УДК 556 + 556.3
ББК 26.35
Ш 51

Издание осуществлено при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 02-05-78042

Шестаков В.М., Поздняков С.П.
Геогидрология. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 176 с.
ISBN 5-94628-097-X

В книге рассматриваются процессы инфильтрационного питания грунтовых вод с применением моделей влагопереноса; взаимодействие подземных и поверхностных вод (подземный сток, геофильтрационные параметры ложа водотоков, моделирование поверхностных и подземных вод), водно-балансовые модели (ВБМ) речных бассейнов (принципы построения ВБМ, бассейновые ВБМ, гидрологические методы определения подземного стока); контаминация пресных природных вод в зоне гипергенеза.

Для специалистов в области гидрогеологии, гидрологии суши, водного хозяйства и охраны окружающей среды, а также студентов и аспирантов, обучающихся по соответствующим специальностям.

Табл. 7. Ил. 36. Библиогр.: 190 назв.

Научное издание

Шестаков Всеволод Михайлович
Поздняков Сергей Павлович

ГЕОГИДРОЛОГИЯ

Зав. редакцией *А.А. Фролова*. Редактор *Л.С. Аюпова*
Художник *А.С. Скороход*. Дизайнер *О.Ю. Ильина*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*

ИД № 04284 от 15.03.2001

Подписано в печать 27.03.2003. Формат 60×90/16. Гарнитура NewtonC.
Печать офсетная. Печ. л. 11. Тираж 400 экз. Тип. зак. 115

Международная академическая издательская компания
«Наука/Интерпериодика»
Издательско-книготорговый центр «Академкнига»
117997, ГСП-7, Москва, Профсоюзная ул., 90. e-mail: bookman@maik.ru

По вопросам поставок книжной продукции обращаться в отдел реализации
тел./факс (095) 334-73-18; e-mail: bookreal@maik.ru

Отпечатано в ОАО «Чертановская типография»
Москва, Варшавское шоссе, 29 а

ISBN 5-94628-097-X

© В.М. Шестаков, С.П. Поздняков, 2003
© ИКЦ «Академкнига», 2003

Геогидрология — научное направление, изучающее естественнонаучные проблемы формирования и использования ресурсов пресных природных вод. Пользуясь понятием *зоны гипергенеза*, составляющей область распространения инфильтрогенных вод активного водообмена (Шварцев, 1996), можно определить предмет геогидрологии как изучение формирования природных вод зоны гипергенеза. Целесообразность выделения геогидрологии как направления обусловлена актуальностью изучения природных вод применительно к решению проблем рационального использования их ресурсов, а также влияния природных вод на хозяйственное использование других земных ресурсов.

Естественнонаучные проблемы формирования природных вод рассматриваются в рамках *глобального круговорота воды*, изучение которого опирается на представления единства природных вод как неразделимого целого и их взаимодействия с различными земными сферами, сформулированные В.И. Вернадским.

При описании круговорота поверхностных вод рассматривается *гидрологический (гидрометеорологический) цикл*, определяющий движение воды в системе атмосфера—гидросфера—биосфера (ландшафт). Во внутриматериковом гидрологическом цикле входной частью являются атмосферные осадки, а на выходе цикла находится региональный поверхностный сток, причем основными задачами гидрологии обычно являются оценки экстремальных (максимальных и минимальных) значений расходов стока.

В *геологическом цикле* круговорота воды водный баланс земных недр определяется на основе взаимодействия между различными водоносными горизонтами подземных вод с учетом влияния геологических процессов на различных этапах геологического развития. Следуя А.Н. Павлову (1977), выделим

Scanned by CamScanner

в геологическом цикле литогенетические процессы, которые включают элизионные процессы отжатия седиментогенных вод при осадконакоплении и погружении осадочных толщ, а также образование возрожденных вод при дегидратации монтмориллонитовых глин, гипсов и других отложений. Особый характер геологического цикла проявляется на океаническом дне в связи с тектоническими процессами, обусловленными движением литосферных плит. Для геологического цикла характерна длительность в масштабе геологического времени. Значимость его участия в гидрометеорологическом цикле круговорота воды в глобальном отношении невелика.

Наряду с гидрологическим и геологическим циклами целесообразно выделить *геогидрологический цикл* круговорота воды, включающий движение воды в системе ландшафт—подземные воды зоны гипергенеза от выпадения осадков на поверхность суши до их поступления в биосферу и поверхностные воды с учетом деятельности человека. Отметим, что в мировой практике геогидрологические исследования (subsurface and surface hydrology) организационно объединены в рамках Ассоциации научной гидрологии (International Association of hydrologic sciences). Результаты их публикуются в Трудах Ассоциации (IASH Publication) и ряде журналов (Water Resources Research, Journal of Hydrology et al.). Геогидрологический подход получил широкое распространение в ряде стран, особенно в США в работах Геологической службы, играя важную роль при изучении ресурсов поверхностных и подземных вод (см., например, U.S. Geol. Survey Water — Supply Paper).

Геогидрологические исследования имеют пограничный характер и требуют гармоничного сочетания гидрологических и геологических подходов с обязательным учетом особенностей формирования и взаимовлияния потоков подземных и поверхностных вод. Кардинальной естественнонаучной проблемой геогидрологии является формирование питания грунтовых вод в определенных ландшафтных условиях, особенно с учетом их изменений при хозяйственной деятельности. При этом возникают задачи изучения взаимовлияния, с одной стороны, антропогенных преобразований ландшафта и балансовых элементов грунтовых вод (питания на водоразделах и разгрузки в долинах), а с другой — крупномасштабного отбора подземных вод и ландшафтов (растительность, поверхностные воды). При решении такого рода задач используются модели влагопереноса в зоне аэрации с учетом потребления воды растительностью и испарения почвой в процессе формирования питания подземных вод. Для калибрации моделей

инфильтрационного водообмена используются главным образом методы, основанные на материалах режимных наблюдений за уровнем грунтовых вод, данные о влажностном режиме пород зоны аэрации, а также гидрогеотермические и гидрохимические методы исследований.

Важнейший вопрос изучения геогидрологического круговорота — установление связей между подземными и поверхностными водами. При этом весьма существенную роль играет методика натурных исследований, позволяющих обосновать модели подземных и речных потоков, особенно основанных на определении подземного стока (притока) в реки при различных условиях взаимовлияния подземных и поверхностных вод.

Главным экологическим аспектом изучения системы ландшафт—грунтовые воды оказывается оценка влияния динамики грунтовых вод на водный и питательный режим естественных и особенно хозяйственно осваиваемых ландшафтов. В исследованиях этого направления «тонкой» методической задачей является установление научно-методических связей геогидрологии с почвоведением и мелиорацией сельскохозяйственных и лесных территорий. В таких связях необходимо, с одной стороны, достаточно определенно устанавливать границы действия каждого научного направления, с другой стороны, рассматривать эти границы прозрачными для взаимодействия специалистов смежных направлений. В последнее время предлагается выделять экогидрологию (ecohydrology) как направление, рассматривающее вопросы взаимосвязи режима и баланса подземных (главным образом грунтовых) вод и ландшафтов (в основном на переувлажненных землях), а также влияние воздействия разгрузки подземных вод в реках, эстуариях и водоемах на условия жизнедеятельности биоты (EOS, 2002).

Развитие знаний по гидрологии вод суши

Представления о формировании природных вод в пределах речных бассейнов долгое время оставались загадкой для ученых-естествоиспытателей (Федосеев, 1967; Биевас, 1975). Такой авторитет среди натурфилософов как Аристотель не рассматривал возможности инфильтрационного питания грунтовых вод, считая, что оно происходит конденсационным путем. Интересны представления Леонардо да Винчи, уподоблявшего землю телу животных, сотканному из разветвленных жил, которые соединены друг с другом и предназначены питать и оживотворять землю. Исходя из этого, Леонардо

Scanned by CamScanner

да Винчи считал, что «как кровь поднимается снизу тела и брызжет через разорванные жилы на лбу, так и вода поднимается из морских глубин к горным вершинам и вымывается там из скрытых жил». Показательно также заблуждение Лукреция Сенеки (I век н. э.), который, ссылаясь на наблюдения, утверждал, что дождевая вода не проникает глубоко в землю и потому не может питать подземные воды.

Первым дошедшим до нас проявлением понимания связи поверхностных вод и атмосферных осадков были высказывания Б. Полисси (1580 г.): «Я долго изучал причины образования естественных ключей и убедился, что они все происходят от дождей». Но это соображение имело созерцательный характер и не содержало убедительных доказательств. Только в XVII в. французскими естествоиспытателями П. Перро (1674 г.) и Э. Мариоттом (1686 г.) на основании тщательных наблюдений за водным балансом р. Сены было доказано дождевое питание реки, хотя П. Перро, как и Л. Сенека, не понимал возможности инфильтрационного питания грунтовых вод. Дальнейшие исследования были направлены на выявление зависимости стока рек от климатических условий. Выдающийся вклад в этом направлении в отечественную географию внес А.И. Воейков (1884 г.).

Становление отечественной научной гидрологии связано главным образом с деятельностью В.Г. Глушкова, который утверждал необходимость рассмотрения общего круговорота воды в природе как единого целого. Он предложил использовать географо-гидрологический метод, исходящий из установления на генетической основе причинной связи гидрологических процессов с географическим ландшафтом, включая климат, геологию, геоморфологию, почвы и растительность. Важна позиция В.Г. Глушкова (1961) по поводу необходимости применения географо-гидрологического метода с учетом тех выявленных или потенциальных хозяйственных заданий, которые соответствуют или развернутым планам, или местным природным условиям района. Созданный в 1919 г. Государственный гидрологический институт (ГГИ) занимался исследованиями в области развития отечественной гидрологии, опираясь на сформулированные В.Г. Глушковым научно-методические позиции.

В середине 30-х годов XX в. В.Г. Глушков и бóльшая часть руководящих сотрудников ГГИ были репрессированы. «Институт был буквально разгромлен... Глушковская идея единства и взаимосвязи природных вод была утрачена» (Соколов, Шикломанов, 1989). После этого в проводимых в б. СССР исследованиях по гидрологии суши основным стало экспериментальное

направление с использованием статистических методов обработки материалов. В послевоенное время геофизическое направление научной гидрологии отстаивалось М.А. Великановым, утверждавшим, что единственно правильный путь — синтез физического анализа гидрологических явлений и широких обобщений физико-географического характера. В прошедшей в 40—50-е годы дискуссии было отмечено чрезмерное увлечение статистическими методами в гидрологических расчетах (см., например, Саваренский, 1951), которые стали применяться в ущерб генетическим методам исследований, направленным на более глубокое проникновение в физическую природу гидрологических процессов (Соколов, Чеботарев, 1970). Противоречия между статистическими и геофизическими подходами существуют и в настоящее время.

Существенное развитие отечественные исследования региональных закономерностей формирования природных вод получили в связи с составлением Генеральной схемы использования водных ресурсов СССР. Значительным достижением при этом было организационное объединение усилий гидрологов, гидрогеологов и водохозяйственников различных ведомств. Изучение условий взаимодействия подземных и поверхностных вод, связанное с выявлением региональных закономерностей формирования подземного стока в реки, было представлено работами Б.И. Куделина (1960) и его последователей (Всеволожский, 1983; Зекцер, Джамалов, 1989).

Вместе с тем применение методов региональных исследований оказалось мало приспособленным для решения задач хозяйственного использования природных вод, для чего требуется более детальное изучение условий формирования сравнительно локальных потоков. Современное решение проблем научного обоснования закономерностей формирования природных вод речных бассейнов связывается с построением и реализацией теоретических моделей типа осадки—сток, опирающихся на физико-математическое моделирование и содержащих стохастические позиции изменчивости действующих факторов и параметров процесса (Виноградов, 1988; Гидрогеологическое прогнозирование, 1988; Кучмент, Гельфан, 1993).

Проблемы и тенденции использования водных ресурсов в XXI веке

Суммарные возобновляемые водные ресурсы Земли остаются примерно постоянными в течение текущего периода геологического развития. В то же время происходит рост населения, сопровождающийся антропогенным воздействием на

Scanned by CamScanner

водные ресурсы, выражающимся в увеличении водопотребления и загрязнении природных вод. В связи с неравномерностью пространственного распределения стока рек и неравномерной плотностью населения уже сейчас в более чем 80 странах мира с общим населением порядка 40% всего населения планеты в той или иной мере ощущается водный дефицит. Для преодоления этого дефицита необходимо перераспределение водных ресурсов. Однако, как показывает опыт, одним только перераспределением водных ресурсов невозможно обеспечить их рациональное использование, поэтому необходимо управлять спросом на воду (Колганов, Чуелов, 1998).

Ежегодный объем суммарного мирового речного стока составляет около 40 000 км^3. По разным оценкам, в настоящее время в год используется только от 2100 до 4000 км^3 водных ресурсов, в то время как пригодная для использования часть мировых ресурсов речного стока составляет около 13 000 км^3. Согласно прогнозам Всемирного банка (Seckler, 1998), в 2025 г. будет использоваться порядка 40% водных ресурсов мира, а к середине XXI в. общий годовой объем воды, необходимой для жизнедеятельности человечества, оценивается в 12 000 км^3, что составляет около 90% всех пригодных для использования водных ресурсов.

По классификации ООН все страны делятся на четыре группы по уровню использования водных ресурсов (Колганов, Чуелов, 1998). Первая группа — с низким уровнем — потребляет менее 10% суммарных водных ресурсов. В эту группу входят Бразилия, Канада, Россия, Индонезия, страны Скандинавии и др. Вторая группа — со средним уровнем — использует от 10 до 20%. К ней относятся Китай, США, Франция, Украина и др. Третья группа — с уровнем выше среднего — потребляет от 20 до 40% водных ресурсов. Страны, входящие в эту группу,— Индия, Германия, Испания, Казахстан и др. Четвертая группа — с высоким уровнем — использует более 40% водных ресурсов. К ней относятся Иран, Ирак, Израиль, Узбекистан и др. По прогнозам, к 2025 г. более 60% населения будут проживать в странах, относящихся к третьей и четвертой группам.

Основным валовым потребителем воды в мире является орошаемое земледелие, площади которого к концу XX в. увеличились до 250 млн га, составляя 16% общей площади посевов сельскохозяйственных культур. Орошаемые земли дают около 40% мирового объема производства пищевых продуктов. Общее мировое водопотребление таково: на сельское хозяйство, включая орошение, тратится около 70%, промышленность

использует порядка 20%, а коммунальное хозяйство — около 10% общего объема водопользования. Орошаемое земледелие сопровождается наибольшими потерями воды, при этом средняя в мире эффективность орошения оценивается менее чем в 50%. Эффективность водоснабжения существенно различается по регионам, причем непроизводительные потери воды могут составлять от 10 до 70% (Seckler, 1998).

Глобальные проблемы, связанные с ограниченностью и уязвимостью водных ресурсов, заставили мировое сообщество начиная с 80-х годов XX в. пересмотреть принципы и подходы к управлению водными ресурсами. Вопросы, связанные с водообеспечением, были включены в «Глобальную повестку дня XXI века», принятую на Всемирной конференции по охране окружающей среды в Рио-де-Жанейро в 1992 г. При этом в основу современных подходов к управлению водными ресурсами положен принцип единства природных вод суши.

Россия является одной из богатейших водными ресурсами стран мира. По объему годового речного стока (4262 км^3) она занимает второе (после Бразилии) место в мире. Россия также обладает прогнозными эксплуатационными ресурсами подземных вод порядка 300 км^3 в год. Суммарное изъятие стока на водопотребление в период максимального развития промышленного и аграрного комплекса на всей территории б. СССР достигало 300–350 км^3 в год, что составляло всего 7–8% годового объема стока. В настоящее время на территории России на суммарный забор воды приходится только около 97 км^3 в год. Однако при огромных водных ресурсах, которыми располагает Россия в целом, в ряде регионов страны отмечается острый дефицит воды, что связанно с неравномерным распределением водных ресурсов по площади. Так, на наиболее развитые регионы Европейской части России, где сосредоточено 80% промышленного потенциала и населения, приходится только 8% ее водных ресурсов.

Основными проблемами водообеспечения в России на сегодняшний день являются (Михеев, 1998; Порядин, 1998):

1. Острый дефицит воды в ряде регионов, связанный с неравномерным распределением водных ресурсов, промышленности и населения страны.

2. Загрязнение поверхностных водных объектов за счет сточных вод и смыва загрязняющих веществ с поверхности земли.

3. Каждый второй житель России вынужден потреблять питьевую воду, качество которой не соответствует нормативным требованиям.

Scanned by CamScanner

4. Укоренившееся отношение к водным ресурсам как к бесплатному дару природы приводит к крайне неэкономному и расточительному их использованию.

5. В коммунальном хозяйстве России удельный расход воды на одного жителя почти в 3 раза выше, чем в европейских странах.

Таким образом, тенденции использования водных ресурсов и проблемы водообеспечения в мире в целом и России в частности определяют необходимость изучения проблем формирования ресурсов пресных природных вод в условиях интенсивного антропогенного воздействия.

Глава 1

ФОРМИРОВАНИЕ И МОДЕЛИ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Как отмечалось во Введении, кардинальной проблемой геогидрологии является изучение формирования питания подземных вод, которое во многом определяется динамикой поступления и расходования влаги на поверхности земли и в почве. Поэтому необходимо рассмотреть и описать на уровне количественных моделей процессы выпадения и трансформации осадков, формирующих питание подземных вод.

1.1. ТРАНСФОРМАЦИЯ ОСАДКОВ, ИСПАРЕНИЕ И ПОВЕРХНОСТНЫЙ СТОК

1.1.1. Выпадение осадков

Основным источником влаги в пределах речных бассейнов являются *осадки*. Они выпадают в виде дождя, снега, града и за счет конденсации водяного пара, содержащегося в атмосфере. Детально, на уровне единичного события, процессы выпадения и трансформации осадков рассматриваются обычно применительно к оценке ливневого поверхностного стока, формирования впитывания влаги почвой и динамики суммарного испарения. При этом к параметрам, описывающим динамику выпадения осадков, относятся: средняя интенсивность каждого выпадающего дождя, его продолжительность и продолжительность периода между дождями. Данные параметры имеют случайный характер проявления, а их статистические характеристики, как правило, имеют выраженный сезонный ход.

Сочетание случайных продолжительностей периодов без осадков, случайных продолжительностей каждого их выпадения и их случайных интенсивностей приводит к тому, что осредненные за декаду, месяц, год объемы выпавших осадков являются случайными функциями времени, имеющими значительную вариацию и практически полное отсутствие

Scanned by CamScanner

автокорреляции. То есть объемы осадков, выпавших за предыдущий и последующий дискретный интервал времени, практически не коррелированы между собой и плохо предсказуемы в календарных прогнозах. Такая изменчивость выпадения осадков во многом определяет особенности и трудности прогнозов гидрологических и геогидрологических систем: потоки влаги в них описываются вполне детерминированными законами, но «вход» влаги в данные системы контролируется недетерминированным, плохо предсказуемым процессом выпадения осадков.

В настоящее время в прогнозных гидрологических моделях поверхностного стока с водосбора, как правило, используется специальный блок генерации процессов выпадения осадков, основанный на той или иной вероятностной модели временного ряда осадков и позволяющий получать ряды осадков, которые в статистическом плане отвечают наблюденным рядам (Виноградов, 1988; Кучмент, Гельфан, 1993). Выбор оптимального описания процесса выпадения осадков для целей оценки и моделирования *инфильтрационного водообмена* поверхностных и подземных вод представляет определенную проблему, так как априори не очевидно, насколько детально должен рассматриваться этот процесс. Такая модель должна быть достаточно проста, чтобы верифицироваться по данным стандартных метеонаблюдений, но она должна позволять генерировать временные ряды осадков, пригодные для дальнейшего расчета их трансформации на поверхности земли и в почве и получения характеристик водообмена поверхностных и подземных вод с учетом их сезонной и многолетней изменчивости.

Одной из достаточно простых и широко апробированных моделей осадков является модель Ричардсона (Richardson, 1981), которая может быть рекомендована к использованию для геогидрологического моделирования. Минимальный временной период разрешения (временной шаг) данной модели — сутки, а моделируемой характеристикой является суточный объем выпавших осадков и связанные с ним характеристики погоды: минимальная и максимальная температуры воздуха и суммарная солнечная радиация. Данная модель базируется на следующих предпосылках:

1. Чередование дней с осадками и без осадков представляет собой простую цепь Маркова, заданную двумя вероятностями перехода, а именно, вероятностью того, что после дня с осадками наступает день без осадков и вероятностью в обратном порядке.

2. Суточный объем выпавших осадков описывается двухпараметрическим гамма-распределением.

3. Вероятности перехода и параметры гамма-распределения имеют сезонный ход.

Модель Ричардсона позволяет одновременно с суточными объемами осадков моделировать максимальную, минимальную суточную температуру воздуха и солнечную радиацию. Временные ряды данных параметров моделируются как сумма их математических ожиданий, имеющих сезонный гармонический ход, и отклонений суточных значений этих параметров от их математического ожидания. При этом величины отклонений трех данных рядов кросс-коррелированны между собой, а математические ожидания максимальной, минимальной температур и солнечной радиации в каждый день года различны для дня с осадками и дня без осадков. Таким образом, модель Ричардсона позволяет генерировать суточные суммы осадков и связанные с ними температуры и солнечную радиацию. Данная модель достаточно легко верифицируется по материалам стандартных метеорологических наблюдений. Эта модель была апробирована на примере территории США, используя данные 139 метеостанций (Richardson, Wright, 1984), и она показала хорошую статистическую воспроизводимость моделируемых рядов. В настоящее время доступен пакет программ WHI UnSat Suite, разработанный канадской фирмой «Waterloo Hydrogeologic» (WHI UnSat Suite User's Manual, 2000), включающий программу WedGen (Richardson, Wright, 1984), основанную на модели Ричардсона. Для этой модели «Waterloo Hydrogeologic», используя данные Всемирной метеорологической организации, создала базу данных параметров, подобрав параметры модели Ричардсона для большого числа метеостанций Северного полушария, включая Европейскую часть России и страны СНГ. Однако следует отметить, что нами не были найдены публикации о применимости модели Ричардсона для территорий со среднемноголетней температурой воздуха ниже нуля, также отсутствуют в упомянутой базе данных параметров модели Ричардсона какие-либо метеостанции Сибири.

1.1.2. Процессы трансформации и аккумуляции осадков ландшафтами в течение года

Аккумуляция осадков в снеге и снеготаяние

В период отрицательных температур осадки аккумулируются на поверхности ландшафта в виде снега. По мере накопления снега увеличиваются его толщина и плотность. Если начальная плотность в период выпадения снега (т. е. на его поверхности) составляет 0.1–0.3 г/см^3, то у поверхности

Scanned by CamScanner

земли она может достигать за счет уплотнения около 0.7 г/см^3, что учитывается при пересчете высоты снежного покрова на слой воды в нем. В открытых полевых ландшафтах существенную роль могут играть ветровой перенос снега и аккумуляция его в балках на лесных опушках и лесополосах.

При переходе суточных температур через ноль начинается стаивание снега. В наиболее простой модели таяния количество воды, возникшей за счет растаявшего за день снега, принимается пропорциональным среднесуточной положительной температуре воздуха. Изменение объема воды V в снеге для такого случая может быть описано уравнением

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -\xi\left(T - T^0\right) + P - E, \qquad (1.1.1)$$

где ΔV — изменение объема воды в снеге за сутки; T — среднесуточная температура воздуха; T^0 — температура таяния снега; P — суточный объем осадков; E — суточный объем испарения; ξ — коэффициент стаивания.

Коэффициент стаивания ξ зависит от ряда факторов: широты местности, экспозиции склона, характера ландшафта (например, в лесу он меньше, чем в поле). Ориентировочные границы данного коэффициента, приведенные в работе Ю.Б. Виноградова (1988), составляют $\xi = (0.8-10)\cdot 10^{-8}$ м/(с · град) или 6.9–8.6 мм/(сут · град). И.С. Пашковский (1986) приводит следующие характерные величины коэффициента стаивания для территории подмосковной водно-балансовой станции: для лесного ландшафта $\xi = 4$ мм/(сут · град), для полевого ландшафта $\xi = 8$ мм/(сут · град). В работе (Schroeder et al., 1994) предлагается также учитывать сезонный ход данного параметра:

$$\xi = \frac{\xi_{max} + \xi_{min}}{2} + \left(\frac{\xi_{max} - \xi_{min}}{2}\right)\sin\frac{2\pi N_i}{366}, \qquad (1.1.2)$$

где N_i — номер дня, отсчитываемого для Северного полушария с 21 марта; ξ_{max} — максимальная величина коэффициента стаивания, равная для открытых ландшафтов 5.2 мм/(сут · град); ξ_{min} — минимальная величина коэффициента стаивания, равная 2.0 мм/(сут · град). Причем в данной работе отмечено, что сезонный ход коэффициента стаивания характерен для районов, лежащих ниже 50° с. ш., а для более северных районов он менее выражен. Для 60° с. ш. и выше в течение года коэффициент стаивания близок к его минимальному значению.

Задержка растительностью

Перехват осадков растительностью — важный процесс, в результате которого часть осадков не достигает земной поверхности. В частности, небольшие дожди могут полностью

перехватываться растительностью, длительные же осадки к концу их выпадения все проходят сквозь кроны деревьев и достигают поверхности земли. Наиболее простым способом учета перехвата является введение коэффициента эффективных осадков K_e — т. е. доли осадков, которые не перехватываются растительностью и достигают поверхности земли. Известно, что величина перехвата осадков пологом лиственных растений сильно колеблется по сезонам (Литовченко, 1986). Летом она максимальна, зимой — минимальна, тогда как хвойные деревья и зимой задерживают осадки. Выявлено, что величина перехвата зависит от слоя, продолжительности и частоты выпадения осадков, погодных условий и от полноты, возраста и состава древостоев. Например, сомкнутые еловые деревья задерживают в среднем 37–46% осадков, сосновые — 24–27%, березовые — 24%. Лиственные породы в зимний период задерживают 3–5% осадков, весной — 20%, летом 18–36%, а в среднем за год они пропускают на поверхность почвы 85–87% осадков.

Более обоснованной представляется феноменологическая модель, в которой предполагается, что осадки задерживаются растительностью за счет смачивания поверхности фитомассы. При этом для каждого типа растительности существует максимальная водоудерживающая способность P_{max} — т. е. объем влаги, который может израсходоваться на полное смачивание поверхности растительности. Предполагая, что приращение смоченной поверхности убывает пропорционально величине этой поверхности, Ю.Б. Виноградов (1988) предложил выражение для зависимости задержания P_i от объема выпавших осадков P:

$$P_i = P_{max}\left[1 - \exp(-\frac{P}{P_{max}})\right]. \qquad (1.1.3)$$

Соответственно динамика коэффициента эффективных осадков определяется по формуле

$$K_e = 1 - \frac{P_{max}}{P}\left[1 - \exp(-\frac{P}{P_{max}})\right]. \qquad (1.1.4)$$

С учетом зависимостей (1.1.3) и (1.1.4) можно рассчитать средний коэффициент эффективных осадков для данного типа растительности, определяемый величиной P_{max} и метеорологическими характеристиками. По-видимому, величина максимальной водоудерживающей способности P_{max} связана с индексом развития поверхности листьев ω (отношение общей площади листьев к площади поверхности земли). В частности, проводя тестовые расчеты по зависимости (1.1.3), мы нашли, что для того чтобы получить приведенное ранее характерное

Scanned by CamScanner

Таблица 1.1

Динамика индекса развития поверхности листьев для различных ландшафтов в течение года

Ландшафт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Смешанные леса	0.8	0.8	0.8	0.8	2.8	8.0	8.0	8.0	2.08	0.8	0.8	0.8
Хвойные леса	5.5	5.52	5.44	5.36	5.28	6.56	7.92	7.44	6.48	5.68	5.44	5.5
Пашни	0	0	0	0	0.62	3.35	1.82	0	0	0	0	0
Луга	0	0	0	0	1.17	2.33	0.23	0	0	0	0	0
Болота	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	1.4	2.4	2.2	1.6	1.0	0.2	0.2

среднегодовое задержание выпавших осадков растительностью, надо связать P_{max} с индексом ω:

$$P_{max} \approx 2.5\sqrt{\omega}, \qquad (1.1.5)$$

где P_{max} измеряется в миллиметрах.

Характерная динамика индекса развития поверхности листьев в условиях Европейской части России приведена в табл. 1.1 (Джоган, Лозинская, 1993; Старцева, 1999).

Таким образом, данная простейшая модель задержки осадков показывает, что в разных ландшафтных условиях различна доля осадков, доходящих до поверхности почвы, и позволяет выделять из общего объема суточных осадков часть, которая задерживается лиственным покровом и впоследствии испаряется непосредственно с его поверхности.

1.1.3. Формирование поверхностного стока и впитывание влаги почвой

Впитывание влаги почвой является важным процессом, происходящим на границе раздела сред. На впитывание влияет ряд факторов, к наиболее важным из них относятся интенсивность поступления влаги на поверхность почвы, водно-физические характеристики и влажность почвы перед началом поступления влаги. Многочисленные экспериментальные исследования впитывания свидетельствуют, что при подаче влаги на поверхность почвы с постоянной интенсивностью в начальный момент интенсивность впитывания очень велика, а затем со временем она снижается до постоянных значений. Для объяснения этого явления использовались различные теоретические модели — от модели напорного впитывания Грина—Ампта до модели влагопереноса в ненасыщенной зоне и эмпирические уравнения впитывания. Теоретические модели

дают качественно одинаковые результаты, а именно: при достаточно продолжительной инфильтрации интенсивность впитывания в зону аэрации, имеющую однородное строение по вертикали, и при глубоко залегающем уровне грунтовых вод стремится к величине коэффициента фильтрации пород зоны аэрации.

Данная особенность впитывания позволила разработать простую модель стокообразования, называемую в честь ее автора моделью стока Хортона. Эта модель предполагает разделение осадков, выпадающих на водосбор с интенсивностью I, на *сток* q и *впитывание* v по простому правилу:

$$v = I,\ q = 0 \quad \text{при} \quad I < k;$$
$$v = k,\ q = I - k \quad \text{при} \quad I > k, \qquad (1.1.6)$$

где k — коэффициент фильтрации пород зоны аэрации, подстилающих поверхность впитывания.

Для учета влияния интенсивности впитывания в начальный момент времени, когда она может существенно превышать коэффициент фильтрации, при переходе к объемам впитывания вводится поправка на начальные потери *стокообразования*. При этом предполагается, что из всего слоя осадков их количество, выпавшее до момента начала образования стока, расходуется на начальное насыщение, а далее происходит разделение осадков на сток и впитывание согласно модели (1.1.6).

Несмотря на то что данная модель имеет достаточно хорошее физическое обоснование, основанное на зависимости асимптотической величины впитывания от проницаемости пород зоны аэрации, она, скорее, имеет демонстрационное значение. Эта модель описывает процесс разделения осадков на сток и впитывание в точке, а не на всей поверхности элементарного водосбора. Ее использование требует знаний интенсивности выпадения осадков и коэффициента фильтрации пород зоны аэрации, а также данных, необходимых для вычисления начального стокообразования. Более строгое обоснование данной модели стокообразования не для точки, а для элементарного водосбора с помощью моделей влагопереноса в зоне аэрации сталкивается с проблемой необходимости введения в уравнения влагопереноса дополнительных (замыкающих) соотношений, описывающих динамику влаги на поверхности земли, и параметров, характеризующих пространственную неоднородность впитывающей поверхности. В настоящее время подобные модели находятся еще в стадии начальной разработки и апробации (Leonard et al., 2001; Шестопалов и др., 2002). Очевидно, что параметрическое обеспечение данных моделей будет представлять серьезную проблему.

Scanned by CamScanner

В связи с этим в настоящее время широко используются эмпирические методы расчета поверхностного стока на основе данных о выпавших осадках и свойствах верхней части зоны аэрации — почвенного слоя. В частности, в США применяется так называемый метод нумерованных кривых стока (USDA, Soil Conservation Service, 1985) для расчета суточного слоя поверхностного стока C с элементарных водосборов по данным суточного слоя осадков P. Данный метод разработан на основе обобщения результатов многочисленных эмпирических наблюдений за суточными объемами поверхностного стока, формирующегося на малых водосборах после выпадения осадков. При этом формула для суточного слоя стока с элементарного водосбора имеет следующий вид:

$$C = \begin{cases} \dfrac{(P - 0.2 \cdot S)^2}{P + 0.8 \cdot S} & \text{при } P > 0.2 \cdot S \\ 0 & \text{при } P < 0.2 \cdot S \end{cases}, \qquad (1.1.7)$$

где P и C — суточные слои осадков и поверхностного стока; S — величина впитывания осадков почвой. S связана с номером кривой стока CN, зависящим от свойств почвы и наличия или отсутствия на ней растительности:

$$CN = \frac{1000}{S_{max} + 10}, \qquad (1.1.8)$$

здесь S_{max} — максимальная величина впитывания осадков, когда почва сухая, измеряемая в дюймах в сутки.

Максимальным номером кривой может быть 100, когда впитывание отсутствует, т. е. почва непроницаема. С увеличением проницаемости почвы номер кривой уменьшается, причем, как правило, величина данного номера не бывает менее 40–50. Согласно данным работы (Schroeder et al., 1994), ориентировочные номера кривых стока для почв, покрытых растительностью в зависимости от их механического состава, могут быть приняты следующими:

Почвы	*Номер кривой стока*	*Почвы*	*Номер кривой стока*
Песчаные	40–60	Суглинистые	75–85
Супесчаные	60–75	Глинистые	85–98

С другой стороны, не пользуясь кривыми стока, ориентировочное значение S_{max} может быть оценено, исходя из того, что максимальное суточное впитывание сухой почвой должно быть близко к коэффициенту фильтрации почвы, т. е. при неограниченно растущих осадках разница между суточным

объемом осадков и суточным стоком должна стремиться к константе. Согласно уравнению (1.1.7), эта разница стремится к $1.2S$. То есть максимальная величина параметра впитывания по уравнению (1.1.7) близка к коэффициенту фильтрации почвы.

