

AMMALL

BY JEFFREY TAKOB

Meu nome é
Jeffrey
Takob

Д. М. КАЦ,
В. М. ШЕСТАКОВ

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Издание второе,
переработанное и дополненное

Рекомендовано Комитетом по высшей школе Миннауки
России в качестве учебного пособия для студентов
высших учебных заведений, обучающихся по специаль-
ности «гидрогеология и инженерная геология»

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1992

ББК 26.326
К 30
УДК 551.491 5

Р е ц е н з е н т:

кандидат геолого-минералогических наук
Д. А. Манукьян

Кац Д. М., Шестаков В. М.

К 30 Мелиоративная гидрогеология: Учебное пособие. — М.:
Изд-во МГУ, 1992. — 256 с.: ил.
ISBN 5—211—01607—8

В учебном пособии даются систематические представления о гидрогеологических условиях территории сельскохозяйственных мелиораций, закономерностях гидрогеологических процессов и основных положениях гидрогеолого-мелиоративных изысканий. По сравнению с 1-м изданием, вышедшим в 1981 г., существенно переработана прикладная часть, даны новые методы гидрогеологических исследований на мелиорируемых территориях, усовершенствованы методы мелиоративно-гидрогеологических прогнозов, дополнены материалы по балансовым характеристикам подземных вод на мелиорируемых территориях.

Для студентов гидрогеологических и инженерных специальностей.

К 3801000000(4309000000)—045 150—92
077(02)—92

ББК 26.326

Учебное издание

Кац Давид Моисеевич, Шестаков Всеволод Михайлович

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Зав. редакцией И. И. Щехура

Редактор Н. В. Баринова

Художественный редактор А. Л. Прокошев

Переплет художника Р. Х. Абрамова

Технический редактор Н. И. Смирнова

Корректоры Л. А. Айдарбекова, Е. Н. Павлова

ИБ № 4220

Сдано в набор 03 01 92 Подписано в печать 21 05 92
Формат 60×90/16 Бумага тип № 2
Гарнитура литературиая Высокая печать.
Усл. печ. л 16,0 Уч.-изд. л 18,28
Тираж 955 экз Заказ 202 Изд. № 858

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы

ISBN 5—211—01607—8

© Издательство Московского университета, 1992

ПРЕДИСЛОВИЕ

Значительный масштаб развития сельскохозяйственных мелиораций, с одной стороны, и существенное влияние гидрогеологических условий на их проведение, с другой стороны, предопределили большое значение мелиоративной гидрогеологии, развившейся как важнейшее направление прикладной гидрогеологии.

С 1964 г. курс «Мелиоративная гидрогеология» был введен в учебный план для студентов-гидрогеологов на геологическом факультете МГУ, а затем получил распространение и в других вузах, причем в Киевском государственном университете была открыта специализация по этому направлению. Настоящее учебное пособие отвечает программе учебного курса, но рассчитано также на широкое использование специалистами — гидрогеологами и мелиораторами.

Во втором издании проведена значительная перекомпоновка материала, направленная на более стройное связывание изучения природных условий с количественной оценкой гидрогеологических процессов с учетом решения инженерно-мелиоративных задач. Вместе с тем материалы существенно дополнены новыми методическими разработками, связанными с решением практических задач в соответствии с современными требованиями научно-технического прогресса.

Работа была распределена между авторами следующим образом: Д. М. Кацу принадлежат главы 1—3, § 2 главы 4, § 1, 2, главы 8; В. М. Шестаковым написаны § 3, 4 главы 4, § 2—4 главы 5, § 2—4 главы 6, глава 7; § 1 глав 4, 5 и 6, § 3 главы 8 авторы составили совместно; кроме того, использованы материалы С. Д. Исаевой в § 1 главы 3, И. С. Пашковского в § 3 главы 4, И. П. Айдарова и Н. И. Парфеновой в § 1 главы 6, И. Ф. Фидеди в § 5 главы 7, А. М. Сойфера в § 3 главы 8, Д. А. Манукьяна в § 4 главы 8.

Во время подготовки рукописи настоящего издания к публикации ушел из жизни Д. М. Кац, бывший одним из создателей мелиоративной гидрогеологии и признанным ведущим специалистом в этой области.

На завершающем этапе редакционной подготовки разделов, автором которых был Д. М. Кац, существенное участие приняла его дочь — С. Д. Исаева.

ВВЕДЕНИЕ

Мелиоративная гидрогеология — прикладная отрасль гидрогеологии, дающая гидрогеологическое обоснование мелиоративных (главным образом гидромелиоративных) мероприятий. Она тесно связана с инженерной мелиорацией, а также мелиоративным почвоведением и гидрологией. Поскольку гидрогеологические условия в значительной мере определяют принципиальную схему и методы мелиорации земель, то понятно большое значение, которое приобрела мелиоративная гидрогеология при решении проблем проектирования, строительства и эксплуатации мелиоративных систем.

В мелиоративной гидрогеологии решаются следующие практические задачи:

- изучение гидрогеологических условий и прогноза их изменения под влиянием проектируемых мелиоративных решений;
- проектирование дренажа и других мелиоративных мероприятий (совместно с инженером-мелиоратором);
- рациональное использование и охрана подземных вод на мелиорируемых территориях с учетом их воздействия на окружающую среду;
- гидрогеологические наблюдения при эксплуатации мелиоративных систем.

В развитии мелиоративной гидрогеологии в СССР могут быть выделены следующие этапы.

Первый этап — накопление первых данных по региональной мелиоративной гидрогеологии Средней Азии и Казахстана, Закавказья, Поволжья, Припятского Полесья и других районов страны, в процессе которого были заложены основы мелиоративной гидрогеологии. Начало этого этапа относится к первых годам установления Советской власти. Уже в 1921 г. Советом Труда и Обороны было принято подписанное В. И. Лениным постановление, в котором записано: «Признать борьбу с засухой делом первостепенной важности для сельскохозяйственной жизни страны и мероприятия, предпринимаемые в этом направлении, — имеющими боевое значение».

В течение первого этапа, продолжавшегося примерно до середины 40-х годов, проводятся гидрогеологические исследования в Голодной и Каршинской степях, Центральной Фергане, Чуйской впадине, Самаркандской и Китабо-Шахрисабзской котловинах, Бухарском, Мургабском, Хорезмском и других оазисах Средней Азии, в Закавказье, Поволжье, Припятском Полесье и др.

Второй этап — оформление мелиоративной гидрогеологии как самостоятельной прикладной отрасли гидрогеологической науки —

охватывает период с середины 40-х годов и до 1966 г. Впервые термин «мелиоративная гидрогеология» был предложен в 1945 г. М. А. Шмидтом — автором первых работ по методике изучения режима грунтовых вод в орошаемых районах и гидрогеологом-мелиоративного районирования орошаемых земель.

В течение этого этапа расширяется объем гидрогеологических исследований в связи с развитием орошения и осушения земель. В Средней Азии, Закавказье, Припятском Полесье и других районах организуются работы по изучению режима и баланса грунтовых вод в орошаемых районах.

Для второго этапа характерно увеличение площади орошаемых земель в степной зоне страны — на юге Украины, Северном Кавказе, в Поволжье, Западной Сибири и других районах. Это вызвало необходимость развития мелиоративной гидрогеологии в степной зоне — своеобразной и менее изученной в гидрогеологомелиоративном отношении по сравнению с районами традиционного орошения Средней Азии и Закавказья. Гидрогеологомелиоративными исследованиями охватываются районы юга Украины, ЦЧО, Поволжья, Волго-Донского междуречья и др.

Значительное развитие в этот период получили разработки гидродинамических основ изучения и прогноза режима и баланса грунтовых вод под влиянием водохозяйственных мероприятий.

Третий этап мелиоративной гидрогеологии наступил в связи с реализацией грандиозной программы развития мелиораций, намеченной майским (1966 г.) Пленумом ЦК КПСС. О масштабах мелиоративного строительства за 1966—1984 гг. свидетельствуют следующие данные. Площадь мелиорированных земель возросла с 17 до 33 млн га, в том числе площадь орошаемых земель достигла 19 млн га и осушенных — 14 млн га. Проведены значительные работы по реконструкции старых оросительных систем и строительству дренажа. Механизированные поливы дождеванием проводились в Молдавии на 94% орошающей площади, на Украине — на 90% и в РСФСР — на 68%. Резко расширилась площадь орошаемых земель в степной зоне — до 7,9 млн га (1984 г.). Для осушения переувлажненных земель в гумидной зоне в основном строился технически более совершенный — закрытый — дренаж.

При решении этих задач выявились повышенные требования к гидрогеологическому обоснованию мелиораций. Во-первых, потребовалось увеличить объемы и темпы производственных гидрогеологических съемок и изысканий в аридной и гумидной зонах страны. Особенно возросли эти работы в степной зоне. Во-вторых, выявились необходимость значительно углубить программу и методику гидрогеологических работ, чтобы обеспечить проектирование гидромелиоративных систем всей информацией, требуемой для прогнозов режима подземных вод на орошаемых и осушаемых землях с учетом требований охраны окружающей среды. Минводхозом СССР было узаконено требование, согласно которому экспертизой не принимались к рассмотрению без гидрогеологических прогнозов не только технические проекты орошения, но и схемы

и технико-экономические обоснования мелиораций. Ранее такое требование не всегда соблюдалось, что приводило к неблагоприятным последствиям орошения — засолению и заболачиванию земель.

Решение этих задач потребовало постановки и развития теоретических и полевых исследований процессов влаго- и солевого переноса в породах зоны аэрации, методов геофильтрационной схематизации и прогнозов режима грунтовых вод на орошаемых и осушаемых землях с использованием АВМ и ЭВМ. Значительное развитие получили методы расчета горизонтального и вертикального дренажа в сложных гидрогеологических условиях с применением современной вычислительной техники.

На протяжении этого этапа развития мелиоративной гидрогеологии выполняется ряд работ, связанных с улучшением службы эксплуатации гидромелиоративных систем, для чего в Минводхозе СССР была организована гидрогеолого-мелиоративная служба, осуществляющая контроль за мелиоративным состоянием орошаемых и осушаемых земель.

Современное развитие мелиорации земель тесно связано с принципиально важным для нашего общества процессом перестройки и ускорения развития всего народного хозяйства. Проведенный в последние годы анализ состояния мелиоративных систем показал, что при свойственных предыдущим десятилетиям достаточно высоких темпах мелиоративного строительства возник целый ряд проблем различного характера (технических, экономических, организационных), проявившихся в конечном счете в недостаточном уровне урожайности сельхозкультур на значительной части мелиоративных земель.

Значительная часть мелиоративных систем по своему техническому уровню морально устарела и недостаточно эффективна, особенно с точки зрения рационального использования водных ресурсов. Уже в настоящее время необходима реконструкция оросительных систем на площади не менее 1/3 общей площади поливного земледелия. В аридных областях во многих случаях система водопользования и режим орошения не упорядочены, в результате чего превышаются оптимальные оросительные нормы и, как следствие, недостаточно эффективно используются водные ресурсы, а нередко сказывается и дополнительное неблагоприятное воздействие на мелиоративное состояние земель.

Около 15% орошаемых земель — в неблагоприятном мелиоративном состоянии; это главным образом земли, подтопленные и засоленные в результате подъема уровня грунтовых вод под влиянием орошения при недостаточно эффективной работе горизонтального дренажа. Из общей площади орошаемых массивов с построенным горизонтальным дренажем свыше 40% (т. е. почти половина) в той или иной мере характеризуются неудовлетворительным мелиоративным состоянием.

Учитывая перечисленные выше проблемы, при дальнейшем развитии оросительных мелиораций земель намечается не столько новое мелиоративное строительство, а в значительной мере рекон-

струкция и техническое усовершенствование действующих мелиоративных систем¹. В связи с этим основной задачей современной мелиоративной гидрогеологии является разработка методов контроля мелиоративного состояния земель (мониторинга), а также методов гидрогеологических исследований, направленных на обоснование инженерных мероприятий по реконструкции. Самостоятельным направлением исследований в этой области представляется создание информационных систем по мелиоративному состоянию земель и использованию водных ресурсов, являющихся важной основой для решения более общей задачи — управления водохозяйственными системами.

В значительной мере недостатки и просчеты развития гидромелиораций, ставшие предметом широкого критического обсуждения (к сожалению, более со стороны журналистов и общественных деятелей, чем среди специалистов), связаны со слабостями методического анализа природно-мелиоративных процессов. При изучении таких процессов, существенная часть которых связана с водно-солевым режимом мелиорируемых земель, организации водохозяйственного профиля обычно ограничиваются фиксацией водно-солевой обстановки с сугубо эмпирическими выводами о мелиоративных условиях. Вместе с тем обоснование правильного управления мелиоративной ситуацией реально можно дать только, опираясь на естественно-научный анализ природных процессов. А поскольку в формировании водно-солевого режима значительную роль играют подземные воды, то в преодолении современных кризисных ситуаций развития гидромелиораций существенное значение должно принадлежать мелиоративной гидрогеологии, влияние которой в обосновании гидромелиораций должно заметно повышаться.

¹ Васильев Н. Ф. Мелиорация земель: рубежи перестройки//Гидротехника и мелиорация 1987. № 11 С 2—10

ГЛАВА 1

ГИДРОМЕЛИОРАТИВНЫЕ СИСТЕМЫ

§ 1. СВЕДЕНИЯ ОБ ОРОШЕНИИ И ОСУШЕНИИ ЗЕМЕЛЬ

Как известно, развитие мирового сельского хозяйства, в том числе и в странах СНГ, осуществляется на основе химизации, мелиорации и механизации. Представление о масштабах мелиораций может быть получено из анализа данных табл. 1.1.

Таблица 1.1

Масштабы и уровень развития мелиораций в СССР и основных группах стран на середину 70-х годов XX в.
(по Л. Г. Балаеву и В. С. Дмитриеву, 1985)

Группы стран и отдельные страны	Орошающие земли		Орошающие и осушающие земли	
	млн га	процент к обрабатываемой площади	млн га	процент к обрабатываемой площади
Социалистические страны в том числе страны — члены СЭВ	112,1	25,1	148,4	32,2
из них СССР	22,7	8,0	48,5	17,2
Развитые капиталистические страны в том числе США	16,7	7,2	28,9	12,4
Развивающиеся страны в том числе Индия	32,0	8,6	122,8	33,1
16,7	8,8	76,5	40,6	
247,6	17,3	136,9	22,2	
Мировой итог	35,5	21,0	51,9	24,5
			408,1	28,5

По определению А. Н. Костякова [4] — основоположника советской мелиоративной науки, «.... сельскохозяйственные мелиорации в СССР представляют собой систему организационно-хозяйственных и технических мероприятий, имеющих задачей коренное улучшение неблагоприятных природных (гидрологических, почвенных, агроклиматических) условий с целью наиболее эффективного использования земельных ресурсов в соответствии с потребностями социалистического хозяйства». Решение этой задачи достигается путем регулирования водного, воздушного, солевого, теплового и пищевого режимов почв. В определенных гидрологических условиях это требует регулирования режима подземных вод, играющих активную роль в процессах почвообразования

Для территории СНГ характерно широкое распространение климатов тундры и тайги, лесов умеренных широт, степей и внетропических пустынь. Пустыни и полупустыни — главная арена орошаемого земледелия. На земном шаре они занимают почти

40 млн км² — это больше 1/4 всей сушей. В странах СНГ площадь пустынь и полупустынь превышает 300 млн га, что составляет 1/6 часть территории страны. Они протягиваются с запада на восток (от левобережья дельты Волги и Апшеронского полуострова до восточных границ песков Кызылкум, Мойынкум, Сары-Ишикотрау) на 2500 км и с севера на юг — на 1200 км.

Для сравнения следует отметить, что западные штаты США, в которых сосредоточены основные площади орошаемых земель этой страны, характеризуются довольно широким развитием климата степей со свойственными им черноземными и каштаиовыми почвами. Это создает благоприятные условия для выращивания зерновых и других культур при сравнительно умеренных затратах оросительной воды и ослабляет процессы соленакопления в орошаемых почвах и грунтовых водах. Пустыни в США имеют относительно небольшую площадь и распространены в основном в южных штатах (Калифорния, Аризона, Нью-Мексико и др.). Тропические пустыни широко распространены в Северной Африке, Австралии.

Для оценки основных различий климатов обычно используют среднемноголетние годовые суммы атмосферных осадков, температуру воздуха, испарение с водной поверхности (испаряемость) и эвапотранспирацию (расход влаги на физическое испарение с поверхности почвы и транспирацию растительностью). Соотношение между осадками и испаряемостью также используется при характеристике климатов с точки зрения требований сельского хозяйства.

По годовой сумме осадков различают климаты пустынь — менее 120 мм осадков, сухой — 120—250, полусухой — 250—500, умеренно влажный — 500—1000, влажный — 1000—2000 и очень влажный — более 2000 мм. Сухой климат свойствен полупустыне, полусухой — сухостепным и степным районам.

Нередко в литературе климаты сухостепных и степных районов называют полуаридными или субаридными, а полупустынь и пустынь аридными. Выделяются также экстрааридные климаты, характерные преимущественно для тропических пустынь, в которых в отдельные годы осадков может не быть. Испаряемость в таких условиях достигает огромной величины: например, в Ливийской пустыне величина испаряемости превышает 4000 мм в год при среднемноголетней сумме осадков всего около 30 мм. В странах СНГ районов с экстрааридным климатом нет.

Гумидные или влажные климаты на земном шаре распространены сравнительно широко. Этим климатом характеризуется, в частности, лесная зона, в том числе Нечерноземная зона России. Зону лесостепи относят к семигумидному, т. е. периодически влажному климату.

Гумидные климаты определяют преобладающее распространение в зоне их развития осушительных мелиораций. В аридных областях необходимо орошение. Это разделение несколько условно, так как в гумидной зоне на осушенных землях все шире полу-

чает развитие дополнительное увлажнение почв, а в орошаемых районах — на площадях с неглубоким залеганием грунтовых вод — проводят осушительные работы для борьбы с заболачиванием и засолением почв.

