

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Общий термин «моделирование» означает замещение рассматриваемого объекта квазиобъектом или моделью для того, чтобы извлечь информацию об объекте из этой модели. Модель имитирует или воспроизводит отдельные параметры интересующего объекта, которые считаются важными для проводимого исследования. Модель может рассматриваться в качестве рабочего аналога реального объекта, обеспечивающего схожесть, но не идентичность, свойств, важных для конкретной формулировки проблемы. Основным принципом моделирования обусловлен возможностью воспроизводить и прогнозировать поведение сложного объекта или системы с помощью более простой и/или более гибкой модели. Детали реального объекта можно не учитывать, поскольку они не важны в конкретном случае или потому что они слишком сложны, и, следовательно, создают трудности (см. Dooge, 1973).

Были предложены различные способы классификации моделей, начиная с изначального разделения моделей на интуитивные и формализованные. Формализованные модели можно разделить на материальные и символические модели. Класс материальных моделей, представление реальной системы с помощью другой реальной системы, можно разделить на физические модели, также называемые иконическими или похожими моделями, например созданные в соответствующем масштабе гидравлические лабораторные модели дамбы или канала, и аналоговые модели, например, электрические аналоги. Материальные модели обладают свойствами, схожими со свойствами рассматриваемого объекта, но изучение их проще и дешевле. Проводить эксперименты на материальных моделях можно в более комфортных для наблюдения условиях (Singh, 1988), в то время как эксперименты на объекте могут быть затруднены или даже невозможны. Символические модели можно разделить на вербальные, графические и математические. В настоящее время наиболее широко применяются математические модели, главным образом, из-за вычислительных мощностей, которыми обладают доступные компьютеры.

В широком смысле под термином «математическое моделирование гидрологических систем» можно понимать использование математики для описания характерных особенностей гидрологических систем или процессов. Следовательно, любое использование математического уравнения для определения связей между гидрологическими переменными или для представления временной или пространственной структуры одной переменной можно назвать математическим

моделированием. При таком широком определении понятия существует большое количество ссылок на различные главы данного Руководства, поскольку каждый гидрологический процесс можно описать с помощью математических формул. Термин «моделирование гидрологических систем» включает в себя анализ временных рядов и стохастическое моделирование, при котором основное внимание уделяется воспроизведению статистических характеристик временных рядов гидрологической переменной.

Прогресс в моделировании гидрологических систем был тесно связан с появлением и развитием ЭВМ, удобных в использовании операционных систем, прикладного программного обеспечения и методов получения данных. Повсеместное распространение ЭВМ и разработка соответствующих численных методов дали возможность гидрологам выполнять сложные многовариантные вычисления с использованием большого количества данных. Моделирование речного стока стало важным элементом, используемым при планировании и управлении системами водоснабжения и контроля, а также при предоставлении речных прогнозов и выпуске предупреждений. Природа моделирования и вынужденная зависимость от компьютерного программирования делают практически невозможным включение компьютерных разработок в настоящее Руководство. Ссылки приводятся в качестве дополнительного руководящего материала по специфическим аспектам моделирования, но не предпринимается никакой попытки представить готовые к использованию программы для многочисленных моделей, существующих в настоящее время.

### 6.1 МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ДЕТЕРМИНИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ [ГОМС J04, J80, K22, K35, K55, L20]

Существует множество способов классификации математических моделей. Например, модель может быть статической или динамической. Соотношение между значениями двух переменных, например между уровнем воды в реке и расходом в поперечном сечении, можно представить одновременно статической или устойчивой моделью и описать алгебраическим уравнением. Примером динамической модели может служить количественное соотношение между мгновенным значением речного стока в рассматриваемом поперечном сечении за данное время и величинами

ранее выпавших осадков над водосбором, замыкаемым этим поперечным сечением: модели осадки–сток. В динамических моделях обычно используются обыкновенные дифференциальные уравнения или дифференциальные уравнения в частных производных. Существуют многочисленные разветвленные классификации динамических моделей. Обсуждение этого вопроса можно найти в работе Сингх (Singh, 1988).

Категория динамических гидрологических моделей очень широка и охватывает полный спектр подходов. Крайними из них являются, с одной стороны, полностью эмпирические подходы типа «черного ящика», не предназначенные для моделирования процессов, происходящих внутри бассейна и определяющих его реакцию, а устанавливающие соответствие потока на входе в бассейновую систему и выходе из нее. Особой категорией моделей типа «черный ящик» являются искусственные нейронные сети. С другой стороны — подходы, предусматривающие решение сложных систем уравнений, базирующихся на физических закономерностях и теоретических концепциях, определяющих гидрологические процессы — так называемые «гидродинамические модели» (см. *Hydrological Model for Water-Resources System Design and Operation* (Гидрологическая модель для проектирования и эксплуатации водных систем), *Operational Hydrology Report No. 34*). Между этими двумя крайними подходами находятся различные концептуальные модели. Эти модели представляют собой структуру на основе простых концептуальных элементов, например линейных и нелинейных резервуаров и потоков, которые приблизительно воспроизводят процессы, происходящие в бассейне. Эти модели, независимо от того, являются ли они моделями типа «черного ящика», концептуальными или гидродинамическими, дают на выходе результаты без указания соответствующих вероятностей наступления тех или иных событий. По этой причине их часто относят к детерминистским моделям.

Модели с сосредоточенными параметрами имеют постоянные параметры, которые не меняются в пространстве и, как правило, описываются обыкновенными дифференциальными уравнениями, в то время как параметры моделей с распределенными параметрами, физическая сущность которых описываются дифференциальными уравнениями в частных производных, могут изменяться в пространстве. Модели с распределенными и полураспределенными параметрами объединены, поскольку они используют данные о полях распределения величин, получаемые с помощью дистанционного зондирования. Линейные модели удобны в использовании, потому что их решения могут быть получены в аналитической форме, и они подчиняются, в отличие от нелинейных моделей, принципу суперпозиции. Модели могут быть стационарными,

другими словами — неизменяющимися во времени, если соотношение входа–выхода и параметров модели не изменяется во времени. И наоборот — нестационарными моделями, изменяющимися во времени. Модели могут быть непрерывными и, следовательно, описываться при помощи дифференциальных уравнений и интегралов, или дискретными и описываться при помощи уравнений в конечных разностях и суммах.

Полезность применения при определенных обстоятельствах чисто эмпирических соотношений и соотношений типа «черного ящика» уже была подтверждена и впредь будет подтверждаться в определенных обстоятельствах, хотя они могут быть подвержены серьезной ошибке, когда возникает необходимость их применения в неизвестных прежде условиях. Модели, которые на основе теоретических концепций обрабатывают изменяющиеся и взаимодействующие гидрологические процессы, т. е. физически обоснованные модели, представляются более надежными в таких условиях, и проведение экспериментов с ними имеет широкие научные перспективы. Любая попытка классифицировать детерминированные модели в качестве гидродинамических, концептуальных или «черного ящика» требует решения вопроса относительно степени эмпиризма каждой из них. Классификация динамических гидрологических моделей является, до некоторой степени, субъективной, поскольку эмпирический опыт одного исследователя может быть для другого лишь теорией (Singh, 1988). Однако считается необходимым следовать такой классификации при рассмотрении детерминистских моделей.

### 6.1.1 Модели типа «черного ящика»

Речной бассейн может рассматриваться как динамическая система с сосредоточенными (т. е. неизменными в пределах бассейна) параметрами, которые преобразуют входные факторы — жидкие осадки и снеготаяние — в гидрограф стока с бассейна. Такой же подход принимается и для участка реки, кроме случаев, когда приток в точке или точках выше по течению реки должен трактоваться как дополнительный входной фактор. Схематически такие системы могут быть представлены в виде, показанном на рисунке II.6.1, где  $P(t)$  — вход, а  $Q(t)$  — выход, являющиеся функциями от времени  $t$ . С точки зрения теории динамических систем гидрологические системы ведут себя как линейные, если они соответствуют принципу суперпозиции, а именно когда реакция системы на объединенное воздействие входных факторов адекватна совокупной реакции на воздействие каждого из них в отдельности, а параметры системы не зависят от ее входных или выходных параметров. Допущение, что гидрограф стока с водосбора можно предсказать только по данным об осадках и снеготаянии, лишь включает предположение о том, что изменчивость других естественных

входных параметров, таких как суммарное испарение, невелика или ничтожна, или описывается известной функцией времени.



Рисунок II.6.1. Система «черного ящика»

Общее выражение для соотношения между входом  $P(t)$  и выходом  $Q(t)$  линейной динамической системы с сосредоточенными параметрами может быть записано в виде:

$$a_n(t) \frac{d^n Q}{dt^n} + a_{n-1}(t) \frac{d^{n-1} Q}{dt^{n-1}} + \dots + a_1(t) \frac{dQ}{dt} + a_0(t) Q = b_n(t) \frac{d^n P}{dt^n} + b_{n-1}(t) \frac{d^{n-1} P}{dt^{n-1}} + \dots + b_1(t) \frac{dP}{dt} + b_0(t) P \quad (6.1)$$

где коэффициенты  $a_i$  и  $b_i$  являются параметрами, характеризующими свойства системы. Решение уравнения (6.1) при нулевых начальных условиях приводит к следующему выражению:

$$Q(t) = \int_0^t h(t, \tau) P(\tau) d\tau \quad (6.2)$$

где функция  $h(t, \tau)$  представляет реакцию системы за время  $t$  на единичный входной импульс за время  $\tau$ . Существуют многочисленные приближения для представления гидрологических систем в виде уравнений, включающих функцию влияния  $h(t, \tau)$ , иногда называемую откликом на импульс. Она может быть выражена через коэффициенты  $a_i$  и  $b_i$  уравнения (6.1). Если эти коэффициенты постоянны во времени, то система инвариантна во времени и уравнение (6.2) превращается в интеграл Дюамеля:

$$Q(t) = \int_0^t h(t - \tau) P(\tau) d\tau \quad (6.3)$$

Можно показать, что концепция единичного гидрографа и методы расчета трансформации стока, рассматриваемые в разделах 6.3.2.2.5 и 6.3.4.3, являются всецело примерами линейных динамических систем, отвечающих принципу суперпозиции.

Нелинейные системы — системы, для которых принцип суперпозиции не выполняется. В общем виде отклик нелинейной системы с сосредоточенными параметрами на входной импульс может выражаться либо обыкновенным нелинейным дифференциальным уравнением, либо следующим интегральным уравнением:

$$Q(t) = \int_0^t h(\tau) P(t - \tau) d\tau + \int_0^t h(\tau_1, \tau_2) P(t - \tau_1) P(t - \tau_2) d\tau_1 d\tau_2 + \int_0^t \dots \int_0^t h(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n) P(t - \tau_1) P(t - \tau_2) \dots P(t - \tau_n) d\tau_1 d\tau_2 \dots d\tau_n \quad (6.4)$$

где  $h(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n)$  — функция, выражающая постоянные во времени характеристики физической системы. Она аналогична функции влияния в уравнении (6.2). Первый член правой части уравнения (6.4) описывает линейные свойства системы, второй — определяет квадратические свойства, третий — кубические и т. д.

### 6.1.2 Искусственные нейронные сети

Особый класс математических моделей представляют искусственные нейронные сети, которые все чаще используются в качестве альтернативного способа решения широкого диапазона гидрологических задач. Этот подход можно рассматривать как инструмент моделирования состоящих из нескольких взаимосвязанных единиц обработки сигнала, которые носят название искусственных нейронов. Искусственные нейронные сети, которые могут фиксировать и представлять сложные соотношения параметров входа-выхода, напоминают соответствующую структуру человеческого мозга, но порядки величины не настолько велики. Идеей, которая стояла за разработкой искусственных нейронных систем, было желание смоделировать основные функции настоящего мозга и создать искусственную систему, которая могла бы выполнять интеллектуальные задания, подобные тем, которые выполняет мозг. Искусственные нейронные сети приобретают знания в процессе изучения и хранят их в межнейронных связях или синаптических весах.

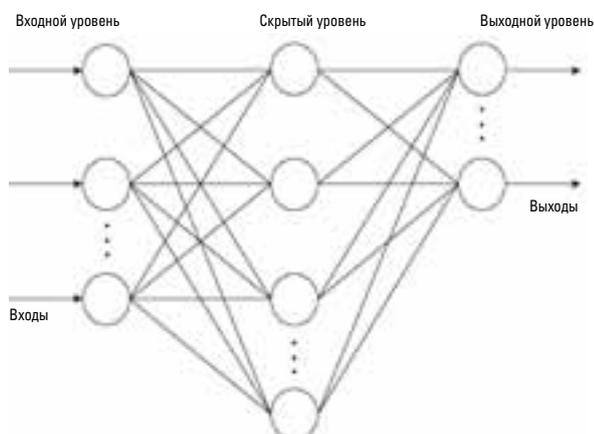
Искусственные нейронные сети представляют собой простое кластерное объединение примитивных искусственных нейронов. Каждый нейрон связан с рядом своих соседей. Такой кластер образован связанными друг с другом слоями нейронов. Эти связи определяют возможность влияния одного слоя на другой. Некоторые нейроны во входных и выходных слоях соприкасаются с реальными условиями: нейроны во входном слое получают входные данные из внешней среды, а нейроны выходного слоя связывают искусственную сеть с внешней средой (рисунок II.6.2). Обычно между входными и выходными слоями существуют другие многочисленные скрытые слои.

Когда входной слой получает входные данные, его нейроны создают выходные значения, которые становятся

входными для следующего уровня системы. Процесс продолжается пока выходной слой не передаст выходные данные внешней среде. Функция входа–выхода, или функция передачи, должна быть точно определена для отдельных элементов искусственных нейронных сетей. Например, функция передачи может подчиняться линейному или сигмоидальному закону, или иметь пороговое значение. Для создания нейронной сети для решения определенной задачи необходимо выбирать структуру сети и схему взаимосвязи между ее элементами и устанавливать удельные значения связей, определяющих силу взаимодействия.

Обучаемость нейронной сети определяется ее архитектурой и выбранным обучающим алгоритмом. Существует большое количество законов обучения, которые используются в данных сетях. Эти законы представляют собой математические алгоритмы обновления взвешенных соединений. Изменение взвешенных соединений искусственной нейронной сети, известное как обучение, побуждает сеть изучать решение проблемы. Сбор новых знаний завершается корректировкой взвешенных соединений таким образом, чтобы полученная сеть давала правильные результаты. Разработчик искусственной нейронной цепи должен принять решение о расстановке нейронов в различных слоях, о связях внутри и между слоями, о способе получения нейроном входных данных и выдаче выходных и о принципе процесса обучения. Определение числа скрытых нейронов в сети можно рассматривать как задачу оптимизации, которая обычно решается методом проб и ошибок. Чрезмерное увеличение числа скрытых нейронов приводит к переобучению, и в этом случае обобщение будет затруднено.

Для исследования моделей был разработан целый ряд различных типов архитектуры искусственных нейронных сетей и учебных алгоритмов, начиная с упреждающих нервный сигнал сетей, обученных с помощью



**Рисунок II.6.2. Структура искусственной нейронной сети**

алгоритма обратного распространения, и до самоорганизующихся карт. Искусственные нейронные сети — это быстрый и гибкий подход, который был признан удовлетворяющим гидрологическое моделирование в широком диапазоне обстоятельств. Нейронные сети применяются в некоторых областях гидрологии, например при моделировании связи «осадки–сток» (см. Minns and Hall, 1996), трансформации стока (Cigizoglu, 2003) и переноса наносов (Tayfur, 2002). Поскольку нейронные сети лучше всего выявляют структуру и тренды данных, они хорошо подходят для прогнозирования.

Принципиальное преимущество нейронных сетей лежит в их способности представлять как линейные, так и нелинейные отношения и изучать эти отношения непосредственно с помощью моделируемых данных. Традиционные линейные модели просто не подходят, когда необходимо моделировать данные, содержащие нелинейные характеристики, а именно такие данные чаще всего встречаются в гидрологических системах. В начале XXI века выполняется большое количество исследований нейронных сетей и их применения для решения разнообразных проблем по всему миру. Однако в гидрологической практике эти методы пока не используются на постоянной основе. Традиционные технологии все еще более предпочтительны, чем новинки, чьи достоинства еще не подтверждены. Также схожесть искусственных нейронных сетей с «черными ящиками» вызывает отторжение у части гидрологов.

### 6.1.3 Концептуальные модели

В подходах, обсуждавшихся в предыдущем разделе, используются только самые общие идеи о преобразовании входных данных в гидрограф стока, в то время как имеется достаточно большой объем информации о системе или процессе. Данный тип анализа обычно не дает хороших результатов при решении проблем моделирования водосборов, когда необходимо оценить влияние на них изменчивости и изменений климата, землепользования и других видов хозяйственной деятельности. В результате получил развитие подход к моделированию, включающий решение систем уравнений, в основу которых положены различные концепции описания физических процессов формирования стока. Обычно такие модели называют концептуальными.

Одним из наиболее трудных аспектов применения концептуальных моделей является калибровка выбранной модели применительно к конкретному водосбору. Большинство параметров модели определяются итерационным способом, вручную или автоматически, на основе исторических рядов входных и выходных данных. Из-за ограниченности данных, несовершенства модели и наличия внутренних связей между

параметрами даже небольшое увеличение их количества способно значительно повысить трудности, связанные с калибровкой модели. Поэтому необходимо, чтобы число параметров соответствовало степени достоверности исходных данных и требуемой точности. Другими словами, современные концепции, основанные на теоретических достижениях, обычно требуют упрощения для удобства использования.

Большое число концептуальных моделей описано в литературе (*Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting* (Взаимное сравнение концептуальных моделей, используемых в оперативном гидрологическом прогнозировании (WMO-No. 429))). В данном случае признано уместным ограничить рассмотрение этих моделей кратким описанием трех из них, наиболее подходящих для рассмотрения в настоящем Руководстве. Несколько концептуальных моделей включены в Гидрологическую оперативную многоцелевую систему (ГОМС) ВМО.

6.1.3.1 Модель Сакраменто

Модель Сакраменто была разработана в Центре речных прогнозов Национальной службы погоды США в Сакраменто, штат Калифорния. Эта модель включает сложный алгоритм расчета влажности почвы, предназначенный для получения значений объемов нескольких компонентов речного стока, в то время как достаточно простой и почти полностью эмпирический подход используется для преобразований этих входных данных в гидрограф стока. Почвенная толща разделена на две части — верхнюю зону и нижнюю зону, каждая из которых имеет емкости для капиллярной и свободной воды. Капиллярная вода тесно связана с почвенными частицами и извлекается из почвы только в процессе испарения. Гравитационная вода, согласно принятому условию, стекает в процессе дренирования вертикально вниз и в горизонтальном направлении. Размеры емкостей для капиллярной и гравитационной воды в каждой зоне рассматриваются в качестве модельных параметров. Вода, поступившая в зону, суммируется с запасом капиллярной влаги до тех пор, пока не превысит капиллярную влагоемкость; излишек воды в этом случае идет на пополнение запаса свободной воды.

Одна часть осадков любого вида немедленно поступает в русловую систему в виде прямого стока. Это те осадки, которые выпадают в пределах русловой системы, а также на прилегающих водонепроницаемых площадях. Размеры этих площадей в модели изменяются во времени. Как дождевые осадки, так и осадки, образовавшиеся в результате снеготаяния, кроме тех, которые перешли непосредственно в прямой сток, проникают в верхнюю зону. Гравитационная вода в верхней зоне расходуется либо на внутрпочвенный

сток, либо на фильтрацию в нижнюю зону. Если пополнение влаги в верхней зоне происходит быстрее ее истощения, излишек воды расходуется на поверхностный сток. Свободная вода в нижней зоне перераспределяется между первичной (медленный дренаж) и вторичной ёмкостями. Рисунок II.6.3 иллюстрирует основные особенности этой модели.

Фильтрация из верхней зоны в нижнюю определяется по уравнению:

$$PRATE = PBASE \left[ 1 + ZPERC * RDC^{REXP} \right] \frac{UZFWC}{UZFWM}, \quad (6.5)$$

где *PRATE* — скорость фильтрации; *PBASE* — скорость, с которой будет происходить фильтрация в случае насыщения нижней зоны и при неограниченном запасе влаги в верхней зоне. Численно она равна максимальной скорости оттока из нижней зоны и рассчитывается как сумма запасов свободной воды в первичной и вторичной емкостях, каждый из которых умножается на свой коэффициент оттока. *RDC* — отношение дефицита влаги нижней зоны к влагоемкости. То есть *RDC* = 0, когда нижняя зона полностью насыщена, и *RDC* = 1, когда она полностью сухая. *ZPERC* — параметр модели, который определяет диапазон изменений скорости фильтрации. При неограниченной подаче свободной воды в верхнюю зону скорость фильтрации будет изменяться от *PBASE* (нижняя зона насыщена) до *PBASE(1 + ZPERC)*, когда нижняя зона опорожнена. *REXP* — параметр модели, определяющий форму кривой зависимости между максимальным и минимальным значениями скорости фильтрации, указанными выше. *UZFWC* — содержание свободной влаги в верхней зоне. *UZFWM* — влагоемкость верхней зоны. Отношение *UZFWC/UZFWM*, является движущей силой влагообмена в верхней зоне. Когда верхняя зона опорожнена, фильтрации не происходит. При заполненной верхней зоне скорость фильтрации будет регулироваться дефицитом влаги в нижней зоне.

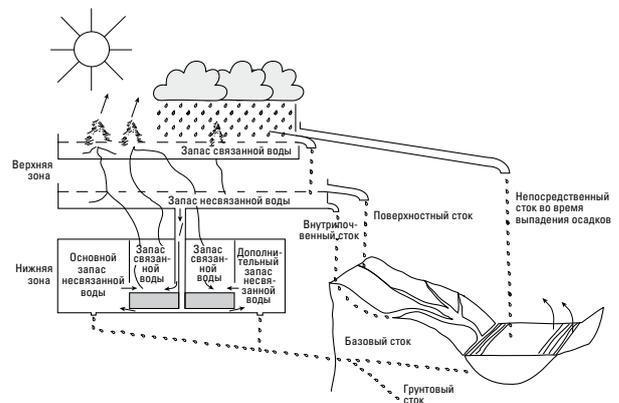


Рисунок II.6.3. Структура модели Сакраменто

Вышеуказанное уравнение является стержнем всей модели. Оно взаимодействует с другими компонентами модели таким образом, что управляет движением воды во всех частях почвенного профиля как выше, так и ниже границы раздела фильтрационного потока и, в свою очередь, контролируется в процессе передвижения воды во всех частях почвенного профиля. Скорость суммарного испарения оценивается при помощи метеорологических переменных и по данным водных испарителей. Для этого могут использоваться или ежедневные, или полученные за длительный период средние значения. Суммарный расход влаги на испарение определяется величиной испаряемости, умноженной на коэффициент, который является функцией календарной даты, отражающей состояние растительного покрова. Влага, рассчитанная в процессе моделирования, расходуется прямо или косвенно на суммарное испарение либо из различных аккумулирующих ёмкостей, либо из русловой сети. Потери на испарение распределяются в соответствии с иерархией приоритетов и ограничиваются наличием влаги так же, как и принятыми требованиями к расчетам.

Продвижение влаги через почвенную толщу является непрерывным процессом. Скорость стекания в любой точке варьируется в зависимости от скорости притока влаги и запаса влаги в соответствующем ёмкостном элементе. Этот процесс воспроизводится на основании расчета квазилинейных уравнений. Расчет дренирования и фильтрации воды на каждом временном шаге основан на неявном допущении того, что перемещение влаги в течение конкретного временного шага определяется условиями, сложившимися к началу этого шага. Это допущение приемлемо только в том случае, если временной шаг выбран достаточно коротким. Длительность шага в модели зависит от объема воды. То есть длина шага выбирается таким образом, чтобы не более 5 мм влаги участвовало в каждом отдельном вычислительном цикле.

Пять составляющих речного стока рассчитываются в модели. Три компонента стока верхней зоны (склоновый, поверхностный и внутрпочвенный) суммируются и преобразуются в единичный гидрограф (см. раздел 6.3.2.2.5). Два компонента нижней зоны — первичный и вторичный базисный сток — непосредственно добавляются к гидрографу оттока, полученному по трем другим составляющим. Предусмотрен также расчет результирующего гидрографа стока с переменными расчетными коэффициентами.

Модель «Сакраменто» является компонентом ГОМС и имеет идентификационный код J04.3.01.

### 6.1.3.2

### Резервуарная модель

Эта модель разработана в Национальном исследовательском центре по предотвращению стихийных бедствий в Токио, Япония (Sugawara and others, 1974). Как следует из названия модели, почвенная толща представляется в виде системы резервуаров, расположенных один над другим, как изображено на рисунке II.6.4 (а). Предполагается, что все дождевые осадки и талые воды поступают в самый верхний резервуар. Каждый резервуар имеет одно выпускное отверстие в дне и одно или два боковых отверстия, расположенных на некотором расстоянии от дна. Вода, вытекающая через донное отверстие любого из резервуаров, поступает в следующий ниже лежащий резервуар; исключение составляет самый нижний резервуар, т. к. поступившая в него вода является потерей для системы. Вода, вытекающая из любого резервуара через боковое отверстие (боковой сток), рассматривается как входной импульс по отношению к русловой системе. Количество и размер резервуаров, а также расположение выходных отверстий являются параметрами модели.

Описанная конфигурация резервуаров применяется для моделирования процесса «осадки–сток» во влажных районах; для бассейнов, расположенных в аридных и полуаридных районах, требуется более сложное расположение резервуаров, как показано на рисунке II.6.4 (b). Если для каких-либо водосборов характерны продолжительные засушливые периоды, то в модель включаются два или более параллельно расположенных рядов резервуаров. Сток из самого нижнего резервуара каждого ряда соответствует стоку из отдельного резервуара в простой резервуарной модели. Из каждого резервуара определенная доля воды поступает

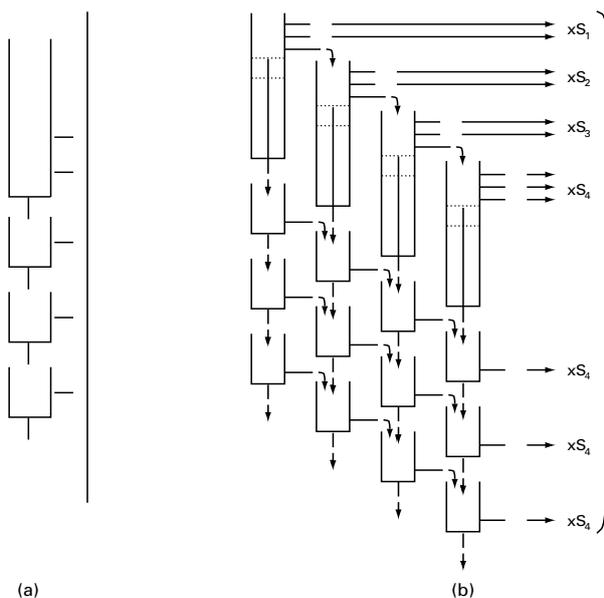


Рисунок II.6.4. Резервуарная модель

в виде бокового стока в соответствующий резервуар соседнего ряда, а из последнего ряда резервуаров боковой сток поступает непосредственно в русловую сеть. Из самых верхних резервуаров каждого ряда дополнительно предусмотрен боковой сток непосредственно в русловую сеть. Предполагается, что каждый ряд резервуаров представляет определенную зону водосбора, причем самый нижний соответствует зоне, ближайшей к русловой сети. По мере изменения гидрологических условий от влажных к засушливым в зависимости от сезона, зона, ближайшая к русловой сети, может оставаться относительно влажной, в то время как более удаленная зона становится достаточно сухой. Разработчики модели не считают, что представленное описание ёмкостных элементов модели является совершенно реалистичным, скорее принятое расположение резервуаров является приближением к методу конечных разностей. Более того, математические выражения, описывающие движение воды через резервуары, имеют сходство с классическими концепциями гидрологии.

В модели различаются два типа воды — связанная вода, а именно почвенная влага, и свободная вода, которая может перемещаться как вертикально вниз, так и в горизонтальном направлении. Предусмотрено также, что свободная вода пополняет влагозапас почвы за счет действия капиллярных сил. Модель рассчитывает потери на суммарное испарение с бассейна на основе данных о величинах измеренного или вычисленного суточного испарения, влагозапасах с учетом иерархии приоритетов различных ёмкостных элементов.

Основная расчетная схема в пределах каждого резервуара включает функцию сброса, определяемую как:

$$\frac{dx}{dt} = \alpha x, \quad (6.6)$$

где  $x$  — объем резервуара;  $t$  — время. Отток воды за единицу времени  $\Delta t$  тогда будет равен  $[1 - e^{-\alpha \Delta t}]x$ . Величина  $[1 - e^{-\alpha \Delta t}]$  рассчитывается для каждого выпускного отверстия в зависимости от величины  $\alpha$  и заданного временного интервала.

Для каждого интервала времени в модели предусмотрен следующий порядок вычислений:

- a) для верхнего резервуара:
  - i) исключение суммарного испарения;
  - ii) перевод свободной воды в почвенную влагу;
  - iii) добавление дождевых осадков или талых вод;
  - iv) расчет притока в русловую сеть (боковой сток) и просачивания (сток вниз) и исключение этих величин из объемов свободной воды;
- b) для нижерасположенного резервуара:
  - i) исключение суммарного испарения в зависимости от иерархии приоритетов;

- ii) перевод свободной воды в почвенную влагу;
- iii) добавление воды, просочившейся из верхнего резервуара;
- iv) расчет притока в русловую сеть (боковой сток) и просачивания (сток вниз) и исключение этих величин из объемов свободной воды.

Приток в русловую сеть — это выходной результат по блоку расчета влажности в модели. Гидрограф стока строится по данным о притоке воды в русловую сеть в предположении, что:

$$Q = KS^2, \quad (6.7)$$

где  $Q$  — сток;  $S$  — запас воды в русловой сети;  $K$  — дополнительный параметр модели. Ограничение накладывается на соотношение  $dQ/dS$ , чтобы сток в реке не мог превысить запас воды в русле. Одной из интересных особенностей модели является то, что изменение значений параметров модели может приводить к существенному изменению структуры модели.

Резервуарная модель является компонентом ГОМС и имеет идентификационный код J04.1.01.

### 6.1.3.3 Модель HBV

Модель HBV, разработанная Бергстрёмом (Bergström, 1992, 1995) в Шведском метеорологическом и гидрологическом институте, представляет собой концептуальную модель водосбора, которая преобразует осадки, температуру воздуха и потенциальное суммарное испарение либо в снеготаяние, либо в сток или приток в водохранилище. Модель была неоднократно модифицирована, и ее различные версии существуют во многих странах.