Текущая величина впитывания осадков S связана с максимальной величиной и насыщенностью верней части почвенного слоя влагой следующим образом:

$$S = S_{max}\left(1 - \frac{\theta - \theta_{fc}}{\theta_{max} - \theta_{fc}}\right), \qquad (1.1.9)$$

где θ — текущая влажность почвы; θ_{max} — максимальная влагоемкость почвы; θ_{fc} — полевая влагоемкость. При влажности почвы менее полевой влагоемкости текущая величина впитывания принимается равной S_{max}.

В той же работе предлагается методика использования данной модели и для расчета стока в период снеготаяния. При этом в период снеготаяния суточная динамика поступления влаги на поверхность земли описывается уравнением (1.1.1). Вычисление стока проводится по формуле (1.1.7), а для учета процессов оттаивания промерзшей почвы предлагается в процессе снеготаяния модернизировать номер стоковой кривой. Полагая, что если номер кривой стока данной почвы менее или равен 80, то в период, когда идет снеготаяние, а почва еще промерзшая, этот номер увеличивается до 95, а если номер кривой стока более 80, то он увеличивается до 98. После того как почва полностью оттаяла, ей присваивается исходный номер кривой стока. Для того чтобы диагностировать состояние почвы по данным о ходе среднесуточных температур, предлагается подсчитывать число дней с температурой выше нуля и сравнивать их с максимальным периодом оттаивания почвы T_{th}. Причем, если число дней с температурой выше нуля превысило T_{th}, то почва считается оттаявшей. Величина T_{th} определяется по эмпирическому уравнению

$$T_{th} = 35.4 - 0.154 Rs_d, \qquad (1.1.10)$$

где Rs_d — расчетное значение максимальной суммарной солнечной радиации в декабре, зависящее от широты местности и измеренное в ланглеях. Типовые значения T_{th} для средних широт составляют 8–13 дней.

Очевидно, что данная методика непригодна для области распространения многолетнемерзлых пород.

Используя зависимость (1.1.7), можно получить выражение для математического ожидания поверхностного стока при известном статистическом законе распределения суточных объемов осадков. В частности, используя наиболее простое

Scanned by CamScanner

экспоненциальное распределение объемов суточных осадков, можно получить следующее выражение для зависимости математического ожидания (нормы) $\bar{C}$ суточного объема стока от средней интенсивности осадков $\bar{P}$ и поглощающей способности почв:

$$\bar{C} = \bar{P}\int_a^{\infty} e^{-x}\frac{(x-a)^2}{x+4a}dx = P\cdot e^{-a}\left[25a^2e^{5a}Ei\left(\frac{3a}{2}\right)+1-5a\right], \qquad (1.1.11)$$

где $a = \dfrac{0.2\cdot S}{P} = 50.8\dfrac{100-CN}{CN\ \ P}\left(1-\dfrac{\theta-\theta_{fc}}{\theta_{max}-\theta_{fc}}\right)$.

На рис. 1.1 приведена зависимость расчетной нормы суточного стока от соотношения поглощающей способности почвы и суточной нормы осадков для случая гамма-распределения и экспоненциального распределения суточных сумм осадков.

В качестве примера приведем расчетные значения стока, полученные по зависимости (1.1.11), формирующегося летом на водосборах, сложенных различными почвами. При этом будем полагать, что в промежуток между соседними выпадениями осадков влажность почвы успевает снизиться до полевой влагоемкости. Примем характерные для условий Московского региона параметры летних осадков: месячная норма

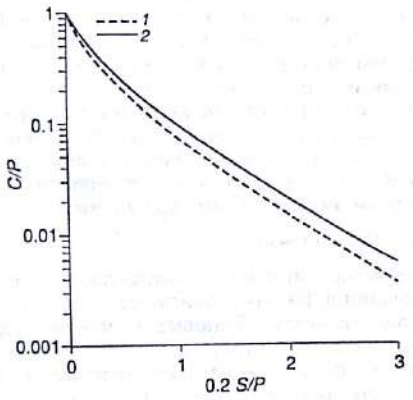

Рис. 1.1. Расчетная норма суточного стока в зависимости от суточной нормы осадков и поглощающей способности почв
1 — гамма-распределение суточных сумм осадков с коэффициентом вариации 0.7;
2 — экспоненциальное распределение суточных сумм осадков

Таблица 1.2

Расчетные ожидаемые значения месячного летнего поверхностного стока в зависимости от механического состава почв водосбора

Почвы	Номер кривой стока	Месячная сумма осадков, мм	Ожидаемый месячный поверхностный сток, мм
Песчаные	50	90	0.02
Супесчаные	70	90	1.0
Суглинистые	80	90	4.5
Глинистые	90	90	16

Таблица 1.3

Расчетные ожидаемые значения талого поверхностного стока в зависимости от механического состава почв водосбора

Почвы	Номер кривой стока	Запас воды в снеге, мм	Ожидаемый поверхностный сток при снеготаянии, мм
Песчаные	50	200	41+0.15
Супесчаные	70	200	41+3
Суглинистые	80	200	41+9
Глинистые	90	200	65+27

осадков составляет 90 мм, число дней с осадками — 10, тогда, соответственно, $\bar{P} = 9$ мм.

Как видно из данных табл. 1.2, расчетная величина летнего месячного стока пренебрежимо мала для почв различного механического состава за исключением глинистых. Это качественно согласуется с многочисленными результатами полевых наблюдений за стоком. Существенно другая картина получается при формировании талого стока. Рассмотрим период весеннего снеготаяния, продолжающийся 20 дней, в течение которого тает 200 мм воды, накопленной в снегу за зимний период, 10 дней из которого почва мерзлая, а 10 дней — талая. В табл. 1.3 приведены результаты расчета ожидаемого талого стока для рассматриваемых условий, причем первая цифра — сток в период, когда почва еще мерзлая, а вторая цифра — дополнительный сток из оттаявшей почвы. При этом предполагалось, что когда почва оттаяла, впитывание в нее составляет 80% максимальной величины, рассчитанной по номеру кривой стока для талого периода.

Таким образом, методика нумерованных кривых стока позволяет рассчитывать величину суточного поверхностного стока

Scanned by CamScanner

с водосбора по данным об осадках и характеристике почвы. В имитационных и прогнозных расчетах она хорошо стыкуется с рассмотренной выше моделью Ричардсона, используя сгенерированные в ней суточные суммы осадков, температур и максимальной солнечной радиации. Однако расчетные уравнения данной модели стока не являются замкнутыми, так как согласно зависимости (1.1.9) для расчета стока необходимо знать переменную во времени влажность почвенного слоя, зависящую от впитывания с поверхности и перераспределения влаги в почве. Для того чтобы максимально разделить в моделях процессы, происходящие на поверхности земли и в зоне аэрации, представляется целесообразным использовать расчеты поверхностного стока с использованием максимальной величины впитывания S_{max}. Полученная в результате такого расчета величина стока должна быть вычтена из суточного слоя осадков, поступающих в модель влагопереноса. Затем, при расчетах влагопереноса в случае формирования в приповерхностном слое максимального насыщения, величина поверхностного стока может быть увеличена.

1.1.4. Испарение с поверхности и испарение почвенной влаги

Влага, впитавшаяся после дождя в почву, расходуется на насыщение почвенного слоя, влагоперенос в более глубокие слои зоны аэрации и *испарение*, под которым в данном случае подразумевается как *физическое испарение*, так и отбор влаги корнями растений — *транспирация*. Совместно физическое испарение и транспирация называются суммарным испарением, или *эвапотранспирацией*.

Экспериментально испарение определяется в процессе режимных метеорологических наблюдений при помощи почвенных испарителей и лизиметров. Кроме того, испарение может быть оценено на основе тепловодно-балансовых расчетов по другим измеряемым характеристикам.

Поскольку суммарное испарение является наряду со стоком одним из элементов расходных составляющих баланса геогидрологического бассейна, то необходимо оценивать масштаб этой величины, например в виде нормы (среднемноголетнего значения) среднегодового испарения. Для этого используются эмпирические и полуэмпирические подходы.

В частности, для оценки нормы среднегодового суммарного испарения E с поверхности бассейна используется полуэмпирический тепловодно-балансовый подход М.И. Будыко (1971), связывающий поток радиационного тепла R, приходящий на единицу поверхности, скрытую теплоту испарения λ

и годовую норму осадков P. Основой данного подхода является анализ отношения E/P в зависимости от $R/(\lambda P)$. При малых величинах осадков все осадки испаряются, т. е. E/P имеет величину порядка 1, а $R/(\lambda P)$ — порядка нуля, так как затраты тепла на испарение малы. По мере роста осадков увеличивается и испарение, но оно не может превысить величины E_{max}, равной отношению притока тепла к скрытой теплоте испарения ($E_{max} = R/\lambda$). Такие две асимптотики позволили предложить зависимость для расчета нормы испарения:

$$E = \sqrt{\frac{E_{max}}{P}\,\mathrm{th}\left(\frac{P}{E_{max}}\right)\left[1 - \mathrm{ch}\left(\frac{E_{max}}{P}\right) + \mathrm{sh}\left(\frac{E_{max}}{P}\right)\right]}. \quad (1.1.12)$$

Таким образом, для оценки нормы суммарного среднегодового испарения по зависимости (1.1.12) необходимы данные о норме осадков и максимальном испарении, зависящие от радиационного притока тепла. Последнее, в свою очередь, связано с широтным положением бассейна.

Существуют и другие методы расчета нормы суммарного испарения, среди которых выделим эмпирическую зависимость Турса (Turc, 1961), полученную из анализа данных по 254 гидрологическим бассейнам различных континентов. Данная зависимость связывает норму годового суммарного испарения (в мм/год) с нормой осадков P (в мм/год) и среднегодовой температурой T (в °С) следующим образом:

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + (P/L)^2}}, \quad (1.1.13)$$

где $L = 300 + 25T + 0.05T^2$.

Методы учета суммарного испарения в геогидрологических моделях

Расчет суммарного испарения при произвольно заданном временно́м периоде и достаточно малым репрезентативном элементе поверхности бассейна сопряжен со значительными трудностями, так как существует достаточно много факторов, определяющих динамику процессов испарения и транспирации. Общая схема приближенного расчета суммарного испарения на основе стандартных метеорологических данных сводится к следующему. Процесс суммарного испарения рассматривается с двух позиций: а) переход влаги в пар и отвод пара от поверхности испарения в атмосфере, т. е. метеорологические условия и б) передвижение влаги к поверхности физического испарения или корням растений в почве,

Scanned by CamScanner

т. е. доступность почвенной влаги. При этом процесс может лимитироваться либо метеорологическими условиями, когда влаги в почве много и она доступна, либо почвенными условиями, когда влаги мало, хотя метеорологические условия позволяют потенциально испарять достаточно большой объем влаги.

Потенциальная эвапотранспирация

Так как переход влаги в пар и отвод пара от поверхности испарения обусловлены балансом тепла у поверхности земли и условиями переноса пара в атмосфере, т. е. условиями переноса тепла и влаги в приповерхностном слое, то вводится понятие *испаряемости*, или *потенциального испарения*. Под испаряемостью *Ep* понимают максимально возможное испарение в условиях, когда влага доступна для испарения в неограниченном количестве. Именно поэтому испаряемость иногда отождествляют с испарением с открытой водной поверхности. Для оценки испаряемости используется ряд полуэмпирических методов, связывающих данную величину со стандартными данными метеорологических наблюдений. Наиболее известным и широко применяемым в зарубежной литературе является метод Пенмана и его различные модификации, в частности метод Пенмана—Монтейна (Allen, 2001). Данный метод основан на совместном рассмотрении баланса тепла у поверхности земли и переноса пара в атмосфере. В России чаще используется метод А.И. Будаговского (1989), аналогичный по методике оценки баланса тепла и влаги методу Пенмана.

Стандартное уравнение Пенмана—Монтейна имеет следующий вид:

$$Ep = \left\{ \frac{\Delta\left(R_n - G\right) + 86\,400 \cdot \rho_a c_p \dfrac{\left(e_z - e_a\right)}{r_a}}{\Delta + \gamma\left(1 + \dfrac{r_s}{r_a}\right)} \right\} \cdot \lambda^{-1}, \qquad (1.1.14)$$

где Ep — потенциальное испарение, мм/сут; R_n — прямая радиация, МДж/(м^2/сут); G — поток тепла в почву, МДж/(м^2/сут); $(e_z - e_a)$ — дефицит насыщенности воздуха водяными парами, кРа; ρ_a — плотность воздуха, кг/м^3; c_p — удельная теплопроводность воздуха, МДж/(кг °С); Δ — уклон кривой зависимости насыщенного давления водяного пара в атмосфере от температуры, кРа/°С; γ — психометрическая константа, кРа/°С; r_s и r_a — аэродинамические сопротивления поверхности листьев

и приземной атмосферы, с/м; λ — скрытая теплота парообразования, МДж/кг.

Для использования данного уравнения в целях оценки суточных величин потенциальной эвапотранспирации требуется следующая метеорологическая информация: о суточных минимальных и максимальных температурах, температуре точки росы, о суточной суммарной солнечной радиации и средней скорости ветра над поверхностью испарения. Существует ряд других, более простых полуэмпирических формул для оценки суточной потенциальной эвапотраспирации на основе стандартных метеорологических наблюдений. В частности, достаточно простой и надежной является формула Харгрейвса, дающая, как правило, расчетные величины потенциального испарения, различающиеся не более чем на 15% от определенных величин методом Пенмана—Монтейна (Allen, 2001). Формула Харгрейвса имеет вид (Hargreaves, Samani, 1985)

$$Ep = 0.0023\sqrt{T_{max} - T_{min}}\,(T_{mean} + 17.8)\,R_a^0, \qquad (1.1.15)$$

где Ep — потенциальное испарение, мм/сут; T_{max}, T_{min}, T_{mean} — максимальная, минимальная и средняя суточная температуры воздуха; R_a^0 — расчетное значение максимальной суммарной солнечной радиации, мм/сут.

Величина R_a^0 зависит только от широты местности и номера дня в году и может быть вычислена по следующим зависимостям (Allen, 2001):

$$R_a^0 = \frac{0.8029}{\pi} d_r \left[\omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta) + \cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s)\right]; \qquad (1.1.16а)$$

$$d_r = 1 + 0.033\cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right); \qquad (1.1.16б)$$

$$\delta = 0.4093\sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right); \qquad (1.1.16в)$$

$$\omega_s = \arccos\left[-\mathrm{tg}(\varphi)\,\mathrm{tg}(\delta)\right], \qquad (1.1.16д)$$

где φ — широта местности; J — номер дня в году, отсчитываемый с 1 января.

Таким образом, зависимость Харгрейвса позволяет оценить потенциальную эвапотранспирацию, используя только данные о минимальной и максимальной суточной температуре. На рис. 1.2. показана рассчитанная по зависимости Харгрейвса внутригодовая динамика потенциальной эвапотранспирации (I) для метеостанции г. Воронежа (1967 г.). Как видно на

Scanned by CamScanner

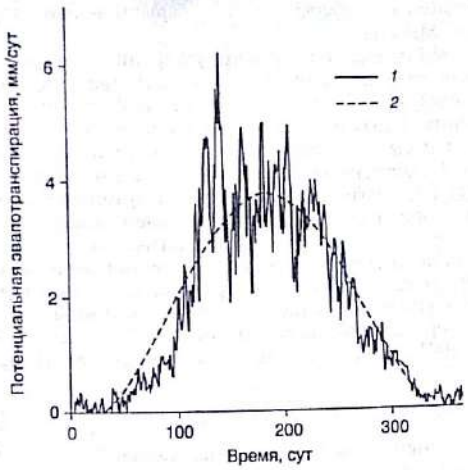

Рис. 1.2. Изменение расчетной потенциальной эвапотранспирации (*1*) для метеостанции г. Воронеж (1967 г.) и ее аппроксимация гармонической кривой (*2*)

рисунке, потенциальная эвапотранспирация имеет выраженную сезонную динамику и флуктуации, связанные с изменчивостью температур (*2*).

Реальная эвапотранспирация

Реальная эвапотранспирация, или реальное суммарное испарение E, из почвы и с поверхности листьев в свою очередь зависит от величины испаряемости, т. е. метеорологически обусловленной возможности испарить влагу, и доступности почвенной влаги для испарения. Так как поверхность испарения и корни растений находятся в верхней части разреза зоны аэрации, то влагоперенос к поверхности испарения и корням происходит обычно снизу вверх — против градиента силы тяжести и из области с большей влажностью в область с меньшей влажностью. Поэтому способность почвы пропускать через себя влагу является ограниченной. Иными словами, при больших влажностях почвы суммарное испарение лимитируется испаряемостью, а при малых — влагосодержанием. Для описания данного явления требуется использование

замыкающих соотношений, позволяющих связать реальную эвапотранспирацию с потенциальной и состоянием почвенной влаги. Подобные соотношения достаточно сложно обосновать исходя из теоретического анализа процессов, происходящих в системе почвенная влага—растение—приземная атмосфера, поэтому они, как правило, являются эмпирическими.

Примером такого соотношения является формула Будаговского (1989)

$$E = E_p f(\theta/\theta_k),$$
$$\text{здесь } f(\theta/\theta_k) = 1 \text{ при } \theta > \theta_k, \qquad (1.1.17)$$
$$f(\theta/\theta_k) = \theta/\theta_k \text{ при } \theta \le \theta_k,$$

где θ_k — критическая влажность почвы, начиная с которой интенсивность испарения падает. Иногда предполагают, что величина критической влажности близка к полной влагоемкости, тогда зависимость (1.1.17) может быть представлена в виде

$$E = E_p\bar{\theta}, \qquad (1.1.17а)$$

где $\bar{\theta}$ — насыщенность пор подвижной влагой.

М.Т. Ван Генухтен (Simunek et al., 1996) рекомендует применять зависимость для связи суммарного испарения с высотой всасывания в почве ψ в виде

$$E = \frac{E_p}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_k}\right)^m}, \qquad (1.1.17б)$$

где ориентировочные значения $\psi_k = 8$ м и $m = 3$.

Более сложная методика расчета реального суммарного испарения состоит в том, что оно разбивается на три составляющие: испарение задержанных осадков с поверхности листьев, транспирация корнями растений и физическое испарение. Причем сумма этих трех составляющих сверху лимитируется потенциальной эвапотранспирацией, а для разделения потенциального суммарного испарения из почвы на потенциальную транспирацию применяют индекс развития поверхности листьев ω (Schroeder et al., 1994) в следующем виде:

$$Tr_0(t) = Ep(t)\left(1 - \omega^*(t)\right), \qquad (1.1.17в)$$

$$E^*(t) = Ep(t)\omega^*(t) \text{ при } \omega^*(t) = \exp\left(-0.45\omega(t)\right), \qquad (1.1.17г)$$

где Tr_0 — потенциальная транспирация; $E^*(t)$ — потенциальное физическое испарение.

Затем реальная транспирация вычисляется по той или иной модели, связывающей транспирацию и состояние влаги в почве, например по модели Феддеса (Simutek et al., 1996)

Scanned by CamScanner

$$Tr(t) = \int_0^m e_T(z,t)dz; \qquad (1.1.18)$$

$$e_T(z,t) = e_T^*(z,t) \text{ при } \psi(t) < \psi_{opt},$$

$$e_T(z,t) = e_T^*(z,t)\frac{\psi - \psi_w}{\psi_{opt} - \psi_w} \text{ при } \psi_{opt} < (\psi) < \psi_w,$$

$$e_T(z,t) = 0 \text{ при } \psi(t) > \psi_w,$$

где m — мощность корневой зоны; ψ — текущая высота всасывания почвы; ψ_{opt} — максимальная высота всасывания, при которой транспирация равна потенциальной транспирации; ψ_w — высота всасывания, соответствующая влажности завядания. Причем высота всасывания в точке завядания слабо зависит от типа растительности и меняется в пределах 100–150 м (Старцева, 1999).

Для связи потенциального и реального физического испарения обычно используется следующее условие: пока высота всасывания у поверхности почвенного слоя меньше равновесной высоты всасывания жидкой влаги с водяным паром в атмосфере, физическое испарение равно потенциальному физическому испарению. При иссушении верхнего слоя почвы и превышении равновесной высоты всасывания физическое испарение прекращается. При этом равновесная высота всасывания вычисляется по формуле Кельвина (Lappala et al., 1987)

$$\psi_a(t) = 47.06\,(T_{mean} + 273.15)\ln\frac{e}{e_{sat}}, \qquad (1.1.19)$$

где e — давление водяного пара в атмосфере; e_{sat} — давление насыщения водяного пара при данной температуре.

Расчеты по зависимости (1.1.19) дают обычно диапазон равновесной высоты всасывания 10^4–10^5 м. Однако результаты расчетов динамики испарения с учетом данного ограничения показывают, что реальное физическое испарение, как правило, оказывается малочувствительным к этой величине.

1.2. ФОРМИРОВАНИЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДНОГО РЕЖИМА ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Водный режим зоны аэрации рассматривается для изучения инфильтрационного питания (ИП) грунтовых вод путем поступления воды с поверхности земли через зону аэрации на поверхность грунтовых вод. Величина инфильтрационного питания может быть положительной (при инфильтрации) или отрицательной (при испарении). И.К. Гавич (1995) рекомендует называть этот процесс *инфильтрационным водообменом*, справедливо отмечая его особую роль, как связующего элемента круговорота воды, относящегося и к геологической среде и к ландшафту.

1.2.1. Факторы и условия формирования инфильтрационного питания

Инфильтрационный режим обусловливается прежде всего характером выпадения атмосферных осадков и их поступлением в зону аэрации. Для восточноевропейской территории характерны периоды инфильтрационного питания, проявляющиеся в подъемах УГВ весной (март—апрель) при снеготаянии и осенью (август—октябрь) при значительных дождях (рис. 1.3). Наиболее четко такие связи проявляются при близком залегании УГВ, где отмечаются даже проявления внутрисуточной реакции УГВ на выпадение осадков. При значительной эвапотранспирации проявляются связанные с изменением температуры заметные внутрисуточные колебания УГВ (до 10 см) с вечерним минимумом и утренним максимумом (Ретхати, 1989; Соколов и др., 1994).

Очень важным является понимание площадной неоднородности инфильтрации, обусловливаемой, главным образом, морфологией поверхности земли, строением зоны аэрации и особенностями ландшафта. Существенное влияние неравномерности инфильтрационного питания подчеркнуто Н.И. Коронкевичем (1982; Долгов, Коронкевич, 1999) с позиции «потускулярной» теории формирования грунтовых вод, согласно которой питание грунтовых вод происходит не повсеместно, а в местах сквозного просачивания в зоне аэрации («потускулах», лат. *potus* — питье).

Выделение участков локализованного и рассеянного инфильтрационного питания обусловлено, прежде всего, влиянием *морфологии поверхности земли*. Локализованное питание особенно отчетливо проявляется при снеготаянии и значительном выпадении осадков, когда в понижениях рельефа (западинах) образуются лужи и местные заболачивания, являющиеся очагами повышенной инфильтрации. Усиление инфильтрации в западинах вызывается также тем, что под глубоким снежным покровом почва западин слабее промерзает и быстрее оттаивает, способствуя тем самым скорейшему наступлению просачивания воды. Особо отмечается роль локального ИП в овражно-балочной сети, где в связи с увеличенным снежным покровом образуется повышенная инфильтрация, проявляющаяся в формировании куполов и гребней УГВ в весенний период (Долгов, Коронкевич, 1999).

На участках локального питания инфильтрующаяся вода сравнительно быстро (за время порядка суток и первых десятков

Scanned by CamScanner

суток) достигает УГВ, тогда как площадная инфильтрация может задерживаться в зоне аэрации до нескольких лет (Климас, 1988). По некоторым данным натурных наблюдений, *«быстрая» инфильтрация* на локальных участках составляет примерно половину от общего инфильтрационного питания (Климас, 1988; Sharma,1981). Значительная роль западин в формировании инфильтрационного питания отмечена на суходольных территориях в районе Чернобыльской АЭС, где площадь западин хотя и составляет не более 9%, однако они контролируют около 60% поверхностного стока (Шестопалов и др., 2002). Изучение процессов инфильтрационного водообмена на засушливых территориях Техаса, проведенное индикаторными методами (по хлору и тритию), показало, что в этих условиях до 90% питания приходится на понижения рельефа, где при интенсивных дождях собирается поверхностный сток, причем влагоперенос происходит по трещинам усыхания и в макропорах (Scanlon, Goldsmith,1997).

Значительные проявления «быстрой» инфильтрации наблюдаются в карстовых областях, в частности, за счет инфлюации в карстовых воронках, причем установлено, что возможная доля «быстрой» инфильтрации в питании грунтовых вод составляет 10–60% (Patilla et al., 1994). Накладываясь на течение по латеральным карстовым каналам, «быстрая» инфильтрация обусловливает проявление непосредственной реакции родникового стока на выпадающие осадки («rapid flow», «quick flow»).

Проявления рассеянного инфильтрационного питания характерны для плоских повышенных участков поверхности земли, там ее площадная неоднородность связана главным образом с влиянием форм мезорельефа, почвы и растительности.

Влияние *литологии зоны аэрации* можно иллюстрировать данными балансовых исследований на территории Литвы (Климас, 1988), где при мощности зоны аэрации 1–3 м инфильтрационное питание составляет 100–170 мм/год в супесчано-суглинистых породах и 200–330 мм/год в песчаных породах. По данным работы (Ronai, 1980), многолетние колебания УГВ существенно различаются в зависимости от литологического состава водоносных отложений, причем их амплитуда составляет: для крупнозернистых песков — до 1 м, для мелкозернистых песков — до 2 м, для пылеватых пород — до 3 м, для глинистых пород — до 4 м.

Большой экспериментальный материал по изучению влияния *лесов* на инфильтрационное питание грунтовых вод получен Н.А. Воронковым (1988), который установил величины питания: 70–370 мм/год (среднее 210 мм/год) в лиственном лесу, 30–300 мм/год (среднее 100 мм/год) в еловом лесу и в поле,

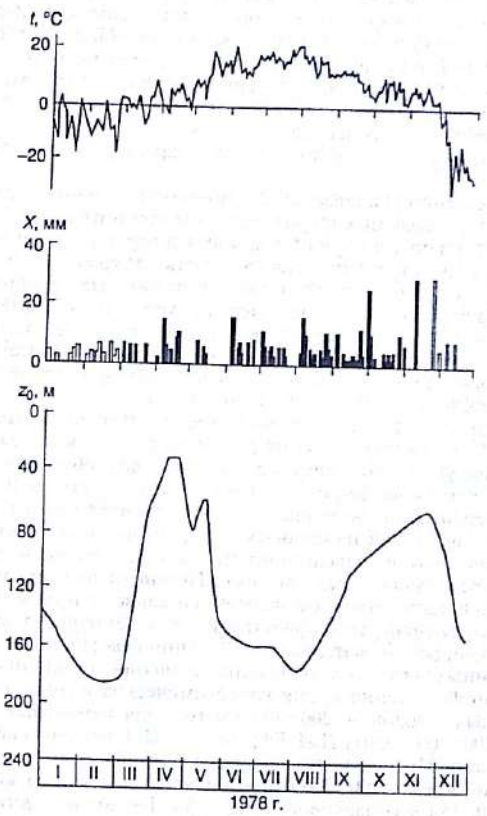

Рис. 1.3. График колебания температуры (t), осадков (X) и глубины залегания УГВ (z_0) в моренном покрове девонского водоносного горизонта в доломитизированных известняках на Старо-русской водно-балансовой станции (Харченко, 1987)

На графике слоя осадков тонкими и жирными линиями показаны слои снега и дождя

Scanned by CamScanner

причем отмечается сильное влияние засушливости леса. Вместе с тем установлено, что в лесных массивах при залегании грунтовых вод в песках сильно проявляется влияние рельефа, приводящее к куполообразным повышениям УГВ и амплитуды их колебаний в понижениях рельефа, а в моренных отложениях режим грунтовых вод в различных местах имеет существенно индивидуальный характер, причем амплитуды сезонных колебаний УГВ как на поле, так и в лесу меняются от нескольких сантиметров до 2–3 м при характерном диапазоне 0.5–1.5 м.

Существенно усиливается динамичность питания и режима УГВ на орошаемых территориях, где при интенсивной подаче воды на орошение в вегетационный период (лето и начало осени) происходят значительные подъемы уровней (обычно 1–3 м) со спадом в невегетационный период. На новоорошаемых территориях сезонные колебания уровней накладываются на многолетнее повышение уровней, проходящее со скоростью до 1 мм/год. При любых условиях полива значительная часть ирригационного питания (до 30–40%) происходит в понижениях рельефа (Кац, Шестаков, 1992).

Специфическая ситуация возникает на застраиваемых (городских и промышленных) территориях, где наблюдается значительное увеличение питания грунтовых вод, обусловленное ухудшением поверхностного стока из-за недостатков планировки территории (особенно в период строительства), интенсивными поливами на орошаемых территориях, потерями из водопроводных и канализационных сетей, утечкой воды на водопотребляющих предприятиях (Прогнозы подтопления..., 1991). Приведем некоторые экспериментально полученные значения интенсивности инфильтрации w, характеризующие такую ситуацию. По материалам В.Е. Анпилова (1984) для промышленных объектов получены значения интенсивности площадного питания w, для коксохимических и горно-обогатительных заводов — 200–300 мм/год, для цементных заводов — 100–200 мм/год. Д.И. Ефремов и А.Н. Клюквин (1989) для территории Москвы получили следующие значения w: для солитебной зоны — 100–200 мм/год, для промышленной зоны — 250–400, для лесопарковой зоны — 50–100 мм/год; есть данные (Прогнозы подтопления..., 1991), что среднегодовая величина w на городских территориях может достигать 700 мм и более. Повышенное площадное питание нередко приводит к подтоплению территории, принося значительный экономический ущерб.

По глубине в пределах зоны аэрации при глубоком залегании грунтовых вод выделяются три существенно различные по водному режиму зоны (рис. 1.4, *а*): почвенная, вадозная

и капиллярная (Харченко, 1987; Виноградов 1988; Chow et al., 1988); при неглубоком залегании грунтовых вод вадозная зона может вырождаться (рис. 1.4, *б*).

Наиболее динамичный и сложный характер имеет водный режим в почвенной зоне в связи с ее неоднородностью, обусловленной наличием макропор, созданных отмирающей корневой системой растительности, ходами червей, кротов и мышей. Лабораторные и полевые эксперименты показывают (Glass, Steenhuis,1988), что даже в однородных породах проявляется пространственная неоднородность влагопереноса с образованием «пальцев» (fingering) преимущественного просачивания воды масштаба сантиметров, в которых скорость просачивания оказывается значительно больше средней по площади. Такая форма неоднородности просачивания еще более характерна при наличии на поверхности зоны аэрации слабопроницаемого (например, глинистого) слоя, в котором преимущественное просачивание происходит в макропорах, причем его пути преимущественного просачивания сохраняются и в подстилающих песчаных слоях.

На плановую неравномерность просачивания существенное влияние обычно оказывает слоистый характер почвенной зоны, в которой нередко выделяются слабопроницаемые слои, на которых образуется почвенная верховодка, имеющая иногда двухъярусное строение на глубинах 0.3–0.4 и 1.0 м, причем в подпочвенных слоях вода мигрирует по разнонаправленным трещинам до глубины 1–1.5 м (Зайдельман, 1992). Плановая

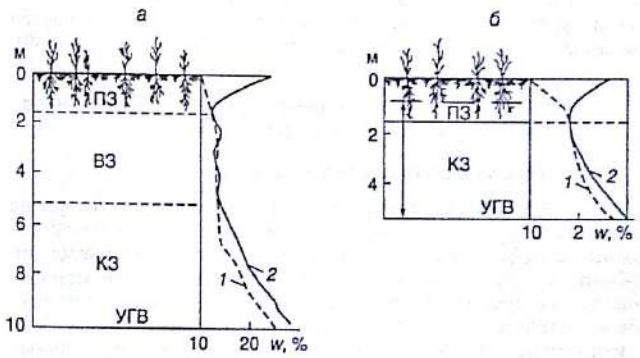

Рис. 1.4. Почвенная (ПЗ), вадозная (ВЗ) и капиллярная (КЗ) зоны в пределах зоны аэрации при глубоком (*а*) и неглубоком (*б*) залегании УГВ
Распределение влажности: *1* — для сухого периода; *2* — при выпадении осадков

Scanned by CamScanner

неоднородность влажностного режима почвенной зоны нередко оказывается столь существенной, что при решении задач мелиоративного почвоведения его изучение обычно оказывается реальным только на качественном уровне.

Искусственное подпитывание грунтовых вод осуществляется из инфильтрационных бассейнов с различным устройством покрытия фильтрующего дна (песчано-гравийным или травяным). Инфильтрация из бассейна имеет циклический характер: при пуске воды в бассейн она достигает максимальных значений, а затем за счет заиливания и кольматации дна бассейна происходит ее уменьшение до стабильного значения, составляющего обычно в песчаных отложениях 0.2–0.5 м/сут. Характерное время одного цикла работы бассейна 3–4 месяца, причем средняя скорость инфильтрации за такой цикл обычно 0.5–1 м/сут (Григорьев, 1964; Бурчак, 1986).

Динамика инфильтрации из бассейна непосредственно связана с образованием на его дне тонкого (порядка см) заиленного слоя, параметры которого обусловливаются главным образом мутностью воды (Плотников и др., 1978). Экспериментальные данные свидетельствуют о неоднозначном влиянии различных физико-химических процессов на проницаемость осадка на дне бассейна. По данным натурных наблюдений (Webb, Watson, 1978), отмечается внутрисуточная изменчивость инфильтрации — уменьшение в дневное время и увеличение в ночное время с разницей 17%, что объясняется образованием кислорода при фотосинтезе растений. Заметным оказывается влияние изменения давления воздуха под инфильтрационным бассейном, тогда как влияние сжимаемости осадка при изменении слоя воды в бассейне признается несущественным (Плотников и др., 1978; Bouwer, Rice, 1989).