Всего в орошении нуждается около 60% обрабатываемых земель мира. В странах СНГ в климатических зонах недостаточного увлажнения сосредоточено около 65% всей земледельческой территории, в том числе более 78% сельскохозяйственных угодий, более 64 — пашни, 70 — пахотопригодных земель, 48 — сенокосов и 93% пастбищных угодий земледельческой зоны стран СНГ.

Площадь орошаемых земель в мире по прогнозу к 2000 г. достигает 300 млн га. Существующее распределение орошаемых площадей по основным группам страны дано в табл. 1.1.

Примерно 1/3 поливных земель аридной и полуаридной зон мира орошается подземными водами.

Важнейшей проблемой орошаемого земледелия является борьба с засолением и осолонцеванием почв, в основном связанными с неглубоким залеганием грунтовых вод. Вследствие засоления и заболачивания в странах мира ежегодно выходит из сельскохозяйственного оборота не менее 200—300 тыс. га орошаемых земель, причем всего на земном шаре насчитывается не менее 20—25 млн га засоленных бесплодных земель, которые в прошлом были плодородными [3].

Засоление почв значительно снижает устойчивость сельскохозяйственных культур. Так, даже при слабом засолении почв урожайность хлопчатника снижается на 20—30%, ячменя — на 30—40, кукурузы — на 40—50, пшеницы — на 50—60%. При среднем засолении урожайность хлопчатника и ячменя снижается на 40—60, кукурузы — на 60—70%, а пшеница погибает. Даже урожайность риса, растущего, как известно, в проточной воде, при очень сильном засолении почв не превышает 1000 кг/га, в то время как на незасоленных почвах или при слабом засолении урожайность достигает 6000—7000 кг/га и более.

Засоление орошаемых почв широко распространено в Пакистане, Индии, Египте, Ираке, Китае и во многих других странах аридной зоны мира.

Площадь в различной степени засоленных почв в староорошаемых районах Средней Азии и Закавказья составляет примерно 25%. Отсюда понятно, какую массу дополнительной сельскохозяйственной продукции можно получить, если ликвидировать засоление почв и не допускать возникновения его на массивах нового освоения.

Площадь осущенных земель в мире составляет около 160 млн га. В странах СНГ площадь болот и заболоченных земель достигает 200 млн га, из которых для осушения и сельскохозяйственного освоения пригодно примерно 65 млн га, причем из них в 1985 г. было осушено около 14,6 млн га.

Таблица 12

Площадь орошаемых и осушенных земель в СССР (по годам, млн га)

Год	Наличие мелиорируемых земель			Использовано мелиорированных земель		
	орошаемых	осушенных	всего	орошаемых	осушенных	всего
1965	9,8	7,5	17,3	9,3	6,1	15,6
1970	10,8	7,4	18,2	10,4	6,9	17,3
1975	14,2	10,1	24,3	13,7	9,7	23,3
1980	17,2	12,6	29,8	16,7	12,0	28,7
1985	19,7	14,6	34,2	19,1	14,0	33,1

Динамика орошаемых и осушенных земель по стране в целом по годам показана в табл. 1.2¹.

Особенностью современного этапа осушительных мелиораций является широкое развитие дополнительного увлажнения осушенных почв для обеспечения оптимального водного режима их в те отрезки вегетационного периода, когда недостаточно атмосферных осадков.

В комплексе водохозяйственного строительства кроме орошения и осушения земель значительное внимание уделяется обводнению пастбищ. Вода необходима здесь для орошения трав и других кормовых культур в целях создания гарантированных запасов корма для скота, а также для питьевых целей. Основные объекты обводнения сосредоточены в аридной зоне страны, но имеются и в других климатических зонах. В СССР пастбищный фонд и сенокосы занимали 323 млн га. Из них обводнено 192 млн га (начало 1985 г.).

Источниками обводнения являются подземные и речные воды, доставляемые к объектам потребления обводнительными и оросительно-обводнительными каналами, а также воды местного поверхностного стока.

§ 2. ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОМЕЛИОРАТИВНОЙ СИСТЕМЫ

Гидромелиоративная система — это комплекс взаимодействующих сооружений и технических средств для гидромелиорации земель².

Оросительная система — это гидромелиоративная система для орошения земель. В нее входит система каналов и распределителей, а также головное водозаборное сооружение. Площади оросительных систем изменяются в широких пределах — от нескольких до многих сотен гектаров.

Орошение земель подразделяется на лиманное и регулярное.

¹ Народное хозяйство СССР в 1978 г. М., 1979.

Народное хозяйство СССР в 1985 г., М., 1986.

² Приводимые при характеристике гидромелиоративных систем определения и термины даны в соответствии с ГОСТ 26967-86 (СТ СЭВ 5183-85) «Гидромелиорация. Термины и определения».

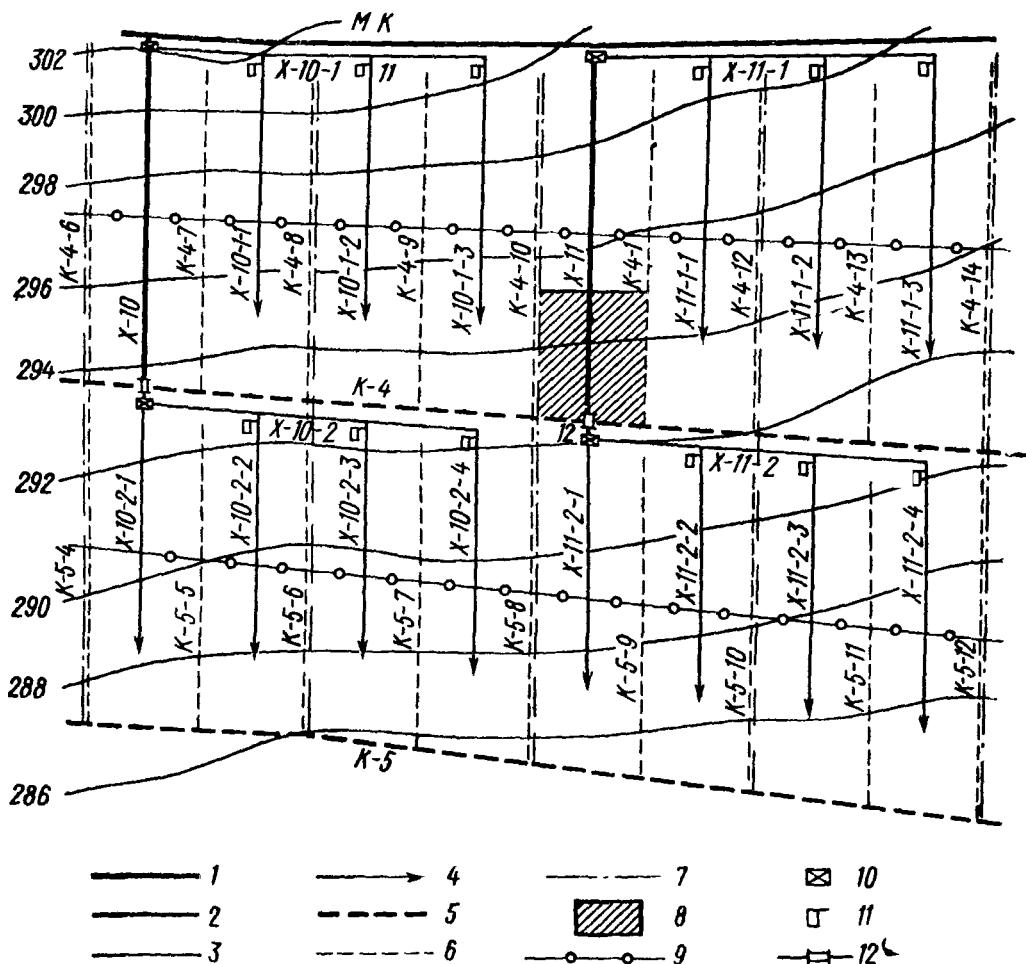


Рис. 1. Схема оросительной и коллекторной сети («Практикум по сельскохозяйственным мелиорациям», 1980):

1 — магистральный канал; 2 — хозяйственный распределитель; 3 — внутрихозяйственный распределитель первого порядка; 4 — внутрихозяйственный распределитель второго порядка; 5 — межхозяйственный коллектор; 6 — внутрихозяйственный коллектор; 7 — границы отделений совхоза; 8 — усадьба совхоза; 9 — створ наблюдательных колодцев; 10 — узел гидротехнических сооружений; 11 — водовыпуск; 12 — акведук

Лиманное орошение заключается в однократном увлажнении почвы слоем воды до 1—1,5 м. Для лиманного орошения используют естественные понижения рельефа, ограждаемые, где это необходимо, дамбами и валами.

В зависимости от рельефа и источника увлажнения лиманы подразделяются на следующие типы: пойменные, заполняемые паводковыми водами рек; склоновые — когда источником орошения являются талые воды, стекающие с вышерасположенных площадей, и лиманы, в которые вода подается из оросительных или обводнительных каналов.

Лиманное орошение применяют в степной зоне и в меньшей мере — в полупустынной. Общая площадь лиманного орошения в СССР в 1986 г. составила 1,4 млн га. Основные районы

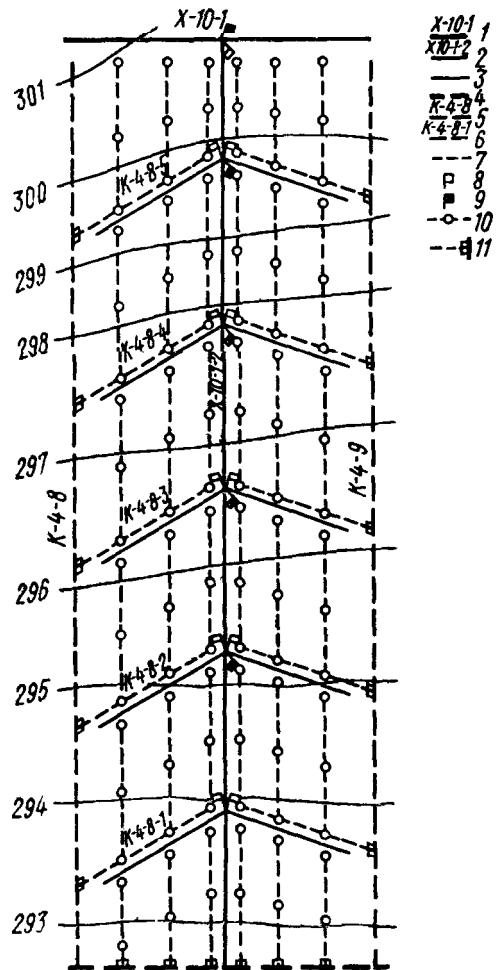
лиманного орошения — Казахстан (845 тыс. га), Поволжье (151 тыс. га).

Регулярное орошение характеризуется неоднократным увлажнением почв в течение года. Для регулярного орошения создаются более сложные гидромелиоративные системы. Составные части их: 1) источник орошения, 2) головное водозаборное сооружение, 3) магистральный канал, 4) распределительная оросительная сеть, 5) поливные устройства и машины, 6) водосборно-сбросная сеть, 7) искусственный дренаж, 8) коллекторы, 9) водоприемник. На рис. 1, 2 показаны возможные схемы оросительной, коллекторной и дренажной сети при поверхностном орошении и при поливах дождеванием.

Источниками оросительной воды являются поверхностные и подземные воды. В первом случае забор воды оросительными каналами осуществляется из водохранилищ, сооружаемых для це-

Рис. 2. Схема внутрихозяйственной оросительной и дренажной сети («Практикум по сельскохозяйственным мелиорациям», 1980):

1 — внутрихозяйственный распределитель первого порядка; 2 — внутрихозяйственный распределитель второго порядка; 3 — участковый распределитель; 4 — межхозяйственный коллектор; 5 — внутрихозяйственный коллектор; 6 — закрытый коллектор; 7 — закрытая дрена; 8 — водовыпуск; 9 — перегораживающее сооружение; 10 — смотровой колодец; 11 — устьевое сооружение с гидрометрическим постом



лей орошения или в комплексе с орошением — для нужд гидроэнергетики и судоходства. Забор воды производится и непосредственно из рек, сток которых не зарегулирован водохранилищами.

Главнейший источник оросительной воды — реки. Общий объем забора воды из рек в СССР в 1976 г. достиг 341 км^3 , из которых водопотребление составило 302 км^3 , а потери на испарение — 39 км^3 . Для нужд сельского хозяйства израсходовано 56% общего водопотребления, в том числе на орошение — 45%. Остальной объем воды использован для промышленности. В 1984 г. объем водозабора $323,8 \text{ км}^3$, в том числе за счет поверхностных вод $295,2 \text{ км}^3$ и подземных — $28,6 \text{ км}^3$.

Оросительные воды в подавляющем большинстве оазисов являются основным источником солей, поступающих на орошающие земли. Минерализация речных вод, как известно, изменяется в широких пределах — от 0,1—0,2 до нескольких граммов на літр, в зависимости от геологического строения водосборных бассейнов, поступления в реки сбросных и дренажных вод с орошаемых полей, промышленных стоков и т. д. Наибольшей минерализацией обычно обладают реки, дренирующие соленосные отложения. Например, воды р. Шерабад в Сурхандарьинской области Узбекистана в межень имеют минерализацию до 2,5—3 г/л, р. Атрек в Туркменистане — до 7—8 г/л и т. д. Под влиянием поступления дренажных вод минерализация вод р. Сырдарьи в низовьях в зимний период в последние годы достигает 2,5 г/л.

При естественной бессточности оазисов и в случае недостаточности искусственного дренажа становятся понятными причины интенсивного соленакопления в почвах, породах зоны аэрации и грунтовых водах таких оазисов.

Подземные воды могут служить автономным источником орошения или использоваться в комплексе с поверхностными водами. В последнем случае подземные воды могут покрывать потребность посевов в воде в периоды недостатка поверхностных вод, повышая этим водообеспеченность оросительных систем и позволяя расширить орошающую площадь. Планирование использования подземных вод для орошения является элементом проектирования общей системы мелиоративных мероприятий. Это проектирование осуществляется на основе утвержденных ГКЗ или ТКЗ эксплуатационных запасов подземных вод. Это возможно, если эксплуатационные запасы превышают требуемый отбор воды для удовлетворения нужд коммунального и промышленного водоснабжения с учетом роста их в перспективе. К 1985 г. для орошения и обводнения пастбищ использовалось в СССР свыше 10 км³/год, или более 25% отбираемых подземных вод, причем наибольшее количество подземных вод для орошения отбиралось в Армении (2,28 км³/год), Узбекистане (2,28 км³/год), Азербайджане (2,52 км³/год), Таджикистане (1,07 км³/год). Имеющиеся данные свидетельствуют о значительных резервах для увеличения отбора подземных вод на различные нужды, в том числе и для орошения [1].

Поскольку в орошаемых районах динамические ресурсы подземных вод в значительной мере формируются за счет ирригационных вод, то эксплуатационные запасы подземных вод тесно связаны со всей ирригационно-хозяйственной обстановкой, при изменении которой соответственно изменяются и эти запасы. Так, повышение коэффициента полезного действия (КПД) оросительных систем и уменьшение оросительных норм сокращают запасы подземных вод и сток возвратных вод, а увеличение подачи поверхностных вод на орошение увеличивает запасы подземных вод. В связи с этим оценка запасов должна произвольться с обязательным учетом планируемого развития орошения, намечаемой реконструкции оросительной и дренажной сетей и других мелиоратив-

ных водохозяйственных мероприятий. При использовании подземных вод для орошения должен приниматься во внимание ущерб речному стоку и стоку возвратных вод.

Источником орошения могут быть и сточные воды — промышленных и коммунальных предприятий, животноводческих комплексов и др. — после их очистки. Сельскохозяйственные угодья, орошаются сточными водами, называют *полями орошения*.

Основной водопроводящий канал оросительной системы для подачи воды на всю орошающую площадь называется *магистральным*. Магистральные каналы имеют длину от нескольких или десятков до тысячи километров и более. Например, протяженность Каракумского канала превысила 1000 км и в перспективе будет увеличена до 1400 км. От магистрального канала отходит сеть *распределительных каналов* (трубопроводов), которые подают воду в группу хозяйств, отдельные хозяйства или на крупные поливные участки. Из распределительного канала воду получают *оросительные каналы* (трубопроводы) — водоводы, по которым вода подается на орошающее поле. Они могут выполняться в форме лотковых каналов — открытых оросительных водоводов из сборных конструкций, уложенных на поверхности земли или на опорах.

Оросительная сеть может быть открытой, т. е. состоять из открытых каналов разного порядка, или закрытой — в форме трубопроводов. Различают также временную оросительную сеть — нарезаемую для полива и заравниваемую на время механизированных сельскохозяйственных работ.

В зависимости от типа сети (открытой, закрытой) некоторый объем воды теряется на фильтрацию в почву и породы зоны аэрации, пополняя грунтовые воды, часть расходуется на испарение с водной поверхности каналов и прилегающих к ним земель; часть воды не используется и сбрасывается. Показателем технического совершенства оросительной системы является ее *коэффициент полезного действия* (КПД), равный отношению объема воды, поданной при орошении, к объему воды, изъятой из водоисточников в оросительную сеть. КПД оросительной системы в целом равен произведению КПД каналов разного порядка этой системы (магистрального, распределительных, внутрихозяйственных).

