 = 94,3.\end{aligned}$$

Как видно из примера, расчет среднего квадратического 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 истинного его значения тем больше, чем меньше объем выборки, т. е. чем меньше число членов ряда n . Среднее квадратическое отклонение для генеральной совокупности вычисляется по формуле

$$\bar{\sigma} = \sigma \sqrt{\frac{n}{n-1}}, \quad (3.21)$$

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

Ошибка прогноза вычисляется как разность между фактическим и вычисленным y' значениями

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

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

$$s = \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{n}}, \quad (3.22)$$

где n — число проверочных прогнозов.

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

Как среднее квадратическое отклонение σ , так и средняя квадратическая ошибка s не дают полного представления о возможных отклонениях от нормы или ошибках прогнозов. 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 интегральной, получившей в гидрологии название 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/с. 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 ошибки прогнозов могут выражаться как в абсолютных, так и в относительных величинах, например в процентах от фактического значения предсказываемой переменной или в долях средней квадратической ошибки. Отклонения от нормы удобно выражать в долях нормы. Пример вычисления повторяемости и обеспеченности ошибок прогноза слоя весеннего стока приведен в табл. 10.

Таблица 10

Пример вычисления повторяемости и обеспеченности ошибок прогноза весеннего стока

Повторяемость			Обеспеченность		
диапазон ошибок, мм	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

Если известна средняя квадратическая ошибка методики прогноза, для определения вероятности попадания ошибки в заданный диапазон и обеспеченности крайних значений этого диапазона пользуются обычно таблицей нормального распределения, в которой отклонения от среднего значения выражены в долях среднего квадратического отклонения. Сокращенная таблица для некоторых значений вероятности дана в приложении II. Пользование этой таблицей покажем на примере.

Допустим, что определяемое среднее значение предсказываемой переменной, скажем, весеннего стока, получилось равным 50 мм, а средняя квадратическая ошибка метода $s = 5$ мм. Мы хотим знать интервал, в котором может оказаться наша переменная с вероятностью 90%. Пользуясь таблицей, находим, что для этой вероятности отклонение составляет $\pm 1,64s$. Следовательно, с вероятностью 90% мы вправе ожидать сток в интервале от $50 - 1,64s$ до $50 + 1,64s$, т. е. при $s = 5$ мм с округлением в пределах 42—58 мм. Вероятность превышения нижнего предела будет равна 95%, а верхнего предела — 5%.

3.10. 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.

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 прош-

лые годы, легко вычислить среднюю дату начала ледообразования, а также установить отклонения сроков его появления от этой средней даты. При отсутствии методики прогноза такие 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 (рис. 3.6). 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

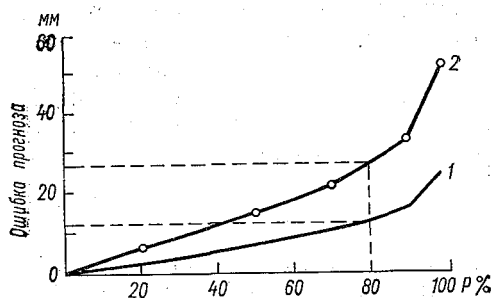


Рис. 3.6. Кривые обеспеченности ошибок прогноза (1) и отклонений от нормы (2).

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 (см. рис. 3.6). 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 квадратическая ошибка проверочных прогнозов; σ — среднее квадратическое отклонение предсказываемой переменной от нормы; σ_{Δ} — среднее квадратическое отклонение изменений той же переменной от среднего ее изменения за период заблаговременности прогноза. Способы вычисления s и σ были уже рассмотрены выше. Среднее квадратическое отклонение изменений переменной за период заблаговременности прогноза вычисляется по формуле

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n}}, \quad (3.23)$$

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 квадратическое изменение расхода от декады к декаде или от месяца к месяцу оказывается меньше, чем соответствующие средние квадратические отклоне-

ния 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.

К категории хороших методик прогнозов относятся такие, для которых $\frac{s}{\sigma} < 0,5$; к категории удовлетворительных, когда $\frac{s}{\sigma}$ колеблется от 0,5 до 0,8.

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 основании определения вероятности появления таких ошибок, которые превышают заранее установленную допустимую погрешность. Если эта вероятность мала (меньше 25%), 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 $\frac{s}{\sigma}$ близким к единице, 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. Оправдавшиеся считаются прогнозы, ошибки которых меньше или равны допустимой. Такая оценка является условной и не отвечает вероятностному характеру прогнозов.

Допустимая ошибка 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 относительное значение допустимой ошибки оказывается различным при разных значениях предсказываемой переменной. Например, при допустимой ошибке для прогноза весеннего стока, равной 10 мм, относительное ее значение для большого стока, скажем, в 100 мм, составляет 10%, а для малого стока в 20 мм — 50%.

3.11. Моделирование и применение электронных вычислительных машин 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 ручного труда. Применение электронных счетных машин в гидрологических прогнозах открывает широкие возможности для использования более сложных методов, разработка и практическое применение которых ранее были невозможны. 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, превышало продолжительность перемещения паводковой волны на участке реки.

Электронные счетные машины позволяют также быстро выполнять обработку и объективный анализ исходных данных, находить или подбирать оптимальные значения параметров при разработке методики прогнозов. Возможность разработки для электронных машин комплексных программ, включающих обра-

ботку 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.

Существуют 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 значения силы тока, напряжения, сопротивления и емкости в электрических цепях. Другими словами, решение задач на этих машинах основывается на принципе электрической аналогии 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 (ПР-49) применяется, в частности, в гидрологических прогнозах для расчета перемещения паводковых волн или волн попусков на слабоприточных участках рек в нижних бьефах гидроэлектростанций. По заданному графику расходов воды в верхнем створе участка такая машина позволяет очень быстро получить график расходов в интересующем нас нижнем створе, если известны параметры, характеризующие русловую емкость и время добегания воды на участке.

Аналоговые или моделирующие электронные вычислительные машины обладают большим быстродействием. Однако в оперативном отношении универсальные цифровые машины имеют определенное преимущество, так как могут обеспечивать все операции, связанные с расшифровкой телеграмм, первичной обработкой и объективным анализом данных наблюдений, т. е.

обеспечивать полную автоматизацию всего процесса, начиная с поступления информации с каналов связи и кончая выдачей прогноза. Решающее значение в обеспечении такого рода автоматизации расчетов имеет наличие и объем памяти универсальных цифровых машин.

С появлением электронных машин неизмеримо расширились возможности не только решения более сложных задач, но и математического моделирования природных процессов.

Термин «математическое моделирование» в науке вообще и в гидрологии, в частности, получил широкое хождение в связи с использованием в исследовательской работе электронных вычислительных машин и развитием такого специфического раздела, как анализ систем в технической кибернетике и вычислительной математике. Применительно к гидрологии под математическим моделированием понимается математическое описание взаимосвязи во времени природных процессов, определяющих интересующее нас явление и отражающее генезис и физические закономерности этих процессов. Весьма важным элементом такого моделирования является определение параметров математических уравнений применительно к конкретному речному бассейну или участку реки, которое выполняется с помощью электронных вычислительных машин на эмпирическом материале методами последовательных приближений или оптимизации, а в ряде случаев путем решения обратных задач.

3.12. Формы выражения прогнозов

Поскольку гидрологические прогнозы не являются совершенно точными, при их выпуске должна указываться вероятность ошибок, которые возможны в данном прогнозе. Это необходимо для того, чтобы те, кто пользуется прогнозом, знали меру его точности и могли учесть ее при принятии своих хозяйственных решений.

Принимая во внимание случайный характер ошибок, прогноз может формулироваться в трех формах:

1) в виде ожидаемой (наиболее вероятной) величины с указанием ошибки заданной вероятности. Например, «максимальный уровень половодья на такой-то реке у такого-то пункта ожидается 820 см при вероятной ошибке ± 50 см». (Обеспеченность вероятной ошибки, составляющей $\pm 0,674s$, равна 50%);

2) в виде одного или нескольких диапазонов, в которые с заданной вероятностью может попасть предсказываемая переменная. Например, для того же случая прогноз может формулироваться: «Максимальный уровень половодья ожидается с вероятностью 50% в пределах 770—870 см, а с вероятностью 80% в пределах 725—915 см»;

3) в виде ряда значений ожидаемой переменной с указанием вероятности их превышения или, наоборот, не превышения. На-

пример, «максимальный уровень половодья ожидается с вероятностью 50% не выше 820 см, с вероятностью 75% не выше 870 см, с вероятностью 90% не выше 915 см».

Для определения ошибок и их вероятности пользуются, как говорилось в п. 3.9, таблицей нормального распределения. Наиболее широкое распространение в практике имеет первая из указанных выше форм выпуска прогнозов.

Упражнения

- 3.1. Используя данные табл. 11, методом линейной корреляции найти уравнение связи между средними расходами воды за предшествующий x и последующий y месяцы, среднюю квадратическую ошибку s_y , коэффициент корреляции r и вероятную его ошибку E_r .

Таблица 11

N	x	y	N	x	y	N	x	y	N	x	y	N	x	y
1	252	141	6	192	132	11	150	98	16	105	85	21	91	78
2	246	145	7	185	110	12	135	100	17	103	80	22	80	70
3	239	131	8	175	112	13	130	85	18	102	75	23	69	65
4	232	120	9	160	108	14	125	88	19	100	90	24	60	69
5	220	122	10	154	95	15	110	78	20	100	80	25	50	60

- 3.2. Пользуясь полученным уравнением регрессии, определить расчетные значения и произвести оценку методики, вычислив отношения $\frac{s}{\sigma}$ и $\frac{s}{\sigma_{\Delta}}$.

Построить кривые обеспеченности ошибок расчета (y) и его отклонений от нормы.

- 3.3. Используя данные табл. 12, найти уравнение регрессии для трех переменных $z=f(x, y)$ и вычислить R_{zxy} и s_z .

Таблица 12

N	x	y	z	N	x	y	z	N	x	y	z	N	x	y	z
1	240	12	69	8	320	27	90	15	290	3	120	22	230	2	86
2	212	9	60	9	256	24	65	16	226	0	80	23	240	7	84
3	200	15	46	10	241	2	90	17	264	20	73	24	280	1	110
4	240	14	76	11	200	5	70	18	220	21	50	25	280	41	50
5	300	8	100	12	236	30	45	19	261	3	98				
6	280	4	96	13	271	13	85	20	252	1	100				
7	280	34	62	14	300	0	120	21	206	4	75				

Примечание. z — сумма градусов положительной температуры воздуха, необходимая для начала половодья; x — запас воды в снеге перед началом таяния, мм; y — количество жидких осадков, мм.

- 3.4. По данным табл. 13, построить график и подобрать эмпирическую формулу.

Таблица 13

y	1,0	1,9	3,0	4,1	4,9	6,0	7,1	8,0	9,1	10,0
x	0,50	1,80	4,7	8,8	12,2	18,0	24,8	31,6	40,5	50,0

Глава 4

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ И УРОВНЕЙ ВОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ В РУСЛАХ

4.1. Общие положения

Краткосрочные прогнозы уровней в реках, использующие закономерности движения воды в открытых руслах, имеют наиболее давнюю историю. Начало им было положено приблизительно в середине прошлого столетия во Франции в связи с потребностью в предупреждениях о наводнениях и связывается с именем инженера Бельграна. В нашей стране такого рода прогнозы начали разрабатываться в 90-х годах прошлого столетия в связи с потребностями судоходства. Развитие их шло в тесной связи с развитием гидрометрических наблюдений на реках. В настоящее время они являются самым массовым видом прогнозов и широко используются для предупреждений об опасных уровнях во время половодья и паводков, для обеспечения судоходства и других отраслей народного хозяйства в период межени.

Заблаговременность такого рода прогнозов определяется продолжительностью перемещения водных масс на участках рек, на которых ведутся гидрометрические работы. Для больших рек она может достигать 10 суток и более, а для малых рек — измеряться даже часами. С постройкой крупных гидроэлектростанций возникла потребность в такого рода прогнозах в нижних бьефах, что связано с резкими колебаниями пусков воды.

С появлением электронных вычислительных машин стало возможным рассчитывать неустановившееся движение воды в руслах на основании решения уравнений гидродинамики. Однако и в настоящее время большое количество прогнозов выпускается на основании простейших ручных способов расчета.

4.2. Движение и трансформация волны паводка на бесприточном участке реки

Если взять данные двух гидрометрических створов на бесприточном участке реки и сопоставить их между собой, 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 верхнего створа. Каждый паводок при своем продвижении вниз по реке претерпевает трансформацию, обусловленную несколькими причинами.

К числу основных причин, вызывающих изменение формы волны паводка, относятся 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, что обусловлено различием в уклоне водной поверхности. С этими причинами и связано явление «распластывания» паводка по мере его продвижения на бесприточном участке реки.

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 скорости течения, на подъеме и спаде значительно меньше, в связи с этим 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 русла и особенно поймы. При выходе воды на пойму происходит временное ее изъятие из потока на затопление поймы, а следовательно, отставание этой массы воды от основного потока.

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. 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 часто увеличивается с увеличением расходов.

Теоретически движение и трансформация волн паводков на бесприточном участке реки описываются уравнениями гидродинамики. Решение этих уравнений и сам расчет расходов и уровней для естественных русел представляют собой сложную задачу. Они стали возможными лишь с появлением электронных вычислительных машин. Но даже с помощью этих машин такие расчеты во многих случаях не могут быть осуществлены из-за

отсутствия необходимых для этого морфометрических и гидравлических данных. По этой причине широкое применение в практических расчетах сохраняют 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 выражается в первом приближении уравнением водного баланса, вытекающим из условия неразрывности потока:

$$\bar{q}\Delta t - \bar{Q}\Delta t = \Delta W, \quad (4.1)$$

где \bar{q} и \bar{Q} — средние расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах участка за расчетный интервал времени, м³/с; ΔW — изменение объема воды на участке за тот же интервал времени, м³; Δt — расчетный интервал времени, с.

Для расчета расходов воды в нижнем створе участка реки по уравнению (4.1) 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 время добегания воды на участке.

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

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q}, \quad (4.2)$$

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 u паводка к средней скорости течения v составляет приблизительно $\frac{u}{v} = \frac{4}{3}$, т. е. $u \approx 1,3v$.

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 не одновременно, 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 расчетов времени добегания по формуле (4.2) необходимо иметь, кроме таблиц расходов воды, кривую объемов $W = f(Q)$ или $W = f(q, Q)$. Как следует из формулы (4.2), время добегания выражается тангенсом угла наклона касательной к кривой объемов в точке, соответствующей данному расходу воды.

4.3. Построение кривых объемов для участков рек

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

- 1) на основе морфометрических данных и кривых расходов;
- 2) 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

$$W(Q) = \sum \overline{\omega(Q)}_i l_i, \quad (4.3)$$

где $\overline{\omega(Q)}_i$ — средняя площадь поперечного сечения потока на участке между двумя поперечниками, отвечающая заданному значению расхода, м²; l — расстояние между поперечниками, м; индекс i означает номер участка между двумя поперечниками.

Вычислив для различных значений расхода соответствующие им объемы, легко построить искомую кривую объемов. Изложенный выше способ определения кривой объемов практически не всегда возможен из-за недостатка морфометрических данных.

Для построения кривой объемов по гидрометрическим данным используется уравнение водного баланса (4.1), которое дает возможность определять изменение объема воды на бесприточном участке по разности расходов в нижнем и верхнем створах. Последовательное их суммирование и отнесение сумм к соответствующим значениям расхода в нижнем створе или расходу, осредненному на участке, позволяют построить график зависимости $W = f(Q)$ или $W = f(q, Q)$.

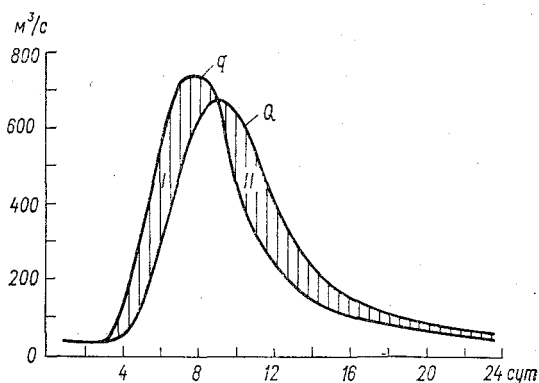


Рис. 4.1. Совмещенные гидрографы на бесприточном участке реки.

q — расход в верхнем створе; Q — расход в нижнем створе. I — накопление запаса воды; II — истощение запаса воды.

Для построения кривых объемов отбирается несколько паводков, характеризующихся интенсивным подъемом и спадом и разных по максимальному расходу. Определение разностей между расходами верхнего и нижнего поста можно вести как за период всего паводка, так и только за период его спада. Рис. 4.1 иллюстрирует накопление и истощение запаса воды на участке реки.

Пример расчета для одного паводка за период спада приведен в табл. 14.

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

$$\bar{Q} = \frac{Q_v + Q_n}{2} \text{ или } \bar{Q}' = xQ_v + (1-x)Q_n,$$

где x — коэффициент меньше 0,5.

Таблица 14

Пример расчета ординат кривой объемов для бесприточного участка реки

Дата	Расход воды в нижнем створе, м ³ /с	Расход воды в верхнем створе, м ³ /с	Разность расходов	Сумма разностей расходов	Объем воды на участке, млн. м ³	Средний расход воды на участке, м ³ /с
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

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.

Расчеты не следует вести 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. 4.2). 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.

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

$$W = \frac{L(Q_n + Q_H)}{2v_{cp}}, \quad (4.4)$$

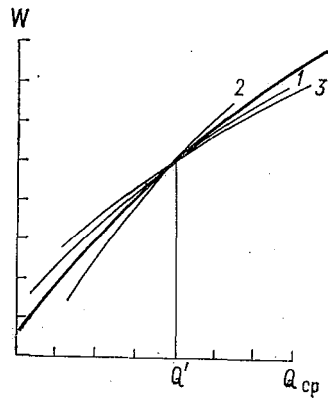


Рис. 4.2. Построение кривой объемов для участка реки.
1—3 — номера паводков.

где L — длина участка, м; $v_{\text{ср}}$ — средняя скорость течения на участке, м/с; 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. 14. Это избавляет при дальнейших расчетах от необходимости делить приращения объема на число секунд и тем сокращает вычислительный труд.

Кривые объемов могут строиться и для приточных участков, если имеется возможность учесть боковой приток на участке. Если, например, крупный приток впадает близко к верхнему створу участка, то его расходы прибавляют к расходу верхнего створа главной реки. Если он впадает вблизи нижнего створа участка, то расходы его вычитают из расходов нижнего створа.

Таблица 15

Вычисление объемов воды в р. Оке на участке Калуга—Кашира за половодье 1942 г. ($a=2,47$)

Дата	Калуга Q_B	Кашира Q_H	Протва у Спас-Загорья $q_{\text{пр}}$	$Q_B = aq_{\text{пр}}$	$Q' = Q_B + \frac{Q_H}{(1+a)}$	$\Delta W = Q' - Q_H$	$W = \sum \Delta W$	$Q_{\text{ср}} = \frac{Q_B + Q_H}{2}$
Апрель								
10	147	155	13,1	32	192	37	37	151
11	168	167	13,0	32	213	46	83	168
12	229	173	19,1	47	295	122	205	201
13	392	266	23,8	59	475	209	414	329
14	621	315	29,5	73	724	409	823	468
15	853	444	45,5	112	1012	568	1391	648
16	1350	984	135	333	1818	834	2225	1167
17	2200	1830	140	346	2686	856	3081	2015
18	3320	2980	363	897	4580	1600	4681	3150
19	4560	4090	440	1087	6087	1997	6678	4325
20	6300	5440	470	1161	7931	2491	9169	5870
21	7740	6870	487	1203	9430	2560	11729	7305
22	8440	8210	431	1065	9936	1726	13455	8325
23	8440	9180	382	944	9766	586	14041	8810
24	7910	9250	271	669	8850	-400	13641	8580
25	6930	8720	233	576	7739	-981	12660	7825
26	5740	7830	168	415	6323	-1507	11153	6785
27	4510	6940	140	346	4996	-1944	9209	5725
28	3390	5960	116	287	3793	-2167	7042	4675
29	2410	5060	89,0	220	2719	-2341	4701	3735
30	1530	3820	56,4	139	1725	-2095	2606	2675

В тех случаях, когда кроме притока, на котором измеряются расходы, на участке впадают другие речки, наблюдения на которых не ведутся, общий расход бокового притока воды на участке может определяться по формуле

$$Q_6 = a q_{\text{пр}}, \quad (4.5)$$

где $q_{\text{пр}}$ — известный расход притока, впадающего на участке реки; a — коэффициент, вводимый для учета всего бокового притока. Этот коэффициент определяют как отношение

$$a = \frac{\sum Q_{\text{н}} - \sum Q_{\text{в}} - \sum q_{\text{пр}}}{\sum q_{\text{пр}}}, \quad (4.6)$$

где $\sum Q_{\text{н}}$ — сумма ежедневных расходов в нижнем створе реки за период паводка; $\sum Q_{\text{в}}$ — то же, в верхнем створе; $\sum q_{\text{пр}}$ — то же, на притоке.

Пример расчета кривой объемов для приточного участка приведен в табл. 15. В этом примере за объем воды принимается сумма разностей расходов.

4.4. Практические способы расчета трансформации волны паводка на бесприточном участке

Простейшие способы расчета трансформации паводочной волны на бесприточном или слабоприточном участке реки основаны на использовании уравнения водного баланса (4.1). Известен ряд способов, предложенных в разное время разными авторами. Различие этих способов состоит в том, как определяется изменение объема воды за расчетный интервал времени. В одних способах используются кривые объемов, построенные по данным наблюдений. В других — даются аналитические способы расчета, различающиеся тем, какие допущения приняты в отношении вида зависимости, которой удовлетворяет кривая объемов. Во всех случаях расчетный интервал времени должен быть меньше времени добегания воды на участке и принимается обычно равным от половины до одной трети последнего.

Графоаналитический способ (предложил Р. Д. Гудрич). Способ дает возможность рассчитывать трансформацию волны паводка озером, а также на бесприточном участке реки по заданным интервалам времени, если известна кривая объемов $W = f(Q)$. В основу расчета кладется уравнение водного баланса (4.1), записанное в следующем виде:

$$\frac{q_1 + q_2}{2} \Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2} \Delta t = W_2 - W_1. \quad (4.7)$$

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 (4.7) легко преобразуется к более удобному для расчетов виду

$$q_1 + q_2 + \left(\frac{2W_1}{\Delta t} - Q_1 \right) = \frac{2W_2}{\Delta t} + Q_2. \quad (4.8)$$

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 по данным о расходах, используя для вычисления левую часть уравнения (4.8), в которой все величины известны. Вид ее показан на рис. 4.3. Расчет расходов ведется табличным способом в следующем порядке (табл. 16).

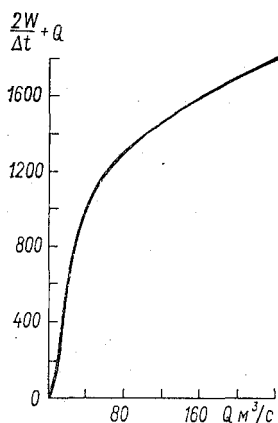


Рис. 4.3. Зависимость $\frac{2W}{\Delta t} + Q = f(Q)$.

В графе 1 записываются порядковые номера расчетных интервалов. В данном примере расчетный интервал принят равным полусуткам, так что если первая строка относится к 8 ч утра, то вторая — к 20 ч, третья — к 8 ч утра следующего дня и т. д. В графу 2 вносятся значения притока в указанные сроки, а в первую строку графы 5 записывается фактический расход воды в нижнем створе (40 м³/с). Имея этот расход и пользуясь расчетной зависимостью (см. рис. 4.3), определяем соответствующую

Таблица 16

Пример графоаналитического расчета трансформации волны паводка

Номер расчетного интервала	q м ³ /с	$\frac{2W_1}{\Delta t} - Q$ м ³ /с	$\frac{2W_2}{\Delta t} + Q$ м ³ /с	Q м ³ /с
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

щую ему величину $\frac{2W_2}{\Delta t} + Q = 1000 \text{ м}^3/\text{с}$, которая записывается в первую строку графы 4. Величина $\frac{2W_1}{\Delta t} - Q$ в графе 3 вычисляется как $\frac{2W}{\Delta t} = Q - 2Q = 1000 - 2 \times 40 = 920 \text{ м}^3/\text{с}$. 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 ($44 \text{ м}^3/\text{с}$). Вычислив далее величину $\frac{2W^2}{\Delta t} - Q$ 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 ($60 \text{ м}^3/\text{с}$) и т. д.

Аналитические способы. Простейшие аналитические способы расчета трансформации волны паводка основываются на решении уравнения (4.1) при допущении о линейности кривой объемов, т. е. что объем воды на участке прямо пропорционален расходу в нижнем створе или расходам в верхнем и нижнем створах участка.

Наиболее распространенными являются предложенный американским гидрологом Маккарти маскингемский способ (именуется по названию реки, для которой применен впервые) и разработанная в СССР Г. П. Калининым и П. И. Милюковым методика расчета по характерным участкам.

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

$$W = k [xq + (1 - x)Q]. \quad (4.9)$$

Здесь k и x имеют значения, постоянные для данного участка реки. Постоянная k представляет собой отношение объема к средневзвешенному расходу воды на участке и имеет размерность времени. По своему значению она близка ко времени добега воды на участке. Если объем воды выражается в виде суммы расходов, а расход в кубических метрах в секунду, то величина k имеет размерность суток. Коэффициент x является безразмерным и всегда меньше единицы. Его значения, как показывает опыт, чаще всего лежат в пределах $0 - 0,5$.

Параметры k и x для конкретного участка реки определяются путем построения на материалах наблюдений за прошлые годы эмпирических зависимостей $W = f[xq + (1 - x)Q]$ при различных значениях 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:

$$Q_2 = c_0 q_2 + c_1 q_1 + c_2 Q_1, \quad (4.10)$$

где

$$\begin{aligned} c_0 &= \frac{kx - 0,5 \Delta t}{k - kx + 0,5 \Delta t}; \\ c_1 &= \frac{kx + 0,5 \Delta t}{k - kx + 0,5 \Delta t}; \\ c_2 &= \frac{k - kx - 0,5 \Delta t}{k - kx + 0,5 \Delta t}, \end{aligned} \quad (4.11)$$

а сумма коэффициентов c_0 , c_1 и c_2 равна единице.

Расчет по формуле (4.10) ведется последовательно, принимая вычисленное для предыдущего срока значение Q_2 в качестве начального расхода в следующем расчетном интервале времени.

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

$$W = \bar{\tau} Q. \quad (4.12)$$

Коэффициент пропорциональности $\bar{\tau}$ 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 формуле

$$L = \frac{Q_y}{i_y z}, \quad (4.13)$$

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 (4.13), длина характерного участка должна увеличиваться с увеличением расхода воды. В практических расчетах, однако, она принимается постоянной, равной среднему значению.

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

$$Q_t = (1 - a) q + a Q_0. \quad (4.14)$$

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

$$a = e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}, \quad (4.15)$$

где e — основание натуральных логарифмов; Δt — расчетный интервал времени; τ — постоянная, равная времени добегаия.

Формула (4.14) 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. Расчет ведется последовательно. Вычисленный для конца первого интервала времени расход воды в нижнем створе характерного участка принимается за начальный расход для следующего интервала времени.

Метод расчета по характерным участкам позволяет определять трансформацию волн паводков 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 добегаия коэффициент пропорциональности между объемом и расходом воды (время добегаия) τ для каждого характерного участка одинаков.

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

$$Q_n = q_0 \frac{\Delta t}{\tau^n (n-1)!} \tau^{n-1} e^{-\frac{\tau}{\tau}}, \quad (4.16)$$

где q_0 — расход воды в верхнем створе (приток к первому характерному участку); τ — время; Δt — расчетный интервал времени; 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 добегаия $p(\tau)$. Форма этой функции зависит от параметров τ и n , которые для заданного участка реки принимаются постоянными. Трансформационная функция $p(\tau)$ 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 формулой

$$Q_t = \sum_{\tau=1}^{\tau=\tau_{\text{макс}}} p_{\tau} q_{t-(\tau-1)}. \quad (4.17)$$

В этой формуле, которая предназначена для расчетов по конечным интервалам времени, p_{τ} — есть значение трансформационной функции в расчетную единицу времени τ , а $q_{t-(\tau-1)}$ — расход в верхнем створе, доля которого, равная p_{τ} , проходит нижний створ в единицу времени t . Этот расход, как указывалось, принимается постоянным в течение расчетного интервала времени.

Расчеты расходов воды при неустановившемся движении (трансформации волны паводка или попусков воды из водохранилища на участке реки) по приближенным формулам (4.16) и (4.17) не так сложны, как трудоемки. Расчеты ускоряются с помощью электронных моделирующих устройств, специально предназначенных для решения этой задачи. Таким устройством является компактная электронная машина ПР-49 конструкции А. Н. Волосевича. Она позволяет вести расчет при переменном в зависимости от расхода воды времени добегания, т. е. решать значительно более сложную задачу. Решение такой задачи вручную становится практически невозможным.

Более общий подход к определению функции добегания $p(\tau)$ предложен Д. А. Бураковым на основании ее трактовки как функции распределения. Этот подход позволяет использовать в расчетах более гибкие функции, пользуясь такими вполне ясными в физическом смысле параметрами, как среднее и минимальное время добегания на участке реки, а также учитывать при расчетах боковой приток.

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

Из уравнения водного баланса (4.1) следует

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = \bar{q} - \bar{Q}; \quad (4.18)$$

но так как $W = \bar{\tau}Q$, то

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \frac{\bar{q} - \bar{Q}}{\bar{\tau}}. \quad (4.19)$$

В пределе, когда $\Delta t \rightarrow 0$ (стремится к нулю), отношение $\frac{\Delta Q}{\Delta t}$ представляет собой тангенс угла наклона (к оси времени) гидрографа в нижнем створе $Q(t)$ при данном значении расхода. Уравнение (4.19) и служит основой очень простого графического

построения трансформированного гидрографа в нижнем створе по заданному гидрографу в верхнем створе и заданному значению $\bar{\tau}$. Техника его показана на рис. 4.4. Из точки, отвечающей расходу q_2 , на гидрографе притока откладываем горизонтальный отрезок длиной $\bar{\tau}$. 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 расходу воды в конце характерного участка. Аналогичным путем последовательно находят другие значения расходов. Соединяя точки плавной кривой, получим весь гидрограф. Принимая этот

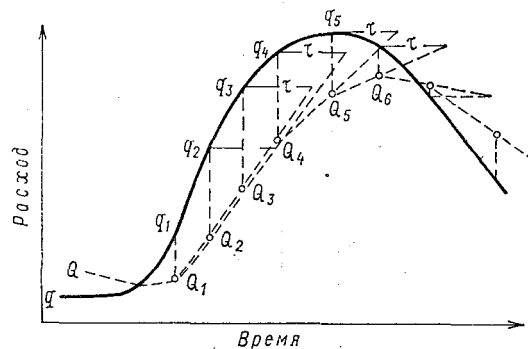


Рис. 4.4. Графический способ трансформации паводка.

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 $\bar{\tau}$, если предварительно установить его зависимость от расхода $\bar{\tau} = f(Q)$.

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 свой коэффициент пропорциональности $\bar{\tau} = \frac{W}{Q}$.

Другой простой графический способ предложил американский гидролог М. А. Колер. Способ состоит в том, что расходы притока (расходы в верхнем створе участка) сдвигаются по оси времени на некоторую величину запаздывания t_3 , а затем трансформируются описанным выше способом (рис. 4.5). Время запаздывания и постоянная времени $\bar{\tau}$, которую необходимо знать для трансформации гидрографа, устанавливаются эмпирически по данным о расходах воды за прошлые годы. Способ может

применяться как при постоянных значениях t_3 и $\bar{\tau}$, так и при переменных, если известна их зависимость от расходов воды на участке. По данным о расходах за прошлые годы обычно ищется зависимость времени запаздывания от расхода воды в верхнем створе $t_3 = f(Q_B)$, а постоянной времени — от расхода в нижнем створе участка $\bar{\tau} = f(Q_H)$.

При постоянном времени запаздывания $t_3 = \text{const}$ порядок операций безразличен. Можно сначала сдвинуть гидрограф притока, а затем его трансформировать или наоборот. При переменном времени запаздывания $t_3 = f(Q_B)$ сперва производится

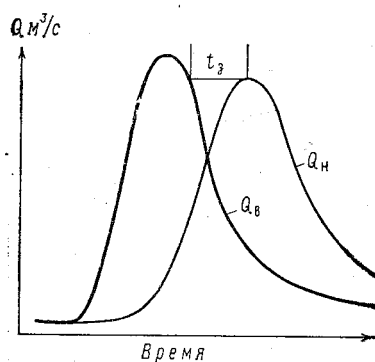


Рис. 4.5. Определение времени запаздывания.

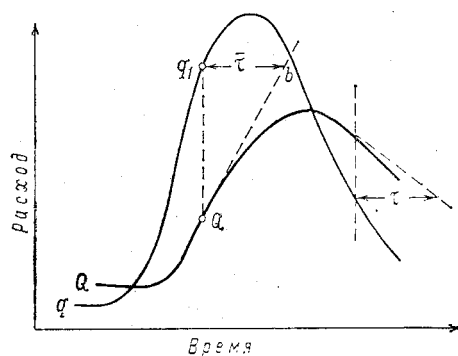


Рис. 4.6. Графическое определение постоянной времени τ .

сдвигка гидрографа, а потом его трансформация. Следует, однако, отметить, что отыскание зависимостей $t_3 = f(Q_B)$ и $\bar{\tau} = f(Q_H)$ является нелегкой задачей.

Время запаздывания 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 (см. рис. 4.5). Постоянная времени $\bar{\tau}$ устанавливается, пользуясь графическим способом, вытекающим из уравнения (4.19). На сдвинутом во времени (на t_3) гидрографе верхнего поста выбирают точку q_1 (рис. 4.6). Из этой точки 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 $\bar{\tau}$. Определение t_3 и $\bar{\tau}$ выполняется для ряда паводков. Кривые зависимости $t_3 = f(Q_B)$ и $\bar{\tau} = f(Q_H)$ уточняются затем путем подбора наилучшего варианта.

