

МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРИТОКА ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩА ЗА ПЕРИОД ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

В.М. Мухин

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации
volod@mecom.ru*

Процессы стока носят сугубо дискретный характер, вызываемый неоднородностью и многообразием физико-географических условий. Сложность долгосрочных прогнозов притока воды в водохранилище определяется также недостаточной освещенностью наблюдениями малых и средних притоков водохранилища. Они нередко заменяются косвенными характеристиками.

Одними из наиболее сложных, но часто определяющих факторов формирования стока являются поглощение почвой поступающей воды и выпадающие осадки. Последние прогнозируются лишь с заблаговременностью 2–3 дня, либо заменяются их нормой за период заблаговременности.

Перечисленные выше особенности обусловили несколько подходов к прогнозу притока воды за период половодья.

Имеющиеся методы прогноза позволяют выделить:

1. Воднобалансовые методы, в основе которых лежит суммирование составляющих водный баланс частей бассейна, представленных лесной и полевой частями. В этом случае не все составляющие поддаются измерениям или расчетам [4, 5].

2. Физико-статистические методы, которые состоят из отбора физически оправданных факторов стока и приближенного представления их взаимосвязи и связи со стоком. Параметры этих уравнений определялись ранее путем построения графических зависимостей, позднее – с помощью метода наименьших квадратов, а в настоящее время – методом оптимизации.

3. Статистические методы, которые состоят из отбора факторов стока, нередко изначально в большом количестве. В некоторых случаях в таких методах отбираются случайные факторы, которые лишь имеют одинаковый ход во времени с изменениями стока и не оказывают на него никакого физического влияния.

4. Математические модели, описывающие формирование процессов стока с помощью дифференциальных, интегральных и других уравнений. Параметры задаются из справочников или находятся методами оптимизации.

В оперативной практике гидрологических прогнозов во многих случаях для их составления используют графически представленные зависимости различной сложности и нелинейности. Эти зависимости применяются не только для выпуска прогнозов, но часто являются и вспомогательным материалом в исследованиях, так как обладают рядом достоинств, в том числе удобством визуального контроля, включающего опыт человека – прогнозиста. Такие зависимости позволяют оценить репрезентативность и достоверность данных в отдельные годы.

Как известно, величина стока за половодье определяется тремя основными факторами: 1) количеством запасов воды в снежном покрове, накопившихся к моменту составления прогноза; 2) количеством осадков от момента составления прогноза до истечения его заблаговременности; 3) водопоглотительной способностью бассейна, которая зависит от глубины промерзания почвы, ее влажности осенью и в период зимних оттепелей, отрицательных температур воздуха у поверхности Земли и самих снеготопивых запасов. Конечно, эти факторы определяют влагопоглотительную способность различных участков бассейна по-разному, в зависимости от состава подстилающей поверхности и особенностей конкретного года.

Лучше всего поддается измерениям снежный покров. Существует несколько способов его измерения. Плотномером измеряются его плотность и высота, произведение этих параметров позволяет рассчитывать запас воды в снежном покрове (в мм). Измерения производятся на метеоплощадках, по линейным маршрутам, треугольникам, отдельно на лесных и полевых участках. Еще один способ измерения снежного покрова – с помощью изотопов, источник излучений которых размещают на поверхности почвы, по поглощению слоем снега этого излучения судят о запасах воды. Снежный покров измеряют также путем измерения давления на подушку-манометр, также размещаемую на поверхности почвы. Существуют и дистанционные методы, так называемые гамма-съемки, которые заключаются в предзимней самолетной съемке естественного фона гамма-излучения подстилающей поверхности и повторно перед началом снеготаяния или перед моментом составления прогноза. По разнице (данные предварительно тестируются) между этими измерениями фона удается судить о снеготопивых запасах, водный эквивалент которых поглощает естественную радиацию. Этот метод имеет как достоинства, так и недостатки. Основное достоинство состоит в возможности большого количества измерений, в т.ч. в малодоступных районах, например в горах. К недостаткам относится то, что в количество запасов воды в снежном покрове бассейна попадает вода болот, а также вода, содержащаяся в верхнем слое почвы. Причем это зависит от особенностей конкретного года. В настоящее время эти съемки дорогостоящие и, как правило, не применяются. Кроме того, метод имеет ограничение: при

запасах воды в снежном покрове более 600 мм, как правило, в горах он не может применяться. Снегозапасы определяют также по спутниковым данным. Известно, что они применяются в США.

Водопоглотительная способность бассейна зависит в большой степени от глубины промерзания почвы. Для ее определения раньше проводилось шурфование и оценивалась глубина расположения льдистости, которая главным образом влияет на водопоглощение почвой. В настоящее время с целью определения глубины промерзания почвы применяются мерзлотомеры Данилина. Однако они позволяют определить лишь глубину нахождения нулевой температуры почвы ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$), которая в случае сухой почвы преувеличивает возможную льдистость и тем самым уменьшает ее влагоемкость. Мерзлотомер удовлетворительно характеризует льдистость лишь на сильно увлажненной почве.

Косвенной характеристикой потерь стока на инфильтрацию воды в почву в период весеннего половодья является увлажнение почвы. Его можно рассчитать по метеорологическим данным:

$$W = X_n + (X - Z)_k + W_0, \quad (1)$$

где X – осадки; Z – испарение; n – количество суток, по которым суммируются осадки до даты наступления морозов; k – количество суток, за которое вычисляется разность между осадками и испарением (обычно два–четыре месяца); W_0 – начальное значение увлажнения почвы.

Формула (1) отражает идею балансового расчета, но в настоящее время применяются более сложные математические выражения процесса инфильтрации воды в почву до начала морозов и в период зимних оттепелей.

Нередко достаточно хороших результатов долгосрочного прогноза притока воды для некоторых рек удается достигнуть применением косвенной характеристики будущей влагоемкости бассейна, выраженной расходами воды за тот или иной период перед морозами, а также включая зимние периоды. Это объясняется следующим: чем более увлажнен бассейн и наполнены грунтовые водоносные слои, тем меньше при прочих равных условиях будут потери стока за период весеннего половодья.

Методы прогнозирования притока воды в водохранилища за период весеннего половодья по запасам воды в русловой сети

Приток воды в водохранилище рассчитывается несколькими методами:

1. Метод водного баланса.
2. Метод, основанный на учете запасов воды в руслах впадающих в него рек.

3. Метод, основанный на прогнозе стока впадающих рек, зависящий от факторов его формирования.

Первый метод включает расчеты суммарного притока впадающих рек в их замыкающих створах и испарения с поверхности водохранилища, а также график попусков из водохранилища. Уравнение, представляющее этот метод, выглядит весьма просто:

$$Q_{np}(t) = \sum_{i=1}^{i=n} Q_{Bi}(t) - Z(t) - Q_{сб}(t) \quad (2)$$

где Q_{np} – расход воды, характеризующий приток воды по впадающим рекам; Q_{Bi} – расходы воды в замыкающих створах впадающих рек; Z – испарение; $Q_{сб}$ – расходы воды, характеризующие сбросы воды из водохранилища; t – время; n – время от начала до конца расчетного периода.

Трудности применения этого метода заключаются в том, что не все впадающие реки освещаются наблюдениями, а испарение, зависящее от температуры, дефицита влажности воздуха и скорости ветра, вычисляется с большими ошибками, так как на водохранилищах таких наблюдений слишком мало, чтобы характеризовать их неравномерность по площади.