Старые оросительные системы, выполненные в виде открытых земляных русел, характеризующихся обычно значительной извилистостью, имеют КПД не выше 0,50—0,55. При этом основная масса потерь (до 70—80 % от суммы всех потерь воды в каналах) приходится на долю фильтрации в грунт. В 1983 г., например, потери оросительной воды на фильтрацию, считая от точек водозабора до хозяйств-потребителей, составили 43 км³, или 21 % от водозабора. Основная масса потеряной воды достигла уровня грунтовых вод. Потери на фильтрацию особенно возрастают при высокой водопроницаемости отложений и в случаях, когда русла каналов не закольматированы. Наибольшие потери воды происходят из внутрихозяйственной оросительной сети как наиболее протяженной. По сравнению с внутрихозяйственной сетью в межхозяйственной

сети потери воды на фильтрацию меньше. Фактический средний КПД межхозяйственной сети в орошаемых районах СССР в 1984 г. составил 0,80. Закрытые оросительные системы позволяют обеспечить КПД до 0,95—0,97 и благодаря этому рационально использовать оросительную воду и ослабить питание грунтовых вод. Одновременно повышается *коэффициент земельного использования* (КЗИ) орошающей площади, под которым понимают отношение орошающей площади «нетто» к орошающей площади «брутто» (т. е. к общей площади с оросительной сетью).

Для ликвидации потерь воды на фильтрацию и повышения этим КПД оросительных систем используют облицовку из сборного и монолитного бетона и железобетона, что уменьшает потери в 7—10 раз. Для сокращения потерь через швы предварительно уплотняют грунт ложа каналов и укладывают бетон на пленочные покрытия. Применяют также противофильтрационную одежду из полимерных пленок.

Таблица 1.3
Зависимость КПД систем от их технического уровня
(по В. А. Духовному, 1985)

Тип	Характеристика системы и качество поливной воды	КПД межхозяйственной сети	КПД внутрихозяйственной сети	КПД системы
1	Межхозяйственные каналы в земляном русле, инженерного типа; внутрихозяйственная сеть — туземного типа; периодичность работы системы — непрерывная; вода мутная	0,80—0,95	0,52—0,60	0,45—0,54
2	То же (межхозяйственная сеть работает периодически)	0,75—0,90	0,52—0,60	0,42—0,50
3	То же (в межхозяйственную сеть подается чистая вода)	0,70—0,85	0,52—0,60	0,38—0,47
4	Межхозяйственная сеть по типу 1, внутрихозяйственная — в земляном русле инженерного типа (в суглинках)	0,80—0,95	0,65—0,75	0,52—0,60
5	Межхозяйственная сеть по типу 1, внутрихозяйственная — инженерного типа (в супесях)	0,80—0,95	0,60—0,71	0,50—0,57
6	Межхозяйственная сеть в бетонной монолитной облицовке, внутрихозяйственная — лотковая	0,85—0,96	0,86—0,90	0,65—0,78
7	Межхозяйственная сеть по типу 6, внутрихозяйственная — в бетонной облицовке	0,85—0,96	0,75—0,86	0,60—0,75
8	Межхозяйственная сеть по типу 6, внутрихозяйственная — в трубах	0,85—0,96	0,92—0,96	0,80—0,90
9	Межхозяйственная сеть в сборной облицовке по пленке, внутрихозяйственная — лотковая	0,90—0,98	0,86—0,90	0,75—0,88

Для уменьшения потерь воды на полях используют лотки. Наиболее технически совершенны оросительные системы с закрытой внутрихозяйственной сетью.

Таким образом, КПД оросительных каналов, определяющий величину одного из главнейших источников питания грунтовых вод, зависит в основном от технического уровня оросительных систем (табл. 1.3).

При общей протяженности оросительной сети на орошаемых землях страны 743,9 тыс. км облицованных каналов было 49,6 тыс. км, в лотках — 31,3, в трубопроводах — 198 тыс. км (на 1 января 1984 г.).

Сокращение потерь на фильтрацию позволяет рационально расходовать оросительную воду и уменьшать питание грунтовых вод, улучшая этим гидрологические условия орошаемых земель.

Осушительная (коллекторно-дренажная) система на орошаемых землях предназначена для отвода грунтовых вод в целях снижения их уровня и минерализации, что необходимо для создания благоприятного водного, воздушного и солевого режимов почв.

Наибольшее распространение на орошаемых территориях имеет горизонтальный дренаж — открытый и закрытый.

Открытые дрены, представляющие собой копанные канавы, сравнительно просты в строительстве, однако они занимают значительную часть полезной площади и требуют непрерывных эксплуатационных затрат.

Технологически более совершенно устройство закрытых дрен, которые состоят из дренажных труб с фильтрующей обсыпкой, укладываемых в траншею и засыпаемых грунтом (рис. 3, 4). Для закрытого дренажа используют керамические и пластмассовые трубы различного диаметра — от 50 до 200—250 мм. Керамические трубы диаметром 50—75 мм используют для осушения земель в гумидной зоне, 100—200 мм — в аридной, диаметры пластмассовых (полимерных) дренажных труб для тех же условий соответственно составляют 50—63 и 100—250 мм.

В качестве дренажных фильтров в настоящее время широко применяют материалы из стеклянных и полимерных волокон, которые используются совместно с песчано-гравийной обсыпкой (рис. 3, I, a, б) или без нее, если дренаж строится в хорошо проницаемых грунтах (рис. 3, I, в).

От характера фильтра и типа дренажных труб, способа поступления воды в трубы (рис. 3, II), размеров, формы и размещения отверстий по периметру дренажной трубы (в случае использования трубофильтров) зависят величины дополнительных фильтрационных сопротивлений дрен. Составляющими суммарного фильтрационного сопротивления дренажа, определяемыми его конструктивными особенностями, являются сопротивления за счет потерь напора в фильтре, за счет нарушения линейного закона фильтрации в фильтре, при истечении воды в полость трубы через водоприемные отверстия.

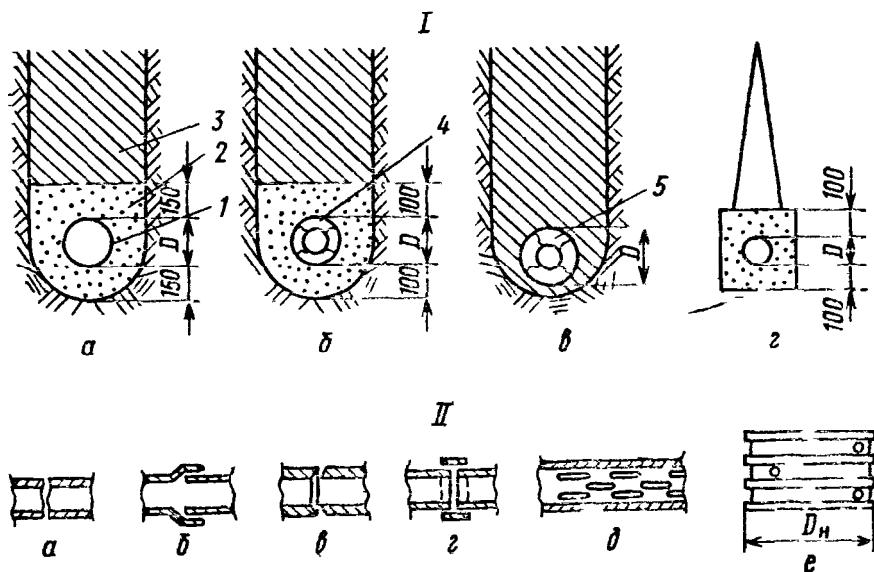


Рис. 3 Конструкции горизонтального дренажа

I — конструкция дренажа при механизированном способе строительства: *а* — с круговым песчано-гравийным фильтром; *б* — то же с дополнительным применением стеклохолста; *в* — с круговым фильтром из искусственных волокнистых материалов; *г* — с песчано-гравийным фильтром при бестраншейном способе строительства; II — типы дренажных труб: керамические трубы, фильтрующие через стык, — гладкие (*а*), раструбные (*б*), фасонные (*в*), муфтовые (*г*); фильтрующие через тело труб (трубофильтры) гладкие с дырчатой или щелевой иерфорацией (*д*); полимерные горизонтированные трубы (*е*)

Строительство закрытых дрен осуществляется механизированным и полумеханизированным способом.

Механизированные способы (траншейный, узкотраншейный) применяют при залегании уровня грунтовых вод более 3 м. Для укладки дрен используют специальные дреноукладчики [6].

При меньшей глубине залегания грунтовых вод и устойчивых откосах строительство закрытых дрен производится полумеханизированным способом (метод «полки»). В этом случае траншея отрывается экскаватором на глубину, превышающую проектную отметку дна дрены на 0,3—0,5 м (рис. 4). Этим достигается осушение траншей, дренажные трубы укладываются на «полку», вокруг дрен создается фильтрующая обсыпка, а затем траншея засыпается грунтом.

В водонасыщенных оплывающих грунтах строительство закрытых дрен осуществляют при предварительном водопонижении, применяя для этой цели иглофильтры.

Комплексно-механизированный метод значительно экономичнее полумеханизированного. В связи с этим на массивах нового орошения с исходным глубоким залеганием грунтовых вод дренаж следует строить до подъема уровня — не выше 4—5 м от поверхности земли. Сроки строительства устанавливают на основе прогнозов уровня грунтовых вод, корректируемых режимными наблюдениями.

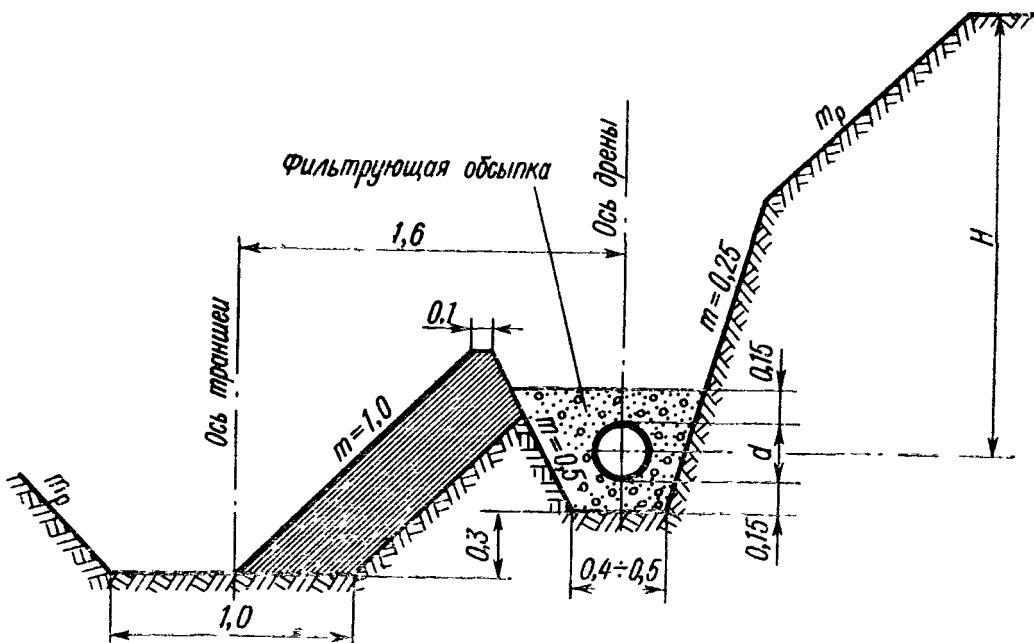


Рис. 4. Схема дренажа, сооружаемого методом «полки» (размеры в метрах) (по В. А. Духовному и др., 1979)

При высоком залегании грунтовых вод (до 1—1,5 м) в оплывающих грунтах применяется также бестраншейный способ строительства закрытого дренажа. Строительство ведется с помощью специального бестраншейного дреноукладчика, который укладывает непрерывную дренажную трубу (полиэтиленовые гофрированные трубы, обмотанные синтетической тканью в качестве фильтра).

Вода, поступившая в дренаж, собирается в коллекторную сеть, состоящую из более глубоких каналов-коллекторов. Такие коллекторы подвержены зарастанию и деформации, в связи с чем в последнее время практикуется строительство коллекторов-трубопроводов.

Все большее распространение для дренирования орошаемых территорий получает вертикальный дренаж, который состоит из системы вертикальных скважин с принудительным водоотбором с помощью погружных насосов. По расположению в плане выделяют *площадной систематический дренаж*, состоящий из скважин, равномерно располагаемых обычно по квадратной сетке с шагом 500—1000 м в пределах мелиорируемой территории, *линейный дренаж* — с расположением скважин по линейному конгуру и *выборочный дренаж*, состоящий из группы скважин, располагаемых в пределах отдельных мелиоративно неблагополучных участков.

Вертикальный дренаж сооружают в виде скважин преимущественно большого диаметра (1000—1200 мм). Вокруг фильтрового каркаса создают гравийную обсыпку (рис. 5). Глубина скважин зависит от геологического разреза; обычно она изменяется от 20—30 до 70—80 м. Откачиваемая вода в зависимости от ее химичес-

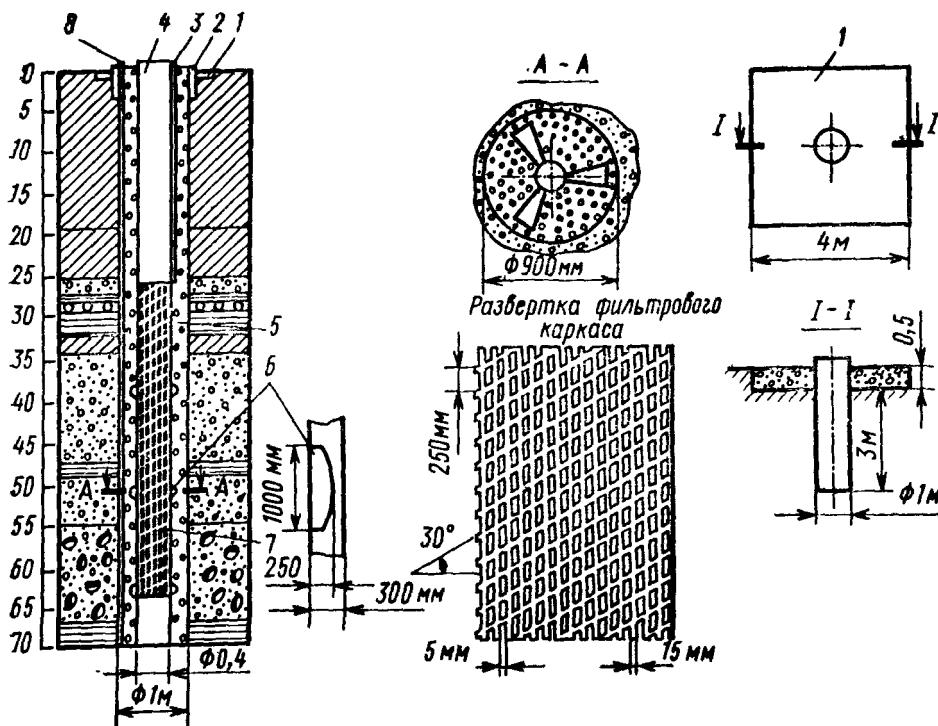


Рис. 5. Конструкция скважин вертикального дренажа в совхозе «Социализм» в Голодной степи (по Н. М. Решеткиной, Х. И. Якубову, 1978):

1 — бетонная плита для крепления кондуктора; 2 — кондуктор; 3 — труба для замера уровня воды в скважине; 4 — глухая часть фильтрового каркаса; 5 — перфорированная часть фильтрового каркаса, скважность 20%; 6 — направляющие фонари из стали толщиной 10 мм; 7 — гравийная обсыпка, размер фракций 1—10 мм; 8 — затрубный пьезометр, скважность фильтра 15%

кого состава используется для орошения — в чистом виде или в смеси с поверхностью водой. Высокоминерализованные дренажные воды сбрасывают в коллекторную сеть, которая отводит их за пределы орошающего массива. Типизация орошаемых земель по гидрогеологическим условиям применения вертикального дренажа дана в работе [2].

Комбинированный дренаж представляет собой горизонтальные дрены (открытые или закрытые), вдоль которых пробурены скважины-усилители. Последние заглублены в проницаемый слой, подстилающий слабопроницаемые покровные отложения (рис. 6).

В случае залегания ниже уровня заложения горизонтальных дрен слабопроницаемых отложений незначительной мощности роль скважин-усилителей могут выполнять копанные колодцы, расположенные вдоль дрен на определенном расстоянии σ (рис. 7).