1.2.2. Экспериментальные определения элементов водного баланса в зоне аэрации

Лизиметрические исследования

Для прямой оценки элементов водного баланса в зоне аэрации применяются *лизиметры*, представляющие собой колонну в металлической, железобетонной или пластмассовой оболочке, заполненную породой нарушенного или ненарушенного строения. Лизиметры обычно устанавливают при глубине залегания грунтовых вод до 2–3 м , но не более 5 м, характерные площади лизиметров 0,5–2 м², а в уникальных условиях они достигают 100 м² (Водогрецкий, Крестовский, 1975; Methoden..., 1977). Одна из схем лизиметра с имитируемым постоянным уровнем грунтовых вод (УГВ) показана на рис. 1.5. В таком лизиметре о величине инфильтрационного

питания судят по объему воды, необходимому для восстановления заданного уровня воды.

Для наблюдений за изменениями влагозапасов в зоне аэрации в лизиметрах устанавливают датчики влажности или используют нейтронные влагомеры. Для этой же цели (при некоторых конструкциях лизиметров) их периодически взвешивают, отсоединяя на период взвешивания подпитывающее устройство. Особенности конструкций лизиметров и анализ лизиметрических данных описаны в работах (Субботин, 1964; Водогрецкий, Крестовский, 1975).

Кроме того, непосредственное определение расхода влагопереноса предлагается проводить с помощью мигрометров, или балансометров, устанавливаемых в шурфе или специальных нишах по глубине шурфа (Дзекунов и др., 1987).

На основании исследований в лизиметрах получены эмпирические зависимости интенсивности стационарного испарения w^- от глубины залегания УГВ z_0. Например, С.И. Харченко (1987) по данным наблюдений в лизиметрах, полученным на Старорусской и Мещерской водно-балансовых станциях, рекомендует зависимость вида

$$w^- = E_0 \exp(-mz_0), \qquad (1.2.1)$$

причем параметр m при суглинистом сложении зоны аэрации имеет следующие значения: $m = 3–4$ до посева, $m = 1.5–2$ при

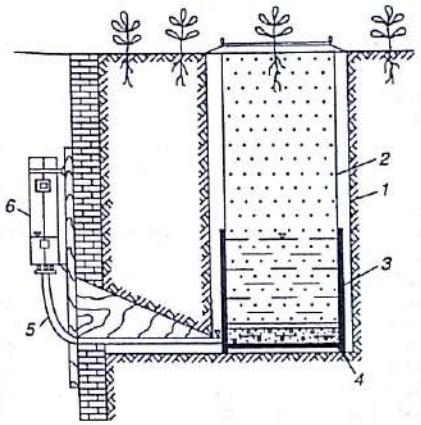

Рис. 1.5. Схема лизиметра компенсационного типа
1 — гнездо; *2* — корпус; *3* — поддон; *4* — фильтр; *5* — соединительный шланг; *6* — регулятор подачи воды

Scanned by CamScanner

развитии растений, $m = 2-3$ после уборки; при суперчаном сложении значения m получаются на 20–30% выше.

Значительный материал лизиметрических исследований получен на орошаемых территориях, для которых И.С. Пашковский (см. Кац, Шестаков, 1992) рекомендует аппроксимировать зависимость w от z_0 выражением

$$w = w_n - (w_n - w_0)\, exp{-(z/z^0)}, \qquad (1.2.2)$$

где w_n — предельная интенсивность инфильтрации при большой глубине залегания грунтовых вод (практически при $z > z^0$); w_0 — интенсивность питания у поверхности земли; z^0 — характерная глубина, являющаяся параметром изменчивости величины w. В частности, на орошаемом зерновом поле в Одесской области (степная зона) при годовой норме полива 3600 м^3/га получены значения $w_n = 140$ мм/год, $w_0 = -240$ мм/год при $z^0 = 2{,}4$ м.

Индикаторные методы

Для оценки питания грунтовых вод используются химические индикаторы состава воды, из которых наибольшее распространение получили различные изотопы. Основными стабильными изотопами, используемыми в водно-балансовых оценках, является изотоп кислорода ^{18}O и изотоп водорода ^{2}H (последний называется дейтерием и обозначается D). Между относительными величинами содержания изотопов $\delta^{18}O$ и δD, определяемыми по отношению к стандарту их содержания в среднеокеанической воде, в атмосферных осадках и пресных водах обычно устанавливается соотношение $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ (Ферронский, Поляков, 1983).

Изотопный состав осадков варьирует по сезонам и может быть аномальным при разных ливневых дождях. Эти особенности используются для выявления источников поступления подземных вод и неравномерности инфильтрационного питания. Таким путем показано, например, что питание грунтовых вод на карстовом плато в Ирландии происходит за счет зимних осадков (Ферронский, Поляков, 1983).

Из радиоактивных изотопов наибольшее распространение при водно-балансовых исследованиях имеет тритий (^{3}H, или T) с периодом полураспада 12,3 года. Содержание трития в дождевых осадках резко увеличилось в 1960-е годы в связи с испытаниями термоядерного оружия. Затем содержание трития в атмосфере стабилизировалось в пределах 50–100 ТЕ (ТЕ — тритиевая единица = 1 атом T на 10^{18} атомов H) при некоторых сезонных изменениях (обычно летом содержание трития больше, чем зимой).

Эти особенности позволяют выявлять изменчивость питания грунтовых вод, как с выделением питания до и после пиковых содержаний, так и с оценкой его сезонной изменчивости. В частности, по данным сезонной изменчивости трития на малых водосборах в Центральной Европе установлено значительное влияние подповерхностного и грунтового стока на формирование речного стока (Грани гидрологии, 1987).

1.3. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОДНОГО РЕЖИМА ЗОНЫ АЭРАЦИИ

1.3.1. Гидрофизические характеристики и математическая модель влагопереноса

Гидрофизические характеристики пород зоны аэрации

Специфика зоны аэрации в том, что в поровом пространстве породы содержатся воздух и вода, которые создают непрерывные фазы. На границе раздела фаз воздуха и воды действуют капиллярные и сорбционные силы, обусловливающие всасывание породой влаги. При этом давление в жидкой фазе в зоне аэрации будет отрицательным (ниже атмосферного) и характеризуется *высотой всасывания* ψ, равной отрицательной высоте давления. Между высотой всасывания породы и ее влажностью существует однозначная связь, называемая *основной гидрофизической характеристикой* (ОГХ). Тип ОГХ зависит от состава и свойств породы. ОГХ определяется, как правило, экспериментально, а затем аппроксимируется аналитическими зависимостями или параметры данных зависимостей рассчитываются через характерные водно-физические показатели породы. Иллюстрацией формы ОГХ является распределение влажности по вертикали при гидростатическом состоянии, которое устанавливается при равенстве действующих на жидкость силы тяжести (направленной вниз) и сил всасывания (направленных вверх). При этом высота всасывания в каждом сечении численно равна высоте над уровнем свободной поверхности воды.

Для аппроксимации ОГХ используются аналитические функции, связывающие влажность породы θ и высоту всасывания (Шестаков, 1995). Примером ОГХ является экспоненциальная зависимость

$$\bar{\theta} = \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} = \exp\left(-\frac{\psi}{H_k}\right), \qquad (1.3.1)$$

где θ и θ_{max} — объемная влажность свободной воды и влажность насыщения (активная пористость); θ_{min} — доля неподвижной

Scanned by CamScanner

влаги; $\bar{\theta}$ — относительное влагосодержание (насыщенность пор свободной влагой).

В различных публикациях было предложено достаточно много аналитических зависимостей, аппроксимирующих экспериментальные ОГХ. В настоящее время, согласно многочисленным упоминаниям в публикациях, наиболее часто для аппроксимации наблюденных ОГХ используются две зависимости. Пожалуй, наиболее популярной в последнее десятилетие является зависимость М.Т. Ван Генухтена (Van Genuchten et al., 1991)

$$\bar{\theta} = \left[1 + \left(\frac{\psi}{h_k}\right)^{\frac{1}{1-m}}\right]^{-m}, \text{ где } m = 1 - 1/n. \qquad (1.3.2)$$

Привлекательность данной зависимости в том, что она, благодаря своей гибкости, может описывать самый широкий класс экспериментальных ОГХ — от зависимостей, характерных для крупнозернистых песков, до зависимостей, получаемых для глинистых пород. При этом параметры m и h_k существенно зависят от дисперсности породы. В частности, по данным Ю. Шутора (Моделирование..., 1993), для черноземных и сероземных почв с коэффициентом фильтрации 0.4–4 м/сут характерные значения $h_k = 3–4$ м при $n = 1.1–1.14$.

Другой, часто употребляемой, является зависимость Брукса и Корея (Corey, 1977)

$$\bar{\theta} = \left(\frac{\psi_b}{\psi}\right)^{\lambda} \text{ при } \psi > \psi_b;\ \bar{\theta} = 1 \text{ при } \psi \le \psi_b, \qquad (1.3.2а)$$

где λ — индекс распределения пор по размерам; ψ_b — высота всасывания, при которой происходит прорыв воздуха в капиллярно-пористое тело (высота давления барботирования). Данная зависимость привлекательна тем, что в ней описывается наблюдаемый в опытах эффект капиллярной каймы, когда при увеличении всасывания от нуля до высоты давления барботирования, влажность пород остается постоянной и равной максимальной влагоемкости. Типовые ОГХ для различных грунтов и их аппроксимация зависимостями Ван Генухтена и Брукса–Корея приведены на рис. 1.6.

Экспериментальные исследования закономерностей передвижения влаги в зоне аэрации показали (Дзекунов и др., 1987; Шестаков,1995), что в ненасыщенной зоне выполняется закон Дарси

$$v_l = -k_w \frac{\partial H}{\partial l}, \qquad (1.3.3)$$

где v_l — скорость влагопереноса (фильтрации в ненасыщенной среде) в направлении l; k_w — коэффициент пропорциональности,

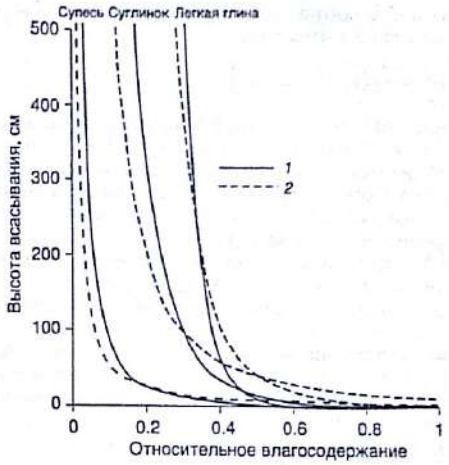

Рис. 1.6. Аппроксимация типовых ОГХ зависимостями Ван Генухтена (*1*) и Брукса—Корея (*2*)

называемый *коэффициентом влагопереноса*. Величина k_w существенно зависит от влажности породы, уменьшаясь с уменьшением влажности от значений коэффициента фильтрации k при полном насыщении до нуля при отсутствии свободной влаги.

Рекомендуемое эмпирическое выражение для зависимости коэффициента влагопереноса от относительной влажности (Шестаков, 1995) представляется степенной формулой Аверьянова

$$\frac{k_w}{k} = \bar{\theta}^n \qquad (1.3.4)$$

при характерных значениях показателя степени $n = 3–4$ для сравнительно однородных пород.

Для приведенных зависимостей высоты всасывания от влажности (1.3.2, 1.3.2а) зависимости коэффициента влагопереноса от влажности выведены теоретически, используя определенные предпосылки о связи живого сечения ненасыщенного потока с насыщенностью пор влагой. Иными словами, существуют согласованные зависимости коэффициента влагопереноса от влажности, соответствующие ОГХ, аппроксимированным по зависимостям Ван Генухтена и Брукса—Корея. В частности, при описании ОГХ по зависимости Ван

Scanned by CamScanner

Генухтена (1.3.2) соответствующее выражение для коэффициента влагопереноса имеет вид

$$\frac{k_w}{k} = \sqrt{\bar{\theta}}\left(1-\left(1-\bar{\theta}^{1/m}\right)^m\right)^2. \qquad (1.3.5)$$

Типовые зависимости коэффициента влагопереноса от влажности, аппроксимированные по (1.3.5), приведены на рис. 1.7. Обращает на себя внимание то, что при малых значениях m при малом уменьшении влажности от величины полного влагосодержания коэффициент влагопереноса резко падает по сравнению с коэффициентом фильтрации.

Для ОГХ, определяемой зависимостью Брукса–Корея (1.3.2а), согласованной зависимостью коэффициента влагопереноса от влажности является степенная формула (1.3.4), в которой показатель степени $n = 3+2/\lambda$.

Поскольку влажность зависит от высоты всасывания, то соответственно можно коэффициент влагопереноса выразить в зависимости от высоты всасывания. Так, подставляя в (1.3.1) выражение (1.3.4), получим формулу

$$\frac{k_w}{k} = \exp(-c\psi) \quad \text{при} \quad c = \frac{n}{H_k}. \qquad (1.3.6)$$

Рис. 1.7. Зависимости коэффициента влагопереноса от влажности для различных типов грунтов, рассчитанные по зависимости Ван Генухтена

Дифференциальное уравнение влагопереноса

Для наиболее характерных условий вертикального влагопереноса в зоне аэрации уравнение неразрывности, получаемое из баланса влаги в бесконечно малом элементе dz, и уравнение движения, записываемое согласно (1.3.3), будут иметь вид

$$-\frac{\partial v_z}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t}, \quad v_z = -k_w \frac{\partial H}{\partial z}. \qquad (1.3.7)$$

Исключая из этой системы выражение v_z, получим дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(k_w \frac{\partial H}{\partial z}\right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}, \qquad (1.3.8)$$

которое составляет замкнутую систему уравнений с зависимостями $\psi(\theta)$ и $k_w(\theta)$ или $k_w(\psi)$. Для определенности решения следует выбрать в качестве расчетной функции одну из величин: θ, ψ или H. Обычно удобнее принять расчетную функцию напор $H = z - \psi$, при этом правая часть уравнения (1.3.8) преобразуется таким образом

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -c\frac{\partial \psi}{\partial t} = c\frac{\partial H}{\partial t}, \qquad (1.3.9)$$

где $c = -\partial\theta/\partial\psi$ — гидрофизический параметр, называемый дифференциальной влагоемкостью и определяемый по ОГХ. При этом уравнение (1.3.8) принимает вид

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(k_w \frac{\partial H}{\partial z}\right) = c\frac{\partial H}{\partial t}, \qquad (1.3.10)$$

где k_w и c задаются функциями от $\psi = z - H$.

В общем случае пространственного потока дифференциальное уравнение влагопереноса следующее:

$$\operatorname{div}(k_w \operatorname{grad} H) = c\frac{\partial H}{\partial t}. \qquad (1.3.11)$$

Дифференциальное уравнение влагопереноса является существенно нелинейным, так как входящие в него коэффициенты (c и k) зависят от ψ и, соответственно, от исходной функции напора.

1.3.2. Моделирование влагопереноса в зоне аэрации

Моделирование влагопереноса в зоне аэрации в геогидрологических расчетах проводится для оценки балансовых элементов площадного питания грунтовых вод (инфильтрации и испарения с их поверхности), в частности для выявления

Scanned by CamScanner

зависимости питания грунтовых вод от строения зоны аэрации. Такое моделирование осуществляется путем решения дифференциального уравнения влагопереноса при задании на поверхности земли граничного условия, учитывающего особенности баланса влаги в почвенной зоне, ввиду того, что на поверхности грунтовых вод задается условие $\psi = 0$.

Алгоритм моделирования влагопереноса

При стационарном режиме влагопереноса могут использоваться аналитические выражения, например v_z из (1.3.7). В наиболее простой постановке, при отсутствии внутренних источников-стоков, имеем $v_z = \text{const}$ и тогда, преобразуя выражение для v_z, запишем

$$\frac{d\psi}{dz} = 1 + \frac{v_z}{k_w}. \qquad (1.3.12)$$

Разделив в (1.3.12) переменные и проинтегрировав в пределах от $\psi = 0$ при $z = 0$ до ψ (z), получим

$$z = \int_0^{\psi} \left(1 + \frac{v_z}{k_w}\right)^{-1} d\psi. \qquad (1.3.13)$$

Расчеты интеграла в (1.3.13) могут проводиться при задании зависимости $k(\psi)$. В частности, при задании зависимости вида (1.3.6) интеграл берется в алгебраической форме, и уравнение (1.3.13) принимает вид

$$\psi - c^{-1} \ln\left[1 + \frac{v_z}{k} \exp(c\psi)\right] \Big/ \left(1 + \frac{v_z}{k}\right) = z. \qquad (1.3.14)$$

Уравнение (1.3.14) можно использовать для изучения стационарного режима испарения, при котором скорость влагопереноса (v_z) равна интенсивности суммарного испарения ($w^- = E$). При этом на верхней границе (при $z = z_0$) задается условие, связывающее величины w^- и высоту всасывания на поверхности почвы ψ_n. Примером такой связи является уравнение (1.1.17б).

Таким путем при известных значениях гидрофизических параметров (k и c) может быть получена зависимость интенсивности испарения w^- от глубины залегания УГВ. Результаты таких расчетов показывают, что на эту зависимость существенно влияют гидрофизические свойства пород зоны аэрации, особенно их проницаемость, причем зависимость испарения от проницаемости может оказаться довольно разнообразной (Кац, Шестаков, 1992).

Существуют предложения по использованию анализа процессов стационарного влагопереноса для экспериментального

изучения питания грунтовых вод по данным наблюдений за элементами влагопереноса (влажностью, всасыванием).

Определение инфильтрационного питания методом паленток влажности было предложено В.Н. Чубаровым (1990), исходя из предположения о наличии в зоне аэрации (вадозной части) интервалов, где влажность практически постоянна по глубине, так что в этом случае можно считать расход потока влагопереноса равным коэффициенту влагопереноса, зависимость которого от влажности определяется экспериментально. Объективных доказательств достоверности такого метода не приводится, а значительная изменчивость параметров влагопереноса как в зависимости от состава пород, так и от влажности, заставляет с сомнением относиться к реальной возможности его применения.

Значительно более достоверная информация о характере влагопереноса получается при наличии замеров влажности и всасывающего давления, особенно для расчетов интенсивности испарения при стационарном режиме влагопереноса. Интерпретация таких опытных данных может проводиться путем решения обратной задачи для расчетов интенсивности испарения w^- по данным тензиометрических и влагометрических замеров $\psi(z)$. По этим замерам получаются исходные опытные данные о распределениях высоты всасывания $\psi(z)$ и влажности $\theta(z)$, сопоставление которых позволяет установить ОГХ, что дает возможность, в свою очередь, используя банк данных о параметрах влагопереноса, найти расчетное значение $c = n/h_к$. Затем, накладывая опытные данные $\psi(z)$ на расчетный график, построенный, например, по уравнению (1.3.14) при различных w^-/k, находят такое значение w^-/k, при котором согласование опытных данных и расчетной кривой оказывается наилучшим. Для дальнейшего определения величины w^- необходимо знать независимым путем определяемую величину k.

Такого рода расчеты проводились, например, И.С. Пашковским на логах Джизакского массива орошения в Узбекистане (Шестаков и др., 1982). Полученные им экспериментальные данные зависимости $\psi(z)$ и $\theta(z)$ представлены на рис. 1.8. Эти данные совмещены с кривыми зависимостей ψ от z и θ, построенными по уравнению (1.3.14) для различных значений w^-/k при полученном по лабораторным опытам значении $c = 1\ м^{-1}$. Ниже приведены найденные таким образом значения w^-/k при различных глубинах потока z_0 и соответствующие значения w^- при определенном здесь наливами в шурфы $k = 10^{-3}$ м/сут:

z_0, м	1.8	2.3	3.6	5.3
w^-/k	0.8	0.3	0.04	0.01
w^-, м/сут	$1.6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$

Scanned by CamScanner

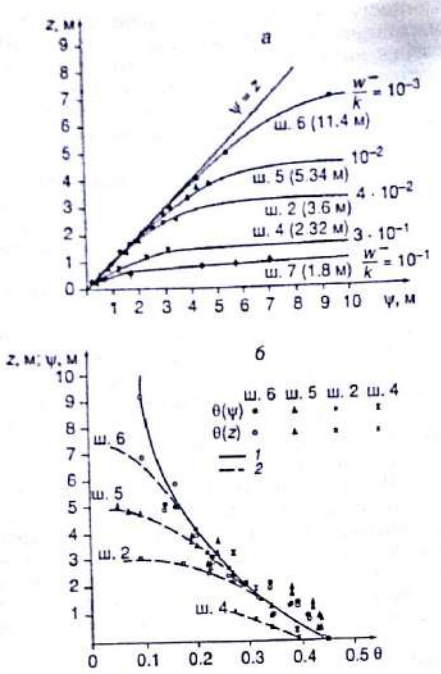

Рис. 1.8. Результаты режимных наблюдений за влагопереносом в шурфах на участке Джизакского массива
а — зависимость для распределения всасывающего давления $\psi(z)$, *б* — зависимости для распределения влажности: *1* — $\theta(\psi)$ и *2* — $\theta(z)$

Обработка этих данных по уравнению (1.2.1) дает значения $m = 1.5$ м$^{-1}$ и $E_0/k = 9.3$, а при $k = 2 \cdot 10^{-3}$ м/сут получается $E_0 = 1.9 \cdot 10^{-2}$ м/сут = 700 мм/год. Следует иметь в виду, что при использовании такого решения возникают определенные затруднения в обосновании достоверности расчетов потока влагопереноса, поскольку при этом предполагаются однородность строения зоны аэрации, а также определенный вид зависимости $k(\psi)$.

При нестационарном режиме влагопереноса на участках рассеянной инфильтрации численными методами

решается дифференциальное уравнение (1.3.10) в пределах вадозной и капиллярной зон, для которой верхней границей является почвенная зона (Виноградов, 1988).

Большое значение для правильной постановки задач влагопереноса при оценке питания грунтовых вод имеет граничное условие на поверхности зоны аэрации, учитывающее особенности влажностного баланса почвенной зоны. При решении геогидрологических задач на площади водосбора нереально рассчитывать на подробную количественную оценку процесса влагопереноса в почвенной зоне. Здесь неизбежно приходится идти на существенные упрощения, рассматривая водный баланс почвенной зоны осредненно по ее мощности. При этом из уравнения водного баланса почвенной зоны получается следующее выражение для скорости просачивания $v_п$ на ее нижней границе:

$$v_п = w_{ос}^п - w_{эт} - m_п \frac{\Delta\theta_п}{\Delta t}, \qquad (1.3.15)$$

где $w_{ос}^п$ — интенсивность (модуль) осадков, поступающих на поверхность почвенной зоны; $w_{эт}$ — интенсивность (модуль) эвапотранспирации; $\Delta\theta_п$ — изменение средней влажности в почвенной зоне мощностью $m_п$ за время Δt.

Величина $w_{эт}$ рассчитывается на основе оценки потенциальной эвапотранспирации с переходом к реальной транспирации с учетом состояния почвенной влаги (см.1.1.18). При этом эвапотранспирация может моделироваться как единый член в уравнении баланса влаги в почве, либо с разбиением на физическое испарение и транспирацию согласно зависимостям (1.1.17б), (1.1.18). Для учета влияния различных типов растительности, особенно сельскохозяйственных угодий, могут вводиться поправочные биоклиматические коэффициенты, корректирующие потенциальную эвапотранспирацию, рассчитанную по зависимостям типа (1.1.14), (1.1.15). Переход от интенсивности выпадающих осадков $w_{ос}$ к $w_{ос}^п$ осуществляется с учетом формирования поверхностного стока и задержки осадков растительностью, как это показано ранее в разделе 1.1.

При моделировании взаимодействующих потоков в зоне аэрации и в насыщенной зоне их контактной границей является свободная поверхность потока насыщенной зоны, на которой задается условие $\psi = 0$, а из баланса потока в капиллярной и гравитационной зонах на свободной поверхности следует, что скорость влагопереноса v_z в капиллярной зоне равна скорости фильтрации на свободной поверхности насыщенной зоны.

Следует учитывать особенности решения такой задачи при различных фазах режима УГВ. Например, на фазе резкого

Scanned by CamScanner

подъема уровней после снеготаяния величина $w_{ос}^{п}$ определяется по трансформации снегового покрова при отсутствии эвапотранспирации ($w_{н} = 0$), а на фазе резкого спада уровней при практическом отсутствии осадков нередко можно считать $w_{ос}^{п} = 0$ и $v_{п} \geq -w_{н}$.

При изучении динамики инфильтрационного режима УГВ целесообразно выделять из поступающих на поверхность почвенной зоны осадков «быструю» инфильтрацию, поток которой имеет «очаговый» характер, и его математическое описание в рамках какой-либо физической модели представляется нереальным. По-видимому, можно считать, что слой осадков, поступающий на поверхность грунтовых вод на участках локализованного питания («очагах»), проходит без задержки в зоне аэрации и потому практически не зависит от глубины залегания УГВ. Величина этого слоя в определенной мере может контролироваться балансовыми замерами на поверхности земли.

Существуют предложения записывать (см., например, Бадов и др., 1988) уравнения геофильтрации совместно для зон неполного и полного насыщения, однако это целесообразно только для потоков сравнительно небольших размеров в плане, соизмеримых с размерами зоны аэрации.

Обоснование гидрофизических параметров влагопереноса

Важнейшей частью методики моделирования влагопереноса в зоне аэрации, в значительной мере обусловливающей возможности ее использования, является определение параметров, входящих в гидрофизические характеристики.

Для определения параметров инфильтрационного водообмена принципиально возможно использовать данные влагометрических и тензиометрических наблюдений при нестационарном режиме влагопереноса. В этом случае для интерпретации опытных данных целесообразно применять решение обратной задачи для уравнения влагопереноса (1.3.10) в одномерном варианте (по вертикальному направлению z). При этом, чтобы исключить влияние сложных процессов в почвенном слое, целесообразно верхнюю границу потока «перенести» в сечение верхнего тензиометра, а нижнюю границу задать на свободной поверхности, затем идентифицировать модельные и натурные данные по другим тензиометрическим замерам: параллельным замерам влажности и давления.

Неоднозначность такого решения может обусловливаться гидрофизической неоднородностью зоны аэрации. Обстоятельные материалы анализа натурных наблюдений за влагопереносом на орошаемых территориях (Дзекунов и др., 1987) показали противоречивые результаты, поскольку наряду с ясно

трактуемыми данными оказалось, что нередко данные режима влагопереноса не согласуются с режимом УГВ (например, при нисходящем влагопереносе, фиксируемом по тензиометрам, наблюдается спад УГВ, и наоборот). Такие аномалии объясняются движением воды по отдельным проводящим каналам и нарушением вертикальности потока. Поэтому для практического использования данных наблюдений за режимом влагопереноса для оценки инфильтрационного водообмена требуется изучение параметров влагопереноса и доказательство справедливости исходной математической модели процесса.

Более достоверное решение этой задачи может быть получено на основе полевых опробований, включающих замеры порового давления тензиометрами и нейтронными измерителями влажности (НИВ), в сочетании с лабораторными опытами (Дзекунов и др., 1987; Чубаров, 1990), а также с опытными наливами (Stoner, 1983). Вместе с тем сложность и трудоемкость таких опробований позволяет реально использовать их только для научно-методических проработок, особенно учитывая значительную пространственную изменчивость параметров влагопереноса с коэффициентом вариации более 50% и расстоянием автокорреляции порядка нескольких метров. Поэтому можно рассчитывать главным образом на оценку гидрофизических параметров на основании базы данных, включающей известные эмпирические связи с характеристиками механического состава и проницаемостью пород.

В частности, в работе (Van Genuchten et al., 1991) рекомендуются в качестве ориентировочных значений параметров для гидрофизических зависимостей, описываемых формулами Ван Генухтена (табл. 1.4), использовать обобщения, приведенные в работе (Carsel, Parrish, 1988), на основе анализа ОГХ для грунтов, имеющих различную текстуру.

Отметим, что приведенные в табл. 1.4 параметры привязаны к классификации почв и грунтов, используемой в США и не совпадающей с классификациями и наименованиями грунтов, используемыми в России.

Из данных таблицы 1.4 следует, что параметры Ван Генухтена зависят от степени дисперсности грунта таким образом, что величина m убывает от менее дисперсных грунтов к более дисперсным, а величина h_{k}, наоборот, возрастает. Для того чтобы попытаться найти связь между этими параметрами и коэффициентом фильтрации пород зоны аэрации, являющимся базовым при расчетах фильтрации в насыщенной и ненасыщенной средах и отражающим дисперсность грунта, нами была сделана попытка проанализировать зависимость параметров Ван Генухтена, полученных при определении водно-физических свойств в лабораторных условиях на образцах, от

Scanned by CamScanner

Таблица 1.4

Рекомендуемые параметры гидрофизических зависимостей, описываемых формулами Ван Генухтена (Carsel, Parrish, 1988)

Грунт		θ_{min}	θ_{max}	h_k^{-1}, см$^{-1}$	m	κ, см/сут
наименование в первоисточнике	в переводе					
Sand	Песок	0.045	0.43	0.145	0.626	712.8
Loamy Sand	Супесь	0.057	0.41	0.124	0.561	350.2
Sandy Loam	Песчанистый суглинок	0.065	0.41	0.075	0.470	106.1
Loam	Суглинок	0.078	0.43	0.036	0.358	24.96
Silt	Ил	0.034	0.46	0.016	0.270	6.00
Silty Loam	Иловатый суглинок	0.067	0.45	0.020	0.290	10.80
Sandy Clay Loam	Песчано-глинистый суглинок	0.100	0.39	0.059	0.324	31.44
Clay Loam	Глинистый суглинок	0.100	0.41	0.019	0.236	6.24
Silty Clay Loam	Иловатый глинистый суглинок	0.089	0.43	0.010	0.186	1.68
Sandy Clay	Песчанистая глина	0.100	0.38	0.027	0.186	2.88
Silty Clay	Иловатая глина	0.070	0.36	0.005	0.082	0.48
Clay	Глина	0.068	0.38	0.008	0.082	4.80

коэффициентов фильтрации этих образцов. В качестве исходных использовались систематизированные данные из базы данных UNSODA (UNSODA Unsaturated Soil Hydraulic Database User's Manual Version 1.0, 1996). На рис. 1.9 и 1.10 приведены результаты данного анализа. Как следует из рис. 1.9, связь между коэффициентом фильтрации k и параметром Ван Генухтена h_k достаточно хорошо выражена. Связь между коэффициентом фильтрации k и параметром Ван Генухтена m (см. рис. 1.10) не так отчетлива, но тем не менее она есть. Приведенные на рисунках уравнения регрессии могут быть использованы для ориентировочной оценки параметров Ван Генухтена

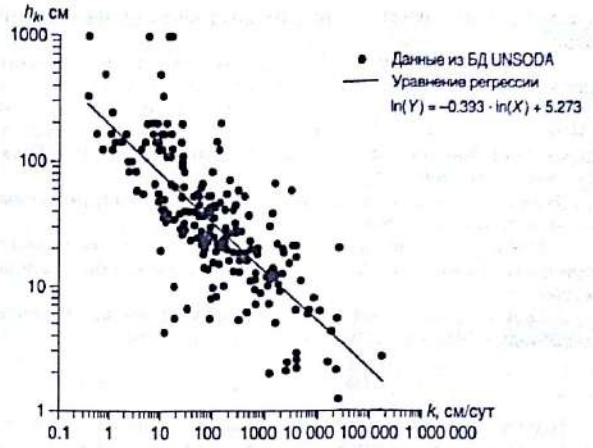

Рис. 1.9. Зависимость параметра h_k от величины коэффициента фильтрации k

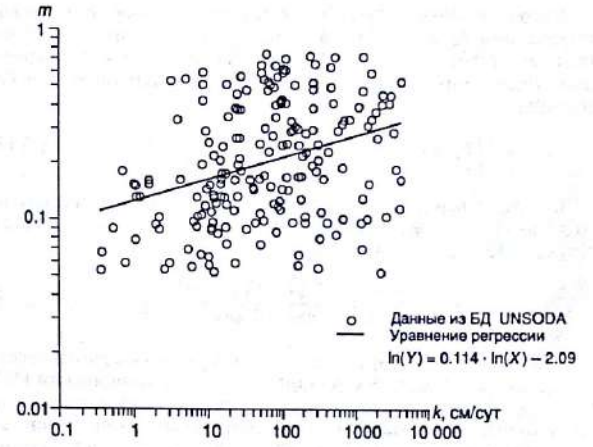

Рис. 1.10. Зависимость параметра m от величины коэффициента фильтрации k

Scanned by CamScanner

в случае, когда известен только коэффициент фильтрации пород зоны аэрации.

Важным также является вопрос о эквивалентности параметров ОГХ, рассчитанных по различным аналитическим зависимостям. В работе Х. Дж. Морел-Сейтоха с соавторами (Morey-Seytoux et al., 1996) предложен механизм перехода от параметров Ван Генухтена к эквивалентным параметрам Брукса—Корея, и наоборот.

Эквивалентность определения параметров основана на выполнении двух условий:

1. Наклон кривой $\psi(\theta)$ в билогарифмических координатах при насыщенности, стремящейся к нулю, должен быть одинаковым.