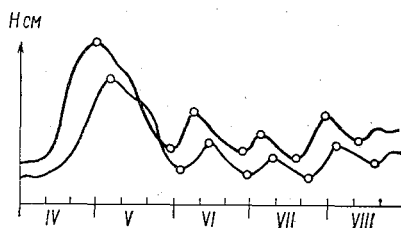
Описанный способ может применяться для краткосрочных прогнозов расходов и уровней воды на участках большой протя-

женности. Главная его трудность состоит в определении значений t_3 и τ .

4.5. Метод соответственных уровней

Метод соответственных уровней является одним из простейших и старейших приемов краткосрочных прогнозов. Суть метода сводится к установлению связи 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. Наилучшие результаты метод соответственных уровней дает применительно к прогнозам пиковых расходов и уровней.

Рис. 4.7. Совмещенные графики колебания уровня воды на двух постах с разметкой соответственных уровней.



Связи соответственных уровней могут быть установлены путем корреляции или графически. И в том и 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, устойчивость русла и его морфометрические особенности, определяющие вид кривых расходов и степень трансформации волны паводка. 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.

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. 4.7). 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.

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 датам наступления соответственных уровней вычисляется время пробега воды на участке, которое также записывается в таблицу. Пользуясь данными таблицы, устанавливают, насколько сильно меняется время добегания при различных уровнях и насколько закономерно 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 его среднее значение. Если оно меняется значительно и 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 для прогноза максимальных уровней половодья дан в табл. 17 и 18.

Рассмотрим некоторые другие приемы определения времени добегания, применяющиеся в практике гидрологических прогнозов.

Определение времени добегания 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.

Пользуясь кривыми расходов, строится график связи уровней двух постов. Построение его легко выполняется графически, как показано на рис. 4.8. 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 связи уровней. Далее, пользуясь данными водомерных наблюдений, составляют таблицу для определения времени добегания воды. Форма этой таблицы дается (табл. 19).

Определив время добегания для большого числа случаев, охватывающих весь диапазон изменения уровня, выясняют

Таблица 17

Соответственные уровни и время пробега воды в период половодья

№ п/п	Год	Верхний пост		Нижний пост		Время пробега воды, сутки
		дата	уровень над нулем графика, см	дата	уровень над нулем графика, 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

Таблица 18

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

Форма для определения времени добегания воды между постами

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

закономерность его изменений, как это было показано в предыдущем примере.

Если кривые расходов воды имеют две ветви (для подъема и спада), строят два графика соответственных уровней (для

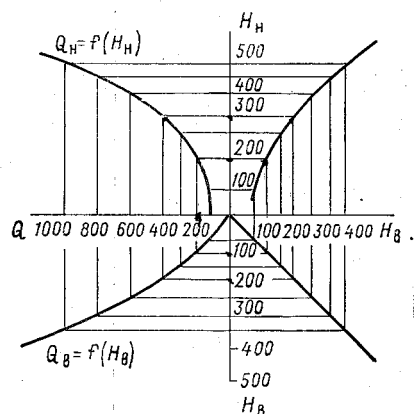
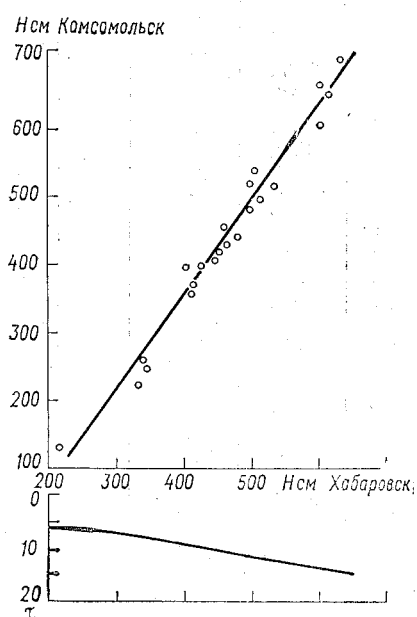


Рис. 4.8. Построение графика соответственных уровней посредством кривых расходов.

Рис. 4.9. График связи максимальных уровней паводков и времени добегания; р. Амур на участке Хабаровск—Комсомольск.



фазы подъема и фазы спада), которыми и пользуются при составлении табл. 19. В таком случае целесообразно ввести в табл. 19 еще одну графу для отметок фазы режима «подъем», «спад».

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 методами линейной корреляции. При криволинейном характере связи соответственных уровней средняя кривая связи проводится обычно на глаз, посередине поля эмпирических точек. Обычно для слабоприточных участков графики связи соответственных уровней получаются настолько четкими, что проведение средних линий связи не представляет затруднений. В качестве примера на рис. 4.9 представлен график связи максимальных уровней для р. Амура.

Как видно на этом рисунке, время добегания на этом участке реки значительно увеличивается с повышением уровня воды, что обусловлено резким увеличением регулирующей емкости на участке при выходе воды на пойму.

В заключение остановимся на некоторых общих правилах, которыми необходимо руководствоваться при построении графиков 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 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 водомерного 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 русла, которая могла произойти со времени производства данных наблюдений.

3. Для слабоприточных участков большой протяженности прежде чем определять соответственные уровни и строить график связи для двух крайних створов необходимо построить

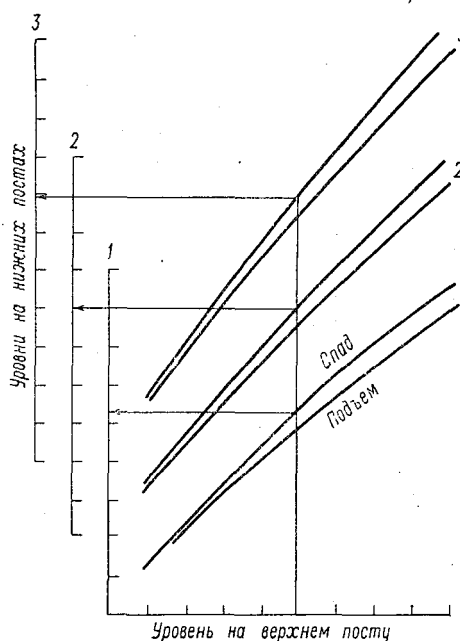


Рис. 4.10. Совмещенные графики связи соответственных уровней для нескольких постов на бесприточном участке.

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. 4.10).

4.6. Прогноз уровней и расходов воды на приточных участках рек

Формирование расходов воды на приточном участке реки. Представим себе участок реки с несколькими притоками (рис. 4.11). Количество воды, протекающей в реке в различных

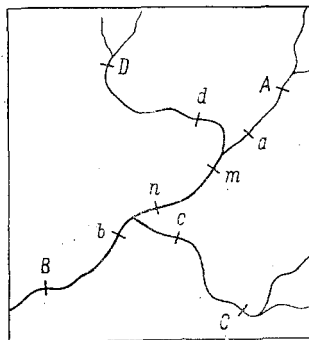


Рис. 4.11. Схема приточного участка реки.

створах 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.

Количество воды, которое протекает по главной реке и ее притокам в разное время, может быть 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 зависит от наложения 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 наложения волн ошибки при таком определении времени пробега воды могут быть значительны.

Определение времени добегания воды по промежуточным участкам. На рис. 4.11 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 $m-n$ слабoprиточны, то для каждого из них время добегаия можно определить по соответственным уровням. Определив таким путем время добегаия 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} , вычисляем среднюю скорость пробега воды (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 добегаия воды на интересующих нас участках $A-B$, $C-B$ и $D-B$ определяется суммированием.

Если скорости добегаия на промежуточных участках окажутся зависящими от высоты уровня, то для различных их значений находят свои скорости, 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 добегаия описанным выше путем требуется дополнительная проверка, которая сводится к следующему.

1. Тщательно сопоставляя гидрографы или графики 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

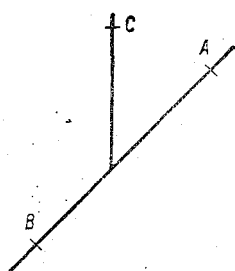


Рис. 4.12. Схема участка реки с одним крупным притоком.

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 5 суткам, на участке $C-B$ — 4 суткам, а на участке $D-B$ — 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.

Определение времени добегания путем подбора по гидрографам. Этот прием целесообразно применять на участках, где впадает один крупный приток (рис. 4.12). 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 $C-B$). Затем 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 4 суткам и на участке $C-B$ — 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. Аналогичные расчеты повторяются для слу-

чаев, 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 (см. рис. 4.12). После того, как определено время

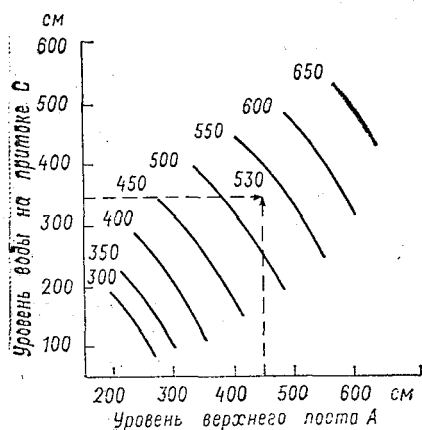


Рис. 4.13. График связи соответственных уровней трех постов.

У изолиний — уровень нижнего поста.

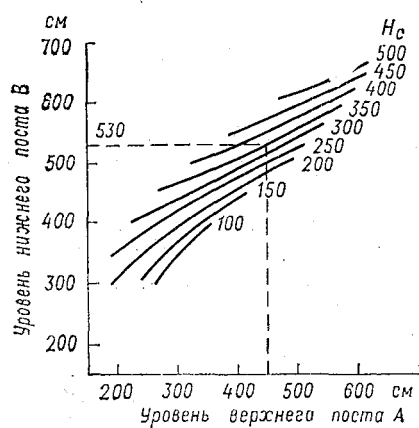


Рис. 4.14. График связи соответственных уровней трех постов.

У изолиний — уровень воды на притоке.

добегания воды от верхних постов на главной реке и ее притоке, работа по построению графика связи соответственных уровней распадается на два этапа: 1) составляется ведомость соответственных уровней; 2) по данным этой ведомости строится график.

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 пишутся соответствующие значения уровня на нижнем посту. По значениям этих уровней на поле графика проводятся изолинии (рис. 4.13). Таким образом, 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 пишется соответственный уровень второго верхнего поста. В соответствии со значениями этой третьей переменной проводятся кривые, каждая из которых отвечает определенной высоте уровня воды в створе верхнего поста, расположенного на притоке. Искомая высота уровня воды на нижнем посту снимается с оси ординат.

На рис. 4.14 представлена зависимость для тех же постов, что и на рис. 4.13, но уже перестроенная по второму варианту. 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, измеряя их на различных реках, 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.

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

$$Q_t = a(Q_A + Q_B + Q_C + \dots + Q_N) + b, \quad (4.20)$$

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

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

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

Отсюда видно, насколько упрощается решение задачи о прогнозе уровня на приточном участке реки при использовании данных о расходах воды в верхних створах. 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 временем наступления максимума половодья в нижнем створе. Во втором случае в качестве аргумента берется сумма соответственных расходов верхних створов на любую дату. Пример расчетного графика для прогноза расходов р. Днепра у Киева по сумме соответственных расходов показан на рис. 4.15.

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 можно 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

$$Q_i = Q_2 - \frac{f_i}{f} (Q_2 - Q_1), \quad (4.21)$$

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 $H_{n+\tau} = f(\sum Q)_n$ зависит в значительной мере от изменчивости промежуточного притока. В некоторых случаях существенное повышение

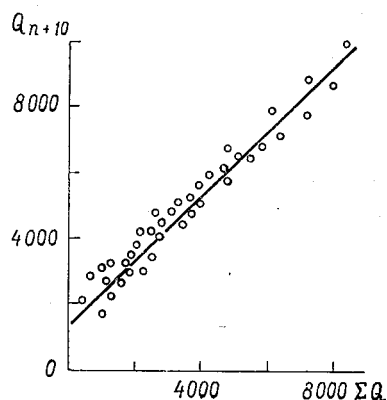


Рис. 4.15. Зависимость расходов р. Днепра у Киева от суммы расходов верхних створов со сдвигом во времени на 10 суток.

точности прогнозов достигается путем учета в качестве второй независимой переменной уровня воды на нижнем посту в день выпуска прогноза H_n (рис. 4.16):

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

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 состоит в применении 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 добегания. Разработка методики таких прогно-

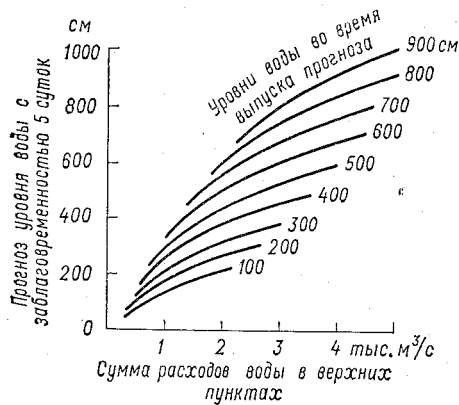


Рис. 4.16. Зависимость уровня воды в нижнем пункте (Березняки) от суммы расходов в верхних пунктах и уровня воды в нижнем пункте в момент выпуска прогноза.

зов заключается в нахождении методами множественной корреляции уравнений вида

$$H_{\text{мин}} = a_1 Q_1 + a_2 Q_2 + \dots + a_n Q_n + b H_t, \quad (4.22)$$

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 суток; 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.

4.7. Прогноз стока по данным о запасах воды в руслах

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

Прогнозы средних расходов за относительно короткие периоды времени основываются на использовании зависимости стока от запасов 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 в практике прогнозов средних декадных и средних месячных расходов крупных рек, а в периоды устойчивой межени и на более длительное время вперед.

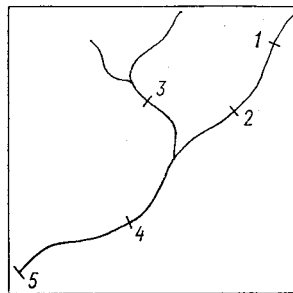


Рис. 4.17. Схема размещения постов.

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:

$$W_{1-2} = \frac{Q_1 + Q_2}{2} \tau, \quad (4.23)$$

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

Для участка, на котором впадает крупный приток (рис. 4.17), объем воды вычисляется по формуле

$$W_{2-3-4} = \frac{Q_4 + Q_2 + Q_3}{2} \bar{\tau}, \quad (4.24)$$

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

При выражении расходов в кубических метрах в секунду, а времени добегания в сутках вычисленные объемы воды

получаются уменьшенными в 86 400 раз. Общий запас воды в русловой сети вычисляется как сумма объемов по участкам. При переменном времени добегания расчет объема воды лучше вести в табличной форме (табл. 20).

Таблица 20

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

Дата	Участок	Расход воды, м ³ /с,			Средний расход на участке \bar{Q} , м ³ /с	Время добегания τ , сутки	Объем воды на участке $W = \bar{Q}\tau$	Средний расход в замыкающем створе в последующую декаду \bar{Q}
		Q_v	Q_n	Q_p				
1960 г.								
30/VI	1—2	2800	3200	—	3000	2	6 000	4100
	2—3—4	3200	5200	1500	4950	4	19 800	
	4—5	5200	5400	—	5300	3	15 900	
							41 700	
							26 210	
10/VII	1—2	2000	2200	—	2100	1,8	3 780	2900
	2—3—4	2200	3400	1000	3300	3,5	11 550	
	4—5	3400	3500	—	3450	2,5	10 880	
							26 210	
							26 210	

Примечание. Q_v — расход на верхнем посту участка, Q_n — расход на нижнем посту участка, Q_p — расход на притоке.

Расчет запаса воды в русловой сети упрощается, если время добегания на каждом участке принять постоянным. Запишем для нашего примера (см. рис. 4.17) общее выражение запаса воды:

$$W = \frac{Q_1 + Q_2}{2} \tau_{1-2} + \frac{Q_2 + Q_3 + Q_4}{2} \tau_{2-3-4} + \frac{Q_4 + Q_5}{2} \tau_{4-5}. \quad (4.25)$$

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

$$W = Q_1 + 3Q_2 + 2Q_3 + 3,5Q_4 + 1,5Q_5. \quad (4.26)$$

Аналогичную формулу легко получить при любом числе участков.

Расчет запаса воды по описанному способу является приближенным. Ошибки в определении русловых запасов зависят от 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.

Построение расчетных графиков. При построении расчетных графиков для прогноза средних расходов воды прежде всего необходимо установить возможную заблаговременность прогноза. Для этой цели используются карты изохрон добегания воды по руслу 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 (рис. 4.18) используются данные о расходах воды за прошлые годы. По этим данным описанным выше способом вычисляют запасы воды на определенные календарные даты и соответствующие им средние расходы за период, равный времени добегания. Например, если время добегания 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 зависимость 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, ограниченной изохронами 5 и 15 суток, можно построить график зависимости для прогнозов средних декадных расходов с заблаговременностью 15 суток. Для этого запас воды, вычисленный, например, 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.

Методика прогнозов стока по данным о русловых запасах наиболее эффективна для крупных рек, основной сток которых

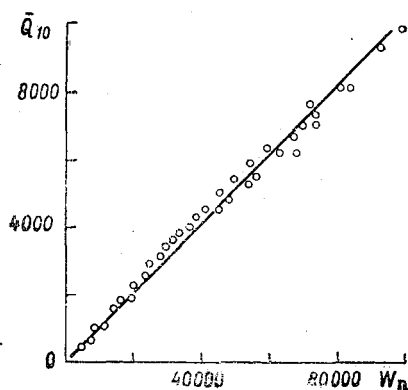


Рис. 4.18. Зависимость среднего декадного стока р. Днепра у Киева от запасов воды в русловой сети накануне начала декады.

29-75%
x - 100

формируется в верхней, значительно удаленной от замыкающего створа, части бассейна. Для успешного ее применения необходима хорошо развитая гидрометрическая сеть.

Упражнения

- 4.1. Пользуясь расходами на бесприточном участке реки (табл. 21), построить кривую объемов по разности расходов.

Таблица 21

Сутки	$Q_{\text{в}}$ м ³ /с	$Q_{\text{н}}$ м ³ /с	Сутки	$Q_{\text{в}}$ м ³ /с	$Q_{\text{н}}$ м ³ /с	Сутки	$Q_{\text{в}}$ м ³ /с	$Q_{\text{н}}$ м ³ /с	Сутки	$Q_{\text{в}}$ м ³ /с	$Q_{\text{н}}$ м ³ /с
1	41	42	7	725	472	13	192	308	19	80	100
2	36	39	8	740	625	14	144	235	20	70	90
3	38	40	9	672	678	15	118	180	21	65	78
4	125	55	10	456	655	16	100	155	22	56	70
5	340	130	11	320	574	17	95	125	23	48	64
6	575	289	12	245	395	18	85	114	24	42	55

Примечание. $Q_{\text{в}}$ — расход в верхнем створе, $Q_{\text{н}}$ — расход в нижнем створе.

- 4.2. Пользуясь данными верхнего створа из табл. 21, построить кривую объемов для бассейна по расходам воды на спаде.
- 4.3. Пользуясь расходами нижнего створа (табл. 21) и формулами (4.14) и (4.15), рассчитать расходы воды в конце характерного участка, для которого $\tau=2$. Расчетную единицу времени принять равной 1 суткам, а начальный расход в нижнем створе характерного участка (в четвертые сутки) $Q_0=45$ м³/с.
- 4.4. Пользуясь расходами нижнего створа (табл. 21) в качестве притока к нижерасположенному участку, определить максимальный расход и время его наступления в конце участка путем сдвижки и графической трансформации гидрографа. Принять время запаздывания $t_3=2$ суткам и постоянную времени $\tau=1$ суткам.

Глава 5

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСЧЕТОВ ТАЛОГО И ДОЖДЕВОГО СТОКА

5.1. Общие закономерности и факторы формирования половодья и паводков

Половодье и паводки на реках, вызываемые таянием снежного покрова и выпадением дождей, представляют собой характерную черту режима рек. Сток за период половодья, высота половодья, высота дождевых паводков являются теми элементами, прогнозы которых особенно важны. Для разработки методов прогноза этих элементов режима необходимо знать общие закономерности формирования талого и дождевого стока в речных бассейнах.

Гидрограф половодья или дождевого паводка, который мы наблюдаем в замыкающем створе речного бассейна, является следствием ряда взаимосвязанных во времени процессов, а именно процессов поступления воды на поверхность бассейна от таяния снега или дождя, процессов удержания и потерь бассейном поступающей воды и процессов стекания избытка воды в русловую сеть и по ней к замыкающему створу. К этому добавляется еще приток в русловую сеть подземных вод, постоянно питающих реки. Таким образом, любой речной бассейн может рассматриваться как своего рода динамическая система, показанная на рис. 5.1, которая в общем и отражает генезис стока в бассейне.

Характерной особенностью перечисленных выше процессов является большая их неравномерность в пространстве (по площади) и во времени. Это обусловлено как самой природой некоторых из них (например, неравномерность выпадения осадков), так и неоднородностью самих речных бассейнов, их рельефа, почвенного и растительного покрова, глубины залегания грунтовых вод. Каждый из процессов зависит от большего или меньшего числа факторов, ряд которых не поддается прямым измерениям. Но даже и те, которые могут быть измерены, измеряются с далеко недостаточной детальностью. Все это приводит к тому, что количественное (математическое) описание каждого из процессов формирования стока в речном бассейне возможно лишь в схематизированном или некотором осредненном виде.

Все факторы, определяющие процессы формирования стока в речном бассейне, делятся на две категории: постоянные физико-географические и переменные гидрометеорологические. К числу первых относятся размер, конфигурация бассейна, его геологическое строение, рельеф и связанные с ним густота и рисунок гидрографической сети, уклоны поверхности и русел, почвенный и растительный покров, озерность и заболоченность бассейна. Переменными факторами являются атмосферные осадки, их количество и интенсивность, приток тепла, определяющий интенсивность таяния снега и испарение, водопоглотительная способность почвы, которая в свою очередь определяется

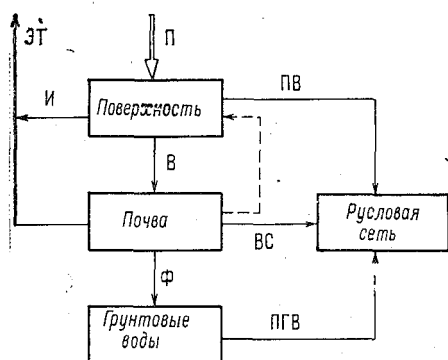


Рис. 5.1. Речной бассейн как система.

П — подача (поступление) воды на поверхность бассейна; И — испарение; ЭТ — суммарное испарение (эвапотранспирация); ПВ — поверхностная водоотдача; В — впитывание воды в почву (инфильтрация); Ф — просачивание (фильтрация) воды в глубокие слои; ВС — внутрипочвенный сток; ПГВ — приток подземных и грунтовых вод; РС — русловой сток (расходы воды в замыкающем створе).

ее характером и предшествующей влажностью, а для талой воды — глубиной промерзания и температурой почвы. Эти факторы и определяют в конечном счете изменчивость указанных выше элементов стока.

В этой главе рассматриваются чисто теоретические вопросы расчетов стока. Практическое их приложение к прогнозам дождевого и талого стока излагаются в соответствующих главах. Прежде, чем приступить к рассмотрению вопросов по существу, условимся в отношении некоторых общих понятий и терминов.

Подача воды. Под этим термином будем понимать количество воды, поступающей на поверхность бассейна в единицу времени (от дождя или таяния снега), выраженное в миллиметрах в час или миллиметрах в сутки¹.

Суммарная подача. Общее количество воды, поступившей на поверхность бассейна за время дождя или снеготаяния, выраженное в миллиметрах.

Водоотдача бассейна. Количество воды, отдаваемое бассейном на сток в единицу времени и выраженное в миллиметрах в час или в миллиметрах в сутки. Иными словами, под водоот-

¹ Здесь и далее под единицей слоя понимается слой воды, отнесенный к площади водосбора.

дачей бассейна будем понимать разность между подачей воды и ее поглощением в единицу времени.

Добегание воды. Под этим термином применительно к бассейну понимается закономерная последовательность, с которой стекающая вода проходит через замыкающий створ.

В общем виде водоотдача бассейна y выражается простым уравнением водного баланса

$$y = h - p, \quad (5.1)$$

где h — подача воды; p — поглощение воды бассейном и ее потери на испарение.

Аналогичное уравнение может быть записано и для стока за весь период дождевого паводка или половодья

$$Y = X - P, \quad (5.2)$$

где Y — сток за вычетом грунтового питания; X — суммарная подача воды; P — суммарное количество поглощенной и потерянной бассейном воды, которое часто именуют потерями стока.

В приведенных уравнениях только Y и X являются измеряемыми величинами и могут быть оценены с той или иной степенью точности. Значение подачи h для случая выпадения дождя также может быть измерено. Что же касается потерь стока, то они не могут быть прямо измерены и практически только суммарное их значение может быть приблизительно определено из уравнения водного баланса как разность между суммарной подачей воды и стоком

$$P = X - Y. \quad (5.3)$$

Отсюда следует, что главной задачей расчетов водоотдачи бассейна, а следовательно, и прогнозов стока является определение количества удерживаемой и теряемой бассейном воды или потерь стока. Рассмотрим поэтому более детально, из чего они складываются.

Основными причинами того, что не вся вода, поступающая на поверхность бассейна, стекает в реку, являются: 1) впитывание ее в почву и 2) задержание на поверхности бассейна в разного рода углублениях, таких, как крупные некапиллярные поры между комками почвы в верхнем ее слое, различные по размерам отрицательные формы микрорельефа и целые водосборы низин или бессточных озер и прудов. К поверхностному задержанию относятся также затраты воды на смачивание растительного покрова при выпадении дождя. Третьим элементом потерь стока является испарение с поверхности водосбора за период дождя или снеготаяния, а также после окончания подачи с поверхности стекающей воды.

Прежде чем попасть в русловую сеть, стекающая дождевая или талая вода должна заполнить все очаги поверхностного задержания, где она остается в виде многочисленных луж, а кроме

того в бессточных болотах, озерах и искусственных прудах. При отсутствии впитывания воды в почву заполнение очагов поверхностного задержания происходит непосредственно по мере нарастания суммарной подачи воды. При наличии впитывания заполнение этих очагов может происходить только за счет избытка подачи воды над просачиванием. Общее количество удержанной бассейном воды складывается при этом из количества воды, впитавшейся в почву и задержанной на поверхности бассейна. Задержанная на поверхности бассейна вода в дальнейшем впитывается в почву, а частью испаряется.

Рассмотрим в кратких чертах общие теоретические основы расчетов стока и водоотдачи бассейна, разработанные в свое время автором.

5.2. Поверхностное задержание и его роль в формировании стока

Поверхностное задержание зависит от характера речного бассейна. При прочих равных условиях оно больше в бассейнах с плоским рельефом и меньше в бассейнах с хорошо расчлененным рельефом. Зависит оно также от типа почв и ее структуры, определяющих влагоемкость ее верхнего рыхлого горизонта, и от характера обработки сельскохозяйственных угодий. Важную роль в формировании поверхностного стока играет, однако, не только сама величина поверхностного задержания, но и неравномерность его распределения по площади бассейна. Именно неравномерное распределение емкости в речном бассейне является фактором, который определяет неодновременное начало водоотдачи с различных его частей и постепенное увеличение действующей (дающей сток) площади по мере увеличения суммарной подачи воды.

Емкость отдельной депрессии, выраженная в миллиметрах слоя на весь бассейн, равна

$$\varepsilon = \frac{fS}{F} = \varphi S, \quad (5.4)$$

где f — площадь депрессии (или ее водосбора); F — площадь бассейна; φ — относительная величина площади в долях единицы; S — слой воды в миллиметрах, при котором обеспечивается заполнение депрессии (слой заполнения). При отсутствии впитывания воды в почву слой S равнозначен суммарной подаче, а при наличии впитывания — избытку суммарной подачи над суммарным просачиванием ($X - I$).

Теоретически для определения поверхностного задержания достаточно знать распределение слоя заполнения по площади водосбора. Зная его, легко определить емкости соответствующих

долей водосбора и общую поверхностную емкость всего бассейна в целом. Пример такого расчета дан в табл. 22. Как видно из примера, в случае водонепроницаемой почвы как действующая площадь, так и количество воды, задержанное на этой площади, зависят только от суммарной подачи воды на поверхность бассейна.

Таблица 22

Пример расчета поверхностного задержания по заданному распределению емкости

Доля площади бассейна φ_i	Слой заполнения S мм	Емкость $e_i = \varphi_i S_i$ мм	Действующая площадь $\Phi (S) = \lambda \varphi_i$	Поверхностное задержание на действующей площади $E (\Phi) = \lambda \varphi_i S_i$ мм
0,2	10	2	0,2	2
0,3	20	6	0,5	8
0,4	30	12	0,9	20
0,08	50	4	0,98	24

При наличии впитывания воды в почву для заполнения поверхностной емкости требуется тем больший слой суммарной подачи воды, чем больше ее впитывается в почву. Этот слой зависит от соотношения интенсивностей поступления h и впитывания i воды:

$$S' = \frac{S}{1 - \frac{i}{h}}. \quad (5.5)$$

Из этой формулы видно, что, например, при отношении $i/h = 0,8$ суммарная подача воды, необходимая для заполнения емкости, увеличивается в 5 раз. Приведенный пример показывает, насколько сильно может меняться суммарная подача воды, необходимая для начала стока даже при очень небольшой поверхностной емкости, а это в свою очередь сказывается на величине площади, с которой возможен сток, а следовательно, и на самой величине стока.

Таким образом, представив себе речной бассейн в виде системы с заданным неравномерным распределением поверхностной емкости, можно теоретически рассмотреть по крайней мере две возможные модели водопоглощения и получить для них общий вид уравнений, выражающих зависимость водопоглощения и стока от суммарной подачи воды и других факторов. Назовем их емкостной и инфильтрационно-емкостной моделями водопоглощения.

5.3. Емкостная модель водопоглощения и соответствующие уравнения стока и водоотдачи

Под емкостной моделью, или типом водопоглощения, будем понимать такое, когда при любой интенсивности поступления воды сток на любой части бассейна начинается после заполнения определенной емкости и дальнейшего поглощения воды на этой площади уже не происходит. К этому типу относится чисто поверхностное задержание при водонепроницаемой почве, а также поглощение воды в бассейне, сложенном легкопроницаемой почвой при близком залегании водоупора, когда при любой интенсивности поступления воды сток начинается лишь после заполнения всех пор почвы и углублений микрорельефа. Этот случай по своей физической сути аналогичен чисто поверхностному задержанию воды.

Как следует из примера, приведенного в табл. 22, суммарный слой потерь стока при емкостном типе водопоглощения является функцией суммарной подачи воды и распределения емкости, присущего данному бассейну, и выражается уравнением

$$P = [1 - \Phi(X)]X + E(\Phi), \quad (5.6)$$

где X — суммарная подача воды, мм; $\Phi(X) = \sum \phi_i$ — действующая (дающая сток) при данном X площадь в долях единицы; $E(\Phi) = \sum \phi_i S_i$ — слой воды, задержанный на действующей площади, равный заполненной емкости, мм.

С учетом потерь воды на испарение это уравнение по существу не меняется:

$$P = [1 - \Phi(X')]X' + E(\Phi), \quad (5.7)$$

где $X' = X - Z$ — суммарная подача воды за вычетом испарения Z .

Подставляя это уравнение в уравнение водного баланса (5.2), получим уравнения для суммарного стока

$$Y = \Phi(X')X' - E(\Phi). \quad (5.8)$$

Уравнения (5.7) и (5.8) являются общими и вполне строгими для условий равномерного поступления воды на поверхность бассейна.

Из уравнения (5.8) непосредственно вытекает общее выражение для расчета водоотдачи бассейна в единицу времени

$$y_t = \Phi(H_t)h_t, \quad (5.9)$$

где h_t — подача воды в t -тую единицу времени; H_t — суммарная подача воды к этому моменту времени; $\Phi(H_t)$ — действующая площадь в долях единицы, что и в уравнении (5.8), соответствующая суммарной подаче воды $H_t = \sum_1^t h_i$.

В общем случае интегральная функция распределения действующей площади $\Phi(X)$ или $\Phi(H)$ является возрастающей от нуля до 1, когда сток осуществляется со всей площади бассейна или до какой-то величины, меньшей единицы, когда в бассейне имеется некоторая доля бессточной площади (рис. 5.2). Найти эту функцию путем непосредственного измерения не представляется возможным. Однако, имея эмпирическую зависимость стока от суммарной подачи воды $Y = f(X)$, ее можно определить путем дифференцирования этой зависимости или путем подбора соответствующей формулы.

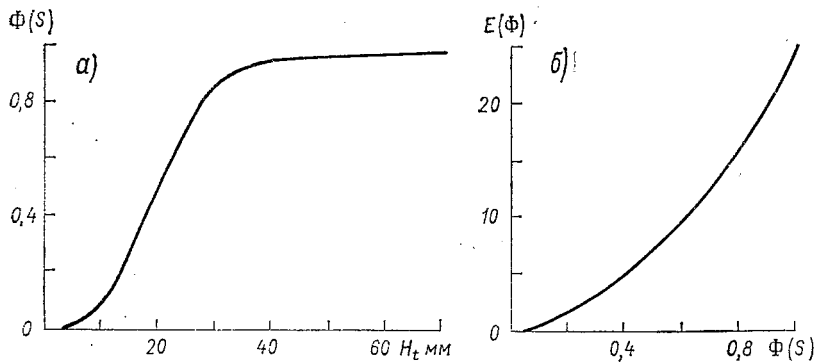


Рис. 5.2. Интегральная функция распределения действующей площади (а) и поверхностного задержания (б).

Общий вид зависимостей потерь стока $P = f(X)$ и стока $Y = f(X)$, вычисленных для заданного в табл. 22 распределения действующей площади по уравнениям (5.6) и (5.8), показан на рис. 5.3. Расчетные уравнения для этого случая приводятся ниже:

для $X \leq 10$ мм	$P = X$	$Y = 0;$
$10 < X \leq 20$	$P = 0,8X + 2$	$Y = 0,2X - 2;$
$20 < X \leq 30$	$P = 0,5X + 8$	$Y = 0,5X - 8;$
$30 < X \leq 50$	$P = 0,1X + 20$	$Y = 0,9X - 20;$
$X > 50$	$P = 0,02X + 24$	$Y = 0,98X - 24.$

Свободная емкость речного бассейна может меняться в зависимости от предшествующего его увлажнения U . Соответственно этому должна меняться функция распределения действующей площади, а следовательно, и зависимости $P = f(X)$ и $Y = f(X)$. Таким образом, в общем случае распределение действующей площади, суммарные потери стока и сток являются функциями суммарной подачи воды и характеристики предшествующего увлажнения бассейна: $\Phi = f(X, U)$, $P = f(X, U)$ и $Y = f(X, U)$.