Водоприемниками сбросных и дренажных вод, доставляемых коллекторами, могут быть различные водоемы, понижения рельефа за пределами орошаемых земель. Выбор водоприемника должен базироваться на прогнозе минерализации коллекторно-дренажных вод, чтобы не допустить ухудшения экологических усло-

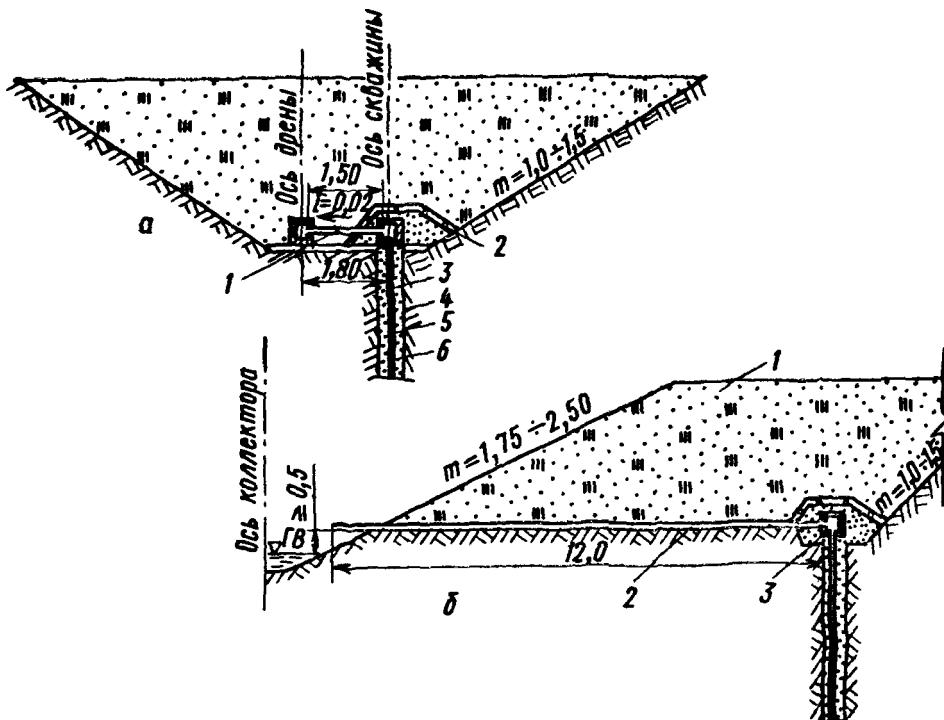


Рис. 6. Комбинированный дренаж:
 а — схема скважины-усилителя, подключенной к дрене: 1 — водоотводящая труба; 2 — присыпка вручную с уплотнителем; 3 — фильтровая колонна скважины-усилителя из асбосцементных труб (диаметр 100 мм); 4 — фильтровая обсыпка; 5 — скважина (диаметр 100 мм); 6 — фильтр щелевой;
 б — схема скважины-усилителя, подключенной к открытому коллектору: 1 — обратная засыпка; 2 — водоотводящая труба; 3 — железобетонный колодец

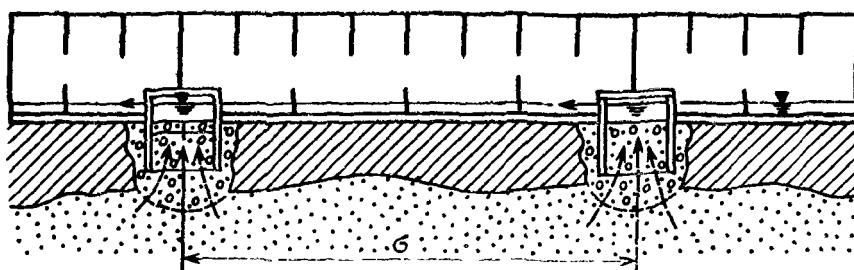


Рис. 7. Горизонтальные дрены с колодцами-усилителями

вий района мелиоративного строительства и качества вод в источниках орошения и водоснабжения.

§ 3. РЕЖИМ ОРОШЕНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

В практике орошения земель различают следующие виды поливов:

— вегетационные, производимые в период вегетации сельскохозяйственных культур;

- влагозарядковые (запасные) — для создания запасов воды в почве, производят в невегетационный период;
- предпосевные, выполняемые непосредственно перед посевом сельскохозяйственных культур;
- послепосевные (подпитывающие) — непосредственно после посева;
- освежительные — для увлажнения наземной части растений, приземного слоя воздуха и частично почвы;
- промывные — для удаления солей из почвы.

Применяют также удобрительные поливы, когда одновременно с водой вносят удобрения, противозаморозковые, провокационные поливы — для прорастания сорняков и последующего их удаления и др.

Указанные поливы применяют в том или ином сочетании в зависимости от вида сельскохозяйственных культур, метеорологических условий, характера и засоленности почв и их влажности, глубины залегания грунтовых вод и т. д.

Поливы производят по определенному для каждой сельскохозяйственной культуры *режиму орошения*, под которым понимают совокупность сроков и норм поливов.

Поливной нормой называют количество воды, подаваемое на 1 га площади, занятой сельскохозяйственными культурами, за один полив. Она выражается в $\text{м}^3/\text{га}$ (или в мм , что в 10 раз меньше, чем $\text{м}^3/\text{га}$).

Сумма поливных норм равна оросительной норме, т. е. количеству воды, подаваемому на 1 га сельскохозяйственных угодий за весь оросительный период. Выражается в $\text{м}^3/\text{га}$ (или в мм).

Различают оросительную норму «*брутто*», определяемую по количеству воды, забираемому из источника орошения, и «*нетто*» — подаваемую непосредственно на поле. Оросительная норма «*брутто*» равна оросительной норме «*нетто*», разделенной на КПД оросительной системы. Исходя из величины оросительной нормы пользуются значением *гидромодуля*, равным расходу воды ($\text{л}/\text{с}$), подаваемому на 1 га орошаемой площади. Для хлопковой зоны Средней Азии гидромодуль «*нетто*» при поливах по бороздам в среднем принимают равным $0,8—1 \text{ л}/\text{с}\cdot\text{га}$. В европейской части России при поливах дождеванием гидромодуль составляет $0,4—0,5 \text{ л}/\text{с}\cdot\text{га}$. График гидромодуля по оросительной системе в целом составляют исходя из состава сельскохозяйственных культур, площади, занимаемой каждой культурой, и требуемого ею режима орошения. Последний устанавливают исходя из суммарного водопотребления, равного количеству воды, расходуемому растениями на транспирацию и испаряющемуся с поверхности почвы (физическое испарение) за вегетационный период с единицы площади. Суммарное водопотребление называют также *эвапотранспирацией*.

Водопотребление каждого вида сельскохозяйственных растений зависит от климатических, почвенных и гидрогеологических условий, а также от этапов освоения земель.

Поливы в вегетационный период должны обеспечить для растений оптимальную влажность корнеобитаемого слоя почвы. Она составляет 0,7—0,9 величины предельной полевой влагоемкости. На засоленных почвах вегетационные поливы одновременно должны обеспечить в корнеобитаемой зоне допустимую концентрацию солей в почвенном растворе, например не выше 10—12 г/л при хлоридно-сульфатном составе солей. С этой целью при поливе сельскохозяйственных культур на засоленных почвах оросительные нормы в пустынной и полупустынной зонах должны превышать эвапотранспирацию на 10—30 %, чтобы обеспечить промывной режим орошения и не допустить этим опасного накопления солей; промывной режим орошения при неглубоком залегании минерализованных грунтовых вод должен обязательно применяться на фоне искусственного дренажа.

Климатические условия при равенстве других факторов определяют необходимость увеличения оросительных норм с повышением температуры и дефицита влажности воздуха, испарения и с уменьшением количества выпадающих осадков.

Таблица 1.4
Характеристика гидромодульных районов

Гидромодульный район	Почвы	Глубина залегания грунтовых вод, м
I	Автоморфного ряда — формирующиеся без влияния грунтовых вод	>3
II	Маломощные суглинистые на песчано-галечниковых отложениях и мощные песчаные	
III	Среднемощные суглинистые на песчано-галечниковых отложениях и мощные супесчаные Мощные суглинистые и глинистые	
IV	Переходного ряда — формирующиеся при слабом влиянии грунтовых вод	2—3
V	Легкосуглинистые и супесчаные Суглинистые и глинистые	
VI	Гидроморфного ряда — луговые, формирующиеся при умеренном влиянии грунтовых вод	1—2
VII	Легкосуглинистые и супесчаные Суглинистые и глинистые	
VIII	Болотно-луговые — формирующиеся при избыточном влиянии грунтовых вод	0,5—1
IX	Легкосуглинистые и супесчаные Суглинистые и глинистые	

Влияние почвенных и гидрогеологических условий при назначении режима орошения в оазисах Средней Азии учитывают в соответствии с районированием орошаемых массивов по величине гидромодуля. При этом выделяют 9 районов (табл. 1.4). Границы районов оконтуриваются на картах гидромодульного районирования.

ния, составляемых по материалам почвенных и гидрогеологических исследований.

Из гидрогеологических факторов кроме глубины залегания учитывают также минерализацию грунтовых вод. С уменьшением глубины залегания пресных или опресненных грунтовых вод возможно уменьшение оросительных норм, так как растения для своего развития кроме поверхностной оросительной воды используют и грунтовую воду.

Учет этапов освоения земель связан с тем, что в процессе освоения изменяются микроклимат, микрорельеф, водный режим почв, их водно-физические свойства. Это позволяет сокращать в процессе освоения новых земель оросительные нормы. В Средней Азии принято дифференцировать режим орошения применительно к трем этапам: начальному, переходному и перспективному.

В табл. 1.5 дан пример режима орошения хлопчатника и люцерны, принятого в северной климатической зоне Средней Азии [7]. Гидрогеологическая область «а» соответствует районам с устойчиво глубоким залеганием грунтовых вод — > 3 м. Область «б» характеризуется залеганием грунтовых вод — преимущественно пресных или слабоминерализованных — на глубине 1—3 м. Почвы не подвержены или слабо подвержены засолению. В области «в» при той же глубине залегания грунтовых вод последние характеризуются повышенной минерализацией вследствие ухудшения естественного подземного оттока. Почвы подвержены засолению. В зоне «в» оросительные нормы должны быть выше, чем в зоне «б», вследствие засоления почв и необходимости обеспечения промывного режима орошения.

В табл. 1.5 отсутствует режим орошения для гидромодульных районов VIII и IX, характеризующихся глубиной залегания грунтовых вод 0,5—1 м, так как почвенно-мелиоративные условия в этих районах не отвечают требованиям нормального ведения орошаемого земледелия. При освоении таких земель необходимо предварительное понижение уровня грунтовых вод, а при засоленных почвах — их рассоление. Оросительные нормы для люцерны при сравнимых условиях существенно выше, чем для хлопчатника, в связи с большей потребностью во влаге этой культуры.

В пустынной и полупустынной зонах в невегетационный период (ноябрь — март) ежегодно проводят влагозарядковые поливы. Для засоленных почв эти поливы одновременно являются эксплуатационными промывными поливами. Нормы их дифференцируют в зависимости от почвенно-гидрогеологических условий, степени и характера засоления почв, их промываемости и т. д. Для бассейнов Амударии и Сырдарии нормы влагозарядковых и эксплуатационных промывных поливов изменяются от 900 до 4500 м³/га [7].

При освоении сильнозасоленных земель и солончаков в целях опреснения их проводят капитальные промывки на фоне дренажа. Промывание площади ограждают валиками. Промывные поливы обычно производят в несколько тактов. В сумме промывные нормы

Таблица 15

Режим орошения хлопчатника и люцерны в северной климатической зоне бассейнов рек Амудары и Сырдарьи (данные Средазгипроводхлопка)

Гидромодульные районы	Оросительная норма по периодам освоения, м ³ /га			Число поливов	Оросительный период		
	1	2	3				
Хлопчатник							
Гидрогеологическая область «а»							
I	8300	7600	6700	5	16.V — 15.IX		
II	7800	7100	6400	5	21.V — 10.IX		
III	7400	6700	6000	5	26.V — 10.IX		
Гидрогеологическая область «б»							
IV	5900	5400	4800	4	1.VI — 5.IX		
V	5600	5000	4500	4	6.VI — 5.IX		
VI — VII	4400	4000	3600	3	1.VI — 13.VIII		
Гидрогеологическая область «в»							
IV	6800	6200	5500	5	26.V — 5.IX		
V	6500	5900	5300	4	1.VI — 5.IX		
IV — VII	5300	4800	4300	3	6.VI — 31.VIII		
Люцерна и другие травы							
Гидрогеологическая область «а»							
I	11 300	10 200	9100	6	10.IV — 25.IX		
II	10 700	9 600	8600	6	6.IV — 25.IX		
III	10 100	9 100	8100	6	10.IV — 20.IX		
Гидрогеологическая область «б»							
IV	8100	7300	6500	6	21.IV — 15.IX		
V	7600	6800	6100	6	26.IV — 15.IX		
VI — VII	6100	5500	4900	5	6.V — 10.IX		
Гидрогеологическая область «в»							
IV	9300	8400	7500	6	16.IV — 20.IX		
V	8900	8000	7100	6	21.IV — 15.IX		
VI — VII	7300	6600	5800	5	1.V — 10.IX		

мы изменяются от 5—10 до 20—25 тыс. м³/га и более в зависимости от степени засоления и водопроницаемости промывных почв.

Нередко промывку солончаков перед освоением их под хлопчатник и другие культуры производят после предварительных посевов риса и строительства дренажа. Это дает значительный экономический эффект. Рис, как известно, является наиболее влаголюбивой культурой. Оросительная норма для риса изменяется от 8—10 тыс. м³/га в Приморском крае (Дальний Восток) до 20—30 тыс. м³/га и более в пустынной зоне Средней Азии.

При установлении режима орошения сельскохозяйственных культур в степной зоне кроме указанных выше почвенно-гидрологических и других факторов учитывают свойственную степной зоне значительную изменчивость выпадающих атмосферных осадков, влажности воздуха и т. д. Режим орошения дифференцируется для острозасушливых, среднезасушливых и влажных лет. Оросительные нормы сокращаются с уменьшением глубины залегания пресных и слабоминерализованных грунтовых вод, дифференцируя глубины следующим образом: >3 м; $3-2$, $2-1$ и <1 м.

Оросительные нормы (брутто) в большинстве хлопковых районов в Средней Азии при поверхностном орошении и существующих КПД оросительных систем составляют 12—14 тыс. м³/га в год (включая затраты воды на влагозарядку и эксплуатационную промывку засоленных земель). В отдельных районах оросительные нормы достигают 18—20 тыс. м³/га и более.

В степной зоне оросительная норма «брутто» редко превышает 4—5 тыс. м³/га в год, но в пределах рисовых оросительных систем значительно выше.

Данные о гидромодульном районировании орошаемых земель, водопотреблении сельскохозяйственных культур, необходимом режиме орошения и КПД систем используют для разработки проектов оросительных систем, а на действующих системах — для составления планов водопользования и водораспределения. Планы предусматривают подачу определенных расходов воды в нужные периоды времени и очередность водоподачи в хозяйства. На основе этого определяют сроки открытия и закрытия головных водозаборных сооружений и графики водозабора магистральных каналов и водоподачи в распределительные каналы.

§ 4. СПОСОБЫ ОРОШЕНИЯ И ТЕХНИКА ПОЛИВА

Под *способом орошения* понимают способ подачи и распределения воды на орошаемом поле. Технические средства и технология проведения полива входят в понятие *техника полива*. Способы орошения и техника полива в значительной мере определяют эффективность орошения, производительность труда на поливе, влияют на мелиоративное состояние орошаемых земель, эксплуатационные затраты, себестоимость сельскохозяйственной продукции и т. д.

Выбор способов орошения и техники полива зависит от вида поливных культур, климатических, почвенных и гидрологических условий, рельефа и других факторов. Классифицируют и характеризуют способы орошения следующим образом [8]: поверхностное дождевание, внутрипочвенное (в том числе капельное), аэрозольное (мелкодисперсное) увлажнение, подпочвенное орошение, при котором растения покрывают потребность в воде только за счет грунтовых вод. Применение указанных способов орошения в разных природных условиях характеризуется данными, приведенными в табл. 1.6.

Таблица 1.6

Область применения различных способов орошения в разных природных условиях (по Б. Г. Штепе)

Способ орошения	Засоленные почвы	Легкие песчаные почвы	Тяжелые почвы	Сложный рельеф	Большие уклоны	Близко расположенные минерализованные грунтовые воды	Минерализованная вода	Сильный ветер
Мелкодисперсное	—	—	—	—	—	—	—	—
Дождевание	—	—	—	—	—	—	—	—
Поверхностное	—	—	—	—	—	—	—	—
Внутрипочвенное	—	—	—	—	—	—	—	—
Подпочвенное	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Знак «+» обозначает применимость способа орошения в данных условиях, знак «—» — неприменимость.

Основными являются поверхностные самотечные способы полива, хотя их существенный недостаток — значительные потери оросительной воды. Классификация поверхностных способов полива дана на рис. 8. Наиболее прогрессивный способ — полив по бороздам, при котором капиллярные токи распространяются преимущественно в боковом направлении и отчасти образуют нисходящие гравитационные токи. При этом поливе сохраняется комковатая структура почвы, после полива не образуется сплошная корка, обеспечиваются хорошие условия аэрации почвы и по сравнению с другими видами поверхностного самотечного полива достигаются меньшие поливные нормы.

Для механизации поверхностного полива используются специальные технические средства — поливные трубы-сифоны, с помощью которых вода подается непосредственно в борозды из оросителя, гибкие и жесткие переносные и стационарные поливные трубопроводы, автоматизированные лотки. В 1987 г. площадь поверхностного полива составляла в стране 10,5 млн га, из которых на 0,7 млн га (7%) поливы проводились с применением средств механизации. В перспективе предполагается интенсивное повышение уровня механизации поверхностного полива, который к 1995 г. должен достигнуть 42% при площади поверхностного полива 10,6 млн га, а к 2005 г. — 91% при площади полива 11,0 млн га¹. Механизация поверхностного полива не только обеспечивает уменьшение затрат труда и воды на полив, но и ослабляет питание грунтовых вод, повышает коэффициент земельного использования.

При поливе сплошным затоплением вода просачивается вглубь в форме гравитационных токов. Этот вид полива применяют при

¹ Приказ МВХ СССР № 332 от 12.10.87 г. «О мерах по механизации и автоматизации поверхностного полива орошаемых земель в 1988—1990 гг. и на перспективу до 2005 г.»

Сплошное затопление



Напуск по полосам



Полив по бороздам



Выборочное затопление

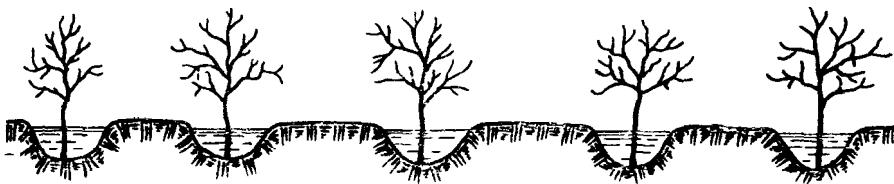


Рис 8 Классификация поверхностных способов полива (по Б Г Штепе)

выращивании риса, общая площадь посевов которого в нашей стране (по данным на 1984 г) составляет 660 тыс. га. Затопление используют при одноразовом поливе паводковыми водами местного стока. Промывка засоленных земель также осуществляется сплошным затоплением участков (чеков), огражденных «валиками». Поливные и промывные нормы при затоплении в большинстве случаев значительны, они определяют интенсивное питание грунтовых вод.

При поливах по полосам ширина последних составляет 10—30 м. Этот способ используют преимущественно для полива многолетних трав, зерновых культур.