2. Одинаковой должна быть и эффективная капиллярная движущая сила, определяемая по соотношению

$$H_c = k^{-1}\int_0^{\bar{\theta}} k_w(\psi)d\psi.$$

Первое из данных условий дает связь между параметром n в степенной зависимости Брукса—Корея и параметром m в зависимости Ван Генухтена вида:

$$n = 1 + \frac{2}{m}. \qquad (1.3.16)$$

Второе условие используется для нахождения связи между параметром h_k и ψ_b. Причем, авторами упомянутой работы была получена аппроксимация выражения для капиллярной движущей силы для ОГХ, определяемой уравнением Ван Генухтена

$$H_c = k^{-1}\int_0^{\bar{\theta}} k_w(\psi)d\psi = h_k\frac{0.046m + 2.07m^2 + 19.5m^3}{1 + 4.7m + 16m^2}. \qquad (1.3.17)$$

Соответственно, при известном параметре h_k и рассчитанном по (1.3.16) значении n эквивалентный параметр модели Брукса—Корея ψ_b определяется таким образом:

$$\psi_b = h_k\frac{n+3}{2n(n-1)}\left(\frac{147.8 + 8.1n + 0.092n^2}{55.6 + 7.4n + n^2}\right). \qquad (1.3.18)$$

Для перехода от параметров Ван Генухтена к другим характеристикам, например к экспоненциальной зависимости ОГХ и степенной зависимости коэффициента влагопереноса от влажности, невозможно использовать первое из приведенных условий, так как наклон кривых $\psi(\theta)$ всегда будет разный. Вместо этого можно потребовать, чтобы кривые $k_w(\bar{\theta})$ имели одинаковый наклон в билогарифмическом масштабе при

малых насыщенностях; что приведет к следующей связи параметра n в зависимости Аверьянова с параметром m Ван Генухтена:

$$n = \frac{1}{2} + \frac{2}{m}. \qquad (1.3.19)$$

При этом оказалось, что расчетный коэффициент фильтрации в зависимости Аверьянова меньше, чем этот коэффициент в зависимости Ван Генухтена, полученное уменьшение хорошо описывается уравнением регрессии

$$\frac{k_{av}}{k_{vg}} = m^{1.524}, \qquad (1.3.20)$$

где k_{av} — коэффициент фильтрации в зависимости Аверьянова; k_{vg} — коэффициент фильтрации в зависимости Ван Генухтена. Исходя из равенства капиллярных движущих сил, параметр H_k в экспоненциальной зависимости высоты всасывания от влажности может быть определен через параметр h_k в зависимости Ван Генухтена и рассчитанной по (1.3.19) величине n:

$$H_k = h_k\frac{0.04n\left(92n^2 + 8188n + 151883\right)}{\left(20n^2 + 168n + 1191\right)(2n-1)}. \qquad (1.3.21)$$

1.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЯМИ ГРУНТОВЫХ ВОД

Наиболее эффективные пути решения задачи количественной оценки инфильтрационного питания грунтовых вод основаны на использовании информации о гидродинамическом режиме напоров, наблюдаемом в пьезометрических скважинах. В таких решениях необходимо учитывать особенности режима и площадного распределения инфильтрационного питания (ИП), проявляющиеся в режиме уровней грунтовых вод (УГВ). Как основную форму режима УГВ рассмотрим достаточно типичную ситуацию, когда сезонная изменчивость площадного (инфильтрационного) питания рельефно проявляется в периодических колебаниях УГВ, выделяемых на фоне тренда многолетнего их изменения. В таких условиях характерна форма графика уровневого режима, состоящего из периодов подъема и спада уровней, между которыми иногда выделяются период стабильного высокого положения и период низкого (меженного) положения УГВ (рис. 1.11).

Scanned by CamScanner

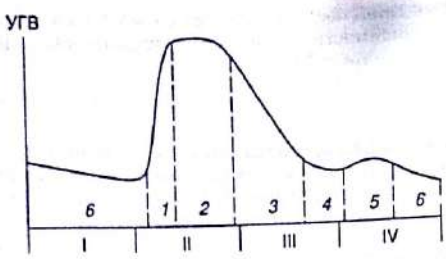

Рис. 1.11. Типичный график сезонного изменения уровня воды в наблюдательной скважине
Периоды: *1* — весеннего подъема; *2* — стабильного положения; *3* — спада; *4* — стабилизации; *5* — осеннего подъема; *6* — зимнего спада

Далее рассматриваются методы решения такого рода задач применительно к условиям подстилаемого водоупором планового потока грунтовых вод при различном количестве и расположении наблюдательных скважин.

1.4.1. Наблюдения в одиночных скважинах

Самым простым и употребительным является использование данных нестационарного режима УГВ, замеряемого в одиночных наблюдательных скважинах. Такого рода условия характерны для инфильтрационно-испарительно-стокового типа режима, проявляющегося в поймах и надпойменных террасах на глубине 1–3 м до УГВ с подъемами в весенний период до 1 м, и для инфильтрационно-стокового типа режима, проявляющегося на высоких террасах на глубине 3–5 м до УГВ (Лебедев, 1989).

В таких условиях исходные данные ясно интерпретируются в случае резких подъемов УГВ, соответствующих проявлениям единовременного питания (рис. 1.12). В этом случае можно пренебречь влиянием оттока воды со свободной поверхности потока и считать, что слой инфильтрационного питания (Лебедев, 1989)

$$\Delta N^* = \mu \Delta H^*, \qquad (1.4.1)$$

где ΔH^* — подъем УГВ, фиксируемый в одиночной наблюдательной скважине при сезонном изменении питания грунтовых вод. Соответственно, при наличии нескольких сезонных подъемов УГВ полученные таким образом значения ΔN^* суммируются.

Н.Н. Биндеман предложил учесть отток от свободной поверхности потока, определяя слой питания при единовременном подъеме УГВ в наблюдательной скважине по формуле

$$\Delta N^* = \mu(\Delta H^* + \Delta z^*), \qquad (1.4.2)$$

где величина Δz^*, учитывающая влияние оттока воды, определяется экстраполяцией кривой спада во время расчетного подъема УГВ (см. рис. 1.12). При обосновании формулы (1.4.2) предполагается, что величина оттока при подъеме уровней остается такой же, как при предшествующем периоде спада.

Рассмотрим более общие методы расчета, направленные на определение значений модулей (интенсивностей) ИП в различные периоды сезонных изменений УГВ. Для этого запишем общее балансовое уравнение для расходов планового потока на участке площадью F:

$$\Delta Q + wF = \mu v_{\text{сп}} F, \qquad (1.4.3)$$

где ΔQ — разница между входным и выходным расходом латерального потока; $v_{\text{сп}}$ — скорость изменения уровня свободной поверхности (положительная при подъеме и отрицательная при спаде уровней); w — интенсивность ИП. Заметим, что при наличии перетекания в подошве потока величина w будет представлять разницу значений интенсивности ИП и скорости нисходящего перетекания. Уравнение (1.4.3) можно записать в модульной форме, отнеся все элементы баланса к единичной площади потока в плане:

$$w = \mu v_{\text{сп}} - w_{\ell}, \qquad (1.4.4)$$

где w_{ℓ} — модуль площадного изменения расхода латерального потока (изменение этого расхода ΔQ, отнесенное к единичной

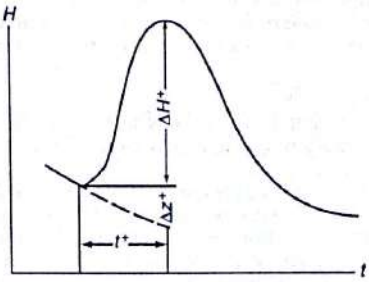

Рис. 1.12. График изменения УГВ в период резкого подъема и последующего спада (пунктир — продолжение кривой спада на период подъема и стабилизации уровня)

Scanned by CamScanner

площади потока в плане). Для использования уравнения (1.4.4) необходимо далее принять предпосылку о характере изменчивости величины w_r.

Можно предполагать, что на водораздельных участках потока при сезонных колебаниях УГВ дебаланс потока во времени не меняется, а величина w_r считается постоянной. В этом случае, интегрируя уравнение (1.4.4) в пределах годового или многолетнего периода (когда начальное и конечное положения УГВ практически совпадают), получим, что $w_r = -w_0$, где w_0 — среднегодовое (среднемноголетнее) значение ИП. Тогда уравнение (1.4.4) принимает вид

$$w = w_0 + \mu v_{cn}. \qquad (1.4.5)$$

Как следует из выражения (1.4.5), по данным изменения уровней в одиночных скважинах реально получается разница значений интенсивности ИП в расчетный период (w) и среднегодового (w_0).

Для определения величин w_0 и w на каждый период изменения УГВ необходимо использовать некоторые дополнительные сведения. Например, если можно пренебречь питанием в период максимальной скорости спада v_{cn}^-, приняв, что в это время $w^- = 0$, то значение w в любой период будет определяться выражением

$$w/\mu = v_{cn} + v_{cn}^-, \qquad (1.4.6)$$

где v_{cn} — скорость подъема уровня в расчетный период; v_{cn}^- — максимальная скорость спада уровня. Для среднегодового значения ИП получим:

$$w_0/\mu = v_{cn}^-. \qquad (1.4.6а)$$

При неглубоком залегании УГВ в период спада может существенно проявляться испарение. В этом случае на период спада следует задавать $w = w^-$, где w^- — интенсивность испарения, откуда при скорости спада $v_{cn} = -v_{cn}^-$ получим для w_0 выражение

$$w_0 = \mu v_{cn}^- - w^-. \qquad (1.4.7)$$

Для оценки величины w^- можно пользоваться эмпирическими зависимостями испарения от глубины залегания УГВ (см., например, (1.2.1)).

Для участков потока, расположенных вблизи базиса дренирования (реки, родника), можно предполагать наличие упорядоченного (квазистационарного) режима, при котором модуль дебаланса латерального потока w_r будет изменяться пропорционально разнице напоров H в скважине и H_0 в базисе дренирования потока. При этом уравнение (1.4.4) принимает вид

$$w = \mu v_{cn} + \alpha(H - H_0), \qquad (1.4.8)$$

где α — параметр дренирования потока.

Величину параметра α можно найти по данным режима уровней, если принять допущение, что в период спада уровней $w = w^- = 0$. Тогда получим $\alpha = \mu v_{cn}^- / (H^- - H_0)$, где v_{cn}^- — абсолютная величина максимальной скорости спада свободной поверхности; H^- — средний напор в период спада.

Затем значения w в различные периоды подъема и высокого стояния уровней определяются согласно (1.4.8) по формуле

$$w/\mu = v_{cn} + v_{cn}^- (H - H_0)/(H^- - H_0), \qquad (1.4.9)$$

где v_{cn} — скорость изменения уровня свободной поверхности.

Эта же расчетная схема может применяться для определения величины сосредоточенной инфильтрации, при этом H_0 будет равен меженному уровню в расчетной точке, а получаемое таким образом значение w будет соответствовать превышению сосредоточенной («быстрой») инфильтрации над нормальной («рассеянной») инфильтрацией на окружающей территории. Заметим, что при периодических колебаниях уровней с одинаковой амплитудой расчеты по формулам (1.4.6), (1.4.9) дают близкие результаты (Шестаков, 1992).

Более достоверная величина сосредоточенной инфильтрации может быть получена по данным замеров в парных наблюдательных скважинах, расположенных внутри участка сосредоточенной инфильтрации и непосредственно за его пределами. В этом случае можно считать, что $w_r \sim \Delta H$, где ΔH — разница напоров внутри и вне участка сосредоточенной инфильтрации. Принимая инфильтрацию нулевой при максимальной скорости спада уровней v_{cn}^-, получим для w выражение

$$w = \mu v_{cn} + \mu v_{cn}^- (\Delta H / \Delta H^-), \qquad (1.4.10)$$

где ΔH^- — разница напоров в парных скважинах при максимальной скорости спада.

Существенная специфика режима уровней грунтовых вод возникает при наличии над УГВ относительно водоупорных слоев, на которых может формироваться *верховодка* (*верховой горизонт*), в естественных условиях обычно имеющая временный (сезонный) характер. Такие условия типичны для территорий новоорошаемых земель и промышленных площадок, где формирование техногенной верховодки обусловливается интенсификацией инфильтрации в начальный период хозяйственного освоения этих территорий. При этом многолетний режим уровней верховодки имеет сравнительно стабильный характер, проявляющийся в непрерывном повышении УГВ.

В таком случае, рассматривая нестационарный режим подъема уровней при расчетной схеме, приведенной на рис. 1.13, можно использовать уравнение (1.4.8), в котором величина

Scanned by CamScanner

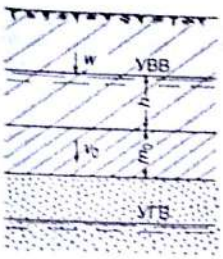

Рис. 1.13. Схема строения верхового горизонта (УВВ и УГВ — уровни верхового горизонта и грунтовых вод)

$\alpha(H - H_0)$ определяется при $\alpha = k_0/m_0$ и $H - H_0 = h + m_0$, тогда это уравнение принимает вид

$$w = \mu v_{cn}^0 + k_0(h + m_0)/m_0 \qquad (1.4.11)$$

При постоянной величине w из уравнения (1.4.11) следует линейная связь между скоростью подъема уровней v_{cn}^0 и уровнем H, которая обнаруживается по данным натурных наблюдений за подъемом УГВ на застраиваемых территориях (Тихомиров, 1989). Для диагностики таких опытных данных следует, определив по данным замеров уровней величины h и v_{cn}^0, построить график зависимости v_{cn}^0 от h, на котором опытные точки должны ложиться на прямую линию. При выполнении этого диагностического признака по отрезкам v_{cn}^0 и h_0, отсекаемым прямой на осях v_{cn}^0 и h_0, рассчитываются величины k_0 и w:

$$k_0 = \mu m_0 v_{cn}^0 / h_0, \quad w = \mu v_{cn}^0 - k_0 = \mu v_{cn}^0 (1 + m_0/h_0). \qquad (1.4.12)$$

Для прогноза изменения уровня в рамках такой задачи можно решить уравнение (1.4.11) относительно h при $v_{cn}^0 = dh/dt$, что дает для величины изменения глубины потока Δh за время t выражение

$$\Delta h = \frac{w m_0}{k_0}\left[1 - \exp\left(-\frac{\mu m_0 t}{k_0}\right)\right]. \qquad (1.4.13)$$

Аналогичный ход расчета может использоваться при переменном по времени питании, если только можно обосновать характер его изменчивости. Особого обоснования требует представительность такого рода расчетных данных в связи с возможной площадной неравномерностью питания, которая может быть особенно значительной при формировании питания за счет технологических утечек воды и при проявлениях «быстрой» инфильтрации.

Принципиальным недостатком определения величины w по данным нестационарного режима является необходимость

задания величины μ в качестве постоянного параметра без учета ее динамики. Существующие сведения дают довольно разнородную и слабо обоснованную фактическими данными характеристику значений μ, представленную следующими величинами: 0.2–0.3 для средне- и крупнозернистых песков; 0.08–0.15 для мелко- и тонкозернистых песков; 0.07–0.1 для супесей; 0.04–0.08 для легких суглинков; 0.02–0.07 для средних суглинков. Для песчано-супесчаных пород рекомендуются более дробные значения μ в зависимости от среднего диаметра d_{50}: 0.2–0.25 при d_{50}=0.1–0.02 мм; 0.07–0.2 при d_{50}=0.05–0.1; 0.02–0.07 при d_{50}=0.005–0.05 мм.

Учет динамики гравитационной емкости может быть осуществлен, если при анализе режима УГВ использовать моделирование влагопереноса в зоне аэрации, как это показано в разд. 1.3.

Расчеты по данным нестационарного режима в одиночных скважинах характеризуют значения w в некоторой окрестности наблюдательной скважины. В связи с этим такие расчеты наиболее эффективны и для оценки плановой неоднородности инфильтрационного питания грунтовых вод, особенно для определения сосредоточенной инфильтрации. Для обобщения данных применительно к определению площадных характеристик инфильтрации необходимо устанавливать их представительность для различных ландшафтных элементов территории. Заметим, что методика решения такой задачи пока еще не имеет достоверного обоснования.

1.4.2. Наблюдения в ярусных скважинах (пьезометрах)

При расположении уровня грунтовых вод в сравнительно слабопроницаемых покровных отложениях существенную информацию для определения интенсивности инфильтрации можно получить, дополняя наблюдательную скважину, фиксирующую изменения УГВ, ярусными пьезометрами в покровном пласте. Такая система составляется как минимум из двух пьезометров, устанавливаемых на свободной поверхности и в водоносном пласте (рис. 1.14, *а*). В этом случае, принимая поток в пласте вертикальным, из баланса на свободной поверхности получим выражение для интенсивности инфильтрации

$$w = \mu v_{cn} - k_n I_n, \qquad (1.4.14)$$

где v_{cn} — скорость изменения уровня свободной поверхности; I_n и k_n — градиент напора восходящего потока и коэффициент фильтрации в покровном пласте соответственно.

Неоднозначность расчетов по уравнению (1.4.14) уменьшается, если считать, что при спаде уровней инфильтрация

Scanned by CamScanner

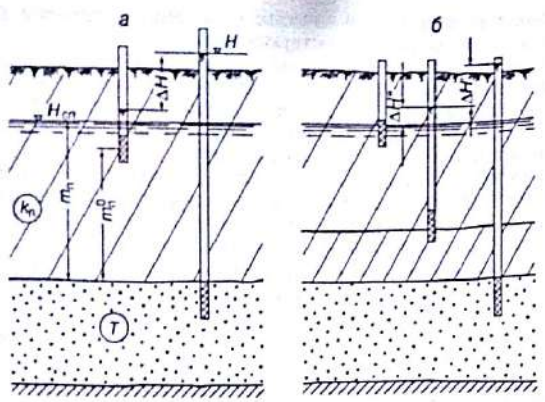

Рис. 1.14. Ярусные пьезометры в покровном пласте
а — при однородном строении; *б* — при слоистом строении пласта

отсутствует. Тогда, по данным о скорости спада уровня $v_{сп}$ в период отсутствия инфильтрации, можно определить величину $k_п/\mu$:

$$k_п/\mu = v_{сп}^- / I_п^-, \qquad (1.4.14а)$$

где $I_п^-$ — градиент напора в период спада уровней. После этого определяется величина w/μ на любой расчетный период при измеренных градиентах напора по разнице напоров в ярусных пьезометрах:

$$w/\mu = v_{сп} + v_{сп}^- I_п / I_п^-. \qquad (1.4.15)$$

Для диагностики справедливости такого расчета необходимо иметь еще один пьезометр, установленный между верхним и нижним пьезометрами (см. рис. 1.14, *б*), при этом диагностическим признаком является постоянство во времени соотношений разницы напоров между двумя парами пьезометров.

Следует отметить, что при инфильтрационном режиме разницы напоров в покровном пласте оказываются сравнительно небольшими (обычно порядка см и первых десятков см), в связи с чем требуется повышенная точность определения уровней воды в пьезометрах (порядка мм).

Интенсивность инфильтрации может быть определена по данным замеров напора в ярусных пьезометрах, устанавливаемых в потоке слоистого строения, состоящего из проводящих слоев с проводимостями T_i и разделяющих слоев с коэффициентами

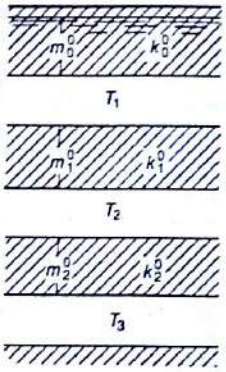

Рис. 1.15. Слоистое строение водоносного пласта

перетока $\chi_i = k_i^0 / m_i^0$, где i — номер слоя по порядку сверху, а также покровного слоя с коэффициентом перетока $\chi_п = k_0^0 / m_0^0$ (на рис. 1.15 приведена схема строения такого потока, состоящего из трех проводящих слоев). В таком потоке при стационарном режиме значения напоров H_n в слое номера n, исходя из модели обобщенного планового потока (Шестаков, 1995), можно представить в виде

$$H_n - H_0 = w\,\Phi_n,$$

$$\Phi_n = \chi_п^{-1} + \left(\sum_{i=1}^{n-1} \chi_i^{-1} (1 - T^{-1} \sum_{i=1}^{n} T_i) \right), \qquad (1.4.16)$$

где H_0 — напор на свободной поверхности потока; T — суммарная проводимость.

При замеренных по ярусным пьезометрам величинах напоров H_n, а также при известных значениях параметров проницаемости проводящих и разделяющих слоев, позволяющих определять величины Φ_n для различных слоев, из выражения (1.4.16) находится величина интенсивности инфильтрации w.

Заметим, что формулу (1.4.16) можно использовать и при нестационарном режиме фильтрации, заменяя только w на величину $w - \mu v_{сп}$, где $v_{сп}$ — скорость изменения уровня свободной поверхности (положительная при подъеме).

Тестирование и пример реального применения такого способа определения интенсивности инфильтрации по данным замеров напоров в ярусных пьезометрах приведены в работе (Мироненко, Румынин, 1999).

Scanned by CamScanner

1.4.3. Наблюдения по створам наблюдательных скважин

Широкое распространение получили расчеты инфильтрационного питания (ИП) по данным наблюдений в пьезометрических скважинах, расположенных по створам, ориентированным по направлению потока грунтовых вод.

Для анализа потока на участке в пределах расположения створа наблюдательных скважин (рис. 1.16) составляется конечно-разностное уравнение (КРУ) планового и линейного в плане потока. Такое уравнение впервые предложено Г.Н. Каменским (см. Лебедев, 1989) для решения гидрогеодинамических задач и развито его последователями (Гавич, 1988). Для вывода КРУ записывается уравнение баланса в блоке, границы которого (*1* и *2*) проводятся посредине между наблюдательными скважинами. Записывая, кроме того, выражения для расходов потока в сечениях створа *1* и *2* при значениях в этих сечениях проводимостей потока $T = T_1$ и $T = T_2$ и средних градиентах напора I_1 (между скв. 1 и 2) и I_2 (между скв. 2 и 3), представим КРУ в виде

$$(T_1 I_1 - T_2 I_2) + w l_{1,2} = \mu v_{cn} l_{1,2}, \qquad (1.4.17)$$

где $l_{1,2} = 0{,}5\,(l_1 + l_2)$, $I_1 = (H_1 - H)/l_1$ и $I_2 = (H - H_2)/l_2$ — градиенты напора между скважинами; v_{cn} — средняя за расчетный интервал времени скорость изменения уровня свободной поверхности внутри расчетного блока (положительная при подъеме). Из уравнения следует формула для определения интенсивности инфильтрации

$$w = \mu v_{cn} - w_l, \quad w_l = (T_1 I_1 - T_2 I_2) l_{1,2}^{-1}, \qquad (1.4.18)$$

в которой модуль дебаланса латерального потока определяется по данным замеров уровней в соседних скважинах.

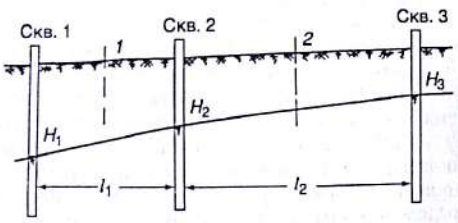

Рис. 1.16. Линейный створ наблюдательных скважин
1, 2 — границы расчетного блока

Расчеты w по формуле (1.4.18) существенно неоднозначны, поскольку в нее входят «паразитные» геофильтрационные параметры μ, T_1 и T_2. Для повышения однозначности решения должны быть добавлены условия, характеризующие геофильтрационные параметры потока в пределах расчетного блока ленты тока.

В частности, ситуация несколько улучшается, если рассматривать условия стационарного режима ($v_{cn} = 0$), принимая, кроме того, поток однородным по проводимости ($T_1 = T_2 = T$). Тогда из уравнения (1.4.18) получаем

$$\frac{w}{T} = \frac{I_2 - I_1}{l_{1,2}}. \qquad (1.4.19)$$

В данном случае особого внимания требует обоснование *корректности* расчетов, для этого необходимо, чтобы расход инфильтрационного питания в пределах расчетного блока ленты тока составлял значимую часть от расхода латерального потока грунтовых вод, что достигается при выполнении условия значимости величины разности $I_2 - I_1$ по сравнению с составляющими ее величинами I_1 и I_2. Несмотря на широкое распространение рекомендаций по применению такой расчетной схемы (Гавич, 1995), она нередко приводит к существенным погрешностям в определении инфильтрационного питания из-за отмеченной некорректности таких расчетов. В связи с этим применять формулу (1.4.19) следует с большой осторожностью.

Некорректность таких расчетов несколько уменьшается при задании соотношения проводимостей $T_2/T_1 = \theta_{2,1}$ с использованием связи между проводимостью и кажущимся электрическим сопротивлением, получаемым по данным ВЭЗ (Огильви, 1990). В этом случае формула (1.4.19) преобразуется к виду

$$\frac{w}{T_1} = \frac{\theta_{2,1} I_2 - I_1}{l_{1,2}}, \qquad (1.4.19а)$$

и ее можно использовать для оценки значимости влияния неоднородности потока по проводимости на определение величины w.

При явно выраженном влиянии неоднородности потока по проводимости уравнение (1.4.17) можно разрешить относительно соотношения проводимостей

$$\frac{T_1}{T_2} = \frac{I_2}{I_1} - \frac{w l_{1,2}}{T_2 I_1}. \qquad (1.4.20)$$

Определяя соотношение проводимостей по (1.4.20), можно оценить влияние на такой расчет ИП, задавая величины его

Scanned by CamScanner

интенсивности по известным данным для рассматриваемых условий. Примером условий, в которых безусловно применим расчет соотношения проводимостей по формуле (1.4.20), является видимое уменьшение градиентов напора по направлению потока. Такое явление наблюдается, например, в береговой части потока в карбонатных породах, где за счет карстообразования образуются зоны с повышенной проводимостью.

1.4.4. Наблюдения на участках водосборов

Расчеты ИП на локальном участке планового потока рекомендуется проводить, используя данные замеров УГВ при плановом расположении наблюдательных скважин по пятиточечной схеме «креста» (рис. 1.17), которую иногда, следуя предложению Г.Н. Каменского, называют также схемой «конверта» (см. Лебедев, 1989). В таких условиях балансовое уравнение составляется для блока, стороны которого образуются в плане прямыми линиями, проходящими посредине между скважинами, перпендикулярно к соединяющим их линиям, и для планового потока оно имеет вид

$$\sum_{i=1}^{4} Q_i + wF = \mu v_{cn} F, \qquad (1.4.21)$$

где Q_i — расходы потока, приходящие в расчетный блок со стороны i-й скважины; F — площадь расчетного блока. Входящие в (1.4.21) величины имеют вид

$$Q_i = N_i T_i I_i \text{ при } I_i = \frac{H_i - H}{l_i}, \quad F = \frac{1}{4}\sum_{i=1}^{4} N_i l_i, \qquad (1.4.21а)$$

здесь T_i — проводимость потока между i-й и центральной скважинами.

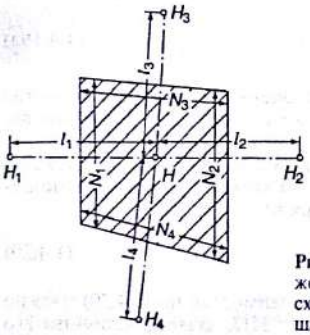

Рис. 1.17. Плановый участок расположения наблюдательных скважин по схеме «креста» (заштрихована площадь расчетного блока)

Реально рассчитывать ИП с использованием уравнения (1.4.21) можно только принимая условия однородного по проводимости потока ($T_i = T$), тогда из (1.4.21) с учетом выражений (1.4.21а) получается формула

$$w = \mu v_{cn} - w_l, \text{ при } w_l = \frac{T}{F}\sum_{i=1}^{4} N_i l_i. \qquad (1.4.22)$$

В расчетах по формуле (1.4.22) остаются в силе отмеченные выше ограничения по возможной некорректности при режиме, близком к стационарному. В связи с этим проведение таких расчетов можно рекомендовать главным образом в условиях водораздельных участков потока, где сравнительно невелик транзитный поток.

В пределах речного водосбора для определения распределенных по площади потока значений ИП, а также элементов сосредоточенного питания и разгрузки подземных вод (в реках, родниках, водоемах), наиболее эффективным путем является геофильтрационное моделирование потока, опирающееся на данные режимных наблюдений за УГВ, расходами в створах водотоков и в родниках, расположенных в пределах балансово-замкнутого участка водосбора. К таким условиям, прежде всего, относятся потоки в пределах речных водосборов малых или средних рек, а также в конусах выноса предгорных склонов и в локальных структурах (Шестаков, 1995). Определение площадного питания грунтовых вод в таких случаях проводится в рамках решения эпигнозных задач с одновременным определением параметров геофильтрационного строения (проводимости, емкости, перетока).

Кардинальной проблемой такого эпигнозного моделирования является преодоление *неоднозначности решения*, связанной с необходимостью совместного определения большого количества параметров. Для характеристики пространственного распределения параметров следует возможно более полно использовать независимую от данных наблюдений (субъективную) информацию (Шестаков, 1995). В частности, для характеристики площадного распределения проводимости потока следует учитывать литолого-фациальную изменчивость отложений, а также корреляцию фильтрационных свойств с геофизическими характеристиками. Особое значение при эпигнозном моделировании потока грунтовых вод имеет использование субъективной информации для площадной характеристики инфильтрационного питания в зависимости от морфолого-ландшафтных условий.

Существуют предложения по модельным определениям площадного питания, распределенного любым образом по площади потока (Фельдман, Чесалов, 1986), однако такая постановка

Scanned by CamScanner

грозит неприятными проявлениями неоднозначности и некорректности решения. В связи с этим рекомендуется решать такого рода задачи при задании зонного распределения параметров инфильтрационного питания по площади потока, выделяя отдельные зоны, исходя из определенных представлений о влиянии на инфильтрацию морфолого-ландшафтных условий и водохозяйственной обстановки (последнее особенно существенно при наличии мелиорируемых и урбанизированных территорий). При значительных проявлениях внутрисезонных колебаний УГВ можно также предполагать, что распределение величин интенсивности инфильтрации согласуется с амплитудами колебаний уровней.

Ход решения таких задач существенно зависит от имеющейся наблюдательной сети, причем особенно важными являются данные замеров расходов потока (в водотоках, дренах, водозаборах). Пьезометрическая сеть наблюдательных скважин должна распределяться по площади потока таким образом, чтобы характеризовать влияние параметров (особенно инфильтрации) в каждой выделенной зоне, где должно быть не менее одной наблюдательной точки.

Для решения эпигнозной задачи целесообразно использовать данные стационарного потока, фиксируемого обычно по среднегодовым режимным значениям, для которого следует построить гидродинамическую сетку и выделить расчетные ленты тока, используемые для определения величин w в первом приближении. При этом предполагается, что для условий нестационарного режима линии тока сохраняют такую же форму, как и при стационарном режиме («принцип недеформируемых линий тока»).

При наличии данных наблюдений в створе скважин, расположенном внутри ленты тока (рис. 1.18), рассчитывать

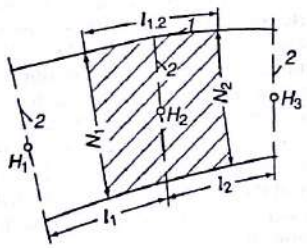

Рис. 1.18. Створ наблюдательных скважин, направленный по линии тока
1 — линии тока, ограничивающие расчетную ленту тока; *2* — линии равного напора, проходящие через наблюдательные скважины

величины w можно с использованием КРУ (как это показано выше для расчетов по створам наблюдательных скважин) на основе балансового уравнения, составляемого для блока, показанного на рис. 1.16:

$$T_1 N_1 I_1 - T_2 N_2 I_2 + wF = \mu\, v_{cn} F,$$
$$F = 0{,}5\,(N_1 l_1 + N_2 l_2). \qquad (1.4.23)$$

Расчетные зависимости для определения величины w получаются из (1.4.23), аналогично показанным выше для условий линейного створа скважин. В частности, для условий стационарного режима при однородном по проводимости потоке ($T_1 = T_2 = T$) получается формула

$$\frac{w}{T} = \frac{N_2 I_2 - N_1 I_1}{F}. \qquad (1.4.24)$$

Для расчетов по лентам тока расчетные зависимости можно также представить в дифференциальной форме, записывая уравнение неразрывности и выражение для расхода потока Q по направлению l вдоль ленты тока переменной ширины N:

$$dQ/dl = wN, \quad Q = TNI, \quad I = -\,dH/dl. \qquad (1.4.25)$$

Исключая из этих уравнений величину Q, получим выражение для интенсивности инфильтрации

$$w = \frac{1}{N}\frac{\partial}{\partial l}(TNI) \quad \text{или} \quad \frac{w}{T} = \frac{1}{N}\frac{\partial}{\partial l}(NI) + I\frac{\partial(\ln T)}{\partial l}. \qquad (1.4.26)$$

Для расчетов по (1.4.26) необходимо выделить на сетке движения, получаемой моделированием потока, расчетные ленты тока, для которых зависимости $N(l)$ и $H(l)$ аппроксимируются аналитическими выражениями (например, полиномами). Кроме того, по данным о распределении проводимости находятся сглаженные зависимости $T(l)$ и $\ln T(l)$. Подставляя полученные таким образом выражения в уравнения (1.4.26), получим распределение $w = w(l)$.

В такого рода расчетах опасно влияние *некорректности* решения, поскольку возможные погрешности при задании элементов потока (ширины и градиентов потока), а также довольно неопределенная изменчивость проводимости потока могут существенно повысить погрешности определения величины w. Для смягчения влияния неоднородности потока на результаты таких расчетов Г.А. Шнейдерман, предложивший их в несколько иной форме, рекомендовал проводить взаимокорректировку величин w и T с применением моделирования, учитывая имеющиеся сведения о возможных изменениях этих параметров (Лялько, Шнейдерман, 1965). Такая взаимокорректировка безусловно полезна, однако ее эффективность обычно ограничивается наличием информации о параметрах

Scanned by CamScanner

потока, причем, как обычно при решениях эпигнозных задач, здесь необходимо высокое мастерство их исполнения.

Если не хватает данных для обоснования построения линий тока или их конфигурация меняется при нестационарном режиме, то распределение величин w по площади потока получается непосредственно эпигнозным моделированием. Причем для количественного согласования модельного и натурного потоков обычно используется функция качества, как среднеквадратичная разница натурных и модельных напоров в наблюдательных точках (Шестаков, 1995). При наличии натурных данных о расходах потока они рассматриваются как ограничения, которые должны выполняться в первую очередь, т. е. модельные и натурные значения расходов потока должны быть практически равными. При автоматизированном подборе зонных значений w можно использовать расчеты по функциям влияния (Шестаков, 1995).

Анализ данных нестационарного режима целесообразно использовать для определения параметров инфильтрации с учетом их внутрисезонной изменчивости. Упрощения в таких расчетах можно достигнуть путем моделирования псевдостационарного потока, если представляется возможность получить за расчетный период характеристику площадного распределения скорости изменения уровня свободной поверхности $v_{сп} = \partial H_{сп} / \partial t$. Тогда моделированием решается обратная стационарная задача, в которой модельные данные идентифицируются со средними значениями напоров и расходов потока за расчетный интервал времени, в результате чего получаются фиктивные значения интенсивности площадного питания $w_f = w - \mu v_{сп}$.