Для повышения точности расчета Q_B водосбор делится на n районов, сток с которых характеризуют Q_{Bi} , и им придаются коэффициенты (вес наблюдениям Q_{Bi}), пропорциональные площади района бассейна. Сумма этих коэффициентов составляет 1, т.е. общую площадь бассейна. Районы могут определяться по их физико-географическим характеристикам: например, лесные, полевые, песчаные, суглинистые и т.д.

Испарение Z вычисляется путем решения уравнения (2) по изменению объема воды в водохранилище ΔW . Точность такого вычисления слабая для коротких промежутков времени (Δt) и повышается с увеличением этого промежутка до 10–15 суток.

Второй метод основан на расчете запасов воды в русловой сети бассейна (при отсутствии интенсивного притока в них талых или дождевых вод), которые довольно тесно связаны с расходом воды в замыкающем створе реки или ее участка.

Объемы воды в руслах рек можно рассчитать несколькими способами.

Наиболее простые из них основаны на учете морфометрического строения русел. Например, запас воды W на одном участке в момент t равен:

$$W(t) = 0,5(h_1(t)b_1(t) + h_2(t)b_2(t))l, \quad (3)$$

где $h_1(t)$ и $h_2(t)$ – средние глубины в верхнем и нижнем створах участка реки; $b_1(t)$ и $b_2(t)$ – ширина реки в верхнем и нижнем створах; l – длина участка.

В створах, в которых производят измерения расходов воды и вычисляются площади поперечного сечения ω , запас воды на участке вычисляется так:

$$W(t) = 0,5(\omega_1(t) + \omega_2(t))l, \quad (4)$$

где $\omega_1(t)$ и $\omega_2(t)$ – площади поперечного сечения в верхнем и нижнем створах участка реки.

Другой простой способ расчета запасов воды включает расходы воды в верхнем $Q_1(t)$ и нижнем $Q_2(t)$ створах участка и время добегания воды τ между створами:

$$W(t) = 0,5(Q_1(t) + Q_2(t))\tau, \quad (5)$$

При определении объема воды на участках впадения притока (так называемого тройника) и участке с одним замыкающим створом, он вычисляется по формулам, вид которых сохраняется для всех трех приведенных выше выражений:

$$W(t) = 0,5(h_1(t)b_1(t) + h_2(t)b_2(t) + h_3(t)b_3(t))(l+1), \quad (6)$$

$$\text{и } W(t) = 0,5h_1(t)b_1(t)l, \quad (7)$$

где l – длина русла от истока до первого створа на реке. Принимая в расчет, что во всех приведенных выше уравнениях присутствуют постоянные члены, и считая время добегания одинаковым на всех участках, вычисления общего объема воды в русловой системе бассейна реки сводятся к следующему общему виду уравнения на примере расходов и времени добегания воды:

$$W(t) = \sum_{i=1}^{i=n} \tau_i Q_i(t), \quad (8)$$

где n – число участков.

Известно, что истекающий из заполненной емкости расход воды пропорционален объему воды, содержащемуся в емкости. На этом положении основан ряд методов гидрологических прогнозов. При использовании рассчитанных запасов воды важно учитывать их распределение по величине притоков и в каких частях бассейна они сосредоточены – в нижних или верхних. От этого зависит точность прогнозов. В начале половодья вода сосредоточена в мелкой и средней речной сети, где она плохо поддается учету. А в конце половодья или паводка вода находится в главном русле и выше замыкающего створа. В связи со сказанным прогнозы по русловым запасам в период половодья или паводка имеют различную точность, либо различные периоды заблаговременности, в зависимости от того, где в данный момент сосредоточен наибольший объем воды. Если в верхнем створе, то заблаговременность больше, а точность прогноза меньше; если в нижнем створе, то заблаговременность уменьшается, но при этом повышается точность прогноза. Наиболее эффективны методики прогнозов на спаде паводков или после наступления максимального объема воды в руслах.

Истощение русловых запасов, включая истощение грунтовых вод, описывается, как правило, экспоненциальной зависимостью вида:

$$Q(t + \delta) = Q_p(t)\exp(-\alpha t) + Q_{zp}(t)\exp(-c t) + Q_{\delta}(t), \quad (9)$$

где $Q_p(t)$ – расход русловых запасов $W(t)$ в момент составления прогноза t ; $Q_{zp}(t)$ – расход грунтового питания в момент t ; $Q_{\delta}(t)$ – расход базисного стока, практически равный постоянной или очень медленно изменяющейся величине; δ – заблаговременность прогноза; α и c – параметры.

При постоянной заблаговременности прогноза уравнение (9) преобразуется к следующему линейному виду:

$$Q(t + \delta) = \alpha_1 Q_p(t) + \alpha_2 Q_{zp} + Q_{\delta}. \quad (10)$$

Если удастся обойтись без учета специфической закономерности истощения грунтовых вод, то уравнение (10) еще более упрощается:

$$Q(t + \delta) = \alpha_3 Q_p(t) + C, \quad (11)$$

где $\alpha, \alpha_1, \alpha_3$ – параметры.

Параметры уравнения легко находятся или с помощью графической зависимости, или методом наименьших квадратов. Для учета равномерности распределения русловых запасов строится несколько подобных зависимостей, в которых при подсчете придается различный вес участкам, на которых находятся запасы воды в момент составления прогноза.

Разработан метод учета неравномерности распределения запасов воды в русловой сети с помощью компонентного анализа.

Компонентный анализ позволяет решать две задачи. Одна задача состоит в компактном математическом представлении неравномерности распределения гидрологических или метеорологических элементов. Другая задача состоит в решении обратной плохо обусловленной (с математической точки зрения) задачи, т.е. в нахождении параметров, связывающих входные данные (аргументы) с выходными (функцией).

Наиболее простой путь решения задачи усвоения данных о русловых запасах и их распределении по бассейну для гидрологических прогнозов состоит в привлечении аппарата множественной регрессии:

$$Y = \sum_{i=1}^{i=n} a_i b_i + C, \quad (12)$$

где Y – предсказываемая величина; b_i – известные аргументы (входные данные); a_i – неизвестные параметры.

Рассмотрим возможности компонентного анализа на конкретном примере прогноза уровней воды на реках системы Северной Двины до п. Абрамково.

Для прогноза уровня H_a воды реки Северной Двины в п. Абрамково привлечено 16 расположенных выше него пунктов наблюдения за уровнями. Уравнение для прогноза H_a (заблаговременностью от 10 суток и более), полученное с помощью метода наименьших квадратов, имеет следующий вид:

$$H_a = 1,08H_1 + 0,08H_2 + 0,36H_3 + 0,03H_4 + 0,27H_5 + 0,10H_6 + 0,14H_7 - 0,001H_8 + \\ + 0,32H_9 - 0,10H_{10} + 0,19H_{11} - 0,03H_{12} - 1,31H_{13} + 0,82H_{14} - 0,07H_{15} - 0,20H_{16} + 180,3 \quad (13)$$

где подстрочные индексы – пункты наблюдений.

Анализ полученных коэффициентов при предикторах показывает, что они не отвечают физическим представлениям о распределении русловых запасов, даже с учетом того, что условные значения «0» графиков на каждом посту свои.

Применение компонентного анализа позволяет избежать ряда недостатков, присущих методу наименьших квадратов, связанных прежде всего с корреляционной связностью предикторов на наблюдательных постах, что вызывает плохую обусловленность алгебраической системы и ошибки при ее решении.

Не останавливаясь подробно на тонкостях решения обратных задач, приведем здесь основные моменты компонентного анализа.

Задача сводится к решению системы линейных уравнений, представляемой ниже в матричной форме [1–3]:

$$(B - \lambda_k E)U_k = 0, \quad (14)$$

где λ_k – некоторое число (так называемое собственное число); U_k – собственные векторы корреляционной матрицы B ; E – единичная матрица того же порядка, что и B .