Общий вид последней зависимости представлен на рис. 5.4. Соответственно и уравнение (5.9) запишется в более общем виде

$$y_t = \Phi(H_t, U) h_t. \quad (5.10)$$

Степень влияния предшествующего увлажнения на поглощение воды и сток зависит от того, как сильно оно меняется от паводка к паводку.

Отношение суммарного стока за паводок к суммарной подаче воды принято называть коэффициентом стока. По аналогии введем понятие коэффициента водоотдачи, понимая под ним отношение количества отданной на сток воды в единицу времени

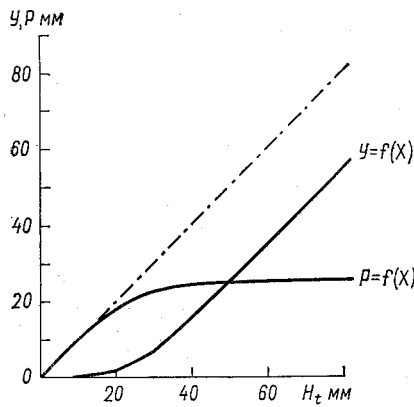


Рис. 5.3. Общий вид зависимости стока Y и потерь стока P от суммарной подачи воды H_t при неравномерном распределении поверхностной емкости.

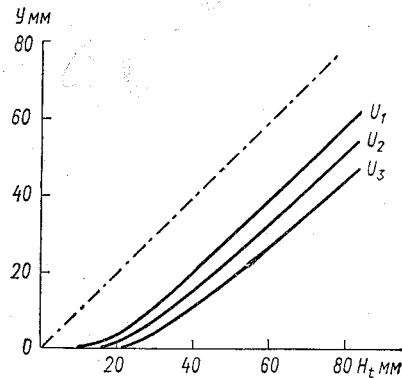


Рис. 5.4. Общий вид зависимости стока Y от суммарной подачи воды H_t и предшествующего увлажнения бассейна U .

к количеству поступившей воды за эту же единицу времени. Общее выражение для коэффициента водоотдачи легко получить, разделив правую и левую части уравнения (5.10) на h_t :

$$\frac{y_t}{h_t} = k = \Phi(H_t, U). \quad (5.11)$$

Как видим, для емкостной модели водопоглощения при неравномерном распределении емкости коэффициент водоотдачи равен величине действующей площади. Запишем теперь общее выражение для коэффициента стока, исходя из уравнения (5.8):

$$\frac{Y}{X} = \eta = \Phi(X, U) - \frac{E(\Phi)}{X}. \quad (5.12)$$

Сравнивая выражения (5.11) и (5.12), видим, что при одной и той же суммарной подаче воды коэффициент водоотдачи всегда больше коэффициента стока. Оба эти коэффициента зависят от

суммарной подачи воды, возрастая с увеличением последней. Это весьма важно знать для практических расчетов.

Возвращаясь к общему виду зависимости $Y = f(X)$, подчеркнем, что угловые коэффициенты ее при разном X равны действующей площади при данном X . Когда действует вся площадь бассейна, линия связи становится параллельной биссектрисе прямого угла (угловой коэффициент равен единице) и потери стока становятся постоянными.

5.4. Инфильтрационно-емкостная модель водопоглощения

Под этим типом водопоглощения будем понимать такое поглощение, при котором поверхностный сток формируется за счет превышения интенсивности поступления (подачи) воды над интенсивностью ее впитывания. Впитывание длится при этом в течение всего периода поступления воды и сток происходит с площадей, на которых общий избыток воды превышает поверхностную емкость.

Так как заполнение поверхностной емкости в этом случае идет за счет избытка поступающей воды над впитыванием, уравнение суммарных потерь стока получает следующий вид:

$$P = (1 - \Phi) X' + \Phi I + E(\Phi), \quad (5.13)$$

где X' — суммарная подача воды за вычетом испарения, мм; I — суммарное впитывание, мм; Φ — действующая площадь в долях единицы, которая зависит в этом случае от избытка воды ($X' - I$); $E(\Phi)$ — поверхностное задержание на действующей площади, мм.

Уравнение (5.13), как видно, аналогично уравнению для емкостной модели (5.7), если избыток воды ($X' - I$) обозначить одной буквой.

Из условия водного баланса легко получаем уравнение для стока

$$Y = \Phi (X' - I) - E(\Phi), \quad (5.14)$$

которое может быть также записано в другом виде

$$Y = \Phi \left(1 - \frac{I}{X'}\right) X' - E(\Phi) \quad (5.15)$$

или

$$Y = \Phi \left(1 - \frac{i}{h}\right) X' - E(\Phi), \quad (5.16)$$

где i — интенсивность впитывания; h — интенсивность поступления воды.

Как видим, сток в этом случае зависит не только от суммарной подачи воды, но и от соотношения интенсивности

впитывания и интенсивности поступления. Как и в предыдущем случае, приведенные уравнения справедливы для равномерного по бассейну поступления и впитывания воды. Значения i и h могут меняться во времени. В таком случае должны браться средние их значения за период поступления воды. Вид зависимости стока от суммарной подачи при различном отношении I/X показан на рис. 5.5. Расчеты выполнены и в этом случае с использованием распределения емкости, которое дано в табл. 22.

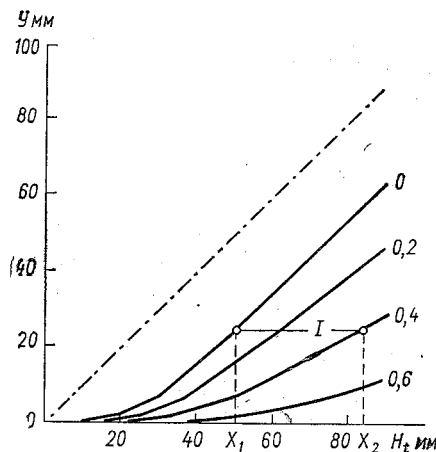


Рис. 5.5. Общий вид зависимости стока Y от суммарной подачи воды H_t и отношения $\frac{I}{X}$ (цифры у линий).

Как следует из уравнений стока, тангенс угла наклона кривых связи на рис. 5.5 равен величине действующей площади. При больших значениях I/X действующая площадь резко уменьшается.

Уравнение водоотдачи в этом случае получает вид

$$y_t = \Phi(h_t - i_t), \quad (5.17)$$

где $\Phi = f(H_t - I_t)$ — величина действующей площади как функция суммарного избытка воды над впитыванием к моменту времени t ; h_t — подача воды; i_t — интенсивность впитывания в заданную единицу времени.

Из уравнений (5.8) и (5.14) следует, что для одного и того же значения Y в данном бассейне действующие площади равны. Это дает возможность определять суммарное впитывание из простого равенства

$$I = X_2 - X_1, \quad (5.18)$$

где X_2 — суммарная подача воды, дающая сток Y при наличии впитывания, а X_1 — суммарная подача воды, дающая такой же слой стока при отсутствии впитывания. Из этого следует, что, если для бассейна известна зависимость стока, отвечающая условиям его водонепроницаемости, суммарный слой впитывания может быть определен графически, как показано на рис. 5.5. Это обстоятельство имеет важное значение для оценки средней интенсивности инфильтрации в бассейне.

5.5. Основы расчета гидрографа паводков

Стекающая с поверхности речного бассейна вода проходит длинный и сложный путь, прежде чем достигнет замыкающего створа. Концентрируясь на склонах в мелкие ручейки, она сте-

кает в ближайшие тальвеги, а по ним в ручьи и реки. Различная длина пути, который проходит вода с различно удаленных частей бассейна, неодинаковые скорости ее движения и регулирующее действие емкости русел являются факторами, обуславливающими неодновременность ее прохождения через замыкающий створ и определенную форму волны паводка в каждом бассейне.

Основными характеристиками, влияющими на форму гидрографа паводка, являются конфигурация и размеры бассейна, его рельеф и уклоны, густота и рисунок речной сети. Относительное постоянство этих характеристик в каждом бассейне определяет подобие формы гидрографов паводков, вызываемых кратковременными равномерными по площади бассейна дождями. Эта закономерность и используется в теоретическом обосновании и в практических расчетах добегания воды в речных бассейнах.

В основе существующей теории формирования и расчета гидрографов паводков лежат две предпосылки:

1) допущение о существовании относительно стабильного, присущего данному бассейну, распределения во времени паводочного стока, вызванного кратковременной подачей воды на его поверхность;

2) принцип суммирования масс воды, одновременно достигающих замыкающего створа при формировании сложных паводков, вызываемых длительной (более одной единицы времени) подачей воды.

Начала этой теории были заложены Н. Е. Долговым еще в дореволюционные годы. Дальнейшее ее развитие шло на основе метода изохрон — модели, согласно которой речной бассейн разбивается на площади, вода с которых одновременно достигает замыкающего створа; распределение таких площадей по времени добегания принималось за характеристику, определяющую форму паводка. Математическое оформление теории изохрон было дано М. А. Великановым на основе гидромеханического анализа.

На основании первого допущения расходы паводка, вызванного подачей воды за одну единицу времени, выражаются произведением водоотдачи бассейна y на ординаты функции добегания стока $p(\tau)$, выраженные в долях единицы:

$$Q(t) = kyp(\tau), \quad (5.19)$$

где t — время, отсчитываемое от начала водоотдачи; k — коэффициент размерности, равный $10^3 F/T$, если водоотдача дана в миллиметрах; F — площадь бассейна, км²; T — число секунд в расчетном интервале времени.

Функция добегания стока $p(\tau)$, отражающая присущую данному бассейну последовательность прохождения воды через замыкающий створ, имеет вид одномодальной асимметричной кривой и часто называется «кривой добегания». Она может

выражаться как в виде безразмерной функции времени, так и в виде единичного гидрографа, соответствующего слою водоотдачи, равной 1 мм, т. е. в м³/с на 1 мм стока. Как безразмерная функция, $p(\tau)$ показывает, в какое время какая доля водоотдачи проходит замыкающий створ бассейна. Поэтому сумма ординат этой функции должна равняться единице.

Сложные паводки, вызванные подачей воды длительностью в несколько единиц времени, рассчитываются на основе принципа суммирования одновременно добегающих водных масс, т. е. путем последовательного наложения элементарных паводков

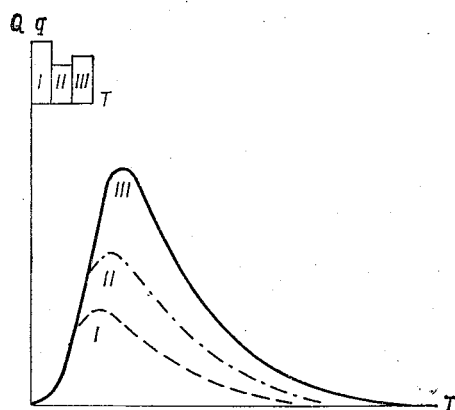


Рис. 5.6. Схема наложения элементарных паводков, вызываемых водоотдачей за последовательные интервалы времени (I, II, III).

(рис. 5.6). В интегральной форме этот принцип описывается формулой

$$Q_t = \sum_{\tau=1}^{\tau=t} p_{\tau} y_{t-(\tau-1)}. \quad (5.20)$$

Эта формула аналогична ранее приведенной формуле (4.17). Практическое пользование ею мы уже рассматривали. Напомним, что индекс $t-(\tau-1)$ представляет собой формулу для определения порядкового номера тех единиц времени, за которые суммируется водоотдача. При выражении $p(\tau)$ в долях единицы, а водоотдачи в миллиметрах вычисленные по формуле (5.20) значения должны умножаться на коэффициент размерности для перехода к расходам, который, как показано выше, зависит от площади бассейна и длительности расчетной единицы времени в секундах.

Из уравнения 5.19 видно, что при $y = 1$ оно выражает собой единичный гидрограф, ординаты которого прямо пропорциональны ординатам функции $p(\tau)$. Поскольку коэффициент пропорциональности зависит от длительности интервала времени, за который берется водоотдача, единичный гидрограф принято обозначать как функцию времени t и длительности водоотдачи T . С точки зрения затрат ручного вычислительного труда выгод-

нее выражать функцию добегаия стока в форме единичного гидрографа.

Рассмотренные выше принципиальные основы расчета гидрографа паводков являются лишь приближенной моделью сложного процесса формирования стока. Отыскание функций добегаия стока сопряжено с трудностями, обусловленными большой неравномерностью поступления воды на поверхность бассейна и водоотдачи и невысокой точностью расчетов последней, что связано с недостатком данных наблюдений. Электронные вычислительные машины облегчают задачу отыскания функций методами решения обратных задач и подбора параметров аналитических функций, которые получаются при различных допущениях в отношении регулирующего действия речного бассейна.

ПРОГНОЗЫ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

6.1. Общие сведения о методах прогнозов дождевых паводков

Для небольших рек с резко выраженным паводочным режимом, а также для самых верховьев больших рек прогнозы с помощью методов, рассмотренных в главе 4, теряют свое значение из-за малой их заблаговременности или вовсе невозможны. Поэтому возникает необходимость в расчетах гидрографов паводков по данным о количестве выпавших осадков, что важно для экстренных предупреждений.

Прогнозы дождевых паводков по данным об осадках являются одной из наиболее трудных в практическом отношении задач. Трудности ее связаны главным образом с большой неравномерностью процессов формирования дождевого стока и недостатком данных, которые позволяли бы учитывать эту неравномерность.

Известно довольно большое число способов расчета гидрографа дождевых паводков, которые могут быть использованы для целей краткосрочных прогнозов расходов и уровней воды. Все они основаны на принципе суммирования одновременно добегающих масс воды и отличаются друг от друга только приемами расчета водоотдачи бассейна и определения функций добегания стока. По первому признаку все известные приемы расчетов можно разделить на три группы:

1) способы, основанные на использовании эмпирических зависимостей дождевого стока от осадков и факторов водопоглощения;

2) способы, основанные на использовании данных о притоке воды в русловую сеть бассейна, вычисленном по гидрометрическим данным;

3) математические модели для расчета паводков по осадкам с использованием электронных вычислительных машин.

Что касается способов определения функций добегания стока, то они также могут быть разделены на три группы, которые рассматриваются ниже.

6.2. Функции добегания стока и способы их определения

Определение функций добегания стока выполняется тремя путями:

- 1) путем построения карты изохрон;
- 2) путем определения единичного гидрографа;
- 3) аналитическим путем, на основании допущений о характере регулирующего действия речных бассейнов и подбора параметров принятой функции добегания применительно к данному бассейну.

Метод изохрон. Сущность этого наиболее древнего метода состоит в том, что в качестве функции добегания стока принимается распределение площадей, заключенных между изохронами добегания воды. Простейший из способов построения карты изохрон в речном бассейне исходит из допущения о постоянстве скорости добегания и сводится к проведению на карте бассейна изолиний, соединяющих точки, равноудаленные от замыкающего створа. Определив по карте изохрон площади, заключенные между ними, делят их на всю площадь бассейна и получают распределение относительных площадей одновременного добегания воды.

Недостаток полученной описанным путем функции добегания стока состоит в том, что она не отражает в достаточной мере регулирующее действие речного бассейна. Рассчитанный с помощью такой функции добегания гидрограф нуждается в последующей трансформации. Для этого используются способы, которые были рассмотрены в главе 4. Вычисленный гидрограф принимается за приток к некоей гипотетической емкости, которая действует подобно озеру или водохранилищу. Для трансформации гидрографа притока необходимо иметь кривую объемов или использовать допущение о наличии линейной зависимости между объемом и расходом и подобрать постоянную времени, при которой достигается наилучшая сходимость трансформированных гидрографов с фактическими гидрографами. В таком варианте применение метода изохрон предложил А. В. Огиевский.

Единичный гидрограф. Введенное американским гидрологом Л. К. Шерманом понятие единичного гидрографа нашло широкое применение в расчетах гидрографа паводков в США и других странах.

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

$$U_i = \frac{(Q_i - Q_r)}{Y} \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм}), \quad (6.1)$$

где Q_i — расход паводка в данный день; Q_r — расход грунтового питания; Y — слой стока за паводок.

Пример расчета единичного гидрографа дан в табл. 23.

Таблица 23

Пример расчета единичного гидрографа.
Площадь бассейна $F=742$ км², слой стока $Y=10$ мм

Время от начала паводка, ч	Q м ³ /с	Q_r м ³ /с	$Q - Q_r$ м ³ /с	Ординаты единичного гидрографа \bar{Q} м ³ /с·мм	Время от начала паводка	Q м ³ /с	Q_r м ³ /с	$Q - Q_r$ м ³ /с	Ординаты единичного гидрографа \bar{Q} м ³ /с·мм
0	9	9,0	0	0	34	32	5,0	27,0	2,70
2	10	9,0	1	0,10	36	29	5,0	24,0	2,40
4	18	8,5	9,5	0,95	38	26	5,2	20,8	2,10
6	31	8,0	23,0	2,30	40	24	5,4	18,6	1,90
8	43	7,5	35,5	3,60	42	22	5,6	16,4	1,60
10	60	7,0	53,0	5,30	44	21	5,8	15,2	1,50
12	80	6,5	73,5	7,40	46	20	6,0	14,0	1,40
14	91	6,0	85,0	8,50	48	18	6,2	11,8	1,20
16	96	5,5	90,5	9,10	50	16	6,4	9,6	0,96
18	96	5,0	91,0	9,10	52	15	6,6	8,4	0,84
20	90	5,0	85,0	8,50	54	14	6,8	7,2	0,72
22	80	5,0	75,0	7,50	56	12	7,0	5,0	0,50
24	70	5,0	65,0	6,50	58	11	7,2	3,8	0,38
26	58	5,0	53,0	5,30	60	10	7,4	2,6	0,26
28	47	5,0	42,0	4,20	62	10	7,6	2,4	0,24
30	40	5,0	35,0	3,50	64	9	7,8	1,2	0,12
32	35	5,0	30,0	3,00	66	8	8,0	0,0	0,00

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. 6.1), а еще лучше водоотдачи.

Средний единичный гидрограф для бассейна определяется путем осреднения нескольких гидрографов, полученных для одной и той же продолжительности осадков или водоотдачи.

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 $1000F/T$, где F — площадь бассейна, км²; T — число секунд в расчетном интервале времени. В нашем примере этот интервал равен 2 ч ($T=7200$ с), $F=742$ км²; следовательно, сумма ординат единичного гидрографа должна быть около 103.

При определении единичных гидрографов лучше всего отбирать изолированные паводки, вызванные относительно равномерными по территории и во времени кратковременными дождями.

Как приближенная характеристика присущего бассейну распределения стока, единичный гидрограф лучше отражает регулируемую 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 территории и во времени. А так как дожди по характеру выпадения очень разнообразны, то определение единичных гидрографов

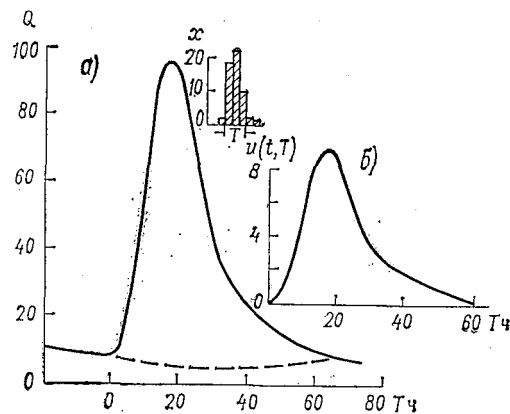


Рис. 6.1. Гидрограф паводка (а) и единичный гидрограф (б) для заданной продолжительности осадков T .

только по признаку продолжительности осадков во многих случаях оказывается недостаточным.

Расчет гидрографа паводка, если известен единичный гидрограф для заданной продолжительности водоотдачи, производится путем перемножения ее ординат на слой суммарной водоотдачи:

$$Q_t = YU(t, T), \quad (6.2)$$

где Y — слой суммарной водоотдачи, мм; $U(t, T)$ — символическое обозначение ординат единичного гидрографа как функции времени и продолжительности водоотдачи T .

Аналитические функции. Из числа аналитических функций добегания стока приведем формулу, предложенную Г. П. Калининым и П. И. Милюковым:

$$p(\tau) = \frac{\tau^{n-1}}{\bar{\tau}^n (n-1)!} e^{-\frac{\tau}{\bar{\tau}}}, \quad (6.3)$$

где τ — время; e — основание натуральных логарифмов; $\bar{\tau}$ 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 допущения, что регулирование стока речным бассейном аналогично регулированию стока системой водохранилищ, имеющих одинаковую линейную зависимость емкости от расхода. Параметр $\bar{\tau}$ в формуле (6.3) является коэффициентом пропорциональности между объемом и расходом $W = \bar{\tau}Q$, а n — число водохранилищ. Значения параметров $\bar{\tau}$ и n

для каждого бассейна находятся путем подбора. Эту же формулу из той же предпосылки вывел Дж. Е. Нэш, как аналитическое выражение мгновенного единичного гидрографа.

Аналитическое выражение функций добегания удобно при выполнении расчетов на электронных вычислительных машинах. Использование машин ускоряет и облегчает подбор параметров таких формул. Для расчетов вручную функцию добегания стока удобнее выражать в расходах на 1 мм стока. После этого легко получить единичный гидрограф для любой продолжительности водоотдачи T путем скользящего осреднения

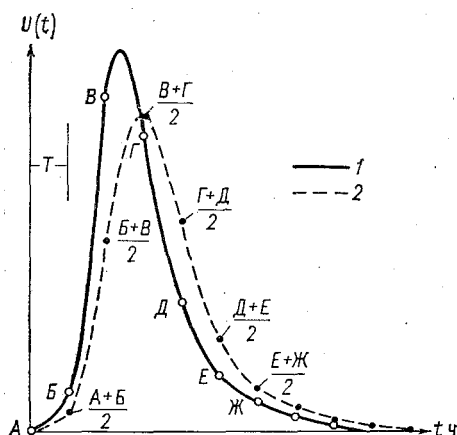


Рис. 6.2. Пересчет мгновенного единичного гидрографа в единичный гидрограф заданной продолжительности водоотдачи.

1 — мгновенный единичный гидрограф; 2 — единичный гидрограф для T -часовой водоотдачи.

ординат мгновенного гидрографа, отстоящих на время T , как показано на рис. 6.2.

6.3. 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 и 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 полигонов 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 взвешенного 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

$$\bar{X} = \sum_1^n \bar{X}_i \varphi_i, \quad (6.4)$$

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.

Продолжительность и интенсивность осадков. Для определения характеристик интенсивности и продолжительности осадков используются данные пювиографов. 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 пювиографа может быть выполнено для каждой станции по относительно коротким интервалам времени. В соответствии с характером пювиограммы 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 миллиметрах в минуту или в миллиметрах в час.

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.

6.4. Инfiltrация воды в почву и поверхностное задержание

Основные потери дождевого стока связаны с инfiltrацией воды в почву. Под интенсивностью инfiltrации понимается количество воды, просочившейся в почву в единицу времени. Интенсивность инfiltrации может выражаться в миллиметрах в минуту или в миллиметрах в час. Общее количество просочившейся в почву воды равно произведению интенсивности инfiltrации i на время просачивания t :

$$I = it. \quad (6.5)$$

Инfiltrация представляет собой сложный процесс нисходящего движения воды в порах почвы и грунта под действием

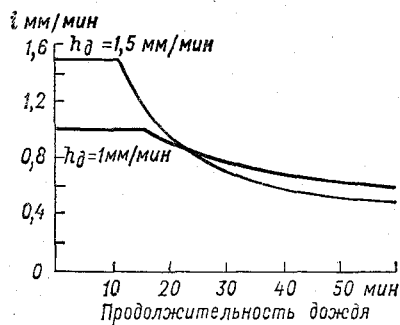


Рис. 6.3. Изменение интенсивности инfiltrации i при различной интенсивности дождя (по данным опытов).

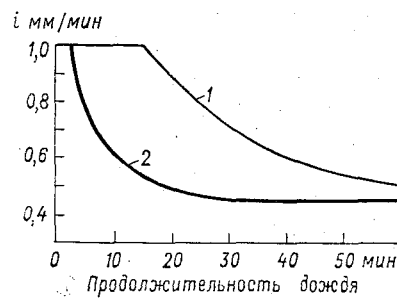


Рис. 6.4. Изменение интенсивности инfiltrации i при различной начальной влажности почвы (по данным опытов).

1 — сухая почва; 2 — влажная почва.

силы тяжести, молекулярных сил и сил сопротивления, обусловленных трением, вязкостью жидкости и наличием в порах почвы заземленного воздуха. Теория инfiltrации разработана еще недостаточно. Источником представлений о процессе инfiltrации являются опыты по искусственному дождеванию небольших площадок. Как показывают эти опыты, процесс инfiltrации при постоянной интенсивности дождя имеет три характерные фазы: 1) полного поглощения осадков, 2) снижения интенсивности инfiltrации и 3) приблизительно постоянной установившейся интенсивности инfiltrации.

Опыты по искусственному дождеванию показывают также, что изменение интенсивности инfiltrации во времени тесно связано с интенсивностью дождя и предшествующим увлажнением почвы (рис. 6.3 и 6.4). Чем больше интенсивность дождя, тем скорее и резче происходит снижение интенсивности инfiltrации. Аналогичная картина наблюдается и при разном начальном увлажнении почвы. Чем меньше дефицит влажности верх-

него слоя почвы, тем меньше начальное поглощение воды и тем быстрее снижается интенсивность инфильтрации.

Характер изменения интенсивности инфильтрации зависит также от характера почвы, ее механических и водно-физических свойств.

Существенную роль в изменении интенсивности инфильтрации для некоторых типов почв играет их заплывание. Состоит оно в том, что под действием воды и ударов капель крошки почвы 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.

Формулы для расчета инфильтрации. Известен ряд теоретических работ, в которых делались попытки получить математическое выражение для интенсивности инфильтрации на основании законов движения жидкости в пористой среде, а также ряд эмпирических формул, полученных на основе опытов по искусственному дождеванию площадок и некоторых физических соображений.

Из числа формул, выведенных теоретическим путем, приведем формулу Г. А. Алексеева для случая глубокого залегания грунтовых вод

$$i = k + \sqrt{\frac{0,5kHd}{t}}, \quad (6.6)$$

где i — интенсивность инфильтрации, 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.

Близкой по своей структуре является формула, которую предложил австралийский ученый Филип:

$$i = \frac{S}{2t^{1/2}} + A, \quad (6.7)$$

где S и A — величины, характеризующие поглотительную способность и водопроницаемость почвы и зависят от свойств почвы и дефицита ее влажности. Эта формула также выведена из условия, что поверхность почвы покрыта слоем воды.

Другой тип эмпирической формулы предложил в свое время американский гидролог Хортон:

$$i = (i_0 - k)e^{-ct} + k, \quad (6.8)$$

где i_0 — начальная, а k — установившаяся интенсивность инфильтрации; t — время; e — основание натуральных логарифмов; c — коэффициент, зависящий от интенсивности дождя.

Общий недостаток приведенных формул состоит в том, что они не учитывают в явном виде интенсивности дождя. Формула экспоненциального вида (6.8) может быть также получена из теоретических соображений при допущении, что изменение интенсивности инфильтрации пропорционально самой интенсивности инфильтрации и зависит от количества осадков. Именно на основе этого допущения и принимая во внимание, что начальная интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя, нами получена формула, которая для постоянной интенсивности осадков имеет следующий вид:

$$i = (h - k) e^{-\frac{ht}{d}} + k, \quad (6.9)$$

где h — интенсивность осадков, мм/мин; k — коэффициент фильтрации, мм/мин; d — дефицит влажности почвы, мм; t — время от начала дождя, мин.

Преимущество этой формулы состоит в том, что в нее 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, а следовательно, начальное поглощение осадков

$$x_0 = ht_0 = d \ln \left(1 - \frac{k}{h} \right). \quad (6.10)$$

Выражение (6.10) 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 (6.9) принимает вид

$$i = (h_0 - k) e^{-\alpha(x - x_0)} + k, \quad (6.11)$$

где h_0 — интенсивность дождя в момент окончания фазы полного поглощения осадков, мм/мин; x — количество осадков, выпавших к заданному моменту времени t , мм; x_0 — начальное поглощение осадков, мм; α — параметр, зависящий от дефицита влажности почвы и ее характера.

Для расчета интенсивности инфильтрации по формуле (6.11), кроме хода дождя во времени, необходимо знать значения параметров x_0 и α , которые связаны между собой, а также коэффи-

циент фильтрации k , который зависит от типа почвы. Расчет ведется в следующем порядке (табл. 24).

Таблица 24

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	$\Delta \bar{h}$ мм	$x = \Sigma \Delta \bar{h}$ мм	$x - x_0$ мм	i мм/мин	\bar{i} мм/мин	$\Delta \bar{i}$ мм	$(\bar{i} - i) \Delta t$ мм
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. 6.5) строится интегральная кривая осадков (рис. 6.6). Зная x_0 ,

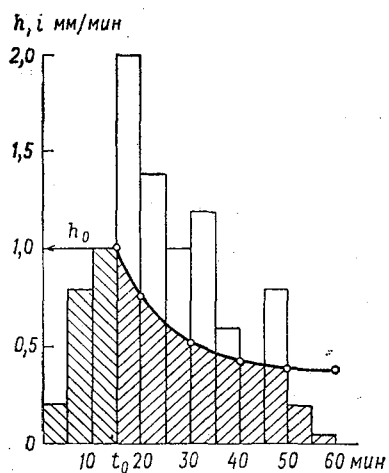


Рис. 6.5. График хода интенсивности дождя h и интенсивности инфильтрации i .

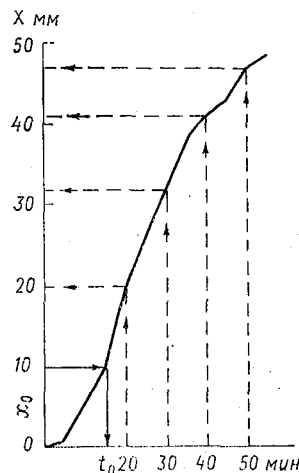


Рис. 6.6. Интегральная кривая осадков.

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 (6.11), вычисляем интенсивность инфильтрации.

Проделав вычисления для нескольких моментов времени и нанеся вычисленные значения на график хода дождя, получим кривую изменения интенсивности инфильтрации во времени (см. рис. 6.5).

Общее количество воды, просочившейся в почву за время дождя, равно, очевидно, сумме

$$I = x_0 + I_t + x_i, \quad (6.12)$$

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. 6.5 общий слой инфильтрации равен площади заштрихованной части графика. Определив суммарную инфильтрацию на различные моменты времени, легко построить интегральную кривую инфильтрации.

Формула интенсивности инфильтрации (6.11) 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.

Приведенные в различных источниках данные о коэффициенте фильтрации k говорят о том, что значения его для различных почв меняются в широких пределах. Так, для суглинков он составляет 0,1—0,25 мм/мин, для тяжелых глинистых почв снижается до 0,05 мм/мин, а для супесчаных и песчаных почв может достигать 1—3 мм/мин. Менее изучена зависимость начального поглощения осадков x_0 от предшествующего увлажнения почвы. По данным опытов, проведенных С. А. Кодем, начальное поглощение при высокой начальной влажности почвы для каштановых почв составило 2—4 мм, для сухой почвы 8—25 мм.

Поверхностное задержание. Роль неравномерности поверхностного задержания в формировании стока была рассмотрена в главе 5. Как отмечалось в ней, определить непосредственно поверхностное задержание и его распределение для бассейна практически невозможно. Судить о нем можно только косвенным путем, например, по потерям талого стока в годы, когда мерзлая почва была заведомо водонепроницаемой. Известны

некоторые значения, характеризующие задержание осадков растительным покровом. Так, по американским данным, оно составляет (без учета испарения) для лесов 0,8—1,5 мм, для люцерны $\approx 2,8$ мм и для луговых трав $\approx 2,0$ мм.

Что касается общей емкости отрицательных форм микро-рельефа, то для равнинных бассейнов с достаточно расчлененным рельефом она может составлять 10—15 мм при слое заполнения всех понижений порядка 30—50 мм. Для приближенных расчетов можно задаться тремя значениями емкости и слоя заполнения, принимая во внимание, что наиболее глубокие депрессии занимают относительно малую часть бассейна. Например, задавшись, что на площади, равной 0,8 площади бассейна, слой заполнения поверхностной емкости равен 5 мм, для площади, равной 0,15, он равен 20 мм и для площади, равной 0,05, слой заполнения составляет 60 мм, легко вычислить соответствующие значения поверхностного задержания для этих площадей. Для первой площади это будет $\varepsilon_1 = 0,8 \cdot 5 = 4$ мм, для второй — $\varepsilon_2 = 0,15 \cdot 20 = 3$ мм и для третьей — $\varepsilon_3 = 0,05 \cdot 60 = 3$ мм, а всего 10 мм.

Определение водоотдачи бассейна. Инфильтрация является основным фактором поглощения осадков при формировании дождевых паводков. Поэтому решающую роль в определении водоотдачи бассейна играет точность расчета интенсивности и суммарного слоя инфильтрации. Для этого прежде всего требуется знать характер и распределение почв в речном бассейне, их водно-физические характеристики и предшествующее увлажнение (дефицит влажности). К сожалению, такого рода сведений, как правило, для бассейнов имеется очень мало или вовсе не имеется, и прямой расчет хода водоотдачи по формуле

$$y_i = (h - i)_i \Phi, \quad (6.13)$$

которая рассматривалась в главе 5, может быть выполнен лишь грубо приближенно. Напомним, что в этой формуле Φ — действующая площадь, которая зависит от избытка осадков над инфильтрацией $[\sum h_i - I]$. Расчет этот требует выполнения значительного объема вычислений. Во многих случаях из-за недостатка данных он возможен только с применением электронных вычислительных машин путем подбора параметров к формуле инфильтрации и функции действующей площади методами оптимизации. Характерной особенностью формирования дождевых паводков является то, что во многих случаях, а при кратковременных дождях, как правило, действующая площадь в бассейне бывает очень небольшой; сток за время паводка также измеряется сравнительно малыми величинами. Коэффициенты стока не превышают во многих случаях 0,2. Это обстоятельство усугубляет трудности расчетов, так как требует повышенной точности определения количества осадков и потерь стока.