Модель описывает общий баланс воды следующим образом:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + VL], \quad (6.8)$$

где  $P$  — осадки,  $E$  — суммарное испарение,  $Q$  — сток,  $SP$  — снежный покров,  $SM$  — влажность почвы,  $UZ$  — верхняя зона подземных вод,  $LZ$  — нижняя зона подземных вод и  $VL$  — объем озер.

Модель HBV можно рассматривать как модель с полураспределенными параметрами; водосбор разбивается на частные водосборы, также применяется метод высотного районирования. Эта модель включает в себя подпрограммы для метеорологической интерполяции, расчета накопления снега и снеготаяния, суммарного испарения, влажности почвы, обобщения стока и, наконец, для расчета трансформации движения воды по рекам и через озера. Для водосборов

определенного высотного положения осуществляется дополнительное деление на высотные зоны. Каждую высотную зону можно подразделить на подзоны по типу растительности, например лесные и не лесные территории.

Стандартный режим снеготаяния в модели HBV — это концепция «градусо-дней», основанная на температуре воздуха. Таяние происходит в соответствии с высотным зонированием и вертикальным градиентом температуры и моделируется по-разному для лесных и открытых площадей. Предполагается, что снежный покров сохраняет талую воду до тех пор, пока не будет исчерпана водоудерживающая способность снега. Если температура опускается ниже порогового значения, то эта вода постепенно вновь замерзает.

Учет влажности почвы в модели HBV основан на изменении метода резервуаров в предположении о статистическом распределении накопительных способностей бассейна. Это является основой контролирования информации о стоке. Потенциальная эвапотранспирация с ростом дефицита влажности почвы в модели сводится к фактическим значениям испаряемости и происходит только с поверхности озер в безледоставный период. Условия ледоставного периода моделируются простым заданием в подпрограмме температуры воздуха, что на выходе дает значения разницы температуры воздуха и поверхности озера.

Последовательность формирования стока представляет собой функцию реагирования, преобразующую избыточную почвенную влагу в сток. Она также учитывает осадки, выпадающие непосредственно на поверхность озер, рек и других увлажненных территорий и испарение с них. Функция состоит из одного верхнего, нелинейного, и одного нижнего, линейного, резервуаров, дающих быстрый и медленный базисный сток гидрографа. Озера также можно моделировать явно, так, чтобы изменение уровня воды наблюдалось в озерах, находящихся на выходе из подбассейна. Разделение на подмодели, обусловленное выходными данными главных озер, следовательно, очень важно для определения динамики моделируемого стока. Трансформацию стока по длине водотока между подбассейнами можно описать методом Маскингама (см., например, Shaw, 1994) или просто временем добегания.

Полная переоценка модели осуществлялась в 1990-е годы и привела к появлению версии модели под названием HBV-96 (Lindström and others, 1997). В ее задачи входило улучшить согласование пространственно распределенных данных модели, сделать ее более правдоподобной в физическом плане и повысить эффективность модели. Пересмотр модели привел к изменениям в описании процессов, автоматической калибровке и оптимальной интерполяции осадков и

температуры геостатистическим методом. Все вместе эти изменения улучшили рабочие характеристики модели. Для последующей интеграции пространственных полей данных в модели необходимо применение более высокого пространственного разрешения. Улучшения в модели были в большей степени проведены за счет изменений в обработке входных данных и новых методов калибровки, а не за счет изменений процесса описания модели.

Необходимой входной информацией для модели являются количество осадков (суточные суммы), температура воздуха (среднесуточные значения) и оценки возможного суммарного испарения. Стандартная модель действует на основе месячных данных об усредненном по большому промежутку времени потенциальном суммарном испарении, обычно основанном на формуле Пенмана, скорректированной для температурных аномалий (Lindström and Bergström, 1992). В качестве альтернативы, суточные значения можно рассчитать как пропорциональные температуре воздуха, но с коэффициентами пропорциональности ежемесячных значений. Более поздние версии модели HBV могут работать с данными более высокого временного разрешения, т. е. ежечасными данными.

Хотя автоматическая калибровка сама по себе не является частью модели, она имеет важное практическое значение. Метод автоматической калибровки для модели HBV, разработанный Лингстрёмом (Lindström, 1997), позволяет использовать различные критерии для различных параметров или комбинированные критерии. Этот процесс требует одновременных данных наблюдений за стоком и метеорологическими условиями. Если нет данных о стоке, в некоторых случаях параметры можно оценить по известным характеристикам водосбора.

Модель HBV широко применяется во многих сферах, в т. ч. при проектировании водосливов (Bergström and others, 1992; Lindström and Harlin, 1992), оценке водных ресурсов, оценке запасов питательных веществ (WMO, 2003) и изучении изменений климата (Bergström and others, 2001). Недавно эту модель стали использовать для составления гидрологических карт в национальном масштабе, например в Норвегии (Beldring and others, 2003) и Швеции (SNA, 1995). Модель HBV является компонентом ГОМС с идентификационным номером J04.2.02. Для получения дополнительной информации см.: <http://www.smhi.se/sgn0106/if/hydrologi/hbv.htm>.

#### 6.1.4 Модели с распределенными параметрами

Математическое моделирование в гидрологии обычно было представлено моделями с сосредоточенными

параметрами, постоянными для всего водосбора. Однако недавно были разработаны некоторые модели с полураспределенными и распределенными параметрами. Они предназначены для более надежного описания природных гидрологических процессов и поэтому могут включать некоторые метеорологические переменные и параметры водосбора. Эти модели позволяют получать ряды данных о поверхностном стоке, характеристиках качества воды и расходах грунтовых вод. Основными входными данными в таких моделях являются ряды по дождевым осадкам, но могут использоваться данные о снеготаянии, температуре, радиации, потенциальном суммарном испарении и т. д. Модели для урбанизированных водосборов могут включать описание дренажной сети. Модели для водосборов, подверженных сельскохозяйственному использованию, могут включать единичные гидрографы, распределения площадей по времени добегаания или кривые трансформации стока.

Однако потенциал распределенных, физически обоснованных моделей до сих пор используется лишь частично (Refsgaard and Abbott, 1996). Это объясняется несколькими причинами. Модели с распределенными параметрами требуют большого количества данных, которые не всегда существуют или недоступны. Оперативное дистанционное зондирование по-прежнему не является всеобщей практикой, за исключением исследования снежного покрова и землепользования/растительности.

Большое количество параметров распределенной физической модели нельзя измерить в полевых условиях, и калибровка такой модели является сложной задачей оптимизации. Кроме того, в распределенных моделях редко используются более сложные и обоснованные описания, потому что они потребовали бы больше параметров, которые необходимо определять. Это упрощение может негативно повлиять на точность физической основы.

Как отметил Бевен (Beven, 1996), физически обоснованные модели с распределенными параметрами используют мелкомасштабные уравнения в предположении, что изменение масштаба может быть обеспечено использованием эффективных значений параметров. Однако физически обоснованные уравнения мелкого масштаба не увеличивают с легкостью масштаб в неоднородной системе. Бевен (Beven, 1996) видел возможное решение в подходе, который распознает ограничения процесса моделирования, например структуру неопределенности. Параметры, зависящие от масштаба, могли бы быть основаны на статистической модели неоднородности. В общем случае действенная параметризация совокупности не является тривиальной задачей.

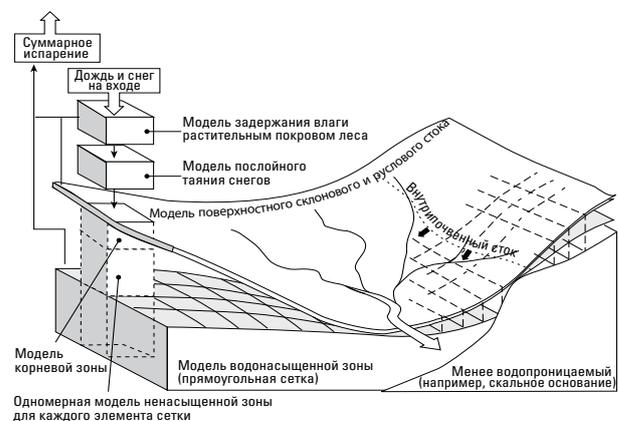
Модели с распределенными параметрами обеспечивают основу для полного использования разнообразной информации, имеющей отношение к физическим процессам, происходящим на водосборе. Европейская гидрологическая система (DHI, 1985) является примером гидродинамически обоснованной модели с распределенными параметрами и представлена на рисунке II.6.5. Европейская гидрологическая система — это модель с распределенными параметрами, которая представляет собой систему дифференциальных уравнений в частных производных, описывающих физические процессы в бассейне: задержание осадков растительностью, суммарное испарение, склоновый и русловый сток, движение воды в зонах аэрации и насыщения и снеготаяние.

Блок, описывающий процесс задержания осадков растительностью, представлен в виде варианта модели Руттера, которая позволяет определять интенсивность изменения количества влаги, задержанной поверхностью растительного покрова:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = Q - K e^b (C - S), \tag{6.9}$$

$$\text{где: } Q = \begin{cases} P_1 P_2 (P - E_p C / S) & \text{при } C < S \\ P_1 P_2 (P - E_p) & \text{при } C \geq S. \end{cases}$$

$C$  — слой воды, задержанной поверхностью растительного покрова;  $S$  — водоудерживающая способность растительного покрова;  $P$  — интенсивность выпадения жидких осадков;  $P_1$  — доля площади, покрытой растительностью;  $P_2$  — отношение общей площади листовой поверхности к площади, покрытой растительностью;  $E_p$  — интенсивность потенциального испарения;  $K$  и  $b$  — фильтрационные параметры;  $t$  — время.



**Рисунок II.6.5. Структура Европейской гидрологической системы**

Для расчета интенсивности действительного суммарного испарения используется уравнение Пенмана-Монтейта:

$$E_a = \frac{\Delta R_n \frac{\varphi C_p v_e}{r_a}}{\lambda \left[ \Delta + \gamma (17 \gamma_s / r_a) \right]}, \quad (6.10)$$

где  $\varphi$  — плотность воздуха;  $\lambda$  — скрытая теплота парообразования воды;  $E_a$  — скорость действительного суммарного испарения;  $R_n$  — суммарная радиация за минусом потока тепла в почву;  $\Delta_x$  — наклон кривой «влажность–температура»;  $C_p$  — удельная теплоемкость при постоянном атмосферном давлении;  $v_e$  — дефицит давления пара воздуха;  $r_a$  — аэродинамическое сопротивление переносу водяного пара;  $\gamma_s$  — сопротивление покрова переносу воды и  $\gamma$  — психометрическая константа.

Процесс перехватывания моделируется как ёмкость перехвата, которая должна быть заполнена в течение периода поступления воды на поверхность. Размер ёмкости перехвата ( $I_{max}$ ) зависит от типа растительности и ее стадии развития, которое характеризуется индексом листовой поверхности ( $LAI$ ). Следовательно:

$$I_{max} = C_{int} \times LAI, \quad (6.11)$$

где  $C_{int}$  — коэффициент перехвата, который определяет способность перехвата растительностью. Типичное значение составляет примерно 0,05 мм, а более точное значение можно получить калибровкой. Отношение площади листьев к единице площади поверхности называется индексом листовой поверхности. Для различных типов зерновых культур были установлены обобщенные функции изменения индекса листовой поверхности во времени. Таким образом, при использовании таких инструментов моделирования как MIKE SHE, пользователь должен задать временное изменение индекса листовой поверхности для каждого типа зерновых в течение периода роста. Климатические условия изменяются от года к году, что может потребовать сдвинуть кривую индекса листовой поверхности во времени, но не изменит форму кривой. Обычно этот индекс изменяется в пределах от 0 до 7. Испарение с растительного покрова равно возможному суммарному испарению, если листьями было перехвачено достаточное количество воды, то есть:

$$E_{can} = \min I_{max} E_p \Delta t, \quad (6.12)$$

где  $E_{can}$  — испарение с растительного покрова;  $E_p$  — скорость потенциального суммарного испарения и  $\Delta t$  — длина временного шага моделирования.

Накопившаяся на поверхности почвы вода под влиянием силы тяжести стекает по склонам в русловую сеть, по которой она движется к замыкающему створу. Оба процесса описываются уравнениями нестационарного безнапорного потока, которые основаны на физических законах сохранения массы и количества движения (ДНІ, 1985).

В самом общем виде движение потока в ненасыщенной зоне может быть рассчитано с помощью уравнения Ричардса:

$$C = \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left( K \frac{\partial \Psi}{\partial Z} \right) + \frac{\partial K}{\partial Z} + S, \quad (6.13)$$

где  $\Psi$  — напор;  $t$  — переменная времени;  $Z$  — вертикальная координата (положительное направление вверх);  $C = \partial \Theta / \partial \Psi$  — влагоемкость почвы;  $\Theta$  — запас воды в почве;  $K$  — гидравлическая проводимость;  $S$  — гидравлическая проводимость.

Интенсивность инфильтрации в почву определяется условиями на верхней границе, которые могут изменяться в зависимости от условий, регулируемых потоком, до условий, регулируемых состоянием почвы и ее насыщением, либо наоборот. Обычно нижней границей является уровень грунтовых вод. Основным уравнением, описывающим движение воды в зоне насыщения, является нелинейное уравнение Буссинеска:

$$S = \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x H \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y H \frac{\partial h}{\partial y} \right) + R, \quad (6.14)$$

где  $S$  — удельная водоотдача;  $h$  — уровень подземных вод;  $K_x, K_y$  — удельная гидравлическая проводимость по осям  $x$  и  $y$  соответственно;  $H$  — мощность зоны насыщения;  $t$  — переменная времени;  $x, y$  — горизонтальные пространственные координаты;  $R$  — член уравнения, определяющий зависимость мгновенное пополнение/отток.

Уравнение (6.14) решается путем его аппроксимации системой уравнений в конечных разностях, т. е., применением закона Дарси совместно с уравнением баланса массы для каждой точки расчета. Рассматривая точку  $i$  внутри области моделирования, общий поток  $R$  с соседних точек и источников/стоков между промежутками времени  $n$  и  $n+1$  выражается в следующем виде:

$$R = \sum q_z^{n+1} + \sum q_x^{n+1} + RH_i \Delta x^2, \quad (6.15)$$

где первый член в правой части — это объемный поток в вертикальном направлении, второй — объемный поток в горизонтальном направлении;  $R$  — объемная скорость потока на единицу объема из всех источников и стоков;  $\Delta x$  — пространственное

разрешение в горизонтальном направлении и  $H_i$  — глубина насыщения либо неограниченных слоев, либо толщина слоя для замкнутых слоев.

Блок снеготаяния в модели SHE представляет собой попытку моделирования притока массы и энергии внутри снежного покрова на основании учета изменений структуры снежного покрова. Два полуэмпирических уравнения используются для установления взаимосвязей, необходимых для определения распределения температуры и влагосодержания. Кроме того, эмпирические уравнения используются для определения гидравлических и термических свойств снега, определяющих его структуру, запас воды и температуру.

Недавно были разработаны несколько продуктов, связанных с SHE, в т. ч. MIKE SHE, SHETRAN или SHESED. В MIKE SHE остается основное описание процессов из оригинального SHE. Последний из названных пакетов (Storm and Refsgaard, 1996), расширенный по сравнению с SHE, используется для решения многих практических задач, среди которых моделирование стока, перенос растворенных веществ, приложения по планированию ирригации и минерализации, а также в управленческих моделях.

### 6.1.5 Оценивание параметров

Общие методы оценивания или идентификации параметров, иногда называемые калибровкой модели, разработаны для широкого диапазона динамических систем. Опыт показал, что успех этих методов зависит от наличия адекватной информации, касающейся свойств системы, и от вида функции влияния или реакции на импульс. Существуют два основных подхода к калибровке.

В первом подходе математическая модель объединяется с данными, чтобы выполнить параметризацию системы при неизвестных коэффициентах. Такая задача относится к категории некорректно поставленных обратных математических задач, которые трудно решить. В линейном случае может потребоваться обращение матрицы. Такие решения очень чувствительны к неточностям данных. Они приводят к неустойчивым и множественным решениям. Оптимум, найденный с помощью оптимизирующего программного обеспечения, может быть скорее локальным, чем глобальным.

Второй подход представляет собой эксперименты с различными комбинациями значений параметров с целью минимизировать или максимизировать принятый критерий оптимизации. Многочисленные подходы были разработаны специалистами по прикладной математике применительно к минимизации числа

вычислений, необходимых для оптимизации значений параметров. В гидрологии применяются градиентные и неградиентные методы. Адекватность решения может в значительной степени зависеть от критериев, используемых при анализе. Значительное число таких критериев было разработано и представлено в проектах ВМО (WMO, 1986, 1987, 1991a). Их можно рекомендовать для общего использования.

Следующие принципы рекомендуются для определения параметров комплексных, концептуальных гидрологических моделей, состоящих из нескольких компонентов:

- a) раздельное тестирование компонентов модели с использованием всей доступной экспериментальной и научной информации. Хорошо известно, что при определении всех без исключения параметров модели посредством оптимизации возможно получение нереальных значений параметров, иногда даже выходящих за пределы их физических границ. Это происходит в том случае, когда некоторые элементы модели содержат систематические ошибки, которые впоследствии компенсируются внутри модели. Для того чтобы избежать таких ситуаций, рекомендуется раздельно определять параметры комплексных концептуальных моделей для каждого основного компонента, а не глобально;
- b) использование для калибровки моделей данных не менее чем за трехлетний период и другого периода времени аналогичной продолжительности для верификации модели. Периоды для калибровки и верификации следует выбирать таким образом, чтобы они отражали характерные условия формирования стока, например паводок, вызванный дождями; половодье, вызванное снеготаянием, и низкий сток;
- c) в тех случаях, когда гидрологический режим бассейна находится под влиянием антропогенных воздействий, рекомендуется калибровать модель применительно к условиям естественного режима стока. Впоследствии значения некоторых параметров могут быть изменены для того, чтобы учитывались антропогенные воздействия. Проверка параметров модели должна быть выполнена по репрезентативному периоду, не затронутому деятельностью человека.

Параметры гидродинамических моделей представляют собой характеристики бассейна, например шероховатость склонов и речного русла, фильтрационная способность почвы и пористость почвы. В принципе, все эти параметры имеют физическую основу и определяются по данным полевых измерений, а не посредством оптимизации. Однако на практике это не всегда возможно.

### 6.1.6 Выбор моделей

Наряду с пакетами программного обеспечения, разработанными в Европе и Северной Америке, все более широко используются в международном контексте некоторые продукты из других стран. Например, получили международное признание две модели из Южной Африки. Агрогидрологическая система моделирования ACRU (Agricultural Catchments Research Unit), разработанная Шульцем в Университете Наталя в начале 1970-х годов, является многоцелевой интегральной физической концептуальной моделью стока, наносов и урожайности сельскохозяйственных культур. Модель Питмана типа «осадки–сток» для временных шагов, равных одному месяцу, широко использовалась в Южной Африке для целей стратегического планирования водных ресурсов (см. Hughes and Metzler, 1998). Недавно Хьюз (Hughes, 2004a) расширил модель Питмана, добавив два новых компонента: питание и расход грунтовых вод, таким образом отвечая на неотложную потребность в практической работе в инструменте для комплексного моделирования поверхностных и грунтовых вод, который можно будет применять для различных масштабов бассейнов в условиях южной части Африки.

Выбор моделей не ограничивается моделями, описанными выше. Существует много моделей, созданных научно-исследовательскими институтами и компаниями по выпуску коммерческого программного обеспечения. Часто бывает трудно установить относительные достоинства и недостатки моделей, разработанных для оперативных целей. Выбор модели, пригодной для конкретных гидрологических условий, имеет значение при планировании, освоении водных ресурсов и управлении ими; в гидрологическом прогнозировании и в определении направлений дальнейших исследований в области моделирования. При выборе моделей целесообразно учитывать следующие факторы и критерии:

- общая задача моделирования: гидрологическое прогнозирование с оценкой антропогенного воздействия и влияния изменения климата на естественный гидрологический режим;
- вид системы, которая моделируется: малый водосбор, водоносный горизонт, участок реки, водохранилище или крупный бассейн;
- моделируемый гидрологический элемент: паводки, среднесуточные расходы, среднемесячные расходы, уровни грунтовых вод, качество воды и т. д.;
- климатические и физико-географические характеристики водосбора;
- наличие сведений относительно типа, длины и качества данных, необходимых для калибровки и функционирования модели;
- простота модели в том, что касается сложности и простоты применения;

- возможная необходимость переноса параметров модели, полученных для малых бассейнов, на большие водосборы;
- способность модели к удобному обновлению применительно к текущим гидрометеорологическим условиям.

Полезную информацию и руководство по выбору и применению концептуальных моделей в различных гидрологических ситуациях можно найти в документации нескольких международных проектов ВМО, выполненных с 1970-х годов, а именно:

- взаимное сравнение концептуальных моделей, используемых при оперативном гидрологическом прогнозировании (WMO, 1987);
- взаимное сравнение моделей стока весеннего половодья (WMO, 1986);
- имитированное взаимное сравнение гидрологических моделей в режиме реального времени (WMO, 1991a).

Многие пакеты гидрологического программного обеспечения были разработаны научно-исследовательскими институтами и коммерческими компаниями для персональных компьютеров и автоматизированных рабочих мест, использующих системы MS Windows, UNIX и LINUX. Многие модели оборудованы интерфейсом ГИС.

Гидрологические модели из числа ГОМС объединены в многие разделы. Секция J (Гидрологические модели прогнозирования) включает модели, главная цель которых состоит в оперативном прогнозировании различных гидрологических элементов. Подраздел J04 (Прогнозирование стока на основании гидрометеорологических данных) включает в себя три модели: Сакраменто, резервуарную (танк) и HBV, рассмотренные в разделах 6.1.3.1–6.1.3.3.

На момент составления данного Руководства в число компонентов в этом подразделе ГОМС входят: J04.1.04 (Модель «снеготаяние–сток» (SRM)); J04.1.05 (Функциональные модели «приток-хранение-вытекание» (ISO)); J04.2.01 (Концептуальная модель водосбора для прогнозирования паводков); J04.3.03 (Концептуальная модель накопления и таяния снега (NWSRFS-SNOW-17)) и J04.3.07 (Синтезированная вынужденная линейная система (SCLS)).

Подраздел J15 (Объединенные модели прогнозирования и маршрутизации речного стока) включает в себя компоненты J15.2.01 (Модель синтеза стока и регулирования водохранилищ (SSARR)) и J15.3.01 (Программа ручной калибровки (NWSRFS-MCP3)).

Другие модели объединены в раздел K (Гидрологический анализ для планирования и проектирования

гидротехнических объектов и водохозяйственных систем), например K15 (Изучение паводков на конкретных объектах) и K15.3.02 (Модели разрушения дамбы паводком (DAMBRK)). В подраздел K22 (Модели типа «осадки–сток») входят K22.2.02 (Пакет гидрографа паводка (HEC-1)), K22.2.10 (Гидрологические модели типа «осадки–сток» (HYRROM)), K22.2.11 (Единичные гидрографы и составляющие стока по данным об осадках, испарении и потоке (PC IHACRES)), K22.2.12 (Нелинейные модели осадки–сток (URBS)) и K22.3.01 (Модели «жидкие осадки–сток» для городских территорий (SWMM)). Подраздел K35 (Модели формирования и трансформации речного стока) включает следующие компоненты: K35.1.05 (Численные решения нелинейного метода Маскингама), K35.2.09 (Гидрология паводков, происходящих ниже плотин (HEC-IFH)), K35.3.06 (Система анализа рек (HEC-RAS)), K35.2.06 (Модель расчета профиля водной поверхности (WSPRO)), K35.3.13 (Модель динамики потока на отдельном участке (BRANCH)) и K35.3.14 (Модель стока для одномерной системы открытых каналов, основанная на методе диффузной аналогии (DAFLOW)). Подраздел K 55 (Исследования качества воды) включает в себя следующие компоненты: K55.2.04 (Модель переноса для одномерной системы открытых каналов (BLTM)), K55.2.06 (Моделирование концентрации фекальной кишечной палочки в потоке), K55.3.04 (Математическая модель двумерного распределения солености в эстуариях) и K55.3.07 (PC-QUASAR — Моделирование качества воды по течению рек).

Раздел L (Подземные воды) включает в себя подраздел L20 (Модели формирования водоносных горизонтов) со следующими компонентами: L20.2.04 (Модульная модель конечных дифференциальных уравнении движения подземных вод (MODFLOW)), L20.3.05 (Модель для ненасыщенного потока над неглубоким уровнем грунтовых (MUST)), L20.3.13 (Полный программный пакет для моделирования подземных вод (TRIWACO)), L20.3.07 (Траектории и время движения на основе аналитических решений (AQ-AS)), L20.3.10 (Снижение напора грунтовых вод на основании аналитических решений (AQ-AP)), L20.3.11 (Имитационная модель водоносного слоя), L20.3.12 (SGMP — Моделирование поведения уровня грунтовых вод в системах грунтовых вод) и L20.3.14 (MicroFEM — Модели конечных элементов устойчивого состояния нескольких водоносных горизонтов и моделирование переходных потоков грунтовых вод).

## 6.2 АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ

Многие гидрологические данные состоят из временных рядов наблюдений за гидрологической переменной в одной точке пространства. Изучение единичного

временного ряда гидрологических данных позволяет определить временную структуру корреляции этой переменной в данной точке пространства. Если на станции наблюдается более одной переменной, необходимо рассматривать взаимную корреляцию между временными рядами нескольких переменных в одной и той же точке. Рассматривая временные ряды одной и той же переменной в нескольких точках пространства, необходимо изучать пространственно-временное поле этой переменной и проверять кросс-корреляцию между временными рядами той же переменной в различных точках пространства. Это позволяет объяснить временную и/или пространственно-временную структуру гидрологического процесса и использовать это в создании искусственного стока и расширенных данных, например заполнение пробелов в данных и экстраполяция.

Гидрологические временные ряды могут быть непрерывными; в этом случае они получены непрерывно записывающим устройством дискретными, потому что они выбраны в дискретные временные моменты через равные или неравные временные интервалы, или квантованными, если каждое значение временного ряда является интегралом переменной за определенный интервал времени. Непрерывные временные ряды можно анализировать во временной или операционной области, например с помощью интегральных преобразований Фурье или Лапласа, которые в конкретных случаях удобно использовать.

При изучении гидрологических временных рядов важно использовать подходящие временные промежутки. Данные могут быть часовые, суточные, месячные или годовые, но при решении некоторых задач может быть необходимо использовать временной интервал, обусловленный периодом сбора данных, или более длинный период, требующий объединения, либо более короткий период, требующий разделения. Это влияет на характеристики рядов. Ряды часовых значений стока могут содержать высоко коррелированные значения, в то время как коэффициент корреляции в рядах среднегодовых значений может быть равным нулю.

Аналізу временных рядов посвящено большое количество литературы, в том числе монументальная монография Бокса и Дженкинса (Box and Jenkins, 1970). Гидрологическое применение анализа временных рядов можно найти в работе Саласа (Salas, 1992). Элементы анализа временных рядов широко включены в общецелевые статистические пакеты программного обеспечения. В настоящем разделе кратко описаны практические проблемы в этой области, связанные со стохастическим моделированием и обнаружением изменений в гидрологических записях наблюдений.

### 6.2.1 Стохастическое моделирование гидрологических временных рядов

Стохастические модели — это модели «черного ящика», параметры которых оцениваются, исходя из статистических свойств наблюдаемых временных рядов. Стохастические методы были впервые введены в гидрологию в связи с проектированием водохранилищ. Объемы месячного или годового стока являются достаточно подробной информацией для этой цели, но при расчете регулирующей емкости водохранилища должна учитываться также вероятность наступления критических последовательностей стока, которая наилучшим образом может быть оценена с использованием последовательных рядов стоковых характеристик. Каждая последовательность должна охватывать многолетний период и отражать свойства генеральной совокупности, поскольку она используется для получения статистических характеристик. Устойчивость статистических свойств многолетнего ряда является основным требованием при выборе соответствующей стохастической модели. Намного труднее осуществлять одновременное моделирование стоковых рядов для двух или большего количества стоков водохранилища в бассейне реки из-за необходимости сохранения внутрирядных корреляционных связей. Стохастическое моделирование применялось также для определения доверительных границ при прогнозировании стока в реальном масштабе времени. Такие приложения в дальнейшем не рассматриваются. Проектирование и работа водохранилищ рассмотрены в разделе 4.2.

#### 6.2.1.1 Марковские модели 1-го порядка

Многие модели для имитации месячного, сезонного или годового стока предполагают использование марковской модели 1-го порядка, когда величина стока за любой период определяется стоком за предшествующий период и случайным импульсом. Одна из таких моделей для месячного стока может быть представлена следующим образом:

$$Q_i = \bar{Q}_j + \rho_j \frac{\sigma_j}{\sigma_{j-1}} (Q_{i-1} - \bar{Q}_{j-1}) + \varepsilon_i \sigma_j \sqrt{1 - \rho_j^2}, \quad (6.16)$$

где  $Q_i$  — значение расхода воды  $i$ -го члена ряда, последовательно пронумерованного начиная от 1 независимо от месяца или года;  $j$  — номер месяца, на который приходится  $i$ -й член ряда,  $\bar{Q}_j$  — средний расход за  $j$ -месяц,  $\sigma_j$  — стандартное отклонение для  $j$ -го месяца;  $\rho_j$  — коэффициент внутрирядной корреляции между  $Q_j$  и  $Q_{j-1}$ ;  $\varepsilon_i$  — случайная переменная соответствующего распределения, имеющая нулевое среднее значение, единичную вариацию и являющаяся независимо распределенной.

Уравнение (6.16) может также использоваться для моделирования сезонного стока ( $j = 1, 2, 3, 4$ ) и годового стока ( $j = 1$ ). В последнем случае оно становится уравнением:

$$Q_i = \bar{Q}_j + \rho (Q_{i-1} - \bar{Q}_{j-1}) + \varepsilon_i \sigma \sqrt{1 - \rho^2}. \quad (6.17)$$

Предполагается, что  $\bar{Q}$ ,  $\sigma$  и  $\rho$ , определяемые по ряду исторических наблюдений, удовлетворяют поставленным целям, и необходим только выбор начального значения  $Q_{i-1}$  для моделирования ряда любой длины. Обычно используется метод Монте-Карло с вычислением последовательных величин случайных переменных с помощью компьютера. В принципе, разработка и применение моделей, описываемых уравнением (6.16), задача относительно нетрудоемкая и простая. Тем не менее, существуют несколько вопросов, требующих тщательного рассмотрения, и решения, которые могут стать критически важными для изучаемой проблемы:

- Каково распределение случайной переменной?
- Следует ли корректировать дисперсию при внутрирядной корреляции, если таковая имеет место?
- С какой точностью рассчитывать величину коэффициента внутрирядной корреляции?