Многие готовые программы для персональных ЭВМ позволяют определять собственные векторы и собственные числа для корреляционной матрицы, получаемой по исходным наблюдениям за уровнями воды на отобранных постах речной системы.

С помощью каждого собственного вектора получаем так называемые коэффициенты разложения $T_k(t)$, которые находятся по следующей формуле:

$$T_k(t) = \frac{\sum_{i=1}^{k=n} H_i(t)U_{ik}}{\sum_{i=1}^{i=n} U_{ik}^2}, \quad (15)$$

где H_i – уровни воды.

Собственные векторы образуют ортогональную систему, т.е. другими словами, между ними отсутствуют корреляционные связи.

Из процедуры вычисления $T_k(t)$ вытекает, что они имеют вид линейных комбинаций величин уровней и собственных векторов корреляционной матрицы уровней на всех наблюдательных постах, расположенных выше замыкающего.

Собственные векторы поддаются картированию и физической интерпретации (по крайней мере, первые четыре).

Первый вектор $U_{k=1}$ характеризует общее наполнение русел (водность) и описывает 80 % суммарной дисперсии изменчивости $H_1(t)$. Второй вектор $U_{k=2}$ отражает различия в наполнении русел на юго-западе (р. Сухона и ее притоки) и северо-востоке (р. Вычегда и ее притоки) бассейна. Условная граница между положительными и отрицательными значениями составляющих $U_{k=2}$ проходит четко с северо-востока на юго-запад, что соответствует направлению изолиний средних многолетних величин наибольшего за зиму запаса воды в снежном покрове, сроков начала таяния и схода снега, величин влагозапасов в слое почвы 0–50 см.

Третий вектор $U_{k=3}$ представляет неравномерность запасов воды в четных бассейнах. Так, коэффициенты при водомерных постах на р. Вымь имеют положительные знаки, в верховьях р. Вычегда – отрицательные, а на р. Сысола – вновь положительные. Такая же картина наблюдается в системе р. Сухона и в верховьях самой р. Северная Двина.

Четвертый вектор $U_{k=4}$ показывает разницу в знаках его координат, относящихся к нижним участкам рек и к их верховьям.

По величине и знаку $T_{k=2}(t)$ можно определить, где воды больше – в северо-восточной или юго-западной части бассейна, и насколько больше.

По величине и знаку $T_{k=4}(t)$ можно определить, в какой части бассейна в данный момент сосредоточены основные запасы воды в руслах, в верхних или нижних частях бассейнов рек. Он, по-видимому, способен отображать формирование паводков в верхних частях бассейнов на фоне общего спада половодья.

Примерами конкретных ситуаций распределения запасов воды в руслах Северной Двины и ее притоков (характеризуемых уровнями на водомерных постах) служат следующие уравнения:

$$\begin{aligned} W_{t=1} &= 3,42 U_{k=1}(i) + 0,24 U_{k=2}(i) - 2,27 U_{k=3}(i) + 0,24 U_{k=4}(i); \\ W_{t=20} &= -1,14 U_{k=1}(i) + 1,14 U_{k=2}(i) - 0,53 U_{k=3}(i) + 0,68 U_{k=4}(i). \end{aligned} \quad (16)$$

Цифры перед обозначением собственных векторов равны значениям $T_{k=1}(t=1), T_{k=2}(t=1), T_{k=3}(t=1)$ и $T_{k=4}(t=1)$.

В дальнейшем в качестве компактных показателей запасов воды использовались $T_k(t)$ и их распределения по руслам речной системы Северной Двины до п. Абрамково. Поскольку $T_k(t)$ практически не скоррелированы между собой, то легко с помощью метода наименьших квадратов находится прогностическое уравнение:

$$H_a = 43,95 T_1(t) - 12,68 T_2(t) + 7,04 T_3(t) + 12,7 T_4(t) + 252,4, \quad (17)$$

где T_1, T_2, T_3, T_4 – коэффициенты разложения по уравнению (15).

Поскольку коэффициенты разложения $T_k(t)$ являются линейными комбинациями входных данных $H_i(t)$ и собственных векторов $U_{ki}(t)$, то следующие преобразования показывают, что при составлении прогнозов можно избежать вычисления $T_k(t)$.

Практическое использование уравнения вида:

$$H_a = 6,20H_1 + 11,1H_2 + 10,8H_3 + 5,3H_4 + 15,9H_5 + 8,1H_6 + 8,6H_7 + 17,3H_8 + \\ + 12,0H_9 + 19,7H_{10} + 17,1H_{11} + 6,6H_{12} + 6,6H_{13} + 4,3H_{14} + 9,6H_{15} + 10,7H_{16} + 252 \quad (18)$$

еще более упростится, если входящие в него коэффициенты разделить на величины среднеквадратических изменчивостей (σ_i) наблюдений соответствующих им постов, а величины средних многолетних норм включить в свободный член.

Тогда уравнение (18) превратится относительно непосредственных наблюдений за уровнями в следующее:

$$H_a = 0,05H_1 + 0,06H_2 + 0,06H_3 + 0,06H_4 + 0,19H_5 + 0,04H_6 + 0,04H_7 + 0,12H_8 + \\ + 0,07H_9 + 0,11H_{10} + 0,19H_{11} + 0,04H_{12} + 0,04H_{13} + 0,03H_{14} + 0,08H_{15} + 0,06H_{16} - 15 \quad (19)$$

При известных парных коэффициентах корреляции между функцией H_a и аргументами T_k к тем же результатам приводит аналитический способ вычисления a_i^1 в уравнении (18):

$$a_i^1 = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{\sum_{i=1}^{i=n} Y_i U_i^k}{\lambda_k} U_{ki}, \quad (20)$$

где Y_i – значения взаимнокорреляционной функции H_a и аргументов.

Анализ уравнений (13) и (19) убеждает в том, что форма (19) физически более правдоподобна: коэффициенты все положительные, их величины возрастают по мере удаления от замыкающего створа соответственно степени влияния при данной заблаговременности.

Нужно помнить при этом, что, с одной стороны, если оставить для прогностического уравнения не четыре $U_{k=1,2,3,4}$, а все шестнадцать, то результат должен с точностью до ошибок округления совпасть с уравнением (13). Платой за улучшение физической сущности уравнения (19) служит некоторая потеря точности прогноза на зависимой выборке (уравнение (13) имеет среднюю ошибку 21 см, а уравнение (19) – 17 см), но при этом улучшаются результаты прогнозов на независимой выборке (уравнение (19) имеет среднюю ошибку 27 см, а уравнение (13) – 34 см) и снижаются величины больших ошибок.

Примерно того же эффекта можно достичь еще двумя путями. Первый заключается в уменьшении числа скоррелированных между собой постов, принимаемых в качестве аргументов; второй – в отборе наиболее информативных коэффициентов разложения (из числа первой половины).

Представление наблюдений над уровнями воды во всей речной системе в виде коэффициентов разложения в ряд по ортогональным функциям дает возможность объективно типизировать процессы в ней. Это имеет важное значение при уточнении прогнозов. Так, например, удастся добиться уточнения, если разделить процесс стока на фазы подъема и спада. Использование при этом коэффициентов разложения по собственным векторам автокорреляционной матрицы позволяет выделить однородные группы случаев в процессе стока в речной системе. Критерием однородности J служит сходство T_k сравниваемых ситуаций в моменты времени $t = 1$ и $t = 2$:

$$J = \sum_{i=1}^{i=n} (T_i(t_1) - T_i(t_2))^2. \quad (21)$$

Чем меньше J , тем более однородны сравниваемые ситуации.