Ввиду отмеченных выше трудностей, возникающих на пути расчета водоотдачи бассейна по коротким интервалам времени в период выпадения осадков, при разработке практических методов прогнозов часто шли по пути построения эмпирических зависимостей стока за паводок от количества вызвавших его осадков и косвенных характеристик водопоглотительной способности речного бассейна. Знание общего стока за паводок, определенного по такой зависимости, позволяет, пользуясь единичным гидрографом, вычислить с некоторой заблаговременностью максимальный расход и уровень паводка, а при необходимости и всю остальную часть его гидрографа.

6.5. Эмпирические зависимости дождевого стока от осадков

Построение эмпирических зависимостей стока за паводок от количества осадков и некоторых показателей, характеризующих водопоглотительную способность речных бассейнов, получило широкое распространение в практике прогнозов. 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 расчету водопоглощения и воднобалансовым расчетам.

Из рассмотренных в главе 5 теоретических основ расчета стока следует, что важнейшим условием успешного построения эмпирических зависимостей является равномерность осадков по территории бассейна. Именно этим объясняется то, что практически такого рода зависимости удается получить для относительно небольших по площади речных бассейнов. Во многих же случаях попытки установления эмпирических зависимостей оказались безуспешными.

Как следует из формул (5.8) и (5.14), наиболее простая зависимость стока от осадков должна существовать для бассейнов, в которых преобладает емкостный тип водопоглощения. Общий вид такого рода зависимости приведен на рис. 6.7. 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 наблюдений за стоком и осадками. Из слоя паводочного стока должно быть исключено питание грунтовыми водами. 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 дефицит или запас влаги в почве, рассчитанный приближенными способами по данным о предшествующих осадках и испарении, уровень грунтовых вод или предшествующий расход воды в самой реке.

Для аппроксимации кривых связи можно пользоваться простым уравнением

$$Y = X - E(U) \operatorname{th} \frac{X}{E(U)}, \quad (6.14)$$

в котором X — слой осадков; $E(U)$ — емкость бассейна, зависящая от предшествующего увлажнения почвы; th — знак гиперболического тангенса, значения которого даются в таблицах справочников по математике.

Другой возможный путь состоит в построении системы корреляционных зависимостей. Пример совмещенной системы таких зависимостей, применяемых в США показан на рис. 6.8. 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 показывает в некоторой мере разницу в условиях испарения, состоянии растительного покрова и сельскохозяйственных угодий.

Построение системы совмещенных корреляционных графиков выполняется в следующем порядке. Так как значения дождевого стока за паводок относительно малы, то при построении графиков вместо них используются потери стока, равные разности $X - Y$, где X — слой осадков, вызвавших паводок; Y — слой поверхностного стока за паводок.

Первым строится график, выражающий зависимость потерь стока от индекса предшествующего увлажнения и порядкового номера недели (рис. 6.8, квадрант I). Для этого по вертикальной оси откладываются значения индекса предшествующего увлажнения, по горизонтальной оси — потери стока, а над каждой точкой пишется номер недели. В соответствии с расположением точек проводится семейство кривых. Пользуясь этим графиком, определяют вычисленные значения потерь стока и, связывая эти

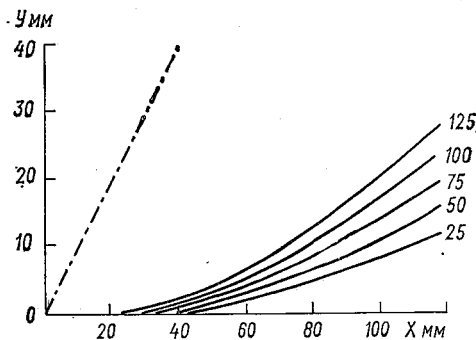


Рис. 6.7. Общий вид зависимости стока паводка Y от количества осадков X и индекса предшествующего увлажнению почвы (цифры у кривых).

значения с их фактическими значениями и продолжительностью осадков, строят второй график. Далее, пользуясь двумя графиками, снова определяют вычисленные значения 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 рисунке.

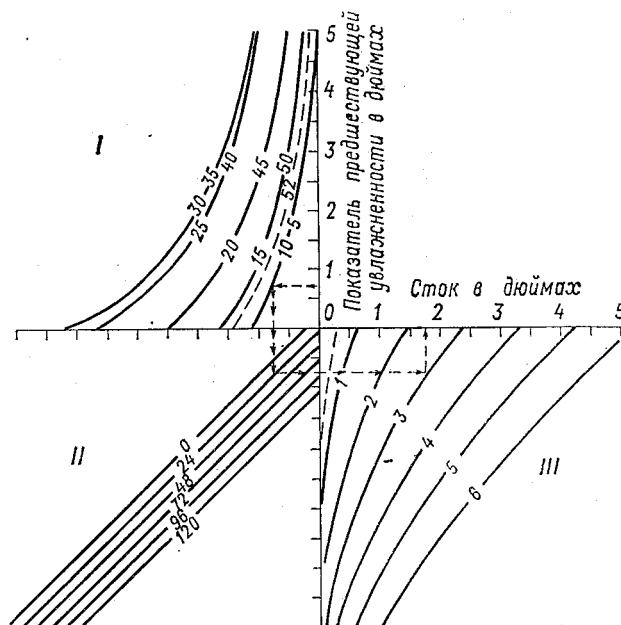


Рис. 6.8. Система совмещенных расчетных графиков для прогнозов стока за паводок (1 дюйм = 25,4 мм).

Вычисленные с помощью трех графиков значения 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 значений, то путем соответствующего изменения системы кривых на всех 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 (см. рис. 6.8) при этом остаются без изменения, а семейство кривых в квадрате III, выражающих зависимость потерь стока, заменяется из условия баланса ($Y = X - P$) новым семейством кривых, позволяющих вычислять непосредственно значения 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 очень часто невозможна из-за ограниченности или отсутствия таких данных. 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:

$$W_t = (W_0 - w) e^{-kt} + w, \quad (6.15)$$

где W_t — остаточный запас влаги, мм; W_0 — начальный запас влаги, мм; w — предельная влажность иссушения, мм; k — коэффициент (меньше единицы), зависящий от температуры воздуха и характера почвы; t — время; e — основание натуральных логарифмов.

Выпадение осадков меняет запас влаги в почве скачком на значение, равное количеству выпавших осадков, если поверхностный сток отсутствовал, или на значение осадков за вычетом стока.

Формула (6.15) дает возможность рассчитывать запас влаги в почве от суток к суткам. При наличии наблюдений за влажностью почвы начальное ее значение берется по данным измерений. 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:

$$U = a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_n x_n, \quad (6.16)$$

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°C Н. Ф. Бефани и Г. П. Калинин рекомендуют пользоваться формулой

$$U = x_1 + 0,7 \sum_2^4 x_i + 0,5 \sum_5^9 x_i + 0,3 \sum_{10}^{14} x_i + 0,2 \sum_{15}^{30} x_i + 0,1 \sum_{31}^{60} x_i, \quad (6.17)$$

где x_1 — количество осадков за предшествующие сутки; $\sum_2^4 x_i$ — сумма осадков за вторые, третьи и четвертые сутки до расчетной даты и т. д.

При температурах воздуха от 5 до 10°C рекомендуется брать осадки за периоды, вдвое длиннее тех, которые указаны в формуле (6.17).

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 $a_t = k^t$, 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

$$U_n = kU_{n-1}, \quad (6.18)$$

где k — коэффициент, значение которого меняется для разных районов от 0,85 до 0,95.

При выпадении осадков в данные сутки последние прибавляются к вычисленному значению индекса. Расчет косвенных характеристик увлажнения ведется по данным отдельных метеорологических станций, а затем проводится их осреднение по бассейну.

Важным фактором, характеризующим водопоглотительную способность речного бассейна, являются начальные потери осадков. Поэтому во всех случаях, когда это возможно, желательно найти зависимость начальных потерь от косвенной характеристики предшествующего увлажнения. Наличие такой зависимости дает возможность проводить расчет интенсивности инфильтрации, пользуясь формулой (6.11). Другие параметры этой формулы могут быть найдены путем подбора. Знание начальных потерь осадков в зависимости от предшествующего увлажнения необходимо для предварительных предупреждений о возможности паводков на малых реках, которые нередко даются на основе метеорологической обстановки и прогнозов.

6.6. Прогнозы паводков по данным о притоке воды в русловую сеть

Отмечавшиеся в п. 6.5 трудности прямого расчета водоотдачи бассейна по данным об осадках и интенсивности инфильтрации воды в почву толкали на поиски более простых способов опреде-

ления притока воды в русловую сеть бассейна по гидрометрическим данным. Две возможности использовались для приближенного определения этого притока: 1) данные о расходах воды очень малых рек и 2) метод водного баланса, т. е. по данным о расходах воды в замыкающем створе бассейна и изменению объема воды в его русловой сети. Поскольку приток воды в русловую сеть опережает сток в замыкающем створе бассейна, то имеется возможность для его использования при разработке методики прогнозов таких элементов дождевых паводков, как максимальный расход и уровень дождевого паводка и даже для расчета гидрографа.

Определение притока в русловую сеть по данным о расходах малых рек. Идея этого приема принадлежит А. В. Огиевскому и заключается в отождествлении хода стока очень малых рек с притоком воды в русловую сеть более крупного бассейна. Сущность расчета состоит в следующем. Средние расходы каждой из отобранных малых рек за принятый расчетный интервал времени выражают в виде модулей путем деления их на соответствующую площадь водосбора: $M_1 = \frac{Q_1}{f_1}$, $M_2 = \frac{Q_2}{f_2}$, ..., $M_n = \frac{Q_n}{f_n}$, где 1, 2, ..., n — номера малых рек. Определив средний (или средний взвешенный) модуль, умножают его на площадь всего бассейна F и получают приток в русловую сеть в кубических метрах в секунду:

$$q = \bar{M}F. \quad (6.19)$$

Вычислив таким путем значения притока для каждого расчетного интервала, получают график его хода во времени, который можно далее трансформировать в гидрограф в замыкающем створе, пользуясь функцией добегания стока и коэффициентом стоковой приводки.

Выбор расчетного интервала времени зависит от имеющихся данных и продолжительности добегания воды по руслам. Для бассейнов с максимальным временем пробега воды от наиболее удаленной части бассейна более 5 суток можно пользоваться расчетным интервалом, равным 1 суткам. Для более точного определения притока требуется брать ряд равномерно распределенных по бассейну малых водосборов.

Несколько иной вариант применения в прогнозах расходов дождевых паводков описанного метода состоит в том, что весь бассейн разбивается на несколько частей. В пределах каждой такой части приток в русловую сеть определяется по данным о расходах воды малой реки. После этого путем подбора определяются так называемые «частные кривые добегания», с помощью которых производится трансформация каждого из графиков притока в расходы воды в замыкающем створе.

Такой прием (предложил А. Г. Левин) позволяет учитывать неравномерность формирования стока в пределах бассейна. Однако следует иметь в виду резкое увеличение объема вычислений и необходимость особенно тщательной проверки устойчивости частных функций распределения, учитывая большое число подбираемых параметров.

Расчет притока по расходу воды в замыкающем створе и изменению ее объема в речной сети. Регулирование стока речным 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

$$q = Q + \frac{\Delta W}{\Delta t}, \quad (6.20)$$

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.

Таблица 25

Пример расчета притока воды в речную сеть в бассейне р. Москвы до г. Звенигорода

Дата	Расход воды в гидрометрических створах, м/с			Объем воды на участке, (м ³ /с · 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 /с
	Макарово Q_1	Руза Q_2	Звенигород Q_3	выше Макарова W_1	выше Рузы W_2	Макарово-Руза-Звенигород W_3			
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

Предложенные в свое время Н. М. Бернадским и развитые Г. П. Калининым и В. И. Сапожниковым 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 4. Пример расчета притока дан в табл. 25. Совмещенные график притока в русловую сеть и гидрограф в замыкающем створе представлены на рис. 6.9.

Для достаточно крупных равнинных рек максимум притока, вычисленный по уравнению водного баланса, значительно опережает максимума расхода в замыкающем створе. Это дает возможность использовать связь между этими величинами $Q_{\text{макс}} = f(q_{\text{макс}})$ для прогноза максимального расхода и уровня дождевых паводков. При прогнозе гидрографа паводка для относительно небольших рек необходимо знать приток воды на период заблаговременности прогноза, что достигается или путем экстраполяции графика притока, или путем приближенной оценки притока по данным об осадках на один-два расчетных интервала времени.

Математические модели для прогнозов паводков. Как отмечалось в главе 3, под математическими моделями стока принято понимать систему математических уравнений, включая соответствующие начальные и граничные условия, которая с большей или меньшей степенью схематизации взаимосвязывает во времени основные процессы формирования расходов воды в замыкающем створе речного бассейна и дает, таким образом, возможность рассчитывать их, пользуясь доступной гидрометеорологической информацией. Все такого рода модели включают в себя в качестве главных элементов расчет подачи, водоотдачи и ее трансформации в расходы воды в замыкающем створе и отличаются друг от друга главным образом способами расчета водоотдачи. В расчетах водоотдачи используются формулы, позволяющие вычислять ее в зависимости от испарения влаги из почвы и потерь осадков на пополнение почвенной влаги. В некоторых моделях водоотдача делится на две составляющих: быструю

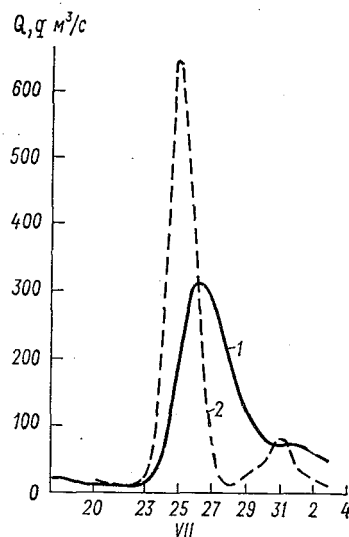


Рис. 6.9. Совмещенные графики хода расходов воды в замыкающем створе (1) и притока воды в русловую сеть (2).

(поверхностный сток) и замедленную (внутрипочвенный сток). В целях повышения надежности прогнозов расходов воды с помощью такого рода моделей в них вводится также учет начальных условий, т. е. фактических расходов воды на момент выпуска прогноза.

Применение модели к конкретным бассейнам сводится к определению ее параметров, т. е. постоянных коэффициентов, входящих в формулы для расчета всех элементов модели. Число таких коэффициентов зависит от степени детализации модели и структуры входящих в нее формул и может достигать 10 и более. Параметры модели определяются с помощью электронной вычислительной машины методами оптимизации, т. е. путем подбора таких их значений, при которых обеспечивается наилучшая, согласно принятому критерию, сходимость вычисленных и фактических расходов воды.

Таким образом, весьма важным элементом математической модели для прогнозов расходов паводков являются программы, необходимые для выполнения счета на электронных вычислительных машинах, включая программу для определения параметров модели методами оптимизации. Обычно такого рода программы пишутся на одном из машинных языков. Это необходимо для того, чтобы расчеты могли выполняться на различных типах электронных вычислительных машин.

Проверка надежности и точности расчетов по данной модели в конкретном бассейне производится после того, как определены ее параметры на материалах наблюдений за прошлое время, которые не входили в обработку при определении этих параметров, а также путем выполнения проверочных расчетов в оперативных условиях.

Модель для расчета расходов воды в период дождевых паводков, разработанная в Гидрометцентре Л. С. Кучментом и В. И. Корнем, учитывает неравномерность выпадения осадков, инфильтрацию воды в почву и испарение, а также непостоянство действующей площади в период дождя. Она включает 10 параметров, определяемых методом оптимизации. Модель позволяет вести расчет расходов дождевых паводков на электронной вычислительной машине по данным о суточном количестве осадков для больших бассейнов в условиях, когда осадки охватывают большую площадь. В последнее время все более широкий размах приобретает разработка моделей, позволяющих вести непрерывный расчет расходов воды в реке.

Глава 7

ВЕСЕННИЙ СТОК И ПРОГНОЗЫ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЛОВОДЬЯ РАВНИННЫХ РЕК

7.1. Весенний сток и возможности его прогнозов

Весеннее половодье, обусловленное таянием скопившегося за зиму снега, является характерной особенностью режима подавляющего большинства равнинных рек СССР. Сток этих рек за период половодья составляет в среднем 50—70% годового, а в таких районах, как Заволжье и Казахстан, даже 80—90%. Расходы воды в период половодья увеличиваются в сотни раз по сравнению с зимними, поэтому оно, как правило, сопровождается разливами рек. В многоводные годы весенние разливы нередко 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.

Объем и другие характеристики половодья отличаются большой изменчивостью от года к году, поэтому заблаговременный прогноз основных элементов половодья приобретает особый интерес.

Сток за период половодья определяется тремя главными факторами: 1) количеством снега, аккумулированного в течение зимы в речном бассейне; 2) количеством осадков, выпавших в период формирования половодья; 3) водопоглотительной способностью речного бассейна, которая во многих случаях значительно меняется от года к году. При прочих равных условиях сток за половодье возрастает с увеличением количества снега и осадков и, наоборот, уменьшается с увеличением водопоглотительной способности бассейнов. Первые два фактора с той или иной степенью точности могут быть определены по данным непосредственных измерений. Что же касается количества воды, поглощенной или задержанной речным бассейном, то оно складывается под воздействием комплекса различных факторов и не может быть определено иначе, как по разности между количеством поступившей в бассейн воды и стоком за половодье.

Возможность оценки водопоглотительной способности речного бассейна до начала снеготаяния определяет практически

возможность долгосрочных прогнозов объема талого стока. При наличии данных о запасах воды в снежном покрове задача прогноза объема половодья сводится, по существу, к оценке количества талой воды, которое будет поглощено почвой, задержано на поверхности речного бассейна и потеряно на испарение. Заблаговременность такого прогноза 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. 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.

7.2. Снежный покров, его характеристики, залегание и физические свойства

Снежный покров образуется в результате накопления твердых осадков. В течение зимы ветер перераспределяет большое 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. Неравномерность распределения является характерной чертой залегания снежного покрова на местности.

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 на его плотность d и выражается, подобно осадкам, в миллиметрах:

$$S = hd. \quad (7.1)$$

Показателем неравномерности распределения запасов воды в снежном покрове по территории бассейна служит коэффициент вариации

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{S}},$$

где \bar{S} — средний запас воды в бассейне; σ — среднее квадратическое 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).

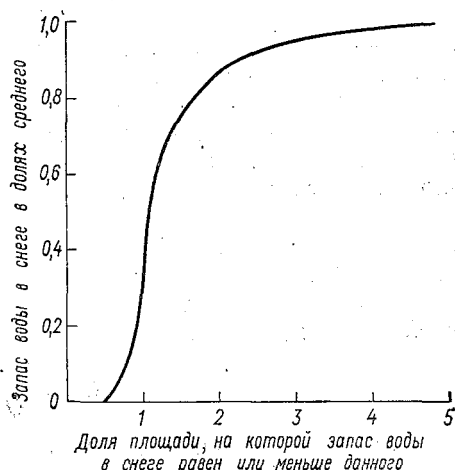


Рис. 7.1. Интегральная кривая распределения снегозапасов по площади.

Снег 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 с этим в широких пределах изменяется и его плотность. Диапазон возможных значений плотности лежит в пределах 0,02—0,50. Из других физических свойств снега наибольший интерес для гидрологов 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 прогрева толщи снега. Напомним, что теплоемкость веществ характеризуется удельной теплоемкостью, под которой понимается количество тепла в калориях необходимое для нагревания 1 г вещества на 1°C.

Как известно, удельная теплоемкость воды при 15°C равна 1 кал/(г·°C). Теплоемкость льда прямо пропорциональна его температуре. Влияние на теплоемкость снега, содержащегося

в его порах воздуха и водяного пара, пренебрежимо мало. Поэтому для льда и снега теплоемкость принимается одинаковой. При 0°C она округленно равна 0,5 кал/(г·°C).

Теплопроводность снежного покрова мала благодаря большой его пористости и зависит от структуры и плотности снега. Известен ряд формул для определения коэффициента теплопроводности снега в зависимости от его плотности. Первую формулу предложил в 1894 г. русский ученый Абельс:

$$\lambda = 0,0067d^2, \quad (7.2)$$

где d — плотность снега, г/см³; λ — коэффициент теплопроводности, кал/(см²·с·°C).

Большинство известных в настоящее время формул коэффициента теплопроводности снега отличаются друг от друга значениями множителя при плотности снега, что обусловлено различием в структуре снега.

Радиационные свойства снега. Эти свойства играют важную роль в снеготаянии. Из их числа особенно большое значение имеет лучеотражательная способность поверхности снега, которая характеризуется отношением отраженной радиации ко всей падающей на поверхность снега радиации (альбедо):

$$\beta = \frac{Q_{\text{отр}}}{Q}. \quad (7.3)$$

Альбедо поверхности снежного покрова меняется в широких пределах (от 0,95 для чистого свежеснежного 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

Альбедо незапыленной снежной поверхности зависит в первую очередь от таких факторов, как размер зерен и наличие жидкой влаги в снеге, которые также определяют плотность снежного покрова. Вместе с тем попытки эмпирически установить зависимость альбедо от плотности верхнего слоя снега показали, что такого рода связь получается недостаточно тесной. Загрязнение снега оказывает очень большое влияние на его альбедо.

Скрытая теплота плавления. Скрытая теплота плавления пресного льда (при 0°C) равна 79,7 кал/г. Это значит, что для образования 1 мм талой воды затрачивается 7,97 или округленно 8 кал тепла.

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 удержать в своих порах длительное время:

$$\gamma = \frac{w}{X_c}, \quad (7.4)$$

где w — слой жидкой влаги, 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 лишь около 5—8%. В первом приближении изменение влагоемкости снега в процессе таяния может быть описано следующей формулой автора:

$$\gamma = (\gamma_{\max} - 0,06)e^{-4z_0} + 0,06, \quad (7.5)$$

где γ_{\max} — максимальная (начальная) влагоемкость; z_0 — относительная убыль снега в долях единицы.

Формула (7.5) позволяет 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 снега						
γ_{\max}	0,18	0,20	0,22	0,24	0,26	0,28
z_0	0,119	0,126	0,133	0,140	0,147	0,153
γ_{\max}	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40
z_0	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.

7.3. Поглощение талой воды мерзлыми почвами

Как уже отмечалось, возможность заблаговременной оценки количества воды, поглощенной и потерянной бассейном за период снеготаяния, определяет возможность долгосрочного прогноза весеннего стока и расчетов гидрографа половодья. Поэтому знание закономерностей поглощения воды мерзлыми почвами имеет большое значение для разработки практической методики прогнозов весеннего стока.

Так же как и при выпадении осадков, поглощение талой воды в речном бассейне происходит путем ее инфильтрации в почву и задержания на поверхности в различных понижениях рельефа. Некоторое количество воды теряется при этом на испарение с поверхности снега и открытых водных поверхностей. Эти потери относительно невелики и в большинстве случаев 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 теплофизические процессы, вызывающие изменение агрегатного состояния почвенной влаги, а в связи с этим и пористости почвы.

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. Водопроницаемость мерзлой почвы зависит также от ее температуры и глубины промерзания. При достаточно низкой температуре почвы первые порции талой воды замерзают в порах самого верхнего слоя и могут даже образовать тонкую ледяную корку на ее поверхности. Влияние глубины промерзания существенно сказывается только при малых ее значениях, при которых возможно размораживание 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°C ниже нуля, как показывают опыты, становится практически водонепроницаемой. Наоборот, будучи слабоувлажненной, она способна поглощать талую воду. Тяжелые бесструктурные почвы впитывают воду значительно хуже, чем структурные. При температуре порядка —2°C и при относительно небольшом увлажнении (примерно 50% наименьшей 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 значительно 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 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.

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. 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:

$$U = X_5 + (X - Z)_{60} + m \quad (7.6)$$

или

$$U = (X - Z)_{120} + m, \quad (7.7)$$

где X — осадки; Z — испарение за некоторый период до установления снежного покрова; X_5 — осадки за 5 суток, непосредственно предшествующих наступлению морозов; m — слой воды, поступившей в почву за время оттепелей. Цифры у скобок указывают на продолжительность периода в сутках, за который вычисляется разность между осадками и испарением.

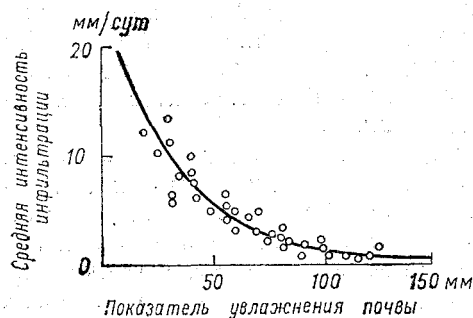


Рис. 7.2. Зависимость средней интенсивности инфильтрации I от косвенной характеристики осеннего увлажнения U .

Значения 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 подтверждается существованием связи между нею и средней интенсивностью инфильтрации (рис. 7.2).

Влияние предшествующих осенних осадков на сток прослеживается и в лесной зоне избыточного увлажнения. В условиях этой зоны влияние их существенно меньше и связано не столько с изменением степени водопроницаемости почвы, сколько с изменением емкости речных бассейнов в целом.

В качестве косвенной характеристики водопоглотительной способности речных бассейнов в лесной зоне избыточного увлажнения, кроме ранее рассмотренной характеристики, используется также осенний паводочный сток. Большие значения этого стока свидетельствуют о высоком увлажнении бассейна с осени, а следовательно, об уменьшении свободной его 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.

7.4. 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 следующем виде:

$$S + X_{ж} - (I + P + Z_1 + Z_2) - Y = 0, \quad (7.8)$$

где S — 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 склонам и руслам; Y — сток за половодье.

Из всех входящих в уравнение баланса переменных только сток, запас воды в снеге и осадки измеряются с той или иной степенью точности. Остальные составляющие баланса практически не измеряются или вообще не могут быть измерены. О суммарном их значении 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 весенний сток и при анализе водопоглощения ими чаще всего пренебрегают.

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 сток должен 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 случае 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.

Исходя из теоретических основ формирования стока при неравномерном распределении поверхностной емкости, которые были рассмотрены в главе 5, в общем случае уравнение водного баланса за период половодья записывается в следующем виде:

$$Y = X - \Phi(I + P) - (1 - \Phi)X, \quad (7.9)$$

где все величины кроме Φ выражены в миллиметрах. В этом уравнении $X = S + X_{ж}$ — суммарное количество воды, поступившей на поверхность бассейна, а Φ — относительная (в долях единицы) площадь, с которой при данном X осуществляется сток. Последний член уравнения (7.9) представляет собой слой воды, поглощенной и задержанной на бессточной части бассейна.

Общий вид зависимости талого стока от запаса воды в снежном покрове. Теоретическое обоснование общего вида зависимостей суммарного стока от количества поступившей воды при неравномерном распределении емкости бассейна было подробно рассмотрено в главе 5.

Для емкостной модели водопоглощения эта зависимость выражается уравнением

$$Y = X \cdot \Phi(X) - E(\Phi), \quad (7.10)$$

представляющим собой однозначную зависимость стока от суммарного количества поступившей воды. При условии, что распределение емкости в бассейне зависит также от предшествующего увлажнения бассейна, зависимость приобретает вид

$$Y = X \cdot \Phi(X, U) - E(\Phi), \quad (7.11)$$

где U — косвенная характеристика осеннего увлажнения бассейна.

Для емкостно-инфильтрационной модели водопоглощения зависимость стока от суммарного количества поступившей воды выражается уравнением

$$Y = \left(1 - \frac{I}{X}\right) X \cdot \Phi(X, U) - E(\Phi), \quad (7.12)$$

где I — слой инфильтрации, мм.

Графический вид этой зависимости показан на рис. 5.5. Если принять, что отношение I/X или i/h (где i и h соответственно интенсивность инфильтрации и подачи воды на поверхность бассейна) зависит в данном бассейне от предшествующего увлажнения U и глубины промерзания почвы l , то сток в этом случае является функцией трех переменных $Y = f(X, U, l)$.

Для расчетов стока по уравнениям (7.11) и (7.12) необходимо знать для каждого речного бассейна кривую распределения действующей площади $\Phi(X)$ (см. рис. 5.2) и соответствующую ей кривую распределения поверхностной емкости $E(\Phi)$. Установить такие кривые путем непосредственных измерений практически невозможно. В принципе, для их определения достаточно было бы иметь эмпирически построенную зависимость стока от снегозапасов $Y = f(X)$ по данным за те годы, когда почва в бассейне была заведомо водонепроницаемой. Однако этот путь практически также невозможен ввиду отсутствия фактических данных, освещающих наиболее важную нижнюю часть зависимости. В связи с этим эмпирические воднобалансовые зависимости используются для определения приближенных значений суммарной емкости речного бассейна и бессточной площади. Что касается распределения действующей площади $\Phi(X)$, то им приходится задаваться, используя наиболее простые математические функции, которые бы достаточно правильно отражали характер этого распределения в природе. Наиболее простыми функциями распределения являются однопараметрические функции вида

$$\Phi(X) = 1 - e^{-\frac{X}{E_{\max}}} \quad (7.13)$$

или

$$\Phi(X) = 1 - \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \frac{X}{E_{\max}}}, \quad (7.14)$$

где E_{\max} — слой поверхностного задержания на всей площади речного бассейна; e — основание натуральных логарифмов; ch — символ гиперболического косинуса, значения которого приводятся в математических справочниках. Использование

этих функций распределения приводит к весьма простым расчетным формулам, выражающим зависимость стока за половодье от суммарной подачи воды, на которых мы остановимся дальше.

К еще более простому виду зависимости $Y = f(X, U)$ можно прийти, если допустить, что речной бассейн обладает способностью задержать некоторый слой воды E_0 при водонепроницаемой почве, а величина действующей в нем площади является функцией предшествующего увлажнения почвы $\Phi(U)$ или пред-

шествующего ее увлажнения и глубины промерзания $\Phi(U, l)$. Зависимость при этом получает линейный вид

$$Y = \Phi(X - E_0), \quad (7.15)$$

который представлен на рис. 7.3. В этом примере значение $E_0 = 20$ мм.

Итак, основой методики долгосрочных прогнозов стока за половодье служат воднобалансовые зависимости, которые могут быть установлены, как следует из теоретических соображений, эмпирическим путем для отдельных речных бассейнов или групп одно-

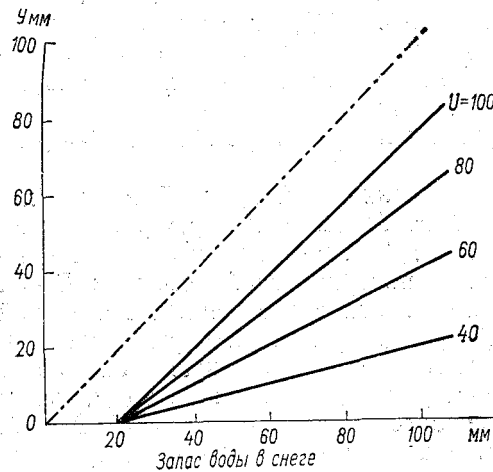


Рис. 7.3. Общий вид зависимости стока Y от снегозапасов S при различной действующей площади.

родных по условиям водопоглощения бассейнов при наличии соответствующих данных наблюдений за достаточно длинный ряд лет. Для построения такого рода эмпирических зависимостей, представляющих собой графическое решение уравнения водного баланса бассейна за период половодья, требуется прежде всего определить по годам значения стока за половодье и суммарного количества поступившей на поверхность бассейна воды. Определение этих величин по данным наблюдений нередко сопряжено с большими трудностями из-за недостатка данных и невысокой их точности.

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 общего объема половодья того стока, который обусловлен притоком подземных вод.

Определение даты начала половодья, как правило, не пред-

ставляет 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.

Грунтовое питание за период половодья выделяется путем срезки гидрографа известными в гидрологии способами. Слой поверхностного стока за половодье вычисляется по формуле

$$Y = \frac{86,4}{F} \sum_1^n (Q - Q_r), \quad (7.16)$$

где $\sum (Q - Q_r)$ — сумма ежедневных расходов за вычетом расходов грунтового питания; F — площадь бассейна, 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:

$$X = S + X_{л.к} + X_{ж}. \quad (7.17)$$

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 изогет. 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

$$S = (1 - \varphi) S_{п} + \varphi S_{л}, \quad (7.18)$$

где $S_{п}$ — средний слой воды в снеге в поле; $S_{л}$ — 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:

$$S = (1 - a) S_{п} + a S_0, \quad (7.19)$$

где $S_{\text{п}}$ — средний запас воды в снеге по данным полевых съемок; S_0 — средний запас воды в снеге в логах и оврагах; a — относительная площадь, занятая оврагами.

Запас воды в ледяной корке вычисляется по формуле

$$S_{\text{л.к}} = 9\psi h_{\text{л.к}}, \quad (7.20)$$

где $h_{\text{л.к}}$ — средняя толщина корки, см; ψ — покрытость почвы ледяной коркой в долях единицы.

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 водопоглощения. Основное затруднение при оценке точности определения снегозапасов состоит в том, что мы не располагаем истинными их значениями на больших 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, средняя квадратическая ошибка в определении запаса воды на участке снегосъемки относительно невелика и составляет 3—4%. Она рассчитывается по формуле

$$s^2 = d^2 \sigma_h^2 + h^2 \sigma_d^2, \quad (7.21)$$

где h и d — соответственно средние значения высоты и плотности снега на участке снегосъемки; σ_h и σ_d — средние квадратические ошибки средних значений высоты и плотности.

Ошибки вычисления среднего запаса воды в снеге в бассейне значительно больше ошибок измерения на участках снегосъемки. Величина их зависит от степени неравномерности залегания снега и густоты сети снегомерных пунктов. Для определения в первом приближении относительной средней квадратической ошибки (в процентах) служит формула

$$\delta = 100 \frac{C_v}{\sqrt{n}}, \quad (7.22)$$

где C_v — коэффициент вариации снегозапасов в бассейне; n — число снегомерных пунктов.