#### 6.2.1.2 Авторегрессионные модели со скользящим средним

Наиболее значительное развитие в работах Бокса и Дженкинса (Box and Jenkins, 1970; Hipel and others, 1977) получили одномерные стохастические модели, относящиеся к группе авторегрессионных моделей со скользящим средним (ARMA).

Существуют три типа таких моделей: авторегрессионная (AR), модель скользящего среднего (MA) и смешанная модель (ARMA). Самый общий тип (ARMA) порядка  $p$  и  $q$  и модель скользящего среднего (MA) порядка  $q$  имеют, соответственно, следующий вид:

$$x_i = \phi_1 x_{i-1} + \phi_2 x_{i-2} + \dots + \phi_p x_{i-p} + \varepsilon_i \quad (6.18)$$

$$- \theta_1 \varepsilon_{i-1} - \dots - \theta_q \varepsilon_{i-q},$$

$$x_i = \varepsilon_i - \theta_1 \varepsilon_{i-1} - \dots - \theta_q \varepsilon_{i-q}, \quad (6.19)$$

где  $x_i$  — отклонение  $i$ -го наблюдения от среднего значения ряда;  $\phi_j$  и  $\theta_j$  — параметры, которые следует оценить;  $\varepsilon_i$  — случайная переменная, описанная выше (см. раздел 6.2.2.1).

Для расчета по ARMA-моделям была разработана последовательная процедура (Box and Jenkins, 1970):

- идентификация: коррелограмма исследуемых рядов сравнивается с автокорреляционной функцией различных ARMA-моделей для выбора подходящего типа и порядка модели;

- b) оценивание: параметры модели оцениваются (Salas, 1992) с помощью методов моментов, наибольшего подобия или наименьших квадратов при условии, что сумма квадратов отклонений минимальна;
- c) диагностическая проверка: отклонения проверяются на случайность, для того чтобы подтвердить адекватность выбранной модели.

ARMA-модели используются для того, чтобы смоделировать последовательные искусственные ряды стока с помощью метода Монте-Карло, описанного выше. Следует еще раз отметить, что методы стохастического моделирования должны использоваться с осторожностью и критическим рассмотрением имеющихся данных наблюдений, что весьма важно для водозащитного проектирования.

### 6.2.1.3 Модели дробного гауссовского шума и нелинейных процессов

Открытое Херстом (Hurst, 1951) несоответствие характеристик, демонстрируемых длительными рядами наблюдений, с марковским стационарным процессом привело к разработке двух стохастических моделей, которые могут воспроизводить длительно устойчивые или низкочастотные элементы. Первая из них — модель дробного гауссовского шума (FGN) (Mandelbrot and Wallis, 1968) представляет собой самовоспроизводящийся случайный процесс, характеризуемый функцией спектральной плотности с особым упором на очень низкие частоты, типичные для эффекта Херста. Также было показано, что долгопериодные модели нелинейных процессов сохраняют эффект Херста (Rodriguez-Iturbe and others, 1972; Mejia and others, 1972).

Херстом найдено отсутствие необходимости подтверждения устойчивости длительных рядов, и, кроме того, некоторые варианты ARMA-моделей способны моделировать существенно более низкочастотные эффекты. Нестационарность хода среднего значения может также проявиться в характеристиках, которые Херст обнаружил при анализе длительных рядов наблюдений, независимо от того, явились ли они результатом климатических изменений, антропогенной деятельности или просто неоднородности рядов наблюдений.

## 6.2.2 Обнаружение изменений в рядах гидрологических наблюдений

### 6.2.2.1 Введение

Обнаружение изменений в долгосрочных рядах гидрологических данных является вопросом значительной научной и практической важности. Он является фундаментальным для планирования будущих водных

ресурсов и защиты от паводков. Если в гидрологической системе происходят изменения, необходимо проверить существующие процедуры проектирования таких сооружений, как водохранилища, дамбы и плотины, иначе эти системы станут пере- или недопроектированными и не будут выполнять свои функции или станут дороже, чем это необходимо.

Мероприятия, предпринятые в рамках Всемирной климатической программы — Вода (WMO, 1988) привели к принятию общих рекомендаций по методологии, применяемой для обнаружения изменений в гидрологических данных, представленных Кавадиасом (WMO, 1992) и Кундцевичем и Робсоном (WMO, 2000, 2004). Настоящий раздел основан на двух последних упомянутых работах, к которым можно обратиться за более подробными рекомендациями, касающимися различных компонентов процесса обнаружения изменений.

### 6.2.2.2 Основные статистические проверки обнаружения изменений

Изменения во временных рядах могут происходить по-разному: постепенно (тенденция), внезапно (пошаговое изменение) или в более сложной форме. Они могут влиять на среднее значение, медиану, дисперсию, автокорреляцию или другие аспекты данных.

Для того чтобы выполнить статистическую проверку, необходимо определить нулевую и альтернативную гипотезы, которые описывают, какая проверка выполняется. Например, для проверки на тренд среднего значения ряда нулевой гипотезой должно быть утверждение, что в средних значениях ряда нет изменений, а альтернативной гипотезой — среднее уменьшается или увеличивается с течением времени. Для проведения проверки необходимо сначала предположить, что нулевая гипотеза верна. Следующий шаг — проверить, согласуются ли данные наблюдений с этой гипотезой. Если нет, то нулевая гипотеза отвергается.

Для сравнения нулевой и альтернативной гипотез выбирается проверочная статистика и оценивается ее значимость, основанная на имеющихся доказательствах. Тестовая статистика представляет собой просто численное значение, которое рассчитывается из проверяемого ряда данных. Удачная тестовая статистика должна подчеркивать разницу между двумя гипотезами. Простым примером тестовой статистики является градиент линейной регрессии, который можно использовать для проверки тренда среднего. Если тренда нет (нулевая гипотеза), градиент регрессии должен иметь значения, близкие к нулю. Если наблюдается большой тренд среднего (альтернативная гипотеза), то значение градиента регрессии сильно отличается от нуля: положительно для возрастающего тренда и отрицательно для убывающего.

Уровень значимости показывает, отличается ли тестовая статистика от диапазона значений, которые обычно наблюдаются при нулевой гипотезе. Это вероятность того, что проверка ошибочно определяет тренд, когда он отсутствует; это называется ошибкой первого типа. Ошибка второго типа возникает, когда принимается первая гипотеза — нет тренда, когда на самом деле имеется альтернативная гипотеза (тренд существует). Сила теста заключается в вероятности правильного обнаружения тренда, когда он представлен; мощные проверки с низкой вероятностью ошибок второго типа более предпочтительны.

При выполнении статистических проверок всегда необходимо учитывать предположения. Стандартные проверки требуют некоторых или всех следующих предположений: особая форма распределения, например, предполагающая, что данные нормально распределены; постоянство распределения, при котором все точки данных имеют идентичное распределение так, что нет сезонных вариаций или любых других циклов в данных; и независимость. Последнее предположение нарушается, если есть автокорреляция, а именно корреляция между значениями в разные моменты времени. Это также относится к корреляции рядов или временной корреляции, или в случае исследования в нескольких местах — к пространственной корреляции, в частности корреляции между отдельными пунктами наблюдений.

Если предположения, сделанные при статистических проверках, не выполняются по итогам данных, тогда результаты проверки могут быть бесполезными, в том смысле, что оценки уровня значимости будут весьма неправильными. Гидрологические данные обычно распределены ненормально; это значит, что проверки, которые предполагают нормальное распределение, будут неточными. Гидрологические данные могут также характеризоваться автокорреляцией и/или пространственной корреляцией; поэтому значения данных не являются независимыми. Это может негативно влиять на возможность обнаруживать тренд временных рядов (Yue and others, 2003). Данные могут также отображать сезонность, которая нарушает предположение о постоянстве распределения. Эффективность проверок зависит от размера выборки, изменчивости временных рядов, значимости тестируемой характеристики, например, тренда, распределения или асимметрии временного ряда. Результаты тестов по Мэнн-Кендаллу и Спирману приведены в работах Ю и др. (Yue and others, 2002) и Ю и Пилон (Yue and Pilon, 2004).

Главными этапами статистической проверки являются следующие:

- a) решить, какой тип ряда или переменной необходимо проверить в зависимости от интересующих задач, например данные о среднемесячных,

максимальных годовых значениях или данные без сезонной составляющей;

- b) определить рассматриваемый тип изменений (тренд/пошаговое изменение);
- c) проверить предположения о данных, например с помощью разведочного анализа данных;
- d) выбрать одну или несколько тестовых статистик, которые подходят каждому типу изменений; предпочтителен выбор нескольких статистик;
- e) выбрать подходящий метод оценивания уровней значимости;
- f) оценить уровни значимости;
- g) изучить и проанализировать результаты.

Процесс выбора статистической проверки может рассматриваться как состоящий из двух частей: выбор тестовой статистики и выбор метода определения ее уровня значимости. Рассматривая этот процесс таким образом, можно разделить процесс выбора статистики и оценки уровня значимости.

### 6.2.2.3 Непараметрическое тестирование

Существует много способов проверки гидрологических данных на наличие тренда или других изменений. В особой группе методов, относящихся к непараметрическим методам, нет необходимости в предположениях о форме распределения данных совокупности, из которой берутся данные, например о том, что они распределены нормально. Следующие подходы являются непараметрическими:

- a) Ранговые тесты: эти тесты используют разряды значений данных, но не сами действительные значения. Точка данных имеет разряд  $r$ , если она является наибольшим  $r$ -м значением в наборе данных. Большинство тестов данного вида предполагают, что данные независимы и распределены идентично. Преимуществом ранговых тестов является их устойчивость к ошибкам и легкость в использовании. Обычно они менее эффективны, чем параметрические.
- b) Тесты, использующие многократные нормирующие преобразования: многие тесты на изменения опираются на предположение о нормальности. Обычно они не подходят для прямого применения к гидрологическим данным, распределение которых чаще всего далеко от нормального. Однако эти тесты можно использовать, если данные предварительно преобразовать. Многократные нормирующие преобразования позволяют получить набор данных с нормальным распределением. Это похоже на использование разрядов в рядах данных, но вместо замещения значений данных их разрядом  $r$ , значение заменяется типичным значением, которое имело бы  $r$ -ое наибольшее значение из выборки нормально распределенных данных ( $r$ -ое нормальное значение). Преимуществами использования этого

метода является то, что начальные исходные данные могут не подчиняться закону нормального распределения, и устойчивость этого теста к ошибкам при работе с экстремальными значениями. К недостаткам относится то, что сложно объяснять статистику, показывающие изменения исследуемой величины, например градиент регрессии. Тесты этого типа немного более эффективны в использовании, чем ранговые тесты.

- с) Тесты, использующие методы повторной выборки: представленные ниже методы — это методы, использующие данные для определения значимости тестовой статистики.

#### 6.2.2.4 Введение в методы повторной выборки

Методы повторной выборки, проверка перемещений и метод бутстрапа представляют собой надежный набор методов оценки уровня значимости тестируемой статистики. Они являются весьма гибкими, их можно применять к широкому спектру типов данных, включая автокоррелированные или сезонные данные, и эти методы относительно эффективны. Методы повторной выборки очень полезны при проверке гидрологических данных, поскольку они требуют относительно немного предположений о данных; тем не менее они достаточно действенны. Они обеспечивают гибкую методологию, которая позволяет оценивать уровни значимости для любой выбранной тестовой статистики. Они дают возможность применять традиционные статистические тесты для обработки временных рядов с помощью надежного метода определения значимости.

Основная идея, стоящая за методами повторной выборки, очень проста. Рассмотрим проверку ряда на наличие тренда: возможный тест — градиент регрессии. Если в данных тренда нет (нулевая гипотеза), тогда порядок величин значений ряда не должен значительно влиять на тест. Следовательно, переупорядочивание или перестановка элементов ряда данных не должна сильно изменить градиент. При таком подходе данные перетасовываются многократно. Тестовая статистика пересчитывается после каждого перемешивания или перестановки. После многочисленных перестановок начальная тестовая статистика сравнивается с полученными значениями статистики. Если начальная тестовая статистика существенно отличается от большинства полученных значений, это указывает на то, что упорядочение данных влияет на градиент и что тренд был. Если начальная тестовая статистика находится где-то посередине полученных значений, то разумно предположить, что нулевая гипотеза верна в том, что порядок величин не играет никакой роли; следовательно, нет доказательств тренда. Другими словами, если наблюдатель или, в этом случае, статистическая проверка может различить начальные и

повторно выбранные или переупорядоченные данные, то наблюдаемые данные не соответствуют нулевой гипотезе.

Методы бутстрапа и переупорядочивания представляют собой два разных подхода к повторной выборке данных. В методах переупорядочивания выборка производится без замещений, данные упорядочены заново, т. е. каждое значение данных исходного ряда появляется только один раз в новом или полученном ряду. В методах бутстрапа исходные ряды данных выбираются с заменами для того, чтобы получить новый ряд с тем же самым количеством значений, что и в исходном ряду. Ряды, полученные с помощью этого метода, могут содержать более одного значения из исходного ряда и ни одного другого значения. В обоих случаях полученный ряд имеет то же самое распределение, что и эмпирический наблюдаемый ряд. Вообще методы бутстрапа более гибкие, чем методы переупорядочивания, и их можно использовать в большем числе случаев.

Самой простой стратегией повторной выборки является переупорядочивание или «бутстрап» индивидуальных данных, как описано выше. Этот метод применим только тогда, когда можно предположить, что данные являются независимыми и несезонными. Если данные отражают автокорреляцию или дополнительные свойства, такие как сезонность, ряды, полученные с помощью повторной выборки должны тоже повторять эти свойства. Прямым средством достижения этой цели является переупорядочивание или метод бутстрапа данных блоками. Например, 40-летний ряд среднемесячных значений разумнее было бы рассматривать как данные, состоящие из 40 блоков продолжительностью в один год. Значение данных каждого года остаются нетронутыми и перемещаются вместе как блок, поддерживая таким образом сезонные и временные зависимости в пределах одного года. Затем 40 блоков переупорядочиваются много раз. Таким образом повторно выбранные ряды будут сохранять начальную сезонность. Похожим образом можно заставить блоки воспроизводить автокорреляцию данных. Важно, чтобы размер блоков был выбран правильно.

Многие непараметрические проверки, например рядные, зависят от предположений о независимости. Если это предположение не выполняется, как чаще всего бывает при работе с гидрологическими данными, рекомендуется извлечь тестовую статистику из этих проверок и оценить значимость с помощью метода бутстрапа или переупорядочивания блоков, а не использовать классические формулы для оценки значимости, которые могут привести к грубым ошибкам. Такие методы полезно использовать, если в наборе данных с различных площадок прослеживается пространственная зависимость, т. е. эти данные

можно проверять как группу. В этом случае блоком будут являться данные, сгруппированные по всем площадкам, полученные в один и тот же промежуток времени (например, Robson and others, 1998).

#### 6.2.2.5 **Общепринятые тесты и тестовые статистики**

В таблице II.6.1 кратко представлены стандартные параметрические и непараметрические тесты на обнаружение изменений, их основных свойств и необходимые предположения. Эти тесты описаны в их стандартной форме, а именно не в формате повторной выборки. Каждый из этих тестов можно использовать как проверку повторной выборки. Для этого рассчитывают тестовую статистику для проверки, а уровень значимости получают с помощью метода, описанного выше. Руководящие указания по выбору теста приведены в таблице II.6.2.

Заметим, что если используется метод повторной выборки, то можно составить новую тестовую статистику для конкретного типа изменений в этом тесте — если не нужно выбирать тестовую статистику из известных тестов. Тестовую статистику можно использовать в различных случаях в зависимости от того, что проверять и зачем.

При толковании результатов теста необходимо помнить о том, что статистическая проверка не идеальна, даже если выполняются все предположения. Следовательно, рекомендуется использовать более одного теста. Если несколько тестов дают значимые результаты, то это доказывает наличие изменений, если только они не идентичны, и тогда многократное доказательство значимости не является дополнительным подтверждением изменений.

**Таблица II.6.1. Сравнение параметрических и непараметрических проверок для обнаружения изменений, их свойства и сделанные предположения (Kundzewicz and Robson, 2004)**

<i>Название проверки</i>	<i>Что делает</i>	<i>Свойства и сделанные предположения</i>
Проверка на ступенчатое изменение		
Проверка на разладку медианы/тест Петтитта	Тест, который выявляет изменения в медиане ряда с точным временем искомого изменения	Мощный, основанный на ранжировании тест, надежно проверяет изменения в форме распределения
Проверка по критерию Манна-Уитни/тест сумм номеров ранжированного ряда	Тест, который выявляет различия между двумя независимыми выборками, основан на статистическом критерии Манна-Кендалла	Критерий, основанный на ранжировании
Непараметрическая (не зависящая от распределения) проверка CUSUM (максимальная совокупная сумма)	Тест, в котором последовательные наблюдения сравниваются с медианой ряда с максимальной совокупной суммой признаков различия от медианы как статистический критерий	Критерий, основанный на ранжировании
Проверка по критерию Крускала-Уоллиса	Тестирование равенства средних значений подпериодов	Критерий, основанный на ранжировании
Проверка накопленных отклонений и другие CUSUM-тесты	Тест работает с ремаштабированными совокупными суммами отклонений от среднего	Параметрический критерий; предполагается нормальное распределение
Проверка по критерию Стьюдента	Проверка на то, имеют ли обе выборки различные средние – принимают нормально распределенные данные и известный период критических точек	Стандартный параметрический критерий; предполагается нормальное распределение
Проверка по критерию отношения правдоподобия Уорсли	Подходит для использования, когда точка разладки неизвестна	Подобный критерию Студента; предполагается, что время распределено нормально
Проверки на наличие тренда		
Проверка, основанная на расчете коэффициента ранговой корреляции Спирмена	Проверка на корреляцию между временным и ранжированным рядами	Критерий, основанный на ранжировании
Тау-тест Кендалла/тест Манна-Кендалла	Подобен тесту ранговой корреляции Спирмена, но использует другую меру корреляции без параметрического аналога	Критерий, основанный на ранжировании — существуют расширенные критерии, учитывающие сезонность, например, Hirsch и Slack (1984) — и автокорреляция
Линейная регрессия	Используется градиент регрессии как статистический критерий	Один из самых общих критериев на тренд; предполагается нормальное распределение

Примечание. Все критерии предполагают, что данные одинаково распределены и независимы.

Важно проверять результаты теста вместе с графиками данных и максимально возможными историческими сведениями о данных. Например, если получены значимые результаты о ступенчатом изменении и тренде, необходимо определить какая дополнительная информация потребуется, чтобы определить, какие из них дают лучшее описание этого изменения. Если исторические исследования показывают, что дамба была построена в рассматриваемый период, и это совпадает с графиком временных рядов, то разумно сделать вывод о том, что дамба явилась причиной ступенчатого изменения.

Если результаты теста предполагают, что в рядах данных есть значительное изменение, важно попробовать выяснить его причину. Хотя исследователь заинтересован в выявлении изменения климата, могут существовать и другие возможные объяснения, которые необходимо проверить (Kundzewicz and Robson, 2004). Полезным может быть выявление закономерностей в результатах, которые могут показывать прочие особенности, например региональные составляющие тренда.

### 6.2.3 Пространственный анализ в гидрологии

Гидрологические переменные могут формировать случайное пространственно-временное поле, например набор временных рядов значений переменной для некоторого числа пунктов измерений. Пространственное поле описывает дискретные наблюдения переменной в одно и то же время мгновенно в нескольких точках пространства или данные дистанционного зондирования, покрывающего всю площадь. Пространственные аспекты случайных полей, таких как количество осадков, уровень грунтовых вод или концентрация химических веществ в грунтовых водах, являются важными вопросами в гидрологии.

Геостатистика — это набор методов статистической оценки величин, изменяющихся в пространстве. Она легко приспособляется к применениям в случайных

пространственных полях, таких как качество осадков или грунтовых вод, следовательно, применима для решения широкого спектра гидрологических проблем (см. Kitanidis, 1992). Геостатистика предлагает решения некоторых практических задач, которые имеют большое значение в гидрологии. Ее можно использовать при интерполяции, например, как оценку значения для местности, на которой не ведутся измерения, основываясь на наблюдениях по нескольким соседним станциям или составлении контурной карты на основании информации о неравномерно расположенных точках. Она помогает решить проблемы агрегирования: нахождение оценок площади по точечным наблюдениям, например определение площади осадков на основе значений в точках. Геостатистика может помочь в проектировании сетей мониторинга, например при оптимальном расширении, или чаще, к сожалению, сокращении сети. Такие применения отвечают на вопрос: как сократить сеть с наименьшими информационными потерями. Используя геостатистику для исследования грунтового стока или моделей переноса, можно решить, например, обратную задачу определения пропускной способности по наблюдаемому гидравлическому напору.

Основную проблему метода геостатистического криджинга можно сформулировать как поиск лучшей линейной несмещенной оценки (BLUE) количества на некоторой территории, на которой не ведутся измерения  $x_0$ , из наблюдений  $z(x_1), z(x_2), \dots, z(x_n)$  в ряде пунктов  $x_1, x_2, \dots, x_n$ :

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \quad (6.20)$$

где  $Z(x_0)$  — оценка  $z(x_0)$  и  $\lambda_i$  — весовые коэффициенты.

В соответствии с так называемой истинной гипотезой отклонение оценок можно выразить с помощью математического уравнения, содержащего веса из уравнения (6.20) и значения полувариограммы. Определяются

Таблица II.6.2. Инструкции по выбору теста

Случай	Какой тест выбрать
a) Данные нормально распределены и независимы.	Это маловероятный сценарий для гидрологических данных. В случае применимости должен подходить любой из критериев, перечисленных в таблице II.6.1.
b) Данные распределены ненормально, но являются независимыми и несезонными.	Подходит любой из непараметрических тестов. Тесты, которые основаны на предположении нормального распределения, могут также быть применены в первую очередь с использованием нормальных отметок или преобразования рангов, или при использовании соответствующего статистического критерия и оценки использования значения, применяя методы повторной выборки.
c) Данные распределены ненормально и являются зависимыми или сезонными.	Данные не соответствуют предположениям для любого из основных тестов, представленных выше. Необходимо извлечь статистический тест и оценить уровни значимости, используя методы перестановки блоков или «расшнурованной выборки».

наборы весов, дающие оптимальную оценку при ее минимальном отклонении. Важное преимущество метода криджинга заключается в том, что он позволяет получить не только оценочное значение, но также и оценки отклонений. Эта полезная техника вычислений первоначально использовалась в горнодобывающей промышленности, где наблюдения затратны и вследствие этого весьма редки, когда первостепенное значение имеет оптимальная организация имеющихся данных.

Сегодня геостатистика стала важным элементом распределенного моделирования в географических информационных системах и опцией в пакетах программного обеспечения, предназначенного для интерполяции.

### 6.3 **МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ПРОЦЕССОВ** [ГОМС J04, K22, K35, K55, L20, L30]

#### 6.3.1 **Введение**

Гидрологический цикл связан с циркуляцией воды на Земле. Он включает многочисленные потоки воды между различными резервуарами гидросферы. Примерами водных потоков гидрологического цикла могут служить жидкие и твердые осадки, инфильтрация, сток, снеготаяние, сток рек и суммарное испарение. Примерами соответствующих резервуаров являются атмосфера; поверхность земли, например низменности, пруды, озера и реки; растительность; почва; водоносные горизонты и снежный покров.

Все гидрологические процессы и системы описаны математическими уравнениями, некоторые из которых выведены из точных физических законов сохранения массы и количества движения. Другие имеют или концептуальное происхождение, или относятся к типу «черного ящика». Полный обзор математических уравнений, используемых в динамической гидрологии, можно найти в трудах Иглсона (Eagleson, 1970). В этом разделе приведено несколько иллюстративных примеров, относящиеся к дождевому стоку, трансформации паводочной волны, грунтовым водам, качеству воды, снежному покрову и ледовым явлениям.

Гидрологическое моделирование вносит все больший вклад в интегральные модели. Помимо моделирования стока с помощью интегральных моделей можно рассматривать эрозию почвы, речные наносы, экогидрологию, урожайность; они связаны с другими дисциплинами, такими как экогидрология, оценивание влияния климата и управление водными ресурсами.

#### 6.3.2 **Взаимосвязи осадков и стока**

##### 6.3.2.1 **Общие положения**

Зависимости между осадками и стоком прежде всего используются для проектирования, прогнозирования и расчетов. Если данные о речном стоке отсутствуют или количество их является недостаточным для надежной интерпретации, большую пользу могут оказать зависимости между осадками и стоком, поскольку они позволяют получить информацию о стоке на основании данных наблюдений за осадками. Поскольку сбор данных о дождевых осадках относительно прост и не требует больших финансовых затрат, этих данных, как правило, имеется гораздо больше, чем данных о стоке. Если для исследуемого водосбора можно установить достаточно тесную связь между осадками и стоком, такая связь в сочетании с данными о дождевых осадках может дать более надежную оценку частоты случаев высокого стока, чем региональная формула по расчету паводка (см. главу 5) или экстраполяция на основании скудных данных о стоке.

Зависимости между осадками и стоком обычно разрабатываются для двух отдельных этапов: определение объема стока, который образуется за счет выпадения данного объема осадков в течение данного периода времени, и распределение этого объема стока во времени. Первый этап необходим потому, что нужно расчленить выпавшие дождевые осадки на суммарное испарение (см. том I, глава 4), инфильтрацию и сток. Второй этап требуется для оценки времени добегания и спада паводочной волны, образуемой при выпадении осадков. Обсуждению этих двух этапов и посвящена остальная часть данной главы.

##### 6.3.2.2 **Объемы стока**

###### 6.3.2.2.1 **Индекс предшествующего увлажнения**

Индекс предшествующего увлажнения был разработан, главным образом, для целей прогнозирования речного стока и широко применяется для различных водосборов и разных условий. Применение его для конкретного бассейна требует наличия данных наблюдений за дождевыми осадками и стоком за какой-то период времени. Он определяется по уравнению:

$$I_t = I_0 k^t + \sum P_i k^{t(i)}, \quad (6.21)$$

где  $I_0$  — начальное значение индекса;  $k$  — коэффициент спада;  $t$  — расчетный интервал времени;  $P_i$  — количество суточных дождевых осадков, выпавших в течение этого интервала времени; и  $t(i)$  — число дней, прошедших после каждого дня с осадками.

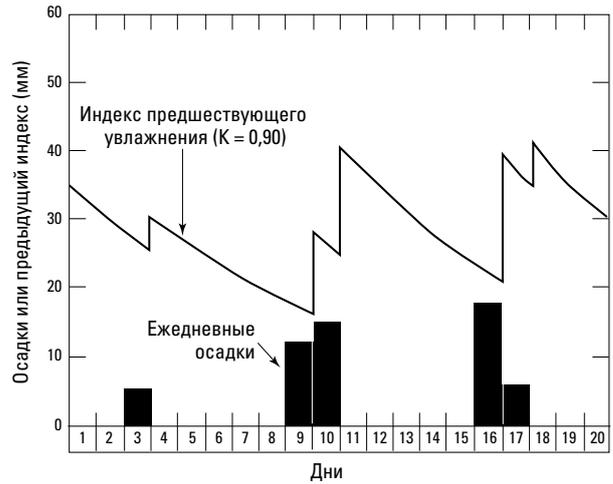
Часто для удобства используются упрощенные формы индекса предшествующего увлажнения. В некоторых

бассейнах та или иная переменная может иметь настолько незначительное влияние, что ею можно пренебречь и, таким образом, сократить число этих переменных. Однако в любом случае основной метод остается тем же.

Влияние растительного покрова, типа почв, а также других важных характеристик водосбора и времени года, учитывается при выборе значения коэффициента спада. Время года отражается семейством кривых, представляющих сезонный ход солнечной энергии, состояния растительности и других факторов, которые оказывают влияние на испарение и транспирацию влаги в бассейне. Индекс предшествующего увлажнения является показателем количества влаги на водосборе и в почве.

Рисунок II.6.6 демонстрирует пример поведения индекса предшествующего увлажнения для суточного коэффициента спада равного 0,9. Индекс предшествующего увлажнения может быть рассчитан на базе среднего количества осадков для нескольких станций или индивидуально для каждой станции на водосборе. Последний метод в большинстве случаев более предпочтителен.

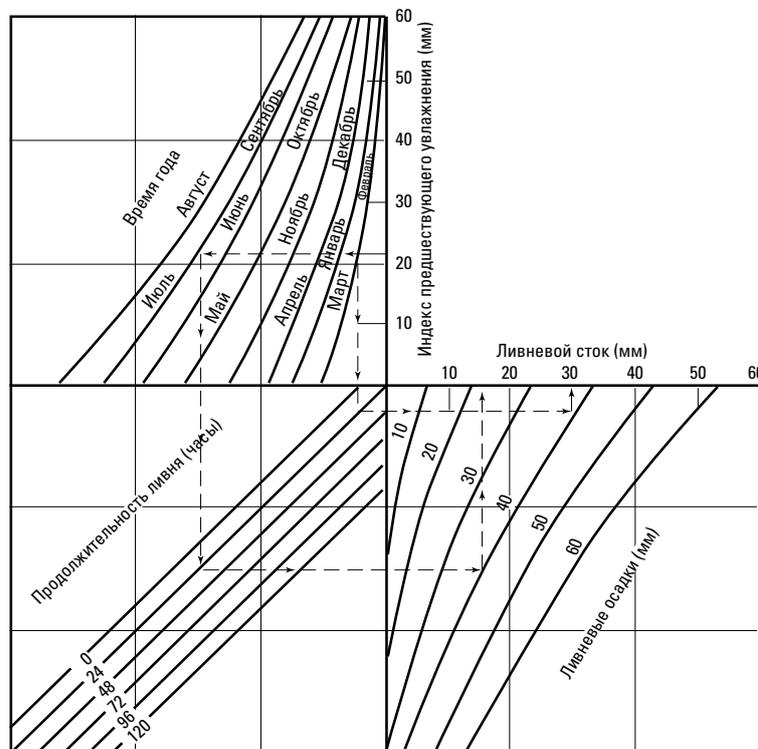
Рисунок II.6.7 иллюстрирует метод оценки объема стока по ливневым осадкам и индексу предшествующего увлажнения. Пунктирными линиями и стрелками показано, как пользоваться этим графиком.



**Рисунок II.6.6. Индекс предшествующего увлажнения**

Например, график начинается с величины 22 мм для индекса предшествующего увлажнения. Длинные штрихи и стрелки приводят к июлю месяцу, а затем идут вниз к прямой линии, соответствующей ливню продолжительностью 24 часа. Затем они идут вправо до линии, соответствующей ливню в 40 мм, и вверх до пересечения со шкалой в точке, соответствующей среднему слою стока с водосбора, равному 16 мм.