Орошение дождеванием применяют главным образом в степной зоне, а также на осушаемых землях гумидной зоны, когда можно ограничиться поливными нормами менее $500 \text{ м}^3/\text{га}$ и оросительными — менее $3000 \text{ м}^3/\text{га}$. Скорость ветра более 5—6 м/с ограничивает применение дождевания. Дождевание обеспечивает механизацию и автоматизацию поливов, внесение удобрений с оросительной водой и т. д. По сравнению с поверхностным поливом

дождевание значительно снижает интенсивность питания грунтовых вод.

Целесообразно применять дождевание на сильнопросадочных грунтах, на почвах, обладающих высокой водопроницаемостью, при неблагоприятном сложном рельефе, близких пресных грунтовых водах, дефиците водных ресурсов и т. д. Имеется положительный опыт применения дождевания в полупустынных и пустынных климатических условиях — при незасоленных почвах и близких пресных грунтовых водах, а также после рассоления засоленных почв. В последнем случае вегетационные поливы дождеванием должны сочетаться с осенними достаточно обильными влагозарядковыми поливами, создающими опресненную линзу на поверхности минерализованных грунтовых вод [2].

В практике дождевания применяют различные дождевальные агрегаты и машины — передвижные, полустационарные и стационарные. Выбор видов дождевальных систем и установок производят на основе технико-экономического анализа, учитываяющего состав культур, особенности рельефа, почвенного покрова, гидрологических и других условий.

Наиболее распространены полустационарные системы дождевания как наиболее экономичные. В этих системах насосная станция и разреженная сеть трубопроводов стационарны, а дождевальные агрегаты, установки, машины перемещаются по орошаемому полю. К этому типу установок относятся успешно применяемые в настоящее время широкозахватные дождевальные агрегаты фронтального действия («Волжанка», «Днепр») и кругового («Кубань», «Фрегат», рис. 9). Эти агрегаты обеспечивают малую интенсив-

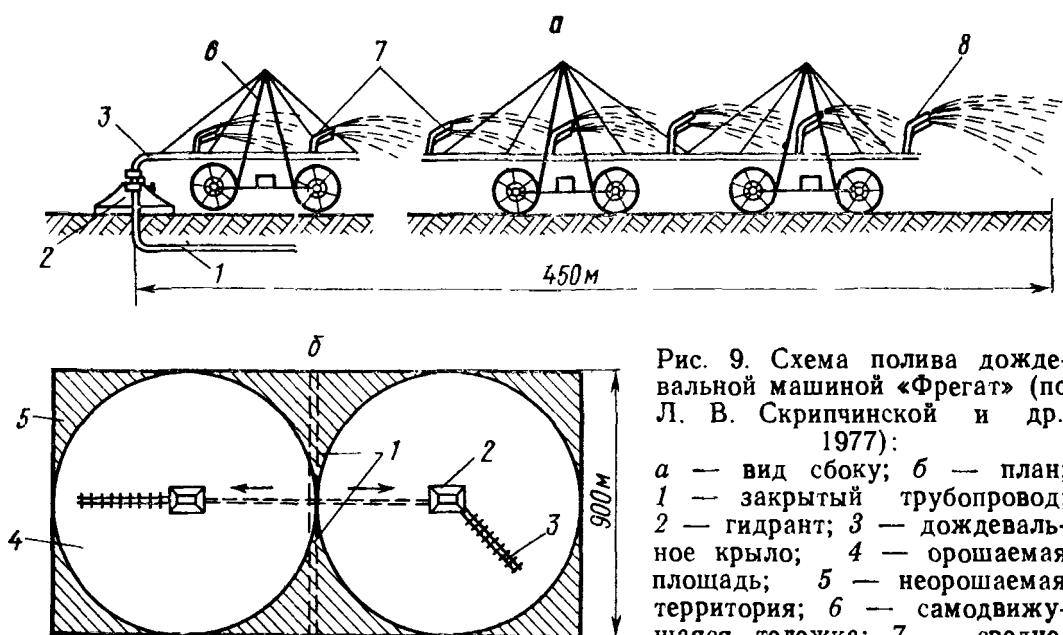


Рис. 9. Схема полива дождевальной машиной «Фрегат» (по Л. В. Скрипчинской и др., 1977):

а — вид сбоку; *б* — план;
1 — закрытый трубопровод;
2 — гидрант; 3 — дождевальное крыло;
4 — орошаемая площадь;
5 — неорошаемая территория;
6 — самодвижущаяся тележка;
7 — среднеструйные дождевальные насадки;
8 — дальнеструйная насадка

ность дождя (до 0,3 мм/мин), что уменьшает поверхностный сток, улучшает условия впитывания воды и т. д.

Передвижные системы дождевания характеризуются тем, что насосная станция, трубопроводы, дождевальные аппараты перемещаются по орошающей территории. Примером распространенной в настоящее время установки такого типа является ДДА-100М. Она получает питание из временных, нарезаемых на один вегетационный период, оросительных каналов. Потери на фильтрацию из последних играют существенную роль в балансе грунтовых вод.

Площадь земель, орошаемых дождеванием, в СССР в 1984 г. достигла 7,9 млн га. Остальные земли орошались поверхностными способами.

Мелкодисперсное орошение осуществляется специальными установками, создающими аэрозоли (мельчайшие капли воды), увлажняющие приземной слой воздуха, наземную часть растений и поверхность почвы. Улучшая микроклимат, оно уменьшает транспирацию растений. В проведенных опытах получено существенное повышение урожайности чая, пшеницы, кукурузы по сравнению не только с земледелием без полива, но и с дождеванием. Мелкодисперсное орошение цитрусовых, виноградников, садов и других культур может использоваться для защиты растений от ранних и поздних заморозков, удлиняя вегетационный период и повышая этим урожайность.

Для орошения земель на склонах со значительным уклоном поверхности (0,05—0,3) при изрезанном рельефе разработаны стационарные безэррозионные системы синхронного импульсного дождевания.

При внутрипочвенном орошении вода, в случае необходимости вместе с удобрениями, подается непосредственно в корнеобитающий слой почвы через перфорированные полиэтиленовые трубы, уложенные на глубине 45—60 см при расстоянии между ними порядка 1 м. При этом сохраняется структура почвы, сокращаются затраты труда на полив и оросительные нормы, улучшаются условия механизации сельскохозяйственных работ, так как на поверхности нет оросительной сети, и т. д. Из отрицательных качеств следует отметить опасность засоления почв (хотя имеются предложения применять в этом случае для профилактики промывные поливы дождеванием).

Разновидность внутрипочвенного орошения — капельное. В этом случае непрерывно или периодически вода вместе с питательными веществами подается в почву через микроводовыпуски (капельницы) в соответствии с физиологической потребностью растений. Потери воды на фильтрацию и испарение минимальны; достигается высшая урожайность. Этот вид орошения применяют для поливов садов, виноградников, цитрусовых насаждений, а также для выращивания в парниках и теплицах цветов и овощей. Совершенствованию капельного орошения в мировой практике ирригации уделяется большое внимание.

Подпочвенное орошение осуществляется капиллярными токами грунтовых вод, увлажняющими корнеобитаемый слой почвы. Для этого необходимо поддержание уровня пресных грунтовых вод на определенной глубине, что достигается следующими способами: шлюзованием (подпором воды) в сбросных дренажных и оросительных каналах; подачей оросительной воды по сильнофильтрующим каналам; регулированием естественного оттока грунтовых вод; подпитыванием артезианскими водами путем прорезания водонепроницаемой кровли пласта.

Этот способ орошения довольно распространен в условиях пресных неглубоко залегающих грунтовых вод и незасоленных почв, хороших капиллярных свойств почв и пород зоны аэрации. Наиболее целесообразно подпочвенное орошение для влаголюбивых растений с глубокой корневой системой.

§ 5. СПОСОБЫ ОСУШЕНИЯ ПЕРЕУВЛАЖНЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ И ЭЛЕМЕНТЫ ОСУШИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Осушительная система — гидромелиоративная система для осушения земель. Схема осушительной системы приведена на рис. 11. Осушительные системы создаются для борьбы с избытком влаги на переуважненных и заболоченных землях. К переуважненным относят земли, в пределах которых содержание влаги на поверхности и в почве значительно превышает количество, необходимое для нормального развития растений.

Выбор метода осушения обусловливается типом водного питания земель, т. е. основного источника переуважнения.

При атмосферном типе водного питания земель методом осушения является ускорение поверхностного стока, которое достигается следующими способами: открытыми сбирателями (каналами), искусственными ложбинами, закрытыми сбирателями, кротованием, глубокой вспашкой, грядованием поверхности и т. д. [5].

При питании грунтовыми водами методом осушения является понижение уровня грунтовых вод, достигаемое открытыми или закрытыми осушителями — дренами, глубокими ловчими каналами.

В случае грунтово-напорного питания осуществляется понижение пьезометрического уровня напорных вод и уровня грунтовых вод дренами, разгрузочными скважинами, вертикальным дренажем.

При склоновом типе водного питания требуется перехват поступающего извне склонового стока устройством нагорных каналов, противоэрозионными мероприятиями на склонах и др.

В случае намывного типа водного питания применяют ускорение паводкового стока, т. е. регулирование режима половодий, устройством дамб обвалования, строительством водохранилищ, спрямлением и углублением русел рек и т. д.

При смешанном водном питании используют различные методы и способы осушения соответственно установленным источникам переуважненных земель.

Подавляющее большинство районов с перевлажненными почвами характеризуется неглубоким залеганием грунтовых вод. В этих районах водный режим почв определяется режимом грунтовых вод, а также климатическими факторами. Для создания благоприятного водного режима почв, с которым тесно связаны воздушный и питательный режимы почв, на осушаемых землях проектирование и проведение осушительных мелиораций должны обеспечить режим уровня грунтовых вод, благоприятный для хозяйственного использования осушаемой площади. Расстояние от поверхности земли до уровня грунтовых вод, обеспечивающее оптимальные условия выращивания сельскохозяйственной культуры, называется *нормой осушения*. Ее значение для площадей развития торфяных почв на территории СССР дано на рис. 10.

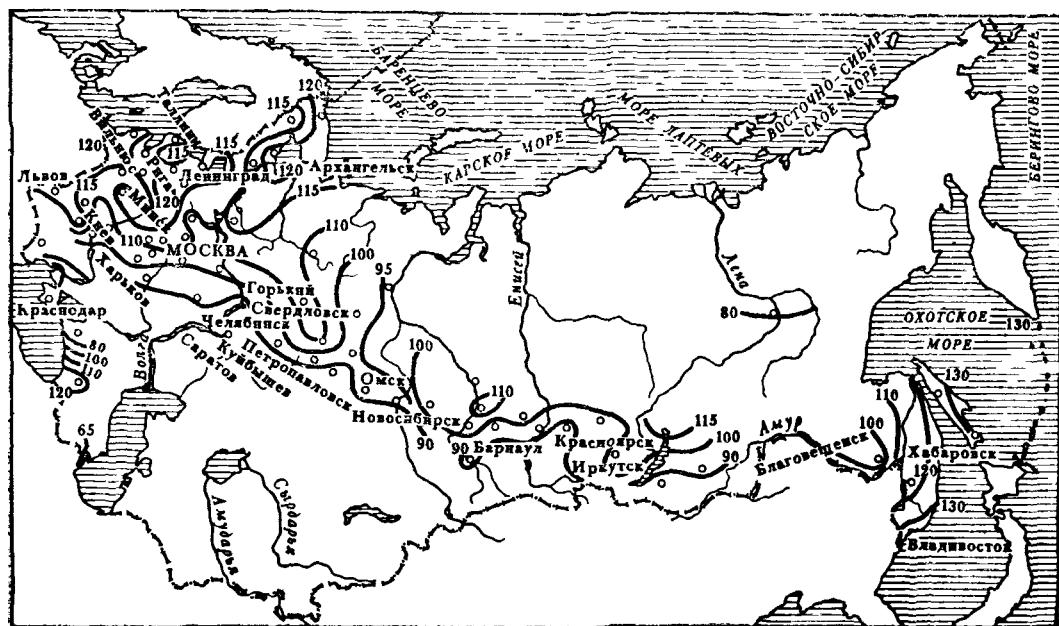


Рис. 10. Карта средних за вегетационный период норм осушения торфяных почв под полевые культуры, см (по Б. С. Маслову, 1973)

При меньшей, чем норма осушения, глубине залегания грунтовых вод водный режим почв ухудшается из-за избытка влаги, при большей — вследствие недостатка ее. Величина нормы осушения не превышает 120—130 см.

Первичным элементом осушительной системы является регулирующая осушительная сеть — дрены, каналы, понижающие избыточную влажность осушаемых почв и регулирующие ее в нужных пределах. Она может быть открытой и закрытой (системы дрен или закрытых сорбирующих). В состав осушительной части системы входит также ограждающая сеть — каналы и дрены для перехвата воды, поступающей на осушаемую территорию извне.

Собранныя вода отводится в водоприемники проводящей сетью. В последнюю включены осушители — ловчие дрены, служащие для сбора грунтовых вод, и собиратели — нагорные дрены для сбора и отвода поверхностного стока (рис. 11).

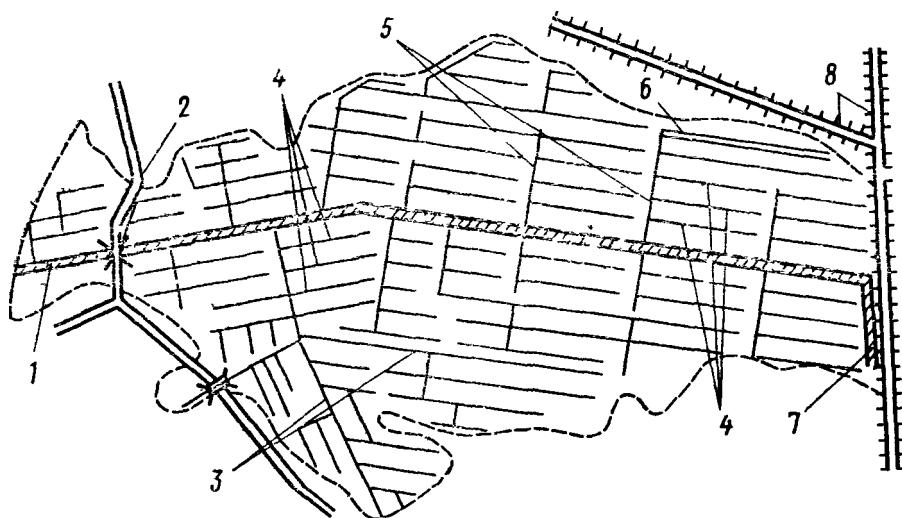


Рис 11 Схема осушительной системы

1 — водоприемник; 2 — проводящий осушительный канал; 3 — осушительный канал, 4 — дренажный коллектор; 5 — закрытая дрена; 6 — смотровой колодец; 7 — нагорно ловчий канал, 8 — дренажное устье

В СССР основным способом осушения являлся закрытый горизонтальный дренаж (из гончарных и пластмассовых труб), которым осушено 69 % переувлажненных земель (на конец 1984 г.). Глубина дрен в зависимости от нормы осушения и других факторов изменяется от 1,0 до 1,5 м. Удельная протяженность дрен варьирует в широких пределах и в районах развития тяжелых грунтов с низкими фильтрационными свойствами при интенсивном питании грунтовых вод может достигать 500—600 пог. м/га. При осушении торфяных болот применяют щелевые дрены — узкие щели, прорезаемые в грунте, — в сочетании с дренажем.

В тяжелых грунтах закрытый дренаж или закрытые собиратели дополняют кротовым дренажем — системой дрен с незакрепленными стенками, прокладываемых специальными устройствами, а также применяют агротехнические приемы — глубокоерыхление, кротование и др. Кротовый дренаж и кротование применимы лишь в устойчивых грунтах.

Для повышения эффективности осушения в тяжелых грунтах, широко распространенных на Дальнем Востоке, в Прибалтике и других районах, строят комбинированный дренаж — сочетание системы трубчатых дрен с густой сетью кротовых дрен. В ряде районов (например, на опытно-производственных участках на Сахалине) прибегают к строительству другой формы комбинированного дренажа — горизонтальных дрен со скважинами-усилителями.

В последние годы производятся опытные испытания эффективности вертикального дренажа для регулирования водного режима переувлажненных почв (Полесье). Дренажные воды, откачиваемые из скважины, аккумулируются в специальных водоемах, из которых направляются для увлажнения почв. Осушение земель при определенных гидрогеологических условиях возможно и путем устройства поглощающих скважин.

Для осушения островов, пойменных террас и приморских низменностей, отметки которых постоянно или периодически ниже поверхности реки, озера или моря, к которым примыкают эти земли, применяют механическое водоотведение. Осушаемая территория в этом случае ограждается дамбами обвалования. Такие осушительные системы называют *польдерными*. Схема одной из действующих польдерных систем в Литве дана на рис. 12. Площадь

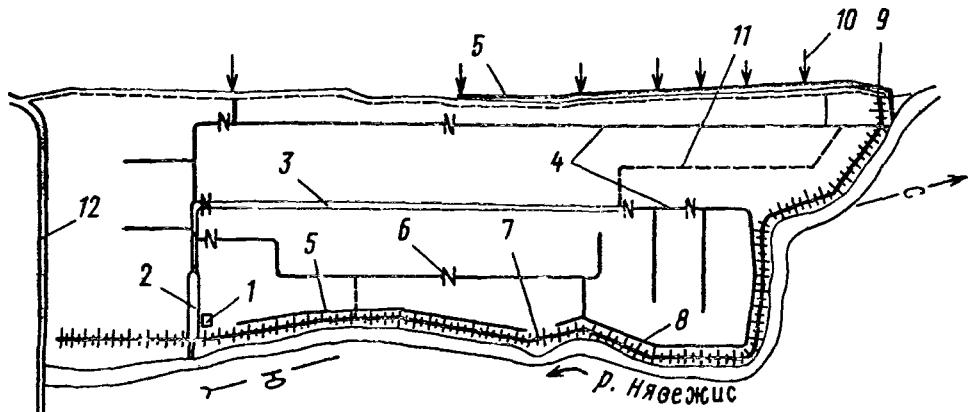


Рис. 12. Пример польдерной осушительной системы (пойма р. Нявејис): 1 — насосная станция; 2 — регулирующий резервуар; 3 — магистральный канал; 4 — отводящие каналы; 5 — оградительные каналы; 6 — шлюзы-переезды; 7 — оградительная дамба; 8 — стоянки для передвижной насосной станции; 9 — водовыпуск с обратным клапаном; 10 — родники; 11 — подземные дренажные линии для подачи дополнительной воды; 12 — дорога

польдерных систем в СССР в конце 1984 г. составила 675 тыс. га. Польдерные системы осушения могут также строиться с дополнительным увлажнением почв.