Приближенную оценку распределения воды в притоках Северной Двины для его применения в прогнозах возможности прохождения судов над перекатами позволяет сделать использование только двух первых коэффициентов разложения $T_{k=1}$ и $T_{k=2}$. С помощью дискриминантной функции

$$f(T) = T_1 - 0,38 T_2 - 1,7 \quad (22)$$

все ситуации в речной системе Северной Двины делятся на два класса: при значениях $f(T) > 0$ минимальный уровень H_{\min} через 10 дней в п. Абрамково будет больше 350 см, а при $f(T) < 0$ – меньше 350 см. Уровень в п. Абрамково, равный 350 см, характеризует условия, лимитирующие судоходство на участке г. Котлас – с. Абрамково.

Основные факторы формирования стока весеннего половодья и методические основы его прогнозирования

Объем весеннего половодья (притока воды в водохранилище), как уже говорилось, определяется постоянными и переменными факторами. Напомним, что постоянными факторами являются размеры, конфигурация бассейна, уклоны его поверхности, рельеф, почвенный состав и растительный покров (залесенность), озерность и заболоченность. Ко вторым относятся гидрометеорологические факторы – запасы воды в снежном покрове, жидкие осадки, глубина промерзания и влажность почвы, температура и дефицит влажности воздуха, которые определяют интенсивность таяния снега и испарение, как с его поверхности, так и с поверхности почвы, освободившейся от снега.

В основе долгосрочных прогнозов и расчетов стока равнинных рек лежат три основных подхода.

1. Водно-балансовый метод заключается в составлении уравнения водного баланса за период половодья. В приходную часть этого уравнения входят величины запасов воды в снежном покрове и ледяной корке S , осадки X , выпавшие в период половодья. Расходную часть представляют рассчитываемые величины потерь стока на инфильтрацию в почву I , на временное поверхностное задержание в озерах, прудах, болотах, понижениях рельефа A , суммарные потери на испарение E и непосредственно на сток Y . Само уравнение имеет следующий вид:

$$Y = S + X - I - A - E. \quad (23)$$

2. Физико-статистический метод включает величины основных стокоформирующих факторов, коэффициенты к которым в линейных (реже нелинейных) уравнениях определяются способом наименьших квадратов (множественной корреляции).

3. Третий метод является наиболее трудоемким и требующим больше информации. Это метод, основанный на математических моделях формирования талого стока на равнинах. Такие модели включают расчет накопления запасов воды в снежном покрове и процесса его таяния, расчет влажности, глубины промерзания почвы, а также процесса стекания воды по одному или нескольким относительным водопорам. Модели различаются степенью детализации описываемых гидрологических процессов и их сочетанием.

Важнейшим фактором весеннего половодья является снежный покров, характеризуемый величиной запасов воды в нем, величиной покрытой им площади в % и его распределением по территории.

После 1963 года введены линейные маршруты измерений характеристик снежного покрова протяженностью 1 или 2 км. Кроме того, количество станций и маршрутов за период наблюдений менялось неоднократно. Начиная с 1990 г. их количество сильно уменьшилось.

Ошибки измерения среднего запаса воды в снежном покрове на маршрутах сравнительно малы. Гораздо большие ошибки возникают при определении среднего снегозапаса для всего бассейна, так как распределение его по территории различно, особенно если в бассейне много оврагов и в них скапливается довольно много снега.

Собранные данные наблюдений над снежным покровом для включения их в прогностические уравнения или модели подвергаются обработке несколькими способами. Один из них состоит в простом осреднении по бассейну, второй связан с осреднением по бассейну с учетом доли ландшафтных регионов, третий заключается в картировании и дальнейшем осреднении по площадям с учетом изолиний запасов воды в снежном покрове при различных интервалах между изолиниями. Наиболее современный способ заключается в объективном анализе полей характеристик снежного покрова при построении карт изолиний. Особенность этого способа состоит в применении линейной или оптимальной (с привлечением корреляционной функции поля снега) интерполяции величин характеристик снежного покрова между станциями и с использованием метода отбора влияющих станций. Дело в том, что все способы осреднения характеристик снежного покрова по площади осложняются, во-первых, ландшафтом, во-вторых, различной плотностью распределения станций и их репрезентативностью. Этот метод требует ЭВМ для обработки множества исходных наблюдений и доведения их до конечного результата.

Другим важнейшим фактором формирования половодья на реках является водопоглотительная способность почвы. Она оказывает существенное влияние на точность прогнозов объема половодья. Водопоглотительную способность всего бассейна определяют глубина промерзания почвы, ее влажность и температура. Значительное влияние оказывает также интенсивность поступления талой воды на поверхность почвы, которая зависит от дружности весны. Чем медленнее при прочих равных условиях происходит таяние снега, тем больше почва может впитать и профильтровать талой воды, и наоборот.

Наиболее применяемыми данными для характеристик влагоемкости бассейна являются глубина промерзания (льдистость) и влажность почвы. Глубина промерзания определяется двумя способами: шурфованием (наиболее объективным, но трудоемким; в настоящее время он практически не применяется) и мерзлотомером, представляющим собой резиновую трубку в футляре, заполненную водой. В связи с этим мерзлотомер показывает скорее глубину расположения нулевой изотермы, чем глубину промерзания (льдистость). Кроме того, точность его показаний зависит от механического состава грунта, его влажности, места расположения. Однако его простота и массовость наблюдений определили наибольшее его применение в гидрологических прогнозах. Нужно все же отметить, что чем плотнее

почвогрунты и чем выше их влажность, тем ближе показания мерзлотометров к шурфовым наблюдениям.

Глубина промерзания l_i зависит от зимней температуры воздуха и толщины снежного покрова. Этими показателями пользуются при ее эмпирических расчетах. Вполне применима форма зависимости, выраженная через сумму средних декадных значений температуры воздуха Θ и коэффициента α :

$$l_i = f\left(\sum_{i=1}^{i=n} \alpha_i(h)\bar{\Theta}_i\right). \quad (24)$$

Коэффициент α зависит от толщины снежного покрова следующим образом:

$$\alpha_i = \exp(-0,39h_i), \quad (25)$$

где h – толщина снежного покрова, см; i – номер точки бассейна или его части.

Данные о глубине промерзания, обобщенные до 1961 году в виде карт, собраны в «Атлас глубины промерзания почвы по европейской территории СССР». Глубина промерзания почвы имеет весьма неравномерное распределение по бассейну реки и зависит от рельефа, состава почвы и неравномерности залегания самого снежного покрова, а также от распределения площадей, занятых лесом, где она значительно меньше и ее влияние на влагоемкость почвы проявляется гораздо слабее.

Многочисленные исследования показали, что при средней глубине промерзания почвы 60 см и больше в полях участков с талой или слабо промерзшей почвой практически не остается.

Нужно иметь в виду, что под глубиной промерзания почвы понимают два различных ее вида: один представляет собой ее льдистость, т.е. степень заполнения пор льдом (степень цементации), другой – глубину расположения нулевой изотермы. Первый показатель более представительный в смысле характеристики водопроницаемости почвы, но все же чем глубже расположена нулевая изотерма, тем ниже температура верхних слоев почвы, при попадании в которые вода сразу замерзает и образует водонепроницаемый слой.

Влажность почвы нередко является более сильным фактором формирования половодья, чем глубина промерзания. Как уже говорилось, при средней по бассейну глубине промерзания, равной примерно 60 см, она перестает определять величину потерь стока. На влажность же почвы приходится больший процент потерь стока, так как при переувлажненной почве величина глубины промерзания практически теряет свое влияние на формирование объема половодья при одном и том же запасе воды в снежном покрове.