Колебания запасов воды в снеге в небольших открытых бассейнах зависят 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 за-

пасов воды в снеге показывает, что при существующей густоте сети снегомерных пунктов они могут составлять 10—15%.

Средний слой весенних (жидких) осадков вычисляется изложенными ранее способами по данным наблюдений метеорологических станций. Условия поглощения осадков, выпадающих во время таяния снега, не отличаются от условий поглощения талой воды. Поэтому средний слой этих осадков прибавляется непосредственно к запасу воды в снеге и ледяной корке. Осадки, выпадающие после схода снега и подсыхания почвы, поглощаются значительно интенсивнее, чем талые воды. По этой причине прибавление их слоя к снегозапасам может приводить к некоторому преувеличению потерь талого стока. В связи с этим, если невозможно исключить из объема половодья дождевой сток, образовавшийся после схода снега, вызвавшие этот сток осадки прибавляют к снегозапасам, предварительно умножив на отношение $\frac{\eta_d}{\Phi(X)}$ где η_d — средний коэффициент стока жидких осадков после схода снега, а $\Phi(X)$ — угловой коэффициент линии, выражающей зависимость талого стока от снегозапасов.

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 связи 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.

На рис. 7.4 и 7.5 даны примеры эмпирических воднобалансовых зависимостей, построенных для двух речных бассейнов, расположенных в различных физико-географических условиях.

Зависимость, представленная на рис. 7.4, 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 осеннего увлажнения бассейнов в этой зоне относительно невелика. В качестве характеристики предшествующего увлажнения здесь использован осенний паводочный сток.

Зависимость, приведенная на рис. 7.5, 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 четыре месяца до установления снежного покрова.

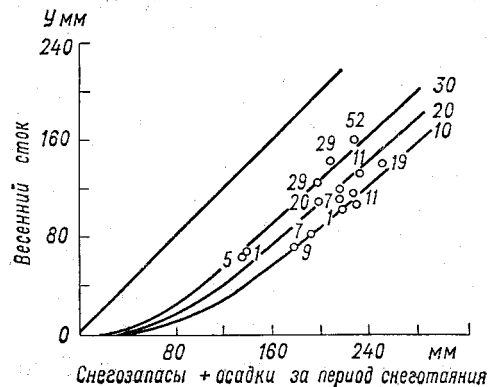


Рис. 7.4. Зависимость весеннего стока р. Онеги у с. Казаково от снеготаяния и осеннего увлажнения бассейна.

У точек — осенний паводочный сток, мм.

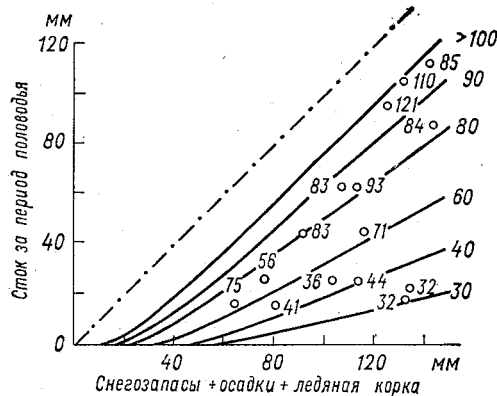


Рис. 7.5. Зависимость весеннего стока р. Медведицы у с. Лысье Горы от снеготаяния и показателя осеннего увлажнения почвы (цифры у точек).

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.

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:

$$Y = \left(1 - \frac{I}{X}\right) X - E_0 \left[1 - e^{-\frac{\left(1 - \frac{I}{X}\right) X}{E_0}} \right] \quad (7.23)$$

или

$$Y = \left(1 - \frac{I}{X}\right) X - E_0 \operatorname{th} \frac{\left(1 - \frac{I}{X}\right) X}{E_0}. \quad (7.24)$$

В этих формулах Y — сток, мм; X — слой поступившей воды, мм; I — суммарная инфильтрация, мм; e — основание натуральных логарифмов; th — знак гиперболического тангенса; E_0 — емкость бассейна при отсутствии инфильтрации, мм.

Значение E_0 , 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.

Формулы (7.23) и (7.24) выведены для условия, что интенсивность поступления воды превышает интенсивность инфильтрации. Параметр E_0 , значение которого складывается из начальных затрат воды

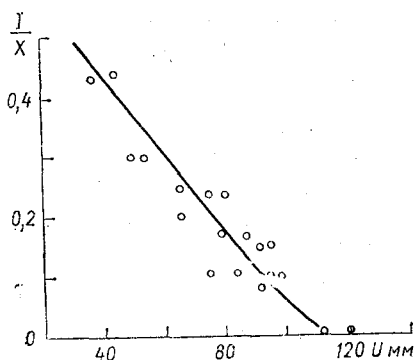


Рис. 7.6. Зависимость относительных потерь воды на инфильтрацию от показателя осеннего увлажнения р. Дона у ст-цы Казанской.

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 (7.23) и (7.24) предварительно строится вспомогательная зависимость относительной инфильтрации $\frac{I}{X}$ от показателя осеннего увлажнения U

(рис. 7.6). Необходимые для ее построения значения I за каждый год определяются как разность $I = X_2 - X_1$, где X_2 — количество 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 большое влияние на весенний сток оказывает глубина промерзания почвы l , строится вспомогательная зависимость $\frac{I}{X} = f(U, l)$, которой и пользуются для определения значений $\frac{I}{X}$.

Построение воднобалансовых зависимостей для рек лесной зоны избыточного увлажнения проще в том отношении, что по условиям водопоглощения интенсивность инфильтрации здесь

не играет важной роли в формировании стока, поэтому можно использовать более простые уравнения вида:

$$Y = X - (E_0 - \varepsilon) \left[1 - e^{-\frac{X}{E_0 - \varepsilon}} \right] \quad (7.25)$$

или

$$Y = X - (E_0 - \varepsilon) \operatorname{th} \frac{X}{E_0 - \varepsilon}, \quad (7.26)$$

где ε — изменение емкости речного бассейна под влиянием предшествующего увлажнения.

Для использования уравнений (7.25) и (7.26) необходима вспомогательная зависимость изменения емкости бассейна от показателя предшествующего увлажнения $\varepsilon = f(U)$, которая устанавливается эмпирически. Как уже отмечалось ранее, в качестве косвенной характеристики предшествующего увлажнения для сильно залесенных и заболоченных бассейнов предпочтительнее использовать осенний паводочный сток. Большой паводочный сток характеризует высокое увлажнение почвы и повышенный запас воды в болотах. Малый сток, наоборот, свидетельствует о малых запасах воды в бассейне.

Следует иметь в виду, что для бассейнов, имеющих большую бессточную площадь, параметр E_0 должен характеризовать емкость только действующей части бассейна, а само уравнение при выражении стока в миллиметрах на весь бассейн получает вид

$$Y = (1 - \omega) \left[X - E_0 \operatorname{th} \frac{X}{E_0} \right], \quad (7.27)$$

где ω — бессточная площадь бассейна в долях единицы.

На рис. 7.7 в качестве примера показана воднобалансовая зависимость для бассейна р. Тобола до г. Кустаная. Бессточная площадь в этом бассейне составляет около 40%.

Уравнение вида

$$Y = X - P_0 \operatorname{th} \frac{X}{P_0} \quad (7.28)$$

использовалось рядом исследователей в качестве эмпирической 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:

$$P_0 = 270e^{-0,048U} + 20, \quad (7.29)$$

где U — косвенная характеристика увлажнения почвы, вычисляемая по формуле (7.7).

Как указывает автор, формулы (7.28) и (7.29) справедливы для условий глубокого (в среднем не менее 60 см) промерзания почвы, исключая, однако, случаи затяжного снеготаяния.

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

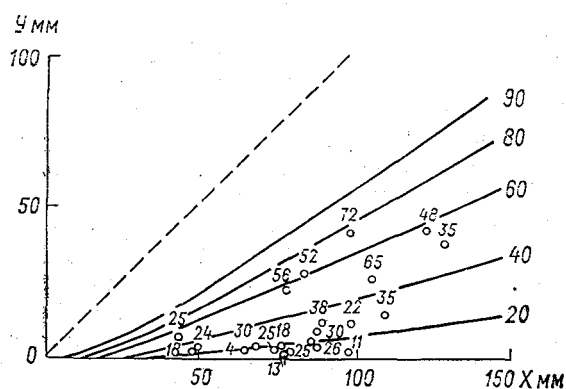


Рис. 7.7. Зависимость весеннего стока р. Тобола у г. Кустаная от снегозапасов и осеннего увлажнения.

прогноза количество поступившей воды (в миллиметрах) вычисляется как сумма

$$X = S + X_{л.к} + \overline{\Delta X}, \quad (7.30)$$

где S и $X_{л.к}$ — 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 миллиметрах) рассчитывается с учетом грунтового питания

$$Y' = Y + kTQ_{г.}, \quad (7.31)$$

где Y — вычисленное значение весеннего стока, мм; $Q_{г.}$ — средний расход грунтового питания за период половодья, мм³/с; T — средняя многолетняя продолжительность половодья, сутки;

k — коэффициент размерности, равный $k = \frac{86,4}{F}$ (F — площадь бассейна, км²). 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 основании 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 из-за однотипности условий водопоглощения имеется возможность установить достаточно надежные воднобалансовые зависимости. Общий слой стока для большого бассейна определяется при этом как среднее взвешенное:

$$Y = \varphi_1 Y_1 + \varphi_2 Y_2 + \dots + \varphi_n Y_n, \quad (7.32)$$

где Y_1, Y_2, \dots, Y_n — ожидаемый сток с частных бассейнов, 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. км².

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 тех же 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 немного 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 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. 7.8 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).

Наличие связи 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

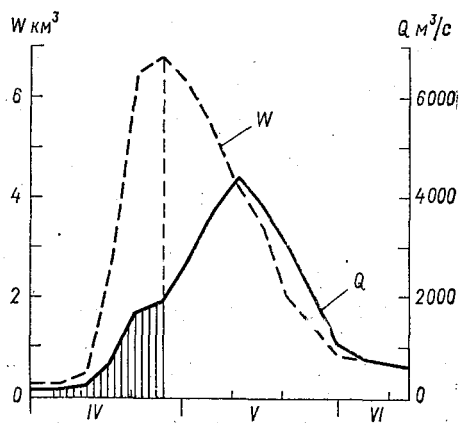


Рис. 7.8. Совмещенные графики колебания русловых запасов W и расходов воды Q в период половодья на р. Дону у г. Калача.

конца половодья V (в кубических метрах) по установленной М. И. Черноиваненко формуле

$$V = 1,35W_{\text{макс}} + 0,7. \quad (7.33)$$

Заблаговременность такого уточнения 1,5—2 месяца.

Способы приближенного расчета запасов воды в русловой сети по гидрометрическим данным описаны в главе 4. В рассматриваемом примере объем воды в руслах вычисляется по восьми участкам наиболее крупных рек при постоянном времени добегания на каждом из участков:

$$W = 8Q_1 + 5Q_2 + 5Q_3 + 3Q_4 + 6,5Q_5 + 3,5Q_6 + 9,5Q_7 + 7,5Q_8. \quad (7.34)$$

где Q_1, Q_2, \dots, Q_8 — расходы воды соответственно на постах Лиски, Казанская, Хованский, Калач — на р. Дон; Новохоперск, Бесплемяновский — на р. Хопре; Лысые 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 высокой, прибегают к экстраполяции притока по типовой кривой спада и в качестве аргумента используют полный сток малых рек за период половодья.

7.5. 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 тех 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 связь между стоком половодья и его максимальным расходом не является однозначной. Тем не менее для многих рек она достаточно ясно выражена.

Наиболее тесная связь между стоком и максимальным расходом половодья имеет место на реках с большой амплитудой колебаний стока и сравнительно коротким периодом снеготаяния, например на реках степной и лесостепной зон. Наименее тесная связь имеет место на малых реках в районах 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 связи между стоком половодья и наивысшим уровнем

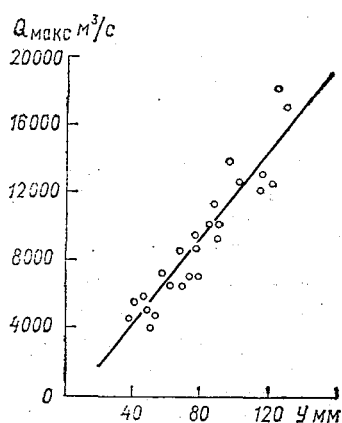


Рис. 7.9. Зависимость максимального расхода Q_{\max} от слоя весеннего половодья Y для р. Оки у пос. Нижний Избылец.

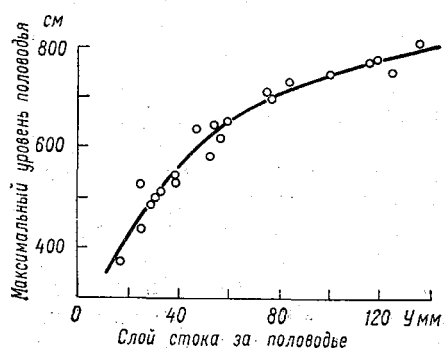


Рис. 7.10. Связь между объемом и максимальным уровнем половодья р. Хопра у пос. Бесплемяновского.

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 теснотой связи этих элементов с объемом половодья. В качестве примера на рис. 7.9 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. 7.10. Связи 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 с прогнозом половодья. Точность таких прогнозов должна

оцениваться с учетом погрешностей прогноза объема половодья. Для 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.

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 главе 6. 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 4, по гидрометрическим данным.

В качестве примера приведем зависимость, полученную Черноиваненко для р. Дона у г. Калача:

$$Q_{\text{макс}} = 82 W_{\text{макс}} - 66 \text{ м}^3/\text{с}. \quad (7.35)$$

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 осложняет задачу прогноза дат наступления максимума с большой заблаговременностью и делает ее в значительной мере задачей метеорологической, которая пока еще не получила удовлетворительного решения.

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 нуль 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 нуль 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 $+5^{\circ}\text{C}$ и датой накопления определенной суммы градусов положительной средней суточной температуры воздуха, например такой, при которой сходит слой снега, равный среднему значению его запаса в бассейне.

7.6. Прогнозы весеннего 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 назначения рационального режима регулирования стока. Важными для народного хозяйства являются также прогнозы притока воды в озера, что связано с потребностью в прогнозах максимальных уровней наполнения озер. Нередко большой приток воды в озера вызывает их разливы, при которых на длительное время затопляются большие территории. Заблаговременное предупреждение о максимальном уровне озера дает возможность принять меры по защите от наводнений и уменьшению приносимых им убытков.

Водный баланс и особенности режима озер и водохранилищ. Основным источником питания крупных озер и водохранилищ является сток впадающих в них рек. В бессточных озерах поверхностный приток воды с площади водосбора и подземный приток балансируется с потерями воды на испарение с поверхности озера. В сточных озерах большое количество воды уходит на сток вытекающей из озера реки. В соответствии с сезонными колебаниями притока воды, осадков и испарения запасы воды в озере, а следовательно, и его уровень в течение года не остаются постоянными. В период большого притока воды (например, в период снеготаяния) происходит наполнение озера. Уровень в нем повышается. В периоды малого притока воды накопленный в нем запас расходуется на сток и испарение, и уровень озера постепенно снижается. Аналогичный режим характерен и для водохранилищ с той лишь разницей,

что наполнение их и сработка запасов воды регулируются искусственно.

Уровень, площадь зеркала озера и расход воды в истоке вытекающей из озера реки достаточно тесно взаимосвязаны между собой. Характер связи между ними определяется строением озерной чаши, профилем поперечного сечения и уклоном вытекающей из озера реки. Пример совмещенных зависимостей

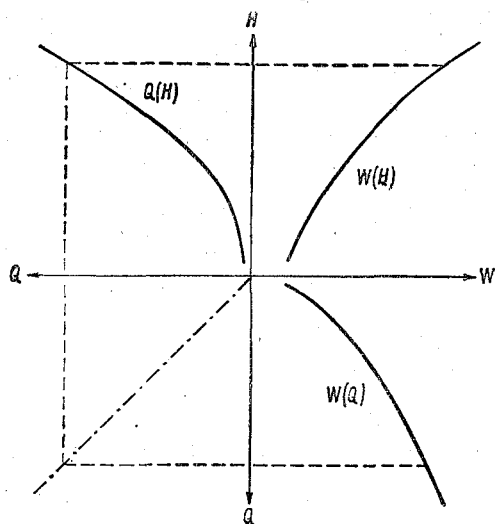


Рис. 7.11. Совмещенные зависимости уровня и расхода в истоке из озера от объема воды в нем и кривая расходов $Q=f(H)$.

кало озера, мм; Z — испарение с поверхности озера, мм; Δt — расчетный интервал времени, сутки.

Уравнение (7.36) 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. 26.

Поясним коротко порядок расчета. В графах 1 и 2 записываются средние значения притока Q и испарения Z за декаду, а в графу 3 — осадки на зеркало озера X . Вычисленный объем притока ΔW_Q записывается в графу 4. В графе 5 записывается объем воды в озере W' , вычисленный на конец расчетного

уровня, площади зеркала и расходов в истоке от запасов воды в озере дан на рис. 7.11.

Ниже рассматриваются воднобалансовые расчеты изменения запасов воды в бессточных и сточных озерах.

Уравнение изменения объема воды в бессточном озере ΔW (млн. м³) за время Δt имеет вид

$$\Delta W = 0,0864 \bar{Q} \Delta t + 0,001 \bar{F} (X - Z), \quad (7.36)$$

где Q — средний приток воды в озеро (включая и подземный) за время Δt м³/с; \bar{F} — средняя площадь зеркала озера, км²; X — осадки на зер-

Таблица 27

Пример расчета наполнения бессточного озера ($\Delta t = 10$ суток)

\bar{Q} м ³ /с	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.
25	20		22	1522,0	620	615		-12,3	9,7	1500	610	20,70
50	50		43	1552,7	630	623		-31,2	11,8	1521,5	615	20,75
100	50		86	1607,5	635	638		-31,9	54,1	1575,6	620	20,85
125	50		108	1683,6	685	662		-33,1	74,9	1650,5	640	21,20
100	50		86	1736,5	705	688		-34,1	51,6	1702,1	670	21,60
75	50		65	1767,1	718	704		-35,2	29,8	1732,0	690	21,80
50	50		43	1775,0	720	712		-35,6	7,4	1739,4	705	21,95
25	50	10	22	1768,5	719	715	7,2	-35,8	-6,6	1732,8	705	21,90

Примечание. $\Delta W_Q = 0,0864\bar{Q}\Delta t$; $\Delta W_X = 0,001\bar{F}X$; $\Delta W_Z = 0,001\bar{F}Z$; $\bar{F} = \frac{F_{n-1} + F_n}{2}$; $W'_n = W_{n-1} + \Delta W_Q$; $\Delta W_n =$
 $= \Delta W_{Q,n} + \Delta W_{X,n} + \Delta W_{Z,n}$; $W_n = W_{n-1} + \Delta W_n$.

интервала при отсутствии испарения. Далее, по значению этого объема с графика $F = f(W)$ снимается соответствующая ему площадь зеркала F' , которая была бы при отсутствии испарения. Значение ее записывается в графу 6. Зная площадь зеркала на конец предыдущего интервала времени (графа 12), вычисляется средняя площадь \bar{F} (графа 7). После этого вычисляются исправленный приход воды за счет осадков ΔW_1 (графа 8), испарения ΔW_2 (графа 9) и приращение объема воды в озере (графа 10), равное алгебраической сумме величин, стоящих в графах 4, 8 и 9. Прибавив приращение объема ΔW к объему воды на конец предыдущего интервала времени, получают объем воды в озере на конец данного интервала (графа 11). По значению этого объема с кривых $F = f(W)$ и $H = f(W)$ снимаются соответствующие значения площади зеркала и уровень воды в озере (графы 12 и 13). 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:

- 1) от общего притока воды (чем больше приток, тем выше при прочих равных условиях максимальный уровень);
- 2) от испарения за тот период, когда приток превышал испарение;
- 3) от начального уровня озера;
- 4) от хода притока и испарения воды во времени.

Последний фактор имеет важное 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 его уровнем и объемом притока. Такие условия характерны для наполнения тальми водами озер и прудов. В этом случае между объемом притока, начальным уровнем и максимальным уровнем наполнения должна существовать такая зависимость, вид которой определяется характером кривой объемов.

Изменение запаса воды в сточном озере и водохранилище за определенный интервал времени зависит:

- а) от притока воды, включая речной и подземный;
- б) от количества осадков на зеркало озера;
- в) от стока из озера или сработки водохранилища;
- г) от 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 (млн. м³) имеет следующий вид:

$$\Delta W = 0,0864 (\bar{Q}_{\text{пр}} - \bar{Q}_{\text{ст}}) \Delta t + 1000 (X - Z) \bar{F}, \quad (7.37)$$

где ΔW — изменение запаса воды в озере (водохранилище) за расчетный интервал времени, равный Δt суток; $\bar{Q}_{\text{пр}}$ и $\bar{Q}_{\text{ст}}$ — соответственно средний приток и сток, м³/с; X — осадки на водное зеркало, мм; Z — испарение с водной поверхности, мм; \bar{F} — средняя за время Δt площадь водного зеркала, км².

Уравнение баланса (7.37) дает возможность последовательно табличным путем вычислять как ход наполнения или опорожнения озера (водохранилища), так и сток воды из озера, если известны кривые объемов, площадей водного зеркала и 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. 7.12). Высота его определяется начальным запасом воды в момент T_0 и объемом временно аккумулированной воды за тот период, когда приток воды превышал ее расход. Этот объем 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.

Расчет изменений запаса и уровня воды по уравнению (7.37) выполняется подобно рассмотренному ранее на примере бессточного озера. Средний расход воды и средняя площадь зеркала за расчетный интервал времени вычисляются следующим образом. Беря расход воды $Q_{\text{ст}}$ 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 $Q_{\text{ст}} = f(W)$ соответствующие этому объему площадь F' и сток $Q'_{\text{ст}}$, находят средние их

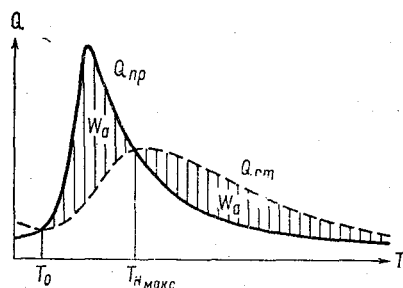


Рис. 7.12. Совмещенные гидрографы притока и стока из озера.

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, вычис-

ляют 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 4.

Долгосрочные прогнозы весеннего притока в озера и водохранилища. Задача долгосрочного прогноза притока воды в озера и водохранилища за период весеннего половодья в принципе 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 значений 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; 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: 1) зарегулированный приток, равный количеству воды, поступившей из вышерасположенного водохранилища; 2) боковой незарегулированный приток, равный количеству воды, поступившей с площади водосбора на участок между двумя плотинами.

Для разработки методики прогноза весеннего притока воды в озера и одиночные водохранилища необходимо знать за каж-

дый 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 необходимы 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 имеются 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 тот сток, который 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

$$Y = \frac{1000}{F} (C + \Delta W) + \varphi(Z - X) - Y_r, \quad (7.38)$$

где Y — приток воды в озеро за период половодья, мм; C — сток из озера, млн. м³; ΔW — изменение запаса воды в озере, млн. м³; Z — испарение с водного зеркала, мм; X — максимальный запас воды в снеге на поверхности озера, сложенный с осадками на водное зеркало, мм; Y_r — приток грунтовых вод, мм; F — площадь водосбора озера, 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 приращение объема 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 выпадающих 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 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.

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 озеро и водохранилища за половодье со-

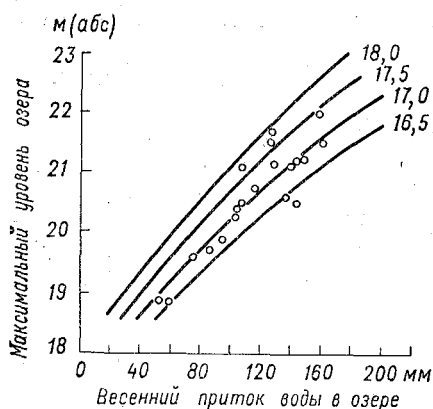


Рис. 7.13. Зависимость максимального уровня оз. Ильмень от притока воды за половодье и начального уровня (цифры у кривых).

ставляют 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. 7.13). 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 суток вперед.

Следует заметить, что ошибки долгосрочных прогнозов максимальных уровней в значительной мере зависят от точности прогнозов притока воды за период половодья.

7.7. Снеготаяние и способы его расчета

Снеготаяние в природных условиях чрезвычайно сложный процесс, протекающий под воздействием многочисленных факторов, в том числе и факторов местности. Основное тепло, затрачиваемое на таяние, снежный покров получает через свою поверхность. Теплообмен между снегом и почвой в период снеготаяния настолько мал, что, учитывая большие погрешности в определении других потоков тепла, им практически можно пренебречь. Большой вклад в расчеты снеготаяния внес П. П. Кузьмин.

Основными источниками поступления тепла на поверхность раздела снег — воздух являются:

- а) лучистая (коротковолновая) энергия Солнца;
- б) длинноволновая радиация атмосферы и облаков;
- в) теплый воздух;
- г) скрытая теплота испарения, получаемая снегом при конденсации водяного пара на его поверхности;
- д) жидкие осадки.

Наряду с этим снег теряет тепло путем излучения и испарения.

Кроме этого, определенное количество тепла затрачивается на нагревание снежного покрова до температуры его плавления.

На таяние снега затрачивается округленно 8 кал на 1 мм талой воды. Такое же количество тепла выделяется при замерзании 1 мм жидкой воды.

В соответствии с законом сохранения энергии слой талой воды в миллиметрах, образующийся в единицу времени, выражается алгебраической суммой притока и потерь тепла на единицу поверхности снежного покрова, деленной на скрытую теплоту плавления льда:

$$h_c = \frac{1}{8} (R_{кв} + R_{э.п} + Q_t + Q_n + Q_r + Q_d + \Delta Q_c), \quad (7.39)$$

где $R_{кв}$ — коротковолновая солнечная радиация $R_{э.п}$ — эффективное излучение; Q_t — приток тепла непосредственно от воздуха; Q_n — потеря тепла на испарение или приток тепла от конденсации; Q_r — приток тепла от почвы; Q_d — приток тепла от жидких осадков; ΔQ_c — изменение запаса тепла в снежном покрове.

В этом уравнении баланса тепла величины его притока берутся со знаком плюс, а величины потерь тепла — со знаком

минус. В практических расчетах, как уже говорилось, теплообменом с почвой пренебрегают ввиду его малости, а также часто пренебрегают притоком тепла от жидких осадков, если количество их невелико.

Все составляющие теплообмена, входящие в уравнение (7.39), приходится определять путем приближенных расчетов. В этом заключены причины относительно больших погрешностей этих расчетов. Ниже рассмотрим формулы для определения составляющих теплового баланса, входящих в уравнение (7.39), для открытой местности.

Для расчета притока тепла за счет коротковолновой солнечной радиации П. П. Кузьмин рекомендует формулу

$$R_{\text{кв}} = (1 - \beta)(Q' + q)_0 [1 - 0,67N_n - 0,20(N_0 - N_n)]. \quad (7.40)$$

В этой формуле β — альbedo снежного покрова; $(Q' + q)_0$ — прямая и рассеянная радиация на горизонтальную поверхность при безоблачном небе, кал/(см²·сутки); N_n и N_0 — соответственно нижняя и общая облачность в долях единицы.

Необходимые для расчета по этой формуле значения суточной радиации определяются путем интерполяции, пользуясь данными табл. 28. Приведенные в ней величины являются средними за каждый месяц и должны относиться к середине соответствующего месяца. Для интерполяции лучше всего пользоваться графиками хода радиации во времени и ее изменений по широте, построенными по данным табл. 28.

Таблица 28

Максимальная суточная радиация на горизонтальную поверхность при безоблачном небе, кал/(см²·сутки) (по В. Н. Украинцеву)

Широта, градус	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 альbedo 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 альbedo 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 залегают отдельными пятнами, альbedo его снижается до 0,3.

Излучение снегом (как и другими телами) длинноволновой радиации пропорционально четвертой степени абсолютной температуры излучающей поверхности. Однако снег не только теряет тепло путем излучения, но и получает его за счет излучения атмосферы и облаков. Разность этих двух потоков длинноволновой радиации именуют эффективным излучением. Оно описывается формулой

$$R_{э, н} = \sigma A_e C_N T_a^4 - \varepsilon \sigma T_c^4 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{мин}). \quad (7.41)$$

Здесь σ — постоянная Стефана—Больцмана, равная $8,26 \times 10^{-11}$ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{мин} \cdot \text{°C}^4); ε — излучательная способность снега, равная 0,98; T_a и T_c — соответственно абсолютная температура воздуха и поверхности снега ($\text{°C} + 273$); A_e — переменная, характеризующая излучательную способность атмосферы и зависящая от влажности воздуха

$$A_e = 0,62 + 0,05 \sqrt{e}, \quad (7.42)$$

где e — абсолютная влажность воздуха на высоте 2 м, мбар; C_N — переменная, учитывающая влияние облачности на излучение атмосферы. Для вычисления этой переменной П. П. Кузьмин рекомендует формулу

$$C_N = 1 + 0,24 N_n + 0,12 (N_o - N_n), \quad (7.43)$$

где N_n и N_o — соответственно нижняя и общая облачность.

При расчете эффективного излучения за интервал времени Δt , например за 12 ч, все входящие в формулу метеорологические элементы берутся средними за этот интервал времени, а полученный результат умножается на число минут в расчетном интервале.

В диапазоне температуры от -15 до 20°C формула (7.41) может быть представлена в виде более простой линейной функции

$$R_{э, н} = 0,0075 C_N (\Theta_a + 45) - 0,006 (\Theta_c + 75) \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{мин}), \quad (7.44)$$

где Θ_a — температура воздуха; Θ_c — температура поверхности снега, $^\circ\text{C}$.

Для определения теплообмена с воздухом, потерь тепла на испарение или притока тепла за счет конденсации служит формула, которая выводится на основании теории турбулентного обмена:

$$Q_r + Q_n = B f(v) [\Theta_a - \Theta_c + m(e_a - E_c)] \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{мин}). \quad (7.45)$$

В этой формуле Θ_a и Θ_c — соответственно температура воздуха и температура поверхности снега; e_a и E_c — соответственно абсолютная влажность воздуха и упругость насыщения паром при температуре поверхности снега; $f(v)$ — ветровая функция,

зависящая от высоты, на которой измеряется скорость ветра, и ряда других параметров; B — переменная, равная

$$B = a \frac{L}{m}, \quad (7.46)$$

где L — скрытая теплота испарения льда (667 кал/г); a — коэффициент, зависящий от размерности скорости ветра и длительности расчетного интервала времени; m — постоянный для данной местности параметр, равный

$$m = \frac{0,622L}{C_p P_a}, \quad (7.47)$$

где C_p — теплоемкость воздуха (0,24 кал/г·град); P_a — атмосферное давление, мбар. Для равнинной территории с высотами до 200 м над уровнем моря $m \approx 1,75$.

Ветровую функцию П. П. Кузьмин рекомендует рассчитывать по формуле

$$f(v) = 0,18 + 0,098v, \quad (7.48)$$

где v — скорость ветра на высоте 10 м от поверхности земли, м/с.

Для тающего снега $\Theta_c = 0$, а $E_c = 6,11$ мбар. Учитывая это, а также то, что на образование 1 мм конденсированной воды требуется 60 кал/см², формула (7.45) получит вид

$$Q_r + Q_n = 0,0048(1 + 0,54v) [\Theta_a + 1,98(e_a - 6,11)]. \quad (7.49)$$

Затрата тепла на нагревание снега до 0°C рассчитывается по формуле

$$\Delta Q_c = 0,05S\bar{\Theta}_c, \quad (7.50)$$

где S — запас воды в снеге, мм; $\bar{\Theta}_c$ — средняя температура толщи снега.

Как видно из формулы (7.50), затрата тепла на нагревание снега до температуры плавления сравнительно невелика. Трудность определения этого элемента теплообмена заключается в отсутствии данных измерения температуры снега и большой сложности расчета этой температуры по законам теплопередачи. Поэтому в практических расчетах часто принимают температуру снега равной отрицательной температуре воздуха.

Расчет снеготаяния должен вестись отдельно для дневных и ночных часов, т. е. по 12-часовым интервалам времени с 19 до 07 и с 07 до 19 ч. Это диктуется тем, что снежный покров получает тепло за счет радиации только в светлую часть суток. Ночью таяние снега резко ослабевает или прекращается в связи с потерей тепла на излучение. При таких условиях подсчет баланса тепла в целом за сутки неизбежно приводил бы к уменьшению интенсивности снеготаяния.

Рассмотренные выше формулы для определения притока и потерь тепла позволяют рассчитывать снеготаяние для открытой местности. Однако такие расчеты не отличаются высокой точностью. Ошибки в расчете снеготаяния только за счет ошибок в оценке облачности и альбедо могут нередко составлять 5—6 мм за сутки. Для облегчения расчетов П. П. Кузьминым составлены специальные таблицы, которые ускоряют вычисления. Эти таблицы даны в приложении III.

В связи с недостатком исходных данных и относительно невысокой точностью расчетов снеготаяния по приведенным выше формулам не потеряли своего значения и более простые способы расчета по упрощенным формулам теплообмена или только по температуре воздуха. Для расчета снеготаяния (в миллиметрах) на открытой местности могут быть использованы формулы:

для дневной части суток

$$h_d = 3,1\alpha(\Theta_{\text{макс}} - \Theta_{\text{ср}}) + 0,675 [C_N(\Theta_d + 45) - 60] + 0,83(1 + 0,54v_d)(\Theta_d - 0,65) + 0,006S\Theta_n; \quad (7.51)$$

для ночной части суток

$$h_n = 0,83(1 + 0,54v_n)(\Theta_n - 0,65) + 0,675 [C_N(\Theta_n + 45) - 60]. \quad (7.52)$$

В этих формулах Θ_d и Θ_n — средние значения температуры воздуха, а v_d и v_n — средние значения скорости ветра соответственно за дневные и ночные часы; $\Theta_{\text{макс}}$ и $\Theta_{\text{ср}}$ — соответственно максимальная и средняя суточная температура воздуха; C_N — коэффициент, учитывающий облачность, вычисляется по формуле (7.43); S — запас воды в снеге; α — коэффициент, который принимается равным:

Первый день снеготаяния, а также после выпадения свежего снега	0,4
Второй день снеготаяния	0,6
Третий день снеготаяния	0,8
Последующие дни снеготаяния	1,0

Формулы (7.51) и (7.52) получены автором на основании уравнения теплового баланса с использованием корреляционных зависимостей между суточным ходом температуры воздуха и притоком радиации (первый член формулы (7.51)) и между абсолютной влажностью и температурой воздуха (третий член формулы (7.51)).