В тех осушаемых районах, в которых периодически возникает необходимость в дополнительном увлажнении почв, строят осушительно-увлажнительные системы. Это осушительные системы, дополненные сооружениями по увлажнению (орошению) сельскохозяйственных культур. Увлажнение достигается применением дождевания или другими способами и шлюзованием осушительных каналов — задержкой протекающей по осушительным каналам (коллекторам, дренам) воды или подачей воды извне в закрытые шлюзами каналы (дрены). Шлюзование с подачей воды извне называют увлажнительным. Схемы способов увлажнения показаны на рис. 13.

Источником увлажнения при соответствующем качестве и температуре воды (не ниже 15°) могут быть реки, озера, пруды, водохранилища, магистральные увлажнительные каналы, подземные воды (артезианские, грунтовые, а также родники) и сточные воды.

Увлажнение почв может осуществляться следующими способами [5]:

- по поверхности почвы, (лиманное увлажнение, системы увлажнения напуском по полосам, увлажнение по бороздам);
- системами подпочвенного и внутрипочвенного орошения (шлюзование и др.);
- дождеванием.

Режим орошения сельскохозяйственных культур при поверхностном увлажнении и дождевании устанавливают в зависимости от характера почв, глубины залегания грунтовых вод и особенностей метеорологических условий года, на основе регулярно проводимых наблюдений за влажностью почв. Ориентировочные поливные нормы для легких почв составляют 200—300 м³/га, для тяжелых — 300—450 см³/га.

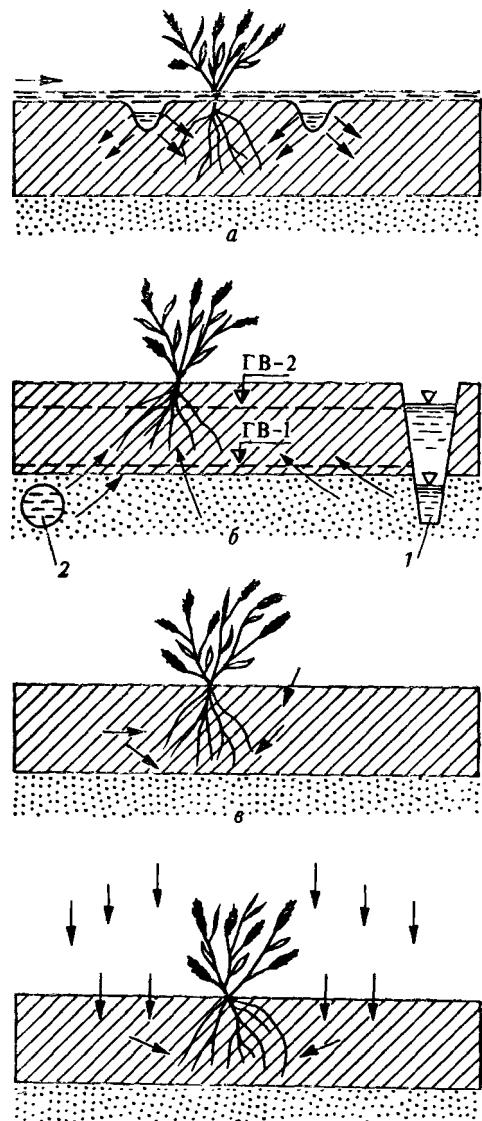


Рис. 13. Схемы методов увлажнения (по Б. С. Маслову, В. С. Станкевичу, В. Я. Черненко, 1981):

а — поверхностное увлажнение; *б* — подпочвенное; *в* — внутрипочвенное; *г* — дождевание; 1 — канал; 2 — дрена; ГВ-1 — уровень грунтовых вод до полива; ГВ-2 — то же, после полива (заштрихован корнеобитаемый слой почвы)

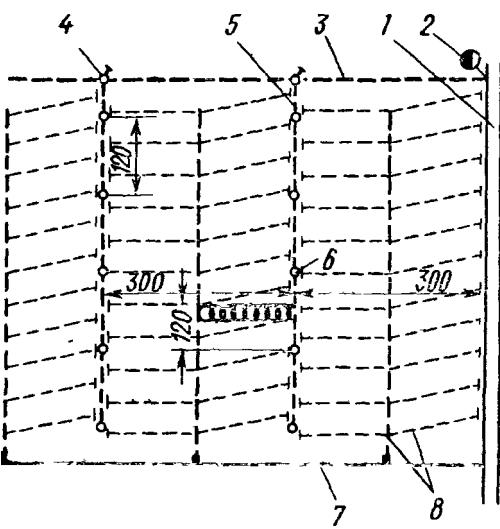
Число поливов за вегетационный период — от 1 до 3—4, изредка более, в зависимости от указанных выше факторов.

Схема осушительно-увлажнительной системы с поливом дождеванием дана на рис. 14.

Шлюзование осуществляется с помощью шлюзов-регуляторов — сооружений, регулирующих уровень воды в каналах (коллекторах). Шлюзование подразделяют на предупредительное и увлажнительное [5]. В первом случае шлюзы на осушительных каналах закрывают в период спада вод весеннего половодья, и

уровень грунтовых вод падает на 40—60 см от поверхности земли. Эффект получают только в первой половине лета. Увлажнительное шлюзование возможно при наличии водоисточника, позволяющего направлять воду в осушительную сеть в любое время вегетационного периода. Соответственно в любое время этим способом могут быть подняты до нужной глубины грунтовые воды.

Шлюзование осушительных



каналов и дрен применяют при грунтовом или грунтово-напорном питании при высоких фильтрационных свойствах почв и под-

Рис 14. Схема осушительно-увлажнительной системы с закрытым дренажем и поливом установкой УДС-25 (по Б. С. Маслову, В. С. Станкевичу, В. Я. Черненко, 1981):

1 — водоприемник; 2 — насосная станция; 3 — закрытый трубопровод; 4 — водовыпуск в распределительный трубопровод; 5 — распределительный трубопровод; 6 — гидрант; 7 — проводящий канал; 8 — закрытая осушительная сеть. Размеры даны в метрах

стилающих их горизонтов — более 1,2—1,7 м/сут [5]. Если коэффициент фильтрации заключен в пределах 0,5—1,2 м/сут, шлюзование возможно только для неуправляемого увлажнения. Неглубокое залегание водоупора также создает благоприятные условия для шлюзования.

Эти данные, полученные на основе обобщения большого опыта применения шлюзования, подчеркивают важность особо детальной характеристики фильтрационных свойств и литологического состава покровных отложений при изысканиях на осушаемых землях. Шлюзование возможно, разумеется, при условии пригодности грунтовой воды для питания растений.

Осушительно-увлажнительные системы могут быть созданы на базе вертикального дренажа. Особенностью последнего в гумидной зоне является работа скважин в дискретном режиме, при котором дренаж работает для осушения весной после прохождения паводков, перед началом полевых работ, во время обильных осадков. Скважины отключают после понижения уровня грунтовых вод до нормы осушения. Дренажные воды подаются в наливные водоемы или отводящую сеть и используются для орошения почв. Допустимые пределы отклонений от нормы осушения составляют 0,1—0,2 м.

Вертикальный дренаж на осушаемых землях экономически эффективен, если одна скважина может обеспечить требуемое понижение уровня грунтовых вод на площади более 20 га за период

откачки менее 10—15 суток при допустимом понижении уровня воды в скважине [6].

Устройство крупных систем вертикального дренажа целесообразно при соблюдении указанных условий на надпойменных террасах, широких поймах, на моренно-зандровых и зандровых равнинах. Особенно целесообразно устройство вертикального дренажа на переувлажненных землях грунтово-напорного питания при условии хорошей связи грунтовых вод с напорными. Возможно применение горизонтального дренажа в сочетании с вертикальным.

При повышенном содержании железа в грунтовых водах необходимо предусматривать мероприятия, предупреждающие «захоривание» фильтров скважин вертикального дренажа.

Использование сточных вод для увлажнения в определенных условиях способствует очистке этих вод (например, биологической очистке разбавленных водой стоков животноводческих комплексов). Наиболее целесообразно использование сточных вод для увлажнения лугов и пастбищ.

Следует отметить, что применяемые методы и способы осушения земель специфичны на севере, в районах муссонного климата, в зоне влажных субтропиков и в других районах страны со своеобразными природными условиями.

При осушении переувлажненных земель, как и при орошении, в состав мелиоративных мероприятий также входят агротехнические (кислование почв, севообороты и др.), эксплуатационные, строительные и др.

ГЛАВА 2

ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СТРАН СНГ

Гидрогеологические условия орошаемых и осушаемых районов на территории стран СНГ характеризуются значительным разнообразием. Изучение этих условий при проектировании новых и реконструкции действующих мелиоративных систем необходимо в связи с тем, что гидрогеологические условия наряду с почвенно-мелиоративными определяют принципиальную схему и методы мелиорации земель.

Основные задачи гидрогеологических исследований и изысканий — изучение гидрогеологических условий объектов мелиорации, прогноз изменения гидрогеологических условий под влиянием мелиораций и выполнение гидрогеологических расчетов — потерь воды на фильтрацию из оросительных каналов и при поливах, подпора грунтовых вод, искусственного дренажа, эксплуатационных водозаборов подземных вод для орошения и др. Составление прогнозов изменения режима подземных вод под влиянием мелиораций и выполнение гидрогеологических расчетов являются элементами проектирования мелиоративных систем и потому производятся гидрогеологом совместно с проектировщиком (инженером-гидромелиоратором).

Поскольку почвенные условия объекта мелиорации взаимосвязаны с гидрогеологическими условиями, необходима комплексность почвенных и гидрогеологических работ на всех этапах изысканий и проектирования.

§ 1. ФАКТОРЫ И ПОКАЗАТЕЛИ ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНОЙ ОБСТАНОВКИ

В аспекте мелиорации земель основными факторами и показателями гидрогеологических условий объектов орошения и осушения являются следующие:

- климатические условия;
- естественная дренированность земель, зависящая от геологического строения, геоморфологических условий, рельефа и др.;
- литологический состав, фильтрационные, емкостные и другие свойства пород зоны аэрации, ее водный и солевой режим;
- глубина залегания, минерализация, режим и баланс грунтовых вод и все необходимые параметры зоны насыщения;
- общие гидрохимические условия.

1.1. Климатические условия

Мелиорируемые земли СНГ располагаются в следующих климатических зонах: тайги, леса, лесостепи, степи, полупустыни, пустыни и влажных субтропиков. В небольшом объеме мелиоративные работы ведутся и в зоне тундры.

На основе соотношения среднемноголетней годовой суммы выпадающих атмосферных осадков с испаряемостью (испарением с водной поверхности) выделяют различные области увлажнения (табл. 2.1). Количественная характеристика выделенных областей и зон увлажнения представлена в табл. 2.1, а площади распространения их — на рис. 15.

Климатические зоны различаются не только почвенным и растительным покровом, но и формированием грунтовых вод.

Рассмотренные климатические зоны и области являются широтными. Однако мелиорация почв широко развивается и в районах с вертикальной поясностью климата, почв, растительности и грунтовых вод. Эта поясность проявляется, в частности, в предгорных и горных районах Средней Азии, Казахстана и Закавказья. Характерное проявление ее в этих регионах — наличие предгорной полупустынной зоны сероземов (сухие субтропики). По мере повышения местности над уровнем моря светлые сероземы сменяются типичными, а последние — темными.

Сероземам в естественных условиях (до орошения) свойственно глубокое залегание грунтовых вод. Они принадлежат к почвам автоморфного ряда, обладают высоким потенциальным плодородием и исключительно широко используются для орошения. Последнее вызывает подъем грунтовых вод и приводит к изменению в водно-солевом режиме сероземов. В предгорных районах распространены также серо-коричневые почвы.

Для иллюстрации климатических условий, свойственных областям различного увлажнения, в табл. 2.2 приведены данные для нескольких пунктов, свидетельствующие о значительном различии температуры воздуха, осадков и испаряемости. Это определяет существенные различия в условиях и интенсивности инфильтрационного питания грунтовых вод и их расхода в зону аэрации на пополнение ее влагозапасов, на физическое испарение с поверхности почвы и транспирацию растительностью.

В пустынных и полупустынных районах, где грунты практически не промерзают, возможна круглогодичная инфильтрация. Основная масса осадков (до 70—80 %) выпадает в невегетационный период (ноябрь — март). В полупустынной зоне нередко во влажные годы годовая сумма осадков в 2—2,5 раза превышает среднемноголетнюю норму. Менее выражены годовые изменения метеорологических условий в пустынной зоне.

В степных районах инфильтрация прерывается в периоды промерзания грунтов. Осадки по сезонам года распределены сравнительно равномерно, с тенденцией к увеличению их в период вегетации. Для степных районов характерны значительные годовые

186111221

Шкала классификации климата по условиям благополучия (по Д. И. Шашко)

Области и подобласти по типам горного увлажнения	Зоны увлажнения (и соответствующие им природные зоны в умеренном поясе в местах с хорошим выделением)	Значения показателя увлажнения в форме отношения		Вероятность различного длительных лет (в %)
		$\frac{P}{\Sigma}$	$\frac{P}{1}$	
Д. Область достаточного Ви. Избыточно влажная (тайга пре- имущественно на гидрологи- ческих почвах)	>0,60	>1,33	>0,75	0 1 5 10 20 64
Б. Влажная (тайга и листственные леса на подзолистых и бурых лесных почвах)	0,60-0,45	1,33-1,00	0,75-1,00	0 5 12 21 32 30
Н. Область недостаточ- ного увлажнения (осад- ки меньше испарения- тии)	0,45-0,35	1,00-0,77	1,00-1,28	2 11 25 30 24 8
Подобласти: а) стабильно-влажная	П. Полужидкая (лесостепь) Пз. Полузасушливая (типичная степь на обыкновенных черно- земах)	0,35-0,25	0,77-0,55	1,28-1,80 7 26 40 19 7 1
б) засушливая	3. Засушливая (степь на южных черноземах) 30. Очень засушливая (степь на тепло-континентальных почвах)	0,25-0,20	0,55-0,44	1,80-2,25 18 50 25 6 1 0
С. Область неизвестной Сл. Полузасушливая (на ногу увлажнения (ис- пользуется эпитетом С. Сухая (степь на бурых поч- вах))	0,20-0,15	0,44-0,33	2,25-3,00 41 47 11 1 0 0	
только при искусствен- ственном орошении)	С. Полузасушливая (полупустыня на светло-каштановых почвах) Сухая (степь на бурых поч- вах)	0,15-0,10	0,33-0,22	3,00-4,50 75 24 1 0 0
	0,10-0,05	0,22-0,12	>4,50 36 4 0 0 0	
	<0,05	<0,12	- 100 0 0 0	

Приложение. Р—средки за год; Σd —сумма среднесуточных значений дифференциала влажности воздуха за год; f —истинная влажность за год, вычисленная по формуле $f = 0,65 \Sigma d$.