Наибольшее значение для точности гидрологических прогнозов имеют запасы влаги в почве перед началом снеготаяния. Однако наибольшая часть наблюдений за ней производится на агрометеорологических станциях в зависимости от посевных площадей. В

связи с этим гидрологи используют осеннюю влажность почвы и косвенные показатели влагоемкости всего бассейна, приуроченные, как правило, к осеннему периоду.

Влажность почвы образуется за счет инфильтрации воды, как из атмосферных осадков и таяния снега, так и за счет пленочного движения влаги к верхним слоям.

С поверхности почвы вода проникает вниз по крупным промежуткам между скелетом грунта, по трещинам, ходам животных и отверстиям, оставшимся от отмерших корней растений. С меньшей скоростью вода просачивается по капиллярам. Особую роль в накоплении влаги в верхних слоях почвы, особенно в холодный период, играет пленочное движение воды. Перемещение водной пленки, окружающей частицы скелета почвы, вверх происходит от толстой пленки к тонкой, вниз - под влиянием силы тяжести, а вверх – под влиянием сил поверхностного натяжения. Пленки имеют размеры от тонких микропор до мономолекулярных. Максимальное количество воды, которое может удержать почва, называется наименьшей полевой влагоемкостью (НПВ), объем всех пор называется максимальной влагоемкостью (МВ), а мономолекулярная пленка соответствует нижнему пределу удерживаемой влаги и называется «гигроскопической водой».

В холодный период быстрее всего замерзает свободная вода. Связанная вода – в тонких капиллярах и пленочная – замерзает при различной отрицательной температуре. Чем тоньше пленка, тем ниже температура ее замерзания и, соответственно, оттаивания. Некоторые пленки замерзают лишь при температуре $-7...-14$ °С. Это означает, что часть пленочной воды и зимой остается в жидком состоянии, причем, чем ближе к поверхности почвы, тем тоньше жидкие пленки (под влиянием отрицательных температур воздуха) и к ним снизу подсасывается влага из толстых незамерзающих пленок. Исследования этого процесса в лабораторных условиях показали, что он приводит к образованию ледяных прослоек, которые оказываются тем толще, чем дольше отрицательная температура воздуха остается постоянной, т.е. чем дольше нулевая изотерма держится в почве на одной глубине. Описанный процесс особенно характерен для тяжелых почв (суглинков, глины и т.п.). Он нередко охватывает большие территории речных бассейнов и проявляется в виде образования ледяных прослоек (как и в лабораторных условиях), что приводит даже к выпучиванию почвы.

В бассейнах рек северо-запада России из-за частых зимних оттепелей, в сочетании с процессом миграции влаги из нижних слоев в верхние в течение периода с отрицательными температурами воздуха, наблюдаются явления переувлажнения почвы. Переувлажнение заключается в том, что в порах почвы накапливается вода в виде льда и ее объем превышает максимальную влагоемкость почвы. Весной вода, образующаяся от таяния почвенного льда, принимает участие в формировании половодья. Если количество этой воды не включать в

приходную часть уравнения баланса бассейна реки, то в отдельные годы, с особенно сильным переувлажнением почвы, коэффициент стока за половодье (отношение его объема к запасу воды в снежном покрове) может быть больше единицы, что противоречит известным представлениям. В связи с этим для северо-западных территорий России следует производить расчет таяния снега и в периоды оттепелей, а количество почвенной влаги учитывать хотя бы приближенно, исходя из того, что коэффициент стока не должен превышать единицу.

Из вышесказанного видно, что кроме оттепелей на влагоемкость бассейна оказывает влияние, при прочих равных условиях, миграция влаги из нижних слоев почвы в верхние слои. Таким образом, осенняя влажность почвы, как правило, не соответствует влажности перед началом снеготаяния. В последние годы измерения влажности почвы в зимний период практически прекратились. В связи с этим в методах гидрологических прогнозов либо применяется осенняя измеренная при редкой сети наблюдений влажность, либо она заменяется косвенной характеристикой в виде среднего расхода воды за осенний либо осенне-зимний периоды.

Изменение показателя влагоемкости бассейна за счет зимних оттепелей можно рассчитать приближенно по величине коэффициента стаивания снега и сумме положительных температур воздуха за период оттепели следующим образом:

$$h_T = k \sum_{i=1}^{i=n} \Theta_i^+ , \quad (26)$$

где h_T – слой талой воды, которая попадает на почву; k – коэффициент стаивания снега, определяемый подбором; Θ_i^+ – положительные среднесуточные температуры воздуха; i – номер суток с положительной температурой воздуха; n – общее количество суток за время оттепели.

Другой способ заключается в расчете убыли снежного покрова, а показатель влагоемкости бассейна за счет зимней оттепели можно рассчитать в промежутках между соседними по времени снегосъемками с учетом выпавших в этот период осадков:

$$h_T = S_1 - S_2 + X , \quad (27)$$

где S_1 – запасы воды в снежном покрове накануне оттепели; S_2 – запасы воды в снежном покрове после оттепели; X – сумма осадков, выпавших за период с t_1 до t_2 (между снегосъемками).

Приближенно можно считать, что вода, образовавшаяся от растаявшего снега, вся попадает в почву. Точнее же при этих расчетах необходимо, во-первых, учитывать

водоудерживающую способность снега, т.е. часть талой воды, оставшуюся в снеге, во-вторых, часть воды может превратиться в ледяную корку на поверхности мерзлой почвы и участвовать в формировании половодья как добавка к влагозапасу в снежном покрове.

Под водоудерживающей способностью снега понимается относительное количество влаги, которое снег в состоянии удерживать в своих порах, как почва или обыкновенная губка.

Обычно водоудерживающая способность снега принимается равной 13–15 % от общего снегозапаса. Она убывает по мере убывания высоты и уплотнения снежного покрова.

Учесть все факторы, определяющие величину влажности почвы в данный момент для точки, практически невозможно. В связи с этим, как правило, используются методы расчетов косвенных показателей влажности почвы к осени, а затем производятся вычисления прибавки к ней в период оттепелей. Один из таких приемов приводится ниже.

В качестве начальной величины влажности принимается величина средней для почв бассейна наименьшей полевой влагоемкости, которая наблюдается сразу после схода снега (или перед концом половодья). Далее производится расчет водно-балансовым методом, в который входят в качестве приходной части осадки X , а расходных частей – сток воды по поверхности почвы Y и испарение E по следующей формуле:

$$W_i = W_n + X_i - E_i - Y_i, \quad (28)$$

где W_i – влажность почвы в момент i ; W_n – начальная влажность почвы.

Величина Y определяется разностью между интенсивностью выпадения осадков и интенсивностью впитывания воды почвой. Интенсивность впитывания рассчитывается по следующей формуле:

$$I = \beta T, \quad (29)$$

где I – общее количество просочившейся в почву воды за время T ; β – интенсивность фильтрации, равная

$$\beta = f + \frac{a}{T}b, \quad (30)$$

где f – коэффициент фильтрации; a и b – параметры; T – продолжительность выпадения осадков.

При интенсивности впитывания воды в почву, превышающей интенсивность выпадения дождя I_x , первая равна последней, т.е. $I = I_x$.

Величину испарения за месяц E можно вычислить несколькими известными способами. Например, один из них состоит в учете начальной влажности почвы W_n , испаряемости с поверхности почвы E_0 и осадков X за расчетный период:

$$I = \left(-0,125 \times 10^{-4} E_0^2 + 0,545 \times 10^{-2} E_0 \right) (W_n + X). \quad (31)$$

Испаряемость E_0 вычисляется по формуле:

$$E_0 = 0,0018 (\Theta + 25)^2 (1 - R), \quad (32)$$

где Θ и R – температура и относительная влажность (%) воздуха у Земли соответственно.