Если гипотетический ливень в предыдущем примере прошел в феврале, то при прочих равных условиях



**Рисунок II.6.7. Использование индекса предшествующего увлажнения для оценивания дождевого стока**

влияние предшествующего увлажнения, равного 22 мм, будет другим. Обычно в феврале, в отличие от июля, та же самая степень предшествующего увлажнения ведет к большему насыщению почвы, потому что растительность находится в состоянии покоя, а предшествующее суммарное испарение зимой ниже. Короткие штрихи и стрелки на рисунке II.6.7 показывают, что сток, образованный ливнем в 40 мм, во втором примере составит 30 мм, т. е. почти в два раза выше, чем в июле.

При наличии мерзлой почвы и снежного покрова к оценке предшествующего увлажнения требуется специальный подход. В случае мерзлой почвы обычно пользуется кривая времени года, которая дает максимальный сток. Влияние снежного покрова на почву выражают через объем талой воды и интенсивность снеготаяния, а не через суммарное количество накопленного снега. Проблема снеготаяния рассматривается в разделе 6.3.5.

#### 6.3.2.2.2 Начальный базисный сток как показатель объема стока

Во влажных районах, где реки пересыхают редко, базисный сток в виде стока грунтовых вод на начало ливня часто используется как показатель начальной увлажненности бассейна. Пример такой зависимости показан на рисунке II.6.8. Расход базисного стока отражает условия увлажненности всего бассейна. Для некоторых районов необходимо строить такие зависимости для отдельных сезонов. Обычно в этом случае разрабатывается одна зависимость для лета и другая для зимы, что приводит к неизбежной проблеме оценки стока ливневых осадков, выпадающих в межсезонье. Обычным решением этой проблемы является оценка стока по каждой кривой, а затем интерполяция полученных результатов.

Использование базисного стока грунтовых вод в качестве показателя условий стока ограничивается обычно малыми бассейнами с малым временем добегания.

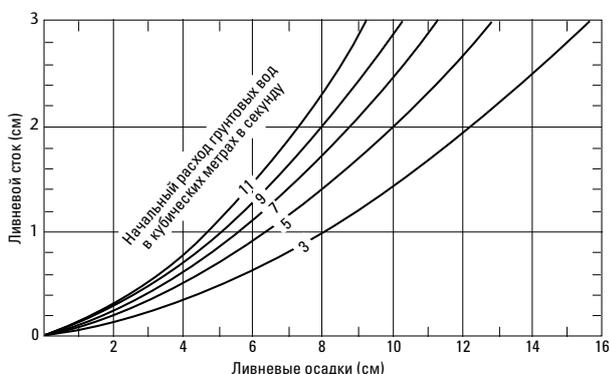


Рисунок II.6.8. Основной сток как индекс соотношения осадки—сток

На более крупных бассейнах в период сезона дождей один подъем гидрографа накладывается на предыдущий, что значительно затрудняет определение исходного расхода грунтовых вод. Обычно определяют исходный расход грунтовых вод для малых водосборов, а затем используют его для других, близко расположенных территорий, имеющих аналогичные гидрологические характеристики.

#### 6.3.2.2.3 Методы, учитывающие влажность почвы

Дефицит влажности почвы является, вероятно, самым важным фактором, включаемым в зависимость между осадками и стоком. Пригодное для практического использования средство оценки начального дефицита влажности почвы для всей площади дало бы возможность получить очень полезную переменную для включения ее в корреляционные связи ливневых осадков с образуемым стоком. Приборы для измерения влажности в отдельных слоях почвы получили широкое практическое применение, однако большое разнообразие типов почв и условий увлажнения, существующее даже в пределах малого водосбора, ставит под сомнение значение точечных измерений почвенной влаги в зависимости между осадками и стоком.

Более перспективным подходом является использование метода площадного оценивания, позволяющего получать значения влажности почвы для всей территории. При таком подходе осадки являются приходным элементом баланса, а расходными являются сток, стекающий с изучаемой площади по речным руслам, плюс суммарное испарение с поверхности почвы и растительного покрова. Способ определения значения осадков по площади является обычной проблемой, связанной с получением их среднего значения по площади по данным точечных наблюдений. Сток с территории можно определить по данным о русловом стоке. Таким образом, проблема сводится к тому, чтобы сбалансировать сток и ливневые осадки, вызвавшие этот сток (см. раздел 6.3.2). Разность осадки минус сток представляет собой то количество воды, которое остается в бассейне и идет на пополнение запасов влаги,  $R_c$ .

Третий элемент, суммарное испарение, является наиболее сложным из-за чрезвычайной трудности его непосредственного измерения. Большинство методов оценки влажности почвы основаны на предположении, что действительное суммарное испарение находится в простой зависимости с потенциальным суммарным испарением  $ET_p$  и дефицитом влажности почвы.

Простым подходом к оценке влажности почвы является такой, когда водоудерживающая способность почвы  $S$ , определенная по почвенному профилю, принимается единой для всей площади бассейна. В этом

случае дефицит влажности почвы  $DU_s$  определяется по следующему уравнению:

$$DU_s(t+1) = \begin{cases} 0 & \text{если } DU_s(t) - R_c + ET \leq 0 \\ DU_s(t) - R_c + ET, & \text{если } 0 < DU_s(t) - R_c + ET < S \\ S & \text{если } DU_s(t) - R_c + ET \geq S, \end{cases} \quad (6.22)$$

где  $DU_s(t)$  — дефицит влажности почвы в момент времени  $t$ ;  $DU_s(t+1)$  — его значение через один расчетный интервал;  $R_c$  — сток, обусловленный осадками и/или снеготаянием, и  $ET$  — суммарное испарение за период времени между  $t$  и  $t+1$ . Дефицит влажности почвы изменяется в пределах от нуля до  $S$ .

Данный подход будет более реалистичным, если суммарное испарение умножить на отношение  $(S - DU_s(t))/S$ , характеризующее уменьшение действительного суммарного испарения по мере уменьшения запасов влаги в почвенном профиле.

Другой возможностью улучшения методики является разделение почвенного профиля на отдельные слои. При таком подходе принимается, что влага в верхнем слое должна истощиться прежде, чем это произойдет в нижележащем слое и, следовательно, пополнение влагой нижнего слоя ограничено поступлением в него влаги из верхнего слоя.

Применимость полученных оценок запасов почвенной влаги в зависимостях осадки–сток может быть подтверждена путем сопоставления значения суммарного стока  $Q$  с расходом, рассчитанному по соотношению:

$$Q = cQ_U + (1 - c)Q_L, \quad (6.23)$$

где  $c$  — постоянная;  $Q_U$  — сток, рассчитанный для верхнего слоя; а  $Q_L$  — сток, рассчитанный для нижнего слоя.

**6.3.2.2.4 Распределение стока во времени**

Чтобы рассчитать время добегаания и распластывание паводочной волны от выпадающих на поверхность водосбора осадков, необходимо провести оценки во времени поступления воды к замыкающему створу. Для этого обычно строится единичный гидрограф, который характеризует распределение во времени стекающей с водосбора воды. Единичный гидрограф основан на использовании закона неразрывности массы в следующей форме:

$$V = \int Q(t) dt, \quad (6.24)$$

где  $Q(t)$  — мгновенный расход;  $t$  — время;  $V$  — объем стока. Функция  $Q(t)$  определяет вид кривой, форма которой наиболее верно отражает характеристики водосбора. Для сопоставления гидрографов, полученных для разных водосборов и содействия в построении синтетических гидрографов, были разработаны детерминистические модели, которые устанавливают связь между характеристиками гидрографов и гидрологическими и метеорологическими данными. Эти модели рассматриваются ниже.

**6.3.2.2.5 Единичный гидрограф**

Под единичным гидрографом для водосбора понимается гидрограф стока, сформированный за счет единичной порции стока, равномерно распределенного по водосбору в течение заданного периода времени. При применении предполагается, что единичный гидрограф неизменен во времени. Далее предполагается, что в том случае, когда объемы стока отличаются от того объема, который был принят при построении единичного гидрографа, результирующие гидрографы будут пропорциональны единичному гидрографу.

**6.3.2.2.6 Построение по данным речного стока**

Чтобы определить объем стока, сформированного отдельным ливнем, необходимо расчленить гидрограф на отдельные составляющие. Одна из составляющих — это прямой или ливневой сток, сформированный данным ливнем. Другая важная составляющая — сток, обусловленный предыдущими поступлениями воды на водосбор. Третья важная составляющая — сток от ранее выпавших ливней, который, просочившись через почву, поступил к замыкающему створу с запозданием. Доля этой третьей составляющей известна как внутрипочвенный сток, т. е. вода, просочившаяся через почву с незначительной задержкой. Этот сток часто рассматривают как часть прямого стока. Некоторые из последних концептуальных моделей гидрографа стока обеспечивают расчет каждой из вышеуказанных составляющих в отдельности.

При таком типе анализа невозможно выделить каждую из составляющих путем расчленения гидрографа, полученного по данным наблюдений. При использовании более простых методов анализа, в которых рассматриваются только две составляющие, расчленение наблюдаемого гидрографа и оценка величины каждой составляющей оказываются вполне возможными. В приводимом ниже примере прямой сток включает в себя поверхностный и внутрипочвенный сток.

Один из простейших методов расчленения гидрографа на основные составляющие представлен на рисунке II.6.9. Линия базисного стока экстраполируется (см. участок линии АВ) до момента наступления

пика паводка по тенденции, характерной для базисного стока в период, предшествующий подъему уровня в реке. От точки В проводится прямая линия до пересечения с гидрографом в точке С через определенный отрезок времени. Продолжительность периода (сутки), ограниченного точками В и С, зависит, главным образом, от размера площади водосбора. Как правило, она составляет около  $(A/2)^{0,2}$ , где А — площадь водосбора в квадратных километрах.

Обычно используются несколько методов расчленения гидрографа. Однако более важным, чем сам метод, является требование о том, чтобы на практике применялась та же методика, что и при разработке метода.

Общий сток, связанный с конкретным ливнем или ливневым периодом, может быть определен при помощи следующего метода. На рисунке II.6.9 площадь гидрографа в пределах временных абсцисс А и D представляет собой ливневый сток, т. к. начальные и конечные абсциссы характеризуют одни и те же условия истощения грунтовых вод и поэтому одни и те же запасы воды в начале и конце расчетного периода.

Рисунок II.6.9 иллюстрирует необходимые этапы построения единичного гидрографа прямого стока по данным наблюдений. Эти этапы можно выполнить либо графически либо расчетным путем. Гидрограф прямого стока располагается выше линии ABC. Объем прямого стока получают путем определения площади фигуры под гидрографом. При отсутствии планиметра удобно использовать палетку. В данном гипотетическом примере объем прямого стока оказывается равным 4 320 000 м<sup>3</sup>. При площади водосбора в 200 км<sup>2</sup> этому объему будет соответствовать слой стока в 2,16 см. Для построения единичного гидрографа каждую ординату гидрографа прямого стока необходимо разделить на 2,16. Полученный таким образом гидрограф будет иметь такую же форму, которую бы имел гидрограф прямого стока для слоя стока в 1 см, т. е. единичный гидрограф.

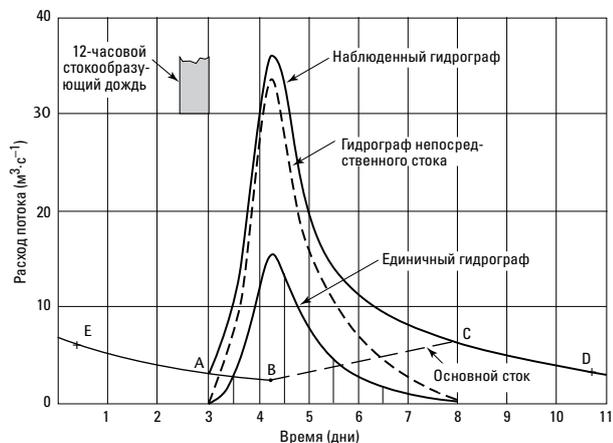


Рисунок II.6.9. Анализ гидрографа

По данным наблюдений за некоторыми водосборами трудно выделить отдельный или единичный ливень, приводящий к повышению уровня воды в реке, которое не осложняется другими явлениями. В таких случаях построение единичного гидрографа усложняется. Одним из методов построения единичного гидрографа в подобных условиях является произвольное задание исходного единичного гидрографа, реконструкция гидрографов прямого стока для нескольких ливней с использованием данных наблюдений и уточнение единичного гидрографа путем последовательных приближений. Такой метод реконструкции показан на рисунке II.6.10 и посредством уравнения:

$$q_n + Q_n U_1 + Q_{n-1} U_2 + Q_{n-2} U_3 + \dots + Q_{n-i+1} U_i + \dots + Q_1 U_n, \tag{6.25}$$

где  $q_n$  — прямой сток (расход воды) за время  $n$ ;  $U_i$  — ордината  $i$ -го единичного гидрографа; и  $Q_{n-i+1}$  — прямой сток за  $i$ -й интервал времени. Это уравнение можно также использовать в качестве регрессионной модели для расчета единичного гидрографа с использованием метода наименьших квадратов.

Для построения единичных гидрографов для водосборов площадью от 200 до 2 000 км<sup>2</sup> обычно используется расчетная единица времени шесть часов, но для большей точности расчетные интервалы могут быть сокращены. Для водосборов меньшей площади могут также потребоваться более короткие интервалы времени. Временные интервалы должны быть настолько короткими, чтобы обеспечить надежное описание формы гидрографа и дать прогноз без потери лишнего времени. Для водосборов площадью более 2 000 км<sup>2</sup> можно использовать единичные гидрографы с большей расчетной единицей времени; но, как правило, расчеты

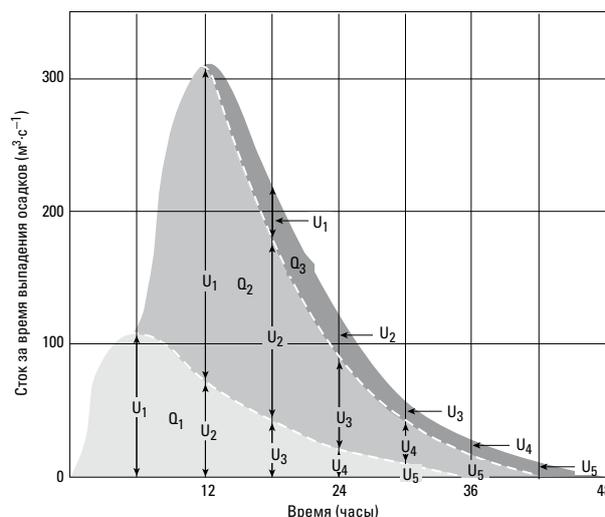


Рисунок II.6.10. Восстановление гидрографа стока за время выпадения осадков

единичных гидрографов сначала следует осуществлять для притоков, а затем объединять результаты с учетом трансформации стока русловой системой.

С точки зрения русловой гидравлики можно полагать, что существует тенденция увеличения заостренности единичных гидрографов с увеличением стока. Соответственно при практических расчетах для отдельного водосбора можно использовать семейство единичных гидрографов, когда гидрографы с более высокими пиками будут наблюдаться при больших объемах стока, а с более сглаженными пиками — при меньших объемах. Часто семейство бывает представлено лишь двумя формами гидрографов.

Искусство применения единичных гидрографов обретается на основе теоретической подготовки и практического опыта. Описание иных и более совершенных методов, которые не вошли в данный раздел, можно найти в учебниках и пособиях тех агентств, где использование единичных гидрографов является повседневной практикой.

### 6.3.2.2.7 **Построение единичного гидрографа с помощью обобщающих методов**

Часто возникает необходимость планировать сооружение или эксплуатацию объектов на реках, для которых нет данных гидрологических наблюдений. В таких случаях целесообразно построение обобщенных единичных гидрографов (Dooge, 1973). Процедура построения единичного гидрографа, разработанная Снайдером, основана на анализе большого числа бассейнов и единичных гидрографов с целью получения зависимости между формой единичного гидрографа и объективными физическими характеристиками водосбора.

Важными параметрами формы единичного гидрографа являются его заостренность, длина основания, а также время добегания, которое может иметь много толкований, однако в данном случае под ним понимается время между геометрическим центром графика осадков и пиком паводка. По методу Снайдера время добегания в часах  $t_p$  определяется по следующей формуле:

$$t_p = C_1(l_c)^n, \quad (6.26)$$

где  $C_1$  — эмпирический коэффициент;  $l$  — длина главной реки, км;  $l_c$  — расстояние от центра тяжести водосбора до замыкающего створа, км; и  $n$  — экспонента, определяемая эмпирическим путем.

Для определения этим методом максимальной ординаты единичного гидрографа используется стандартная продолжительность дождя —  $t_p/C_2$ , где  $C_2$

находится эмпирически. Для дождевых осадков такой продолжительности:

$$Q_p = C_3 A / t_p, \quad (6.27)$$

где  $Q_p$  — пиковый показатель стока в  $\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ;  $C_3$  — эмпирическая постоянная;  $A$  — площадь водосбора в  $\text{км}^2$ ; и  $t_p$  — время добегания в часах. Основание гидрографа  $T_b$  в сутках вычисляется по формуле:

$$T_b = d + C_4 t_p. \quad (6.28)$$

Постоянные  $d$  и  $C_4$  определяются по методике, используемой при выделении базисного стока из прямого стока.

При продолжительности дождя  $T_R$ , отличной от стандартной, соответствующее время добегания  $t_c$  определяют следующим образом:

$$t_c = t_p + f(T_R), \quad (6.29)$$

где  $f(T_R)$  — функция продолжительности дождя.

Коэффициенты Снайдера были получены для рек района Аппалачских гор в США. Общий метод оказался приемлемым и в других регионах, однако для иных типов рельефа, геологического строения и климатических условий коэффициенты будут другими.

Родригес-Итурб и Валдес (Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979) разработали физическую методологию для создания мгновенных единичных гидрографов с помощью эмпирических законов геоморфологии и характеристик климата. Они предложили геоморфологический мгновенный единичный гидрограф, известный в дальнейшем как геоморфоклиматический мгновенный единичный гидрограф. Они также вывели уравнения для определения значения пика и времени пика геоморфологического мгновенного единичного гидрографа как функции бифуркационного соотношения, соотношения длины, площади, длины потока наивысшего порядка и скорости потока.

### 6.3.2.2.8 **Пересчет единичного гидрографа для различной продолжительности дождя**

Идеальные дожди продолжительностью в единицу времени наблюдаются редко. Неравномерность осадков во времени и в пространстве обуславливает разные гидрографы, даже если суммарный объем и продолжительность ливня совершенно одинаковы. Таким образом, обобщенный единичный гидрограф определяется путем усреднения нескольких единичных гидрографов.

Один из способов обобщения единичных гидрографов заключается в сопоставлении графиков единичных гидрографов разной продолжительности. Если ординаты единичного гидрографа продолжительностью в  $t$  часов сложить с ординатами того же самого гидрографа, сдвинутого на  $t$  часов, а ординаты разделить на два, то в результате получим единичный гидрограф продолжительностью  $2t$  часов. Такие преобразования очевидны.

В более широком смысле применение этой основной идеи по пересчету единичных гидрографов известно как метод суммирования или метод S-кривой. Эта интегральная кривая представляет собой гидрограф, который можно было бы получить при непрерывном приращении стока в один сантиметр за  $t$  часов. Интегральная кривая строится путем сложения ряда единичных гидрографов, каждый из которых сдвинут на  $T$  часов по отношению к предыдущему. Если основание единичного гидрографа равно  $T$  часам, то непрерывный ливень, дающий один сантиметр прямого стока за  $t$  часов, приведет к установлению постоянного значения стока к концу периода, равного  $T$  часам. Таким образом, для построения S-кривой уравненного стока потребуется  $T/t$  часов.

Построение S-кривой может быть выполнено не только графически, но и в табличной форме. Единичный гидрограф для любой продолжительности осадков  $t$  можно получить путем сдвига S-кривой на  $t$  часов и вычисления разности сдвинутых и несдвинутых S-кривых. Для получения единичного объема эти разности следует умножить на отношение продолжительности осадков исходного единичного гидрографа к искомой продолжительности единичного гидрографа.

Мгновенный единичный гидрограф представляет собой не что иное, как единичный гидрограф, единица времени которого  $t$  бесконечно мала. Построение единичного гидрографа для осадков продолжительностью  $t$  часов по мгновенному гидрографу производится с помощью S-кривой.

6.3.2.2.9 **Метод изохрон**

Метод изохрон является отражением одной из первых концепций о формировании стока с бассейна. Сток с разных участков бассейна достигает замыкающего створа в разное время. Сначала стекает вода, которая при подъеме уровня в реке поступает в нее с участков, расположенных вблизи замыкающего створа. Затем поступает вода с более удаленных участков в центре бассейна и, наконец, с самых отдаленных участков. Таким образом, площадь бассейна может быть разделена на зоны, с которых происходит последовательное поступление воды к замыкающему створу. Линии, разграничивающие эти зоны на рисунке II.6.11 (а),

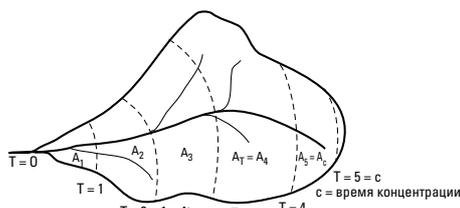
называются изохронами. Распределение межизохронных зон (как по времени добегаания, так и по площади) принимается постоянным для данного бассейна для всех гидрографов паводков.

Чтобы определить функцию распределения, необходимо сначала рассчитать или задать среднее время добегаания или среднюю скорость стекания. Изохроны наносятся на карту бассейна в соответствии со средней скоростью стока в русло или средним временем добегаания. Затем с помощью планиметра определяется площадь каждой зоны, и полученные величины наносятся на график для соответствующих значений времени добегаания (рисунок II.6.11 (б)).

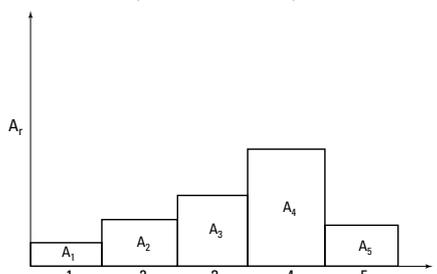
Такое пространственно-временное распределение является отражением гидрографа стока при равномерном ливне единичной продолжительности  $\Delta t$ , разнице во времени между изохронами. При нескольких периодах ливней, каждый из которых дает разное количество стока с разных зон, используется формула:

$$Q_t \Delta t = A_1 V_t + A_2 V_{t-1} + A_3 V_{t-2} + \dots + A_c V_{t-c+1}, \quad (6.30)$$

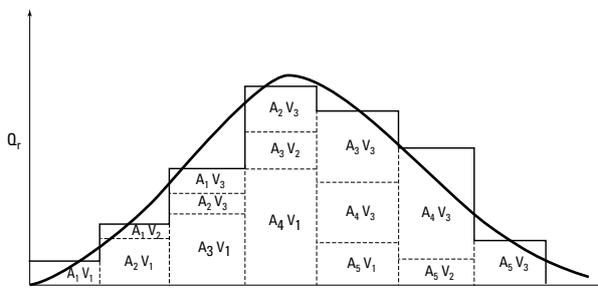
где  $Q_t$  — средний расход воды за период  $\Delta t$ , заканчивающийся в момент времени  $t$ ;  $A$  — ордината



а) Карта бассейна с изохронами



б) Пространственно-временное распределение



в) Итоговый гидрограф

**Рисунок II.6.11. Метод изохрон**

гистограммы площадь–время за это же время;  $V_t$  — зональный сток в течение этого же периода. При этом необходимо обеспечить совместимость единиц. На рисунке II.6.11 (с) приводится расчет результирующего гидрографа при трех периодах равномерного стока по бассейну.

Итоговый гидрограф отражает характеристики времени добега воды водосбора. Поскольку фактический гидрограф подвержен влиянию русловой ёмкости, то гидрограф, рассчитанный по уравнению (6.30), должен быть направлен через ёмкость. Для этого можно использовать любой известный метод, описанный в литературе. В разделе 6.3.5 описываются два таких метода. Чтобы получить наиболее удачную комбинацию при моделировании наблюдаемых гидрографов, при подгонке изохрон и параметров трансформации предпочтение обычно отдают методу проб и ошибок.

Метод изохрон позволяет учесть неравномерное распределение дождевых осадков в том случае, когда число установленных в бассейне осадкомеров является достаточным для надежного описания хода дождя. Это является преимуществом по сравнению с методом единичного гидрографа, представленным ранее.

### 6.3.3 Моделирование подземных вод

#### 6.3.3.1 Общие положения моделирования

Подземные воды становятся все более важным источником воды для человечества, поскольку ресурсы поверхностных вод истощаются из-за возрастающего забора вод и их загрязнения.

Поскольку подземные воды являются скрытым и удаленным объектом, их сохранение и управление дорого и с точки зрения научного подхода затруднено из-за недостаточности доказательств, знаний и понимания их местоположения, количества и характера. Следовательно, для того чтобы определить границы их распространения, объем и качество и, в свою очередь, осваивать, управлять и защищать их, необходимо создавать репрезентативные модельные сценарии для проверки их потенциального и реального объема и качества. В этом разделе кратко рассматриваются научный подход и практические методы гидрогеологического моделирования с точки зрения практического применения, главными элементами которого являются разработка, освоение, контроль и сохранение.

#### 6.3.3.2 Разработка концептуальной модели

Для того, чтобы с достаточной точностью представить гидрологический режим, необходимо воспроизвести

посредством модели значительное число характеристик. Эти элементы модели охватывают несколько выражений в качестве предмета обсуждения (Bear, 1980, 1988).

Тип и детальность концептуальной модели будут зависеть от масштаба, количества времени и ресурсов — имеющихся данных, технической экспертизы, людских ресурсов, вычислительных средств — обеспечивающих решение поставленной задачи, а также от качества процесса принятия решения, профессиональных рисков и нормативно-правовой основы.

Концептуальное моделирование непрерывно и циклично, следовательно, применим многоуровневый подход: основной–промежуточный–детальный. Предположения, входящие в концептуальную модель, должны быть связаны с вопросами, описанными ниже.

#### 6.3.3.3 Развитие математической модели

Главные элементы модели включают в себя следующие компоненты:

- определение геометрии поверхностей, ограничивающих область;
- уравнения, которые описывают балансы компонентов, например массы жидкости, массы химических соединений и энергии;
- уравнения потоков, которые связывают потоки компонентов с соответствующими переменными задачи;
- уравнения состояния, которые определяют поведение конкретных фаз и соответствующих химических соединений, например, зависимость плотности и вязкости от давления, температуры и концентрации раствора;
- источники и поглотители количеств компонент, обычно упоминаемые как принудительные функции.

Настройки для запуска модели включают в себя следующие положения:

- начальные условия, которые описывают известное состояние системы в некоторый начальный момент времени;
- пограничные условия, которые описывают взаимодействие рассматриваемой области с внешней окружающей средой, т. е. за пределами делимитированной зоны, через их общие границы.

Если для решения применяемой математической модели требуется использование новой численной модели со своей системой кодирования, необходимо осуществить процедуру тщательной верификации посредством проверенных ранее прикладных программ для того, чтобы определить, соответствует ли

она цели. Если это практически осуществимо, то следует использовать сравнительные сценарии с разными кодами.

Режим подземных вод контролируется геологическими и климатическими условиями и используется человеком для удовлетворения потребностей разработки водных ресурсов, в то время как экологические требования удовлетворяются посредством соблюдения остаточного баланса. Для оценки наличия, объемов и изменчивости доступных подземных вод необходимо проводить исследования и тестирования. Они основываются на широком практическом опыте различных наук о Земле, включая гидрометеорологию, гидрологию, почвоведение, геоморфологию, петрологию, геологию и гидрохимию.

Подземные воды являются частью водной циркуляционной системы Земли, известной как гидрологический цикл, при этом водоносные горизонты земной коры действуют как каналы для переноса и как резервуары для хранения воды. Вода поступает в эти горизонты с земной поверхности или из водоемов, расположенных на поверхности Земли, затем она медленно проходит различные расстояния до тех пор, пока вновь не вернется на поверхность под действием естественного стока, растений или человека. Объемы резервуаров подземных вод значительные, а скорости их течения низкие, поэтому они могут представлять собой существенные и широко распространенные источники воды. Подземные воды, поступающие в русла поверхностных водотоков, питают их, когда поверхностный сток мал или отсутствует. Кроме того, вода, выкачанная из колодцев, во многих регионах является единственным источником воды для многих аридных территорий в течение большей части года.

Вода в толще почвогрунтов движется вниз через ненасыщенную зону под действием силы тяжести, в то время как в насыщенной зоне она движется в направлении, определенном гидравлическими условиями. Главными источниками естественного питания являются осадки, сток, озера и водохранилища. Разгрузка подземных вод наблюдается, когда вода выходит из-под земли. Чаще всего естественная разгрузка осуществляется в форме потока в поверхностные водные объекты, например реки, озера и океаны, или потока на поверхность в виде ключей. Подземные воды, расположенные на незначительной от поверхности глубине, могут возвращаться прямо в атмосферу посредством испарения с почвы и транспирации растений. Выкачивание воды из колодцев составляет главную часть искусственного расхода подземных вод.

Подземные воды встречаются в проницаемых геологических образованиях, известных как водоносные слои, структура которых способствует потоку воды

в естественных условиях, при этом водоупоры, являющиеся непроницаемыми пластами, препятствуют движению воды. Подземные воды могут занимать часть горных пород или почвы, которая не занята твердыми минералами (Todd, 2005). Эти пространства называются пустотами, расселинами, порами или поровыми пространствами и характеризуются их размером, формой, неправильностью и распределением. Первичные расселины были образованы геологическими процессами, определявшими происхождение геологической формации, и находятся в осадочных и магматических горных породах. Вторичные расселины появились после того, как сформировалась порода, и представляют собой стыки, разломы и проломы. Пористость горной породы или почвы является мерой содержания расселин и выражается в процентах пустот в общем объеме массы. Если  $a$  — это пористость, то:

$$a = 100w/V, \quad (6.31)$$

где  $w$  — объем воды, необходимый для заполнения или насыщения всего пористого пространства, и  $V$  — общий объем горной породы или почвы.

Пористость может принимать значения от нуля до 50 процентов в зависимости от формы и расположения отдельных частиц, распределения по размерам и степени сжатости и сцепления.