При расчетах по формулам (7.51) и (7.52) средние значения температуры воздуха и скорости ветра определяются по общему правилу за три срока наблюдений: для ночи за 19, 01 и 07 ч, для дня за 07, 13 и 19 ч. Формулы имеют ряд ограничений, которые следует иметь в виду при расчетах снеготаяния.

1. Разность температур $\Theta_{\text{макс}} - \Theta_{\text{ср}}$ является хорошим показателем притока радиации только при нормальном суточном

ходе температуры воздуха. В дни с искаженным суточным ходом расчет может давать большие ошибки.

2. Последний член в формуле (7.51) используется только в тех случаях, когда в предшествующую ночь температура воздуха была отрицательной.

3. В конце периода снеготаяния разность $\Theta_{\max} - \Theta_{\text{ср}}$ не следует брать:

- а) более 4°C при сплошной облачности;
- б) более 7°C при переменной облачности;
- в) более 10°C при ясной погоде.

4. Формулы применимы для расчетов снеготаяния на равнине в весенние месяцы.

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°C средней суточной температуры воздуха.

Условия таяния снега в лесу заметно 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 коэффициентах 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 (полнота 0,8—1,0)	1,4—1,5 мм/ $^{\circ}\text{C}$
Хвойный лес средней густоты (полнота 0,6—0,7) и густой смешанный лес	1,7—1,8 мм/ $^{\circ}\text{C}$
Изреженный хвойный лес и лиственный лес средней густоты	3—4 мм/ $^{\circ}\text{C}$

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.

Расчет поступления талой воды. Рассмотренные выше способы расчета снеготаяния дают возможность приближенно вычислять суточный слой талой воды, образующийся на единице занятой снегом площади. Действительное количество талой воды, поступающей на поверхность речного бассейна, отличается от слоя стаивания. Это вызвано тем, что, во-первых, снег удерживает часть талой воды, а во-вторых, покрытость бассейна снегом по мере его убыли постепенно уменьшается.

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 водоотдача снега становится несколько больше суточного стаивания за счет 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 пропорционально водоотдаче снега и площади, на которой идет водоотдача:

$$h = \Phi_{\pi} m, \quad (7.53)$$

где h — подача талой воды, мм/сутки; m — водоотдача снега, 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 миллиметрах в сутки рассчитывается по формуле

$$m = \frac{h_c}{1 - z_0}, \quad (7.54)$$

где h_c — интенсивность снеготаяния, 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 $\Phi(S_0)$, и площадью, освободившейся от снега $\Psi(S)$ (рис. 7.14):

$$\Phi_{\pi} = \Phi(S_0) - \Psi(S). \quad (7.55)$$

Кривая распределения снегозапасов $\Psi(S)$ является исходной для расчета. Имея эту кривую и значение z_0 , легко получить

кривую распределения площади $\Phi(S_0)$, на которой возможна водоотдача из снега. Для этого достаточно умножить значения запаса воды в снеге на величину z_0 .

При построении кривых распределения запаса 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, приведен на рис. 7.15. Как видно на рис. 7.14 и 7.15, с момента, когда водоотдача снега становится возможной

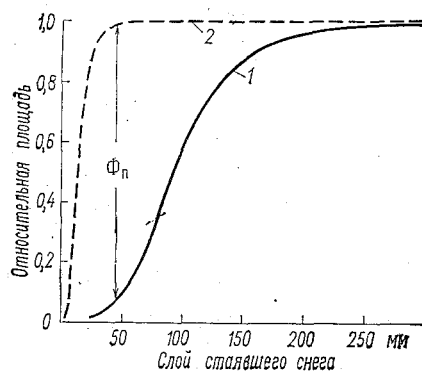


Рис. 7.14. Определение площади водоотдачи тающего снега Φ_n в зависимости от его убыли.

1 — интегральная кривая распределения снегозапасов; 2 — интегральная кривая распределения площади, на которой обеспечивается водоотдача снега при данной его убыли.

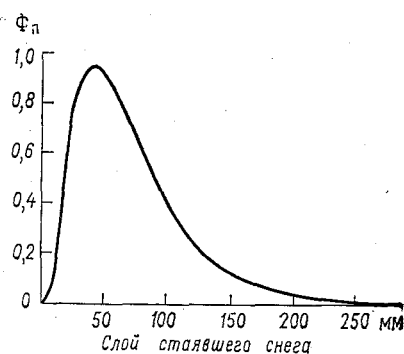


Рис. 7.15. Общий вид кривой изменения площади подачи талой воды Φ_n в зависимости от убыли снегозапасов.

на всей площади бассейна, площадь подачи талой воды становится равной покрытости бассейна снегом $\Phi_n = 1 - \Psi(S)$.

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 выполняется так же, как и для открытой местности, пользуясь данными о запасах воды в снеге в лесу и соответствующим его распределением по площади. Суточный слой поступления воды для всего бассейна вычисляется 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 дружности 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 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 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:

$$T' = \sum_1^T \overline{\varphi(T)}_i \Delta T_i, \quad (7.56)$$

где $\overline{\varphi(T)}$ — средняя покрытость бассейна в долях единицы, соответствующая приращению продолжительности таяния ΔT ; T — общая (календарная) продолжительность таяния снега, сутки.

При отсутствии непосредственных наблюдений за покрытостью приведенная продолжительность снеготаяния может быть рассчитана в первом приближении по заданной функции распределения снегозапасов по площади $\Psi(S)$ и рассчитанной интегральной кривой стаивания снега во времени $H(T)$.

7.8. Расчеты гидрографа талого стока

Принципиальные основы расчета гидрографа половодья те же, что и для расчета дождевых паводков (глава 5). Специфика расчетов гидрографа половодья состоит в определении водоотдачи бассейна, для чего требуется расчет снеготаяния и подачи воды с учетом водоудерживающей способности снега и изменения открытости бассейна снегом в процессе снеготаяния. Как уже отмечалось, теоретическая модель расчета гидрографа половодья основывается на принципе суперпозиции, т. е. последовательного наложения элементарных паводков, обусловленных стоком воды, поступившей за каждую расчетную единицу времени:

$$Q_t = k \sum_{\tau=1}^{\tau=t} p(\tau) y_{t-(\tau-1)}, \quad (7.57)$$

где Q_t — расход воды в момент времени t , $\text{м}^3/\text{с}$; $p(\tau)$ — функция добегания стока; y — водоотдача бассейна в единицу времени; k — коэффициент размерности. При выражении y в миллиметрах в сутки, а $p(\tau)$ в долях единицы коэффициент $k = 0,0116F$, где F — площадь бассейна, км^2 . При выражении y в $\text{м}^3/\text{с}$ или $p(\tau)$ в $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм})$ коэффициент $k = 1$.

Напомним, что в основе этой теоретической модели лежат два допущения:

- 1) функция добегания $p(\tau)$ постоянна для данного бассейна;
- 2) поступление и отдача воды равномерны по площади бассейна.

В природе ни то, ни другое условие не соблюдается в полной мере. Поэтому модель применима к бассейнам таких размеров, в которых действительно обеспечивается относительно равномерное снеготаяние. Опыт показывает, что в условиях равнины эти размеры могут достигать нескольких десятков тысяч квадратных километров. Главная трудность расчетов гидрографа половодья состоит в определении водоотдачи, от точности которого зависит также успешное определение функции добегания.

Способы прямого расчета водоотдачи бассейна. Определение водоотдачи бассейна в единицу времени складывается из расчета снеготаяния, подачи воды на поверхность бассейна и определения тем или иным путем количества воды, которое поглощается и теряется (на испарение) речным бассейном в единицу времени.

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 пока еще недостаточно изучена. Но вполне очевидным является то, что временное скопление талой воды в понижениях под снегом и за снежными перемычками в логах задерживает начало притока воды в русла, увеличивает интенсивность последнего по сравнению с подачей талой воды и сокращает тем самым продолжительность поступления основной массы талой воды в русловую сеть бассейна. Влияние этого фактора при прочих равных условиях больше в бассейнах с более плоским рельефом.

Простейший способ расчета водоотдачи, которым нередко пользуются в расчетах гидрографа половодья, состоит в том, что слой водоотдачи определяется путем умножения слоя подачи талой воды на фактический коэффициент стока половодья η :

$$y = \eta \frac{h_c}{1 - z_0} \Phi_n. \quad (7.58)$$

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 $\Phi_{\text{т}}$.

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.

Рассмотрим методику расчета водоотдачи, вытекающую из емкостной и инфильтрационно-емкостной моделей водопоглощения в речном бассейне. Эта методика исходит из тех же воднобалансовых предпосылок, на которых основаны выводы уравнений суммарного стока за половодье, рассмотренные в главе 5.

Как следует из этих моделей, сток может иметь место лишь с тех площадей, на которых заполнена поверхностная емкость. В силу неравномерности этой емкости действующая (в смысле водоотдачи) площадь должна закономерно возрастать с увеличением общего количества воды, поступившей на поверхность бассейна.

Учитывая, что с увеличением слоя талой воды покрытая снегом площадь уменьшается, общая формула для расчета водоотдачи в миллиметрах на весь бассейн приобретает следующий вид:

$$y = (m - i) [\overline{F(H') - \Phi(H')}], \quad (7.59)$$

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 миллиметрах в сутки, а площади — в долях единицы. Горизонтальная черта над разностью площадей означает среднее значение этой разности за сутки.

Формула (7.59) 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 (7.59) приобретает вид

$$y = m [\overline{F(H) - \Psi(H)}], \quad (7.60)$$

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 относительная площадь водоотдачи может рассчиты-

ваться по заданным интегральным функциям распределения емкости $F(S)$ и снеготпасов $\Psi(S)$. 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 снеготпасов. Распределение емкости характеризует водопоглотительные свойства данного речного бассейна. Оно может меняться от года к году в зависимости от предшествующего увлажнения бассейна. Что касается распределения снеготпасов, то оно зависит от характера залегания снега в каждом году.

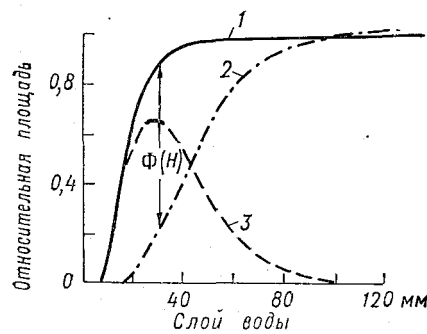


Рис. 7.16. Определение площади водоотдачи бассейна и общий характер ее изменения при неравномерном распределении поверхностной емкости и бесперебойном таянии.

1 — функция распределения действующей площади $F(H)$; 2 — функция распределения снеготпасов $\Psi(H)$; 3 — площадь водоотдачи $\Phi(H)$.

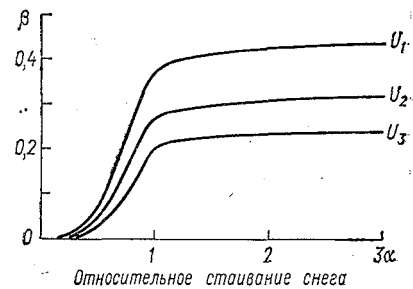


Рис. 7.17. Кривые изменения относительной водоотдачи β для запаса воды в снеге, равного 100 мм, при резком осеннем увлажнении $U_1 > U_2 > U_3$.

В качестве первого приближения для определения интегральной кривой распределения емкости может быть использована однопараметрическая формула

$$F(H) = 1 - \frac{1}{\text{ch}^2 \frac{H}{E_0 - \varepsilon}}, \quad (7.61)$$

где H — интегральный слой водоотдачи снега, мм; E_0 — максимальная емкость бассейна, мм; ε — изменение емкости под влиянием предшествующего увлажнения; ch — гиперболический косинус. Практические способы определения E_0 и ε для бассейнов были описаны ранее при рассмотрении способов построения воднобалансовых зависимостей.

Для случая, когда имеет место инфильтрация, используется аналогичная функция

$$F(H') = 1 - \frac{1}{\text{ch}^2 \frac{H'}{E_0}}. \quad (7.62)$$

Здесь H' — суммарный слой заполнения и инфильтрации, который вычисляется по формуле

$$H' = S + (T_s - t_0)i, \quad (7.63)$$

где S — слой заполнения поверхностной емкости при отсутствии инфильтрации; i — средняя интенсивность инфильтрации, 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 (7.63) 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.

Пример расчета водоотдачи бассейна при отсутствии инфильтрации приведен в табл. 29. 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 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:

$$y_t = (\beta_t - \beta_{t-1})S, \quad (7.64)$$

где S — запас воды в снеге перед началом таяния, 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.

Функции добегаания талого стока и способы их определения. Как и в случае расчета дождевых паводков для определения функций добегаания применяются два основных способа: 1) подбор параметров аналитической функции (формула (6.3));

Таблица 29

Пример расчета водоотдачи бассейна по заданному распределению емкости и снегозапасов при отсутствии инфильтрации

« Дни таяния	h_c мм/сутки	H мм	m мм/сутки	$F(H)$	$\Psi(H)$	$\Phi(H)$	$\overline{\Phi(H)}$	y 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

Примечание. h_c — интенсивность снеготаяния; $H = \Sigma h_c$; $m = \frac{h_c}{1 - z_0}$; $z_0 = 0,15$; $\Phi(H) = F(H) - \Psi(H)$. Среднее значение относительной площади водоотдачи $\overline{\Phi(H)}$ определялось по кривой ее изменения.

2) определение единичных гидрографов для различной продолжительности водоотдачи бассейна. Использование электронной вычислительной техники значительно ускоряет процесс определения оптимальных значений параметров аналитической функции, а также позволяет находить эти функции методом решения обратных задач, т. е. по фактическому гидрографу стока и рассчитанному ходу водоотдачи бассейна во времени.

Методика определения единичного гидрографа применительно к дождевым паводкам рассмотрена в главе 6. 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 и ходе водоотдачи, а также об объеме паводья.

Анализ большого числа единичных гидрографов талого стока по различным рекам показывает, что при их типизации для отдельного бассейна во многих случаях достаточно использовать такую характеристику, 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. Для речных бассейнов, где действующая площадь резко меняется в зависимости от предшествующего увлажнения, форма единичного гидрографа может существенно отличаться для лет с большим и малым весенним стоком. В таких случаях в каче-

стве дополнительного аргумента при типизации единичных гидрографов следует учитывать объем половодья. Пример единичных гидрографов весеннего стока показан на рис. 7.18.

Неравномерность снеготаяния, особенно его перебой, 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:

$$Q_t = Y \cdot U(t, T), \quad (7.65)$$

где $U(t, T)$ — символическое обозначение расходов единичного гидрографа как функции времени t и продолжительности водоотдачи T .

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 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 (7.65), расходы талого стока, а прибавляя к ним расходы грунтового питания, получают гидрограф весеннего половодья.

Пример расчета гидрографа дается в табл. 30. В этом примере продолжительность сброса основной массы талой воды (табл. 31) составляет 4 суток.

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, основанные на использовании гидрометрических данных. К числу таких приемов относится,

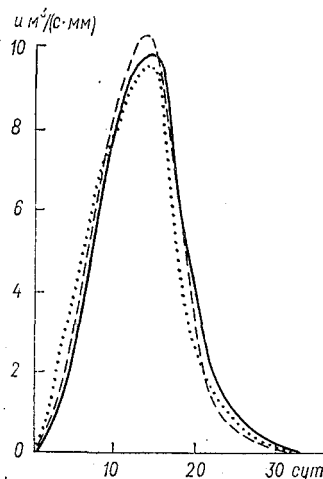


Рис. 7.18. Совмещенные единичные гидрографы талого стока.

Таблица 30

Пример расчета гидрографа половодья при $T=4$ суток, $Q_r=10$ м³/с

t сутки	$U(t, 4)$ м ³ /с·мм	Q' м ³ /с	Q м ³ /с	t сутки	$U(t, 4)$ м ³ /с·мм	Q' м ³ /с	Q м ³ /с
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

Примечание. $Q'=21 \cdot U(t, 4)$; $Q=Q'+Q_r$; для определения уровней воды должна использоваться кривая расходов.

Таблица 31

Ход водоотдачи (к примеру расчета гидрографа)

Сутки . . .	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

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 по той причине, что слой стока за половодье малых бассейнов часто не соответствует стоку половодья большого бассейна. Для более точного определения водоотдачи (в миллиметрах) необходимы данные о расходах воды по большому числу малых водосборов (см. главу 6), которые давали бы возможность определять среднее значение водоотдачи:

$$y_i = 86,4 \overline{M}_i, \quad (7.66)$$

где \overline{M}_i — средний модуль стока за данные сутки, м³/с·км².

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 6. Этот прием использовался в большом числе прорабо-

ток 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.

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 имеет 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 (7.57) и значениями притока, вычисленными по фактическим расходам, нельзя рассчитывать расход воды в замыкающем створе на какое-то время вперед. Это видно, если представить формулу (7.57) в развернутом виде

$$Q_t = p_1 q_t + p_2 q_{t-1} + p_3 q_{t-2} + \dots + p_{\tau_m} q_{t-(\tau_m-1)}. \quad (7.67)$$

Здесь q — приток воды, м³/с; 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 значение притока за пять суток до того дня, на который рассчитывается расход ($p_6 q_{t-5}$).

Таким образом, для прогноза расхода заблаговременностью в n суток необходимо знать ход притока на весь этот период:

$$Q_{t+n} = p_1 q_{t+n} + p_2 q_{t+n-1} + p_3 q_{t+n-2} + \dots + p_{\tau_m} q_{t+n-(\tau_m-1)}. \quad (7.68)$$

Иными словами, чтобы рассчитать расходы на n суток вперед, необходимо иметь значения притока на каждые сутки этого периода. Поэтому практически прогнозы расходов основываются на экстраполяции графиков притока, что снижает их точность.

Более простой 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 (не менее 4 суток). Так как экстраполировать спад притока практически можно лишь спустя 1—2 суток 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.

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.

Глава 8

ПРОГНОЗЫ СТОКА ГОРНЫХ РЕК

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 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.

Значительный вклад в разработку практических приемов долгосрочных прогнозов стока горных рек внесли советские гидрологи Т. С. Абальян, А. Н. Важнов, Н. Г. Дмитриева, П. М. Машуков, А. А. Харшан и др.

8.1. 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 нижележащих зонах. Решающую роль в ее изменении играет распределение площади водосбора и запасов снега по высоте. Из-за 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 обеим рекам свойственны резкие колебания расходов воды. Такие многократные пики расходов характерны для всех горных рек. Они обусловлены коле-

баниями 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.

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. 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 снегозапасов.

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 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.

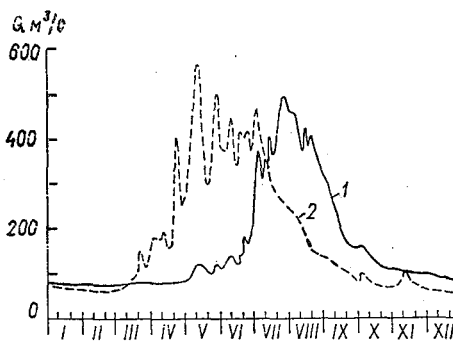


Рис. 8.1. Гидрографы рек Бартанг (1) и Чирчик (2).

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 их число 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 добега 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.

8.2. Построение гипсографической кривой

Гипсографической кривой горного бассейна называется распределение его площади по высоте. 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 построе-

ния гипсографических кривых выбираются в зависимости от 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), измеряют площади каждой из этих зон. Наиболее точно эти площади определяются планиметрированием двойной повторности. При отсутствии планиметра измерение площадей может быть сделано с помощью палетки или путем взвешивания.

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 площади каждой высотной зоны в долях единицы или в процентах. Абсолютное значение площади каждой высотной зоны вычисляется путем умножения относительного его значения на общую площадь бассейна.

Все расчеты, связанные с построением гипсографической кривой, сводятся в специальную ведомость. Пример такой ведомости дан в табл. 32. По данным этой ведомости строится гипсографическая кривая бассейна, представленная на рис. 8.2. Столбиками на рисунке показано распределение относительных площадей по высотным зонам.

Таблица 32

Данные для построения гипсографической кривой бассейна

Высотные зоны над уровнем моря, м	Средняя высота зоны, м	Площадь высотных зон		Интегральное распределение площади по высоте	
		км ²	в долях единицы	км ²	в долях единицы
520—1000	760	2 560	0,064	2 560	0,064
1001—1500	1250	4 800	0,120	7 360	0,184
1501—2000	1750	7 200	0,180	14 560	0,364
2001—2500	2250	11 200	0,280	25 760	0,644
2501—3000	2750	9 200	0,230	34 960	0,874
3001—3500	3250	4 560	0,114	39 520	0,988
3501—3900	3700	480	0,012	40 000	1,000

Пользуясь гипсографической кривой (см. 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.

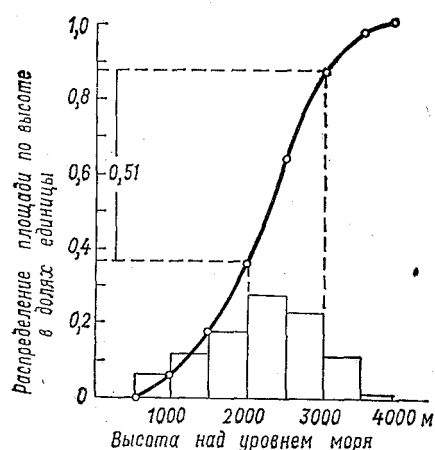


Рис. 8.2. Гипсографическая кривая речного бассейна.

8.3. 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 отсутствуют, либо их недостаточно. 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°C. Содержащий водяные пары воздух при подъеме на ту же высоту охлаждается только на 0,5—0,7°C. 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 средний градиент температуры воздуха составляет 0,5—0,6°C. Однако устойчивость значений вертикального градиента обнаруживается

то, однако, сведения о температуре воздуха в горах либо отсутствуют, либо их недостаточно. При отсутствии непосредственных наблюдений для определения температурных характеристик в различных высотных зонах приходится использовать закономерность ее изменения с высотой.

только при сравнении средних годовых значений температуры воздуха. В течение сравнительно коротких периодов времени (месяц, декада, сутки) 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 вертикальные градиенты температуры воздуха чаще всего определяются 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 каждой двух станций, находящихся на разной высоте;

4) пользуясь этими графиками связи, вычисляют вертикальный градиент температуры по формуле

$$\gamma_{\theta} = \frac{100 (\theta_1 - \theta_2)}{\Delta H}, \quad (8.2)$$

где θ_1 — температура воздуха на нижней станции; θ_2 — соответствующая ей температура воздуха на верхней станции, снятая с графика связи $\theta_2 = f(\theta_1)$; ΔH — разница в высоте станций над уровнем моря, 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

$$\theta_H = \theta_{ст} - 0,01 \gamma_{\theta} \Delta H, \quad (8.3)$$

где θ_H — температура воздуха на высоте H ; $\theta_{ст}$ — температура воздуха по наблюдениям на опорной станции; остальные обозначения — прежние. Опорная станция выбирается в самой нижней части бассейна.

Расчет температуры воздуха по вертикальным градиентам не отличается высокой точностью. 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 нулю или, как часто говорят, высоту нулевой изотермы в бассейне H_0 . Полагая в этой формуле $\Theta_H = 0^\circ$ и подставляя вместо ΔH его значение $\Delta H = H_0 - H_{ст}$, имеем

$$H_0 = 100 \frac{\Theta_{ст}}{\gamma_\Theta} + H_{ст}, \quad (8.4)$$

где $H_{ст}$ — высота нижней станции, на которой ведутся наблюдения за температурой воздуха; $\Theta_{ст}$ — значение температуры на этой станции.

8.4. Приближенные способы оценки снегонакопления

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 гор не представляется возможным, поэтому судить о количестве скопившегося там за зиму снега можно лишь приближенно.

В общем случае средний слой воды в снеге в горном бассейне определяется по следующей формуле:

$$\bar{S} = \varphi_1 \bar{S}_1 + \varphi_2 \bar{S}_2 + \dots + \varphi_n \bar{S}_n, \quad (8.5)$$

где $\bar{S}_1, \bar{S}_2, \dots, \bar{S}_n$ — средний слой воды в снеге в определенных высотных зонах бассейна; $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — относительные (в долях единицы) площади соответствующих зон.

Определить с достаточной точностью запасы воды в снеге по высотным зонам нет возможности. В силу этого все известные в настоящее время приемы приближенной оценки снегозапасов в горах не могут дать действительного их значения и позволяют вычислять лишь некоторые показатели этих снегозапасов. Коротко остановимся на трех наиболее простых способах определения показателя снегонакопления в горах.

Первый способ основывается на данных снегомерных съемок, которые ведутся в настоящее время во многих горных бассейнах Средней Азии, Кавказа и других горных областей. Снегосъемки в горных бассейнах ведутся по определенным маршрутам в постоянно закрепленных снегомерных пунктах на

различных высотах. При наличии таких данных в достаточно большом диапазоне высот средний запас воды в снеге в бассейне может вычисляться по формуле (8.5), в которую вместо $\bar{S}_1, \bar{S}_2, \dots, \bar{S}_n$ подставляются средние значения снегозапасов на снегомерных пунктах, относящихся к определенным высотным зонам.

Ввиду непоказательности отдельных снегомерных пунктов иногда при определении снегозапасов целесообразно прибегать к следующему приему. Следует вычислить для каждого снегомерного пункта среднее многолетнее значение (норма) снегозапасов N_{S_i} и по данным наиболее показательных пунктов, привлекая по возможности данные по другим бассейнам, установить кривую изменения нормы снегозапасов с высотой. Как показывают исследования, снегозапасы закономерно увеличиваются с высотой и только на очень больших высотах могут быть меньше. Установив кривую изменения нормы снегозапасов с высотой, используют ее при определении снегозапасов за каждый год следующим образом. Для каждого снегомерного пункта за данный год определяется модульный коэффициент измеренного на нем снегозапаса, т. е. отношение его к норме в дан-

ном пункте $k_i = \frac{S'_i}{N_{S_i}}$, и по этому отношению, пользуясь кривой изменения нормы снегозапасов, определяют снегозапас в каждой высотной зоне $\bar{S}_H = k_i N_H$. Средний запас воды в снеге в бассейне вычисляется затем по формуле (8.5). При определении снегозапасов в бассейне пользуются данными снегосъемок, проводимых в конце периода снегонакопления в горах, т. е. в конце марта.

Второй способ оценки снегонакопления основывается на данных измерения количества выпавших осадков за холодный период, обычно с октября по апрель. При наличии в речном бассейне большого числа метеорологических станций, находящихся в различных высотных зонах, определение снегонакопления 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.

Другой способ определения индекса снегонакопления состоит в определении средних взвешенных сумм осадков за каждый месяц снегонакопления, умножения этих сумм на соответствующие весовые коэффициенты и последующего суммирования:

$$\bar{X}_c = a_X X_X + a_{XI} X_{XI} + a_{XII} X_{XII} + \dots + a_{IV} X_{IV}, \quad (8.6)$$

где $a_X, a_{XI}, a_{XII}, \dots, a_{IV}$ — весовые коэффициенты месячных

осадков; $X_x, X_{xI}, X_{xII}, \dots, X_{xIV}$ — взвешенные по станциям осадки за соответствующие месяцы.

При использовании формулы (8.6) весовые коэффициенты станций, измеряющих осадки, и веса месячных осадков определяются методами множественной корреляции. Весовые коэффициенты берутся пропорциональными коэффициентам регрессии так, чтобы сумма их равнялась единице. Этот способ применим, когда имеется достаточно длительный период наблюдений за осадками и стоком, так как требует построения корреляционных зависимостей стока от осадков каждой станции и от средних взвешенных осадков за каждый месяц холодного периода.

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 труднее. 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

$$\gamma_x = \frac{100(X_1 - X_2)}{\Delta H}, \quad (8.7)$$

где X_1 — сумма осадков по нижней станции; X_2 — соответствующая сумма осадков по верхней станции, снятая с графика связи $X_2 = f(X_1)$; ΔH — превышение высоты верхней станции над нижней, м.

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

$$X_H = X_{ст} + 0,01\gamma_x(H - H_{ст}), \quad (8.8)$$

где $X_{ст}$ — сумма измеренных осадков на имеющейся в бассейне и принятой за опорную метеорологической станции; $H_{ст}$ — высота этой станции над уровнем моря, м; 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 нуль 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 запасы воды в бассейне выражались в виде среднего слоя. Рассмотрим теперь третий способ, в котором также используются данные об осадках за холодный период, но выражаются они в виде некоторого относительного значения снегонакопления. Эта относительная величина в общем виде может быть определена по следующей формуле:

$$K = a_1 \bar{k}_1 + a_2 \bar{k}_2 + \dots + a_n \bar{k}_n, \quad (8.9)$$

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 значения 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 значений снегонакопления производится следующим образом. Для каждой станции вычисляется норма осадков за холодный период, обычно с октября по март $\bar{X}_{X-III} = \frac{\sum X_i}{n}$ (где n — число лет наблюдений), а также средняя арифметическая величина отклонений осадков от нормы без учета знака этих отклонений:

$$\overline{\Delta X}_{X-III} = \frac{\sum (X_{X-III} - \bar{X}_{X-III})^i}{n}. \quad (8.10)$$

Пользуясь этими двумя нормами за каждый год по каждой станции, вычисляются отношения отклонений осадков от нормы к норме этих отклонений:

$$k = \pm \frac{\Delta X}{\overline{\Delta X}}. \quad (8.11)$$

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 значения 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.

8.5. 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 взаимодействия суммарного теплоприхода на поверхность снега и положительной температуры воздуха показывают, что между ними существует связь. Для снежников Средней Азии эта связь оказывается наиболее тесной, если рассматривать интервалы времени не менее 10 суток.

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/°С. 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/°С. 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

$$y = \varphi \alpha \sum_1^n \Theta_i, \quad (8.12)$$

где y — слой талой воды, выраженный в миллиметрах на весь бассейн; φ — отношение площади одновременного снеготаяния ко всей площади бассейна в долях единицы; α — коэффициент стаивания, мм/°С; $\sum_1^n \Theta_i$ — сумма градусов положительной температуры воздуха; n — число дней.

Точность расчета по формуле (8.12) зависит от надежности определения входящих в нее величин (φ , α и Θ). Каждая из них определяется приближенно, поэтому оценка поступления талой воды не отличается высокой точностью.

8.6. 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 южных районах (например, в Средней Азии) 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 значения 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 определяется 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 удовлетво-

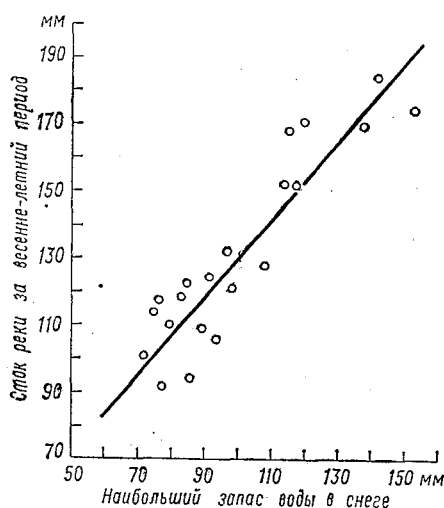


Рис. 8.3. Зависимость стока горной реки за вегетационный период от наибольшего запаса воды в снеге в бассейне.

рительными 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 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

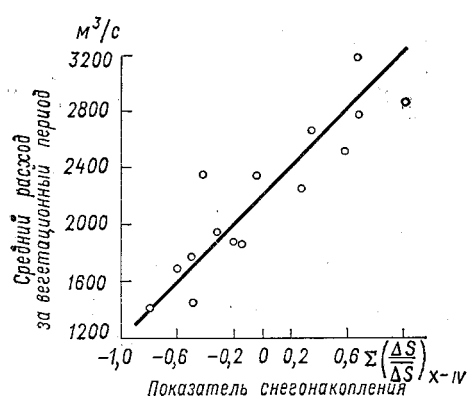


Рис. 8.4. Зависимость среднего расхода воды за вегетационный период от относительного показателя снегонакопления.

исходных данных провести такой анализ бывает трудно. 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 или 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 (см. 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 значи-

тельно 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

$$Q_{IV-IX} = Q'_{IV-IX} + q_r, \quad (8.13)$$

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.

8.7. Прогнозы месячного стока горных рек

Основными факторами, от которых зависит распределение стока за период снеготаяния в горном бассейне, являются:

1) высотное расположение бассейна, т. е. распределение площади водосбора по высоте над уровнем моря;

2) запасы воды в снеге и их распределение по высотным зонам;

3) ход снеготаяния;

4) количество летних осадков и их распределение по времени.

К началу вегетационного периода имеется возможность лишь с той или иной степенью приближения определить снегонакопление в горах; остальные факторы формирования весенне-летнего стока остаются неизвестными. Оценить в этот момент распределение стока внутри предстоящего вегетационного периода можно лишь 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. Описанная методика оценки этого распределения является слишком грубой и не обеспечивает необходимой точности, поэтому 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 поло-

вине 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 выраженной зависимость стока за апрель от показателя запасов снега на конец марта, которая и используется для прогнозов:

$$Q_{IV} = f(\bar{X}_c). \quad (8.14)$$

Для ряда других рек используются зависимости с двумя переменными

$$Q_{IV} = f(\bar{X}_c, \Theta_{IV}), \quad (8.15)$$

где \bar{X}_c — показатель запаса снега на конец марта; Θ_{IV} — средняя месячная температура воздуха в апреле. При прогнозе стока в этом случае используется метеорологический прогноз.