В других модификациях расчета испарения с поверхности бассейна используются величины дефицита влажности воздуха, рассчитываемого по температуре точки росы.

Все способы вычисления влажности почвы, в которые входит неизвестная величина начальной ее влажности, имеют ошибку тем больше, чем меньше расчетный период. Через 3–4 декады влияние ошибки задания начальной влажности практически становится незаметным. В то же время при влажности почвы, равной 0,56 НПВ, испарение не лимитируется запасами влаги в метровом слое почвы.

В качестве индекса увлажнения почвы к началу зимы используется простая формула:

$$W = \sum_{i=1}^{i=n} a_i X_i, \quad (33)$$

где X_i – осадки за i -й интервал осенне-летнего периода; a_i – коэффициенты, имеющие величину тем меньшую, чем дальше от начала зимы отстоит расчетный интервал. Нередко a_i представляются в виде экспоненты, начало координат которой представляет собой дата начала зимы. Общий интервал n обычно составляет 90–120 дней.

Более точный способ расчета характеристики увлажнения бассейна к началу зимы основан на сокращенном уравнении водного баланса:

$$W = \sum_{i=1}^{i=n} X_i - \sum_{i=1}^{i=n} E_i + \sum_1^5 X_i + \sum_i^k X_i, \quad (34)$$

где первые два члена представляют собой разность между суммарными осадками и испарением за 60–120 дней; $\sum_1^5 X_i$ – сумма осадков за 5 дней до назначенной даты начала зимы; $\sum_i^k X_i$ – сумма осадков от даты начала зимы до окончательного установления морозов k .

Вычисления по формуле (34) наглядно показывают, что связь между запасом влаги в почве перед началом зимы и разностью между осадками и испарением за летне-осенний период тем теснее, чем больше продолжительность расчетного периода.

К наиболее применяемым индексам предзимнего увлажнения бассейнов рек относится паводочный сток за осень, либо за осенне-зимний период. При этом сток за зимний период в

безоттепельных районах практически не определяет влажность бассейна. Он служит лишь для того, чтобы понизить величину осеннего стока, так как связь между влажностью почвы и стоком ухудшается за счет лет с высоким осенним стоком, величина которого перестает характеризовать насыщенный водой бассейн, имеющий предельную возможность насыщения почвы водой и заполнения болот, озер и понижений P_{\max} .

В основе методов прогноза объема воды за половодье лежат различные формы его зависимостей от стокоформирующих факторов, одна часть из которых непосредственно измеряется, другая – рассчитывается и еще часть служит лишь косвенными характеристиками первых. К первым относятся запасы воды в снежном покрове и ледяной корке на почве, влажность того или иного слоя почвы и ее глубина промерзания, осадки, характеристики почвы – прежде всего ее водопроницаемость, постоянные характеристики водосборов, названные выше. Косвенными показателями стокоформирующих факторов, определяющих объем половодья, могут служить те или иные характеристики циркуляции атмосферы, температура поверхности океанов в энергоактивных районах, временные автокорреляционные функции многолетнего ряда наблюдений за объемами половодий и другие.

Известно довольно большое число способов реализации уравнения водного баланса бассейна реки. Выбор способа зависит от ряда обстоятельств, определяемых наличием тех или иных данных наблюдений, их количеством, длиной их ряда. На выборе способа также сказываются физико-географические условия в бассейне и, в конечном счете, концептуальные оценки исследователя соотношений между факторами стока и степенью их воздействия на элементы половодья.

Объединение некоторых из существующих подходов представляет собой следующая формула:

$$Y(j) = S(j) - P(j) \operatorname{th}[S(j)/P(j)], \quad (35)$$

где th – гиперболический тангенс;

$S(j)$ – запасы воды в снежном покрове на момент составления прогноза в j -ом году:

$$S(j) = a_1 S^*(j) + a_2 X(j, k) \exp(-a_3 k); \quad (36)$$

$X(j, k)$ – количество осадков в k -ом отрезке времени, на которые разделен период от даты составления прогноза до конца второго квартала;

$P(j)$ – характеристика потерь стока:

$$P(j) = a_4 \exp\{-a_5 W(j)[1 + a_6 L(j)]\}; \quad (37)$$

$W(j)$ – характеристика влагозапасов в бассейне накануне составления прогноза;

$L(j)$ – глубина промерзания почвы;

a_1, \dots, a_6 – параметры, величины которых определяются путем применения оптимизационных процедур.

На случай расчетов или прогнозов, когда сток в замыкающем створе реки формируется за счет нескольких частных бассейнов, формула (35) обобщена и имеет следующий вид:

$$Y(j) = \sum \{S(j) - P(j) \operatorname{th}[S(j)/P(j)] + a_7\} a_8(i), \quad (38)$$

где i – порядковый номер частного бассейна; $a_8(i)$ – параметры, равные долям площадей i -х частных бассейнов от площади всего бассейна; a_7 – свободный член.

Критерий качества, при достижении минимума которого величины параметров уравнений (35) и (38) считаются оптимальными, имеет следующий вид:

$$\frac{\Delta}{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{j=N} (Y_j - \tilde{Y}_j)^2}{N \sum_{j=1}^{j=N} (Y_j - \bar{Y})^2}}, \quad (39)$$

где Δ – среднеквадратическая ошибка прогноза; σ – среднеквадратическая изменчивость предсказываемой величины; Y_j – фактический сток за половодье (или второй квартал); \tilde{Y}_j – предсказанные значения стока; \bar{Y} – среднее многолетнее значение стока за половодье (или второй квартал); N – число лет в выборке (ряде наблюдений).

В качестве показателя влагоемкости W , как уже говорилось выше, должна служить осенняя влажность почвы, но из-за ряда названных выше причин эта характеристика не дает удовлетворительных результатов. Поэтому расходы воды за один или несколько осенних месяцев могут оказаться более представительным показателем. Однако расходы воды могут расти (как говорилось выше) до довольно больших величин, а максимальная влагоемкость бассейна имеет более или менее определенную величину, равную свободной емкости бассейна. Эту емкость в уравнении (37) характеризует параметр a_4 . Кроме того, большие величины осенних расходов могут быть признаком того, что интенсивность осадков, их определивших, превосходила впитывающую способность почвы. В этом случае осенние расходы, достигнув определенного значения, перестают характеризовать свободную емкость бассейна в данном году. Если исследователь применяет простые модели без оптимизационных процедур, то можно рекомендовать использование среднего осенне-зимнего стока, т.к. привлечение зимнего, как правило, представляемого малыми величинами, как уже говорилось, снижает и средний расход за осенне-зимний период.

В связи со всем выше перечисленным при калибровке параметров уравнения (38) необходимо оптимизировать и верхние границы влияния самих величин осенних расходов и глубины промерзания почвы.

Пример: Река Белая – пункт г. Уфа: $a_4=535$, $Q_x \leq 500 \text{ м}^3/\text{с}$, $L \leq 65 \text{ см}$; пункт г. Стерлитамак: $a_4=330$, $Q_x \leq 100 \text{ м}^3/\text{с}$, $L \leq 60 \text{ см}$.

Только за счет оптимизации верхней границы Q_x точность прогнозов объема половодья для р. Белая в гг. Уфа и Стерлитамак по уравнениям (35)–(38) повысилась на 15 %, а за счет оптимизации верхней границы L – на 8 %.