Существует ряд моделей, которые используются для представления движения подземных вод и явления переноса. Они включают следующее:

- а) физическое представление с помощью масштабной модели, включающей среду, через которую входит жидкость, контролируемая приборами для измерения давления и напора;
- б) электрическое представление, в котором напор, поток и проводимость представлены напряжением, током и сопротивлением;
- в) математическое представление, использующее набор алгоритмов для представления главных процессов;
- г) стохастический анализ для характеристики моделирования подповерхностного стока и переноса.

На практике чаще всего в настоящее время используется гидрогеологическое моделирование, указанное в пунктах (в) и (г) выше. Что касается явления переноса, связанного с загрязнением грунтовых вод, при котором встречаются двух- и трехфазные условия потока, то использование математических моделей считается важным из-за необходимости представлять и анализировать сложные сценарии.

Движение подземных вод в их естественном состоянии подчиняется установленным гидравлическим принципам. Поток воды через водоносные слои можно

выразить с помощью закона, выведенного Дарси в 1856 г., согласно которому скорость потока через пористую среду пропорциональна снижению напора и обратно пропорциональна длине пути потока. Закон Дарси может быть выражен следующей общей формулой:

$$Q = KA \frac{dh}{dL}, \tag{6.32}$$

где  $Q$  — скорость потока;  $K$  — коэффициент проницаемости (иногда называемый гидравлической проводимостью) и  $dh/dL$  — гидравлический градиент. Это соотношение показано на рисунке II.6.12.

В соответствии с условными обозначениями этого рисунка, закон Дарси принимает следующий вид

$$Q = KA \frac{h_1 - h_2}{L}, \tag{6.33}$$

где  $h$  (размерность:  $[L]$ ) — пьезометрический напор:

$$h = z + \frac{p}{\rho g}, \tag{6.34}$$

где  $z$  — высота точки, в которой рассматривается пьезометрический напор над некоторым исходным уровнем;  $p$  и  $\rho$  — давление жидкости и плотность массы соответственно; и  $g$  — ускорение свободного падения.

Гидравлическую проводимость  $K$  можно представить в следующем виде:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} = \frac{kg}{\nu}, \tag{6.35}$$

где  $g$  — ускорение свободного падения, а  $k$  (размерность:  $[L^2]$ ) — проницаемость или истинная водопроницаемость пористой среды. Это коэффициент, который зависит только от свойств конфигурации пустого пространства.

Течение подземных вод является важным аспектом гидрогеологии и основывается на принципах движения жидкости через пористую среду. Для его понимания требуются глубокие знания в области механики жидкости, однако в рамках этого краткого обзора гидрогеологии его невозможно описать исчерпывающим образом. Вместе с тем можно резюмировать основные части потока подземных вод в соответствии с пространственными параметрами потока, его временным ходом, границами распространения и свойствами среды и жидкости.

**6.3.3.4 Оперативные опции модели**

При разработке модели могут быть выбраны следующие опции:

- a) размерность модели (одно-, двух- или трехмерность);
- b) стационарный или нестационарный режим;
- c) число и виды жидкостных фаз и соответствующий химический состав;
- d) возможность фазовых переходов и химический обмен между смежными фазами;
- e) режимы движения жидкости, например ламинарный или неламинарный;
- f) наличие неизотермальных условий и их влияние на жидкость или характеристики твердого состояния и на химико-биологические процессы;
- g) соответствующие переменные состояния и площади или объемы, по которым следует проводить осреднение этих переменных.

Любой сток подземных вод в природе до определенной степени является трехмерным, но сложность решения проблем, связанных с движением грунтовых вод, зависит от того, в какой мере поток является трехмерным. При этом практически невозможно анализировать проблему естественного движения, если оно не

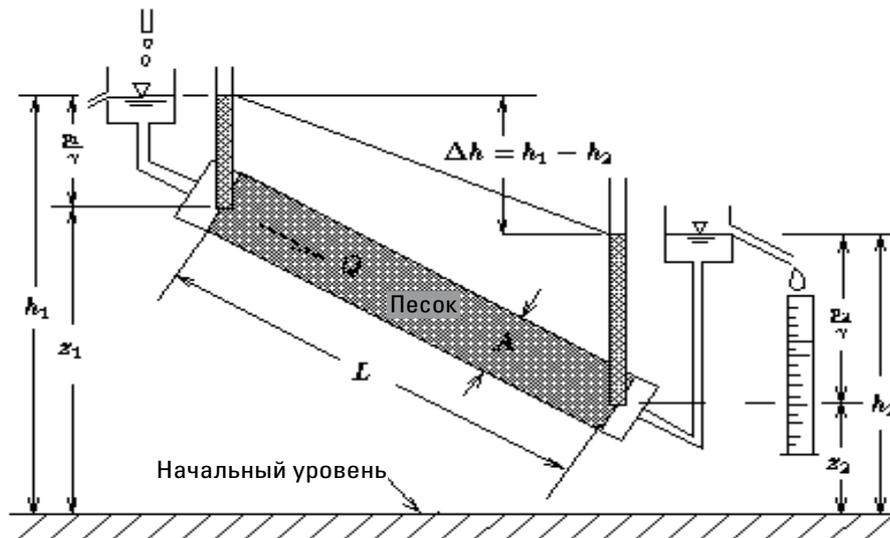


Рисунок II.6.12. Представление эксперимента Дарси

может быть выражено в терминах двумерной проблемы, предполагающей наличие симметрии. Следовательно, большинство решений основываются на предположении о том, что рассматриваемые проблемы являются двумерными или имеют особые характеристики симметрии.

Количественное оценивание стока подземных вод обычно основывается на данных о скорости, давлении, плотности, температуре и интенсивности просачивания воды через геологическую формацию. Эти водные характеристики часто являются неизвестными переменными и могут изменяться во времени и пространстве. Если неизвестные или зависимые переменные являются функциями только пространственных характеристик, поток оценивается как устойчивый; если они также являются функциями времени, поток рассматривается как неустойчивый или зависимый от времени.

Движение подземных вод в заполненных водой порах — водоносном горизонте — зависит от ограничивающих поверхностей среды, т. е. границ. Если эти границы неизменны во времени и пространстве для различных состояний потока, водоносный горизонт является закрытым. Однако, если поток обладает свободной поверхностью, которая изменяется в зависимости от состояния потока, он является открытым.

Движение подземных вод в водоносном горизонте определяется характером, особенностями и изотропией среды. Если характеристики среды в любой точке и в любом направлении от этой точки неизменны, то такая среда является изотропной; если нет, то она считается анизотропной. Среда считается гетерогенной по своему составу, если ее характер, особенности и условия изотропии или анизотропии меняются от точки к точке в этой среде, и гомогенной, если ее характер, особенности и условия изотропии или анизотропии постоянны в ней.

Еще одно разделение — напорный или безнапорный поток. Поток является напорным, если все пустоты среды полностью заполнены жидкостью на этапе главного течения и безнапорным — в обратном случае. Глубоко залегающие подземные воды всегда являются напорными, а выше зоны напорных вод в отсутствие вышележащих непроницаемых слоев находится безнапорная зона. Граница между этими двумя зонами называется поверхностью грунтовых вод или фреатической поверхностью. Верхняя зона занята частично воздухом и частично водой и называется безнапорной зоной или зоной аэрации. Она состоит из верхней области, которая называется областью почвенных вод, промежуточной области и нижней области, которая известна как капиллярная область.

В почвенной области существует дефицит влаги, кроме случаев, когда избыточная вода поступает в нее в результате длительных дождей. Область простирается от поверхности земли через основной корнеобитаемый слой; ее толщина зависит от типа почвы и растительности.

Три основные гидравлические характеристики водоносного горизонта — пористость, которая определяет объем аккумулируемой влаги, удельная водоотдача, которая определяет объем воды, отдаваемый в форме естественного стока или посредством откачки, и проницаемость, которая определяет скорость движения воды в водоносном горизонте.

Целый ряд методов моделирования движения подземных вод можно найти в различной литературе. Большая часть их — это преимущественно физические методы, основанные на строгой физике движения воды в пористой среде. Однако также используются и концептуальные методы и даже метод «черного ящика».

Математика описания движения жидкости и переноса в напорных и безнапорных пористых средах очень сложна. Существует множество физически обоснованных уравнений, построенных с учетом различных допущений и упрощений для различных конфигураций водоносного горизонта, в т. ч. для закрытых, открытых и полужакрытых горизонтов. Классический обзор физически обоснованных методов можно найти в работах Иглсона (Eagleson, 1970). См. также Мейдмента (Maidment, 1992).

Движение подземных вод описывается системой из трех нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных, выражающих сохранение массы — уравнение неразрывности, уравнение сохранения количества движения и уравнение состояния. Допуская несущественное сжатие воды и пористость среды, изотермическое неустойчивое ламинарное движение воды при отсутствии выходов источников и воронок может быть описано следующими дифференциальными уравнениями в частных производных (Eagleson, 1970):

$$W + S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right), \quad (6.36)$$

где  $h$  — пьезометрический напор;  $K_x$ ,  $K_y$  и  $K_z$  — коэффициенты водопроводимости (для изотропных сред  $K_x = K_y = K_z = K$ );  $W$  — общая характеристика для источников и воронок; и  $S_s$  — удельное содержание влаги. В случае переменного напорного потока водопроводимость и удельное содержание влаги являются функциями влажности.

Уравнение для описания процессов переноса подземными водами может быть получено с использованием уравнения (6.51). Адвективно-дисперсионное уравнение переноса используется для моделирования процессов, имеющих отношение к качеству воды, например переноса растворенных веществ как консервативных, так и химически активных.

Физически обоснованные дифференциальные уравнения в частных производных для описания движения грунтовых вод и переноса лежат в основе моделей подземных вод с распределенными параметрами, в которых решение обычно получают с помощью методов конечных разностей или конечных элементов. Обзор программного обеспечения для решения проблем подземных вод был проведен Андерсоном и др. (Anderson, 1992). Среди кодов, включенных в компонент ГОМС L20.2.04, есть конечно-разностная модель течения грунтовых вод с модульной структурой, или MODFLOW — универсальный пакет программного обеспечения, разработанный Службой геологии, геодезии и картографии США, который широко используется во всем мире в различных применениях.

Модель MODFLOW (McDonald and Harbaugh, 1988) имитирует движение подземных вод в пористой среде в трех измерениях, а также способна моделировать поток в двух измерениях. Модульная структура была использована для программы и документации для того, чтобы сделать модель более понятной и чтобы при необходимости в нее можно было вносить изменения. Код модели состоит из серии пакетов или модулей, которые могут быть выбраны для решения конкретной задачи. Среди модулей — решающие уравнения программы; модули, отвечающие за поток, пополнение, откачку и испарение. Область применения MODFLOW включает стационарные и переходные потоки грунтовых вод; движение подземных вод в ограниченных, в имеющих выход и неограниченных водоносных слоях; и некоторые особые проблемы потока, такие как родник и разгрузка в колодец. Колодцы, реки, дренажные системы, испарение и пополнение могут быть смоделированы и представлены как зависимые от напора источники, где напор вне модели определяет пользователь. MODFLOW может быть использован при изучении взаимодействий между подземными и поверхностными водами, таких как частичная разгрузка подземных вод в реки и озера. В качестве исходных данных модель требует гидравлические параметры водоносных горизонтов, граничные условия, начальные условия и нагрузки. Входные данные представляются в виде текстовых файлов с данными, изложенными в установленном порядке и формате. Входные данные должны соответствовать указанной структуре сетки. Основным результатом реализации модели является напор в каждой точке. Кроме того, рассчитывается водный баланс, и поток

через каждую ячейку модели может быть сохранен в файле диска. MODFLOW, вероятно, наиболее широко используемая модель подземных вод в мире.

Пакет MODFLOW предназначен для использования опытными гидрогеологами. В помощь пользователю доступны полезные препроцессоры и постпроцессоры.

### 6.3.3.5 Планирование

Для осуществления проекта по моделированию движения подземных вод первым и весьма важным шагом является определение цели работы. В случае крупных проектов на этом этапе может потребоваться предпроектное исследование для определения необходимых условий и анализ целей проекта, а также обзор предшествующих исследований и имеющихся данных. Кроме определения целей проекта и основных задач, которые будут решаться, предпроектное исследование должно также определить основные ожидаемые результаты работы.

Планирование также включает определение типа информации, которую ожидается получить с помощью модели для принятия управленческих решений и данных, которые имеются, и тех данных, которые необходимо будет получить благодаря осуществлению программы мониторинга. Кроме того, важно определить имеющиеся ресурсы, в т. ч. экспертные знания, квалифицированный персонал, оборудование для мониторинга, полевые данные и компьютеры, которые необходимы для разработки и реализации модели в рамках бюджетных ограничений, которые могут быть установлены. Это включает способность понимания и описания протекающих процессов и данные, необходимые для проверки модели и определения численных значений ее коэффициентов. Следует также учитывать местные нормативно-правовые рамки, которые касаются данного случая, для обеспечения того, чтобы результаты моделирования были достаточно надежными, обширными и подробными, чтобы соответствовать будущим проверкам.

Хорошей практикой является создание управленческой команды, в которую должны быть привлечены соответствующие заинтересованные стороны для руководства проектом, рассмотрения промежуточных результатов, разрешения разногласий и достижения соглашений по вопросу о приемлемости каждого этапа процесса разработки модели.

После того, как определены цели проекта по моделированию, необходим поэтапный подход из-за ряда неопределенностей относительно высокой стоимости и длительности программы работ, что, как правило, имеет место при моделировании движения подземных вод. Признавая эти проблемы, Агентство по окружающей

среде Англии и Уэльса разработало руководство (Environment Agency, 2002) с изложением последовательных этапов, которые должны быть учтены в процессе моделирования подземных вод, как показано на рисунке II.6.13.

Проиллюстрированный выше подход включает систему поддержки принятия решений, которая развивается с предпроектного исследования в концептуальную модель и историческую модель, заканчиваясь прогнозной моделью, которая может быть впоследствии усовершенствована с помощью оперативных данных. Эти средства предназначены для достижения целей, оценки вариантов, получения отклика на варианты, оценки результатов, выбора предпочтительного решения и создания системы мониторинга для оценки долгосрочных результатов.

### 6.3.4 Модели снеготаяния

Снеготаяние, с точки зрения формирования запасов воды, идущих на инфильтрацию и образование стока, является аналогом дождевых осадков, за исключением задержки воды в снежном покрове. В некоторых районах снеготаяние является основным источником воды в водохранилищах, реках, озерах и подземных водоносных горизонтах. В горных снежных районах снеготаяние является важным компонентом стока, обеспечивая более 50 процентов общего стока. В некоторых горных бассейнах снеготаяние дает 95 процентов стока.

Обычные измерения дополнительных изменений запасов воды в снежном покрове не дают удовлетворительных результатов измерений снеготаяния, главным образом, из-за существующих погрешностей при наблюдениях и взятии проб. Есть еще две дополнительные и неизбежные причины того, почему снеготаяние необходимо рассчитывать, а не наблюдать. Одна из них связана с прогнозированием стока, когда выгоднее прогнозировать причины снеготаяния, а не просто ожидать его результатов. Вторая причина, связанная, в частности, с проектированием и разработкой, заключается в необходимости экстраполяции экстремальных величин снеготаяния на основе физических процессов. Снеготаяние является частью ряда гидрологических моделей, что отражено в коротком обзоре компонентов ГОМС в разделе 6.1.6.

В принципе концептуальная модель талого стока — это объединение стандартной модели расчета аккумуляции и абляции снега с моделью дождевого стока. Такая объединенная модель может использоваться для составления прогнозов в течение всего года в любых климатических условиях. Модели талого стока были также разработаны специально для расчета стока в период весеннего снеготаяния. Во всех случаях таяние снежного покрова связано с энергетическим

балансом. Закон сохранения энергии определяет, что изменение температуры снега зависит от баланса потоков поступающей и уходящей энергии. Сохранение массы в снежном покрове может быть описано следующим простым уравнением неразрывности:

$$I - O = \frac{dS}{dt} . \quad (6.37)$$

Исходными являются данные об осадках, конденсации и наличии ледяной корки, в то время как на выходе будут сублимация и сток; все характеристики выражены в миллиметрах слоя воды. Изменения массы в снежном покрове могут также происходить за счет сдувания снега, сублимации и аккумуляции (Pomeroy and Brun, 2001); на выпадение снега может влиять перехват снега кронами деревьев, который может вызывать существенные потери в массе снега. Часть перехваченного снега может сдуваться с деревьев и в конечном счете оказывается на земле, но большая часть сублимирует и будет потеряна для снежного покрова (более подробную информацию о перехвате снега кронами деревьев см. у Hedstrom and Pomeroy, 1998).

Из-за всех этих сложностей были разработаны концептуальные методы для оценки физических особенностей снежного покрова и его последующего таяния в масштабах бассейна. Они включают кривые истощения снежного покрова и модели таяния, использующие температурные индексы. И те, и другие используются во многих оперативных гидрологических системах моделирования для описания и прогнозирования гидрологического отклика на покрытых снегом водосборах.

#### 6.3.4.1 Индексные методы оценивания стока с бассейна

Многие модели для прогнозирования талого стока (как средне-, так и долгосрочные) основаны на статистических индексных методах. Имеющиеся данные об осадках и снежном покрове в горах не позволяют, как правило, определять снегозапасы и могут лишь индексировать эту величину. По этой причине взаимосвязи между сезонным стоком и индексом снегонакопления носят статистический характер. Будучи пригодными для прогностических целей, они в большинстве случаев не могут использоваться для водно-балансового анализа.

Оправдываемость долгосрочного прогноза зависит главным образом от того, насколько точно индекс снегонакопления отражает фактические условия. Существуют, по крайней мере, пять дополнительных факторов, которые могут оказывать влияние на сток и, следовательно, на корреляционную связь между стоком и индексом снегонакопления:

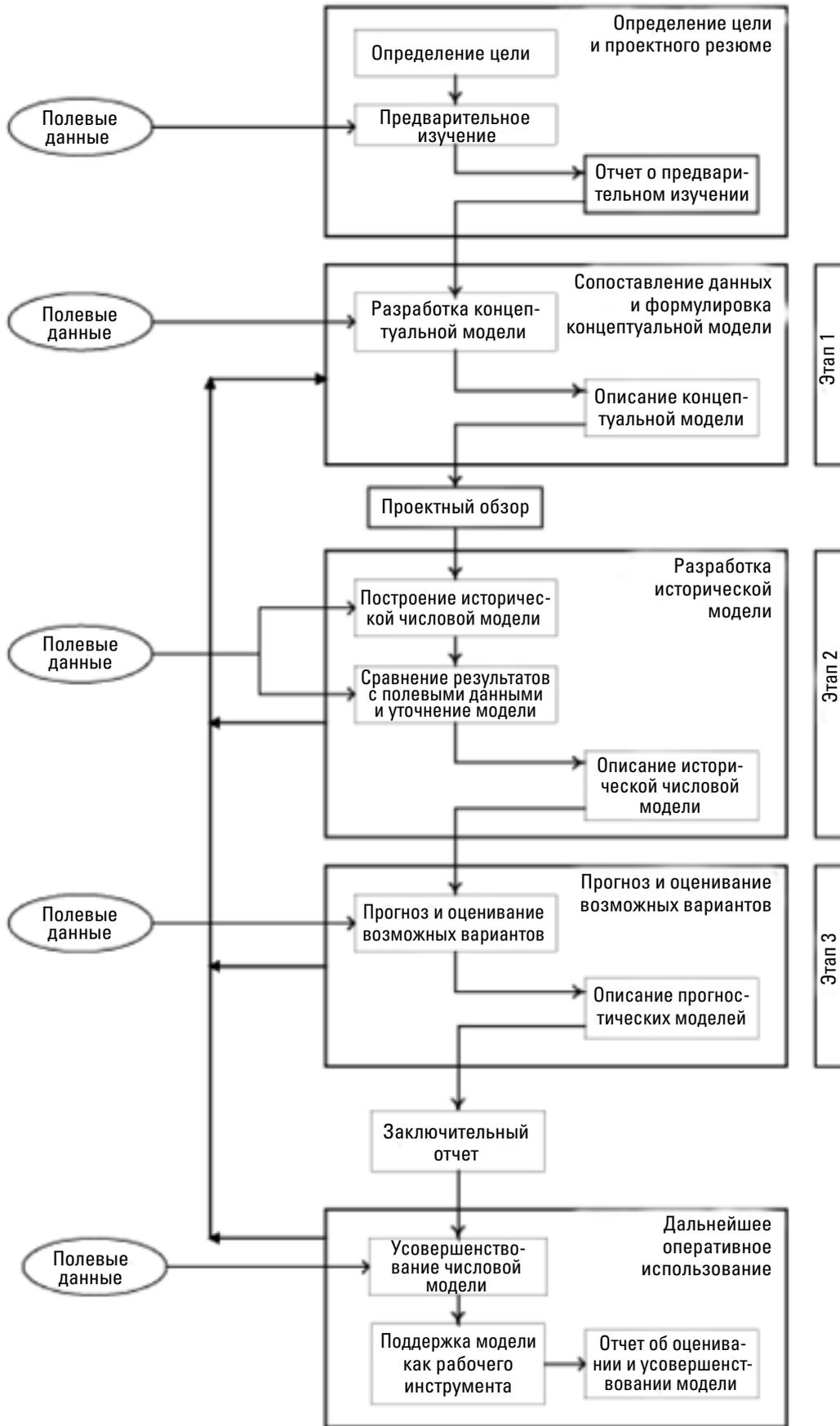


Рисунок II.6.13. Процесс моделирования грунтовых вод (Агентство по окружающей среде, 2002)

- a) запасы подземных вод за предшествующий период;
- b) количество осадков, выпавших между последней снегомерной съемкой и датой выпуска прогноза;
- c) количество осадков, выпавших за период весеннего снеготаяния или за период, для которого готовится прогноз;
- d) количество сублимированного снега за период между последней снегомерной съемкой и датой выпуска прогноза;
- e) количество сублимированного снега за период весеннего снеготаяния или за период, для которого выпускается прогноз.

В тех речных бассейнах, где базисный сток из водоносных горизонтов составляет существенную часть суммарного стока и где он значительно меняется от года к году, надежность корреляционной связи может быть увеличена за счет учета запасов подземных вод.

Осадки можно учитывать двумя способами:

- a) путем сложения индекса осадков с индексом снегонакопления и использования суммы этих индексов в качестве одной переменной;
- b) используя индекс осадков в качестве дополнительной переменной.

Осадки, выпавшие после начала снеготаяния, должны включаться в расчетные уравнения по мере поступления данных о них. Это гарантирует то, что влияние этих осадков будет учтено при выведении статистических соотношений для прогноза талого стока.

Если позволяют финансовые бюджеты, снегомерные съемки в горах необходимо проводить несколько раз в течение зимы, чтобы вывести тренды снегонакопления. Последняя снегосъемка обычно проводится в конце периода снегонакопления, как раз перед началом весеннего снеготаяния. Данные снегосъемки в конце периода снегонакопления используются для расчета индекса снегонакопления.

Снегомерные маршруты на различных высотах используются с целью получения данных для установления взаимосвязи между запасом воды в снежном покрове и высотой  $w = f(z)$ . Каждый год устанавливается новая зависимость. Если данных наблюдений недостаточно для построения графиков  $w = f(z)$ , можно применить множественную корреляцию между стоком и запасом воды в снежном покрове, используя данные по каждой точке наблюдений. Данные снегомерных маршрутов могут, кроме того, использоваться в качестве входных данных в статистических моделях для прогнозирования стока.

В большинстве случаев наиболее надежный индекс стокообразующих запасов воды в снеге для горных территорий можно получить при совместном

использовании данных осадкомеров и данных снегосъемок. Это может быть осуществлено с помощью статистических методов.

#### 6.3.4.2 Концептуальные модели талого стока

Сток с бассейна может быть оценен с помощью ряда возможных алгоритмов, представляющих физику снеготаяния. Чаще всего снеготаяние описывается как процесс выпадения осадков и процесс инфильтрации талой воды в почву с использованием ряда возможных алгоритмов инфильтрации. Модели расчета талого стока обычно включают модель снеготаяния и функцию преобразования. Модель снеготаяния рассчитывает объем воды, которая доступна для стока, а функция преобразования — это алгоритм, который пересчитывает воду на поверхности земли в сток на выходе из бассейна (Donald and others, 1995). Модель снеготаяния и модель трансформации могут быть со сосредоточенными и распределенными параметрами. Модели со сосредоточенными параметрами используют один набор значений параметров для определения физических и гидрологических характеристик водосбора. Модели с распределенными параметрами учитывают пространственную изменчивость посредством деления водосбора на частные водосборы и вычисления талого стока отдельно для каждого такого частного водосбора, используя для каждого соответствующий набор параметров. Модели снеготаяния обычно включают представление снежного покрова, который может быть как простым однослойным (см., к примеру, Anderson, 1973), так и многослойным абстрактным, как это иллюстрируют Брун и др. (Brun and others, 1992). Представление снежного покрова усложняется сроками стока снеготаяния из-за его влагоудерживающей способности.

Во многих оперативных моделях талого стока используются различные типы температурного индекса (метод градусо-дня), с помощью которого определяется период, в течение которого происходит снеготаяние, и объемы стаявшего снега за определенные периоды времени. В моделях аккумуляции и абляции снежного покрова накопление снега определяется по температуре воздуха и осадкам и, кроме того, температура воздуха служит единственным индексом теплообмена на границе раздела снег-воздух. Последний аспект как правило моделируется с помощью метода градусо-дней, в котором температура воздуха является индексом поступления воды из снежного покрова. В методе градусо-дня в явном виде не учитываются те процессы, которые регулируют водоотдачу из снежного покрова, т. е. замерзание растаявшей воды при недостатке тепла и различные фазы перехода воды в жидкое состояние, в отличие от процесса таяния снега. На рисунке II.6.14 приводится блок-схема модели аккумуляции и абляции снежного покрова, разработанная Андерсоном

(Anderson, 1973). Фактические измерения характеристик снежного покрова по данным снегосъемок или точечных наблюдений могут использоваться как дополнительный источник информации для улучшения прогнозов сезонного стока, полученных по концептуальным моделям, в которых в качестве входных данных используются только температура воздуха и осадки (Todini and others, 1978).

6.3.4.3 Расширенное моделирование стока

Концептуальные модели могут лишь имитировать процесс формирования талого стока за период, для которого имеются входные данные. Прогнозы же на будущее можно составить, используя прогнозируемые величины осадков и температуры воздуха, полученные

на основе статистического и стохастического анализов или на основе расширенного прогнозирования с использованием численных моделей погоды. Ход стока за сезон не может надежно прогнозироваться без учета влияния будущих погодных условий.

В прогнозах стока, основанных на методе индексов или статистических методах, будущие условия погоды могут быть оценены с использованием индексов за оставшийся сезон на основе данных наблюдений за осадками и температурой прошлых лет. При использовании концептуальных моделей генерируются последовательности величин стока для условий каждого года на основании климатических данных за многие годы, обычно за 20 лет и более. На основании этих последовательностей могут быть построены кривые распределения вероятностей для различных характерных периодов времени в будущем и различных расчетных гидрологических характеристик, например максимального расхода, объема стока и модуля стока (Twedt and others, 1977). Это предполагает, что полученные исторические последовательности являются репрезентативными для тех условий, которые можно ожидать в будущем.

6.3.4.4 Входные данные

Входными данными, используемыми в физически обоснованных концептуальных моделях или концептуальных моделях индексного типа, могут быть измеренные осадки и/или данные измерений запасов воды в снежном покрове. При использовании физически обоснованных концептуальных моделей необходимо вводить поправки на систематические погрешности (см. том I, раздел 3.3.6), возникающие при измерениях осадков, для того чтобы входные данные, насколько это возможно, адекватно характеризовали средние величины осадков и/или снежный покров. В горных районах, где характеристики снежного покрова сильно зависят от высоты, данные наблюдений на метеорологических станциях часто подвержены влиянию местных факторов, включая ветер, уклоны и экспозицию склонов, и должны корректироваться с целью лучшего представления ими средних метеорологических условий, если они используются для моделирования условий формирования снежного покрова. На практике измерения снежного покрова и осадков дополняют друг друга.

Пространственное распределение снежного покрова часто описывается с помощью кривых истощения снежного покрова, которые суммируют процентное покрытие поверхности снегом по мере увеличения средней глубины. Отношения кривых истощения снежного покрова для целых бассейнов в настоящее время используются в гидрологических моделях с сосредоточенными параметрами, таких как Система

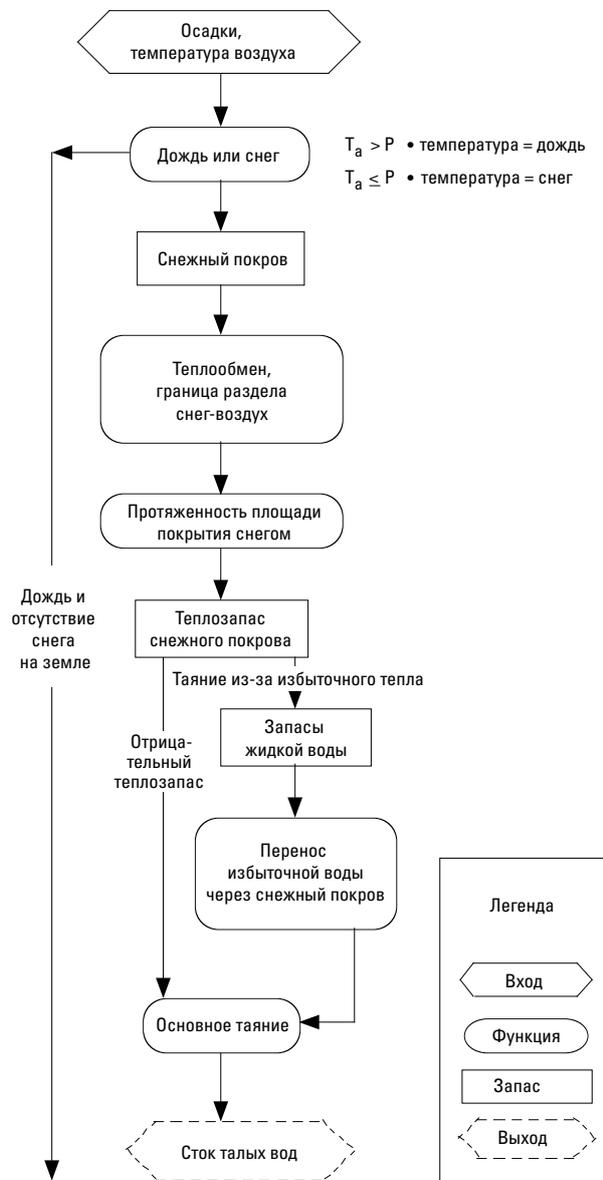


Рисунок II.6.14. Диаграмма моделирования стока при аккумуляции и таянии снега

прогнозирования режима рек Национальной службы погоды США или NWSRFS (Anderson, 1973), для описания распределения снежного покрова по мере его таяния. Эти отношения сложно получить и они требуют калибровки для каждого конкретного бассейна. Самое простое представление дает унифицированный снежный покров, имеющий постоянную высоту и полностью покрывающий всю площадь. Знание площади покрытия снегом внутри и между ландшафтными объектами необходимо для надежной оценки общего количества воды, содержащегося в снежном покрове водосбора. Площадь распределения снежного покрова может быть обобщена в форме кривой распределения площадей. Кривая распределения площадей суммирует состояние снежного покрова на данный момент времени в пределах бассейна. Интенсивные программы отбора проб необходимы для разработки баз данных для количественной оценки распределения снега в форме кривых распределения площадей.