Прогнозы стока за май также основываются на исполь-

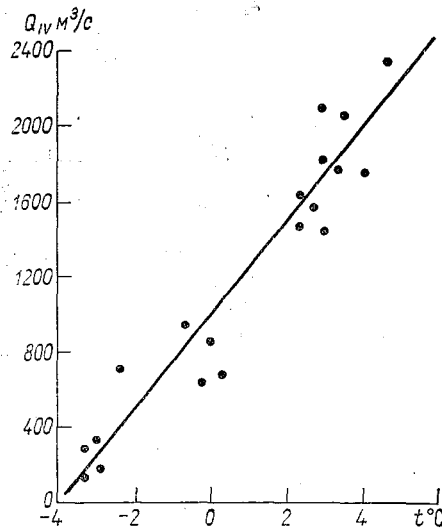


Рис. 8.5. Зависимость средних расходов воды \bar{Q}_{IV} от температуры воздуха в апреле t_{IV} для горной реки.

зовании эмпирических зависимостей вида $Q_V = f(\bar{X}_c)$ или $Q_V = f(\bar{X}_c, \Theta_V)$. Первая из этих зависимостей чаще всего применяется 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 использовать в качестве косвенной их характеристики данные о температуре воздуха за предшествующий период снеготаяния. Так, для прогноза стока р. Енисей у Красноярска за июнь

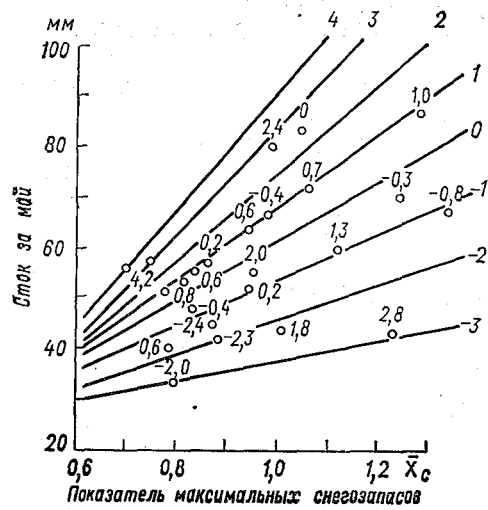


Рис. 8.6. Зависимость стока Енисея у г. Красноярск за май от показателя максимальных запасов снега и аномалии средней месячной температуры в мае (цифры у точек и прямых).

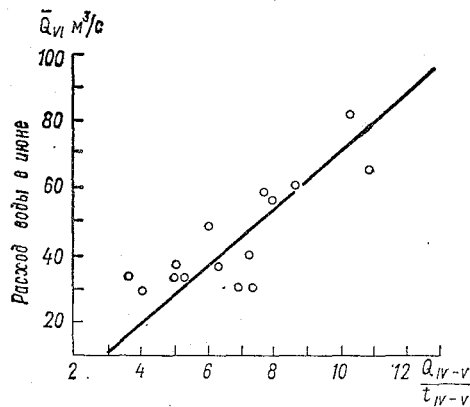


Рис. 8.7. Зависимость среднего расхода за июнь \bar{Q}_{VI} от среднего расхода и температуры воздуха за апрель—май, р. Ахангаран у п. Турк.

используется зависимость, аналитическое выражение которой имеет вид

$$Y_{VI} = 4,9 \frac{\bar{X}_c}{\Theta_V} + 5,3, \quad (8.16)$$

где Y_{VI} — сток за июнь, мм; \bar{X}_c — показатель максимального запаса снега в бассейне; Θ_V — средняя температура воздуха в мае. По этой формуле дается прогноз месячного притока воды в водохранилище Красноярской ГЭС.

Косвенным показателем убыли снега в бассейне горной реки может служить также отношение стока к температуре воздуха за предшествующий период. Пример эмпирической зависимости для прогноза стока за июнь с использованием указанного выше аргумента приведен на рис. 8.7. Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид

$$Q_{IV} = 8,75 K_{IV-V} - 15, \quad (8.17)$$

где $K_{IV-V} = \frac{\bar{Q}_{IV-V}}{\bar{\Theta}_{IV-V}}$ есть отношение среднего расхода за период

апрель—май к средней температуре воздуха за тот же период.

Аналогичные зависимости используются и для прогнозов стока за июль по высокогорным бассейнам, в которых максимум расходов наблюдается в конце июля или в 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, а Q_{VIII} — средний расход в августе. Нередко в качестве аргумента используется средний расход за вторую или третью декаду предшествующего месяца.

ПРОГНОЗЫ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК В МЕЖЕННЫЙ ПЕРИОД

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 отсутствует. В областях с более влажным климатом (например, северные и северо-западные районы Европейской территории 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 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.

9.1. 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. Запасы их в речном бассейне 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. 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 устойчивого минимального значения, обусловленного 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 само его значение, 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

$$Q(t) = (Q_0 - q)e^{-ct} + q, \quad (9.1)$$

где Q_0 и q — соответственно начальный расход в реке и расход глубоководного питания (см. рис. 9.1), m^3/c ; t — время, сутки;

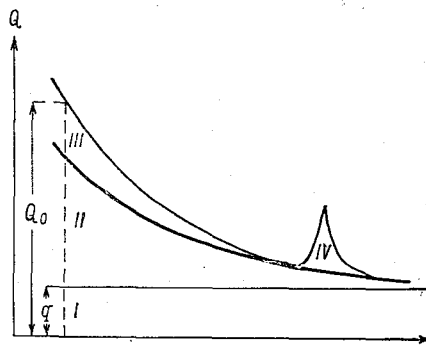


Рис. 9.1. Схема питания реки в межень.

I — глубинные воды; *II* — грунтовые; *III* — поверхностные; *IV* — дождевые.

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

$$\bar{Q}_2 = a\bar{Q}_1 + (1-a)q, \quad (9.2)$$

где \bar{Q}_1 и \bar{Q}_2 — средние расходы соответственно за предшествующий и последующий периоды T ; a — коэффициент, равный

$$a = e^{-cT}. \quad (9.3)$$

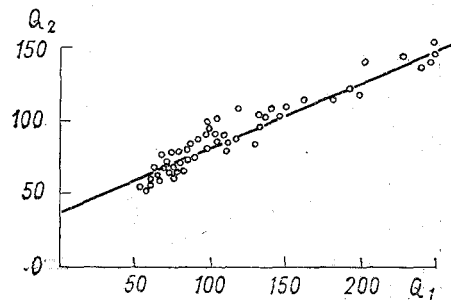


Рис. 9.2. Связь между средними расходами предшествующего Q_1 и последующего Q_2 месяцев; р. Чирчик.

Линейная зависимость между средними расходами за смежные отрезки времени (декада, 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 связь между средними декадными или средними месячными расходами $\bar{Q}_2 = a\bar{Q}_1 + b$:

$$c = \frac{\ln a}{T}, \quad q = \frac{b}{1-a}, \quad (9.4)$$

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

$$\bar{Q}_T = kQ_0 + (1-k)q. \quad (9.5)$$

В этом уравнении

$$k = \frac{1 - e^{-cT}}{cT}, \quad (9.6)$$

где T — период, за который вычисляется средний расход; остальные обозначения прежние.

Опыт показывает, что минимальный расход подземного питания q нередко существенно меняется от года к году. Это наб-

людается 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 связи между минимальным расходом q и объемом стока за предшествующий сезон периода 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 межени от стока за предшествующий период с октября по май. Она свидетельствует о том, что на минимальный расход 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 межени в данном году. Для построения

связей $\bar{Q}_2 = f(\bar{Q}_1)$ или $\bar{Q}_2 - q = f(\bar{Q}_1 - q)$ 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.

Формула (9.1) может быть использована для выделения дождевой составляющей стока в период межени.

9.2. Методика прогноза некоторых элементов водного режима рек в меженный период

Элементами водного режима рек в меженный период, прогнозы которых имеют наибольший практический интерес, являются:

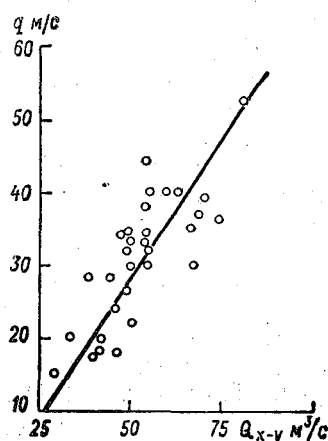


Рис. 9.3. Зависимость минимального расхода в межень от стока за предшествующий период; р. Мургаб.

а) сток за весь период межени или более короткие календарные отрезки времени;

б) сток и уровни паводков;

в) средние и минимальные месячные уровни воды.

Прогнозы стока важны для гидроэнергетики и водного хозяйства. В прогнозах уровней для судоходных рек заинтересован водный транспорт. Большое значение прогнозы меженных расходов и стока рек приобретают в последнее время для оценки и прогнозов степени загрязнения вод и борьбы с их загрязнением.

Возможности прогнозов дождевых паводков изложены в главе 6, поэтому здесь они не рассматриваются.

Прогнозы сезонного стока. Долгосрочные прогнозы стока за весь период межени 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 (9.5) позволяют вычислить кривую спада расходов и сток за весь период межени по значению начального расхода воды с заблаговременностью 6—7 месяцев. Для этого, как говорилось в п. 9.1, необходимо найти предварительно значения s и q для данного бассейна или зависимость q от предшествующей водности.

Пример зависимости средних расходов, по которой определялись значения параметров s и q для р. Чирчик, показан на рис. 9.2. Формула (9.1) для этого бассейна имеет вид

$$Q(t) = (Q_0 - 65)e^{-0,29t} + 65, \quad (9.7)$$

а формула для прогноза стока за период август—февраль

$$\bar{Q}_{VIII-II} = 0,16Q_0 + 54. \quad (9.8)$$

Пользуясь формулами (9.7) и (9.8), 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 суток с 30/VII по 3/VIII.

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 (9.5), 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 связь между средними расходами предшествующего и последующего месяцев $\bar{Q}_2 = f(\bar{Q}_1)$, существование которой вытекает из уравнения (9.1). Такие связи 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).

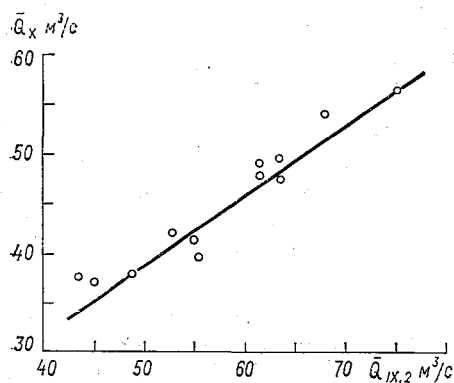


Рис. 9.4. Зависимость среднего расхода р. Чу в октябре \bar{Q}_x от среднего расхода во второй декаде сентября $\bar{Q}_{IX,2}$.

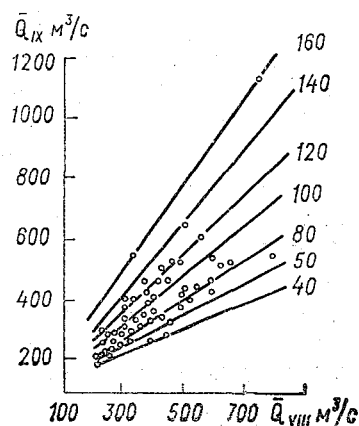


Рис. 9.5. Зависимость среднего расхода р. Оки в сентябре \bar{Q}_{IX} от среднего расхода в августе \bar{Q}_{VIII} и осадков за период с 15/VIII по 15/IX.

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 связи между предшествующим и последующим стоком. Однако точность прогнозов при этом 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 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.

Заметное 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:

$$\bar{Q}_n = f(\bar{Q}_{n-1}, x); \quad (9.9)$$

2) на зависимости между запасом воды в русловой системе бассейна на конец предшествующего месяца W_0 , эффективных осадков и средним месячным расходом воды:

$$\bar{Q} = f(W_0, x). \quad (9.10)$$

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 30 суток и более 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:

$$\bar{x} = \varphi_1 \bar{x}_1 + \varphi_2 \bar{x}_2 + \varphi_3 \bar{x}_3, \quad (9.11)$$

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 время 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 прак-

тически приходится принимать равной норме. По этой причине прогнозы месячного стока в районах, где роль осадков велика, не отличаются 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. Уровень воды непосредственно связан с расходом, поэтому 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:

$$\begin{aligned} \bar{H}_n &= f(\bar{Q}_{n-1}); \quad \bar{H}_n = f(\bar{Q}_{n-1}, x) \text{ или} \\ \bar{H}_n &= f(W_0, x), \end{aligned} \quad (9.12)$$

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 связи между расходами $\bar{Q}_n = f(\bar{Q}_{n-1})$ 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 неустойчиво.

Глава 10

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 суток, а в некоторых южных районах ледостав на реках образуется не каждый год. Столь значительные колебания сроков замерзания и вскрытия рек влияют на продолжительность навигации. В связи с этим ледовые прогнозы представляют особый интерес для водного транспорта.

Большой вклад в изучение ледового режима и разработку физических основ ледовых прогнозов внесли советские гидрологи В. В. Пиотрович, Л. Г. Шуляковский, С. Н. Булатов.

10.1. 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.

Напомним, что удельная теплоемкость воды равна $1 \text{ кал}/(\text{г} \times ^\circ\text{C})$. Отсюда запас тепла в воде m (в калориях) равен произведению ее объема W в кубических сантиметрах на температуру ϑ :

$$m = \vartheta W. \quad (10.1)$$

Запасы тепла в естественных водоемах огромны. Чтобы не иметь дела с очень большими значениями, 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 1 см^2 и высотой, равной глубине водоема H см:

$$m = \vartheta H \text{ кал/см}^2, \quad (10.2)$$

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

$$Q_m = 1000\vartheta Q \text{ ккал/с}, \quad (10.3)$$

где Q — расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$.

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 вышележащем. При этих условиях теплосодержание потока в конце суток (в килокалориях) будет равно

$$86,4 \cdot 10^6 \vartheta_k Q - 86,4 \cdot 10^6 \vartheta_n Q + q\omega,$$

где Q — расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$; ϑ_n и ϑ_k — соответственно начальная и конечная температура воды; q — потеря или приток тепла на единицу поверхности теплообмена, 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 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, например энергия потока, осадки, теплообмен с ложем, не оказывают большого влияния на изменение температуры воды за короткие интервалы времени и ими можно пренебречь.

Методы расчета радиационного теплообмена, теплообмена с воздухом и потерь тепла на испарение или притока воды 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.

Важным 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 калория на квадратный сантиметр в сутки, градус Цельсия $[\text{кал}/(\text{см}^2 \times \text{сутки} \times ^\circ\text{C})]$. 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, м/с; w — средняя скорость ветра на высоте флюгера, м/с.

Формулы для расчета отдельных составляющих теплообмена приводятся в п. 10.2.

Характерные фазы ледообразования. Полному замерзанию рек, озер и водохранилищ предшествуют определенные фазы ледообразования. Такими фазами являются забереги, первичные формы плавучего льда и различной густоты ледоход.

Замерзание малых и больших равнинных рек протекает по-разному. На малых реках со слабым течением ледостав образуется чаще всего путем смыкания быстро расширяющихся заберегов. 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 плавущего 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.

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 заберегов, 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.

10.2. Методы краткосрочных прогнозов времени появления льда и ледостава

Расчет времени появления льда на реках. Образование плавающего 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 плавающего льда сводится к определению даты охлаждения поверхности воды до нуля 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, кал/см².

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 нуля. 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

$$\alpha_t \vartheta_t \leq -B_t \quad (10.7)$$

или, иначе, при температуре водной массы

$$\vartheta_t \leq -\frac{B_t}{\alpha_t}. \quad (10.8)$$

Здесь индекс t означает момент времени, в который наступают указанные неравенства.

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.

Методику расчета времени появления льда на реках подробно разработал Л. Г. Шуляковский. Он предложил 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.

Общая формула для определения температуры воды на заданном участке реки имеет вид

$$\begin{aligned} \vartheta_n = \vartheta_0 e^{-na} + \frac{ak}{ak + (\alpha + k) \gamma_{cp}} \sum_{i=1}^n [\Theta_i (e^{-(n-i)a} - e^{-(n-i+1)a})] + \\ + \frac{ad + (\alpha + k) q}{ak + (\alpha + k) \gamma_{cp}} (1 - e^{-na}). \end{aligned} \quad (10.9)$$

Здесь

$$a = \frac{[ak + (\alpha + k) \gamma_{cp}] t}{(\alpha + k) h_{cp}};$$

$$q = q_n + q_s + q_r;$$

ϑ_n — температура воды в конце расчетного периода; ϑ_0 — начальная температура воды; e — основание натуральных логарифмов; n — число суток от начала расчета; α — коэффициент теплоотдачи (вычисляется по формуле (10.5)); k — коэффициент теплообмена; d — удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды; γ — удельный приток подземных вод; h — средняя глубина реки; c — удельная теплоемкость воды; ρ — плотность воды; Θ — средняя суточная температура воздуха; t — расчетная единица времени (сутки); i — порядковый номер интервала времени от начала расчета; q — удельный теплоприход, состоящий из q_n — теплоприхода от ложа русла, q_r — теплоприхода с грунтовыми водами, q_s — теплоприхода за счет перехода части кинетической энергии потока в тепловую.

Рассмотрим рекомендуемые Шуляковским способы определения величин, входящих в формулу (10.9).

1. Начальная температура воды ϑ_0 берется по данным измерений на вышележащем водомерном посту на дату,

которая предшествует расчетному моменту времени на время добегаия воды.

Например, если хотим проверить, возможно ли появление льда, скажем, 13/XI на участке реки, где время добегаия составляет 3 суток, то должны взять температуру воды в верхнем створе участка на 10/XI.

2. Время добегаия рассчитывается по формуле

$$\tau = \frac{\bar{\tau}\bar{v}}{v}, \quad (10.10)$$

где $\bar{\tau}$ и \bar{v} — соответственно средние значения времени добегаия и скорости течения воды на участке; v — средняя скорость течения за период расчета. Для определения последней пользуются графиками $v = f(H)$ по верхнему и нижнему постам участка реки.

3. Средняя глубина реки на участке оценивается приближенно по формуле

$$h = \frac{\bar{Q}\bar{\tau}}{\Omega}, \quad (10.11)$$

где \bar{Q} — средний расход воды на участке за расчетный период; τ — время добегаия; Ω — площадь водного зеркала, которая определяется по графикам $\Omega = f(H)$.

4. Температура воздуха Θ берется из прогноза погоды как среднее суточное значение за период расчета.

5. Удельный теплообмен d при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды, определяется по уравнению

$$d = Q_p + R' + Q'_n \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки}), \quad (10.12)$$

где Q_p — поглощенная водой солнечная радиация; R' — эффективное излучение; Q'_n — потери тепла на испарение при температуре поверхности воды.

6. Коэффициент теплообмена k выражается следующим уравнением:

$$k = \frac{(Q_n - Q'_n) + Q_t + (R - R')}{\vartheta_{\text{пов}} - \Theta} \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки} \cdot ^\circ\text{C}), \quad (10.13)$$

где Q_n — потери тепла на испарение; R — эффективное излучение; Q_t — турбулентный теплообмен с воздухом; остальные обозначения прежние.

Для определения d и k Шуляковский дает таблицы, которые можно найти в Руководстве по гидрологическим прогнозам, вып. 4.

7. Приход тепла от ложа русла и грунтовых вод может быть оценен лишь грубо приближенно. Для определения теплопритока от ложа q_d используется таблица

А. П. Браславского, в которой теплоприток дается в зависимости от времени года, широты местности и глубины водоема. Для примера значения $q_{\text{л}}$ в октябре приведены в табл. 33.

Таблица 33

Приближенные значения 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

Удельный приток подземных вод γ выражается в виде объема воды, поступающей в единицу времени на единицу водной поверхности русла, и имеет поэтому размерность сантиметр в сутки

$$\gamma = \frac{q_{\text{г}}}{\vartheta_{\text{г}} \rho}, \quad (10.14)$$

где $q_{\text{г}}$ — приток тепла с грунтовыми водами, кал/(см²·сутки); $\vartheta_{\text{г}}$ — температура грунтовых вод; c — теплоемкость воды; ρ — плотность воды.

Для равнинных рек рекомендуется принимать величину $q_{\text{г}}$ 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 вычисляются по формуле

$$q_{\text{э}} = 20234 \rho i v h \text{ кал/(см}^2 \cdot \text{сутки)}, \quad (10.15)$$

где ρ — плотность воды; v — средняя скорость течения, м/с; h — средняя глубина потока, м; i — уклон водной поверхности. Для равнинных рек значение этого теплоприхода пренебрежимо мало. На горных реках с большими глубинами и скоростями течения $q_{\text{э}}$ становится существенной величиной.

Потери тепла с единицы поверхности водного зеркала Шуляковский рекомендует определять как сумму тепловых потоков за счет испарения $Q_{\text{и}}$ турбулентного обмена с воздухом $Q_{\text{т}}$ и эффективного излучения R

$$B_{\text{п}} = Q_{\text{и}} + Q_{\text{т}} + R, \quad (10.16)$$

принимая температуру поверхности воды, равной 0°С.

Для расчета основных составляющих теплового баланса поверхности воды используются следующие формулы.

1. Приток тепла за счет радиации (кал/(см²·сутки))

$$Q_p = (1 - \beta) [1 - (0,14N_o + 0,53N_n)] Q'_p \quad (10.17)$$

где Q'_p — радиация при безоблачном небе, кал/(см²·сутки); β — альbedo воды (равно приблизительно 0,1); N_o и N_n — соответственно средние значения общей и нижней облачности в долях единицы.

2. Эффективное излучение (кал/(см²·сутки))

$$R = 0,96 \sigma T_n^4 - \sigma T_v^4 [0,1N_n + 0,87N_o + A(1 - N_o)], \quad (10.18)$$

где σ — постоянная излучения, равная $1,188 \cdot 10^{-7}$ кал/(см² × сутки · °C⁴); T_n и T_v — абсолютная температура соответственно поверхности воды и воздуха на высоте 200 см; N_o и N_n — общая и нижняя облачность; A — параметр, характеризующий встречное излучение атмосферы и зависящий от влажности воздуха (табл. 34).

Таблица 34

Зависимость параметра A от влажности воздуха

e мбар	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) (кал/(см²·сутки))

$$Q_t = 5,07 (\Theta - \vartheta_{пов}) (1 + 0,72\omega), \quad (10.19)$$

где Θ — температура воздуха на высоте 200 см, °C; $\vartheta_{пов}$ — температура поверхности воды (принимается равной нулю); ω — скорость ветра на высоте 200 см.

4. Потери тепла на испарение (формула Браславского и Видулиной) (кал/(см²·сутки))

$$Q_n = 7,8 (e - E) (1 + 0,72\omega), \quad (10.20)$$

где e — влажность воздуха на высоте 200 см, мбар; E — упругость насыщения водяного пара при температуре поверхности воды, мбар.

Для упрощения расчетов по приведенным 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

$$a_0 = \frac{tak}{(\alpha + k) hcp}; \quad (10.22)$$

$\bar{\Theta}$ — средняя температура воздуха за весь расчетный период; остальные обозначения прежние.

Если средняя скорость течения в рассматриваемом районе озера или водохранилища не превышает 0,05 м/с, дата начала ледообразования, установленная с помощью неравенства $\vartheta_n \leq \leq -\frac{B}{\alpha_n}$, принимается за дату образования ледостава. При скоростях течения более 0,05 м/с 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_r и q_0 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_r и осредняя температуру воздуха за весь расчетный период, будем рассчитывать температуру воды по формуле (10.21). Условие начала ледообразования (10.8) выражается следующим неравенством:

$$\vartheta_0 e^{-na_0} + \left(\bar{\Theta} + \frac{d}{k} + \frac{\alpha + k}{\alpha k} q \right) (1 - e^{-na_0}) \leq \frac{B_n}{\alpha_n}, \quad (10.23)$$

где

$$a_0 = \frac{tak}{(\alpha + k) hcp}. \quad (10.24)$$

За начало участка примем створ поста Пермь, на 420-м км выше г. Сарапула.

Воспользуемся для расчета данными о температуре воздуха, приведенными в табл. 35.

Таблица 35

Средняя суточная температура воздуха, октябрь 1946 г.

Метео- станция	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 ч, 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 добегания воды на участке Пермь—Сарапул равняется 5 суткам. В соответствии с этим берем начальную температуру воды у Перми за 20 ч 14/X. В этот срок она равнялась 2,4°C.

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/X и расходом у Перми, взятым на 5 суток раньше:

$$\frac{1200 + 990}{2} = 1095 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Принимая площадь зеркала реки равной $3067 \cdot 10^5 \text{ м}^2$, находим

$$h = \frac{\bar{Q}\tau}{\Omega} = \frac{1095 \cdot 5 \cdot 86400}{3067 \cdot 10^5} \approx 1,5 \text{ м}.$$

Для определения средней температуры воздуха за период охлаждения (15—19/X) выбираем средние суточные ее значения



Рис. 10.1. Схема р. Камы от г. Перми до г. Сарапула (до постройки Воткинской ГЭС).

из таблицы: Пермь 15/X -2°C , Оханск 16/X $-1,6^{\circ}\text{C}$, Оса 17/X $+0,7^{\circ}\text{C}$ и 18/X $-4,3^{\circ}\text{C}$, Сарапул 19/X $-4,1^{\circ}\text{C}$. Осредняя, получаем $\bar{\Theta} = -2,3^{\circ}\text{C}$. Средняя скорость ветра в данном районе 5 м/с.

Значения параметров d и k находим по табл. 36 и 37 путем интерполяции в зависимости от широты, даты, скорости ветра и температуры воздуха: $d = 47$ кал/(см²·сутки), $k = 43$ кал/(см²·сутки·°C).

Таблица 36

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 37

Значения коэффициента теплообмена k кал/(см²·сутки·°C)

Температура воздуха, °C	Скорость ветра, м/с										
	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 коэффициента теплоотдачи (кал/(см²·сутки·°C)) производим по формуле (10.5)

$$\alpha = (1745v + 106w) \text{ ср.}$$

Входящую в формулу среднюю скорость течения v определяем путем деления длины участка реки на время добегания

$$v = \frac{420 \cdot 1000}{5,0 \cdot 86400} = 0,97 \text{ м/с.}$$

При этом значении v и средней скорости ветра $w = 5,0$ м/с получаем $\alpha = 2220$ кал/(см²·сутки·°С).

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/с и скорость ветра $w = 5,0$ м/с, получаем $\alpha_n = 1260$ кал/(см²·сутки·°С).

Значение $B_n = -198$ кал/(см²·сутки) определяем как сумму притока и потерь тепла, вычисленных по формулам (10.18) — (10.20) при температуре воздуха $\Theta = -4,1^\circ\text{C}$, скорости ветра $w = 5$ м/с и облачности $N = 9$ баллов.

Имея, таким образом, все необходимые данные: $h = 1,5$ м, $\vartheta_0 = 2,4^\circ\text{C}$, $\bar{\Theta} = -2,3^\circ\text{C}$, $d = 47$ кал/(см²·сутки), $k = 43$ кал/(см²·сутки·°С), $q = 70$ кал/(см²·сутки), $\alpha = 2220$ кал/(см²·сутки·°С), $\alpha_n = 1260$ кал/(см²·сутки·°С), $B_n = -198$ кал/(см²·сутки), $t = 1$ сутки, вычисляем значения:

$$a_0 = \frac{tak}{(\alpha + k) hcp} = \frac{1 \cdot 2220 \cdot 43}{(2220 + 43) 150 \cdot 1} = 0,281;$$

$$na_0 = 5 \cdot 0,281 = 1,40; \quad e^{-na_0} = e^{-1,40} = 0,247.$$

Подставив полученные значения в неравенство (10.8), будем иметь в левой части

$$2,4 \cdot 0,247 + \left[-2,3 + \frac{47}{43} + \frac{(2220 + 43) \cdot 70}{2220 \cdot 43} \right] (1 - 0,247) = 0,9^\circ\text{C},$$

а в правой части

$$\frac{B_n}{\alpha_n} = -\frac{-198}{1260} \approx 0,2^\circ\text{C}.$$

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 ч 15/X у Перми $\vartheta_0 = 1,9^\circ\text{C}$. Среднюю температуру воздуха на пути пробега за 10—20/X получаем равной $-3,9^\circ\text{C}$. Из табл. 36 и 37 находим средние для расчетного периода значения $d = 47$ кал/(см²·сутки) и $k = 42$ кал/(см²·сутки·°С). При этом $\alpha = 2220$ кал/(см²·сутки·°С), $\alpha_n = 1260$ кал/(см²·сутки·°С), средняя глубина $h = 149$ см. Пользуясь этими величинами, находим

$$a_0 = \frac{tak}{(\alpha + k) hcp} = \frac{1 \cdot 2220 \cdot 42}{(2220 + 42) 149 \cdot 1} = 0,277;$$

$$na_0 = 5 \cdot 0,277 = 1,38; \quad e^{-na_0} = e^{-1,38} = 0,252.$$

Теперь в левой части неравенства (10.8) будем иметь

$$1,9 \cdot 0,252 + \left[-3,9 + \frac{47}{42} + \frac{(2220 + 42) \cdot 70}{2220 \cdot 42} \right] (1 - 0,252) \approx -0,3^\circ\text{C}.$$

При температуре воздуха 20/X у Сарапула, равной $-8,5^{\circ}\text{C}$, скорости ветра $w = 5$ м/с и общей облачности $N = 9$ баллов, находим: $Q_n = -108$ кал/(см²·сутки), $Q_r = -167$ 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

$$-\frac{B_n}{\alpha_n} = -\frac{-365}{1260} \approx 0,3^{\circ}\text{C}.$$

Как видим, правая часть неравенства оказывается больше левой. Следовательно, условие (10.8) удовлетворяется, и 20/X должно начаться ледообразование. В действительности плавающий лед на р. Кама у г. Сарапула в 1946 г. появился именно 20/X.

Как уже говорилось, для выпуска краткосрочного прогноза описанным способом необходимо знать ожидаемые

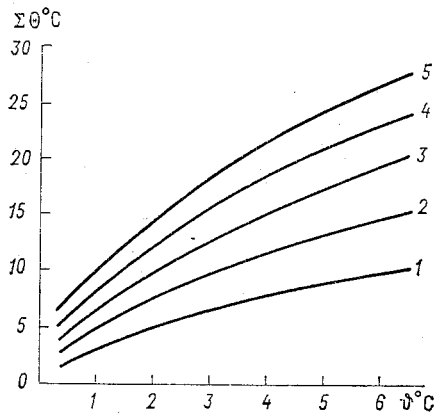


Рис. 10.2. Зависимость необходимой для появления льда суммы градусо-дней $\Sigma\Theta$ от температуры воды накануне дня наступления морозов φ и глубины реки; р. Кама.

Цифры у кривых — глубина в метрах.

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 связь 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

$$\Sigma\Theta = f(\varphi_0, h).$$

Под начальной температурой при этом понимается температура воды накануне перехода 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 она накопится. Следующий за этим день и принимается за дату появления льда.

Более простой способ прогноза основан 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 устанавли-

вается дата ее перехода через 0°C . 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 нуль 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 (см. 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

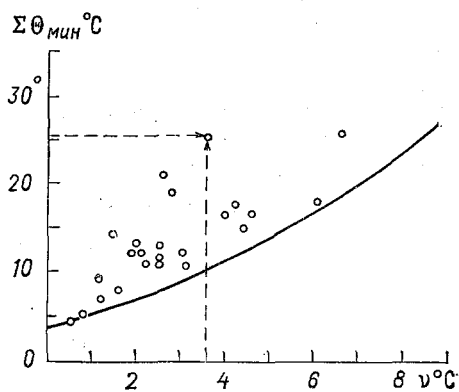


Рис. 10.3. График для определения минимальной необходимой для появления льда суммы градусо-дней $\Sigma \Theta_{\text{мин}}$ в зависимости от начальной температуры воды (накануне дня наступления мороза) ϑ_0 .

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.

Таким образом, при наличии материалов многолетних наблюдений разработка методики прогноза наступления ледостава заключается в установлении для каждого участка реки зависимости минимальной суммы градусо-дней и критической температуры воздуха от уровня воды:

$$(\sum \Theta)_{\text{мин}} = f(H)$$

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 $(\sum \Theta)_{\text{мин}} = f(H)$ выполняется аналогично построению графиков для появления льда (см. 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 $(\sum \Theta)_{\text{мин}} = f(H)$, 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 точки, относящиеся к дням, когда ледостава не было, наносятся на график одним условным знаком, а точки, отвечаю-

щие дню ледостава,— другим. 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:

1) по уровню воды или начальной температуре воды определяется минимальная сумма градусо-дней, которая необходима для образования ледостава. Критическая температура воздуха для водохранилищ определяется в зависимости от скорости ветра;

Рис. 10.5. Графики для определения минимальной суммы градусо-дней (а) и критической температуры воздуха (б), необходимых для образования ледостава. Рыбинское водохранилище, район Весьегонска.

1 — температура воздуха ниже критической (ледостав наступил); 2 — температура воздуха выше критической (ледостав не наступил).

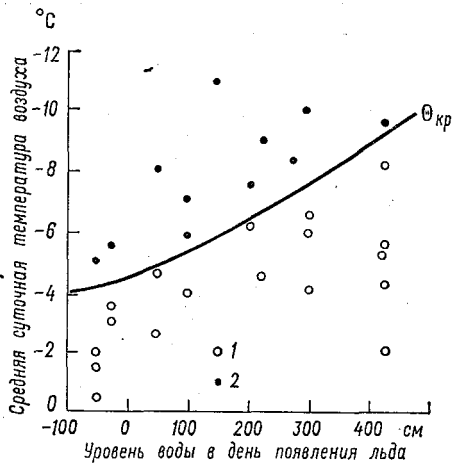
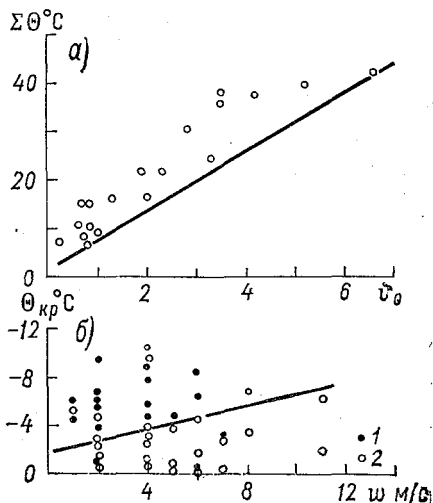


Рис. 10.4. График для определения критической температуры воздуха в зависимости от уровня воды в реке.