1.5. ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ И ПЕРЕТЕКАНИЯ

Гидрогеотермические методы оценки элементов водного потока основаны на значительном влиянии переноса воды в формировании гидрогеотермического поля. Соответственно, анализ особенностей формирования гидрогеотермического поля, вызываемых влиянием конвективного переноса в потоке подземных вод, дает принципиальную возможность определять балансовые элементы потока (скорости и расхода) по гидрогеотемпературным данным.

Количественные характеристики температурного поля зависят от теплофизических параметров: коэффициента теплопроводности λ и объемной теплоемкости породы $c_п$; характер нестационарных процессов обусловливается коэффициентом

температуропроводности $a_п = \lambda / c_п$. Для водонасыщенных песчано-глинистых пород теплофизические параметры меняются в сравнительно небольших пределах: $\lambda = 1-1.5$ ккал/м · ч · град для песчаных пород и $\lambda = 1.5-2$ ккал/м · ч · град для глинистых пород при $c_п = 400-500$ ккал · м^3 · град (характерное среднее значение $c_п = 430$ ккал · м^3 · град), соответственно $a_п = 0.06-0.1$ м^2/сут (среднее значение $a_п = 0.08$ м^2/сут).

Приведем обоснование методов решения некоторых типичных гидрогеотермических задач, используемых для определения инфильтрационного питания грунтовых вод и перетекания в разделяющих пластах.

1.5.1. Инфильтрационное питание в латеральном потоке грунтовых вод

Рассмотрим гидрогеотермическую задачу для стационарного теплового поля в стационарном латеральном потоке грунтовых вод. Составим баланс тепла в элементе линейного в плане латерального потока длиной Δl, полагая возможным в горизонтальном направлении потока учитывать только конвективный теплоперенос:

$$cq_в\theta_в - cq_н\theta_н + (cv_п\theta_п + cw\theta_к + \lambda_п\Gamma_п - \lambda_к\Gamma_к)\Delta l = 0, \quad (1.5.1)$$

где $q_в$ и $q_н$ — удельные расходы горизонтального потока в верхнем и нижнем сечениях; $\theta_в$ и $\theta_н$ — средние значения температуры в верхнем и нижнем сечениях; w — интенсивность инфильтрации; $v_п$ — скорость фильтрации в подошве пласта; $\theta_п$ и $\theta_к$, $\Gamma_п$ и $\Gamma_к$, $\lambda_п$ и $\lambda_к$ — температуры, температурные градиенты и коэффициенты теплопроводности в подошве и кровле пласта соответственно; c — удельная объемная теплоемкость воды.

Имея в виду, что уравнение водного баланса здесь

$$q_в - q_н = (v_п + w)\Delta l, \quad (1.5.2)$$

запишем уравнение (1.5.1) в виде

$$q_в(\theta_в - \theta_н)/\Delta l - (w + v_п)\theta_н + v_п\theta_п + w\theta_к + \frac{l}{c}(\lambda_п\Gamma_п - \lambda_к\Gamma_к) = 0. \quad (1.5.3)$$

При наличии температурных данных в водоносном пласте, его подошве и кровле, замеренных в скважинах по двум створам (в верхнем и нижнем сечениях), пользуясь уравнением (1.5.3), можно получить выражение для интенсивности инфильтрации

$$w = \frac{q_в(\theta_н - \theta_в)/\Delta l + v_п(\theta_п - \theta_п) + (\lambda_к\Gamma_к - \lambda_п\Gamma_п)/c}{(\theta_к - \theta_н)}, \quad (1.5.4)$$

Scanned by CamScanner

где значения температурных градиентов $\Gamma_к$ и $\Gamma_п$ (положительные при направлении теплового потока вверх) берутся средними между верхним и нижним сечениями, причем величину $\lambda_п\Gamma_п$ целесообразно скорректировать с данными о глубинном тепловом потоке (Лялько, Митник, 1978).

При расчетах величины w по выражению (1.5.4) предполагаются известными значения удельного расхода латерального потока $q_в$ в верхнем створе и скорости фильтрации в подошве пласта $v_п$. Величина $q_в$ может определяться, например, по известным значениям проводимости и градиентов напоров в потоке грунтовых вод. Скорость перетекания $v_п$ в подошве потока нередко может считаться пренебрежимо малой или находиться из анализа региональных условий перетекания во взаимодействующих потоках грунтовых и напорных вод, в том числе по гидрогеотермическим данным (см. ниже).

Для корректности расчетов по уравнению (1.5.4) необходимо наличие значимых величин разницы температур $\theta_в$ и $\theta_н$ вдоль по потоку при относительно малом влиянии вертикального теплового потока, что проявляется, например, в условиях потоков грунтовых вод межгорных впадин (Куваев, Шестаков,1989; Шестаков, 1995).

При более сложном строении потока следует переходить к решению обратных задач с использованием математического моделирования гидрогеотермического и гидрогеодинамического полей (Лялько, Митник,1978; Куваев, Шестаков, 1989).

1.5.2. Перетекание в разделяющем пласте

Скорости перетекания в разделяющих пластах могут определяться по данным распределения температуры в разделяющем пласте мощностью m, где на кондуктивный теплоперенос, возникающий за счет геотермического градиента, накладывается конвективный теплоперенос, обусловленный потоком перетекания со скоростью фильтрации $v_п$.

Предполагая тепловой и фильтрационный потоки вертикальными и стационарными, получим уравнение для распределения температуры по вертикали (Шестаков, 1995):

$$\Delta\bar{\theta} = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_m - \theta_0} = \frac{\exp(\bar{v}\cdot\bar{z}) - 1}{\exp\bar{v} - 1} \quad \text{при} \quad \bar{v} = \frac{cmv_z}{\lambda}, \quad \bar{z} = \frac{z}{m}, \qquad (1.5.5)$$

где θ_0 и θ_m — значения температуры в подошве и кровле разделяющего пласта (при $z = 0$ и $z = m$).

Уравнение (1.5.5) можно распространить на случай переменных по вертикали значений коэффициента теплопроводности λ (Шестаков, 1995), которые в реальных условиях могут быть получены, исходя из известных данных о теплофизических параметрах, слагающих разделяющий пласт литологических слоев; более конкретные значения величины λ могут быть получены по данным специальных лабораторных и полевых опробований.

Уравнение (1.5.5) может быть использовано для определения скорости фильтрации $v(z)$ по отклонению термограммы от распределения $\theta(z)$, соответствующего чисто кондуктивному теплопереносу (Чекалюк, 1965). В теплофизически однородном пласте такое отклонение проявляется выпуклостью термограммы по направлению фильтрационного потока.

Для корректности расчета скорости перетекания по такой термограмме необходимо, чтобы ее отклонение от прямой линии было выражено достаточно рельефно. Оценить такую корректность следует, проанализировав влияние возможных погрешностей, связанных, прежде всего, с теплофизической неоднородностью пород. Для предварительных оценок, считая значимым отклонение термограммы порядка 10–20%, получим значения величины $\bar{v} = 1$, откуда допустимая для такого определения скорость фильтрации при перетекании должна удовлетворять неравенству $v_z \geq \lambda/(cm)$. При ориентировочных значениях $\lambda = 10$ ккал/м · сут · град, $c = 1000$ ккал/м^3 · град и мощности пласта $m = 10$ м получим, что корректно определяемая скорость фильтрации $v_z > 10^{-3}$ м/сут, что соответствует довольно интенсивному потоку перетекания.

Следует иметь в виду, что существенные погрешности определения скорости перетекания по данным скважинных термограмм могут обусловливаться вертикальными перетоками в прискважинной зоне и в самих скважинах при нарушениях изоляции скважин и целостности скважинных труб. Исключение влияния таких погрешностей можно гарантировать только при наличии в соседних скважинах дублирующих друг друга термограмм, что существенно ограничивает возможности применения такого метода.

1.5.3. Инфильтрация в зоне аэрации и в русле водотока

Для оценки инфильтрации в зоне аэрации могут использоваться данные режимных замеров температуры на поверхности земли и по глубине зоны аэрации. Поскольку такие изменения температуры имеют периодический характер, то наиболее простой расчетный случай имеет место при синусоидальном законе изменения температуры θ_0 на поверхности земли:

$$\Delta\theta = \Delta\theta_0 \sin\frac{2\pi t}{t_0}, \qquad (1.5.6)$$

где $\Delta\theta_0$ и t_0 — амплитуда и период колебаний температуры на поверхности земли.

Scanned by CamScanner

При постоянной скорости (интенсивности) инфильтрации w и гомогенном строении среды изменение температуры $\Delta\theta_z$ на глубине z от поверхности земли представляется уравнением (Лукнер, Шестаков, 1986)

$$\Delta\theta_z = \Delta\theta_0 e^{-\alpha z} \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - \beta z\right), \qquad (1.5.7)$$

$$\alpha = \beta - \frac{w}{2a_n}, \quad \beta = \sqrt{\left(\frac{\pi}{a_n t_0}\right)^2 + \frac{1}{64}\left(\frac{w}{a_n}\right)^4} + \frac{1}{8}\left(\frac{w}{a_n}\right)^2, \qquad (1.5.7а)$$

где a_n — коэффициент температуропроводности породы. Имеется также решение аналогичной задачи, учитывающее гетерогенно-блоковый характер среды (Лукнер, Шестаков, 1986).

Сопоставление величин $\Delta\theta_z$ и $\Delta\theta_0$ дает возможность определить α и β, по которым можно найти значения параметров w и a_n. Простейший вариант такого расчета основан на использовании данных по изменению амплитуды температуры и смещению фаз ее колебаний по глубине (Шестаков и др., 1982). Определив таким образом значения параметров α и β, можно рассчитать величину w по формуле

$$w = 2a_n(\beta - \alpha). \qquad (1.5.8)$$

Практические оценки показывают (Шестаков и др., 1982), что реальное использование такого метода расчета оказывается приемлемым при довольно больших скоростях инфильтрации: по данным суточных колебаний получаются значения $w > 2 \cdot 10^{-2}$ м/сут, а по данным годовых колебаний можно получить значения $w > 10^{-3}$ м/сут.

При изучении инфильтрации из канала предлагаются методы температурного трассирования с точечным источником тепла, помещаемым в фильтрационный поток (Шестаков и др., 1982). При этом скорость фильтрации v связана со скоростью переноса тепловой волны u_t соотношением $v = u_t c_n/c$, где c_n и c — удельные (объемные) теплоемкости породы и воды; при типичном значении c_n/c получается $v = (0{,}4{-}0{,}5)u_t$.

Выводы

1. Формирование инфильтрационного питания создает сложную структуру инфильтрационного потока, определяемую главным образом особенностями ландшафта (рельефа и почвенно-растительного покрова). Влияние рельефа проявляется в образовании сосредоточенной инфильтрации под отрицательными формами рельефа (западинами), составляющей значительную часть по сравнению с рассеянной инфильтрацией, образующейся на участках с плоскими и положительными формами рельефа.

2. Для количественных оценок влияния строения зоны аэрации на инфильтрационное питание целесообразно использовать вычислительно-модельные эксперименты на основе моделирования влагопереноса.

3. Для определения инфильтрационного питания широко используются натурные наблюдения за УГВ в одиночных скважинах, в створах и на участках расположения наблюдательных скважин; при этом расчеты по одиночным скважинам наиболее эффективны для оценки площадной неоднородности инфильтрации, а данные наблюдений на створах и площадных участках скважин могут рассматриваться как опорные, используемые для учета особенностей латерального потока в пределах наблюдаемого участка потока.

4. Для определения значительных величин интенсивности инфильтрации и перетекания целесообразно использовать гидрогеотермические методы.

Scanned by CamScanner

Глава 2

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОТОКОВ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Потоки подземных вод в речных бассейнах формируются в грунтовых и межпластовых водах зоны гипергенеза, взаимодействующих путем перетекания через разделяющие пласты. Взаимодействие подземных вод с поверхностными в основном проявляется в долинах рек, причем в долинах равнинных рек существуют характерные условия разгрузки подземных вод, типичная балансовая структура которых представлена на рис. 2.1. Здесь выделяются расходы субаквальной разгрузки грунтовых и напорных вод ($Q_{гр}$ и $Q_{нап}$), разгрузки в нисходящих родниках на склонах ($Q_{гр}$) и пойменной разгрузки ($Q_{гр}$), включающие расходы восходящих родников на пойме ($Q_{р}$), пойменной площадной разгрузки, осуществляемой на поверхности земли путем эвапотранспирации и в мелиоративных дренах. При этом питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации на водораздельных и пойменных участках, а также путем перетекания из межпластовых вод (как правило, положительного в долинах и отрицательного на водораздельных участках).

При залегании УГВ ниже уровня водотока происходит питание подземных вод из водотока, причем в случае расположения

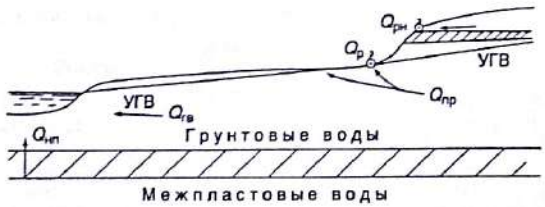

Рис. 2.1. Схема разгрузки потока подземных вод в речной долине

УГВ под экраном водотока здесь возникают условия свободной фильтрации, обусловленные разрывом сплошности потока под водотоком. Аналогичная ситуация может возникать при фильтрации из реки в межпластовые воды при интенсивном водоотборе, приводящем к понижению уровней межпластовых вод ниже подошвы разделяющего пласта.

Методы определения этих расходов потока и их связей с напорами подземных и поверхностных вод основываются на гидрогеодинамических моделях, использующих для обоснования данные натурных наблюдений за элементами подземных и поверхностных вод.

2.1. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВОДОТОКА

2.1.1. Модели фильтрационного потока в ложе водотока

Поток в ложе водотока характеризуется зависимостью расхода на контуре водотока от напоров в водотоке и в грунтовом потоке. В общем случае эта зависимость определяется фильтрационным строением ложа водотока, а также положением свободной поверхности потока вблизи водотока, причем модели потока в ложе водотока существенно различаются для крупных и малых водотоков. При этом имея в виду, что основную роль в формировании этого потока играет неоднородность строения ложа водотока и особенно экранирование его русла, целесообразно в качестве расчетной рассматривать схему двухслойного строения ложа водотока с экранирующим слоем мощностью m_0 и коэффициентом фильтрации k_0.

На контурах крупных рек и водоемов, где, как правило, имеет место подпертая фильтрация, урезы береговой линии являются контурами внешних границ 3-го рода, на которых устанавливается линейная зависимость между граничными значениями удельных расходов $q_г$ с напорами в водотоке $H_в$ и на границе $H_г$ (Шестаков, 1995):

$$q_г = T\frac{H_в - H_г}{\Delta L}, \qquad (2.1.1)$$

где ΔL — параметр сопротивления ложа водотока, зависящий от фильтрационного строения ложа водотока; T — проводимость потока вблизи водотока. В частности, при двухслойном строении ложа водотока с проводимостью T_0 и экранирующим слоем

$$\Delta L = T\sqrt{m_0/(k_0 T_0)}, \qquad (2.1.1а)$$

причем эта формула справедлива при $\Delta L < 3N$, где N — ширина водотока; при $\Delta L > 3N$ на контурах водотока задаются более сложные граничные условия (Шестаков, 1995).

Scanned by CamScanner

Под малым водотоком (рис. 2.2) могут создаваться условия подпертой и свободной фильтрации. При подпертой фильтрации, имеющей место при направлении фильтрационного потока в водоток, а также при фильтрации из водотока без разрыва сплошности потока под экранирующим слоем, для характерного случая водотока малой ширины (при $N > 2m_0$) можно считать

$$q_в = \frac{H_в - H}{\Phi_в}, \quad \Phi_в = \frac{m_0}{k_0 N}. \tag{2.1.2}$$

Строго говоря, величина удельного фильтрационного сопротивления ложа водотока $\Phi_в$ зависит от положения свободной поверхности потока, увеличиваясь при понижении уровня. Однако в случае двухслойного строения ложа водотока с такой зависимостью следует считаться только при понижении уровня воды под водотоком ниже подошвы экранирующего слоя. В этом случае в ложе водоема создаются условия свободной фильтрации с разрывом сплошности потока под экранирующим слоем. При этом удельный расход $q_в$ потока из водотока связан с глубиной воды в водотоке $h_в$ следующим выражением:

$$q_в = k_0 N \frac{h_в + m_0}{m_0}. \tag{2.1.3}$$

Таким образом, принимается, что переход от подпертой к свободной фильтрации и обратно происходит для экранированного малого водотока при переходе уровня $H_г$ под водотоком через уровень подошвы экрана (уровень отрыва потока $H_{отр}$ на рис. 2.2).

Условия взаимодействия грунтовых вод с водотоками существенно осложняются при необходимости учета **пойменной разгрузки** грунтовых вод в речных долинах, осуществляемой в родниках и мелиоративных дренах, а также на участках эксфильтрации с разгрузкой на поверхности земли путем эвапотранспирации (рис. 2.3). В этом случае область пойменной разгрузки должна выделяться в особый фрагмент потока с реализацией в нем местных фильтрационных сопротивлений родниковой и дренажной разгрузок, а также пойменной эвапотранспирации, зависящей от глубины залегания УГВ.

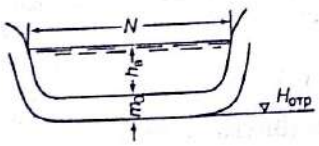

Рис. 2.2. Поперечное сечение малого экранированного водотока (реки)

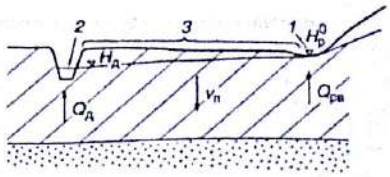

Рис. 2.3. Фрагмент потока пойменной разгрузки
1 — родник; *2* — мелиоративная дрена; *3* — участок площадного водообмена

На участках восходящих родников задаются граничные условия 3-го рода, параметры которых обусловливаются фильтрационными сопротивлениями зон разгрузки. При этом расход восходящих родников $Q_{рв}$ связан с напором H в потоке под родником местным граничным условием 3-го рода:

$$Q_{рв} = (H - H_р^0) / \Phi_{рв}, \tag{2.1.4}$$

где $H_р^0$ — уровень воды (напор) в роднике; $\Phi_{рв}$ — фильтрационное сопротивление зоны разгрузки восходящего родника. Если в расчетной ситуации напор H понижается ниже уровня воды в роднике ($H \le H_р^0$), то для родника задается $Q_р = 0$.

При наличии на участке пойменной разгрузки мелиоративных дрен они реализуются на модели, так же как и родники, заданием местного граничного условия 3-го рода (2.1.4) с заменой в нем расхода родника $Q_{рв}$ на расход воды в дрене $Q_д$, напора $H_р^0$ на напор в дрене $H_д$, а величины $\Phi_{рв}$ на сопротивление несовершенной дрены $\Phi_{нд}$ (Шестаков, 1995).

На участке площадного водообмена водоносный пласт обычно покрывается слабопроницаемыми отложениями, в которых размещается свободная поверхность потока (УГВ). Соответственно, скорость нисходящего перетекания

$$v_п = \chi_п (H_{сп} - H), \tag{2.1.5}$$

где $H_{сп}$ и H — напоры потока грунтовых вод на свободной поверхности и в водоносном пласте; $\chi_п$ — коэффициент перетока покровного пласта.

Вместе с тем величина $v_п$ равна интенсивности инфильтрации w, зависящей от глубины залегания свободной поверхности $z_п$. Зная эту зависимость и исходя из условия $v_п = w(z_п)$, можно исключить из этого соотношения величину $H_{сп}$ и получить зависимость $v_п(H)$.

Scanned by CamScanner

2.1.2. Гидравлические модели водотока

В тех случаях, когда за счет взаимодействия с фильтрационным потоком происходят значительные изменения уровней воды в водотоке, необходимо учитывать связь этих изменений с расходами водотока, используя гидравлические модели потока в водотоке.

В открытых водотоках, как правило, существует турбулентный режим течения, при котором зависимость потерь напора от скорости течения является квадратичной и описывается уравнением Шези, связывающим расход потока Q с уклоном поверхности воды I соотношением

$$Q = K\sqrt{I}, \quad K = C\omega\sqrt{R}, \tag{2.1.6}$$

где K — модуль расхода; C — коэффициент Шези с размерностью $м^{1/2}/с$, зависящий от шероховатости и морфологии русла; R — гидравлический радиус потока, равный отношению площади поперечного (живого) сечения потока ω к смоченному периметру Π по контакту потока с руслом (для прямоугольного русла шириной N и глубиной h при $\omega = Nh$ и $\Pi = N + 2h$ имеем $R = h(1 + 2h/N)^{-1}$, причем для широких русел $R \approx h$).

Характерный диапазон значений коэффициента Шези для естественных русел $C = 5–40$ $м^{1/2}/с$. Для практических расчетов величины C предложен ряд эмпирических зависимостей, включающих характеристики шероховатости русла. В частности, Н.Н. Павловским (1937) предложена формула

$$C = \frac{1}{n}R^y, \quad y = 2{,}5\sqrt{n} - 0{,}13 - 0{,}75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0{,}1), \tag{2.1.7}$$

где n — коэффициент шероховатости, для оценки которого даются следующие значения применительно к различным типам водотоков (Карагушев, 1969):

Характеристика водотока	n
Чистые прямые русла	0.025
Извилистые русла, русла с камнями	0.04
Засоренные, частично заросшие русла	0.05
Заросшие русла, порожистые участки	0.07–0.08
Реки болотного типа, поймы	0.1–0.15

Зависимость коэффициента Шези от характерных выступов шероховатости русла d предложена В.Н. Гончаровым (1962):

$$C = 17{,}7\ \lg\frac{6{,}15R}{d}, \tag{2.1.7а}$$

причем величина d связана с коэффициентом шероховатости соотношением $n = 0{,}044 \cdot d^{1/6}$ (d в мм); для чистых русел правильной формы величина d равна среднему диаметру зерен верхнего слоя донных наносов.

Математическое описание нестационарного режима течения водотока в общем виде дается дифференциальным уравнением Сен-Венана, получаемым из уравнения баланса водотока с использованием уравнения Шези как закона течения (Антонцев и др., 1986). Однако практическое проведение сопряженных гидролого-гидрогеодинамических расчетов с использованием уравнений Сен-Венана и нестационарной фильтрации затрудняется из-за высокой чувствительности решения уравнения Сен-Венана к исходным параметрам и, что особенно существенно, в связи с различными скоростями процессов фильтрации и течения в руслах водотоков, что обусловливает необходимость использования при моделировании очень малого временного шага (порядка минут и часов), а это неприемлемо для расчетов гидрогеодинамических процессов, длительность которых обычно годы и десятки лет (Антонцев и др., 1986).

При практической реализации совместного моделирования гидрогеодинамических и гидрологических процессов применительно к условиям воздействия водозаборов подземных вод на расход воды в водотоке можно исходить из того, что в таких условиях характерны малые изменения уклона водного потока и площади поперечного сечения русла. Тогда в качестве гидрологической модели водотока может использоваться эмпирическая зависимость расхода реки $Q_в$ от ее средней глубины $h_в$, называемая *кривой расхода*.

Существует ряд приемов построения кривой расхода применительно к различным формам русла при наличии исходной гидрометрической информации. В первом приближении кривая расхода может быть получена из уравнения Шези при заданных значениях уклона реки, размерах русла и параметрах его шероховатости. В частности, исходя из формулы Шези для обычных русел, оказывается справедливой прямолинейная аппроксимация зависимости $Q_в$ от $\omega\sqrt{h_в}$, исходная информация для которой берется по данным натурных гидрометрических замеров (Быков, Васильев, 1977; Лучшева, 1989). Полученные таким образом значения $h_в = f(Q)$ аппроксимируются уравнениями регрессии 1 или 2 порядка и нормируются относительно характерных по водности реки величин (минимальных или среднегодовых), что позволяет получить обобщенные параметры кривой расхода для участков со сходными гидрологическими условиями.

Следует иметь в виду, что кривая расхода, вообще говоря, имеет гистерезисный характер, объясняемый деформациями

Scanned by CamScanner

русла и переменным подпором в разных протоках. Особенно сильно проявляются осложнения в задании формы кривой расхода при выходе паводочного потока на пойму, причем русло-пойменное регулирование приводит к тому, что расходы воды в период подъема уровня уменьшаются, а в период спада — увеличиваются. Могут также возникать трудности с определением кривой расхода в области малых значений $Q_в$, возникающих, например, в процессе сокращения речного стока при водоотборе (Барышников, Попов, 1988; Быков, Васильев, 1977).

При моделировании взаимодействующих потоков подземных и поверхностных вод в случае значительных фильтрационных потерь из водотока, соизмеримых с расходами воды в водотоке, необходимо учитывать происходящие при этом изменения расходов и уровней воды в водотоке, приводящие также к изменению фильтрационных потерь. Ввиду того что такие изменения происходят только при подпертой фильтрации в ложе водотока, при решении геофильтрационной задачи определяются изменения удельного расхода потока из водотока по выражению (2.1.2) в соответствии с изменениями напора в блоке H. Получаемые таким образом величины изменения расхода фильтрационных потерь из водотока вычитаются из исходных расходов водотока, а по кривой расхода находятся соответствующие величины изменения глубины воды в водотоке $h_в$. Следует иметь в виду, что при изменении глубины $h_в$ могут произойти также изменения фильтрационного сопротивления ложа водотока, для учета которых необходимо устанавливать зависимость величин параметров экранирующего слоя k_0 и m_0 от $h_в$.

При моделировании нестационарного процесса таких потоков можно рекомендовать задание уровней воды в водотоке по явной схеме, разбивая расчетное время на ряд интервалов Δt и рассчитывая изменения расходов фильтрационного потока по контуру водотока на конец каждого интервала Δt. По данным этих расчетов определяются далее величины изменения расходов водотока $Q_в$ по его длине, а по кривым расхода $Q_в(h_в)$ устанавливаются соответствующие изменения глубин потока, которые принимаются в качестве исходных для геофильтрационных расчетов на следующем интервале времени Δt. Особого контроля при таких расчетах требует проверка полного исчезновения речного стока на отдельных участках реки, поэтому расчеты ущерба речному стоку должны дополняться балансовым критерием, согласно которому расход фильтрации из реки не может превышать остаточную величину расхода водотока.

Алгоритм вычислительной программы моделирования потоков грунтовых вод и малой реки приведен в Приложении 2.

2.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПОДЗЕМНОГО ПОТОКА В ВОДОТОКАХ

Непосредственное определение элементов подземного потока в области его разгрузки наиболее эффективно по данным замеров потока в реках (водотоках) с учетом условий формирования зоны гидрологического типа режима, характер которого обусловливается соотношениями уровней подземных и поверхностных вод, строением ложа водотока и водоносных отложений. Для этой цели применяются различные методы, использующие данные натурных наблюдений: замеров расхода потока в водотоках, скоростей фильтрации по дну водотоков и водоемов, режима уровней подземных вод вблизи водотоков и водоемов и ряда других характеристик потока.

2.2.1. Определение подземного стока по гидрографу реки

Водный режим рек характеризуется проявлением фаз повышенной водности, в которых выделяются половодья и паводки, причем половодье — фаза наибольшей водности и продолжительности, ежегодно повторяющаяся в один и тот же сезон, а паводок может многократно повторяться в различные сезоны, как кратковременное увеличение расходов речного стока.

На территории России наиболее распространены реки с весенним половодьем, летне-осенними паводками и низкой меженью. По некоторым особенностям характера половодья и паводков выделяются восточно-европейский, западно-сибирский и восточно-сибирский типы режимов. В этом ряду по мере движения с запада на восток половодье сдвигается на более позднее время. Кроме того, на Дальнем Востоке формируется режим рек с летним половодьем, а на Северном Кавказе и Причерноморье паводки наблюдаются в течение года (Михайлов, Добровольский, 1991).

Временной график изменчивости расхода гидравлических и гидрологических систем, в частности рек, называется *гидрографом*. С помощью гидрографа изучают колебания стока рек, происходящие в течение различных периодов — от часов (гидрограф ливневого паводка) до года (гидрограф годового стока реки). Гидрограф, как правило, имеет асимметричную форму и включает ветвь подъема, пик и ветвь спада.

В гидрографе речного стока, замеряемом в гидрометрическом створе, интегрально проявляются составляющие притока воды к реке, включающие субаквальную разгрузку подземных вод (грунтовых вод $Q_{гв}$ и напорного питания $Q_{нп}$), а также

Scanned by CamScanner

родниковый сток ($Q_р$ и $Q_{гр}$), в пределах водосбора до наблюдательного замыкающего створа. Это обстоятельство дает принципиальную возможность определять составляющие речного стока, исходя из различного их проявления в замеряемом гидрографе. Рассмотрим варианты решения такого рода задач при различных типах гидрографа реки.

Расчленение гидрографа реки в половодье

В условиях, когда нестационарный режим расхода реки обусловливается весенне-летним половодьем, предполагается, что в меженные периоды речной сток практически полностью формируется за счет притока подземных вод. Остается вопрос: как вычленить приток подземных вод в гидрографе половодья?

На качественном уровне решение этой задачи наиболее обстоятельно обосновано Б.И. Куделиным (1960), предложившим геолого-гидрологический метод расчленения гидрографа, исходящий из представлений о различном характере изменений притока подземных вод к реке на различных уровнях: в потоках грунтовых и напорных вод, а также с родниковым стоком (рис. 2.4). При этом предполагается, что за период половодья, когда подземный сток грунтовых вод, гидравлически связанных с рекой, изменяется сложным образом за счет проявлений нестационарного режима в берегах рек («береговое регулирование»), его можно считать равным нулю. Родниковый же сток обычно увеличивается в период половодья в связи с увеличением в это время площадного питания грунтовых вод, причем его изменения предлагается задавать пропорционально изменениям расхода родника, принимаемого в качестве опорного. Изменения напорного питания за счет нестационарного режима проявляются в значительно меньшей мере, чем в потоке грунтовых вод, и в целом за период паводка напорное питание может считаться постоянным.

В гидрологической литературе существуют и другие предложения по проведению линий, устанавливающих изменения притока подземных вод (подземного стока), исходя из определенных представлений о количественных оценках берегового регулирования потока в берегах реки (Де Уист, 1969; Chow et al., 1988; Зекцер, Джамалов, 1989). На рис. 2.5 проиллюстрированы такие способы. По способу «прямой линии» график подземного стока представляется прямой линией, проводимой до такой точки кривой спада, после которой зависимость $\lg Q$ от t становится прямолинейной. По способу «фиксированной базы» график подземного стока до пика паводка проводится продолжением линии предыдущего спада, а затем проводится

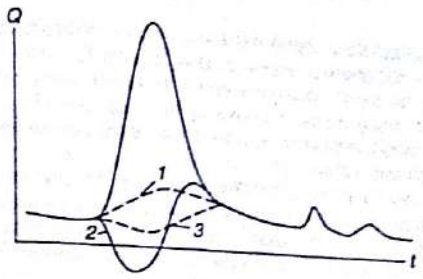

Рис. 2.4. Генетические представления о расчленении гидрографа реки с весенне-летним половодьем
1 — родниковый сток; *2* — сток грунтовых вод; *3* — сток напорных вод

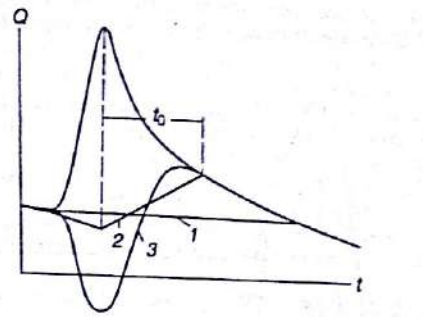

Рис. 2.5. Расчетные способы вычленения подземного стока из гидрографа реки в период паводка
1 — прямой линии; *2* — фиксированной базы (Chow et al., 1988); *3* — с использованием моделирования процессов берегового регулирования

как прямая линия до точки кривой спада, отстоящей на время прохождения паводковой волны t_0, причем для оценки величины t_0 рекомендуется эмпирическая формула

$$t_0 = A^{0.2}, \qquad (2.2.1)$$

где A — площадь водосбора выше расчетного створа, измеряется в квадратных милях; t_0 — в сутках.

Гидрогеодинамический анализ процессов *берегового регулирования* потока грунтовых вод, основанный на использовании аналитических решений задач нестационарной фильтрации при задании колебаний уровней воды по контуру водотока, проводился С.Ф. Аверьяновым (1959) и Н.Н. Веригиным (1963). В этих исследованиях принималось, что подземный сток на

Scanned by CamScanner

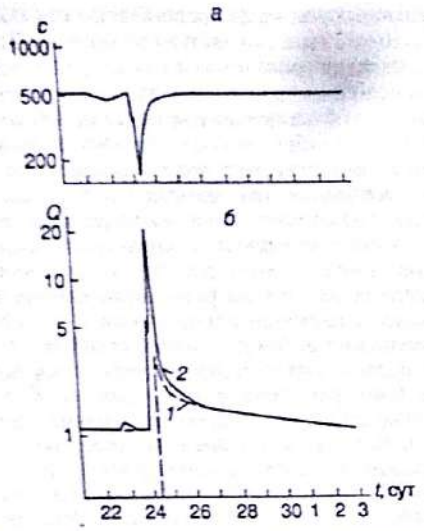

Рис. 2.7. Вычленение подземного стока (*1*) из поверхностного стока (*2*) по изменению электропроводности воды (Kunkle, 1965)
а — график электропроводности (micrombos); *б* — график расходов воды

В суровых климатических условиях значительная часть подземного стока формируется в наледях подземных и поверхностных вод, а также в сезонных льдах, характер образования которых связан с условиями разгрузки грунтовых вод и строением речной долины (Гидрогеология, 1984). Для определения наледного стока разработаны специальные методические приемы (Ландшафтно-гидрологический..., 1991; Соколов, Марков, 1993). В частности, объем наледей предлагается определять по эмпирической формуле

$$V_н = 0.67F^{0.094}, \qquad (2.2.3)$$

где $V_н$ — объем наледей, тыс. м^3; F — площадь наледи, тыс. м^2, определяемая по данным аэрофотосъемки.