Так как это непрактично разрабатывать физические модели распределения снежного покрова, разумно развивать статистические или эмпирические соотношения распределения снега, основанные на растительном покрове и физико-географических аспектах. Это достигается путем использования кривых истощения снежного покрова. Ранго и его коллеги предлагают кривую истощения, где процент заснеженной территории находится на оси  $y$ , а время на оси  $x$ , обеспечивая концептуально обоснованный подход к пониманию процесса таяния снега в бассейне (Rango and others, 1983).

#### 6.3.4.5 Теория снеготаяния в точке

Рациональный подход к расчету интенсивности снеготаяния основан на тепловом балансе, который учитывает основные формы теплообмена. Тепло передается снегу путем поглощения прямой солнечной радиации, длинноволновой радиации, конвективного теплообмена с атмосферой, в виде скрытой теплоты парообразования при конденсации из воздуха; сравнительно небольшое тепло поступает вместе с дождевыми осадками и ничтожно малое количество тепла поступает от подстилающего грунта.

Уравнение энергетического баланса может быть использовано для определения количества тепла, необходимого для снеготаяния  $Q_m$ , которое может быть напрямую преобразовано в величину снеготаяния на единицу объема снега:

$$Q_m = Q_n + Q_h + Q_e + Q_g + Q_a - dS_i/dt, \quad (6.38)$$

где потоками энергии (на единицу площади) являются соответственно:  $Q_n$  — длинноволновая радиация;  $Q_h$  — перенос вследствие разницы температур между

поверхностью и атмосферой;  $Q_e$  — скрытый энергопоток в результате изменения водяного пара (выброс тепла при конденсации или его высвобождении при сублимации или испарении);  $Q_g$  — поток тепла от подстилающей поверхности;  $Q_a$  — адвекция тепла (дождь); и  $S_i$  — запас тепла в снеге.

Обычно тающий снежный покров содержит жидкой воды от 2 до 5 процентов по весу, однако в некоторых случаях в течение коротких промежутков времени, когда интенсивность снеготаяния превышает интенсивность водоотдачи, содержание воды может достигать до 10 процентов. Таким образом, в течение коротких периодов времени общее количество воды в снежном покрове может несколько превысить то количество воды, которое фактически сформировалось в процессе снеготаяния при данных метеорологических условиях. С практической точки зрения эта доля воды за счет растаявшего ранее снега косвенно входит в эмпирические константы, которые содержат в этой связи значительные неопределенности.

Величина поглощенной солнечной радиации меняется в зависимости от широты, сезона, времени суток, атмосферных условий, залесенности, уклона, ориентации поверхности и отражательной способности снега. Влияние широты, сезона, времени суток и атмосферных условий учитывается при наблюдениях за солнечной радиацией, данные которых обычно интерполируются из-за редкой сети таких станций. Это влияние можно также рассчитать за заданные сутки с помощью формул или графиков, выражающих солнечную радиацию как функцию облачности, времени года и широты.

Значительное влияние на передачу солнечной радиации снегу оказывает лесной покров; на экспериментальных бассейнах это влияние было выражено в виде эмпирического коэффициента, который связывает коэффициент пропускания радиации с густотой полога леса. Как правило, направление, крутизна склона и лесной покров представлены постоянными коэффициентами, полученными эмпирически для данного водосбора.

Отражающая способность поверхности снежного покрова колеблется в пределах от 90 процентов для свежеснеженного снега и до почти 40 процентов для слежавшегося снежного покрова, состоящего из крупных зерен и покрытого, как правило, к концу сезона тонким темным слоем нанесенной ветром органической или минеральной пыли. В конце весны в средних широтах на открытых местах снежный покров с низкой отражательной способностью поглощает обычно такое количество солнечной радиации, которого достаточно для образования 50 мм талой воды в сутки.

Длинноволновый радиационный обмен представляет собой разницу между восходящей радиацией, излучаемой поверхностью снежного покрова, и нисходящим излучением облаков, деревьев и атмосферы. При низкой сплошной облачности или наличии густого лесного покрова с температурой воздуха выше 0 °С такой обмен способствует поступлению дополнительного тепла к снежному покрову. Длинноволновая радиация из атмосферы при отсутствии облачности и леса является, главным образом, функцией температуры воздуха и почти всегда меньше излучения снега. Баланс длинноволновой радиации обычно колеблется в пределах от прироста тепла, эквивалентного слою талой воды в 20 мм в сутки, до потери тепла, эквивалентной слою замерзшей воды в 20 мм в в сутки.

При конвективном обмене тепла основными факторами являются температурный градиент в слое воздуха непосредственно над снегом и интенсивность турбулентного перемешивания, выраженная через горизонтальную скорость ветра.

При выделении тепла за счет конденсации основными факторами являются градиент упругости водяного пара и интенсивность турбулентного перемешивания, которая может быть выражена через скорость ветра. Результирующий обмен теплом в процессе турбулентного обмена может меняться от прироста тепла, эквивалентного слою талой воды более чем 100 мм в сутки, до потерь тепла, соответствующих слою замерзшей воды в 2–3 мм. Причина того, что потенциальный прирост тепла намного превышает его потенциальные потери, заключается в том, что градиенты температуры и упругости водяного пара при увеличении тепла могут быть очень высокими при температуре снега, ограниченной 0 °С, в то время как при очень низких температурах воздуха и упругостях водяного пара, сопровождающих потерю тепла, температура поверхности снега соответственно понижается, что вызывает уменьшение градиентов. Поступление тепла в результате теплового дождя можно рассчитать по скрытой теплоте плавления льда ( $80 \text{ кал}\cdot\text{г}^{-1}$ ), который включает снег, и по температуре дождя, за которую обычно можно принять температуру воздуха по смоченному термометру. Расчеты показывают, что, для того чтобы получить 25 мм слоя талого снега в сутки, нужен очень сильный ливень — по крайней мере 120 мм дождя при температуре воздуха 16 °С.

Интенсивность поступления тепла из почвы к только что выпавшему снегу может быть очень высокой лишь в течение короткого промежутка времени. Однако при обычном установившемся градиенте температуры в почве после образования устойчивого снежного покрова приток тепла эквивалентен стаиванию не более 1 мм снега в сутки.

Указанные выше интенсивности снеготаяния при разных видах теплообмена неаддитивные. Например, условия максимального турбулентного обмена возникают при дождливой погоде и не могут совпадать с максимальной солнечной радиацией. В литературе приводится большое число различных уравнений, которые отражают режимы теплообмена через подающиеся наблюдениям элементы. Больше информации смотрите в публикации WMO-No. 749, *Operational Hydrology Report No. 35 — Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture* (Измерения снежного покрова и оценивание осадков и почвенной влаги по территории) (WMO, 1992) и WMO-No. 646, *Operational Hydrology Report No. 23* (WMO, 1986) — *Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff* (Взаимосравнение моделей талого стока).

Интегрирование рациональной функции снеготаяния по значительной разнородной площади водосбора является очень трудной задачей и практически бесполезным делом при отсутствии соответствующего оборудования. Измерение количества талой воды или интенсивности снеготаяния приводит к необходимости учета водоотдачи в дополнение к учету тепла. При отсутствии дождя относительно важную роль приобретает радиационный обмен и, следовательно, влияние хотя и редко измеряемой отражательной способности снега, а также густоты полога леса. Во время сильных ливней интенсивность и объем снеготаяния могут оказаться сопоставимыми с погрешностью определения количества и интенсивности ливня. Во время ливней, сопровождающихся значительным турбулентным перемешиванием и низкой облачностью, коротковолновая солнечная радиация сравнительно невелика, и основными источниками тепла поэтому являются длинноволновая радиация, конвекция и конденсация. Из-за трудности выделения доли ливневых осадков при снеготаянии, вопрос о снеготаянии во время ливней остается в значительной степени теоретическим при крайне малой эмпирической оценке (US Army Corps of Engineers, 1960). Суточные значения солнечной радиации на данной широте и в данное время года зависят от местной облачности, наблюдения за которой, в свою очередь, достаточно субъективны и редко увязываются со способностью атмосферы пропускать радиацию. Кроме того, возникает проблема определения действующей или содействующей площади снеготаяния.

Такая действующая или содействующая площадь может быть определена как территория, на которой происходит снеготаяние или на которой талая вода достигает почвы. Эта площадь, так или иначе определенная, ежедневно меняется. Если суточный цикл включает ночное замерзание, необходимо в определенной

степени учитывать расходуемые на это тепло и влагу. В начале периода снеготаяния некоторое количество тепла необходимо, чтобы повысить температуру снега до 0 °С и дать возможность растаять такому количеству снега, которое соответствует водоудерживающей способности снежного покрова. Это количество тепла относительно мало по сравнению с тем, которое необходимо для таяния снежного покрова.

Наиболее широко распространенный метод расчета снеготаяния по всему бассейну — использование коэффициентов градусо-дня. Обычно имеются данные о температуре, и изменения температуры над водосборной площадью, как правило, могут быть определены для получения и использования функций градусо-дня. Есть два соображения в пользу применения метода градусо-дня. Во-первых, ход температуры воздуха у поверхности снега отражает в основном физическую сущность тех же самых процессов теплообмена, которые приводят к таянию снега. Во-вторых, каждый элемент теплообмена связан в той или иной степени с температурой воздуха, за исключением случаев, когда имеют место аномальные скорости ветра. Например, минимальная суточная температура воздуха хорошо коррелирует с температурой точки росы, которая определяет упругость давления водяного пара при таянии, вызванном конденсацией. Максимальная суточная температура или температурный диапазон является показателем солнечной радиации. Для ее обычного диапазона длинноволновую радиацию можно выразить как линейную функцию температуры воздуха.

Предпринимались попытки придать максимальной и минимальной суточной температуре воздуха разные веса и использовать вместо 0 °С другие основы для подсчета градусо-дней. Известны также попытки разделить сутки на более короткие единицы времени и использовать градусо-часы. Однако суточный цикл теплообмена и снеготаяния делает сутки логической и удобной единицей для определения снеготаяния, а 0 °С остается общепринятой основой градусо-дня, под которой понимается среднее значение суточной максимальной и минимальной температуры воздуха. В таблице II.6.3 приведены усредненные коэффициенты снеготаяния для нескольких горных регионов в средних широтах Северной Америки, выраженные в миллиметрах слоя талой воды, и для средне-суточной максимальной и минимальной температуры воздуха, выше базового значения 0 °С. Конкретные значения могут существенно отличаться от этих усредненных величин.

Аналогичные значения коэффициентов таивания приведены в таблице II.6.4 для равнинных районов умеренных широт бывшего Союза Советских Социалистических Республик.

**Таблица II.6.3. Факторы градусо-дней (мм °С<sup>-1</sup>) для гористых областей в Северной Америке**

Месяц	Умеренно засаженный деревьями	Частично засаженный деревьями	Незасаженный деревьями
Апрель	2	3	4
Май	3	4	6
Июнь	4	6	7

**Таблица II.6.4. Факторы градусо-дней для равнинных районов на территории бывшего Союза Советских Социалистических Республик**

Зона	Факторы градусо-дней (мм °С <sup>-1</sup> )
Незасаженные деревьями области	5
Редкая хвойная и средняя плотность лиственных насаждений	3–4
Средняя плотность хвойного леса и плотность смешанного леса	1,7–1,8
Хвойный лес большой плотности	1,4–1,5

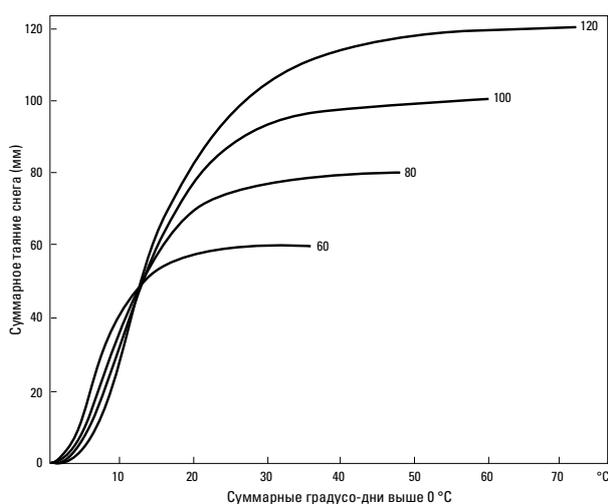
При наличии неглубокого снежного покрова количество талой воды, проходящей через снежный покров, и продолжительность ее прохождения не имеют существенного значения по сравнению с количеством и продолжительностью прохождения талых вод в почве и теми неопределенностями, которые имеют место в отношении установления самого количества талой воды. Время, требующееся для просачивания талой воды сквозь снег, составляет примерно час плюс еще по одному часу на каждые 50 см высоты снега.

Пространственные изменения в интенсивности снеготаяния, а также в распределении и сокращении размеров площадей, покрытых снежным покровом в период снеготаяния, связаны с некоторыми постоянными характеристиками водосбора, такими как рельеф и распределение растительного покрова. Соответственно интенсивность таяния снега на водосборе отражает последовательные изменения действующей площади снежного покрова и условий залегания снежного покрова в период снеготаяния. Эти изменения влияют на форму эмпирических S-образных кривых подобно тем, которые приведены на рисунке II.6.15. Вследствие неравномерного распределения снега и влияния местных факторов на интенсивность его таяния, некоторая часть снега начинает таять раньше по сравнению с остальным снежным покровом. Таким образом, средняя интенсивность таяния на единице площади, довольно низкая в самом начале периода снеготаяния, увеличивается по мере увеличения действующей площади. К концу периода таяния крутизна

кривых на рисунке II.6.15 становится меньше, так как уменьшается и площадь снеготаяния. Наиболее крутые участки кривых соответствуют периоду, когда снеготаяние происходит на большей части площади. Пропорциональность между интенсивностью снеготаяния и исходным количеством снега имеет место, главным образом, потому что с увеличением количества снега увеличивается площадь, охваченная снеготаянием. Наиболее крутые отрезки кривых на рисунке II.6.15 имеют наклон, который соответствует данным таблиц II.6.3 и II.6.4.

Потери на испарение со снега ничтожно малы за короткие периоды снеготаяния, и их может вполне уравновесить конденсация на поверхности снега. Уравнения для расчета конденсации на снежном покрове могут быть использованы для оценки испарения со снега. Измерение испарения с поверхности снега или льда является трудной задачей и по своей точности близко к точности расчета испарения. Как правило, принимается, что в зимние периоды испарение с типичной поверхности снега происходит в пределах от 0 до 20 мм в месяц. Во время периодов таяния снега преобладает конденсация, интенсивность которой колеблется от нуля до примерно 10 мм конденсата в сутки.

В горных районах, где накапливается большое количество снега, где сезон таяния может длиться несколько месяцев и где условия таяния существенно меняются в широких пределах высоты, кривые достоверности подобно тем, что изображены на рисунке II.6.15, имеют ограниченную надежность. Испарение может быть весьма значительным в течение длительных теплых периодов. Во время сезона снеготаяния применяются последовательные авиационные и другие виды съемок



**Рисунок II.6.15. Типовые отношения градусо-дней и снеготаяния для водосбора при различных значениях начального водного эквивалента**

для определения изменений площади, покрытой снегом, и данные метеорологических наблюдений интерпретируются, с тем чтобы установить изменения интенсивности снеготаяния с высотой. Объем снеготаяния определяется по высотным зонам. Кроме того, при наличии глубокого снежного покрова в горах больше внимания необходимо уделять задержанию талых вод в снеге.

При необычно высокой скорости ветра или влажности воздуха следует использовать более высокие коэффициенты стаивания, чем их средние значения.

### 6.3.4.6 Расчет интенсивности водоотдачи из снега

Чтобы определить суммарный талый сток с равнинных водосборов, можно использовать водобалансовые исследования. На их основе суммарный талый сток может быть рассчитан в начале периода снеготаяния. Однако для расчета гидрографа часто требуются значения суточной водоотдачи из снега. Для определения этих величин необходимо учитывать следующие основные факторы:

- приток тепла к снежному покрову;
- водоудерживающую способность снега;
- площадь, покрытую снегом;
- водоудерживающую способность бассейна.

### 6.3.4.7 Вероятные максимальные осадки и снеготаяние

В очень крупных бассейнах, расположенных в высоких широтах, основной причиной возможного максимального паводка может быть снеготаяние, а не дождевые осадки. В этом случае объем и временное распределение паводкового стока определяются на основе расчета снеготаяния по данным о максимальных значениях температуры воздуха, скорости ветра, точке росы и солнечной радиации методом, аналогичным максимизации ливневых осадков.

В более низких широтах дождевые осадки являются, как правило, основным источником возможных максимальных паводков, а снеготаяние дает лишь некоторое дополнительное приращение на гидрографе максимального стока. К максимизированному слою осадков прибавляется слой талой воды, сопоставимый с оценочными метеорологическими условиями, сопутствующими ливню.

Для некоторых бассейнов только детальный анализ позволяет установить, является ли вероятный максимальный паводок результатом ливней в холодный сезон в сочетании со снеготаянием или же результатом

летних ливней, которые могут быть более интенсивными, но которые, как предполагается, не могут совпадать со снеготаянием.

#### 6.3.4.7.1 **Максимально возможное снегонакопление**

Вклад снеготаяния в формирование максимального возможного паводка будет зависеть от максимальной интенсивности снеготаяния и запаса воды в снеге на момент начала снеготаяния. Запас воды в снеге представляет собой слой воды, образовавшейся в результате снеготаяния, и зависит он от плотности снега и высоты снежного покрова. Для расчета максимально возможного скопления снега использовались различные методы, однако наибольшее распространение получили следующие:

- a) метод частичного сезона: суммируются максимальные наблюдаемые значения снегозапасов за каждый месяц или за двухнедельный период в соответствии с частотой наблюдений, независимо от года проведения наблюдений, с целью получения одного «искусственного» года с очень большим снегопадом. Этот метод может применяться для расчетов и за более короткие интервалы времени, например за неделю или четырехдневный период, если имеются соответствующие данные наблюдений;
- b) максимизация слоя выпавшего снега: отношение максимального содержания влаги в атмосфере на рассматриваемой площади за то время года, когда имеет место снегопад, к фактическому содержанию влаги в выпавшем снеге. Наблюдаемое количество снега за снегопад умножается на это отношение для получения максимизированного количества осадков для данного снегопада. Максимизация содержания влаги должна быть ограничена значением, результатом которого будет получение объема снега, а не дождя;
- c) статистические методы: производится частотный анализ данных об осадках и высоте снежного покрова, чтобы определить их значения для разных периодов повторяемости. Анализируются три типа данных: слой осадков, измеренный на станции; высота снежного покрова в бассейне и запас воды в снеге на поверхности земли.

#### 6.3.4.7.2 **Расчеты снеготаяния**

В силу сложной пространственно-временной изменчивости снеготаяния на большинстве водосборов из-за различий в уклонах, экспозиции, залесенности, а также в высоте снежного покрова, метод градусодней часто используется для практической оценки снеготаяния на водосборе. Максимальные значения градусо-дня можно вычислить по данным измерения температуры воздуха в рассматриваемом бассейне

или на прилегающей территории и использовать их для оценки максимально возможных снегозапасов, что необходимо для расчета максимально возможного стока половодья.

При оценке возможных максимальных условий температура воздуха и скорость ветра приводятся в соответствии с предполагаемыми синоптическими условиями, при которых формируются максимально возможные осадки. Предполагается также, что существует оптимальный снежный покров. В такой ситуации термин «оптимальный» означает, что:

- a) в снежном покрове имеется только такой запас воды, чтобы снежный покров растаял полностью в течение данного ливня;
- b) снежный покров уже начал таять и содержит максимальное количество жидкой воды;
- c) запасы воды в снежном покрове распределены таким образом, что их максимум соответствует зонам максимального снеготаяния, что отличается от обычной ситуации увеличения запаса воды в снеге с увеличением высоты местности.

#### 6.3.4.8 **Сток при коротких периодах снеготаяния**

В равнинных районах, где приращение стока сравнительно мало, а период снеготаяния короткий, сток может быть оценен путем использования снеготаяния, рассчитанного с помощью описанных выше отношений «осадки–сток» (см. раздел 6.3.2). Может оказаться необходимым использовать связь, которая соответствует высокому проценту стока, потому что снежный покров или холодная погода сдерживают потери на суммарное испарение в период, предшествующий снеготаянию. На горных водосборах, где преобладает высокий снежный покров, а сезон таяния снега продолжается несколько месяцев, нет необходимости применять обязательно те методы, которые обычно используются для расчета стока, вызванного краткосрочными дождевыми осадками. Вода, образовавшаяся от снеготаяния в течение суток, обычно формирует сток в течение длительного периода, на который наслаиваются порции прироста воды от снеготаяния за многие другие дни. Кроме того, при продолжительном периоде снеготаяния большое значение приобретают потери на суммарное испарение, которыми можно пренебречь при непродолжительных дождевых осадках. Одним из путей оценки стока по данным о суточных значениях снеготаяния является в первую очередь расчет сезонного объема стока с последующим распределением этого объема в соответствии с наблюдаемыми или вычисленными для данной территории суточными значениями интенсивности снеготаяния (разделы 6.3.4.6 и 6.3.4.7), характеристиками водных запасов бассейна, способствующей стоку площади, а также сезонным суммарным испарением. Бассейновые

запасы и добегание воды можно рассчитать с помощью кривых добегания, аналогичных тем, которые используются для систем водохранилищ с константами, определенными эмпирически по историческим данным бассейна. Если же водосбор настолько мал, что суточные приращения снеготаяния не отражаются на объеме стока, следует прибегнуть к шестичасовым интервалам времени или же при построении кривых добегания следует использовать типовое суточное распределение снеготаяния.

#### 6.3.4.9 Анализ талого стока с использованием дистанционного зондирования

Для определения талого стока используют два отдельных подхода: эмпирический метод и детерминистическое моделирование. Выбор метода зависит от имеющихся данных для расчета количества снега и необходимой детальности результатов. Чтобы точно рассчитать талый сток, гидрологам необходимо определить объем снеготаяния по следующим показателям: площадь распространения снежного покрова  $S$ ; водный эквивалент снега ВЭС; и состояние или характеристики снега, такие как высота, плотность, размер зерен и наличие жидкой воды (Engman and Gurney, 1991). Постепенное сокращение площади покрытия снегом является характерной чертой сезонного снежного покрова. Независимо от подхода, используемого для проведения повседневного моделирования стока талых вод, будь то эмпирический подход, основанный на исторических данных, или детерминированный подход, достаточно знать ежедневную площадь бассейна, покрытую снегом, не зная первоначального накопления снега в виде водного эквивалента снега (WMO, 1994).

Для многих бассейнов существует тесная связь между стоком и площадью покрытия снегом (Engman and Gurney, 1991). Но для оперативных прогнозов стока также определяются запасы воды в снеге (WMO, 1994). Дистанционное зондирование предлагает новый ценный инструмент для получения данных о снежном покрове, для того чтобы прогнозировать талый сток (Engman and Gurney, 1991). Остром и др. (Ostrom and others, 1991) разработали методику с использованием данных Национального управления по исследованию океанов и атмосферы США (НУОА) и спутника для наблюдений в видимом и инфракрасном диапазонах спектра (TIROS) с целью измерения остаточного снега и прогноза соответствующего объема снеготаяния для ряда норвежских высокогорных бассейнов. Многие крупные гидроэнергетические компании используют на оперативной основе при планировании производства гидроэлектроэнергии карты распространения снежного покрова, составленные с помощью усовершенствованного радиометра с очень высоким разрешением (NOAA AVHRR) (Andersen, 1991).

Методы дистанционного зондирования с использованием соответствующих диапазонов длин волн позволяют в определенной степени оценить характеристики снежного покрова, такие как размер зерен, альбедо, слоистость, температура поверхности и температура снежного покрова. Это, в свою очередь, позволяет надежно оценивать время, за которое снежный покров готов передать талую воду с поверхности в подстилающий грунт, и в конечном счете сформировать талый сток (Rango, 1993). Первый эмпирический подход к оценке стока талых вод с использованием дистанционного зондирования был разработан Ранго и др. (Rango and others, 1977); они использовали данные спутниковых наблюдений за снежным покровом в эмпирических регрессионных моделях, разработанных для рек Инд и Кабул в Гималаях. Мартинек и Ранго (Martinec and Rango, 1987), Ранго и ван Катвийк (Rango and van Katwijk, 1990) позднее использовали данные дистанционного зондирования о запасах воды в снеге и температуре, чтобы построить модифицированные кривые истощения снежного покрова для использования их в модели стока талых вод для прогнозов снеготаяния в бассейне Рио-Гранде.

В целом дистанционное зондирование дает очень хорошие результаты в горных районах, особенно, когда целью является картирование снежного покрова. Но его использование затруднено в регионах с плотным лесным покровом.

Новые модели, разработанные для использования данных дистанционного зондирования, также позволяют улучшить гидрологические прогнозы талого стока. Кроме того, совместное использование данных дистанционного зондирования с цифровым моделированием рельефа и географических информационных систем даст возможность объективно и систематически объединять различные типы данных (Engman and Gurney, 1991). Цифровое моделирование рельефа применяется для нормализации изображений с использованием данных о высоте Солнца, уклонах, расположении и высоте местности (Baumgartner, 1988; Miller and others, 1982). Географические информационные системы полезны в сочетании масок растительности со спутниковыми снимками (Keller, 1987).

#### 6.3.5 Трансформация руслового стока

Сток с верхнего участка реки движется вниз по течению в виде волны, меняющуюся конфигурацию которой на разных станциях наблюдений можно вычислить по методике, известной как расчет трансформации паводочной волны. Водоохранилища и другие факторы истощают волну. Неоднородность характеристик русла и впадение притоков придают дополнительные

сложности. Трансформация паводочных волн при проходе через водохранилища и русла рек может быть определена различными методами.

### 6.3.5.1 Гидродинамические методы

Гидрологические исследования позволили получить большой объем знаний о физических процессах, охватывающих весь гидрологический цикл в природе. Подобно этому высокие технологии, применяемые при постоянном получении данных и их обобщении во времени и пространстве в сочетании с возможностями современных компьютеров, позволяют быструю обработку гидрологических и метеорологических данных всех видов. Все это способствовало усовершенствованию третьего типа моделирования — гидродинамического моделирования.

Гидродинамические модели основаны на численном интегрировании уравнений сохранения массы и количества движения, которые описывают физические процессы, происходящие в пределах бассейна. Так как в основе таких моделей лежат физические законы, управляющие этими процессами, экстраполяция за пределами калибровки модели может быть выполнена более уверенно, чем при использовании концептуальных моделей. С помощью динамического метода полного расчета трансформации, который учитывает эффект наращивания скорости течения и уклон водной поверхности, можно надежно определить расходы воды и уровни водной поверхности для следующих случаев неустановившегося движения воды:

- движение волн вверх по течению под влиянием таких воздействий, как приливы или штормовые нагоны с моря;
- явление подпора воды за счет расположенного ниже водохранилища или впадения притока;
- паводковые волны на реках с незначительным уклоном дна, менее 0,05 процента;
- внезапные волны, вызываемые контролируемыми сбросами воды из водохранилища или возникающие при катастрофическом прорыве плотины.

Динамический метод расчета основан, как правило, на одномерных гидродинамических уравнениях неустановившегося потока, известных как уравнения Сен-Венана. Эти уравнения обычно выражены в своей консервативной форме, приведенной ниже:

Уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial s_c (A + A_0)}{\partial t} - q = 0 \quad (6.39)$$

Уравнение количества движения:

$$\frac{\partial (s_m Q)}{\partial t} + \frac{\partial (\beta Q^2/A)}{\partial x} + gA \left( \frac{\partial h}{\partial t} + S_f + S_{ec} \right) - qv_x + W_f B = 0, \quad (6.40)$$

в котором:

$$S_f = \frac{n^e Q}{A^2 R^{4/3}}, \quad (6.41)$$

где  $Q$  — расход воды;  $A$  — площадь живого сечения;  $A_0$  — неактивная площадь поперечного сечения реки или мертвый объем водохранилища;  $s_m$  — коэффициент извилистости;  $S_{ec}$  — характеристика расширения-сжатия;  $\beta$  — коэффициент неоднородного распределения скоростей в поперечном сечении;  $W_f B$  — противодействие ветра на поверхности воды;  $h$  — уровень водной поверхности;  $v_x$  — скорость потока в направлении координаты  $x$ ;  $B$  — ширина потока в живом сечении;  $n$  — коэффициент шероховатости Маннинга;  $R$  — гидравлический радиус; прочие условные обозначения объяснены выше, кроме:

$$S_{ec} = \frac{K_{ec} \Delta (Q/A)^2}{2 g \Delta x}, \quad (6.42)$$

где  $K_{ec}$  — коэффициент расширения-сжатия;  $\Delta (Q/A)^2$  — разница значений  $(Q/A)^2$  между двумя соседними сечениями, отдаленными друг от друга на расстояние  $\Delta x$ .

Аналитических решений полной нелинейной системы уравнений (6.39)–(6.41) не существует. Численные методы решения вышеупомянутых уравнений для природных рек можно разделить на две большие категории: метод характеристик, который в настоящее время широко не используется, и конечно-разностные методы в явной и неявной форме, которые широко распространены. Конечно-разностные методы преобразуют дифференциальные уравнения в частных производных (6.39) и (6.40) в совокупность алгебраических уравнений. Явные методы позволяют решать эти алгебраические уравнения последовательно в каждом сечении, расчетном пределе и в данный момент времени, в то время как неявные методы решают алгебраические уравнения одновременно для всех расчетных пределов в данный момент времени.

У каждого метода решения есть свои преимущества и недостатки. Необходимо учитывать также такие факторы, как устойчивость решений и сходимости, требуемое время для расчетов и объем памяти ЭВМ, степень сложности программирования и математическая сложность. Некоторые методы перед их использованием требуют приведения уравнений к уравнениям вида (6.39) и (6.40).