Наиболее простой способ прогноза притока воды в водохранилища состоит в установлении связей будущего месячного притока с предыдущим. Эти зависимости наиболее успешны, конечно, на спаде половодья. При прогнозировании притока воды на подъеме весеннего половодья, кроме величины предшествующего стока в уравнения регрессии включены индексы циркуляции атмосферы $N_{Ю-З}$, которые представляются количеством юго-западных вторжений, суммы осадков за холодный период $\sum X$. Таким способом разработаны прогностические уравнения для месячного и квартального притока воды в ряд сибирских водохранилищ: Новосибирское, Братское, Саяно-Шушенское, Красноярское и в озеро Байкал.

Проверка разработанных способов прогноза притока воды в весенний и вегетационный периоды продолжалась более пяти лет и показала вполне надежную их применимость: S/σ находится между величинами 0,6–0,8. В 2013 г. обеспеченность допустимых ошибок для всех водохранилищ за 9 месяцев составила 71 %.

Прогнозы составляются 25 числа предыдущего месяца и квартала на персональном компьютере сразу для всех водохранилищ по уравнениям, представленным в таблице. Для расчета вводятся необходимые входные данные, а сам расчет длится около 1 минуты, далее результаты выводятся на печать.

Другой вид прогноза выпускается в конце сентября на периоды с октября по март, с октября по декабрь и распределение стока по месяцам с октября по март. Прогнозы составляются для Саяно-Шушенского и Новосибирского водохранилищ. Прогнозы относятся к так называемым последовательным прогнозам, т.е. следующий прогноз составляется в конце октября на оставшийся период и т.д. На выходе печатаются, кроме прогнозов притока воды в водохранилища, их нормы и допустимые ошибки.

Разработана методика прогноза притока воды в Красноярское водохранилище. Смысл методики близок к методике, примененной к прогнозу притока воды к другим сибирским водохранилищам и к методике для Красноярского водохранилища, разработанной

А.А. Харшаном [6]. Отличие методики состоит в применении в качестве предикторов модульных коэффициентов снежного покрова вместо предшествующего стока. Получено несколько вариантов прогностических уравнений, перечисленных ниже:

$$Q_{IV-VI} = 2590m_{20.IV} + 3593 ; \quad (40)$$

$$Q_{IV-VI} = 3725m + 2010 ; \quad (41)$$

$$Q_{IV-VI} = 3104m_{.IV} + 2582 ; \quad (42)$$

где m – модульный коэффициент снегозапасов.

Перечисленные уравнения имеют оценку S/σ в пределах допустимых значений $\leq 0,8$.

Модульные коэффициенты снегозапасов рассчитываются с учетом площадей высотных зон, покрытых снегом.

Несколько точнее прогнозы рассчитываются на период с мая по июнь по модульным коэффициентам снегозапасов. Уравнение имеет следующий вид:

$$Q_{V-VI} = 4803m_{20.IV} + 3711, \quad (43)$$

$$S/\sigma = 0,7.$$

Способы уточнения прогнозов объема весеннего половодья основываются на трех основных приемах.

Первый состоит в приближенном расчете запасов воды в русловой сети на момент наступления их максимальной величины. На больших реках проходит через замыкающий створ около трети объема всего половодья. Строится связь между оставшейся частью объема и максимальными запасами воды в руслах.

Второй состоит в учете стока малых рек в бассейне большой реки, т.к. половодье на них проходит значительно раньше, чем на большой реке.

Третий основывается на связи между частью объема половодья, прошедшей через гидрометрический створ на реке, с оставшейся частью стока за период половодья. Например, для уточнения прогноза стока за второй квартал строится зависимость объема воды за май–июнь от стока, прошедшего через створ за апрель.

На больших реках после прохождения максимального расхода наблюдается продолжительный спад, который может длиться порядка полутора месяцев. Такой спад, не осложненный дождевыми паводками, достаточно хорошо описывается математическими выражениями типа экспоненты, что дает возможность составлять уточнения прогноза объема половодья с долгосрочной заблаговременностью.

При использовании аппарата множественной линейной регрессии для получения обобщенных прогностических уравнений весеннего стока, можно применить прием разбивки большого бассейна на ландшафтно-однородные районы.

Территориально общие уравнения дают хорошие результаты, если районирование бассейна проведено тщательно с учетом однородности физико-географических, гидрологических и климатических условий в пределах частного водосбора.

Рекомендации по разработке и применению методов и моделей для гидрологических прогнозов

В настоящее время в Российской Федерации в среднем на один гидрологический пост Росгидромета приходится около 5000 км². На информационные посты, данные с которых поступают ежедневно, названная площадь почти в два раза больше (порядка 9000 км²). Следует заметить, что, например, в Индии и Китае на один пост приходится от 1400 до 2000 км², т.е. в 5–6 раз меньшая площадь.

В Российской Федерации в службе гидрологических прогнозов действует около 3000 гидрологических станций и постов, 83 областных, 23 территориальных гидрометеорологических центров при управлении Росгидрометом и ФГБУ «Гидрометцентр России» – ведущей организацией в области гидрометеорологических прогнозов.

Приведенные цифры по Российской Федерации средние. Горные районы, как следует заметить, отличаются от равнинных гораздо большим разнообразием. Оно, в первую очередь, выражается в распределении снежного покрова как по высоте, так и в пределах каждой высотной зоны. Такие же различия характерны и для других факторов. Все это приводит к тому, что плотность наблюдений в горах должна быть гораздо больше, чем на равнине. Результаты исследований при разработке методов краткосрочных прогнозов расходов воды для притоков р. Кубань показали, что оптимальная плотность освещения данными составляет 200 км² на один гидрометеорологический пост или станцию.

В связи с разнообразием экспозиций и уклонов хребтов горных рек, каждый из них должен иметь пункт наблюдений. Например, на реках Карадарья, Нарын и других факторы формирования стока левобережья и правобережья весьма сильно различаются. Еще сильнее эти факторы различаются на малых реках: чем меньше площадь бассейна реки, тем более подробные данные о факторах стока требуются для разработки и применения методов его прогноза.

Создать такую сеть наблюдений в короткое время нереально. Поэтому необходимо параллельно развитию сети наблюдений в горах (особенно автоматизированной, антивандальной), следуя примеру зарубежных стран, развивать дистанционные способы получения информации, необходимой хотя бы для предупреждения опасных гидрологических явлений в горах, таких как быстроразвивающиеся паводки. Это могут быть

радары с доплеровским эффектом. Для оценки осадков, особенно ливневых, наблюдения с помощью радаров должны быть организованы с перекрытием по площадям [7].

Наблюдения со спутников уже дают неплохие результаты, но их необходимо совершенствовать, то есть тестировать необходимо как радарные, так и спутниковые наблюдения.

Наблюдательную сеть в горах необходимо развивать путем наращивания, как по плотности, так и по совершенствованию приборов или их заменителей. В настоящее время уже существуют дистанционные приборы для оценки запасов воды в снежном покрове (например, такие простые, как подушки, значения давления снега на которые должны передаваться в центр применения методов и моделей прогнозов). Сложность заключается только в дистанционной передаче данных и антивандальном оборудовании передатчиков. Еще проще организовать наблюдения за температурой воздуха и осадков путем установки плювиографов и термодатчиков с антивандальными устройствами.

Необходимо повышение точности наблюдений за расходами и уровнями воды на притоках больших рек, особенно в тех створах, где их взаимозависимость часто меняется из-за переформирования русла в створе наблюдений. Необходимо также восстановить наблюдения за состоянием почвогрунтов для дальнейшей возможности расчета их влажности по гидрометеорологическим данным.

В настоящее время крупные бассейны для обслуживания прогнозами разбиты между управлениями Гидрометслужбы Росгидромета по административным округам. Считаем, что в дальнейшем следует создать центры для крупных бассейнов вне зависимости от административного подчинения их частей.