Для определения среднемноголетнего значения подземного стока по данным расчленения гидрографа реки рекомендуется — при наличии многолетнего ряда наблюдений — использовать в качестве расчетного среднее по данным за 4 года: два средних по водности (при характерном внутригодовом распределении стока) — маловодный и многоводный, соответствующие годам 75–80 и 20–25% обеспеченности (Зекцер, Джамалов, 1989).

Определение подземного стока по данным спада уровней после паводка

При наличии многократно повторяемых паводков, характерных для рек с подземным дождевым или ледниковым питанием, расчленение нестационарного гидрографа реки становится неопределенным. В этом случае представляет интерес возможность определения подземного притока в реку по данным спада уровней после паводка. При решении такой задачи предполагается (Rutledge, Daniel, 1994), что в период спада выделяется участок, на котором речной сток обусловливается только подземным притоком. Обработка данных гидрографа по этому участку показывает, что в конце спада уровней он выходит на экспоненциальную зависимость вида

$$Q = Q_0 \exp[-(t - t_0)/K], \qquad K = \frac{L}{a} = \frac{\mu L^2}{T} 0{,}405 \qquad (2.2.4)$$

где Q_0 — расход в момент времени t_0; K — экспериментальный параметр, называемый индексом спада и имеющий размерность времени.

Величина K зависит от геофильтрационных параметров потока грунтовых вод. В частности, для речных бассейнов Польши по экспериментальным данным получена связь индекса спада с коэффициентом фильтрации k вида $K = 2000k^{-1}$ при размерностях k в м/сут и K в сутках (Iokiel, 1994).

Проверить справедливость (2.2.4) можно построением графика зависимости $\lg Q$ от t, где замеренные данные должны ложиться на прямую линию, по которой определяются величины Q_0 и K. Величину t_0 рекомендуется задавать соответствующей времени добегания речной воды в водосборе, для оценки которого применяется эмпирическая формула (2.2.1.)

Затем рассматривается динамика потока подземных вод, при геофильтрационной схематизации которого предполагается, что поток является междуречным, одномерным и плановым с расчетным расстоянием от реки до водораздела L, постоянными значениями проводимости T и гравитационной емкости μ, без учета сопротивления ложа водотока. Анализ нестационарного режима в таком потоке показывает, с одной стороны, что зависимость вида (2.2.4) получается при времени спада, превышающем значение $t_{кр}$, определяемое выражением $t_{кр} = 0{,}2\,\mu L^2/T$. С другой стороны, величина $\mu L^2/T$ связана с индексом спада соотношением $\mu L^2/T = 1{,}07K$, откуда следует, что $t_{кр} = 0{,}214K$. Для расчетов общего объема подземного питания реки за период данного паводка V_i рекомендуется формула (Rutledge, Daniel, 1994)

$$V_i = 0.87(Q_i - Q_{i-1})K, \qquad (2.2.5)$$

Scanned by CamScanner

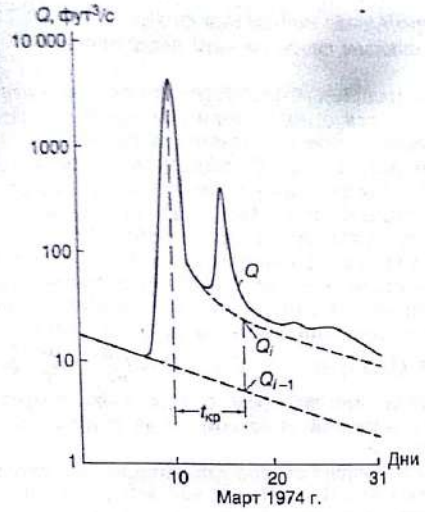

Рис. 2.8. Пример расчета стока подземных вод по кривой спада паводка (Rutledge, Daniel, 1994)
$K = 32$ сут; $t_{кр} = 0.214\,K = 6.86$ сут; $Q_{i-1} = 5$ фут³/с; $Q_i = 23$ фут³/с; $V_i = 4.32 \cdot 10^7$ фут³ = $= 1.17 \cdot 10^6$ м³

где Q_i и Q_{i-1} — расходы, получаемые на гидрографе речного стока в момент $t_{кр}$ для расчетного паводка и продолжением линии спада предыдущего паводка, а индекс стока K находится по уклону графика зависимости $\lg Q$ от t.

Такой расчет ведется в следующей последовательности: строится график $\lg Q$ от t и на нем по хорошо выраженному уклону участка прямолинейной зависимости определяется индекс спада $K = 0.43\Delta t/\Delta \lg Q$, по которому находится критическое время $t_{кр}$, а затем на продолжениях графиков спада находятся величины расходов Q_i и Q_{i-1} и по формуле (2.2.5) определяется объем подземного стока за расчетный поводок. Иллюстрация этого расчета приведена на рис. 2.8.

Гидрометрические замеры на участках водотока

Локальные значения расходов притока—оттока на отдельных участках водотока находятся по данным гидрометрических замеров расходов водотока между двумя гидрометрическими створами. Для корректного получения таких данных

необходимо, чтобы разница расходов в гидрометрических створах существенно (не менее чем в 3 раза) превышала возможные погрешности замеров расходов. Для равнинных рек можно исходить из следующих данных о реальных относительных погрешностях изменения расходов δQ в зависимости от величины измеряемых расходов Q (Методические рекомендации..., 1991):

Q, м³/с	< 0.05	0.05–0.1	0.1–0.2	0.2–0.3	0.3–0.5	0.5 –0.7	> 0.7
δQ, %	10	8.7	7.7	6.6	5.6	4.7	4.0

В магистральных каналах при тщательном проведении пьезометрических замеров погрешность определения расхода может быть сокращена до 3–5%, так что в этом случае оценить фильтрационные потери по гидрометрическим замерам можно, если они составляют не менее 10–15% расхода воды в канале.

Следует учитывать мезонеоднородность изменения расхода водообмена (разгрузки или питания) между поверхностными и подземными водами, обусловленную изменчивостью фильтрационного сопротивления русла (ложа) водотока и особенно продольного рельефа водотока. Наиболее существенно проявляется роль рельефа в характере водообмена поверхностных и подземных вод в руслах малых водотоков с большим продольным уклоном, причем наибольшие локальные изменения условий водообмена проявляются, например, на порожистых участках водотока (рис. 2.9). Сложный характер потока под руслом реки возникает также на участках ее меандрирования в долинах с большим продольным уклоном.

На мелиорируемых территориях весьма эффективны прямые замеры расхода потока в горизонтальных дренах, причем при таких замерах надо обращать особое внимание на зависимость расхода дренируемого потока от рельефа заложения дрены (Кац, Шестаков, 1992).

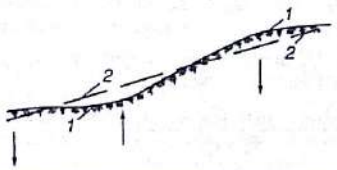

Рис. 2.9. Изменение условий взаимодействия грунтовых вод с водотоком при изменении рельефа реки
1 — рельеф реки; *2* — уровни грунтового потока (стрелками показаны направления перетекания между водотоком и потоком грунтовых вод)

Scanned by CamScanner

2.2.2. Оценка части напорного питания в подземном стоке реки

При существенных проявлениях напорного питания в подземном стоке предлагается считать, что в непересыхающих реках расход напорного питания реки $Q_н$ можно считать устойчивым во времени. Тогда определение части напорного питания рекомендуется проводить расчленением гидрографа реки, используя для определения изменения расхода реки Q в период истощения речного стока зависимость вида

$$Q = (Q_0 - Q_н)e^{-\alpha t} + Q_н, \qquad (2.2.6)$$

где Q_0 — расход реки в начальный момент времени ($t = 0$); α — параметр истощения стока (Барисас и др., 1987). Для повышения достоверности таких расчетов рекомендуется, с одной стороны, проводить гидрометрическую съемку на ряде створов речной водосборной сети, а с другой — получать характеристики подземного стока на региональных гидрогеодинамических моделях.

Для выделения части напорного питания в расходе подземного стока, определяемого по меженному стоку, предлагается использовать гидрохимический способ, основанный на уравнении смешения поступающих в речной поток компонентов-индикаторов, в качестве которых обычно рекомендуются хлор-ион, сульфат-ион и общая минерализация, имея в виду, что компонент-индикатор должен быть консервативным, т. е. не вступать в реакции, изменяющие его концентрацию в воде (Коротков, Павлов, 1972; Огильви, 1990).

Рассмотрим балансы воды и компонента-индикатора на участке речного потока при отсутствии поверхностного стока и следующих значениях расхода воды и концентрации компонента: в верхнем створе реки — $Q_р^0$ и $c_р^0$, в нижнем створе реки — $Q_р$ и $c_р$, для потока разгрузки грунтовых вод — $Q_{гр}$ и $c_{гр}$, для потока разгрузки напорных вод — $Q_н$ и $c_н$. Из баланса воды имеем $Q_р = Q_р^0 + Q_{гр} + Q_н$, а из баланса компонента имеем $Q_р c_р = Q_р^0 c_р^0 + Q_{гр} c_{гр} + Q_н c_н$. Исключая из этой системы уравнений величину $Q_р^0$ и разрешая полученное уравнение относительно $Q_н$, получаем выражение

$$Q_н = \frac{Q_р(c_р - c_р^0) - Q_{гр}(c_{гр} - c_р^0)}{c_н - c_р^0}, \qquad (2.2.7)$$

по которому и может быть рассчитан расход напорного питания.

Для корректности такого расчета необходимо, чтобы различие между концентрациями $c_н$, $c_{гр}$, а также между $c_р$ и $c_р^0$,

было достаточно контрастным. Более определенно эти условия достигаются, если расчетный участок охватывает водосборный бассейн с замерами в замыкающем створе (Коротков, Павлов, 1972). В этом случае в балансовых уравнениях следует принять $Q_р^0 = 0$, отсюда, исключая расход грунтовых вод, получим для расхода напорного питания выражение

$$Q_н = \frac{c_{гр} - c_р}{c_н - c_{гр}} Q_р. \qquad (2.2.8)$$

Достоверность таких расчетов повышается при наличии данных замеров при различных расходах речного потока на исследуемом участке.

В качестве естественных индикаторов разгрузки подземных вод в реки рекомендуется использовать изотопы радона, причем отмечается, что применение такого метода в комплексе с гидрометрическими работами существенно повышает информативность водно-балансовых исследований (Водообмен..., 1988).

2.2.3. Определение элементов потока на акваториях

Существуют различные варианты изучения потока по дну акваторий (водотоков и водоемов), направленные главным образом на оценку аномальных проявлений инфильтрации или эксфильтрации по площади акватории.

Фильтрометрия

К наиболее простым способам прямого определения скоростей фильтрации на дне акватории относятся опыты с фильтрометрами, которые состоят из вдавливаемого в дно цилиндра и измерительного устройства, фиксирующего расход инфильтрации или эксфильтрации через дно цилиндра (Кац, Шестаков, 1992; Taniguchi, Fucuo, 1993). Достаточно универсальный и удобный вариант технического решения фильтрометра представляет собой эластичную камеру (рис. 2.10), которая перед установкой фильтрометра наполняется водой, взвешивается и подсоединяется к патрубку цилиндра. Затем цилиндр вдавливается в дно, заполняется водой, после чего открывается кран между цилиндром и камерой, идет опытный процесс фильтрации, по окончании которого кран камеры закрывается, а камера с водой повторно взвешивается. По изменению ее веса определяется размер и направление потока фильтрующей воды.

Scanned by CamScanner

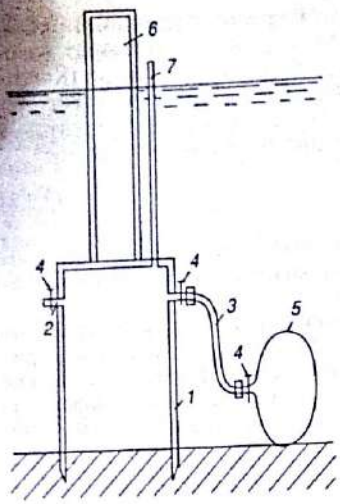

Рис. 2.10. Схема фильтрометра с эластичной камерой
1 — цилиндр; *2* — патрубки; *3* — шланг; *4* — краны; *5* — эластичная камера; *6* — штанга; *7* — выводная трубка

Существуют также предложения по сочетанию фильтрометров с пьезометрами (Woessner, Sullivan, 1984; Месхетели, Бергельсон, 1989), позволяющие определить градиенты напора на дне водоема, а затем определить коэффициент фильтрации донных отложений.

Применение фильтрометров дает уникальную возможность получить представление о неоднородности фильтрационного потока в акваториях. Например, данные фильтромерных опытов, проведенных по 26 створам в акватории Больших озер (США), показали, что только в 7 случаях разгрузка потока закономерно уменьшается от берега, а на 17 створах обнаружены проявления аномально большой интенсивности разгрузки потока на удалении от берега (Cherkauer, Nader, 1989). Такая ситуация объясняется неоднородностью покровных гляциальных отложений, экранирующих дно озера, от находящегося под ним водоносного горизонта в доломитах.

Замеры на опытном участке канала показали, что значения фильтрационных сопротивлений русла канала, полученные в фильтрометрах, отличаются друг от друга в 2–3 раза и оказываются примерно на порядок выше значений, полученных по данным фильтрационных потерь, замеренных гидрометрическим путем (Kaleris, 1986).

Геофизические методы

Сосредоточенные участки разгрузки и поглощения воды по дну акватории могут быть выявлены на основе использования комплекса геофизических методов. В водоемах и водотоках пресных вод наиболее эффективно определение аномалий естественного электрического поля (метод ЕП) на дне акватории, имея в виду, что положительные аномалии потенциалов электрического поля характеризуют участки сосредоточенной разгрузки подземных вод, а отрицательные аномалии — участки поглощения воды (Огильви, 1990). Использование такого метода оказалось эффективным при геофизических съемках в русле Москвы-реки, хотя при этом отмечен значительный фон техногенных воздействий, особенно связанных с влиянием подводных коммуникаций (Карус и др., 1993).

Зоны сосредоточенной разгрузки подземных вод можно установить по данным термометрических замеров в водном потоке реки, если они выявляют температурные аномалии, связанные с разгрузкой подземных вод, имеющих обычно пониженную температуру по сравнению с рекой (Водообмен..., 1988).

По аномалиям электропроводимости и температуры природных вод изучаются участки сосредоточенной фильтрации в зонах разгрузки пресных вод на морских акваториях и на крупных озерах (Зекцер, Джамалов, 1989). При изучении разгрузки подземных вод на озере Иссык-Куль эти методы сочетались с использованием фильтрометрии для калибрации данных геофизических опробований (Месхетели, Бергельсон, 1989).

Локальные величины скорости инфильтрации из водотока (канала) могут определяться по данным опытного термозондирования, осуществляемого замерами режима температуры в отдельных точках по глубине под дном водотока (см. разд. 1.5).

2.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ЛОЖА ВОДОТОКА

Для определения геофильтрационных параметров ложа водотока используются материалы режимных наблюдений за уровнями грунтовых вод в зоне гидрологического режима. Рассмотрим методические приемы решения таких задач в сравнительно простых условиях формирования фильтрационного потока вблизи водотока без учета его площадной разгрузки в пойме применительно к условиям крупных и малых рек.

Для потока у крупной реки, предполагая подпертую фильтрацию в ложе при отсутствии реального взаимодействия

Scanned by CamScanner

между фильтрационными потоками на противоположных берегах реки, рассмотрим наиболее простую и типичную ситуацию однородного строения потока сравнительно небольшой мощности (порядка десятков метров), когда уже недалеко от реки поток может считаться плановым, а на контуре реки задается граничное условие 3-го рода (2.1.1) с расчетным параметром сопротивления ложа водотока ΔL.

Для определения этого параметра в общем виде необходимо иметь данные наблюдений за УГВ в наблюдательных скважинах, расположенных за пределами зоны резкой деформации потока под водотоком по схеме, устанавливаемой в соответствии с реальной структурой потока в плане. Для интерпретации этих данных удобно использовать конечно-разностные уравнения (КРУ), являющиеся наиболее гибким расчетным инструментом, позволяющим учитывать изменчивость величины ΔL во времени. Если поток в береговой зоне можно априорно считать одномерным и направленным по нормали к береговому контуру, то для вывода КРУ одномерного в плане потока выделяется блок размером Δx с одной границей по-

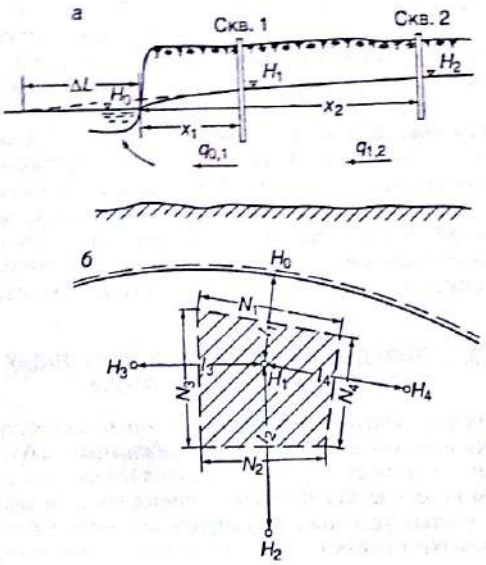

Рис. 2.11. Расположение наблюдательных скважин вблизи реки
а — профиль линейного в плане створа скважин; *б* — плановый участок расположения скважин по схеме «полукреста» (заштрихована площадь расчетного блока)

средине между контуром реки и скв. 1, а с другой — посредине между скв. 1 и 2 (рис. 2.11, *а*). Баланс воды в этом блоке за время Δt

$$(q_{0,1} - q_{1,2})\Delta t + w\Delta t\Delta x = \mu\,\Delta H_1 \Delta x, \qquad (2.3.1)$$

где $q_{0,1}$ и $q_{1,2}$ — удельные расходы потоков от реки к расчетному блоку и из расчетного блока к сечению скв. 2; w — интенсивность инфильтрации; μ — гравитационная емкость; ΔH_1 — изменения напора в скв. 1 за время Δt; $\Delta x = 0.5\,(x_1 + x_2)$ — размер расчетного блока.

Для расходов $q_{0,1}$ и $q_{1,2}$ запишем выражения

$$q_{0,1} = T_1 \frac{H_0 - H_1}{x_1 + \Delta L},\quad q_{1,2} = T_2 I_{1,2} \text{ при } I_{1,2} = \frac{H_1 - H_2}{x_2 - x_1}, \qquad (2.3.1а)$$

где T_1 и T_2 — проводимости потока между сечениями 0–1 и 1–2. Подставляя выражения (2.3.1а) в уравнение (2.3.1) и разрешая полученное уравнение относительно ΔL, получаем формулу

$$\Delta L = (H_0 - H_1)\left[\frac{T_2}{T_1} I_{1,2} + \left(\frac{1}{a}\frac{\Delta H_1}{\Delta t} + \frac{w}{T_1}\right)\Delta x\right]^{-1} - x_1, \qquad (2.3.2)$$

где $a = T_1/\mu$ — уровнепроводность потока. Как показывает анализ, погрешность такого расчета минимальная, если расстояние x_1 задавать величиной порядка сотни метров, а расстояние x_2 — равным $2x_1$.

Расчеты величины ΔL по формуле (2.3.2) в принципе неоднозначны, поскольку в эту формулу входят «паразитные» параметры (T_2/T_1, a, w/T_1). Для выявления значимости проявления такой неоднозначности следует проводить вычислительный анализ, используя материалы «субъективной» информации о величинах этих параметров. Наиболее неприятная ситуация возникает при оценке соотношения проводимостей T_1/T_2, которая для песчаных пород в принципе может осуществляться по данным ВЭЗ (Огильви, 1990), однако обычно такое решение оказывается нереальным, в связи с чем в практических расчетах приходится считать поток однородным, задавая $T_1 = T_2 = T$. Влияние инфильтрации оценивается по отношению величин $w\Delta x / T$ и $I_{1,2}$ и нередко в таком расчете оказывается несущественным. Влияние нестационарного режима оценивается по отношению величин $(\Delta H / \Delta t)\Delta x\, a^{-1}$ и $I_{1,2}$ при уровнепроводности a, определяемой по данным режимных наблюдений (Шестаков, 1995).

Наиболее удобными являются широко используемые расчеты при стационарном режиме, однородном потоке и пренебрежимо малой инфильтрации, тогда формула (2.3.2) принимает вид

$$\Delta L = (H_0 - H_1)\, I_{1,2}^{-1} - x_1. \qquad (2.3.3)$$

Scanned by CamScanner

При существенных проявлениях нестационарного режима и $w = 0$ расчеты ΔL целесообразно проводить обобщением данных по расчетному периоду наблюдений, имея в виду, что согласно (2.3.3) должна иметь место линейная связь между величинами $\varphi = (H_0 - H_1)/I_{1,2}$ и $\varphi_t = a^{-1}\cdot\Delta x\Delta H_1 / I_{1,2}$, являющаяся диагностическим признаком справедливости принятой расчетной схемы. Снимая с прямой на графике, построенном в координатах φ, φ_t, любую точку, проводим расчеты по формуле

$$\Delta L = \varphi(1+\varphi_t)^{-1} - x_1. \qquad (2.3.3а)$$

При извилистом контуре реки, когда нельзя априорно предполагать одномерный характер потока вблизи реки, для определения величины ΔL следует использовать участок с плановым расположением наблюдательных скважин по схеме «полукреста», составляя КРУ для блока, образуемого между контуром реки и наблюдательными скважинами (рис. 2. 11, *б*):

$$T_1N_1\frac{H_0 - H_1}{L_1 + \Delta L} + T_2N_2I_2 + T_3N_3I_3 + T_4N_4I_4 + wF = \mu\frac{\Delta H_1}{\Delta t}F, \qquad (2.3.4)$$

где T_1, T_2, T_3, T_4 — проводимости потока в сечениях между рекой, соседними скважинами и расчетным блоком; F — площадь расчетного блока; ΔH_1 — изменение повышения уровня воды в расчетном блоке за время Δt; I_2, I_3, I_4 — средние за время Δt градиенты напора между скважинами 2, 3, 4 и 1. Если считать известными значения T_i и w, то согласно (2.3.4) определяется величина ΔL по формуле

$$\Delta L = (H_0 - H_1)\left(\frac{\mu}{T_1}\frac{\Delta H_1}{\Delta t} - \frac{T_2}{T_1}N_2I_2 - \frac{T_3}{T_1}N_3I_3 - \right.$$
$$\left. - \frac{T_4}{T_1}N_4I_4 - \frac{w}{T_1}F\right)^{-1}N_1 - L_1. \qquad (2.3.5)$$

Если принять, что в пределах расчетного блока поток может считаться однородным, т. е. $T_1 = T_2 = T_3 = T_4 = T$, то уравнение (2.3.5) примет вид

$$\Delta L = (H_0 - H_1)\left(\frac{F}{a}\frac{\Delta H_1}{\Delta t} - N_2I_2 - N_3I_3 - N_4I_4 - \frac{w}{T}F\right)^{-1}N_1 - L_1. \qquad (2.3.6)$$

(Влияние «паразитных» параметров здесь может учитываться так, как это показано выше для одномерного потока.)

В тех случаях, когда поток в речной долине имеет генеральное направление вдоль долины, расчеты величины ΔL по данным стационарного (или близкого к нему) режима теряют смысл, поскольку при этом в малой степени проявляется взаимодействие поверхностных и подземных вод. Для этих

случаев могут оказаться эффективными расчеты по данным паводкового режима, когда в качестве исходных используются данные изменения уровней потока грунтовых вод при паводке ΔH_i^0 по отношению к уровням стационарного потока. При этом паводочный поток грунтовых вод при сравнительно прямолинейном контуре реки может считаться направленным по нормали к береговому контуру и приниматься одномерным. Балансовое уравнение (2.3.1) для такого потока при неизменной инфильтрации преобразуется к виду

$$(\Delta q_{0,1} - \Delta q_{1,2})\Delta t = \mu\,\Delta H_1\,\Delta x, \qquad (2.3.7)$$

где $\Delta q_{0,1}$ и $\Delta q_{1,2}$ — изменения удельных расходов потока, которые связаны с изменениями напоров в наблюдательных скважинах выражениями

$$\Delta q_{0,1} = T\frac{\Delta H_0^0 - \Delta H_1^0}{x_1 + \Delta L},\quad \Delta q_{1,2} = TI_{1,2}^0,\quad \Delta I_{1,2}^0 = \frac{\Delta H_1^0 - \Delta H_2^0}{x_2 - x_1}. \qquad (2.3.8)$$

Следовательно, формула (2.3.3) для определения ΔL примет вид

$$\Delta L = \left(\Delta H_0^0 - \Delta H_1^0\right)\left(\Delta I_{1,2}^0 + a^{-1}\Delta x\Delta H_1 / \Delta t\right)^{-1} - x_1. \qquad (2.3.9)$$

Учитывать нестационарный режим при расчетах по формуле (2.3.9) можно аналогично тому, как это показано применительно к уравнению (2.3.2) с построением графика связи между величинами φ, φ_t, трансформируемыми применительно к уравнению (2.3.9).

Для потока у малой реки при сравнительно малом фильтрационном сопротивлении потока между противоположными берегами оценку сопротивления ложа водотока $\Phi_в$ можно получить, имея данные замеров уровней воды в потоке грунтовых вод под рекой и в реке. По разнице этих уровней (напоров) $\Delta H_р$ и удельному расходу притока к реке (водотоку) $q_в$ получим

$$\Phi_в = \frac{\Delta H_р}{q_в}. \qquad (2.3.10)$$

При непосредственных расчетах по формуле (2.3.10) величины $q_в$ должны определяться по данным гидрометрических замеров изменения расходов реки в пределах ее расчетного участка. Однако такие расчеты могут оказаться существенно некорректными из-за погрешностей гидрометрических замеров (см. разд. 2.2). Более достоверные величины $q_в$ можно получить на основе геофильтрационного моделирования потока в речном бассейне.

При проявлениях паводочного нестационарного режима уровней водотока для определения величины $\Phi_в$ могут использоваться

Scanned by CamScanner

данные замеров УГВ по створу, перпендикулярному направлению водотока на участке прямолинейного русла, включающему наблюдательные скважины под водотоком и по сторонам от него. Предполагая, что нестационарный поток распространяется по направлению створа и пренебрегая влиянием инфильтрационного питания, величину $L_в$ для этого случая можно рассчитывать по формуле

$$L_в = \frac{\Delta H_в - \Delta H_г}{\Delta I_г}, \qquad (2.3.11)$$

где $\Delta H_в$ и $\Delta H_г$ — изменение величин напоров за расчетный интервал времени; $\Delta I_г$ — соответствующие суммарные изменения градиентов напоров, измеряемых по створам в сторону берегов водотока.

При наличии наблюдений только за уровнями $H_в$ и $H_г$ в водотоке и под водотоком в период паводка в первом приближении при монотонном изменении уровня $\Delta H_г$ величину суммарного градиента напора под водотоком можно оценить по формуле $\Delta I_г = (at)^{-1/2}$, а величину $L_в$ по формуле

$$L_в = \frac{\Delta H_в - \Delta H_г}{\Delta H_г}\sqrt{at}, \qquad (2.3.12)$$

где $\Delta H_в$ и $\Delta H_г$ — монотонные изменения напоров $H_в$ и $H_г$ за время t с начала паводка. Заметим, что для таких расчетов могут быть использованы только данные наблюдений, когда речной поток не выходит на пойму.

К малым и средним водотокам относятся магистральные оросительные каналы, обычно занимающие командное положение по отношению к окружающей территории, чем обусловливаются фильтрационные потери из каналов в поток грунтовых вод. Вблизи оросительных каналов формируется существенно нестационарный режим при пуске воды в канал перед началом поливов и после окончания поливов. Данные этого режима могут быть использованы для определения расходов фильтрационных потерь из канала и параметров сопротивления ложа канала на основе примерно таких же приемов, как для малых и средних рек (Шестаков и др., 1982).

Как показывают материалы натурных наблюдений, скорости просачивания $v_{пк}$, полученные на большом количестве мелиоративных каналов в США, России и на Украине, имеют характерные значения 0.1–0.3 м/сут, существенно изменяясь по длине и периметру канала. При этом отмечено, что фильтрационные потери не имеют какой-либо явной связи с литологическим строением пород в основании канала и контролируются проницаемостью русловых отложений (Кац, Шестаков, 1992).

Определить расход площадной разгрузки $Q_п$ в пойме можно путем эпигнозного моделирования потока грунтовых вод на территории поймы, считая $Q_п = Q_ж - Q_р - Q_и$, где расходы $Q_ж$ потока, поступающего на пойму, и $Q_гв$ потока, разгружающегося в реку, находятся по геофильтрационным расчетам, корректируемым данными определения инфильтрационного питания подземного стока. Однако такой расчет может оказаться недостаточно корректным, и тогда определять поток пойменной разгрузки следует с использованием зависимости интенсивности инфильтрации (эвапотранспирации) от глубины залегания УГВ. Сложность расчета усугубляется площадной неравномерностью инфильтрационного питания в связи с изменениями морфологических и ландшафтных условий на территории поймы.

В характерном случае размещения водозаборов в первом от поверхности напорном водоносном пласте основным геофильтрационным параметром, в значительной мере определяющем прогнозную производительность водозабора, является коэффициент перетока разделяющего пласта. Для его определения следует использовать данные режимных наблюдений за уровнями потока подземных вод в верхнем и нижнем водоносных пластах при изменениях уровней воды в реке. Интерпретировать такие данные можно с использованием геофильтрационного моделирования, включая применение численно-аналитических решений (Ломакин и др., 1988; Шестаков, Невечеря, 1998).

При расчетах параметров сопротивления ложа водотоков по данным режимных наблюдений следует иметь в виду пространственную и временну́ю изменчивость этих параметров, осложняемую неопределенностью их связи с изменением глубины воды в водотоке. Фильтрационные сопротивления ложа водотока (реки, канала) меняются в пространстве вследствие изменчивости литолого-фильтрационного строения потока и русловых осадков в ложе водотока, а также меняются во времени в русловой части ложа при изменениях гидрологического режима водотока, причем в межень (особенно зимнюю) это сопротивление возрастает, в паводок (особенно при затоплении поймы) — уменьшается. Однако количественные показатели пространственной и временно́й изменчивости параметров сопротивления ложа водотоков пока что представляются весьма неопределенными в связи с отсутствием представительных экспериментальных данных.

Scanned by CamScanner

Выводы

1. Взаимодействие грунтовых вод и водотоков при геогидрологическом моделировании описывается взаимосвязанными соотношениями их уровней при свободной и подпертой фильтрации в ложе водотока, а расходы малых и средних водотоков связываются с уровнями воды в них кривыми расхода.

2. Система эффективных методов оценки характеристик взаимодействия подземных вод с водотоками (водоемами), прежде всего, включает русловую гидрометрию и пьезометрию уровней водотоков и подземных вод; при контрастных проявлениях химического состава поверхностных и подземных вод целесообразно применять гидрохимические методы; для локальных измерений применяют фильтрометрию и геофизические методы.

Глава 3

ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ВОДНО-БАЛАНСОВЫЕ РАСЧЕТЫ

3.1. ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ВОДНО-БАЛАНСОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Водно-балансовые модели (ВБМ) разрабатываются для речных бассейнов (водосборов) разного порядка применительно к различным целям, определяющим подходы и принципы составления таких моделей.

Геогидрологические ВБМ служат для обоснования закономерностей формирования ресурсов подземных вод в зависимости от условий водообмена грунтовых вод с ландшафтами (инфильтрации атмосферных осадков, ирригационного питания) и взаимодействия подземных вод с поверхностными. Такие модели имеют различные модификации применительно к решению задач оценки изменений ресурсов подземных вод и водного режима ландшафтов при отборе подземных вод или при изменениях в ландшафтах (агро- и лесомелиорациях, урбанизации и т. п.). Геогидрологические ВБМ в общем случае состоят из моделей: влагопереноса в зоне аэрации, потока подземных вод, взаимодействия подземных и поверхностных вод. Для калибрации таких моделей главным образом используются данные режима уровней подземных вод, подземного стока и родниковой разгрузки.

Геогидрологическим ВБМ методически близки **гидрологические ВБМ**, которые, как правило, служат для обоснования характеристик речного стока в связи с выпадающими осадками при основной направленности на установление максимальных (паводочных) и среднегодовых величин расходов речного стока. Гидрологические ВБМ включают модели: трансформации осадков на растительности, поверхностного склонового стока, эвапотранспирации, влагопереноса в зоне аэрации и потоков подземных и поверхностных вод. Для калибрации таких моделей главным образом используются данные замеров речного стока, а также элементов потока (интерсепции, эвапотранспирации, склонового стока) на стоковых площадках (Бабкин, Вуглинский, 1982; Виноградов, 1988; Кучмент, Гельфан, 1993).

Scanned by CamScanner

Для обоснования водно-питательного режима почвы на агромелиорируемых территориях используются также **почвенно-мелиоративные ВБМ**. Задачи почвенно-мелиоративных ВБМ сводятся к установлению влажностного режима почвенных горизонтов и обоснованию закономерности эвапотранспирации. Почвенно-мелиоративные ВБМ включают модели: влагопереноса в зоне аэрации, радиационного баланса на поверхности земли, отбора влаги корнями растений (Пачепский, 1992). Для калибрации таких моделей обычно используются данные наблюдений за режимом влажности почвенных и подпочвенных горизонтов на опытных участках и в лизиметрических установках (Губер, Шеин, 1997).

В геогидрологической ВБМ речных бассейнов, принципиальная схема которой приведена на рис. 3.1, выделяются следующие блоки потоков:

— *блок зоны аэрации* с почвенно-ландшафтным покровом, определяющий условия формирования инфильтрационного водообмена, описываемого моделями влагопереноса в зоне аэрации с верхней границей в почвенном покрове;

— *блок грунтовых вод* (ГВ), определяющий условия формирования латерального потока грунтовых вод, описываемых моделями плановой геофильтрации;

— *блок межпластовых вод* (МПВ), характеризующий условия формирования латерального потока в напорных пластах с учетом перетекания через разделяющие пласты;

— *блок поверхностных вод* (I, II), включающий описание моделей речной гидравлики для водотоков разных порядков, а взаимодействие потока грунтовых вод устанавливается заданием соответствующих граничных условий.