В целом неявные методы конечных разностей являются более сложными, но и более эффективными по сравнению с явными методами при расчете неустановившегося движения воды для периода в несколько суток. Неявные методы можно использовать для гораздо более продолжительных интервалов времени. Явные методы просты, однако при их использовании можно столкнуться с проблемами устойчивости численных решений, если не совсем правильно выбран временной интервал. Эти и другие возможные ограничения следует тщательно взвесить, прежде чем выбрать какой-либо определенный подход для разработки динамического метода прогнозирования трансформации волны или при выборе существующего динамического метода расчета для конкретного применения.

Наиболее сложной задачей в случае применения динамического метода расчета трансформации волны при прогнозе реальной ситуации является определение параметра шероховатости  $S_p$ , характеризующего сопротивление ложа, приведенного в уравнении (6.40). Параметр шероховатости часто изменяется в зависимости от расхода воды, уровня, а также по длине реки. Прежний способ определения параметра шероховатости по графическим зависимостям его от расхода воды и расстояния способом подбора требует значительного времени. Методика автоматического определения такой связи значительно облегчает оперативное использование динамического метода расчета трансформации при прогнозах. Правильная оценка граничных и начальных условий при решении уравнений Сен-Венана в оперативном режиме является, вероятно, еще одной важной задачей при применении динамического метода расчета трансформации.

Другой важной задачей является создание эффективной системы сбора и обработки данных, являющейся неотъемлемой частью элемента расчетов. Геометрию поперечного сечения следует обрабатывать с максимально возможной эффективностью для последующего использования при динамических расчетах трансформации. Движение воды должно описываться с использованием как можно меньшего количества исходных данных, чтобы применение динамического метода расчета трансформации стало практически возможным при оперативном прогнозировании.

Если немного изменить уравнение количества движения и пренебречь количеством движения за счет боковых притоков, можно получить очень ясную картину, которая показывает существенные различия между динамическим, диффузионным и кинематическим расчетом трансформации.

Рассмотрим:

$$\left[ \frac{1}{g} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} - s_o + s_f = 0 \right. \quad (6.43)$$

кинематическая модель  
 диффузионная модель  
 динамическая модель

На первом уровне аппроксимации членами уравнения, характеризующими ускорение, относящиеся к временным изменениям притока и к пространственному изменению скорости, пренебрегают. Получаемая в результате модель рассматривается как диффузионная модель. При некоторых состояниях потока можно пренебречь также членом, характеризующим силу давления, и рассматривать уравнение количества движения как баланс между силами тяжести и трения. Такая аппроксимация известна как кинематическая модель.

Как кинематическая, так и диффузионная аппроксимации успешно используются в последние годы для описания склоновых и русловых потоков в тех случаях, когда уклоны превышают примерно 0,1 процента. Диффузионную модель можно использовать на реках с меньшими уклонами, однако с осторожностью, т. к. инерционные члены уравнения могут стать значимыми. В последние годы кинематическая модель приобрела популярность применительно к тем случаям, когда геометрию и топографию естественных водосборов можно заменить рядом простых элементов, таких как участки с однородными условиями стока и участки русла правильной формы. Кинематические уравнения также используются в моделях качества воды, прогнозирующих перенос загрязняющих веществ. Кинематическая модель не учитывает влияние подпора за счет поступления воды от боковых притоков или за счет расположенного ниже по реке водохранилища; эту модель нельзя также использовать для прогноза распространения волны вверх по течению.

**6.3.5.2 Гидрологические методы**

Гидрологические методы расчета трансформации паводочной волны используют только уравнение неразрывности или закон сохранения массы. При этом исследуется только распространение волны посредством рассмотрения увеличения и уменьшения объема воды на участке, расположенном между двумя пунктами измерений. Однако поскольку взаимосвязь между запасом воды и потоком определяется эмпирически посредством этих методов, их непосредственное применение невозможно в тех случаях, когда для целей проектирования требуются данные о потоке или уровнях.

При использовании гидрологических методов расчета трансформации сток в верхнем створе задается или

предполагается, а расчет трансформации используется для определения стока и уровня воды в нижнем створе. Расчет трансформации заключается в решении следующего уравнения посредством использования связи между объемом воды и стоком:

$$I - Q = dS/dt, \quad (6.44)$$

где  $I$  и  $Q$  — расходы соответственно в верхнем и нижнем створах;  $S$  — объем воды на участке; и  $t$  — время. Решение этого уравнения включает аппроксимацию связи объем-сток, что создает основную трудность в расчетах трансформации гидрологического стока. Однако при достаточном количестве гидрометрических данных эту зависимость можно получить эмпирически.

Простейшие методы расчета трансформации паводочной волны основаны на линейной зависимости между объемом воды и стоком, что дает возможность получить аналитические решения. В практике краткосрочного прогнозирования используются следующие два метода:

а) метод Маскингам, основанный на следующей зависимости между объемом воды и стоком:

$$S = K [xQ_1 + (1-x)Q_2]. \quad (6.45)$$

Константы  $K$  и  $x$  определяются эмпирическим путем для изучаемого участка реки по данным о расходах воды. Они могут быть определены с помощью построения графика связи  $S$  как функции  $xI + (1-x)Q$  для различных значений  $x$ . Наиболее оптимальным является такое значение  $x$ , при котором нанесенные на график точки ближе всего расположены к однозначной кривой.

Метод Маскингам часто используется в следующей частной форме:

$$Q_{j+1} = C_1 I_{j+1} + C_2 I_j + C_3 Q_j, \quad (6.46)$$

где постоянные  $C_1$ ,  $C_2$  и  $C_3$  являются функциями параметров  $K$  и  $x$  и расчетного периода времени  $\Delta t$ . Сумма этих постоянных равна единице.

б) метод характерного участка, предложенный Калининым и Милоковым (1958), основан на следующей линейной связи между расходом и объемом воды:

$$Q = K S, \quad (6.47)$$

где  $K$  является постоянной величиной объема, равной времени добегающего на данном участке. Вышеуказанное уравнение применимо для транзитных участков характерной длины  $L$ , которая приближенно равна:

$$L = \frac{Q}{Z \frac{\partial Q}{\partial h}}, \quad (6.48)$$

где  $Z$  — уклон водной поверхности; а  $\partial Q/\partial h$  — тангенс угла наклона кривой расходов. Если отрезок реки состоит из нескольких характерных участков, расчет трансформации выполняется последовательно от верхнего участка течения к нижнему. Вычисленный расход воды для нижнего створа первого участка принимается за начальный расход для второго участка и т. д.

Для длинных участков рек в случае отсутствия данных, необходимых для выделения ряда характерных участков, можно использовать следующую формулу, выражающую трансформацию стока системой одинаковых линейных водохранилищ:

$$Q(t) = I_0 \frac{\Delta t}{K^N (N-1)!} t^{N-1} e^{-t/K}, \quad (6.49)$$

где  $N$  — число характерных участков или водохранилищ;  $K$  — время прохода одного характерного участка;  $I_0$  — приток к первому характерному участку; и  $t$  — время. Параметры  $K$  и  $N$  определяются методом подбора или путем оптимизации.

### 6.3.5.3 Трансформация паводковой волны водохранилищем

Водохранилище приводит к значительному уменьшению максимального расхода по сравнению с тем, который произошел бы, если бы водохранилища не было, т. е. прохождение паводка через водохранилище существенно отличается от его прохождения по руслу реки.

Поскольку скорость движения паводочной волны в водохранилище выше, чем в руслах, то запаздывание пика вытекающего потока относительно пика притока совсем не означает, что такое же запаздывание имело бы место в условиях до сооружения водохранилища. Кроме того, сооружение водохранилища может иногда способствовать ухудшению условий прохождения паводка на нижнем участке независимо от влияния водохранилища на снижение пикового расхода. Ослабленный пик может совпасть по фазе с пиками притоков, что обычно наблюдалось во времена до создания водохранилища. Таким образом, сооружение водохранилища не следует считать гарантией улучшения условий прохождения паводков на нижележащем участке реки. Необходимы тщательные гидрологические и гидравлические исследования для проектных условий.

### 6.3.5.4 Прорывы плотин

Катастрофический внезапный бурный паводок имеет место в случае прорыва плотины, когда через образовавшуюся брешь в плотине устремляется вода и затопливает нижерасположенные участки долины. Прорванная плотина может быть построена человеком или, например, это может быть естественное заграждение в результате скопления льда или речного мусора и т. д. Часто сток при разрушении плотины во много раз превосходит предыдущий паводок на соответствующей реке. Очень немного известно о характере разрушений искусственных или естественных плотин. Поэтому прогнозирование наводнения при разрушении плотины в реальном времени почти всегда ограничивается случаями, когда действительно наблюдалось разрушение плотины. Последствия от прорыва плотины должны учитываться на стадии планирования сооружения плотины, когда оцениваются площади затопления нижерасположенных участков и намечаются чрезвычайные мероприятия по защите от затопления или эвакуации населения.

В ранних классических исследованиях этой проблемы предполагалось мгновенное разрушение плотины, и принимались идеализированные условия нижнего бьефа. Позднее инженеры предложили подход к решению этой проблемы, исходя из предположения, что гидрограф стока имеет треугольную форму и определяется по уравнению Шоклища или подобному уравнению максимального стока:

$$Q_m = \frac{8}{27} W_d \sqrt{g Y_0^3}, \quad (6.50)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения;  $W_d$  — ширина брещи в теле плотины и  $Y_0$  — высота уровня воды в верхнем бьефе. Используя уравнение (6.49) и эмпирический коэффициент спада волны, рассчитывается искусственный гидрограф трансформации волны вниз по течению реки с помощью гидрологических методов расчета трансформации паводочной волны. В качестве альтернативы могут использоваться динамические методы расчета (см. раздел 6.3.4.2) для расчета трансформации быстро изменяющейся и относительно большой волны прорыва. В расчете принимаются во внимание нижерасположенные плотины, объем вышедшей из берегов воды, нижерасположенные насыпи шоссежных дорог и потери при расширении и сужении речной долины.

Так как время является существенным фактором при составлении прогноза паводка от прорыва плотины в реальном масштабе времени, оперативные методы должны быть эффективными с точки зрения вычислений. Однако еще более важным фактором является потребность в данных для процесса прогнозирования.

Если используется динамический метод расчета, то необходимо сделать все, чтобы минимизировать количество данных о поперечном сечении, необходимых на стадии прогноза трансформации волны прорыва, и все данные и программные файлы должны быть готовы к немедленному использованию.

## 6.3.6 Моделирование других процессов

### 6.3.6.1 Моделирование переноса наносов

Модели переноса наносов позволяют прогнозировать количество наносов, перенос потоком и направление развития донных отложений на основе данных о высотных отметках водной поверхности или скоростей течения, определенных с помощью гидродинамической модели (см. раздел 6.3.4.2), являющейся неотъемлемой частью модели переноса наносов, в основе которой лежит численное решение уравнений неразрывности и количества движения Сен-Венана.

Основные процессы, связанные с переносом наносов — эрозия, захват, перенос и отложение. Отложения наносов на дне потока будут оставаться неподвижными до тех пор, пока движущие силы в области течения меньше, чем критический порог напряжения сдвига для эрозии. Как только этот порог будет достигнут, отложения начинают двигаться, прыгая или подсакивая, перекачиваясь и скользя. Это движение известно как движение донных наносов. Различные исследователи разработали соотношения, описывающие движение донных наносов в зависимости от напряжения сдвига и диаметра частиц. Эти соотношения известны как функции переноса наносов и в основном применимы к несвязным материалам (см. раздел 4.8.6).

Вычисление скорости осаждения частиц необходимо для нескольких функций переноса несвязных наносов:

$$\omega_f = F \sqrt{dg(G-1)}, \quad (6.51)$$

где:

$$F = \left[ \frac{2}{3} + \frac{36\nu^2}{gd^3(G-1)} \right]^{1/2} - \left[ \frac{36\nu^2}{gd^3(G-1)} \right]^{1/2} \quad (6.52)$$

для частиц диаметром  $d$  в диапазоне от 0,0625 мм до 1 мм. Для частиц более 1 мм  $F = 0,79$ . В приведенных выше уравнениях  $\omega_f$  — это гидравлическая крупность наносов;  $g$  — ускорение свободного падения;  $G$  — удельный вес наносов и  $\nu$  — кинематическая вязкость воды.

Большинство моделей переноса наносов позволяют использовать не одну функцию, так как не существует универсальной функции, которую можно точно использовать для всех наносов и условий потока. Большая часть этих функций переноса разработана для

расчета общего количества донных отложений без разбивки на фракции по размеру частиц. Некоторые модели используют эти функции для различных фракций, чтобы выявить изменения распределения донных наносов по диаметру частиц, и могут воспроизводить процессы перемешивания донных наносов и, следовательно, эффект армирования.

Большая часть осадков может характеризоваться переносом во взвешенном состоянии. Расчеты количества взвешенных наносов включают пространственно-временное отставание изменений в режиме наносов в ответ на изменения местных гидравлических условий. Связные наносы при переносе будут оставаться во взвешенном состоянии, пока напряжение сдвига превышает критическое значение для осаждения. Связные наносы, как правило, отделяются в единицы низкой плотности — процесс, который сильно зависит от типа наносов, концентрации ионов в воде и условий потока, а также скорости осаждения, которая больше не является функцией размера частиц. Это объединение учитывается в моделях с помощью оценки скоростей осаждения. В общем одновременное осаждение и эрозия связных осадков не наблюдаются, но структура связных донных отложений все же меняется со временем и по мере их пополнения.

Чистое изменение высотных отметок дна не будет иметь место, если только скорость эрозии не будет отличаться от скорости осаждения; эти два процесса идут непрерывно и независимо. Изменение уровней дна может быть определено по уравнению непрерывности наносов. Уравнение выводится на основе предположения, что изменения в объеме взвешенных наносов значительно меньше, чем изменения в объеме донных наносов, что, как правило, справедливо при моделировании устойчивого потока на длинном временном отрезке. Уравнение сохранения массы для наносов сводится к следующему виду:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + \varepsilon \frac{\partial A_d}{\partial t} - q_s = 0 \quad (6.53)$$

где  $\varepsilon$  — объем отложений на единицу поверхности дна (минус пористость);  $A_d$  — объем отложений на единицу длины;  $Q_s$  — расход наносов и  $q_s$  — боковое поступление наносов на единицу длины.

Некоторые модели переноса наносов и морфологические модели, например MIKE 21C, учитывают вихревые потоки при моделировании переноса наносов для того, чтобы моделировать развитие эрозии излучин, слияние рек и формирование как единичных отмелей, так и перемежающихся. Эти модели дают криволинейные расчетные сетки, которые больше подходят для моделирования морфологии реки. Эрозия берегов учитывается в каждом расчетном шаге. Эродированный

береговой материал включен в решение уравнения непрерывности осадка. Эрозия берегов приводит к отступлению береговой линии, что моделируется за счет перемещения адаптивной криволинейной сетки.

Дополнительную информацию о моделировании переноса наносов можно найти в разделе 4.8.6.

### 6.3.6.2 Моделирование качества воды

Управление качеством воды в естественных и искусственных водоемах представляет собой комплексную задачу, для решения которой требуется мониторинг характеристик качества воды, интерпретация полученных в процессе мониторинга данных в отношении влияющих факторов и прогноз будущих изменений этих характеристик применительно к различным рассматриваемым вариантам управления. Использование моделей качества воды может оказать большую помощь в решении этих проблем. Эти модели позволяют делать прогнозы, основываясь на следующих данных:

- ряды входных данных по количеству поступающих загрязняющих веществ;
- начальные метеорологические условия и условия состояния окружающей среды;
- гидравлические и гидрологические характеристики водных объектов и их водосборов;
- изменения во времени или по территории характеристик качества воды водных объектов применительно к различным вариантам управления водными ресурсами.

Модели качества воды часто связаны с гидравлическими и гидрологическими моделями.

Математические модели качества воды могут быть классифицированы в соответствии с общей классификацией моделей (см. раздел 6.1) и по следующим критериям:

- компоненты качества воды: одно- или многокомпонентные модели;
- тип моделируемого компонента: в консервативной форме (например, соль); неконсервативной физической форме (например, температура); неконсервативной химической форме (например, растворенный кислород); или неконсервативной биологической форме (например, коликоподобные бактерии).

Моделями, наиболее часто используемыми на практике для описания переноса загрязнения в реках, являются одномерные модели, основанные на адвективно-дисперсном уравнении:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} = D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}, \quad (6.54)$$

где  $c$  — концентрация загрязняющего вещества;  $u$  — средняя скорость течения воды;  $D$  — коэффициент продольного перемешивания;  $t$  — время и  $x$  — расстояние.

Коэффициент продольного перемешивания рассчитывается на основе уравнения Фишера:

$$D_L = \frac{0,07 u'^2 l^2}{\varepsilon_z}, \quad (6.55)$$

в котором  $u'^2$  — отклонение от среднего поперечного сечения;  $l$  — расстояние от стрежня до наиболее удаленного берега и  $\varepsilon_z$  — коэффициент поперечного перемешивания.

Чтобы применять эти модели для исследования переноса загрязнения в реке, река разделяется на участки (каждый длиной в несколько километров), в пределах которых скорость течения воды принимается постоянной. Эта скорость в пределах каждого сектора рассчитывается с использованием гидравлической или гидрологической модели (раздел 6.3.4).

Модели качества воды могут использоваться в сфере управления качеством воды для различных целей, включая проектирование сетей мониторинга качества воды во времени и по территории, анализ полученных данных в отношении факторов, определяющих качество воды, взаимодействие с другими экологическими (воздух, почва) моделями загрязнения, оценку трендов качества воды с учетом или без учета различных альтернативных мер по ограничению загрязнения и прогноз времени распространения загрязняющих веществ и профиля концентрации вдоль реки.

Модели качества воды применялись с различным успехом для решения проблем управления качеством вод во многих странах (Biswas, 1981). Например, относительно простая модель была использована для исследования влияния на качество воды значительных перебросок стока из реки Северн в реку Темза в Соединенном Королевстве Великобритании и Северной Ирландии. Модель была использована для оценки влияния такой переброски на концентрацию многочисленных консервативных и почти консервативных веществ, содержащихся в воде. Модель основана на разделении речного стока по источникам питания (поверхностный, грунтовый и почвенный сток) и на установленных соотношениях между концентрациями рассматриваемых определяющих факторов со стоком воды и его изменчивостью для каждого источника. Результаты моделирования показали достаточно хорошее соответствие с зарегистрированными данными.

Еще одним примером практического применения моделей качества воды для целей управления

водохозяйственной деятельностью является изучение влияния устранения нагрузки по БПК на водоочистных сооружениях на концентрацию растворенного кислорода в воде реки Темза в провинции Онтарио, Канада. Результаты показывают, что получение концентраций растворенного кислорода выше критерия, соответствующего хорошему качеству воды, в результате устранения нагрузки на БПК практически возможно в одной точке, в то время как в другой точке это было бы затруднительно. Публикация ВМО *Hydrological Aspects of Accidental Pollution of Water Bodies* (Гидрологические аспекты аварийного загрязнения водных объектов) (ВМО-№. 754) содержит детальный обзор некоторых моделей качества воды, применяемых в Германии, Канаде, Польше, Соединенном Королевстве, Соединенных Штатах Америки и Франции для различных рек, имеющих существенные проблемы, связанные с загрязнением воды.

Модели качества воды также используются для расчетов распространения аварийных загрязнений. Такие модели используются на реке Рейн с 1989 г. Хотя в большинстве моделей, упомянутых выше, рассматриваются, главным образом, загрязнители, поступающие из промышленных и муниципальных сточных вод, в некоторых моделях рассматриваются также загрязнения из рассеянных источников, относящихся, например, к лесохозяйственной и сельскохозяйственной деятельности или к жилым строениям без канализации.

Среди наиболее часто применяемых моделей фигурирует модель SWAT, которая служит для оценивания состояния почв и воды. Она позволяет исследовать распространение загрязняющих веществ, поступающих в воду от диффузионных источников, таких как сельскохозяйственные угодья. SWAT — это модель бассейнового масштаба, разработанная Арнольдом и его соавторами для Службы сельскохозяйственных исследований Министерства сельского хозяйства США в целях прогнозирования влияния различных форм землепользования на водные ресурсы, наносы и сельскохозяйственные химические выходы (Arnold and others, 1993). Модель объединяет важные физические и полуэмпирические элементы и может быть охарактеризована как физическая модель. Однако она требует специализированной информации о погоде, характеристиках почвы, топографии местности, растительности и практических методах землеустройства и землепользования в пределах водосбора. Физические процессы, связанные с движением воды, наносов, ростом зерновых культур, циклом питательных веществ и т. п., напрямую моделируются SWAT с использованием этих входных данных. SWAT — это модель с непрерывным временным циклом и не предназначена для моделирования отдельных случаев, например наводнений с почасовым шагом.

Задача SWAT — прогноз воздействия управленческих решений на водные ресурсы, наносы, содержание питательных веществ и пестицидов с достаточной точностью на больших речных бассейнах, для которых нет данных гидрологических наблюдений. Модель включает следующие компоненты: метеорологические условия, поверхностный сток, возвратный сток, просачивание, эвапотранспирация, потери воды при перераспределении стока, накопление воды в прудах и водохранилищах, рост зерновых культур и орошение, подземный сток, формирование русла, содержание питательных веществ и пестицидов и водный перенос. Интерфейсы для модели разработаны в Windows (Visual Basic), GRASS и ArcView. Модель SWAT прошла сквозь серьезные проверки. Для получения дополнительной информации см. <http://www.brc.tamus.edu/swat>.

Некоторые последующие модели разработаны на основе модели SWAT. Например, SWIM — комплексная модель для почвы и воды была разработана Крысановой и др. (Krysanova and others, 1998, 2000) специально для оценки воздействия климатических изменений и изменения землепользования в мезомасштабе для больших бассейнов и региональных целей. Она включает трехуровневую схему разбивки на гидрологические слои и несколько измененных процедур, например трассирование рек и модули лесонасаждений, а также новые процедуры для изучения воздействий, таких как генератор урожая, интерполяция климатических данных, регулирование фотосинтеза и транспирации применительно к высоким значениям CO<sub>2</sub>, удерживание питательных веществ и модуль углеродного цикла.

Существуют многочисленные модели, которые имитируют химический обмен в водоносных горизонтах. Некоторые из них сделаны на заказ для специфических ситуаций, а другие связаны с моделями стока, например MT3D связана с MODFLOW.

В случае грунтовых вод моделирование качества воды зависит от понимания режима движения вод в водоносном горизонте. Таким образом, пока направление и величина подземного стока и их изменчивость неизвестны, нет смысла пытаться моделировать сложные химические изменения в водоносном горизонте. Однако, имея представление о химических процессах в водоносных горизонтах и о распределении химических элементов как природных, так и антропогенного происхождения, можно получить представление о подземном стоке. Таким образом, два процесса могут быть использованы совместно для содействия общей калибровке.

### 6.3.6.3 Моделирование образования льда

Формирование льда на реке начинается, когда поверхность воды охлаждается до 0 °C. В нижележащих слоях

температура воды обычно остается положительной. Таким образом, прогноз даты появления льда состоит из расчета теплообмена на поверхности воды, при котором поверхностный слой воды охладится до 0 °C.

Прогнозирование температуры воды должно выполняться поэтапным решением уравнения теплового баланса, принимая во внимание переменные, влияющие на потери тепла. Тепловые потери с поверхности воды являются функцией температуры воздуха, скорости ветра и турбулентного перемешивания воды. В самом общем виде уравнение теплового баланса на границе воздух-вода за определенный интервал времени выглядит следующим образом:

$$\alpha (\bar{\theta}_w - \theta_{sw}) + Q = 0, \quad (6.56)$$

где  $\bar{\theta}_w$  — средняя температура водной массы потока;  $\theta_{sw}$  — температуры поверхности воды (в °K);  $\alpha$  — коэффициент теплопередачи (ватт/м<sup>2</sup>°K) от воды к границе воздух-вода и  $Q$  — потери тепла с водной поверхности, ватт/м<sup>2</sup>.

В основе современных краткосрочных прогнозов даты появления льда на реках лежит метод, разработанный в публикациях Гидрометеоздата (1989). Он базируется на разнице между двумя тепловыми потоками:

$$\alpha_n T_{wn} \leq -Q_m^* \text{ или } T_{wn} \leq -\frac{Q_m^*}{\alpha_n}, \quad (6.57)$$

где  $T_w$  — средняя температура воды в реке;  $\alpha_n$  — коэффициент теплоотдачи водоема;  $Q_m^*$  — потери тепла через границу атмосфера-вода, и  $n$  — относится ко времени, за которое эта разница наблюдается. Расчет  $\alpha_n$ ,  $T_w$  и  $Q_m^*$  требует знания некоторых метеорологических и гидрологических переменных. Метод используется при наличии прогнозов температуры воздуха на несколько дней вперед. Точность метода зависит, главным образом, от ошибок прогнозирования температуры воздуха.

Необходимое условие начала ледостава — накопление достаточного количества плавучего льда при интенсивных потерях тепла, при которых смерзшиеся льдины выдерживают воздействие, оказываемое текущей водой. Это условие выражается следующей эмпирической формулой:

$$(Q_a)_c = -6,5 v^2 \left( \frac{b}{\sum Q_a} \right)^{0,8}, \quad (6.58)$$

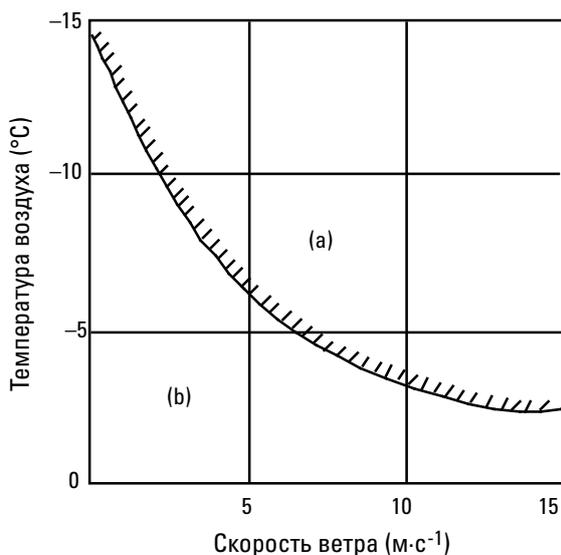
где  $(Q_a)_c$  — критическая или наибольшая из возможных среднесуточная температура воздуха в день замерзания;  $v$  — средняя скорость течения;  $b$  — ширина реки и  $\sum Q_a$  — сумма средних суточных температур со дня появления льда (Бужин и др., 1989). Расчеты производят вместе с последовательным прогнозом средней

суточной температуры для каждого дня, пока средняя суточная температура воздуха не опустится ниже критической точки  $(Q_c)_c$ , рассчитанной в уравнении (6.55). День, когда критическая точка достигнута, рассматривается как прогнозная дата начала ледостава.

В операционной практике полная версия модели формирования ледового покрова, в т. ч. некоторые формы упрощенного обновления в отношении конкретного расположения и гидрометеорологических данных, обычно не используется. Как правило, разработка модели и ее приложения выполняются с учетом потребностей пользователей. Таким образом, работа схем по управлению водными ресурсами в зимних условиях должна быть основана на соответствующих отчетах и прогнозах. Гидрологическая сеть, на которой производятся наблюдения за ледовыми явлениями и которая может эксплуатироваться в соответствии с прогностическими потребностями, должна осуществляться в соответствии с этими принципами.

Необходима регулярная обратная связь водохозяйственников с прогностическим центром. Для выработки гидроэнергетики важно иметь прогнозы появления донного льда и шуги. Для этой цели разработаны эмпирические формулы, основанные на упрощенном варианте теоретического метода. В большинстве случаев эмпирические соотношения представлены в виде номограмм, пример которых приводится на рисунке II.6.16.

Краткосрочное прогнозирование ледовых явлений основано на знании физических или статистических закономерностей, которые существуют как необходимые условия для образования льда (Гидрометеоздат,



**Рисунок II.6.16. Прогнозирование образования шуги: (a) возможна шуга; (b) отсутствие шуги**

1989). Физическая интерпретация этих закономерностей основана на теоретических знаниях о процессах, которые регулируют охлаждение массы воды в естественных озерах. Эти уравнения используются для определения критических или пороговых температурах воздуха, или сумм отрицательных температур воздуха, превышение которых приведет к возникновению ледяного покрова на водоеме. Поскольку замерзание водохранилища зависит от теплосодержания массы воды, критическая температура воздуха определяется с помощью эмпирического отношения, связывающего эту температуру воздуха с параметрами водоснабжения, определяемыми по уровням или расходам воды.

**6.3.6.4 Моделирование толщины льда**

Помимо прогнозов сроков появления льда и образования ледяного покрова выпускаются и другие виды прогнозов осенних ледовых явлений. В основе прогнозов толщины льда лежит вычисление тепловых потерь. Нарастание толщины льда в основном происходит с его нижней поверхности и определяется тепловым состоянием толщи воды. Иногда нарастание льда происходит с верхней поверхности вследствие замерзания воды, образовавшейся при таянии снега. Талая вода часто сопровождается выпадением атмосферных осадков. Все это может также привести к дополнительному количеству воды на ледяном покрове и к увеличению давления на лед. Прогнозирование толщины льда основывается на оценке разницы между притоком тепла из толщи воды к нижней поверхности льда и оттоком тепла через поверхность льда в атмосферу. Потеря тепла приводит к увеличению толщины льда:

$$\Delta h_{лед} = \frac{\sum_1^t B_i \sum_1^t C_i}{L_{лед} \rho_{лед}}, \tag{6.59}$$

где  $\Delta h_{лед}$  — нарастание толщины льда в сантиметрах;  $\sum_1^t B_i$  — нарастание толщины льда в сантиметрах;  $\sum_1^t C_i$  — приток тепла к нижней поверхности льда;  $L_{лед}$  — удельная теплота ледообразования и  $\rho_{лед}$  — плотность льда.

Формулы для расчета и прогноза толщины льда в различных условиях ледообразования представлены в соответствующей литературе.

**6.3.6.5 Моделирование вскрытия ледяного покрова**

Один из методов для прогнозирования даты вскрытия ледяного покрова основан на оценке критической суммы градусо-дней положительной температуры воздуха, необходимой для вскрытия ледяного покрова на участке реки. Для определения этой суммы используется соотношение между разрушением льда и отрицательной суммой градусо-дней зимнего периода.

Чтобы получить дату вскрытия ледяного покрова по этому методу необходимо иметь прогноз температуры воздуха на несколько дней вперед. Необходимая дата получается путем расчета суммы градусо-дней и сравнения ее с критическим значением с использованием ожидаемых температур воздуха на несколько дней вперед.