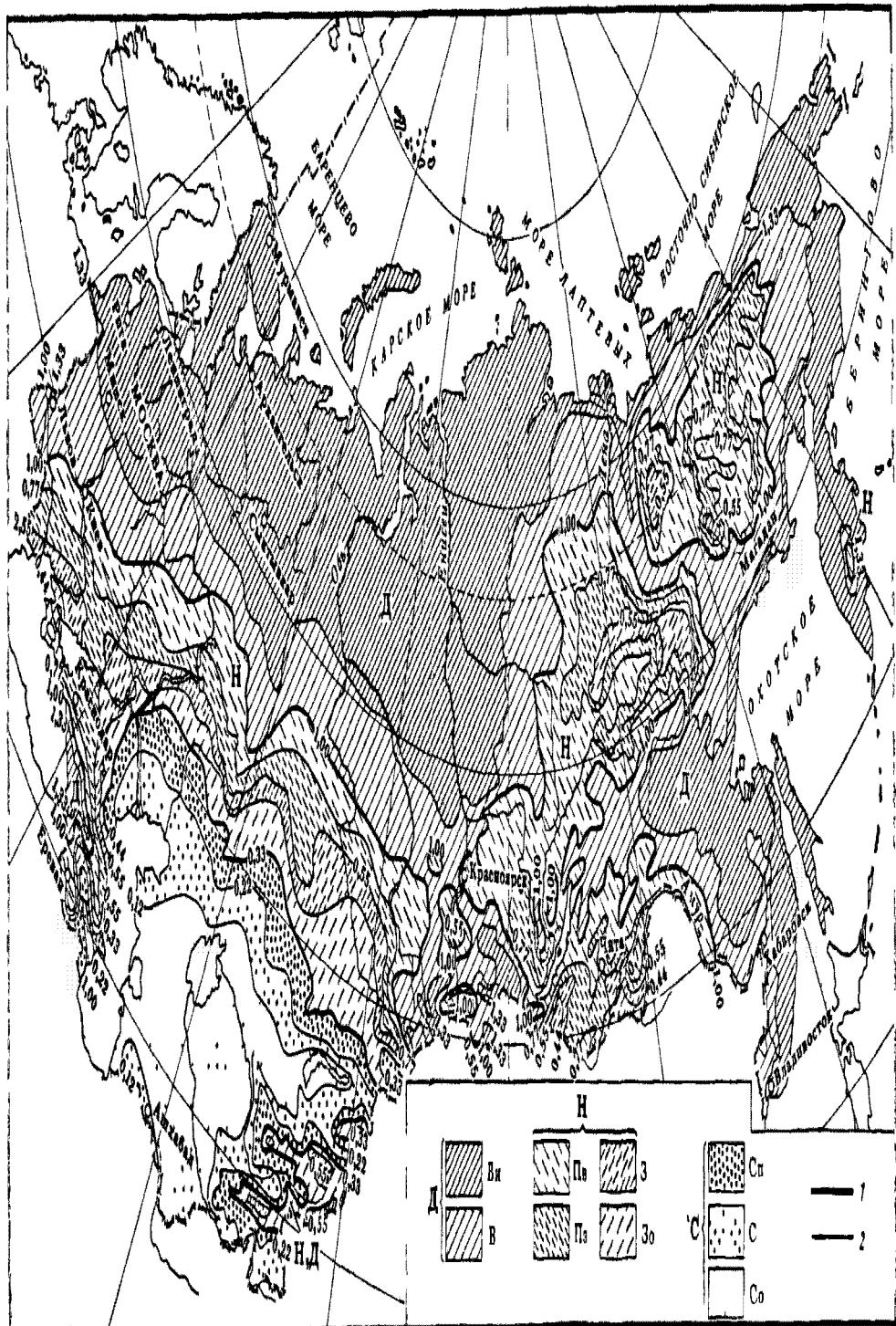


Рис. 15. Области и зоны обеспеченности растений влагой (по Д. И. Шашко):
 1, 2 — границы областей и зон. Характеристика областей и зон дана в табл. 21. Цифры на границе областей и зон показывают отношение осадков к испаряемости

Таблица 2.2

Климатические условия прошлых и будущих зонет на территории СССР (среднемноголетние данные)

Пункт	Средняя температура воздуха, °С			Сумма атмосферных осадков, мм			Средняя испаренность, мм		
	за изотермический один период (I—III и XI—XII)	за вегетаци- онный период (IV—X)	за год	за изотермический один период (I—III и XI—XII)	за вегетаци- онный период (IV—X)	за год	за изотермический один период (I—III и XI—XII)	за вегетаци- онный период (IV—X)	за год
Гумидная зона									
Лесная зона									
Москва	-6,90	11,50	3,8	174	408	532	52	501	553
Минск	-4,00	12,10	5,4	194	441	646	55	467	552
Санкт-Петербург	-5,08	11,01	4,3	179	390	569	55	498	493
Район муссонного климата									
Хабаровск	-14,52	13,04	1,4	62	507	569	39	502	541
Район влажных субтропиков									
Поти	7,72	20,91	14,1	355	1107	1768	251	431	682
Приуральская (степная) зона									
Ростов-на-Дону	-2,28	16,50	8,7	185	298	483	73	867	940
Херсон	1,22	16,80	9,8	166	253	419	93	810	933
Саратов	-8,10	12,56	4,8	127	250	377	45	845	890
Самара	-9,54	13,27	3,8	191	383	574	48	705	753
Аридная зона									
Пустынно-степные районы									
Голодаев степь	2,72	20,87	13,3	143	115	253	179	1342	1521
Ваштанская дюнина	5,52	22,57	15,6	185	69	264	181	1031	1212
Пустынные районы									
Хизе	2,90	20,43	12,1	54	25	79	182	144	1626
Бугаз	4,08	23,63	15,1	91	34	125	249	1874	2123

колебания метеорологических факторов, в частности чередование влажных и засушливых лет. В Саратовской области, например, в период с 1899 г. отличались жесткими засухами 1901, 1906, 1911, 1921, 1924, 1931, 1957, 1969, 1972, 1975, 1979, 1985, 1988 гг.

Климатические данные области достаточного увлажнения весьма отличаются от таковых в зонах недостаточного и незначительного увлажнения. Существенны различия в температуре воздуха, осадках. Известна, например, значительная (до 2—3 м) глубина сезонного промерзания грунтов, затрудняющая инфильтрацию осадков, в Приамурье и Приморье. В этом регионе в мае оттаивает лишь верхний полуметровый слой почвы. Еще в июле — августе мерзлый слой нередко обнаруживается на глубине всего 1—1,5 м. Это вызывает деформацию откосов открытых дрен и коллекторов при оттаивании, ухудшает условия работы закрытых дрен и т. д.

Внутригодовое распределение осадков различное. Оно может быть сравнительно равномерным по сезонам года, но чаще летние осадки преобладают в теплое полугодие. Например, в Полесье в холодный период выпадает всего 23—27 % годовой суммы. В Приморье и Приамурье, в условиях муссонного климата, с ноября по март выпадают всего 10—15 % годовой суммы осадков, а 85—90 % приходятся на теплое время года, причем максимальной величины осадки достигают в июле — августе.

Наблюдаются годовые изменения метеорологических элементов, особенно атмосферных осадков. С изменчивостью метеорологических факторов связана периодически возникающая потребность в дополнительном увлажнении почв. Оно осуществляется не только в Полесье, Прибалтике, Приамурье и Приморье, но и в Колхидской низменности, т. е. в зоне влажных субтропиков, где среднемноголетняя годовая сумма осадков достигает почти 2000 мм.

Различия климатических условий определяют разную интенсивность солевых аккумулятивных процессов в поверхностных и грунтовых водах и почвенном покрове. В связи с уменьшением осадков и увеличением испаряемости процессы соленакопления нарастают от лесной зоны к пустынной.

1.2. Естественная дренированность земель

Ее показателем является потенциальная величина подземного оттока грунтовых вод (выражаемая в миллиметрах слоя воды, или в м³/га, в год).

Естественная дренированность массива определяется его геоструктурными условиями, геологическим строением, геоморфологическими условиями, рельефом, связью грунтовых вод с поверхностными водотоками и водоемами как естественными, так и искусственными, связью грунтовых вод с напорными водами.

Важный фактор естественной дренированности — наличие и характер связи грунтовых вод с нижележащим межпластовым во-

доносным горизонтом. В этом плане следует различать районы формирования: 1) грунтовых вод и 2) единых водоносных комплексов грунтовых и напорных или субнапорных вод. При превышении пьезометрического уровня над уровнем грунтовых вод и наличии восходящего перетекания напорных вод в грунтовые воды целесообразно различать площади земель: слабого напорного питания — до 100 мм в год; среднего — от 100 до 200; сильного — от 200 до 300; очень сильного — более 300 мм в год.

По степени естественной дренированности земель применительно к орошающим районам выделяют ряд гидродинамических зон, характеризующихся различным подземным оттоком грунтовых вод, установленным по сравнению с величиной ирригационного питания грунтовых вод.

На основе воднобалансовых исследований установлено, что в орошаемых районах пустынной и полупустынной зон при существующих КПД оросительных систем и поверхностном самотечном орошении ирригационное питание грунтовых вод в среднем составляет 300—400 мм/год [2, 3]. В степных районах при дождевании ирригационное питание меньше, но в сумме с атмосферными осадками может превышать 100—150 мм/год при применении широкозахватных дождевальных машин, а при поливах машинами ДДА-100М достигает 200—250 мм/год и выше.

Исходя из этого установлены следующие пять зон

1. *Естественно интенсивно дренированная.* Геоморфологические условия: предгорные шлейфы и верхние части конусов выноса, сложенные галечниками; глубоко расчлененные предгорные равнины и аллювиальные террасы, высокие приречные уступы, сложенные суглинистыми отложениями, и др. Грунтовые воды представляют собой глубоко погруженные потоки грунтовых вод, движущиеся с различной скоростью. Величина подземного оттока от 100—300 мм/год в суглинистых отложениях глубоко расчлененных предгорных равнин или аллювиальных террас до 500—700 мм/год и более в галечниках. Подземный отток во всех случаях превышает ирригационное питание. Грунтовые воды ультрапресные и пресные во всех климатических условиях, глубина залегания более 10—50 м (в природных условиях и на орошаемых землях), в почвообразовательных процессах не участвуют, почвы автоморфные.

2. *Дренированная.* Геоморфологические условия: аллювиальные террасы и зоны выклинивания подземных вод на конусах выноса, сложенные галечниками с небольшим покровом суглинистых отложений. Потоки грунтовых вод, движущиеся со значительной скоростью: 100—200 мм/сут. Величина подземного оттока (300—500 мм/год) соответствует примерно ирригационному питанию грунтовых вод в пустынных и полупустынных районах и превышает питание в степных районах. Грунтовые воды пресные. Глубина их залегания различна: на орошаемых землях от 0 до 4—5 м, в гумидных областях более 3 м. При неглубоком залегании могут вызывать заболачивание почв.

3. Слабодренированная Геоморфологические условия: средние и нижние речные террасы, центральные части конусов выноса; сложены песчано-галечниковыми отложениями с суглинистым покровом мощностью до 5—10 м. Замедленные потоки грунтовых вод, скорость порядка 25—100 мм/сут. Отток (150—300 мм/год) меньше ирригационного питания в пустынных и полупустынных районах и соответствует верхнему пределу питания в степных районах. Грунтовые воды пресные в условиях гумидного климата, слабоминерализованные в аридных условиях. Глубина залегания различная: на орошаемых землях от 0 до 3—4 м, в гумидных областях от 1,5 до 3 м. При неглубоком залегании вызывают заболачивание почв, в условиях аридного климата — также слабое засоление.

4. Весьма слабо дренированная. Геоморфологические условия: широкие речные террасы, водораздельные равнины, нерасчлененные предгорные равнины, субаэральные дельты рек, периферические части конусов выноса, межконусные понижения, плоские плато озерных, озерно-ледниковых и моренных равнин и др.; сложены мощными суглинистыми отложениями, подстилаемыми песчаными или песчано-глинистыми породами. Здесь формируются весьма замедленные потоки — скорость порядка 5—25 мм/сут. Отток (50—150 мм/год) значительно меньше ирригационного питания в пустынных и полупустынных районах и примерно близок к нижней границе питания грунтовых вод в степных условиях. Воды пресные в условиях гумидного климата и повышенной минерализации при аридном климате; минерализация нарастает от степных районов к пустынным. Глубина залегания различная: на орошаемых землях от 0 до 2—3 м, в гумидных областях менее 1,0—1,5 м. При неглубоком залегании вызывают заболачивание почв, при аридном климате — и засоление почв.

5. Практически бессточная. Геоморфологические условия: современные и древние приморские дельты рек, приморские низменности, субаэральные дельты рек, плоские водораздельные равнины, котловины моренных и озерно-ледниковых равнин, предглинтовые низменности и др.; сложены суглинистыми и глинистыми отложениями, подстилаемыми мелкими песками, песчано-глинистыми отложениями или коренными породами. Здесь формируются практически бассейны грунтовых вод со скоростью менее 5 мм/сут и оттоком менее 50 мм/год, что значительно меньше ирригационного питания в любых климатических условиях. Минерализация аналогична четвертой зоне. Глубина залегания различная: на орошаемых землях от 0 до 1—3 м, в гумидных областях менее 0,5—1 м. Участие грунтовых вод в почвообразовательных процессах, как и в четвертой зоне.

Орошаемые земли в нашей стране расположены в зонах с различной естественной дренированностью. Однако лишь около 20% земель существующего и перспективного орошения характеризуются интенсивной естественной дренированностью, которой свойственно устойчиво глубокое залегание грунтовых вод, и потому

искусственное дренирование земель не требуется [2, 3]. Столько же занимает естественно-дренированная зона со свойственными ей устойчиво пресными грутовыми водами, где дренаж может потребоваться для борьбы с заболачиванием почв.

Три последующие гидродинамические зоны — низкой естественной дренированности — занимают примерно 60% земель существующего и проектируемого орошения. Дренаж здесь необходим в настоящее время или потребуется в перспективе для борьбы с вторичным засолением, заболачиванием и осолонцеванием орошаемых почв или для предупреждения этих процессов.

Крупные орошающие оазисы могут характеризоваться наличием нескольких гидродинамических зон. Однако могут быть оазисы и с однородной дренированностью.

При значительной мощности покровного слабопроницаемого слоя (свыше 10—15 м), подстилаемого хорошо проницаемыми отложениями, следует раздельно оценивать естественную дренированность этого слоя. Она зависит от его фильтрационных свойств, водопроводимости хорошо проницаемого подстилающего слоя и соотношения уровней подземных вод в том и другом слоях. Это соотношение может изменяться во времени, соответственно увеличивая или уменьшая дренированность покровного пласта, что учитывается в прогнозах.

В отличие от орошаемых массивов, которые характеризуются различной естественной дренированностью, районы развития переувлажненных почв, требующих осушения, в зонах достаточного увлажнения находятся только в зонах низкой дренированности. Важнейшим показателем естественной дренированности в гумидной зоне является глубина залегания грутовых вод — с учетом ее сезонных, годовых и многолетних изменений.

1.3. Гидрогеолого-мелиоративное районирование

Задачей гидрогеолого-мелиоративного районирования является выделение в пределах территории действия проектируемых или реконструируемых мелиоративных систем районов (или иных таксономических единиц) с однотипными гидрогеологическими условиями. Поскольку гидрогеологические условия определяют принципиальную схему и методы мелиорации земель, то выделенные районы — однотипные по гидрогеологическим условиям — одновременно однотипны и по составу необходимых мелиоративных мероприятий.

Гидрогеолого-мелиоративное районирование синтезирует информацию, полученную в процессе исследований и изысканий, и является основой для прогнозов режима подземных вод и проектирования мелиораций. Оно используется также при эксплуатации мелиоративных систем.

В зависимости от стадии проектирования мелиоративных систем, сложности гидрогеологических условий и размеров мелиорируемой площади выполняют районирование:

крупномасштабное — 1 : 50 000—1 : 25 000 и крупнее;

среднемасштабное — 1 : 200 000—1 : 100 000;

мелкомасштабное — 1 : 500 000 и мельче.

При известной общности принципов гидрогеологического районирования орошаемых и осушаемых земель имеет место и некоторая специфичность их.

Для орошаемых земель идея о необходимости гидрогеологомелиоративного районирования впервые была выдвинута М. А. Шмидтом в 1944 г. Им предложено выделять при районировании три гидрогеологомелиоративные категории земель:

— с устойчиво глубоким залеганием грунтовых вод (>4 м);

— с устойчиво неглубоким залеганием зеркала грунтовых вод (<3 —4 м); грунтовые воды могут быть устойчиво пресными или минерализованными; но опресненными просачивающимися ирригационными водами;

— с переменной глубиной залегания грунтовых вод в сезонном и многолетнем разрезе. Подкатегории земель выделяются по величине изменения глубины залегания и минерализации грунтовых вод.

На основе этих принципов М. А. Шмидтом и А. И. Шевченко в 1944—1946 гг. на примере оазисов Узбекистана выполнено первое гидрогеологомелиоративное районирование. На картах районирования указанные категории земель выделялись на фоне различных геоморфологических районов с характеристикой их геологического строения и гидрогеологических условий.

В последующие годы принципы гидрогеологомелиоративного районирования орошаемых земель развивались в работах В. А. Ковды, М. М. Крылова, А. Г. Владимира, Н. А. Кенесарина, В. А. Гейнца, Д. М. Каца, Н. Н. Ходжибаева, Н. В. Роговской, В. Г. Ткачук и др. Обзор указанных работ выполнен Н. Н. Ходжибаевым [5]. Разработке принципов гидрогеологомелиоративного районирования переувлажненных земель до последних лет уделялось меньше внимания. Основную роль при районировании обычно отводили типам водного питания переувлажненных земель [4].

В основу практически всех схем районирования положены геоморфологические условия территории. Гидрогеологическому районированию должно предшествовать составление серии карт: геолого-литологической, геоморфологической, гидроизогипс, глубин залегания, минерализации и химического состава грунтовых вод, изопьез и минерализации первого межпластового водоносного горизонта, засоленности пород зоны аэрации и др. Среди комплекса этих карт важное значение имеет карта составляющих водного и солевого балансов грунтовых вод, в первую очередь — инфильтрационного питания грунтовых вод.

На основе использования широкого круга показателей, а также учета климата, гидродинамических условий и определяемой ими (в комплексе) зональности грунтовых вод Д. М. Кацем проведено мелкомасштабное районирование территории СССР для

целей мелиорации [2], которое дает представление об особенностях гидрогеологомелиоративных условий различных регионов страны.

В предлагаемом районировании использованы агроклиматическая карта СССР, составленная Д. И. Шашко, и схема неотектоники СССР, составленная Н. И. Николаевым.

На территории СССР выделены две провинции зональных грунтовых вод и азональные грунтовые воды.

I провинция — широтно-зональных грунтовых вод материко-вых платформ с подпровинциями: таежной, лесной, лесостепной, степной, полупустынной и пустынной. Характеризуется сравнительно небольшой (десятки метров) мощностью четвертичных, преимущественно песчано-глинистых отложений, заключающих в большинстве своем безнапорные воды. К прогибам и впадинам приурочены низменности Прикаспийская, Причерноморская, Мещерская, Западно-Сибирская, Припятское Полесье и другие, со свойственным им широким развитием зон низкой дренированности. Минерализация грунтовых вод следующая: в таежной, лесной и лесостепной подпровинциях воды ультрапресные и пресные; в степной, полупустынной и пустынной — воды по минерализации изменяются от пресных до рассолов в зависимости от естественной дренированности земель и расстояния от источников питания. В общем минерализация увеличивается от степной подпровинции к пустынной.

II провинция — широтно- и вертикально-зональных грунтовых вод горных областей, предгорных и межгорных прогибов и впадин. Характеризуется значительной мощностью четвертичных отложений (сотни метров) и наличием в их составе гравийно-галечниковых пород. Эти отложения обычно содержат не только грунтовые, но и напорные воды, которые подпитывают грунтовые. Последние находятся под влиянием широтной и вертикальной зональностей климата, в зависимости от которой выделяются те же подпровинции, что и в первой провинции. Гидродинамическая зональность грунтовых вод проявляется по мере перехода от предгорных частей впадины к центральным. При этом площади распространения зон высокой дренированности в общем сокращаются с понижением отметок поверхности впадин над уровнем моря.