Центры, составляя прогноз по бассейну и его частям, должны обеспечивать доведение сведений о степени опасности наводнения или паводка до населения, особенно той его части, которая наиболее вероятно попадает в зону затопления, и о запасе времени для принятия необходимых мер защиты.

При расходовании вкладываемых средств для гидрологического обслуживания рек всей территории Российской Федерации (Урала, Кавказа, Сибири) необходимо последовательно создавать дополнительные пункты наблюдений, а также разрабатывать модели и методы прогноза для малых рек с площадью бассейна 200–300 км², в дальнейшем объединив их для большого основного бассейна.

По мере разработки методов и моделей гидрологических прогнозов необходимо совершенствовать обеспечивающие их метеорологические прогнозы осадков (на 5 и более суток), температуры воздуха и влажности.

Необходимо разработать автоматизированное место работы гидролога, где будут представлены все данные наблюдений по основному бассейну об опасных отметках паводков с данными поэтапного развития паводков от 1 до 15 суток. Для решения проблем гидрологического прогнозирования необходимо создавать группы из ведущих научных сотрудников и инженеров, каждая из которых решает конкретные задачи. Например, одна группа совершенствует методы определения времени добегания (закон передвижения волны паводка по малым притокам и участкам основных рек) волны паводка. Другая группа совершенствует методы определения параметров влажностной подготовки бассейна по оптимальным участкам и уточнения критериев паводковой опасности для малых рек и участков основной реки. Третья группа совершенствует методы метеорологических прогнозов. Четвертая группа рассчитывает гипсографические кривые с шагом по высоте 100–200 м по крупномасштабным картам и с шагом 0,1–0,2 м в районах, примыкающих к руслам рек, подверженных разливам. Пятая группа выделяет основные действующие высотные зоны. Шестая группа вырабатывает рекомендации разработки методов или моделей для гидрологического прогнозирования в зависимости от особенностей территории, где протекает река, то есть в зависимости от величины ее бассейна, уклонов, залесенности, характера подстилающей поверхности, наличия ледников, составляющих стока осадков, талой и грунтовой воды.

Таким образом, имеет смысл составить реестр рек, начиная с бассейнов 200–300 км², а также участков больших рек, и для каждого конкретно обозначить наличие и необходимость развития необходимых наблюдений.

Решение такой крупной задачи требует привлечения большого числа научных сотрудников и инженеров. Для этого необходимо привлекать региональные кадры.

Прогностические модели следует разрабатывать путем постепенного усложнения. По типу некоторых горных рек можно предложить следующие рекомендации к прогнозированию.

1. Для больших участков больших рек имеет смысл вначале применять известную кривую добегания или метод единичного паводка плюс приток с части бассейна, примыкающий к этому участку. В дальнейшем с получением необходимых данных о морфометрии русла и послойных скоростях течения лучшие результаты, то есть более точные прогнозы, можно получать с помощью модели, включающей решения уравнений баланса и неразрывности Сен-Венана.

2. Для рек, средних по площади бассейна, можно рекомендовать комбинированные модели (методы), включающие описание процессов стекания воды по руслам плюс описание процессов стекания воды по склонам, которые зависят от факторов, описывающих состояние

бассейнов, и процессов поступления и расходования влаги в виде дождей и талой составляющей.

3. Для малых бассейнов рек наиболее сложно разработать модели. Для них в настоящее время имеется наименьшее число наблюдений, а требуется как раз большее. Здесь большую роль в формировании стока играют снеготаяние, таяние ледников. Кроме того, играют роль чаще происходящие процессы стекания воды внутри рыхлых пород. Распределение приходных факторов значительно больше: от поверхностного стока по голым скалам, от многократного превышения по сравнению со средними по бассейну запасами воды в снежном покрове (включая лавины) до голых скал, а также неравномерное по площади бассейна выпадение жидких и твердых осадков, от морозящих некоторое время до ливневых.

Список использованных источников

1. *Иванов В.К., Королюк Т.И.* Об оценке погрешностей при решении линейных некорректно поставленных задач // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. – 1969. – Т. 9, №1. – С. 30–41.

2. *Кучмент Л.С.* Определение функций влияния для линейных моделей стока // Труды Гидрометцентра СССР. – 1968. – Вып. 25.

3. *Мухин В.М.* Решение некоторых обратных задач в гидрологии при помощи регуляризирующих алгоритмов // Труды Гидрометцентра СССР. – 1969. – Вып. 55. – С. 12–36.

4. *Мухин В.М.* Прогнозы гидрографа горной реки в вероятностном виде // Труды Гидрометцентра СССР. – 1992. – Вып. 324. – С. 22–35.

5. *Мухин В.М.* Исследование реакции речного стока на изменения климата в различных горных регионах // Труды Гидрометцентра СССР. – 2000. – Вып. 332. – С. 21–27.

6. *Харшан А.А.* Долгосрочные прогнозы притока воды в водохранилище Красноярской ГЭС // Труды Гидрометцентра СССР. – 1978. – Вып. 207. – С. 3–23.

7. *Христофоров А.В.* Эколого-экономические основы водопользования. – М.: Издательство МГУ, 2010. – 160 с.

Поступила в редакцию 27.03.2014 г.

Уравнения для прогноза притока воды в ряд сибирских водохранилищ в период вегетации

	Названия водохранилищ				
	Новосибирское	Братское	Саяно-Шушенское	Красноярское	Озеро Байкал
Апрель	1) $6,0Q_{III}+501$ 2) $300N_{Ю-3}+484$	$50N_{Ю-3}+270$	$3,45Q_{III}-445$	1) $133N_{Ю-3}+66$ 2) $4,34Q_{III}+431$	$0,88Q_{III}+488$
Май	$27,8\Sigma X+86$	$18,3\Sigma X+138$	1) $11\Sigma X+1626$ 2) $0,18Q_{IV}+2566$	1) $18,8\Sigma X+2298$ 2) $0,15Q_{IV}+3625$	$0,32Q_{IV}+2800$
Июнь	1) $0,69Q_V+929$ 2) $16,2\Sigma X+30,6Q_V$ $+0,5Q_{IV-XII}-1930$	$0,45Q_V+1300$	1) $0,86Q_V+2046$ 2) $32,5\Sigma X+620$	$50,8\Sigma X-0,63Q_V+1145$	$0,58Q_V+3095$
Июль	$0,57Q_{VI}+472$	$0,65Q_{VI}+931$	1) $0,85Q_{VI}-631$ 2) $0,41Q_{VI}+1262$	$0,27Q_{VI}+815$	$0,43Q_{VI}+2937$
Август	$0,34Q_{VII}+1027$	$0,10Q_{VII}+1966$	$0,60Q_{VII}+533$	$0,40Q_{VII}+644$	$0,68Q_{VII}+1014$
Сентябрь	$0,31Q_{VIII}+775$	$0,13Q_{VIII}+1255$	$0,62Q_{VIII}+373$	$0,14Q_{VIII}+1135$	$0,51Q_{VIII}+765$
II квартал	$16,0\Sigma X+75N_{Ю-3}+$ $+0,47Q_{IV-XII}-818$	$10,5\Sigma X+393$	$14,1\Sigma X+1280$	1) $19,0\Sigma X+1398$ 2) $17,6\Sigma X+0,35Q_{IV-XII}+964$	$0,74Q_{I\text{ KB}}+2658$
III квартал	$0,26Q_{VI}+997$	$0,22Q_{VI}+1545$	$0,19Q_{VI}+1679$	$0,74Q_{VI}+67$	$0,37Q_{II\text{ KB}}+3104$