Прогнозы сокращения толщины льда и прочности ледяного покрова, а также прогнозы вскрытия рек и очищения ото льда водоемов выпускаются с помощью моделей разрушения ледяного покрова, таких как модели, которые могут быть найдены в публикациях Гидрометеоздата (1989), или модель Булатова. Последний метод прогнозирования разрушения льда на реках был разработан с использованием обобщенного уравнения, позволяющего выпуск среднесрочных прогнозов с заблаговременностью 10 дней. Он делает возможным разработку прогнозов вскрытия рек льда повсеместно, в т. ч. для рек с редкой сетью наблюдательных постов (Борщ и др., 1987).

#### 6.3.6.5.1 Вскрытие водохранилищ ото льда

Вскрытие ледяного покрова на водохранилище является следствием таяния и постепенного уменьшения плотности льда. Под воздействием ветра лед может разламываться на отдельные льдины различных размеров, которые затем начинают перемещаться по водохранилищу в виде общего дрейфа льда. Условие начала ледохода выражается неравенством следующего вида:

$$\varphi d_g^{1/2} \leq CU^2, \quad (6.60)$$

где  $\varphi$  — плотность тающего льда (относительное напряжение при изгибе);  $d_g$  — толщина льда, сантиметры;  $U$  — максимальная скорость ветра за 24-часовой период, м·с<sup>-1</sup>, и  $C$  — эмпирический коэффициент, который зависит от скорости ветра и постоянен для данного водохранилища. Для некоторых водохранилищ в странах Содружества Независимых Государств значение коэффициента  $C$  равно 0,018. Плотность  $\varphi$  и толщина льда  $d_g$  к началу дрейфа рассчитываются по метеорологическим элементам с использованием уравнений теплового баланса. Более подробные сведения по применению этого метода можно найти в публикациях Гидрометеоздата (1989).

#### 6.3.6.5.2 Прогнозы вскрытия ледяного покрова на реках

Прогнозирование вскрытия рек может основываться на моделях, в которых условие разрушения ледяного покрова определяется по толщине и плотности льда, а также движущей силе потока. Когда силы сопротивления становятся равными или меньше движущей силы, ледяной покров разрушается и начинается ледоход.

Условие для вскрытия ледяного покрова выражается соотношением:

$$\varphi d_g \leq f(H, \Delta H), \quad (6.61)$$

где  $\varphi d_g$  — произведение относительного напряжения тающего льда при изгибе на толщину льда является мерой плотности ледяного покрова в момент разрушения;  $H$  и  $\Delta H$  — параметры, характеризующие движущую силу потока.  $H$  — высота уровня воды в момент разрушения ледяного покрова (характеризует расход и скорость потока);  $\Delta H$  — подъем воды к моменту вскрытия над минимальным зимним уровнем  $H_3$ , численно равным  $\Delta H = H - H_3$ . Так как  $H$  и  $\Delta H$  взаимосвязаны в большинстве случаев, достаточно учитывать только одну из этих величин в соотношении, описанном в уравнении (6.61). Эти величины основаны на прогнозе метеорологических условий и на реальных данных измерений за несколько дней до начала вскрытия льда. Аппроксимация этого соотношения может быть представлена в следующем виде:

$$\varphi d_g \leq a + b (\Delta H)^2, \quad (6.62)$$

где  $a$  и  $b$  — эмпирические коэффициенты.

Для прогнозирования сроков вскрытия рек, на которых не проводились наблюдения, а также рек с короткими рядами гидрометрических наблюдений была разработана методика на основе следующего обобщенного уравнения:

$$\begin{aligned} (\varphi d_g)_{b-i} / (\varphi d_g)_N &\leq [1 - e^{-(i+1)(Q_{b-i})/(Q_b)_N}] \\ (\varphi d_g)_{b-i} / (Q_b)_N &+ 0,005i + 0,25, \end{aligned} \quad (6.63)$$

где  $(\varphi d_g)_N$  — средняя относительная продолжительность ледостава ко дню вскрытия;  $(\varphi d_g)_{b-i}$  — относительная продолжительность ледостава за  $i$  дней до вскрытия;  $Q_{b-i}$  — расход воды за  $i$  дней до вскрытия;  $(Q_b)_N$  — средний расход воды в день вскрытия. Расчет и прогнозирование  $(\varphi d_g)_N$ ,  $(Q_b)_N$  и  $d_g$  выполняются с использованием специально разработанных карт, номограмм и таблиц (Борщ и Силантьева, 1987).

Модель вскрытия рек позволяет выпускать некоторые дополнительные специализированные прогнозы, такие как прогноз максимально допустимой нагрузки для льда и адресные прогнозы для развертывания ледоколов.

## 6.4 ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

### 6.4.1 Надежность и наличие входных данных

Одной из проблем, связанных с речными бассейнами, на которых не проводились наблюдения, является необходимость большого наличия и надежности данных, используемых в моделях. Это может включать исходные временные ряды данных, например об осадках и испарении, и временные ряды данных, используемых для калибровки и проверки результатов моделирования, например о стоке воды, об уровнях грунтовых вод и о качестве воды, а также информацию, которая используется для оценки параметров модели. Для того чтобы гидрологические модели реализовали свой истинный потенциал как оперативные инструменты управления водными ресурсами, важно наличие информации, необходимой для их применения. Обработанные спутниковые снимки используются в исследовательских проектах при моделировании в течение целого ряда лет, и есть примеры использования такой технологии в оперативных целях. Однако существует огромный потенциал для более широкого использования этих методов агентствами по управлению водными ресурсами, особенно в развивающихся странах, где наземные наблюдения не являются непрерывными.

Глобальные или почти глобальные комплекты данных, представляющие разнообразную информацию о земной поверхности, поступающую со спутников, становятся все более обширными и доступными. Имеющаяся информация включает в себя относительно устойчивые характеристики, такие как рельеф местности, почвенно-растительный покров (d'Herbès and Valentin, 1997), а также временные ряды изменения таких параметров, как температура (Xiang and Smith, 1997), испарение (Kite and Droogers, 2000), влажность почвы (Valentijn and others, 2001) и осадки (WMO-WCRP, 1986). Многие из них способны заполнить некоторые пробелы в информации и обеспечить исходные данные для моделей оценки водных ресурсов. Однако некоторые практические соображения должны быть учтены в целях успешного и надежного использования такой продукции:

- a) гидрологические модели, калиброванные по данным исторических наблюдений, уже могут использоваться;
- b) спутниковые данные имеют относительно короткий период наблюдений;
- c) оптимально данные приземных наблюдений и со спутников должны использоваться вместе; по этой причине отношения между данными от этих двух источников информации должны быть количественно оценены и хорошо понятны;

- d) данные должны быть доступны для использования специалистами, занимающимися на практике вопросами водных ресурсов в развивающихся странах;
- e) методы, необходимые для эффективного использования данных, не должны быть чрезмерно сложными или трудными для понимания, поскольку возможности для анализа и обработки данных зачастую ограничены в развивающихся странах.

Одна из задач гидрологического моделирования в будущем — расширение оперативного использования этих методов. Следствием этого является необходимость обеспечения надежности и репрезентативности результатов, насколько это возможно. По крайней мере, важно понимать ограничения и границы погрешностей результатов моделирования, чтобы решения по освоению водных ресурсов принимались на основе адекватной информации. Следующий подраздел посвящен одной из целей инициативы Международной ассоциации гидрологических наук, связанной с проведением Десятилетия по прогнозированию на неизученных бассейнах: сокращение погрешности прогнозов. Для оперативного использования моделей важно не только уменьшить погрешность, но и количественно оценить ее при глубоком понимании точности исходных данных.

### 6.4.2 Неизученные водосборы

Во многих частях мира имеются водосборы либо не охваченные сетью гидрометрических наблюдений, либо охваченные не в должной мере, а ситуация усугубляется тем, что существующие сети наблюдений находятся в состоянии упадка. В то же время нагрузка на водные ресурсы растет в мире, который становится все более заселенным, а спрос на воду в расчете на душу населения постоянно возрастает. В связи с этим при снижении запасов воды растет потребность в данных наблюдений. Перед сообществами специалистов, занимающихся проблемами гидрологии и водных ресурсов, встала серьезная проблема: найти средства для оценки и управления водными ресурсами в условиях недостаточной обеспеченности данными.

Потребность в методах, применимых для бассейнов, для которых нет данных гидрологических наблюдений, появилась уже давно. Рациональная формула XIX века, основанная на понятии коэффициента стока, является предвестником районирования. Экстраполяция данных с изученных бассейнов на бассейны, на которых не проводились наблюдения, при решении гидрологических задач была стандартной практикой. В этом разделе содержится несколько примеров применения такого подхода. Искусственные единичные гидрографы и геоморфоклиматические единичные гидрографы,

упомянутые в разделе 6.3.2.2.5, позволяют оценить гидрограф стока для районов с короткими рядами наблюдений за стоком и осадками и при их отсутствии. Проблема оценки представлена в разделе 6.2.3, где дается введение в геостатистику для оценки значения переменной в пункте с отсутствием данных на основе значений этой переменной, измеренных в других пунктах.

Например, районирование на национальном уровне в Соединенном Королевстве изложено в *Flood Estimation Handbook* (Руководство по оценке паводков), опубликованном в 1999 г., которое заменило *Flood Studies Report* (Доклад об исследованиях наводнений) и дополнения к нему. Руководство объясняет районирование параметров модели и экстраполяцию данных с изученных водосборов на неизученные. Рекомендуется проводить оценку повторяемости паводков путем статистического анализа максимального расхода половодья, годового максимума или критических значений, или же с помощью связи осадков со стоком в случае наличия достаточно длинных рядов наблюдений. Хотя данные о паводке в наблюдаемом месте имеют наибольшее значение, данные могут быть перенесены из близлежащего места, водосбора-донора, водосбора со схожими характеристиками или аналога, если поблизости нет водосбора-донора. Оценка индекса паводка — среднего годового паводка — в отсутствие данных о максимуме может быть осуществлена с помощью дескрипторов. Обобщенный анализ может быть необходим для оценки кривой роста, зависящей от длины ряда данных наблюдений или целевого периода, например один паводок в 100 или 10 лет. Последним выбором является оценка параметров модели типа «осадки–сток» с использованием только дескрипторов водосбора.

Международная ассоциация гидрологических наук, которая объявила проведение Десятилетия по прогнозированию на неизученных бассейнах 2003-2012 годов, стремится достичь значительного прогресса в прогнозировании на водосборах, где не проводились наблюдения (Sivapalan and others, 2003). Следует надеяться, что это Десятилетие принесет уменьшение погрешности прогнозов и будет способствовать развитию новых теорий, основанных на масштабировании и мультимасштабировании, комплексных системах, нелинейной динамике и экогидрологических отношениях. Это не может быть сделано без расширения диапазона и масштаба наблюдений, используемых при оценке гидрологических переменных. Эта инициатива представляет значительный интерес для практической гидрологии, и есть надежда, что к концу десятилетия, инструментарий оперативных методов для работы с неизученными бассейнами значительно вырастет.

### 6.4.3 Стыковка моделей

С учетом того, что все чаще приходится сталкиваться с комплексным управлением водными ресурсами, насущной задачей становится использование нескольких моделей для решения практических задач. В качестве примера можно назвать комбинированное использование моделей оценки качества и количества воды с системными моделями и экономическими моделями. Еще один пример — использование климатических моделей для получения метеорологических исходных данных, используемых в гидрологических моделях. В прошлом этого можно было достичь путем отдельного моделирования различных процессов и использования выходных данных одной модели в качестве входных данных в следующей. Но этот подход игнорирует многие обратные связи, которые существуют в сложных природных системах. Лучшим подходом является параллельный запуск моделей, причем процессы взаимосвязаны на каждом шаге моделирования и включены механизмы обратной связи. Использование традиционных методов предполагает объединение всех алгоритмов отдельных моделей в единую модель — основное задание на разработку, которая исключает возможность гибкого выбора различных подходов к моделированию для конкретных применений. Стыковке моделей может способствовать развитие систем моделирования, которое объединяет управление данными, средства визуализации географической информационной системы и включение моделей в единый пакет программного обеспечения для нескольких моделей. Во всем мире есть целый ряд таких систем, разработанных для различных целей. Примеры можно найти на <http://www.epa.gov/waterscience/basins/bsnsdocs.html> и в работе (Hughes, 2004b).

Одна из последних инноваций, the Open Modelling Interface (OpenMI — см. <http://www.harmonit.org>), представляет собой попытку разработать модели для моделирования различных связанных с водой процессов, которые будут увязаны на временной и пространственной основе и таким образом позволят моделировать взаимодействие процессов. Цель заключается в упрощении связи параллельно работающих моделей, эксплуатируемых в различных временных и пространственных масштабах, посредством прямой передачи данных между моделями. Ожидается, что многие существующие модели в ближайшем будущем должны стать совместимыми с OpenMI.

### Ссылки и дополнительная литература

Борщ С.В. и Силантьева Т.П., 1987: Метод краткосрочного и среднесрочного прогнозирования вскрытия рек на основе обобщенной зависимости. Методические указания. Москва, Гидрометцентр СССР. 28 с.

- Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 3.*  
Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах, 1989. Ленинград, Гидрометеоздат, 168 с.
- Калинин Г.П. и Милоков П.И., 1958: *Приближенные методы расчета неустановившегося движения водных масс.* Труды ЦИП, вып. 66.
- Andersen, T., 1991: AVHRR data for snow mapping in Norway, *Proceedings of the 5th AVHRR Data Users Meeting*, Tromsø, Norway.
- Anderson, E.A., 1973: National Weather Service River Forecast System: Snow Accumulation and Ablation Model, Programs and Test Data. *NOAA NWSHYDRO Technical Memorandum 17.*
- Anderson, M. P., D.S. Ward, E.G Lappala and T.A. Prickett, 1992: *Computer models for subsurface water.* Chapter 22 in: Maidment, D. R. (ed.) *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, 22-1 to 22-34.
- Arnold, J.G., P.M. Allen and G. Bernhardt, 1993: A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, 142:47-69.
- Baumgartner, M. F., 1988: Snowmelt runoff simulation based on snow cover mapping using digital Landsat-MSS and NOAA/AVHRR data, USDA-ARS, *Hydrology Lab. Tech. Rep.*
- Bear, J., 1980: *Hydraulics of Groundwater.* New York, NY: McGraw-Hill College, 1980. ISBN: 0070041709.
- Bear, Jacob. 1988: *Dynamics of Fluids in Porous Media.* New York, NY: Dover Publications, 1988. ISBN: 0486656756.
- Beldring, S., K. Engeland, L.A. Roald, N.R. Saelthun and A. Voks, 2003: Estimation of parameters in a distributed precipitation – runoff model for Norway. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(3):304-316.
- Bergström, S., 1992: *The HBV model – its structure and applications.* SMHI Reports RH, No. 4, Norrköping, Sweden.
- , 1995: The HBV model. In Singh, V.P. (ed): *Computer Models of Watershed Hydrology*, *Water Resources Publications.* Colorado, United States, 443, 476.
- Bergström, S., J. Harlin and G. Lindström, 1992: Spillway design floods in Sweden. I: New guidelines. *Hydrological Sciences Journal*, 37(5):505-519.
- Bergström, S., B. Carlsson, M. Gardelin, G. Lindström, A. Pettersson and M. Rummukainen, 2001: Climate change impacts on runoff in Sweden – assessments by global climate models, dynamical downscaling and hydrological modelling. *Climate Research*, 16(2):101-112.
- Beven, K. J., 1996: A discussion of distributed hydrological modelling. In: M.B. Abbott and J. Ch. Refsgaard, (eds) *Distributed Hydrological Modelling*, *Water Science and Technology Library*, Vol. 22, Kluwer, Dordrecht, 255-278.
- Biswas, A.K. (ed.), 1981: *Models for Water Quality Management.* McGraw-Hill, New York.
- Box, G.E.P. and G.M. Jenkins, 1970: *Time Series Analysis, Forecasting and Control*, San Francisco, Holden-Day.
- Brun, E., P. David, M. Sudak and G. Brunot, 1992, A numerical Model to Simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38(128), 13-22.
- Carroll, S.S., G.N. Day and T.R. Carroll, 1993: Incorporating airborne data into spatial model used to estimate snow water equivalent, *Geographic Information Systems and Water Resources, Journal of the American Water Resources Association*, March, pp. 259-264.
- Cigizoglu, H. K., 2003: Estimation, forecasting and extrapolation of river flows by artificial neural networks. *Hydrological Science Journal*, 48(3):349-361.
- d'Herbès, J.M. and C. Valentin, 1997: Land surface conditions of the Niamey region: ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology*, 188-189, 18-42.
- DeWeist, J.M., 1965: *Geohydrology.* John Wiley & Sons, 366 pp.
- DHI (Danish Hydraulic Institute), 1985: *Introduction to the SHE-European Hydrologic System*, Horsholm.
- Domenico, Patrick A. and W. Scgwartz Franklin, 1998: *Physical and Chemical Hydrogeology.* New York, NY: John Wiley & Sons Inc., 1998. ISBN: 0471597627.
- Donald J.R., E.D. Soulis, N. Kouwen, A. Pietroniro, 1995: A land cover-based snow cover representation for distributed hydrologic models. *Water Resources Research*, 31, No. 4: pp. 995-1009.
- Dooge, J.C.I., 1973: Linear theory of hydrologic systems. *Technical Bulletin No. 1468*, Agricultural Research Service, United States Department of Agriculture, Washington, DC.
- Eagleson, P.S., 1970: *Dynamic Hydrology*, New York McGraw-Hill.
- Engman, E.T. and R.J. Gurney, 1991: *Remote-sensing in hydrology*, London, Chapman and Hill, 225 pp.
- Environment Agency, 2002: *Groundwater Resources Modelling*, Guidance Notes and Template Project Brief, R & D Guidance Notes W213, June 2002.
- Fetter, C. W., 1998: *Contaminant Hydrogeology.* 2nd ed. Upper Saddle, NJ, Prentice Hall, ISBN: 0137512155.
- Freeze, Alan R. and A. Cherry John, 1979: *Groundwater.* Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. ISBN: 0133653129.
- Hedstrom N.R. and J.W. Pomeroy, 1998: Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes* 12(10-11):1611-1625.4.
- Hillel, Daniel, 1980: *Fundamentals of Soil Physics.* New York, NY, Academic Press, 1980. ISBN: 0123485606.
- Hipel, K.W., A.L. McLeod and W.C. Lennox, 1977: Advances in Box-Jenkins modelling. Part I: Model construction. *Water Resources Research*, 13:567-575.
- Hirsch, R.M. and J.R. Slack, 1984: A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence: *Water Resources Research*, pp. 727-782.
- Hughes, D.A., 2004a: Incorporating groundwater recharge and discharge functions into an existing monthly rainfall-runoff model. *Hydrological Science Journal*, 49(2):297-311.
- Hughes, D.A. (ed.), 2004b: SPATSIM, an integrating framework for ecological reserve determination and implementation. *Water Research Commission Report No. TT 245/04*, United States.
- Hughes, D.A. and W. Metzler, 1998: Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia, *Hydrological Science Journal*, 43(2):283-297.
- Hurst, H.E., 1951: Long-term storage capacity of reservoirs. *Transactions, American Society of Civil Engineers*, 16:770.

- Institute of Hydrology, 1999: *Flood Estimation Handbook (FEH)*: (in five volumes), Wallingford, Oxfordshire, United Kingdom.
- Keller, M., 1987: Auswertungskartierung mit Landsat-MSS Daten zur Erfassung oekologische Einflussgrößen in Gebirge, Remote-sensing Series, No. 10, PhD Thesis, University of Zurich.
- Kitanidis, P.K., 1992: Analysis of Macrodispersion through Volume-Averaging: Moment Equations, *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 6:5–25.
- Kite, G.W. and P. Droogers, 2000: Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*, 229(1–2):3–18.
- Krysanova, V., Müller-Wohlfeil D.L., and Becker A., 1998: Development and test of a spatially distributed hydrological/ water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling* 106:261–289.
- Krysanova, V., E. Wechsung, J. Arnold, R. Srinivasan and J. Williams, 2000: SWIM (Soil and Water Integrated Model). User Manual, PIK Report 69. Potsdam Institute for Climate Impact Research.
- Kundzewicz, Z. W. and A. Robson, 2004: Change detection in hydrological records – a review of the methodology. *Hydrological Science Journal*, 49(1):7–19.
- Leaf, C.F., and G.E. Brink, 1973: *Hydrologic simulation model of Colorado subalpine forest*, US Forest Service, Res.Pap. RM-107, Fort Collins, CO.
- Leavesley, G.H. and L.G. Stannard, 1990: Application of remotely sensed data on a distributed parameter watershed model, *Proceedings of the Workshop on Applications of Remote-sensing in Hydrology*, Editors: Kite, G.W. and Wankiewicz, A., National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Saskatchewan, Canada.
- Lindström, G., 1997: A simple automatic calibration routine for the HBV model. *Nordic Hydrology*, 28(3):153–168.
- Lindström, G. and J. Harlin, 1992: Spillway design floods in Sweden. II: Applications and sensitivity analysis. *Hydrological Science Journal*, 37(5):521–539.
- Lindström, G. and S. Bergström, 1992: Improving the HBV and PULSE-models by use of temperature anomalies. *Vanneti Norden*, 25(1):16–23.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M. and Bergström, S., 1997: Development and test of the distributed HBV-96 model. *Journal of Hydrology*. 201:272–288.
- Maidment, D. R. 1992: *Handbook of Hydrology*. New York, McGraw-Hill.
- Mandelbrot, B.B. and J.R. Wallis, 1968: Noah, Joseph, and operational hydrology. *Water Resources Research*, 4(5):909–918. Available at the address [http://www.math.yale.edu/mandelbrot/web\\_pdfs/051noahJoseph.pdf](http://www.math.yale.edu/mandelbrot/web_pdfs/051noahJoseph.pdf)
- Marks, D., 1988: Climate, energy exchange and snowmelt on Emerald Lake watershed, Sierra Nevada, Unpublished PhD Dissertation, University of California, Santa Barbara, CA, 149 pp.
- Marsily, Ghislain De., 1986: *Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers*. Orlando, FL, Academic Press, 1986. ISBN: 0122089162.
- Martinez, J. and A. Rango, 1987: Interpretation and utilization of areal snow cover data from satellites, *Annual Glaciology*, 9:166–169.
- McDonald, M.G. and A.W. Harbaugh, 1988: A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model: US Geological Survey, *Techniques of Water Resources Investigations*, Book 6, Chapter A1, 586 pp.
- Mejia, J.M., I. Rodriguez-Iturbe and D.R. Dawdy, 1972: Streamflow simulation, (2) The broken line process as a potential model for hydrologic simulation. *Water Resources Research*, 8(4):931–941.
- Miller, W.A., M.B. Shasby, W.G. Rhode and G.R. Johnson, 1982: *Developing in-place data bases by incorporating digital terrain data into the Landsat classification process*. Place Resource Inventories: principles and practices, Proc. Workshop, August 4–14, 1981, University of Maine, Orono, Sponsored by the American Society of Photogrammetry.
- Minns, A.W. and M.J. Hall, 1996: Artificial neural networks as rainfall-runoff models, *Hydrological Science Journal*, 41(3):399–417.
- Ostrem, G., T. Anderson and H. Odegaard, 1991: Operational use of satellite data for snow inventory and runoff forecast, *Satellite Hydrology*, *American Water Resources Association*, Minneapolis, MN, pp. 230–234.
- Pomeroy J.W. and E. Brun, 2001: Physical Properties of Snow. In *Snow Ecology: An Interdisciplinary Examination of Snow-covered Ecosystems*. H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker and R.W. Hoham (eds). Cambridge University Press: Cambridge; pp. 45–126.
- Price, Michael, 1985: *Introducing Groundwater*. George Allen & Unwin: London, United Kingdom, 1985. 195 pp.
- Rango, A., 1993: Snow hydrology processes and remote-sensing, *Hydrological Processes*, 7:121–138.
- Rango, A., and van Katwijk. 1990: Development and testing of a snowmelt-runoff forecasting technique, *Water Resources Bulletin*, 26:135–144.
- Rango, A., V.V. Salomonson and J.L. Foster, 1977: Seasonal streamflow estimation in the Himalayan region employing meteorological satellite snow cover observations, *Water Resources Research*, 13:109–112.
- Refsgaard, J.C. and M.B. Abbott, 1996: The role of distributed modelling in water resources management. In: M.B. Abbott and J. Ch. Refsgaard, (eds), 1996: *Distributed Hydrological Modelling*, *Water Science and Technology Library*, Vol. 22, Kluwer, Dordrecht.
- Robson, A.J., T.A. Jones and D.W. Reed, 1998 A study of national trend and variation in United Kingdom floods. *International Journal of Climatology*, 18:165–182.
- Rodriguez-Iturbe, I. and B. Valdes, 1979: The geomorphologic structure of hydrologic response, *Water Resources Research*, 15(6):1409–1420.
- Rodriguez-Iturbe, I., J.M. Mejia and D.R. Dawdy, 1972: Streamflow simulation, (1) A new look at Markovian models, fractional Gaussian noise, and crossing theory. *Water Resources Research*, 8(4):921–930.
- Sahimi, Muhammad, 1995: *Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock*. Weinheim, Germany: Wiley-VCH Verlag GmbH, 1995. ISBN: 3527292608.
- Salas, J.D., 1992 Analysis and modelling of hydrological time series. Chapter 19 in: Maidment, D. R. (ed.) *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, 19–1 to 19–72.

- Scheidegger, Adrian, 1960: *The Physics of Flow through Porous Media*, University of Toronto Press.
- Shaw, E.M., 1994: *Hydrology in Practice*, third edition. London, Chapman and Hall.
- Singh, V.P., 1988: *Hydrologic Systems*. Rainfall-Runoff Modeling, Vol. I, Englewood Cliffs, Prentice Hall.
- Sivapalan, M., K. Takeuchi, S. Franks, D. Schertzer, P.E. O'Connell, V.K. Gupta, J.J. McDonnell, J. W. Pomeroy, S. Uhlenbrook, E. Zehe and V. Lakshmi, 2003: IAHS Science Decade on Prediction in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Science Journal*, 48(6):857–880.
- SNA, 1995: *Climate, Lakes and Rivers*, The National Atlas of Sweden, Almqvist and Wiksell International, Stockholm.
- Storm, B. and A. Refsgaard, 1996: Distributed physically based modelling of the entire land phase of the hydrological cycle. In: M.B. Abbott and J. Ch. Refsgaard, (eds): *Distributed Hydrological Modelling*, Water Science and Technology Library, Vol. 22, Kluwer, Dordrecht.
- Sugawara, M., E. Ozaki, L. Watanabe and S. Katsuyama, 1974: *Tank Model and its Application to Bird Creek*, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune. Research Note of the National Research Center for Disaster Prevention, Science and Technology Agency, Tokyo, Japan.
- Tayfur, G., 2002: Artificial neural networks for sheet sediment transport. *Hydrological Science Journal*, 47(6):879–892.
- Todd, David Keith, 1980: *Groundwater Hydrology*. New York, NY. John Wiley & Sons Inc. ISBN: 047187616X.
- Todini, E. and J.R. Wallis, 1978: A Real-time Rainfall Runoff Model for an On-line Flood Warning System. AGU Chapman conference on applications of kalman filtering theory and techniques to hydrology, hydraulics and water resources, Pittsburgh, Pennsylvania, 22–24 May 1978.
- Twedt, T. M., J.C. Schaake and E.L. Peck, 1977: National Weather Service extended streamflow prediction. Proceedings of the western snow conference, Albuquerque, New Mexico, 19–21 April 1977.
- US Army Corps of Engineers, 1960: *Runoff from Snowmelt*. Engineer Manual 1110-2-1406, US Department of the Army, Washington, DC.
- US Environmental Protection Agency, 1989: *EPA Groundwater Handbook*. Rockville, Maryland, Government Institutes, Inc. 212 pp.
- Valentijn R.N.P., R. Hoeben, N.E.C. Verhoest and E.P. De Troch, 2001: The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small-scale basins through data assimilation. *Journal of Hydrology*, 251(1–2):88–102.
- Walton, W., 1970: *Groundwater Resource Evaluation*, McGraw-Hill, 664 pp.
- World Meteorological Organization, 1986: *Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff*. Operational Hydrology Report No. 23, WMO-No. 646, Geneva.
- , 1987: *Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting*. Operational Hydrology Report No. 7, WMO-No. 429, Geneva.
- , 1988: *Analysing Long Time Series of Hydrological Data with respect to climate variability and change*, WCAP-3, WMO/TD-No. 224, Geneva.
- , 1990: *Hydrological Models for Water-Resources System Design and Operation*. Operational Hydrology Report No. 34, Geneva.
- , 1991a: Simulated Real-time Intercomparison of Hydrological Models. Operational Hydrology Report No. 38, WMO-No. 779, Geneva.
- , 1991b: Hydrological Aspects of Accidental Pollution of Water Bodies. Operational Hydrology Report No. 37, WMO-No. 754, Geneva.
- , 1992a: *A study of current approaches to modelling of hydrological times series with respect to climatic variability and change* (G. Cavadias). World Climate Programme – Water, Project A2. WCASP–23 WMO/TD-No. 534, Geneva.
- , 1992b: *Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture*. Operational Hydrology Report No. 35, WMO-No. 749, Geneva.
- , 1994: Applications of remote-sensing by satellite, radar and other methods to hydrology, Operational Hydrology Report No. 39, WMO-No. 804, Geneva.
- , 2000: *Detecting Trend and Other Changes in Hydrological Data*. World Climate Programme – Water (Z.W. Kundzewicz and A. Robson, eds) World Climate Programme Data and Monitoring, WCDMP-45, WMO/TD-No. 1013, Geneva.
- , 2003: *Integration and Coupling of Hydrological Models with Water Quality Models: Applications in Europe* (B. Arheimer and J. Olsson). WMO Technical Reports in Hydrology and Water Resources, No. 75. WMO/TD-No. 1174. Geneva.
- /WCRP, 1986. *Report of the Workshop on Global Large Scale Precipitation Datasets for the World Climate Research Programme*. WCP-111, WMO/TD-No. 94, WMO, Geneva, 45pp.
- Xiang, X. and E.A. Smith, 1997: Feasibility of simultaneous surface temperature-emissivity retrieval using SSM/I measurements from HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology*, 188–189, 330–360.
- Yue, S. and P. Pilon, 2004: A comparison of the power of the test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection. *Hydrological Science Journal*, 49(1):21–37.
- Yue, S., P. Pilon and B. Phimney, 2003: Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation. *Hydrological Science Journal*, 48(1):51–63.
- Yue, S., P. Pilon and G. Cavadias, 2002: Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259:254–271.