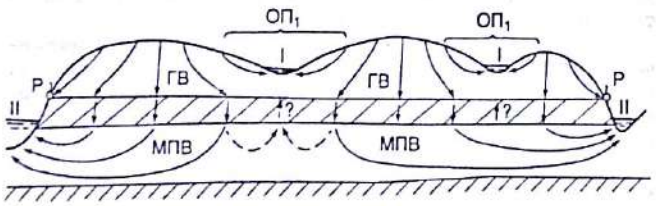

Рис. 3.1. Схематический разрез по потоку грунтовых вод на водосборе
ГВ — грунтовые воды; МПВ — межпластовые воды; Р — родники; I и II — реки 1-го и 2-го порядка соответственно; $ОП_1$ — области питания рек 1-го порядка (сплошные линии со стрелками — генеральные линии тока, пунктирные линии со стрелками — возможные линии тока при разгрузке межпластовых вод под реками 1-го порядка)

Ниже рассматриваются вопросы композиции геогидрологических ВБМ применительно к решению задач изучения естественных ресурсов подземных вод и изменений ресурсов природных вод в процессе отбора подземных вод. При этом предполагается наиболее характерное составление геогидрологических ВБМ из блоков подземных (грунтовых и межпластовых) и поверхностных вод, а реализация блока зоны аэрации проводится заданием инфильтрационного питания грунтовых вод.

3.1.1. Геогидрологические ВБМ для изучения естественных ресурсов подземных вод

Под естественными ресурсами принимаются обеспеченные питанием расходы потока подземных вод. Соответственно, основными задачами изучения естественных ресурсов являются определение инфильтрационного питания, составляющего обычно основную часть питания подземных вод, и характеристики взаимодействия подземных вод с водотоками, определяющими, как правило, условия разгрузки подземных вод.

Постановка задач моделирования. При моделировании сравнительно небольших водосборов, захватывающих только поток грунтовых вод, реки могут рассматриваться как внутренние границы 3-го рода (см. разд. 2.1), а область потока может ограничиваться водоразделами. Кроме того, существенная часть разгрузки потока в долине может приходиться на родники и примыкающие к ним заболоченные участки, реализация которых на моделях осуществляется по правилам, приведенным в разд. 2.1. При моделировании потоков на крупных водосборах по сеточной схеме не всегда удается развести водоток и примыкающие к нему участки пойменной разгрузки в разные блоки. В таком случае необходимо специальное обоснование методики реализации на модели такого участка потока путем крупномасштабного фрагментирования.

При существенном влиянии перетекания между потоками грунтовых и межпластовых вод, нередко осложняющегося различным врезом рек разного порядка (см. рис. 3.1), реки, дренирующие поток межпластовых вод, могут рассматриваться как внешние границы 3-го рода, а реки, дренирующие поток грунтовых вод, как внутренние границы 3-го рода (с учетом возможных осложнений, вызываемых влиянием пойменной разгрузки).

Современные методы моделирования потоков подземных вод основаны на компьютерном решении дифференциальных (конечно-разностных) уравнений геофильтрации. Для моделирования потока грунтовых вод обычно принимается схема

Scanned by CamScanner

планового потока при задании приведенных выше граничных условий, а при моделировании действия водоотбора в межпластовом потоке используется система дифференциальных уравнений, описывающих взаимодействующие геофильтрационные потоки в водоносных пластах с перетеканием через разделяющие пласты.

Калибрация модели. Фундаментальной задачей, решение которой обусловливает реальную возможность проведения геогидрологического моделирования, является достоверное задание геофильтрационных параметров потоков подземных вод и гидравлических параметров водотоков. Соответственно, реальное использование представленной выше методики моделирования решающим образом связано с возможностями калибрации модели, опирающейся на количественную информацию о формировании элементов потока подземных вод в естественных и нарушенных условиях.

В естественных условиях калибрация модели потока подземных вод на водосборе проводится с направленностью на определения балансовых элементов, особенно параметров инфильтрационного водообмена грунтовых вод. Чаще всего такая задача рассматривается в условиях стационарного режима для определения среднегодовых (среднемноголетних) значений параметров инфильтрации. Применительно к рассматриваемой задаче опорную информацию составляют данные о многолетнем режиме уровней грунтовых вод и подземного стока (родникового и субаквального).

При этом выделяются участки близкого и глубокого залегания УГВ-*активного и пассивного* водообмена, граница между которыми устанавливается по глубине $z_{кр}$ реального действия эвапотранспирации, имея в виду, что изменения площадного питания при понижении УГВ, определяющие пополнение ресурсов подземных вод, происходят только в зонах близкого залегания УГВ. Для решения этой задачи следует использовать известные представления о форме такой зависимости, корректируя ее параметры путем определения среднегодовых значений w по данным режимных наблюдений за колебаниями УГВ, а также тестовыми решениями задач влагопереноса (см. разд. 1.3).

Сложность решения задачи определения параметров площадного инфильтрационного водообмена, включая параметры связи интенсивности инфильтрации w с глубиной залегания УГВ $z_{гр}$, усугубляется тем, что эти параметры могут существенно меняться по площади, особенно при изменении ландшафтных условий. Наиболее надежной опорой для калибрации этой части модели могут служить данные режима уровней грунтовых вод и подземного стока, согласуемые с банком

данных по параметрам зависимости интенсивности инфильтрации от глубины залегания УГВ. При этом по природе формирования потока влагопереноса в зоне аэрации выделяются два вида инфильтрации — *рассеянная и сосредоточенная.*

Интенсивности рассеянной инфильтрации при известных параметрах влагопереноса могут быть оценены по решению уравнения влагопереноса, как это показано в разд. 1.3, с выходом на обоснование зависимости этой интенсивности от глубины залегания УГВ и ландшафтных условий.

При оценке площадной неравномерности инфильтрационного водообмена особое внимание следует уделять выявлению сосредоточенной («быстрой») инфильтрации в зонах наиболее интенсивного питания грунтовых вод, обусловленного главным образом просачиванием в пониженных элементах рельефа при ливневых дождях и таянии снега. Величину интенсивности сосредоточенной инфильтрации можно, по-видимому, считать пропорциональной интенсивности ливневых дождей или таяния снега, связывая их эмпирическим коэффициентом-параметром сосредоточенной инфильтрации.

Определение параметров фильтрационного сопротивления ложа рек проводится по данным режима уровней в реке и в потоке грунтовых вод (см. разд. 2.1), согласуя такие расчеты для малых и средних рек с определениями подземного стока по гидрографу реки (см. разд. 2.2).

Для определения фильтрационного сопротивления участка родниковой разгрузки $Ф_р$ необходимо иметь синхронные замеры разницы напоров $H_р - H_р^0$ и расходов родника $Q_р$, причем напор $H_р$ определяется по данным пьезометрических замеров в основной (водоносной) части потока под родником. При отсутствии замеров напоров непосредственно под реками и родниками приходится использовать данные УГВ вблизи них, проводя расчеты параметров пойменной разгрузки путем эпигнозного моделирования в области потока, в которой проявляется влияние этих зон разгрузки грунтовых вод. На примыкающих к родникам заболоченных участках, по-видимому, можно приближенно считать интенсивность эксфильтрации (площадной разгрузки) равной потенциальной эвапотранспирации.

Определенные таким образом параметры инфильтрационного питания и участков разгрузки грунтовых вод корректируются далее путем эпигнозного геофильтрационного моделирования стационарного потока грунтовых вод в пределах его балансово-замкнутой области. При этом в качестве опорной информации используются данные среднегодовых значений УГВ и подземного стока, замеренного в реках и родниках, а для определения сосредоточенной инфильтрации

Scanned by CamScanner

используются, кроме того, данные внутригодовой динамики УГВ.

Неоднозначность решения такого рода задачи в значительной мере связана с влиянием геофильтрационных параметров потока, из которых основную роль в определении расхода потока играет проводимость водоносных пластов. Для ее предварительного задания следует использовать «субъективную» информацию по связи проницаемости с литологическим составом пород. Эффективно также использование связи проводимости с электрическим сопротивлением водоносных пластов, получаемым по данным ВЭЗ (Огильви, 1990).

При наличии существенного перетекания между грунтовыми и межпластовыми водами задача калибрации ВБМ осложняется необходимостью моделирования потока в многопластовой системе взаимодействующих горизонтов, в которых к тому же могут не совпадать участки разгрузки грунтовых и межпластовых вод. В этом случае дополнительной задачей построения ВБМ является оценка параметров перетекания с использованием информации о соотношениях напоров грунтовых и межпластовых вод.

Заметим, что при обосновании путей решения калибрационных задач следует предусматривать проведение исследований по оценке чувствительности результатов прогнозируемых решений по отношению к расчетным гидрогеодинамическим параметрам, осуществляемым методами модельных экспериментов (Шестаков, 1995).

3.1.2. Геогидрологические ВБМ в условиях отбора подземных вод

Изменения балансовой структуры потока в речном бассейне под действием крупного централизованного отбора подземных вод главным образом осуществляются береговыми водозаборами, располагаемыми в водоносном горизонте грунтовых вод в непосредственной близости от реки.

Структура ВБМ. Поступление воды в береговые водозаборы происходит в основном из реки, а также со стороны берега. При этом формирование потока со стороны берега в значительной мере обусловлено изменением условий разгрузки (инверсией) потока в пойме при понижении УГВ.

Расход водоотбора, осуществляемого береговым водозабором (рис. 3.2), складывается из расходов потоков, поступающих из реки ($Q_р$) и со стороны берега ($Q_б$), причем величина $Q_б$ складывается из расходов естественных ресурсов ($Q_е$), обеспеченных инфильтрационным питанием на водораздельных и пойменных участках (расходы $Q_w^{(в)}$ и $Q_w^{(п)}$), и с умень-

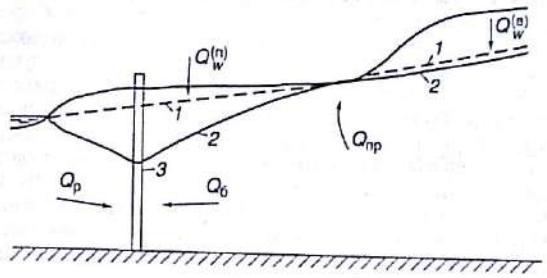

Рис. 3.2. Схематический разрез потока грунтовых вод при действии берегового водозабора
1 и *2* — УГВ до и после водоотбора соответственно; *3* — водозабор

шением расхода пойменной разгрузки ($\Delta Q_{пр}$) при понижении УГВ.

Для увеличения производительности береговых водозаборов нередко используется *искусственное питание (магазинирование)* грунтовых вод, осуществляемое из специально сооружаемых инфильтрационных бассейнов,— такие водозаборы называются *инфильтрационными* (Шестаков, 2001). Нередко инфильтрационными называются любые береговые водозаборы (Ковалевский, 2001), что вряд ли целесообразно, поскольку, во-первых, при работе береговых водозаборов совсем необязательно установление под рекой режима инфильтрации, а во-вторых, при таком смещении терминов не учитываются специфические условия водозаборов при наличии подпитывающих инфильтрационных бассейнов.

Характерной ситуацией является водоотбор из ближайших от поверхности межпластовых горизонтов напорных вод при расположении водозабора в пределах речных долин или вблизи от них. В такой ситуации поступление воды в водозабор происходит главным образом путем перетекания через разделяющее пласты, особенно в «гидрогеологических окнах», тогда как сработка статических (упругих) запасов напорных вод проявляется лишь сравнительно кратковременно. При этом наиболее интенсивное перетекание обычно имеет место непосредственно под речными долинами, где разделяющие пласты обладают повышенной проницаемостью и в них чаще встречаются «гидрогеологические окна». Следовательно, такие водозаборы с балансовых позиций оказываются близкими к береговым, отличаясь от них только более затрудненными связями с поверхностными водами в речной долине и увеличением

Scanned by CamScanner

размеров области влияния водоотбора в эксплуатируемом водоносном горизонте.

Геогидрологическое обоснование береговых водозаборов сводится к изучению взаимодействия подземных (грунтовых) и речных вод, проводимому на основе геофильтрационных расчетов, причем в тех случаях, когда водоотбор сопоставим с расходом реки, в таких расчетах необходимо учитывать изменения уровней воды в реке, связанные с изменением расходов речного потока. При этом геогидрологические ВБМ в области подземных вод представляются системой уравнений геофильтрации в системе потоков грунтовых и межпластовых вод, а также граничных условий в водотоках и на участках площадной и родниковой разгрузки.

При реализации граничных условий в водотоках выделяются случаи крупных водотоков (водоемов), которые ограничивают область геофильтрационного потока, и малых водотоков, являющихся внутренними границами. Особенностью задания граничных условий на внутренних реках является ситуация, при которой в процессе водоотбора на контуре реки могут устанавливаться внутренние граничные условия 3-го и 2-го рода (2.1.2) и (2.1.3), переходящие друг в друга при переходе напора под водотоком через уровень отрыва потока.

По воздействию отбора подземных вод на изменения водного баланса бассейна существенно различаются пассивные и активные участки инфильтрационного водообмена. Только на активных участках разгрузки и питания грунтовых вод (при близком залегании УГВ) характеристики водообмена существенно зависят от понижения УГВ.

В потоке грунтовых вод повышенная часть водосбора, являющаяся областью инфильтрационного питания, относится к пассивному участку водообмена, поскольку его расход Q_w при достаточно глубоком залегании УГВ практически не зависит от положения УГВ. Пойма, где УГВ залегают сравнительно неглубоко, является участком активного водообмена, поскольку его величина существенно зависит от глубины залегания УГВ ($z_{гв}$), как это показано в разд. 1.2, причем может даже меняться знак интенсивности водообмена ($Q_п > 0$ при $z_{гв} > z_0$ и $Q_п < 0$ при $z_{гв} < z_0$). Частичная разгрузка потока на пойме может происходить в родниках на участке контакта поймы и террасы.

Для ВБМ, ориентированных на оценку возможностей отбора подземных вод с учетом его влияния на окружающую среду, наибольший интерес представляет изучение активных участков водообмена, где необходимо учитывать количественные связи элементов водообмена с понижениями УГВ при водоотборе.

При понижениях напоров S в потоке грунтовых вод изменение расхода родниковой разгрузки $\Delta Q_р$ согласно (2.1.4) следующее:

$$\Delta Q_р = S\,\Phi_р^{-1} \text{ при } H_р > H_р^0,\ \Delta Q_р = Q_р^0 \text{ при } H_р \geq H_р^0, \quad (3.1.1)$$

где $Q_р^0$ — расход родниковой разгрузки до снижения напоров при водоотборе. На участке площадного питания изменения скорости перетекания $\Delta v_п$ согласно (2.1.5)

$$\Delta v_п = \chi_п (S - \Delta z_п), \quad (3.1.2)$$

где $\Delta z_п = z_п^0 - z_п$ — понижение уровня свободной поверхности от начального ($z_п^0$) до текущего ($z_п$) значений глубины залегания УГВ. Вместе с тем величина $\Delta v_п$ равна величине повышения площадного инфильтрационного питания Δw, которая связана с $\Delta z_п$, исходя из зависимости w от $z_п$. Следовательно, величина $\Delta z_п$ может быть найдена из соотношения

$$\chi_п (S - \Delta z_п) = w(z_п^0 - \Delta z_п) - w(z_п^0). \quad (3.1.3)$$

Используемая в таком расчете зависимость $w(z_п^0)$ устанавливается по справочным данным, а при наличии сведений о гидрофизических характеристиках зоны аэрации определяется также расчетами влагопереноса, как это показано в разд. 1.3.

Методика моделирования. При моделировании действия береговых водозаборов подземных вод нередко возникают технические осложнения, связанные с существенным различием размеров области влияния водозабора и потока между водозабором и рекой, где имеет место значительная концентрация потока. Для берегового водозабора в рекомендациях по методике геофильтрационного моделирования, учитывающих такие особенности потока, предполагается, что предварительно решается геофильтрационная задача для всей области влияния водоотбора с определением берегового притока к водозабору, после чего рассчитывается водозабор фрагмента потока между рекой и водозабором (Шестаков, 1995).

Для условий водозаборов в межпластовых потоках принципиальную сложность составления геофильтрационных моделей представляет различие в областях речных бассейнов для потоков грунтовых и межпластовых вод, причем межпластовые потоки обычно имеют большие размеры водосборов, чем потоки грунтовых вод. В таких условиях целесообразно в первую очередь моделировать систему взаимодействующих потоков горизонтов межпластовых и грунтовых вод при упрощенном задании условия площадного питания грунтовых вод (например, принимая неизменными уровни грунтовых вод в речных долинах). Во вторую очередь моделировать систему потоков грунтовых вод для определения изменения их балансовых

Scanned by CamScanner

элементов за счет взаимодействия с поверхностными водами (реки, родники) и ландшафтом (изменения площадного питания) при задании интенсивности перетекания в напорные пласты по данным первой очереди моделирования. Дальнейшие приближения могут осуществляться итерационным путем при последовательном уточнении параметров моделей потоков грунтовых и межпластовых вод.

При крупном водоотборе, соизмеримом с расходами водотоков, возникают задачи, при решении которых расходы при фильтрации из водотока (или в него) оказываются сопоставимыми с расходами водотока, так что в процессе формирования моделируемого фильтрационного потока могут существенно изменяться расходы и уровни воды в водотоке, причем такая изменчивость уровней воды в водотоке не может быть заранее определена и должна устанавливаться в ходе моделирования. Типичный пример такой задачи — оценка ущерба речному стоку малых и средних рек при прогнозном обосновании работы крупных приречных водозаборов подземных вод, использующих перехват естественной разгрузки подземных вод в реку и привлечение речных вод за счет фильтрации из реки при понижении уровня грунтовых вод под водотоком в пределах области влияния водоотбора. При работе крупного водозабора вблизи малой реки ущерб речному стоку может быть столь значительным, что в некоторых случаях, особенно в меженные периоды, может приводить даже к исчезновению речного стока на отдельных участках реки. В таких условиях оценка величин прогнозного изменения речного стока является необходимым этапом гидрогеологических работ при обосновании водозаборов подземных вод, во многом определяя их негативное экологическое влияние.

Алгоритм решения задач моделирования взаимовлияющих потоков подземных и поверхностных вод основывается на совместном использовании геофильтрационной модели потока подземных вод (см. 2.1.1) и кривой расхода водотока $Q_в(h_в)$ в качестве гидравлической модели водотока (см. 2.1.2). При этом из решения геофильтрационной задачи находятся изменения удельного расхода потока из водотока в соответствии с изменениями напора в блоке. Получаемые таким образом величины изменения расхода фильтрационных потерь из водотока вычитаются из исходных расходов водотока, а по кривой расхода находятся соответствующие изменения глубины воды в водотоке $h_в$. Следует иметь в виду, что при изменении глубины $h_в$ могут произойти также изменения фильтрационного сопротивления ложа водотока, для учета которых необходимо устанавливать зависимость величин параметров экранирующего слоя k_0 и m_0 от $h_в$.

При моделировании нестационарного процесса таких потоков можно рекомендовать задание уровней воды в водотоке по явной схеме, разбивая расчетное время на ряд интервалов Δt и рассчитывая изменения расходов фильтрационного потока по контуру водотока на конец каждого интервала Δt. По данным этих расчетов определяются далее изменения расходов водотока $Q_в$ по его длине, а по кривым расхода $Q_в(h_в)$ устанавливаются соответствующие изменения глубин потока, которые принимаются в качестве исходных для геофильтрационных расчетов на следующем интервале времени Δt. Особого контроля при подобных расчетах требует проверка полного исчезновения речного стока на отдельных участках реки, для чего расчеты ущерба речному стоку должны дополняться балансовым критерием, согласно которому расход фильтрации реки не может превышать остаточную величину расхода водотока.

Алгоритм вычислительной программы для решения такой задачи приведен в Приложении 2.

Калибрация модели. Ряд особенностей имеет методика калибрации модели в области влияния водозаборов подземных вод. В частности, некоторую специфику имеет калибрация ВБМ при необходимости изучения влияния естественных ресурсов на формирование водоотбора подземных вод водозаборами, поскольку структура водообмена обусловливается не столько самими величинами естественных ресурсов, сколько их изменениями при понижениях УГВ. В связи с этим особого внимания заслуживает изучение зависимости повышения инфильтрационного питания от понижения УГВ на участках активного водообмена в зоне аэрации.

Следует отметить, что при необходимости учета взаимодействия грунтовых и межпластовых вод существенные сложности моделирования возникают при оценке процессов перетекания через разделяющие пласты, в характере которых большую роль играют «гидрогеологические окна», где разделяющие пласты оказываются размытыми или фациально замещенными. Наиболее достоверная информация для решения такой задачи имеет место только при наличии водозаборов в межпластовых потоках и наблюдений за уровнями во взаимодействующих водоносных пластах.

При наличии в речном бассейне водозаборов построение геогидрологических моделей обычно тесно связывается с обоснованием оптимизации и развития работы водозаборов. В этом случае калибрация геогидрологической модели должна проводиться на основе мониторинга в период эксплуатации водозабора с учетом водохозяйственных требований по оптимизации его работы. В связи с решением этой задачи необходимо

Scanned by CamScanner

таким образом целенаправить систему наблюдений, чтобы оценить именно те геофильтрационные параметры, которые определяют возможности водоотбора. С этой точки зрения следует учитывать, что проводимость эксплуатируемого водоносного пласта, на определение которой обычно направляется внимание специалистов (Ковалевский, 1986), обусловливает только производительность водозаборных скважин, тогда как общий водоотбор определяется чаще всего инверсией разгрузки грунтовых вод и условиями взаимодействия подземных вод с водотоками, а для водозаборов в напорных пластах также условиями перетекания из потоков грунтовых вод.

3.1.3. Принципы размещения наблюдательной сети на водосборе

Сложнейшей методологической проблемой моделирования являются обоснования необходимой системы и объема информации, которые должны устанавливаться с учетом особенностей природных условий применительно к решению поставленных задач. При этом неизбежно приходится сталкиваться с двумя противоположными позициями. С одной стороны, любая информация по акциям преобразования природы всегда в чем-то остается недостаточной, что связано с неключительной сложностью природных систем. С другой стороны, следует придерживаться принципа лезвия Оккамана — «не умножай сущности без надобности», имея в виду, что «избыток информации может быть более вреден, чем избыток пищи» (Моисеев, 1990).

Следовательно, достоверная калибрация геогидрологических моделей может быть проведена только на базе данных *оптимальной наблюдательной сети*, проектируемой с учетом изложенных выше принципов. В настоящее время не представляется возможным дать достаточно определенные рекомендации по оптимальному размещению пьезометрической сети (по структуре и количеству точек наблюдений), гарантирующие правильное определение инфильтрационного питания в пределах водосбора, и потому приходится ограничиваться лишь некоторыми соображениями по этому поводу. При размещении пьезометрической сети такой направленности необходимо, прежде всего, выявлять гидрологическую неоднородность ландшафта (по мезорельефу, почвам и растительности) и оценивать его влияние на основании предварительных кратковременных наблюдений за нестационарным режимом УГВ в периоды существенного его проявления. Предварительно обосновав таким образом места расположения пьезометрических скважин, следует сформировать их пространственную

структуру так, чтобы получить доступ к достаточно полной информации для калибрации геофильтрационной модели потока в пределах речного бассейна или его балансово-изолированных областей.

К сожалению, для этой цели весьма ограниченно могут быть использованы данные наблюдений по опорной региональной сети геологической службы (Конопляннев, Семенов, 1979; Ковалевский, 1986, 1994), принципы работы которой устанавливались, исходя из районирования территории по климатическим условиям с размещением точек наблюдений в пределах каждого района по условиям орографии (степени расчлененности рельефа по гидрографической сети), геологического строения (литологии водовмещающих пород) и геоморфологии. При этом структура пьезометрической сети формировалась из створов скважин, располагаемых по направлению потока и дополняемых ярусными скважинами для изучения взаимосвязи водоносных горизонтов. Существенным недостатком такого построения наблюдательной сети является «створный принцип» расположения опорной пьезометрической сети, как несоответствующий структуре потока подземных вод на водосборе и не учитывающий определяющего влияния на питание грунтовых вод гидрологической неоднородности ландшафта (мезорельефа, почвы, растительности).

Гидрометрические посты рекомендуется размещать на границах географических регионов с гидрологическим районированием речных бассейнов по условиям питания и разгрузки подземных вод (Бабкин, Вуглинский, 1982; Методические рекомендации..., 1991). При этом для расчетов подземного притока рекомендуется в балансово-обособленных районах бассейна выделить подрайоны: 1-го порядка по особенностям гидрогеологического разреза; 2-го порядка по строению геофильтрационной среды; 3-го порядка по условиям гидравлической связи подземных и поверхностных вод (в частности, по врезу рек). При формировании гидрометрической сети принципиально значимым является сочетание стационарных створов, выявляющих временную изменчивость речного стока, и гидрометрической съемки на единовременных створах, направленной на выявление площадной изменчивости поверхностного и подземного стоков, причем створы гидрометрической съемки должны размещаться либо в замыкающих створах притоков, либо на участках заведомо значимого подземного притока.

На участках водозаборов подземных вод обязательно должна быть предусмотрена возможность регулярных замеров расходов водозаборных скважин, а также должны проводиться регулярные замеры в наблюдательных (пьезометрических) скважинах,

Scanned by CamScanner

расположение которых позволяло бы контролировать эффективность работы скважин в пределах каждой группы водозаборных скважин. Поскольку работа водозаборов часто лимитируется ухудшением качества (загрязнением) подземных вод, то пьезометрические наблюдения должны быть ориентированы на возможности построения структуры потока и выделения областей захвата потока водозабором.

Важной и трудноразрешаемой проблемой является обоснование дизайна наблюдательной сети (пространственного расположения и видов), существенно зависящего от структуры и неоднородности строения потока. Эта проблема пока что не имеет достаточно определенного «рецептурного» решения. В принципе, решение проблемы планирования дизайна наблюдений следует обосновывать проведением интерактивного исследования в системе «природно-технические условия—мониторинг—моделирование», выполнение которого в силу методологической сложности должно осуществляться при участии высококвалифицированных специалистов.

3.1.4. Изменение водного режима ландшафтов при понижении уровней грунтовых вод

Наиболее определенно на основании использования ВБМ может быть дана оценка влияния водоотбора на уменьшение поверхностного и подземного стока. Особенно существенно проявляется ущерб поверхностному стоку для малых и средних рек, в долинах которых водоотбор может сокращать или даже исключать периоды затопления пойм, где в старицах и на мелководье развивается рыбная молодь, что может причинить ущерб рыбному хозяйству. При оценке ущерба, наносимого водоотбором поверхностному стоку, следует учитывать сброс возвратных вод, который может играть существенную роль в балансе поверхностного стока.

Уменьшение подземного стока в озерах приводит к их обмелению, изменению гидрохимического режима и повышению уровня эвтрофикации, что нередко существенно нарушает рыбохозяйственные условия. Например, устройство водозабора подземных вод в г. Переславле-Залесском привело к сокращению подземного стока в Плещеево озеро. Это вызвало повышение температуры в придонном слое илов озера и привело к усиленному разложению илов, обогащению озерных вод органикой и обеднению кислородом, что снизило продуктивность воспроизводства рыб (Ковалевский, 1994).

Для обоснования последствий влияния отбора подземных вод на ландшафты необходимо детальное изучение водно-балансового взаимодействия растений и грунтовых вод, осу-

ществляемого переносом влаги через зону аэрации и почвенные горизонты. Значимость возникающих при этом проблем объясняет возникновение предложений по формированию направления экогидрологии, основная задача которой сводится к выявлению роли растений в водном балансе (Rodriquez-Jtrube, 2000). Это направление представляет особый интерес при водно-балансовых исследованиях на переувлажненных территориях с близким залеганием уровней грунтовых вод.

Весьма существенно может проявиться влияние водоотбора на растительность — через изменения влажностного режима при понижении уровня грунтовых вод. Степень чувствительности лесных сообществ к глубине залегания УГВ дифференцируется по возрасту насаждения деревьев (Жоров, 1995). С увеличением возраста приспособляемость деревьев к изменениям УГВ ухудшается, причем прирост корней после понижения УГВ возможен только у деревьев моложе 80 лет.

Приведем рекомендации по качественной оценке чувствительности дубовых и сосновых лесов к снижению УГВ применительно к условиям района Среднего Рейна в Германии (Жоров, 1995).

Исходная глубина залегания УГВ, м	*Чувствительность к снижению УГВ, см*		
	10–30	*30–50*	*50–70*
3.5 ± 0.25	средняя	высокая	высокая
3.0 ± 0.25	малая	средняя	высокая
2.5 ± 0.25	малая	малая	средняя
2.0 ± 0.25	малая	малая	малая

Для биотопов, характеризующихся неглубоким залеганием УГВ (болота, многоярусные леса), снижение УГВ даже на 0.1–0.2 м приводит к потере природоохранной роли лесов, соответственно такие территории относятся к категории высокочувствительных к понижению УГВ.

На преобразования лесных ландшафтов может влиять также скорость снижения УГВ, причем считается, что деревья в возрасте до 80 лет могут приспосабливаться к понижению УГВ, если его скорость не превышает 20–30 см/год, а при скорости понижения УГВ большей 40 см/год любые насаждения в возрасте до 80 лет оцениваются как высокочувствительные к понижению УГВ.

В гумидной зоне дренирование территории лесов может повысить их бонитет. Например, на подтопленных и заболоченных землях Вологодской области произрастает чахлый кустарник, низкорослая береза и сосны пятого бонитета, а на хорошо дренированных — смешанный хвойно-лиственный лес

Scanned by CamScanner

второго бонитета. Максимальная продуктивность хвойных лесов отмечается при глубинах залегания УГВ 1.5–2 м. Вместе с тем в северных районах снижение увлажненности лиственных лесов приводит к сокращению заболеваний малярией, однако создает условия для повышенного размножения энцефалитных клещей (Ковалевский, 1994).

Для оценки экологических последствий влияния понижения УГВ на агротехническую обстановку необходимо учитывать соотношение между эвапотранспирацией и урожайностью различных культурных растений в зависимости от глубины залегания УГВ. Типичные кривые относительного изменения урожайности зерновых и корнеплодов в зависимости от глубины залегания УГВ приведены на рис. 3.3, *а*, а тесная связь между изменением урожайности пшеницы и эвапотранспирацией на песчаных почвах представлена на рис. 3.3, *б*. Из графика следует, что на поле пшеницы в легких почвах изменение эвапотранспирации в зависимости от глубины залегания УГВ имеет немонотонный характер, резко уменьшаясь в интервале глубин 1–1.5 м вместе с соответствующим уменьшением урожайности.

При осушении болотных массивов повышается кислотность подземных вод и растворимость в них тяжелых металлов, подземные воды обогащаются органикой, железом, марганцем,

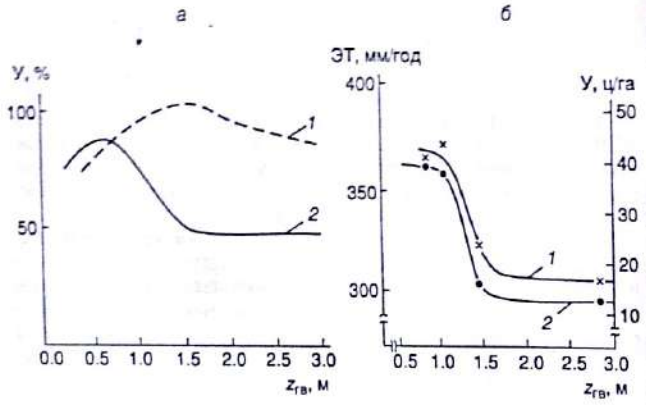

Рис. 3.3. Зависимость урожайности (У) от глубины залегания УГВ ($z_{гв}$)
а – график относительной урожайности на почвах разного механического состава (*1* – суглинки, *2* – пески); *б* – урожайность пшеницы (*1*) и эвапотранспирация (ЭТ) в вегетационный период (*2*) на песчаных почвах (Жоров, 1995)

соединениями азота. Значительную опасность при осушении создает самовозгорание торфа, приводящее к его интенсивной сработке, в процессе которой на поверхность выходят подстилающие торф минеральные породы. Особенно неприятен этот процесс при подстилании торфа песчаными породами, на которых формируются глееземы с невысокой плодородностью. Если же торф подстилается глинистыми породами, то после сработки торфа на поверхности подстилающих пород образуется перегнойно аккумулятивный горизонт, на котором возможна устойчивая культура земледелия (Зайдельман, 1991).

Объективное естественнонаучное обоснование влияния водоотбора на почвы и растительность возможно только на основе системы геогидрологических моделей: водоотбор → изменение гидрологического режима почвы → гидроэкологическое состояние растительности. Решение поставленной задачи представляется чрезвычайно трудным, поскольку методически обоснованные рабочие модели такого типа еще предстоит разработать. Поэтому в настоящее время естественным является путь обобщения натурных наблюдений в этом направлении, проводимых на участках существенных многолетних проявлений влияния водоотбора на ландшафты (Жоров, 1995, 1998). Вместе с тем вряд ли можно признать продуктивным предложение в ответственных случаях для прогнозирования такого рода процессов проводить мощные опытные откачки, имитирующие условия эксплуатации (Боревский, 1988), поскольку в развитии процессов воздействия водоотбора на растительность решающее значение имеет фактор времени.

3.2. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ МИНИМАЛЬНОГО РЕЧНОГО СТОКА

Период минимального речного стока является частью меженного периода с наименьшими расходами воды, когда можно считать, что реки питаются исключительно подземными водами. Это позволяет использовать данные расхода минимального стока для наиболее достоверной оценки расхода потока (естественных ресурсов) дренируемых рекой подземных вод. На реках с паводочным режимом межень обычно бывает прерывистой, занимая период между отдельными паводками. Устойчивой считается межень в период отсутствия значительных паводков, если объем паводкового стока внутри межени не превышает 10–15% общего стока за этот период. В практике гидрологических расчетов расчетной характеристикой минимального стока считается 30-суточный расход, определяемый по среднему значению за 30 суток внутри летне-осенней или зимней межени с наименее низким стоком.