1 — температура воздуха выше критической (ледостав не наступил); 2 — температура воздуха ниже критической (ледостав наступил).



2) пользуясь прогнозом средней суточной температуры воздуха и скорости ветра на несколько дней вперед, определяют дату накопления $\Sigma \Theta$ 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:

$$\sum \Theta = -10,3v^{1,22}b^{0,39} \quad (10.25)$$

и

$$\Theta_{кр} = -0,65vb^{0,5}, \quad (10.26)$$

где $\sum \Theta$ — сумма градусо-дней, начиная со дня появления плавающего льда; v — средняя скорость течения в сечении с наименьшим ее значением на участке, м/с; b — ширина реки в этом же сечении, м. Эти же формулы рекомендуется использовать и для водохранилищ при скоростях течения более 0,05 м/с.

10.3. 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.

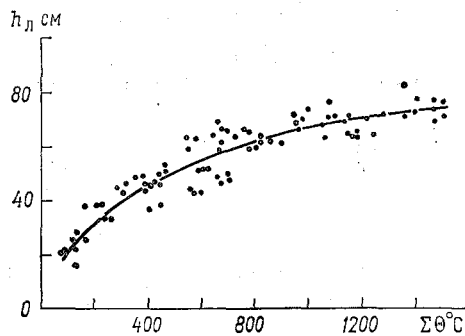


Рис. 10.6. Увеличение толщины ледяного покрова на водохранилищах в зависимости от суммы градусо-дней отрицательной температуры воздуха. Рыбинское, Цимлянское, Куйбышевское и Новосибирское водохранилища.

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 на-

копления 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

$$h = \sqrt{\left(h_{\text{нач}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} l\right)^2 + 86400 \frac{2\lambda_{\text{л}}}{\rho_{\text{л}} L} \sum \Theta_{\text{пов}} - \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} l}, \quad (10.27)$$

где $h_{\text{нач}}$ — начальная толщина льда, см; l — высота снега на льду, см; $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{с}}$ — соответственно теплопроводность льда и снега; L — 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 × × с · °С). Теплопроводность снега пропорциональна квадрату его плотности (7.2). Формула (10.27) 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 (в сантиметрах) используются более простые формулы:

$$\Delta h = 6,2 \frac{\sum \Theta_{\text{пов}}}{h_0} \quad (10.28)$$

или

$$\Delta h = 0,65 (\sum \Theta) h_0^{-0,54}. \quad (10.29)$$

В этих формулах Δh — приращение толщины льда за период расчета; $\sum \Theta$ — сумма градусо-дней отрицательной температуры воздуха; h_0 — толщина льда, эквивалентная по теплопроводности ледяному и снежному покрову, вычисляется по формуле

$$h_0 = h + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} l, \quad (10.30)$$

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 плёсах и перекатах существенно различается.

10.4. 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 (Волга, Дон, Днепр 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 еще большой прочностью. Сохранение ледяного покрова на нижерасположенном 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 стаяние 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 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°C . Именно срок этого перехода определяет в конечном счете, будет ли вскрытие ранним 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 нуль со сроками вскрытия реки на каком-либо ее участке с учетом интенсивности потепления и других факторов. Использование графиков связи сроков перехода температуры воздуха через нуль, 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, альбедо льда меньше, чем альбедо 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 ч) 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:

$$\sum q = f(\sum \Theta); \quad (10.31)$$

$$\sum q = f(h_{\text{л}}, \Delta H); \quad (10.32)$$

$$\sum q = f(\sum \Theta, H_3), \quad (10.33)$$

где $\sum q$ — приток тепла, необходимый для вскрытия реки на заданном участке; $\sum \Theta$ — сумма градусо-дней отрицательной температуры за период ледостава; $h_{\text{л}}$ — толщина льда; ΔH — подъем уровня над зимним; H_3 — максимальный зимний уровень.

Зависимость вида (10.31) не требует особых пояснений. Укажем только, что $\sum q$ рассчитывается описанным выше упрощенным способом за период от перехода температуры воздуха через нуль 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 (10.32) 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 вышележащем посту. Приток тепла $\sum q$ 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 на 4,5 м у Рязани 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 (10.33) приведен на рис. 10.8. В этом случае приток тепла, необходимый для вскрытия, подсчитывается начиная с даты перехода температуры воздуха через нуль, исключая три последних дня перед вскрытием.

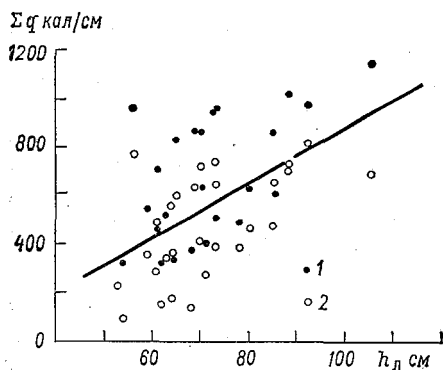


Рис. 10.7. График для определения количества тепла, необходимого для вскрытия р. Оки у Половского (начиная с момента подъема уровня воды на 4,5 м у г. Рязани) в зависимости от толщины льда в г. Рязани; Σq вычислена включая (1) и исключая (2) день вскрытия.

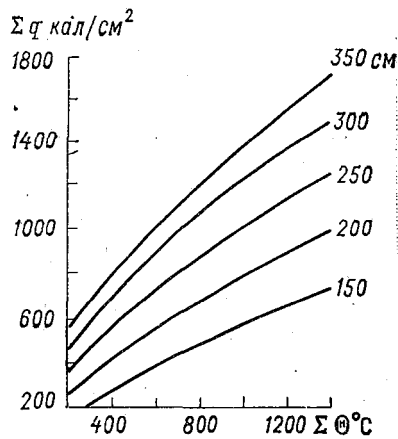


Рис. 10.8. График определения количества тепла, необходимого для вскрытия р. Западной Двины у г. Суража в зависимости от суммы градусо-дней за период ледостава $\Sigma\Theta$ и максимального зимнего уровня.

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 суток.

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 заторы льда образуются ежегодно, но не всегда они в равной мере опасны.

Местами образования заторов льда чаще всего являются крутые излуины 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. Большую роль в образовании заторов играют искусственные стеснения русел, 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 еще в достаточной мере не решена. Основными мерами борьбы с заторами являются ледокольные и взрывные работы.

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 суток вперед. Однако возможности таких прогнозов весьма ограничены по причинам невысокой точности расчетов и малой их заблаговременности.

Более широкое применение в практике прогнозов имеют эмпирические связи между датой накопления определенного количества тепла и датой освобождения ото льда открытых районов озер и водохранилищ. Необходимое количество тепла (в калориях на квадратный сантиметр) определяется в зависимости от толщины льда

$$\Sigma q = \rho h L = 72,8h, \quad (10.34)$$

где ρ — плотность льда ($0,9168 \text{ г/см}^3$); h — толщина льда, см; L — скрытая теплота ледообразования, равная $79,7 \text{ кал/г}$.

Опыт показывает, что, хотя расчеты притока тепла по формулам теплообмена не отличаются высокой точностью, связь между

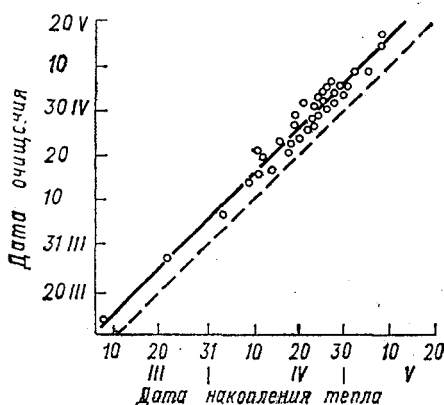
датами накопления необходимой суммы тепла с датами очищения во многих случаях оказывается достаточно тесной. При этом обнаруживается, что фактическое очищение ото льда происходит, как правило, на несколько дней позже даты накопления необходимой по расчету суммы тепла. Такое систематическое расхождение в датах обусловлено тем, что при определении необходимого притока тепла не учитываются его затраты на стаивание снега.

В целях увеличения заблаговременности прогноза необходимая сумма тепла определяется не по максимальной, а несколько меньшей толщине льда

$$\sum q = 72,8(h - 10). \quad (10.35)$$

Пример связи между датами накопления этой суммы тепла и датами очищения, установленной по данным наб-

Рис. 10.9. Связь между датой очищения ото льда открытых районов водохранилища и датой накопления тепла, необходимого для стаивания слоя льда, равного $(h_{л} - 10)$ см. Рыбинское, Цимлянское, Горьковское, Куйбышевское и Волгоградское водохранилища.



людений на Рыбинском, Горьковском, Куйбышевском, Волгоградском и Цимлянском водохранилищах, показан на рис. 10.9. Заблаговременность прогнозов очищения по этой связи равна 6 суткам. Использование прогноза погоды на несколько суток вперед позволяет увеличить заблаговременность прогноза очищения.

10.5. 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-востока 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 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 суток. Еще больше амплитуда этих сроков на реках юго-западных и западных районов (до 70—75 суток). Наименьшие амплитуды (20—30 суток) 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, поэтому 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 разных 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. 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.

В настоящее время долгосрочные ледовые прогнозы выпускаются по всем судоходным рекам нашей страны. Большой вклад в дело разработки этих методов внесли Г. Р. Брегман, Б. М. Гинзбург, Н. Д. Ефремова, Т. Н. Макаревич, Е. И. Савченкова.

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:

$$C = (A_1 - A_2) + (B_1 - B_2), \quad (10.36)$$

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 мбар.

На рис. 10.10 представлена связь между индексом преобладающего переноса воздушных масс C в сентябре и отклонениями от нормы сроков появления

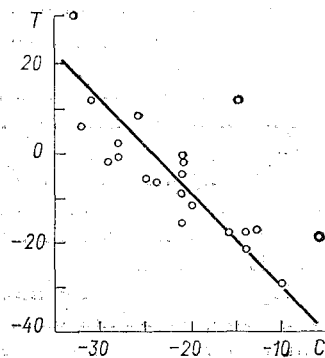


Рис. 10.10. Связь отклонения от нормы сроков появления льда на реках бассейна Волхова (T) с индексом преобладающего переноса воздушных масс C .

его гребней. На рис. 10.11 показана связь между датами возникновения устойчивых антициклонических образований в районе оз. Байкал (здесь обычно располагается центр зимнего сибирского антициклона) и отклонениями от нормы сроков появления льда на Верхней Лене. Хотя связь 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 развития атмосферных процессов,

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 связь 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

на которых основывается определение индексов циркуляции. Одни методы базируются на предположении об однородности атмосферных процессов в течение синоптического сезона весны, другие — 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.

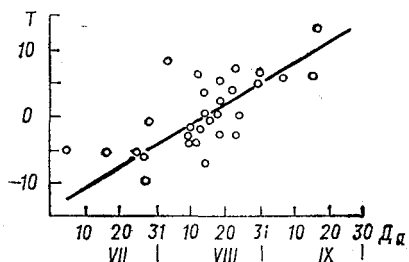


Рис. 10.11. Связь дат возникновения устойчивых антициклонических образований в районе оз. Байкал (Да) с отклонениями от нормы сроков появления льда на Верхней Лене (Т).

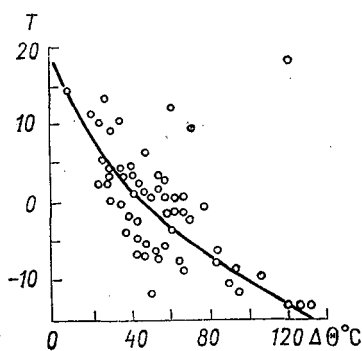


Рис. 10.12. Связь отклонения от нормы сроков вскрытия Средней Оби (Т) с температурной характеристикой выноса тепла при юго-западных потоках в марте ($\Sigma\Delta\theta$).

На рис. 10.12 представлен пример связи между температурной 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°C , 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. 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.

ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ

11.1. 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, 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 заторов, 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 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.

11.2. Специфика требований некоторых отраслей народного хозяйства к гидрологическим прогнозам и информации

Энергетика. В гидрологическом обеспечении нуждаются не только гидроэлектростанции, но и тепловые электростанции, использующие 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:

- 1) с водохранилищами большой емкости, обеспечивающей многолетнее или сезонное регулирование стока;
- 2) 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 гидроэлектростанций 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 срабатывает воды из водохранилища. При малом весеннем стоке сработка 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 гидро-

электростанции, т. е. того расхода воды, при котором обеспечивается работа всех турбин станции на полную мощность.

В периоды половодья, когда расходы воды в реке значительно превышает 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 гидроэлектростанции. 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 пусков 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 в основном в кошелях и плотах. В кошелях сплавляют лес 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 опасно 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.

11.3. 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 слу-

жит 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 значению 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 значению 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 прогнозов.

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 среднего	\bar{X}^2	\bar{Y}^2	—	—
Произведение среднего на число членов			$n\bar{X}^2$	$n\bar{Y}^2$
Разности			$\Sigma X^2 - n\bar{X}^2$	$\Sigma Y^2 - n\bar{Y}^2$

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Таблица 1

корреляции двух переменных
отклонений от нормы)
 $aX+b$

XY	Расчетные формулы
	1. Постоянные уравнения регрессии $a = \frac{\Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}}{\Sigma X^2 - n\bar{X}^2},$ $b = \bar{Y} - a\bar{X}.$
ΣXY	2. Средние квадратические отклонения $\sigma_X = \sqrt{\frac{\Sigma Y^2}{n} - \bar{X}^2},$ $\sigma_Y = \sqrt{\frac{\Sigma Y^2}{n} - \bar{Y}^2}.$
—	3. Коэффициент корреляции $r = \frac{\Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}}{\sqrt{(\Sigma X^2 - n\bar{X}^2)(\Sigma Y^2 - n\bar{Y}^2)}} \text{ или } r = a \frac{\sigma_X}{\sigma_Y}.$
—	4. Средняя квадратическая ошибка $S = \sigma_Y \sqrt{1 - r^2}.$
nXȳ	5. Вероятная ошибка коэффициента корреляции $\Sigma_r = \pm 0.674 \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}.$
ΣXY - nXȳ	

Форма таблицы для расчета линейной
(ва
 $Y=aX+$

№ 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				$K_1 = \Sigma X^2 - n\bar{X}^2$	$K_2 = \Sigma Z^2 - n\bar{Z}^2$	$K_3 = \Sigma Y^2 - n\bar{Y}^2$	$K_4 = \Sigma XY - n\bar{X}\bar{Y}$

Таблица 2

корреляции трех переменных
риант)
 $bZ+c$

ZY	XZ	Расчетные формулы
		<p>1. Постоянные уравнения регрессии</p> $a = \frac{K_2 K_4 - K_5 K_6}{K_1 K_2 - K_6^2},$ $b = \frac{K_1 K_5 - K_4 K_6}{K_1 K_2 - K_6^2},$ $c = \bar{Y} - a\bar{X} - b\bar{Z}.$
		<p>2. Средние квадратические отклонения</p> $\sigma_X = \sqrt{\frac{\Sigma X^2}{n} - \bar{X}^2}, \quad \sigma_Z = \sqrt{\frac{\Sigma Z^2}{n} - \bar{Z}^2},$ $\sigma_Y = \sqrt{\frac{\Sigma Y^2}{n} - \bar{Y}^2}.$
ΣZY	ΣXZ	
—	—	<p>3. Средняя квадратическая ошибка</p> $S = \sqrt{\frac{K_3 - (aK_4 + bK_5)}{n}}.$
—	—	<p>4. Коэффициент корреляции (общий)</p> $R = \sqrt{\frac{aK_4 - bK_5}{K_3}}.$
$n\bar{ZY}$	$n\bar{XZ}$	<p>5. Частные коэффициенты корреляции</p> $r_{YX} = \frac{K_4}{\sqrt{K_1 K_3}}, \quad r_{YZ} = \frac{K_5}{\sqrt{K_2 K_3}},$ $r_{XZ} = \frac{K_6}{\sqrt{K_1 K_2}}.$
$\frac{K_5}{n\bar{ZY}} -$	$\frac{K_6}{n\bar{XZ}} -$	<p>6. Вероятная ошибка коэффициента корреляции</p> $R = \pm 0,674 \frac{1 - R^2}{\sqrt{n}}.$

Вероятность отклонений при нормальном распределении

Вероятность интервала, %	1,0	10	20	30	40	50	60	65
Отклонение в долях среднего квадратического	0,015	0,125	0,260	0,355	0,525	0,674	0,842	0,935
Обеспеченность верхнего предела интервала, %	49,5	45	40	35	30	25	20	17,5
Обеспеченность нижнего предела, %	50,5	55	60	65	70	75	80	82,5
Вероятность интервала, %	68,4	70	75	80	85	90	95	99
Отклонение в долях среднего квадратического	1,000	1,035	1,150	1,280	1,440	1,640	1,960	2,580
Обеспеченность верхнего предела интервала, %	15,8	15	12,5	10	7,5	5,0	2,5	0,05
Обеспеченность нижнего предела, %	84,2	85	87,5	90	92,5	95	97,5	99,5

ПРИЛОЖЕНИЕ III

Таблица 1

Таблица значений $(t_B - t_H) + 1,75(e_B - e_H)$

$(t_B - t_H)$	$(e_B - e_H)$ 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

$(t_B - t_H)$	$(e_B - e_H)$ 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

$(t_{в} - t_{п})$	$(e_{в} - e_{п})$ 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	1,7	1,0	1,4	1,8	2,1	2,4	2,8	3,2
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

$(t_{в} - t_{п})$	$(e_{в} - e_{п})$ 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 2

Значения поправочного множителя на облачность

$$K_N = [1 - (0,14N_0 - 0,53N_H)]$$

Нижняя облачность N_H	Общая облачность N_0										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1,00	0,99	0,97	0,96	0,94	0,93	0,92	0,90	0,89	0,87	0,86
1,0		0,93	0,92	0,90	0,89	0,88	0,86	0,85	0,84	0,82	0,80
2,0			0,87	0,85	0,84	0,82	0,81	0,80	0,78	0,77	0,75
3,0				0,80	0,78	0,77	0,76	0,74	0,73	0,72	0,70
4,0					0,73	0,72	0,70	0,69	0,68	0,66	0,65
5,0						0,66	0,65	0,64	0,62	0,61	0,60
6,0							0,60	0,58	0,57	0,56	0,54
7,0								0,53	0,52	0,50	0,49
8,0									0,46	0,45	0,44
9,0										0,40	0,38
10,0											0,33

Таблица 3

Значения поправочного множителя на облачность

$$C = 1 + 0,12 (N_0 + N_H)$$

Нижняя облачность N_H	Общая облачность N_0										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1	1,01	1,02	1,04	1,05	1,06	1,07	1,08	1,10	1,11	1,12
1		1,02	1,04	1,05	1,06	1,07	1,08	1,10	1,11	1,12	1,13
2			1,05	1,06	1,07	1,08	1,10	1,11	1,12	1,13	1,14
3				1,07	1,08	1,10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,16
4					1,10	1,11	1,12	1,13	1,14	1,16	1,17
5						1,12	1,13	1,14	1,16	1,17	1,18
6							1,14	1,16	1,17	1,18	1,19
7								1,17	1,18	1,19	1,20
8									1,19	1,21	1,22
9										1,22	1,23
10											1,24

Встречное излучение атмосферы при безоблачном небе

$$\sigma T_B^4 = \sigma T_B^4 (0,62 + 0,05 \sqrt{e_{200}}) \quad (\text{в кал/см}^2 \cdot \text{мин})$$

Температура воздуха t_{200}	Абсолютная влажность воздуха e_{200} (в миллибарах)									
	0,3—0,7	0,8—1,7	1,8—3,2	3,3—5,1	5,2—7,2	7,3—9,8	9,9—12,9	13,0—16,0	16,1—20,0	20,1—4,0
—24°	0,21	0,21	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24
—22	0,21	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25
—20	0,22	0,23	0,24	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27
—18	0,23	0,23	0,24	0,25	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28
—16	0,23	0,24	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29
—14	0,24	0,25	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,29	0,29	0,30
—12	0,25	0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,30	0,31
—10	0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,29	0,30	0,30	0,31	0,32
—8	0,26	0,27	0,28	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,32	0,33
—6	0,27	0,28	0,29	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,34
—4	0,28	0,29	0,30	0,31	0,31	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35
—2	0,29	0,30	0,31	0,32	0,32	0,33	0,34	0,34	0,35	0,36
0	0,30	0,31	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35	0,35	0,36	0,37
2	0,31	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35	0,36	0,36	0,37	0,38
4	0,31	0,32	0,34	0,34	0,35	0,36	0,37	0,38	0,39	0,40
6	0,32	0,33	0,35	0,35	0,36	0,37	0,38	0,39	0,40	0,41
8	0,33	0,34	0,36	0,36	0,37	0,38	0,40	0,41	0,42	0,43
10	0,34	0,35	0,36	0,38	0,39	0,40	0,41	0,42	0,43	0,44
12	0,35	0,36	0,37	0,39	0,40	0,41	0,42	0,43	0,44	0,45
14	0,36	0,37	0,38	0,40	0,41	0,42	0,43	0,44	0,45	0,46
16	0,38	0,40	0,41	0,42	0,43	0,43	0,44	0,45	0,46	0,48
18	0,38	0,41	0,42	0,43	0,44	0,44	0,46	0,47	0,48	0,49
20	0,39	0,41	0,43	0,43	0,44	0,46	0,47	0,48	0,49	0,51
22	0,41	0,42	0,43	0,44	0,46	0,47	0,48	0,49	0,51	0,52
24	0,42	0,43	0,44	0,46	0,47	0,48	0,49	0,51	0,52	0,53
26	0,43	0,44	0,45	0,47	0,48	0,49	0,51	0,52	0,53	0,55
A = 0,62 + 0,05 $\sqrt{e_{200}}$	0,64	0,66	0,68	0,70	0,72	0,74	0,76	0,78	0,80	0,82

Таблица 5

Встречное излучение атмосферы с учетом облачности

$$\sigma_{\text{в}}^4 A (1 + C_N) = \sigma_{\text{в}}^4 (0,62 + 0,05 \sqrt{\epsilon_{200}}) [1 + 0,12(N_0 + N_{\text{в}})] \quad (\text{в кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин}))$$

Встречное излучение атмосферы при безоблачном небе $\sigma_{\text{в}}^4 A$	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	0,25	0,25	0,26	0,26	0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,30
0,26	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,29	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32
0,28	0,29	0,29	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,35
0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	0,36	0,37	0,37
0,32	0,33	0,33	0,34	0,35	0,35	0,35	0,36	0,36	0,37	0,38	0,38	0,39	0,40
0,34	0,35	0,35	0,36	0,37	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,40	0,41	0,42	0,42
0,36	0,37	0,37	0,38	0,39	0,39	0,40	0,40	0,41	0,42	0,42	0,43	0,44	0,45
0,38	0,38	0,40	0,40	0,41	0,41	0,42	0,43	0,43	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47
0,40	0,41	0,42	0,42	0,43	0,44	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50
0,42	0,43	0,44	0,44	0,45	0,46	0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	0,50	0,51	0,52
0,44	0,45	0,46	0,47	0,48	0,48	0,48	0,49	0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,55
0,46	0,47	0,48	0,49	0,50	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	0,52	0,53	0,54	0,55	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60
0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,54	0,55	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62
0,52	0,53	0,54	0,55	0,56	0,56	0,57	0,58	0,59	0,60	0,61	0,62	0,63	0,64

Теплоотдача снежного покрова

$$R = \sigma T_{\text{н}}^4 - \sigma T_{200}^4 (0,62 + 0,05 \sqrt{e_{200}})$$

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, °С										
-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

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсолютная влажность воздуха 163, 213
Абсолютная температура 163
Альbedo 132, 162
- Боковой приток 70
- Вегетационный период 191
Вероятная ошибка 62
Вероятная ошибка коэффициента корреляции 41
Вероятность превышения (превышения) 55
Ветровая функция 164
Влагоемкость снега 133
Влажность почвы 123
Водоотдача бассейна 96
Водоотдача снега 167, 171
Водобалансовая зависимость 140, 143
Водопроницаемость мерзлой почвы 134
Водоудерживающая способность снега 132
Время добегания на участке реки 66
- Генеральная совокупность 54
Гидрограф 65, 95
Гидрологическая информация 16
Гидрологический прогноз 32
Гипсографическая кривая 182
Градиент осадков 188
Градиент температуры воздуха 185
Графическая трансформация волны паводка 76
Графоаналитический способ трансформации 71
Грунтовое питание 141, 199
Группированный ряд 52
- Действующая площадь 98
Дефицит влажности почвы 116
Добегание воды в бассейне 105
Допустимая ошибка прогнозов 60
- Единичный гидрограф 106, 109
Емкость депрессии 98
Емкость русла 65
Емкость русловой сети 65
Емкостная модель водопоглощения 100
- Заблаговременность прогноза 32, 34
Запас воды в русловой сети 92
Запас воды в снежном покрове 130
Затор льда 227
- Излучение 163
Индекс корреляции 48
Интегральная функция распределения действующей площади 101
Интенсивность инфильтрации 115
Интенсивность поступления воды 103
Интенсивность снеготаяния 115
Инфильтрация 114
Инфильтрационно-емкостная модель водопоглощения 103
Информационная сеть 17
- Коды гидрологические 19
Корреляция линейная 39
Корреляция нелинейная 43
Корреляция множественная 90
Корреляционное отношение 48
Косвенные характеристики увлажнения 136
Коэффициент вариации 131
Коэффициент водоотдачи 152
Коэффициент корреляции 40
Коэффициент регрессии 188
Коэффициент стаивания 166
Коэффициент стока 102
Коэффициент теплообмена 210
Коэффициент теплоотдачи 208
Коэффициент фильтрации 115
Кривая добегания 105
Кривая обеспеченности 57
Кривая объемов 67, 69

- Кривая распределения снегозапасов 131
Критическая температура 222
- Ледовые явления 16
Ледообразование 209
Ледоход 16
Лесистость бассейна 141
Логарифмическая анаморфоза 47
- Маскингамский метод 73
Математическое моделирование 62
Межень 198
Меженный сток 202
Метод прогнозов 35
Методика прогнозов 35
Метод единичного гидрографа 111
Метод изохрон 109
Метод соответственных уровней 79
Модуль стока 125
- Начальное поглощение осадков 116
Номограмма 48
Норма 51
Нулевая изотерма 186
- Облачность 27, 162
Обеспеченность 55
Общий коэффициент корреляции 42
Оправдываемость прогнозов 60
Относительная ошибка 56
Относительная площадь водоотдачи 171
Относительная убыль снега 132, 167, 173
- Площадь подачи воды 167
Поверхностная емкость 99
Поверхностное задержание 98
Повторяемость 55
Подача воды 96
Подземное питание 198
Покрытость снегом 167, 168
Постоянная излучения (Стефана—Больцмана) 163
Потери стока 97
Приток воды в русловую сеть 125
Проверочные прогнозы 59
Приведенная продолжительность снеготаяния 169
Прогноз 4
- Радиация длинноволновая 161
Радиация коротковолновая 161
Радиация прямая 162
- Радиация рассеянная 162
Радиационные свойства снега 132
Ранжированный ряд 55
Русловая емкость 65
- Сводка гидрологическая 20
Слой заполнения 98
Снежный лед 222
Снеговая линия 182
Снеготаяние 161
Совмещенные расчетные графики 48, 122
Соответственные уровни 79
Соответственные расходы 88
Способ наименьших квадратов 38
Среднее квадратическое отклонение 40
Стандартное отклонение 51
Средняя квадратическая ошибка 40, 54
Сумма градусо-дней 218, 223
Суммарное впитывание 103
Суммарная подача 96
- Тепловой расход 207
Теплоемкость льда 131
Теплоемкость снега 131
Теплопроводность снега 132
Трансформация волны паводка 65
Турбулентный теплообмен 163
- Угловой коэффициент 38, 40
Удельная теплоемкость 131
Упругость насыщения 163
Удельный теплообмен 211
Уравнение водного баланса 66, 97, 137
Уравнение регрессии 39
Уравнение теплового баланса 161
- Фазы ледообразования 16, 208
Функция добегания стока 105, 109
Функция распределения действующей площади 101
Характеристики предшествующего увлажнения 136
- Частный коэффициент корреляции 42
Частота 51
- Эмпирическая зависимость 36
Эмпирическая формула 37
Эффективное излучение 163
Эффективность методики прогнозов 57

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
1. Гидрология и гидрологические прогнозы	—
2. Народнохозяйственное значение гидрологических прогнозов	5
3. Из истории развития службы гидрологических прогнозов в нашей стране	9
4. Задачи и организация службы гидрологических прогнозов	14
Глава 1. Гидрометеорологическая информация. Сбор и обработка данных наблюдений	16
1.1. Наблюдения за состоянием водных объектов и их использование службой прогнозов	—
1.2. Информационная сеть станций и постов	17
1.3. Порядок поступления сведений с информационных станций и постов	18
1.4. Коды для передачи гидрологических телеграмм	19
1.5. Первичная обработка информационных сведений и их контроль	21
1.6. Метеорологическая и другая информация, необходимая для гидрологических прогнозов	22
Глава 2. Фонд научно-оперативных материалов по гидрологическим прогнозам	23
2.1. Содержание материалов, составляющих научно-оперативный фонд	—
2.2. Гидрологические материалы	24
2.3. Материалы по снежному покрову	26
2.4. Материалы метеорологических наблюдений и наблюдений за состоянием почвы	—
2.5. Картированные и графические материалы	28
2.6. Хранение данных на технических носителях	29
2.7. Каталог опасных уровней и расходов воды и карты затоплений	30
2.8. Научно-методические материалы. Порядок хранения и пополнения фондовых материалов	—
Глава 3. Методические основы разработки и оценки гидрологических прогнозов	32
3.1. Определение гидрологического прогноза	—
3.2. Закономерное и случайное в гидрологических прогнозах	—
3.3. Классификация гидрологических прогнозов	34
3.4. Научно-методические основы гидрологических прогнозов и их связь с метеорологическими прогнозами	—

3.5. Эмпирические зависимости	36
3.6. Методы линейной корреляции	37
3.7. Нелинейная корреляция и подбор эмпирических формул	43
3.8. Построение расчетных графиков	48
3.9. Меры вариации и распределения случайных переменных	50
3.10. Принципы оценки методов и оправдываемости гидрологических прогнозов	56
3.11. Моделирование и применение электронных вычислительных машин в гидрологических прогнозах	60
3.12. Формы выражения прогнозов	62
Глава 4. Краткосрочные прогнозы расходов и уровней воды, основанные на закономерностях движения воды в руслах	64
4.1. Общие положения	—
4.2. Движение и трансформация волны паводка на бесприточном участке реки	—
4.3. Построение кривых объемов для участков рек	67
4.4. Практические способы расчета трансформации волны паводка на бесприточном участке	71
4.5. Метод соответственных уровней	79
4.6. Прогноз уровней и расходов воды на приточных участках рек	84
4.7. Прогноз стока по данным о запасах воды в руслах	91
Глава 5. Общие вопросы теории формирования и расчетов талого и дождевого стока	95
5.1. Общие закономерности и факторы формирования половодья и паводков	—
5.2. Поверхностное задержание и его роль в формировании стока	98
5.3. Емкостная модель водопоглощения и соответствующие уравнения стока и водоотдачи	100
5.4. Инфильтрационно-емкостная модель водопоглощения	103
5.5. Основы расчета гидрографа паводков	104
Глава 6. Прогнозы дождевых паводков	108
6.1. Общие сведения о методах прогнозов дождевых паводков	—
6.2. Функции добегания стока и способы их определения	109
6.3. Расчет поступления воды от осадков	112
6.4. Инфильтрация воды в почву и поверхностное задержание	114
6.5. Эмпирические зависимости дождевого стока от осадков	120
6.6. Прогнозы паводков по данным о притоке воды в русловую сеть	124
Глава 7. Весенний сток и прогнозы элементов половодья равнинных рек	129
7.1. Весенний сток и возможности его прогнозов	—
7.2. Снежный покров, его характеристики, залегание и физические свойства	130
7.3. Поглощение талой воды мерзлыми почвами	133
7.4. Основы методики долгосрочных прогнозов объема половодья	137
7.5. Прогнозы максимальных расходов и уровней половодья	150
7.6. Прогнозы весеннего притока в озера и водохранилища	153
7.7. Снеготаяние и способы его расчета	161
7.8. Расчеты гидрографа талого стока	169

Глава 8. Прогнозы стока горных рек	179
8.1. Особенности режима горных рек и основы методики долгосрочных прогнозов их водоносности	180
8.2. Построение гипсографической кривой	182
8.3. Определение температуры воздуха на различных высотах	184
8.4. Приближенные способы оценки снегонакопления	186
8.5. Расчеты снеготаяния и подачи талой воды в горных бассейнах	190
8.6. Практические приемы прогнозов стока за вегетационный период	191
8.7. Прогнозы месячного стока горных рек	193
Глава 9. Прогнозы элементов водного режима рек в меженный период	198
9.1. Подземное питание и его режим в меженный период	—
9.2. Методика прогноза некоторых элементов водного режима рек в меженный период	201
Глава 10. Прогнозы замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ	206
10.1. Замерзание рек, озер и водохранилищ	—
10.2. Методы краткосрочных прогнозов времени появления льда и ледостава	209
10.3. Нарастание ледяного покрова и прогнозы толщины льда на реках	222
10.4. Краткосрочные прогнозы вскрытия рек, озер и водохранилищ	224
10.5. Долгосрочные ледовые прогнозы	229
Глава 11. Гидрологическое обслуживание народнохозяйственных организаций	234
11.1. Виды и формы гидрологической информации	—
11.2. Специфика требований некоторых отраслей народного хозяйства к гидрологическим прогнозам и информации	235
11.3. Формы выпуска, учет и оценка прогнозов	238
Приложения	240
Предметный указатель	252

ЕВГЕНИЙ ГРИГОРЬЕВИЧ ПОПОВ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор О. Н. Потапова. Художник В. В. Бабанов. Художественный редактор Б. А. Денисовский. Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректоры: Е. И. Бородина, И. А. Крайнева

ИБ № 120

Сдано в набор 27.06.78. Подписано в печать 27.11.78. М-09691. Формат 60×90^{1/16}, бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 16,0. Уч.-изд. л. 16,79. Тираж 3000 экз. Индекс ГЛ-60. Заказ № 239. Цена 85 коп.
Гидрометеонздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.