Scanned by CamScanner

3.2.1. Факторно-регрессионный анализ минимального стока

Для гидрологических расчетов минимального стока рекомендуется использовать факторно-регрессионный анализ, основанный на представлении гидрографа стока в виде стохастического процесса (Евстигнеев, 1990; Амусья и др., 1991). Это связано с тем, что наблюденные многолетние гидрографы стока рек, как правило, характеризуются значительной изменчивостью величин стока от сезона к сезону и от года к году. При этом в связи с внутригодовой цикличностью стока процесс стока является нестационарным стохастическим процессом. В то же время многолетний среднегодовой гидрограф в большинстве случаев может рассматриваться как стационарный случайный процесс (ряд).

Стохастический анализ рядов среднегодового стока проводится в основном с позиций оценки величин стока заданной обеспеченности, для чего используются стандартные статистические процедуры, включающие нахождение закона распределения величин стока и искомой величины стока по интегральной кривой распределения, а также ее доверительного интервала, зависящего от объема наблюденного ряда стока.

Анализ натурных данных величин годового стока показывает, что, как правило, распределение этих величин имеет асимметричный характер и существенно отличается от нормального, в котором среднее и наиболее часто встречаемое значение равны. Распределение величин стока имеет обычно положительную асимметрию, т. е. наиболее часто встречаемое значение стока меньше, чем среднее. Это связано с тем, что речной сток в большей степени, чем это характерно для нормального процесса (имеющего нормальное распределение), склонен к возникновению аномально больших значений. Практика показывает, что для теоретического описания законов распределения стока более подходят логнормальное, двухпараметрическое гамма-распределение и распределение Крицкого—Менкеля (Евстигнеев, 1990; Раткович, Болгов, 1997).

Подземный сток данного года в значительной мере формируется под воздействием атмосферных осадков предыдущих лет, причем период полного водообмена грунтовых вод обычно 3—5 лет.

Оценка временной связности значений стока соседних лет на основе корреляционного анализа показывает, что для соседних лет стока нормированный коэффициент корреляции, как правило, положителен и отличен от нуля. По данным обработки временных рядов стока рек Европейской части России, его среднее значение около 0.3, т. е. в рядах стока

существует внутрирядная связность. Наличие внутрирядной связности значений речного стока позволяет использовать для прогнозов *авторегрессионные модели* — модели, в которых прогнозируемое значение определяется исходя из наблюденных значений в предшествующие годы. При этом авторегрессионной моделью порядка p называется модель, в которой для вычисления прогноза используется p предыдущих лет. Интервал времени, на который осуществляется прогноз, называется интервалом упреждения. С увеличением интервала упреждения быстро возрастает дисперсия прогноза, достигая значений дисперсии наблюденного ряда и приведя таким образом к недостоверному прогнозу. На практике, как правило, используются модели небольших (1 и 2-го) порядков, а значимые интервалы упреждения редко составляют более 1 года.

Рекомендуемые гидрологические методы оценки минимального речного стока, направленные на определение его расчетных значений заданной обеспеченности в многолетнем плане, используют различную информацию по данным гидрометрических замеров в расчетном бассейне и в бассейне-аналоге (Евстигнеев, 1990).

При наличии данных гидрометрических замеров, позволяющих выделить минимальный сток, дальнейшей задачей интерпретации является обоснование обеспеченности его величин. При обычно встречающихся ситуациях непродолжительности гидрометрических наблюдений на изучаемой реке используют приближенные способы гидрологической аналогии, требующие тщательного обоснования выбора бассейна-аналога. При его выборе следует стремиться к удовлетворению обычных условий однородности факторов, влияющих на формирование низкого стока, в особенности таких гидрогеологических факторов, как количество и водообильность водоносных горизонтов, участвующих в питании рек, степень дренирования реками этих горизонтов. Необходимо также проследить за степенью влияния антропогенных факторов, искажающих естественный сток (регулирование рек, водозаборы, в том числе подземные, сбросы воды).

Для приведения параметров кривой обеспеченности минимальных 30-суточных расходов рассматриваемого створа к продолжительному периоду используется график связи этих расходов за имеющиеся годы параллельных наблюдений, причем можно использовать для его построения не только минимальные годовые величины (по одной от каждого года за летне-осенний или зимний периоды), но и другие среднемесячные расходы за период межени. Зависимости можно считать удовлетворительными, если отклонение большего числа точек от линии связи не превышает ± 20%. С помощью графика связи

Scanned by CamScanner

определяют характерные расчетные точки(квантили), по которым графоаналитическим методом рассчитываются параметры кривой обеспеченности (Евстигнеев, 1990).

Если малая продолжительность наблюдений на изучаемом створе не позволяет с точностью построить график связи со створом-аналогом, то приходится использовать более приближенный прием, согласно которому по замеренному расходу Q определяется среднемноголетний минимальный расход Q_ν из условия постоянства соотношений расходов на короткий (Q^a) и продолжительный (Q_ν^a) периоды наблюдений, полученных по реке-аналогу: $Q_\nu = Q(Q_\nu^a / Q^a)$. Значения коэффициентов вариации и асимметрии принимаются по аналогии с изученными реками.

Принцип гидрологической аналогии положен также в основу *метода гидрометрических съемок*, проводимых в период устойчивой межени. Для этого в исследуемом районе в период низкого стока одновременно измеряются расходы воды Q_i на большой части реки, включая постоянные створы-аналоги. Наиболее благоприятен для измерений период устойчивых низких расходов с отсутствием паводков. Расход Q_i^a, измеренный на определенную дату в створе-аналоге, сопоставляется с минимальным расходом за наблюдаемый год $Q_{мин}^a$, затем вычисляется переходный коэффициент $K_a = Q_{мин}^a / Q_i^a$, а величина минимального стока в данный год определяется по формуле $Q_{мин} = K_a Q_i$.

Чтобы по этому расходу найти среднемноголетнее значение, используют переходные коэффициенты, осредненные по нескольким створам-аналогам, полагая, что их значения обычно слабо изменяются на однородной территории. Для большей надежности результатов гидрометрическую съемку повторяют в течение 2–3 лет, а в качестве расчетного принимается осредненное значение по измерениям съемок разных лет. Для контроля за качеством измерений подземного стока съемка проводится одновременно на ряде створов как на основной реке, так и на ее притоках, и по полученным результатам сопоставляются величины расходов стока, замеренные в замыкающем створе, с суммарной величиной расходов притоков выше по течению реки.

Следует иметь в виду, что размещение гидропостов на реках не всегда согласуется с границами однотипных условий формирования стока. Например, в районах с закарстованными породами часть подземного стока может проходить под руслом реки и не фиксироваться гидропостами. Погрешности оценки стока могут быть связаны также с неоднородностью района водосбора по характеру взаимосвязи подземных и поверхностных вод.

Для расчетов обеспеченности стока значения коэффициентов вариации и асимметрии также принимаются аналогично изученным в речных бассейнах.

Некоторую особенность имеют расчеты распределения минимального стока при родниковом питании реки, когда имеются данные замеров минимального стока Q_i и среднемесячных расходов родников $Q_р$ за расчетный год (Попов, 1968). Для расчетов выбирается опорный родник, характеризующий режим стока в основном водоносном горизонте, и по значению его расходов $Q_{р,i}$ в i-м месяце и $Q_{р,I}$ во время замеров минимального стока в реке Q_i находятся коэффициенты динамичности расходов родников $K_{р,i} = Q_{р,i} / Q_{р,I}$. Полагая, что минимальный сток в реке изменяется пропорционально расходу опорного родника, далее определяется минимальный сток в i-м месяце: $Q_i = K_{р,i} Q_i$.

3.2.2. Оценка минимального стока на основе географических обобщений

Метод географических обобщений рекомендуется использовать на предварительных стадиях проектирования или при невозможности подобрать бассейн-аналог. Согласно этому методу характеристики минимального стока предлагается оценивать при помощи карт модуля расходов минимального стока 80%-ной обеспеченности и расчетных коэффициентов перехода от 30-суточных расходов к суточным, полученных в результате географического обобщения материалов гидрометрических наблюдений (Евстигнеев, 1990).

Приемы решения этой задачи несколько различаются для малых рек (с площадью водосбора до 1000 км²) и средних рек (с площадью водосбора до 50 000 км²), причем более надежно определяется минимальный сток средних рек, в бассейнах которых территориальная дифференциация модуля речного стока обусловливается в основном сменой гидрогеологических условий и относительно слабо зависит от площади водосбора.

В бассейнах малых рек более заметно проявляется неравномерность полноты дренирования подземных вод и минимальный сток может существенно зависеть от площади водосбора, что осложняет возможность подбора реки-аналога и проведения географической интерполяции величин стока. В бассейнах малых равнинных рек обычно наблюдается рост подземного питания рек с увеличением площади бассейна до 600–800 км², после чего достигается полное дренирование основных водоносных горизонтов врезом реки. Противоположная тенденция наблюдается для речных бассейнов, приуроченных к речному рельефу, где нередко при превышении

Scanned by CamScanner

площади бассейна до 400–500 км^2 уменьшается величина речного стока. Характер зависимости речного стока от площади бассейна устанавливается по эмпирическим соотношениям (Евстигнеев, 1990).

Особый подход требуется в условиях специфического генезиса формирования стока, например, в пересыхающих реках («эфемерные» водотоки) и при промерзании рек с проявлением наледного стока (Ландшафтно-гидрологический..., 1991).

Для средних рек метод географической интерполяции реализуется использованием карт изолиний или картограмм районирования модуля расходов минимального стока, которые отражают его изменения, соответствующие изменению зональных физико-географических факторов. Предпочтительным считается использование при картографировании приема составления картограмм районирования, а не карт изолиний, поскольку таким путем лучше учитывается дискретность распространения геогидрологических условий (Амусья и др., 1991). Материалы географических обобщений опираются на построенные карты расходов 80%-ной обеспеченности минимального стока за 30 суток, а также расчеты переходных коэффициентов к суточным расходам различной обеспеченности. Для малых рек, кроме того, вводится зависимость расхода 80%-ной обеспеченности от площади водосбора (Евстигнеев, 1991).

Предполагается, что определение минимального стока по картам его модуля дает погрешность до 20–30% (Владимиров, 1976). Однако практика применения метода картографирования минимального стока выявляет значительно большую его погрешность. Поэтому рекомендуется ограничивать использование картографических методов расчетов минимального стока только для ориентировочных оценок (Амусья и др., 1991). Для реальных же расчетов минимального стока неизученной реки необходимо иметь хотя бы некоторые данные гидрометрических замеров меженного стока непосредственно на этой реке.

3.2.3. Влияние гидрологических особенностей ландшафта

При выборе объектов-аналогов и для географических обобщений следует учитывать гидрологические особенности ландшафта на водосборе. С этой позиции особого внимания заслуживают влияния морфологии речного бассейна, болот и озер, лесных массивов и урбанизации территории водосбора.

Среди морфометрических характеристик обычно рассматриваются площадь бассейна, средний уклон, протяженность

и густота речной сети, глубина эрозионного вреза. В бассейнах с горным рельефом особенно существенно влияние высоты водосбора и уклона речной сети.

На величину речного стока влияет степень *заозеренности речных бассейнов*, а также расположение и глубина озер. При этом озера в верхней части водосборного бассейна оказывают меньшее регулирующее воздействие на речной сток, чем озера в нижнем течении реки. Существенную роль могут играть озера, располагаемые на участках тектонических нарушений, по которым происходит разгрузка трещинно-жильных вод, обеспечивающих постоянный приток озерных вод в реку, даже в периоды устойчивой зимней межени.

Влияния болот на гидрологический режим. Значительные споры возникли при оценке влияния осушения болот, причем С.Н. Никитиным (1894–1904 гг.) высказывались категорические суждения о гибельности осушения всех типов болот для водности речной системы. Впоследствии выводы о положительной роли болот в питании рек были развеяны, поскольку было доказано, что болота, поглощая воду, «неохотно» ее отдают и потому не могут считаться питателями рек (см. Соколов, 1986). В настоящее время принимается, что верховые болота практически не регулируют меженный сток, а при наличии низинных болот, в основании которых залегают торфяные залежи с низкой проницаемостью, меженный сток может уменьшаться за счет испарения с поверхности болот в теплое время. Влияние озер в верховьях рек зависит от размеров и расположения озер, незначительно сказываясь в формировании подземного стока при озерности (относительной площади озер) меньшей 10% (Методические рекомендации..., 1991; Ландшафтно-гидрологический..., 1991).

Влияние болот на речной сток широко обсуждалось в России в конце XIX — начале XX столетия в связи с масштабными мелиоративными работами в западных, северных и центральных губерниях. В Северной Европе и Великобритании внимание к проблеме привлекли катастрофические наводнения 1930–40-х годов, совпавшие с активным осушением заболоченных земель в период экономического кризиса. В России, в отличие от других стран, основное внимание акцентировалось на влиянии болот именно на меженный сток, а с мелиорацией связывалось обмеление ранее полноводных, как считалось, рек — Днепра, Припяти и др.

Обычно рассматриваются два аспекта проблемы: во-первых, влияние существующих болот на сток и, во-вторых, последствия их осушения. Первая постановка в целом не совсем корректна: болота, как и реки,— продукт климатических и других физико-географических особенностей территории. Поэтому

Scanned by CamScanner

вычленить собственно влияние болот на сток сложно, особенно учитывая разнообразие болот по водообмену, в том числе с речной сетью.

Основное движение болотных вод происходит в верхних горизонтах торфа, в нижних — более разложившихся и плотных, с низкими коэффициентами фильтрации — водообмен резко замедляется. Изотопные исследования показали (Сирин и др., 1997), что период условного водообмена в нижних горизонтах верховых болот может достигать 100 лет и более. Водообмен низинных болот, питаемых напорными, русловыми водами, а также стоком с прилегающих суходолов, во много раз более активен и охватывает всю толщу. Поэтому, вопреки распространенным представлениям, низинные болота играют большую роль, чем верховые, в регулировании речного стока.

Большинство верховых болот, например, западной и северо-западной Европейской части России, имеют озерное происхождение (торфа подстилаются сапропелями), залегают в понижениях моренного рельефа и дренируются отдельными слаборазвитыми ручьями, часто пересыхаемыми летом (Вомперский и др., 1988). Вертикальный и горизонтальный водообмен со слабопроницаемыми моренными суглинками, перекрытыми слоями озерных глин, сапропелей или глея, ничтожен. В маловодные периоды года большинство таких верховых болот становятся бессточными и не участвуют в питании рек. Реже встречаются верховые болота, сформировавшиеся в понижениях зандровых равнин. Вертикальный водообмен с подстилающими болото флювиогляциальными песками через плотные низинные торфа нижней части профиля и глеевый горизонт также практически отсутствует, но фильтрационный сток в окружающие болото пески может происходить и в маловодные сезоны. Такие верховые болота часто не дренируются водотоками, но, как ни парадоксально, их участие в питании рек (через грунтовые воды) более существенно, чем верховых болот на морене, формально являющихся истоками гидрографической сети.

Гидрологические последствия осушения болот зависят от их природных свойств и характера мелиоративных мероприятий, осуществляемых для торфоразработок, сельскохозяйственных или лесохозяйственных целей. Торфодобыча предполагает глубокое, но локальное в пространстве воздействие, связанное с существенным понижением уровней болотных вод (УБВ) на разрабатываемой и прилегающей к ней площади. При сельскохозяйственном осушении может использоваться открытый или закрытый дренаж, их сочетание, а также нередко его регулирование. В лесоосушении регулирование стока не применяется, и во избежание иссушения корнеобитаемого

слоя почвы в сухие периоды изначально закладывается недостаточная норма осушения. Сеть открытых каналов создается, прежде всего, для сокращения длительности затопления верхнего слоя почвы с сосущими корнями — наиболее губительного для большинства древесных пород.

На последствия влияния осушения болот на максимальный сток дождевых паводков и половодья сказывается разнонаправленное воздействие двух факторов: одновременное увеличение аккумулирующей емкости торфяной залежи после понижения УБВ и плотности гидрографической сети, а также изменение других гидрологических факторов — водно-физических и тепловых свойств почвы, снегонакопления, снеготаяния, испарения, задержания осадков растительностью и пр. Поэтому в условиях конкретных речных водосборов и гидрометеорологических ситуаций, а также в зависимости от параметров мелиоративной сети и ее положения на речном водосборе (относительно равномерно, в верховьях или в низовьях), конечный результат может быть разным даже по знаку (Назаров, Сирин, 1988, 1992).

Однозначно положительно влияние на минимальный сток осушения для лесного (исключение — мелиорация лесов на переувлажненных минеральных почвах) и в большинстве случаев для сельского хозяйства (Вомперский и др., 1988). Основная причина — увеличение объема болотных вод, участвующих в стоке, и продление периода их сработки вследствие возросших уклонов кривых депрессий потока. Дополнительно сказывается уменьшение суммарного испарения при снижении УБВ, а при питании болот напорными водами и их вскрытии отдельными каналами — увеличение грунтового и подземного питания речной сети. Влияние гидрологических факторов подтверждено большим числом водно-балансовых наблюдений на осушительных сетях, сравнением их участков с разной интенсивностью дренажа, парных водосборов ручьев и малых рек с осушенными и неосушенными болотами. Например, статистически значимая положительная связь значений минимального речного стока с процентом осушенных болот на водосборе была установлена для сети гидрометрических постов Финляндии.

Гидрологическое влияние лесов. Минимальный речной сток связан с общей лесистостью, т.е. соотношением лесов и других угодий, прежде всего сельскохозяйственных. Последние в большинстве случаев характеризуются худшими фильтрационными свойствами почвы из-за механических нарушений ее структуры, меньшего количества макропор, что способствует увеличению поверхностного стока, ухудшению питания грунтовых и подземных вод. Поэтому снижение лесистости за счет

Scanned by CamScanner

увеличения сельскохозяйственных земель, особенно пашни, снижает минимальный речной сток. На легких песчаных грунтах это проявляется слабее, на тяжелых, например моренных суглинках, сильнее (Назаров, Сирин, 1988).

Значительное влияние на водный баланс водосбора оказывают вид, возраст и продуктивность лесных насаждений. Меженный сток имеет наибольшее значение в сосновых и еловых лесах на песчаных и супесчаных почвах, пониженное — в еловых лесах на суглинках, а минимальное — в лиственных лесах и для всех лесов на заболоченных почвах (Крестовский, Книзе, 1999).

Влияние вырубки леса проявляется главным образом через изменения условий поверхностного и подземного стока. По О.И. Крестовскому, после вырубки леса в первые годы прорастает лиственный лес и меженный сток увеличивается почти в 2 раза, затем образуется молодой смешанный лес, в котором сток через 15–20 лет возвращается к норме, а через 40–50 лет падает на 50% нормы, наконец, образуется хвойный лес и примерно к 100 годам меженный сток возвращается к норме (Крестовский, 1986; Соколов, 1986), хотя может по-прежнему иметь меньшие значения, чем сток с аналогичных соседних, не затронутых рубками лесов (Цыганова, Сирин, 1986).

Наблюдения сроком около 30 лет, проведенные в США и Швейцарии (Guillerme, 1980), не дали сопоставимых и определенных результатов по влиянию уничтожения лесов на водный баланс водосбора. Причем в США считалось, что сведение лесов и лесные пожары разрушительно действуют на питание грунтовых вод, а в Швейцарии установлено, что грунтовые воды не претерпевают существенных изменений при сведении лесов, если только на их месте вырастает трава. В этой же работе предпринята попытка оценки многовекового влияния сведения лесов на состояние подземных вод, исходя из историко-архивных материалов по изменению водности рек и родников при уменьшении площади лесов во Франции начиная от Средних веков. Однако таким путем не удалось получить однозначных представлений по этому вопросу, поскольку на питание подземных вод значительное влияние оказывают также осушение земель и урбанизация. По мнению автора (Guillerme, 1980), представление о магазинировании лесами водных ресурсов является мифом.

Гидрологическим моделированием показано, что в гумидных районах изменения стока при лесохозяйственных мероприятиях, а также при распашке земель на водосборе в годовом цикле невелики, а в отдельные сезоны сток может как увеличиваться, так и уменьшаться на несколько десятков процентов (Кучмент и др., 1990).

3.3. ДИНАМИКО-СТОХАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Цель настоящего раздела — анализ многолетней изменчивости питания подземных вод, формирующегося в результате процессов выпадения и последующей трансформации осадков на поверхности земли, расходования впитавшейся влаги в почве и инфильтрационного водообмена с грунтовыми водами. Многолетняя изменчивость питания формируется за счет изменения условий поступления и расходования влаги на поверхности земли и почве во внутригодовом и многолетнем цикле. Эта изменчивость определяет динамику естественных ресурсов подземных вод, поэтому оценка многолетних вариаций питания представляется важной проблемой. Серьезным фактором, сдерживающим изучение динамики питания, является трудность организации его прямого экспериментального определения в полевых условиях.

При этом проблемой, требующей оценки, является буферная роль зоны аэрации при достаточно глубоком залегании УГВ. Общераспространена точка зрения, что питание подземных вод на водораздельных пространствах мало меняется во времени, так как колебания поступления и расходования влаги на поверхности земли и в корнеобитаемом слое сглаживаются при последующем нисходящем инфильтрационном водообмене через зону аэрации. Косвенным подтверждением этой точки зрения является то, что при достаточно большой мощности зоны аэрации в ней существует транзитная зона с практически постоянной влажностью, мало меняющейся во времени и по вертикали в пределах слоев одинакового литологического строения. Такое постоянство влажности, как следует из закона влагопереноса, свидетельствует о постоянном во времени нисходящем потоке влаги в этой транзитной зоне. Однако следует отметить, что в связи с нелинейной степенной зависимостью коэффициента влагопереноса от влажности достаточно малые изменения насыщенности пор влагой могут привести к ощутимым изменениям коэффициента влагопереноса и, следовательно, вертикального потока влаги в зоне аэрации. Поэтому буферная роль зоны аэрации требует строго анализа на основе теории влагопереноса. В работе С.П. Позднякова и В.М. Шестакова (1996) была сделана попытка оценить глубину проникновения колебаний питания подземных вод на основе анализа линеаризованного уравнения влагопереноса путем прослеживания затухания весеннего импульса повышенной влажности по мере его движения вниз через зону аэрации. Проведенный анализ показал, что глубина

Scanned by CamScanner

проникновения колебаний питания может быть достаточно существенной (10 м и более) и зависит от соотношения среднего градиента напора, определяющего преимущественно гравитационное стекание вниз, и действия локального градиента всасывания, «размазывающего» импульс повышенной влажности и связанную с ним повышенную скорость инфильтрации. Учитывая приближенность анализа, основанного на линеаризованном уравнении влагопереноса, в данном разделе рассматривается динамико-стохастическая модель формирования питания подземных вод.

3.3.1. Методика моделирования изменчивости питания

В качестве модели, позволяющей оценить формирование и динамику питания подземных вод, используется модель одномерного вертикального влагопереноса в зоне аэрации от поверхности земли до уровня грунтовых вод. При этом в качестве питания подземных вод рассматривается расход влагопереноса, проходящий через нижнюю границу модели.

Для учета сезонной и многолетней изменчивости условий поступления влаги на верхней границе модели задается переменный во времени расход впитывания, формирующийся за счет случайного выпадения осадков, их аккумуляции на поверхности в зимний период и таяния весной. Также переменным во времени является потребление растениями влаги в почвенном слое.

Общая схема моделирования приведена на рис. 3.4. Моделирование осуществляется по следующему алгоритму: сначала моделируется динамика метеоэлементов и поверхностная часть цикла трансформации осадков, а затем влагоперенос в зоне аэрации. Для этого при помощи программы WedGen (Richardson, Wright, 1984) моделируются на основе модели Ричардсона, описанной в главе 1, случайные многолетние ряды осадков, максимальных и минимальных температур с шагом в одни сутки. Затем по зависимости Харгрейвса (1.1.15) на основании данных о динамике максимальных и минимальных температур рассчитываются суточные значения потенциальной эвапотранспирации. На следующем этапе с использованием смоделированного ряда осадков и температур рассчитывается поверхностный сток по методу нумерованных кривых стока (см. п. 1.1.3) и формируется расход влаги, поступающей каждый день на поверхность зоны аэрации, с учетом накопления снега, испарения с его поверхности и интенсивности снеготаяния, зависящего от температуры. Полученный расход используется в качестве верхнего граничного условия в модели

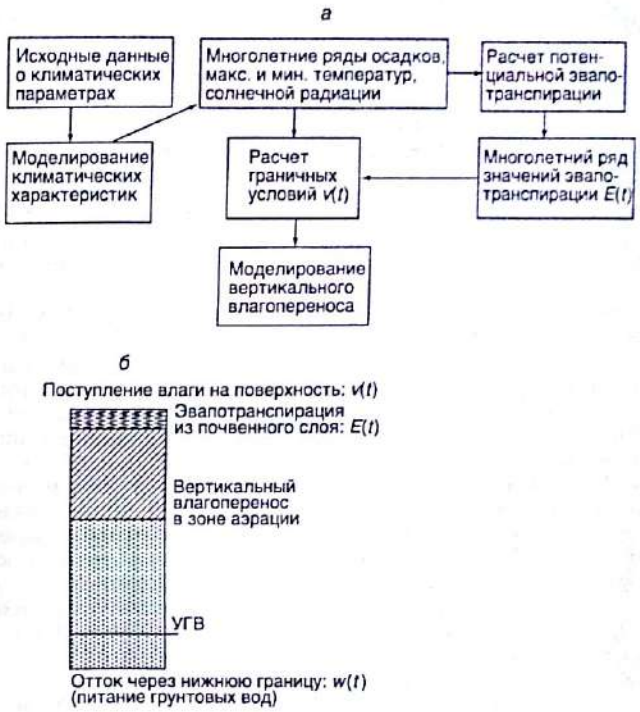

Рис. 3.4. Схема динамико-стохастического моделирования питания подземных вод (*а*) и профиль для влагопереноса (*б*)

вертикального влагопереноса, которая моделирует трансформацию влаги, впитавшейся с поверхности в почву.

Вертикальный влагоперенос рассчитывается при помощи программы HYDRUS 1-D (Simunek et al., 1996). В расчетном профиле зоны аэрации выделяется почвенный слой, из которого влага расходуется на эвапотранспирацию. Эвапотранспирация моделируется функциональной зависимостью, связывающей реальную эвапотранспирацию с рассчитанной по зависимости Харгрейвса потенциальной эвапотранспирацией в соответствии с состоянием почвенной влаги (см. п. 1.1.4). В качестве нижнего граничного условия модели влагопереноса на нижней границе модели поддерживается постоянная во времени высота давления, таким образом моделируется заданная

Scanned by CamScanner

глубина залегания УГВ. Рассчитанный на каждом временном шаге расход через нижнюю границу модели является величиной питания подземных вод в текущий момент времени.

3.3.2. Пример моделирования многолетней изменчивости питания *

Многолетняя изменчивость питания для условий Истринского водно-балансового стационара, расположенного на территории Московской области, оценивалась на основании вышеописанной методики моделирования вертикального влагопереноса в зоне аэрации.

В районе стационара горизонт грунтовых вод распространен во флювиогляциальных отложениях четвертичного возраста. Этот горизонт перекрыт моренными отложениями, сложенными средними и тяжелыми суглинками с разделяющими их прослоями флювиогляциальных озерных песков и глин. Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Глубина залегания УГВ меняется от 1–2 м в пойме до 5–10 м на водоразделах. В этом районе распространен смешанно-широколиственный лес на легких суглинистых почвах. Среднемноголетняя величина питания, оцененная балансовыми методами, составляет 68 мм/год; поверхностного стока в лесу практически не образуется.

Для моделирования принималось следующее строение зоны аэрации, характерное для междуречных пространств Истринского стационара: до глубины 2 м распространены суглинки, до глубины 10 м — флювиогляциальные пески.

Задаваемые в модели расчетные значения параметров влагопереноса, характерные для данных литологических разностей, представлены в табл. 3. 1.

До глубины 0,8 м расположена корневая зона, из которой происходит эвапотранспирация. Связь реальной транспирации с потенциальной описывается зависимостью (1.1.17б) при критической высоте всасывания 8 м и показателе степени $m = 3$.

На основании данных, полученных в результате наблюдений на водно-балансовом стационаре Малая Истра, включающих величины суммарных суточных осадков за период с 1986 по 1991 г. и с 1995 по 1997 г., были подобраны параметры генерации осадков в модели WedGen. Среднемесячные значения амплитуды колебаний температур отдельно для дней с осадками и без них были получены по данным метеонаблюдений на стационаре. В результате были получены параметры модели генерации осадков и температур, хорошо совпадающие

* Раздел написан при участии Е.В. Харитоновой.

Таблица 3.1.

Расчетные значения параметров влагопереноса

Литологическая разность	Коэффициент фильтрации, м/сут	Влагоемкость		Параметры Ван Генухтена	
		максимальная	минимальная	h_*, м	m
Суглинок	0.108	0.45	0.067	0.5	0.29
Песок	3.5	0.41	0.057	0.08	0.56

Таблица 3.2.

Статистические характеристики изменчивости 40-летних модельных рядов питания

Глубина залегания уровня, м	Среднемноголетнее питание, мм/мес	Стандартное отклонение питания, мм/мес	Коэффициент вариации питания
3	6.5	9.6	1.48
5	6.6	6.8	1.03
10	6.6	4.8	0.78

с модельными и наблюденными рядами. На основании данных наблюдений за максимальными и минимальными температурами в летние месяцы 1987–1988 гг. по зависимости Харгрейвса (1.1.15) были рассчитаны значения потенциальной эвапотранспирации. Эти значения сравнили с величинами измеренного на стационаре испарения с водной поверхности для дней, когда эти измерения проводились. Результаты сравнения показали существенную корреляцию значений расчетной потенциальной эвапотранспирации с измеренными величинами испарения с водной поверхности, что подтверждает возможность использования зависимости Харгрейвса для расчета эвапотранспирации.

Для расчетов динамики снеготаяния величина коэффициента стаивания, согласно данным И.С. Пашковского (1986), была принята равной характерной для лесного ландшафта величине $\xi = 4$ мм/(сут · град). При расчете суточных объемов стока был принят номер кривой стока, равный 75.

Для оценки затухания среднемесячных величин питания с глубиной были смоделированы три 40-летних ряда питания для 10-метрового профиля одинакового строения, но при разных глубинах залегания УГВ, равных 10, 5 и 3 м. Статистические характеристики полученных и осредненных с шагом в один месяц рядов питания приведены в табл. 3.2.

Как следует из данных табл. 3.2, результаты моделирования показали, что вариации питания слабо уменьшаются с увеличением глубины и остаются еще значительными и при глубине

Scanned by CamScanner

залегания уровня грунтовых вод 10 м. На рис. 3.5 показана зависимость расчетного питания грунтовых вод от времени при глубине залегания уровня 10 м, а на рис. 3.6 дана та же

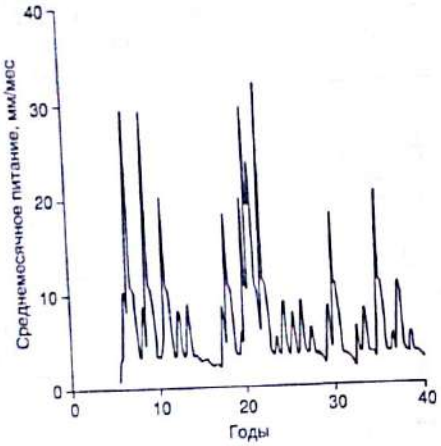

Рис. 3.5. Динамика среднемесячных величин питания грунтовых вод при глубине залегания уровня 10 м

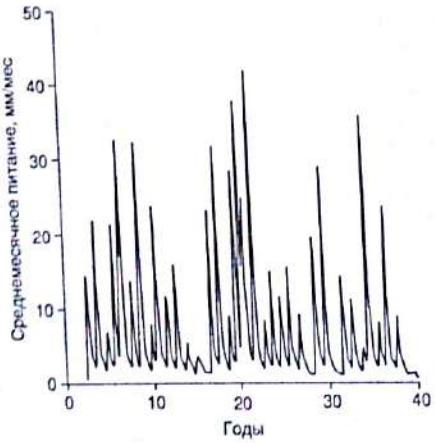

Рис. 3.6. Динамика среднемесячных величин питания грунтовых вод при глубине залегания уровня 5 м

зависимость для уровня 5 м. Из анализа графиков следует, что при типовой глубине залегания УГВ на водосборах 5–10 м естественные ресурсы подземных вод обладают существенной динамикой за счет многолетней изменчивости питания.

Приведенные данные моделирования свидетельствуют о слабом затухании многолетних колебаний питания с глубиной и необходимости учета данного явления при обосновании использования ресурсов подземных вод. При этом закономерности колебаний УГВ и расходов разгрузки, обусловленные изменчивостью инфильтрационного питания, могут быть рассмотрены при помощи модели потока с сосредоточенной емкостью (Шестаков, Поздняков, 1996).

Выводы

1. Водно-балансовые расчеты взаимодействующих потоков подземных и поверхностных вод следует проводить на основе геогидрологического моделирования речных бассейнов применительно к изучению естественных ресурсов подземных вод или при наличии отбора подземных вод.

2. При создании геогидрологической водно-балансовой модели необходимо выбрать методику моделирования, включающую формирование структуры и калибрацию модели с выходом на обоснование оптимального дизайна наблюдательной сети. Важным аспектом геогидрологического моделирования является оценка изменения водного режима ландшафтов при понижении уровней грунтовых вод в процессе водоотбора.

3. Для обоснования геогидрологических моделей существенна оценка минимального речного стока как характеристики подземного стока. Гидрологические методы решения такой задачи опираются на использование объектов-аналогов, при обосновании которых необходимо учитывать гидрологические особенности ландшафта изучаемой территории, а именно, влияния формирования и осушения болот, размещения и вырубки лесных массивов и т. д.

4. Многолетняя изменчивость питания подземных вод, формирующаяся за счет переменных условий поступления и расходования влаги с поверхности земли и определяющая динамику ресурсов подземных вод зоны активного обмена, может эффективно изучаться при помощи простой динамико-стохастической модели инфильтрационного водообмена в зоне аэрации. Применение подобной модели для типовых условий Московского региона показывает, что временная изменчивость питания может быть существенна и при достаточно больших глубинах залегания уровня грунтовых вод.

Scanned by CamScanner