Большую роль в формировании подземных вод играет степень общей «раскрытости» межгорных впадин. В замкнутых впадинах поверхностный и подземный сток расходуется в основном путем испарения и транспирации. В водном балансе раскрытых (в той или иной степени) впадин наряду с испарением и транспирацией существует поверхностный и подземный отток — в разном соотношении с испарением.

Степень общей раскрытости межгорных впадин в значительной мере определяет и размеры площадей, занимаемых зонами различной естественной дренированности, причем с этой точки зрения намечаются три типа межгорных впадин.

Первый тип — впадины и прогибы высокогорий, среднегорий, низкогорий, и предгорий с отметками преимущественно более 500—700 м над уровнем моря. Заполнены в основном хорошо водопроницаемыми отложениями. Характеризуются широким развитием дренированной зоны в центральной части, интенсивно дренированной — в предгорной. Почвы не засолены. Примеры впадин — Талассская, Кафирниганская, Чирчик-Ангренская, Зеравшанская.

Второй тип — впадины и прогибы низкогорий и предгорий с отметками примерно от 500—600 до 200 м над уровнем моря. Заполнены отложениями разного состава. В центральных частях развиты слабодренированные и весьма слабо дренированные зоны, в пределах которых в аридных областях минерализация грунтовых вод высокая, но снижается с глубиной. Широко распространены засоленные почвы. В предгорных частях расположены зоны высокой дренированности. Примеры впадин — Чуйская, Ферганская, Голодностепская, Алазанская, Араксинская.

Третий тип — впадины и прогибы, представляющие собой предгорные и межгорные низменности с отметками ниже 200 м над уровнем моря. Сложены преимущественно тонкообломочными породами, что в сочетании с равнинным рельефом, неглубоким временем рек, а в приморских районах — с подпором грунтовых вод морем обуславливает развитие в центральной части этих впадин зон весьма слабой дренированности и бессточной. Минерализация грунтовых вод в этих зонах в аридных областях высокая. С глубиной при наличии восходящих токов пресных напорных вод минерализация уменьшается. Засоленные почвы встречаются очень широко (Кура-Аракская межгорная низменность, Терско-Каспийский прогиб и др.). При гумидном климате почвы подвержены интенсивному заболачиванию, что наблюдается, например, в Колхидской низменности.

Росту соленакопления в грунтовых водах и почвогрунтах аридных районов от первого типа впадин к третьему способствует и вертикальная поясность климата горных областей — уменьшение осадков и повышение температуры и испаряемости с понижением местности.

Межгорные впадины, особенно первого и второго типа, богаты подземными водами, заключенными в четвертичных и более древних отложениях. Напоры подземных вод увеличиваются с удалением от предгорий — областей питания — к центральным частям впадин.

Кроме зональных грунтовых вод на карте выделены азональные грунтовые воды, химический состав которых не подчиняется климатической и гидродинамической зональностям. К азональным отнесены грунтовые воды районов: современного или древнего морского засоления пород; выветривания соленосных дочетвертичных пород; подпитывания грунтовых вод солеными напорными водами; грязевых вулканов; соляных куполов. В этих районах грунтовые воды отличаются повышенной минерализацией неза-

зисимо от климатических условий и дренированности земель, а почвы и породы зоны аэрации — высоким природным засолением.

Площади развития переувлажненных почв в гумидной зоне и засоленных почв в аридной зоне, характеризующиеся низкой естественной дренированностью, приурочены к прогибам и впадинам платформ и к центральным частям предгорных и межгорных прогибов и впадин. Таким образом, географическое положение районов, нуждающихся в искусственном усилении поверхностного и подземного оттока, обусловлено определенной геологической историей территории.

Рассмотренное мелкомасштабное районирование территории СССР является основой для планирования развития водных мелиораций в стране. Обоснование проектов орошения новых земель и реконструкции действующих гидромелиоративных систем выполняют на основе крупномасштабного районирования.

Из приведенного описания гидрогеологических условий и районирования территории страны следует, что условия и закономерности формирования грунтовых вод как в гумидных, так и в аридных областях определяются прежде всего гидродинамической структурой потоков или бассейнов грунтовых вод, зависящей от геоструктурных, геоморфологических и других условий территории. Климат оказывает значительное влияние на баланс и режим грунтовых вод, формирование их химического состава, на водный, тепловой и солевой режимы пород зоны аэрации. Это положение в первую очередь относится к разной величине питания грунтовых вод за счет атмосферных осадков, различной величине расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию и разному соотношению между этими элементами баланса грунтовых вод в гумидной и аридной областях.

В наибольшей мере эти различия проявляются в зонах низкой естественной дренированности (зоны 3—5), в пределах которых в гумидной области грунтовые воды остаются пресными, а в аридной — формируются минерализованные воды.

§ 2. ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕЛИОРИРУЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

Различия гидрогеологических условий в пределах орошаемых и осушаемых земель вызывают необходимость дифференциации мелиоративных мероприятий при проектировании и эксплуатации мелиоративных систем. Для разграничения площадей с различными гидрогеологомелиоративными условиями проводят их типизацию.

Под типом гидрогеологических условий следует понимать комплекс показателей, характеризующих закономерности формирования подземных вод в естественной обстановке, ожидаемое влияние мелиораций и состав необходимых мероприятий.

Достигнутый в том или ином районе эффект по регулированию режима и баланса грунтовых вод может быть перенесен на районы-

аналоги, характеризующиеся тем же типом гидрологических условий, что важно для сокращения затрат на изыскания и проектирование.

Выделение типов гидрологических условий проводится на геоструктурной и геоморфологической основе с учетом естественной дренированности территории, литологического состава и фильтрационных свойств отложений, режима и структуры потока подземных вод.

А. ОРОГЕННАЯ ГРУППА ОРОШАЕМЫХ РАЙОНОВ

В этой группе районов рассматриваются орошаемые районы, расположенные в предгорных и межгорных прогибах и впадинах (рис. 16). Особенностью гидрологических условий районов данной группы является широкое развитие земель интенсивной естественной дренированности, расположенных преимущественно в областях питания грунтовых вод. Характерны значительные уклоны поверхности земли и грунтовых вод, высокая проводимость водовмещающих отложений, существенная дренирующая роль гидрографической сети. Грунтовые воды залегают в естественных условиях и при орошении на значительной глубине. Многолетний режим уровня грунтовых вод определяется подземным притоком-оттоком и инфильтрацией ирригационных вод. Грунтовые воды пресные или слабоминерализованные. Почвенный покров в естественных условиях и при орошении автоморфный, не засоленный, в отдельных районах возможно осолонцевание почв.

При меньшей степени естественной дренированности в орогенной группе районов уменьшается глубина залегания грунтовых вод, однако характерны пресные и слабоминерализованные воды и снижение минерализации грунтовых вод с глубиной. В естественных условиях почвы незасоленные или слабозасоленные. Сохраняется, хотя и уменьшается, дренирующая роль рек. Характерна повышенная водопроводимость отложений. Многолетний режим грунтовых вод определяется подземным притоком, инфильтрацией ирригационных вод, расходом грунтовых вод в зону аэрации и дренажную сеть (в пределах гидромелиоративных систем).

В орогенной группе выделяются следующие типы гидрологических условий орошаемых районов.

1. Горные склоны и предгорные равнины, сложенные коренными трещиноватыми породами. Районы этого типа распространены в Армении, где широко развиты вулканические туфы, в Крыму — Тарханкутское плато, сложенное известняками. Коренные породы характеризуются значительной трещиноватостью и водопроницаемостью. Покровные супесчано-суглинистые отложения имеют небольшую мощность. Просачивающиеся атмосферные осадки и ирригационные воды образуют глубокопогруженные потоки грунтовых вод, движущиеся со значительной скоростью к оврагам и речной сети. Вследствие интенсивной естественной дренированности грунтовые воды залегают на глубине бо-

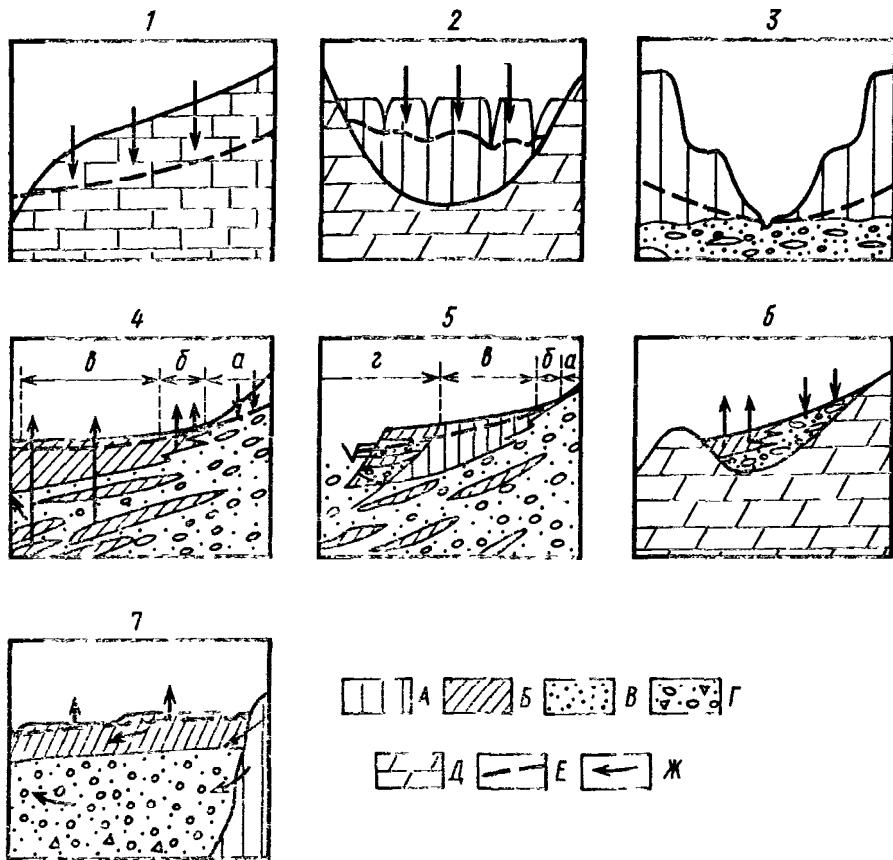


Рис 16. Типы гидрогеологических условий орошаемых районов орогенной группы (по Д. М. Кацу):

1 — горные склоны и предгорные равнины, сложенные коренными трещиноватыми породами; 2 — глубоко расчлененные предгорные равнины; 3 — верхние (древние) глубоко расчлененные аллювиальные террасы; 4 — совершенные конусы выноса, составляющие предгорные равнины с зонами питания (а), интенсивного выклинивания (б), вторичного погружения и рассеивания грунтовых вод (в); 5 — сочетание конусов выноса (зоны а, б, в, как в типе 5) с вложенными в них террасами основной реки (г); 6 — межадырные впадины; 7 — нижние и средние аллювиальные террасы.

А — лёссовидные суглинки, супеси; Б — переслаивающиеся суглинки, супеси, глины; В — пески; Г — галечники, гравий, пески; Д — коренные породы (мергели, песчаники, конгломераты и др.); Е — уровень грунтовых вод при орошении; Ж — основные направления движения подземных вод

лее 10—15 м, участия в процессах почвообразования не принимают. Воды пресные, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые.

В балансе грунтовых вод среди источников питания доминирующую роль играют инфильтрация атмосферных осадков, поверхностных и ирригационных вод и в определенных условиях подземный приток из пород горного обрамления. Расходную часть баланса составляет только подземный отток, испарения и транспирации грунтовых вод в связи с глубоким залеганием нет.

Грунтовые воды не влияют на мелиоративное состояние орошаемых земель непосредственно данной гидрогеологической зоны, но и для нижерасположенных слабодренированных орошаемых земель их роль значительна. Поэтому, проектируя водохозяйственные мероприятия (освоение новых массивов, переустройство оросительной сети, борьбу с фильтрацией, использование подземных вод для орошения и др.), необходимо выполнять региональные прогнозы режима подземных вод, охватывая ими не только непосредственно рассматриваемые районы, но и нижележащие по потоку районы с неглубоким залеганием грунтовых вод.

2. Глубоко расчлененные предгорные равнины. Сложены мощной толщей аллювиально-пролювиальных отложений, преимущественно лёссовидных с линзами и прослойми супесчаных и песчано-гравийных пород, крупность которых уменьшается с удалением от горных хребтов (предгорья Туркестанского, Кураминского хребтов и др.).

Грунтовые воды формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, подземного притока из пород горного обрамления. Расходование грунтовых вод происходит путем выклинивания в овражную сеть, прорезающую предгорные равнины, и подземным потоком в направлении общего уклона рельефа предгорных равнин.

Грунтовые воды залегают глубоко от поверхности земли благодаря интенсивной естественной дренированности, причем глубина залегания зависит от глубины вреза овражной сети. Воды пресные или слабоминерализованные.

Орошение вызывает подъем грунтовых вод, но почвенный покров сохраняется автоморфным, так как грунтовые воды остаются на глубине более 5—10 м. Исключение составляют днища балок, прорезающих равнины, где вследствие подъема грунтовых вод, вызванного орошением предгорных равнин, возможен переход автоморфных почв в гидроморфные. Почвенный покров в рассматриваемых условиях не засоленный, но возможно осолонцевание почв.

3. Верхние глубоко расчлененные аллювиальные террасы. Сложены преимущественно лёссовидными отложениями значительной мощности, подстилаемыми гравийно-галечниковыми породами, обладающими значительной проводимостью. Река интенсивно дренирует террасы, причем глубина залегания грунтовых вод уменьшается в направлении от верхних террас к средним. Глубоко расчлененные террасы характерны для рек Средней Азии — Чирчика, Ахангарана, Кафирнигана и др.

Источниками питания грунтовых вод являются подрусловые потоки, подземный приток из отложений, в которые вложены террасы, инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод.

Грунтовые воды пресные или слабоминерализованные.

Орошение вызывает подъем уровня грунтовых вод, но почвы сохраняются автоморфными, незасоленными. Орошение верхних террас усиливает подземный приток к средним и нижним террасам, в результате чего происходит подъем грунтовых вод на этих

террасах. Необходимы соответствующие прогнозы режима подземных вод.

4. Совершенные конусы выноса. Привершинные части конусов выноса рек сложены толщей валунно-галечниковых отложений мощностью до нескольких сотен метров, с высокой водообильностью. Пресные грунтовые воды до и после орошения залегают на глубине многих десятков и даже первых сотен метров. Эта зона интенсивной естественной дренированности (см. рис. 16, схема 4).

За пределами привершинной части конуса выноса валунно-галечниковые отложения постепенно сменяются песчано-гравийно-галечниковыми, в разрезе появляются суглинисто-глинистые линзы и прослои (см. рис. 16, схема 4), естественная дренированность и водопроводимость отложений и глубина залегания грунтовых вод уменьшаются, а минерализация грунтовых вод нарастает. Поток грунтовых вод переходит в единый комплекс грунтовых и напорных вод. Это область движения и транзита грунтовых вод, которая ниже по потоку сменяется областью разгрузки подземных вод. В пределах последней происходит выклинивание грунтовых вод — русловое и площадное. Образуются водотоки — карасу, обычно пресные или слабоминерализованные. Расход выклинивающихся вод изменяется в зависимости от колебаний уровня грунтовых вод в области питания, зависящих в свою очередь от изменений расходов реки и осуществляемых здесь водохозяйственных мероприятий (переустройства оросительных систем, использования подземных вод для орошения и др.).

Ниже зоны выклинивания, в которой почвенный покров (при недостаточности искусственного дренажа) подвержен заболачиванию, глубина залегания грунтовых вод несколько увеличивается, минерализация нарастает, вследствие чего формируются засоленные почвы. Здесь также развиты единые комплексы грунтовых и напорных вод. В разрезе четвертичных отложений могут наблюдаться несколько водоносных пластов, в которых отметки пьезометрических уровней нарастают с увеличением глубин их залегания. Это вторая зона транзита (или испарительного рассеивания) грунтовых вод.

В определенных условиях — при слабой водной нагрузке в области питания — выклинивания грунтовых вод на поверхность земли в области разгрузки не происходит. Грунтовые воды при уменьшении проводимости отложений приближаются к поверхности земли и разгружаются путем испарения и транспирации без образования карасу. Вследствие этого формируются минерализованные грунтовые воды и почвенный покров подвержен засолению.

Совершенные конусы выноса крупных рек могут простираться на многие десятки километров от горных систем. Слившись между собой, они образуют наклонные аллювиально-пролювиальные предгорные равнины, в строении которых наблюдается постепенное уменьшение крупности обломочного материала, увеличение содержания пылеватой и глинистой фракций с удалением от предгорий. В этом же направлении уменьшаются глубины залегания

и нарастает минерализация грунтовых вод. На орошаемых землях в балансе грунтовых вод возрастает роль ирригационного питания.

Примером аллювиально-пролювиальной равнины, образованной слившимися совершиенными конусами выноса, является Ширванская равнина в Азербайджане. Здесь по геоморфологическим, геологическим и гидрогеологическим условиям выделяются привершинная, центральная и периферийная части. Они различаются геофильтрационными условиями и различной структурой балаиса подземных вод. Отличительными особенностями Ширванской равнины являются ограниченная площадь привершинной части, слабая «водная нагрузка» в этой части равнины и широкое развитие в центральной и периферической частях равнины тяжелых суглинистых и глинистых отложений значительной мощности. С точки зрения оттока грунтовых вод равнина является «закрытой». Полупустынный климат и неглубокое залегание грунтовых вод определяют форми-

Таблица 2.3

Баланс подземных вод Ширванской аллювиально-пролювиальной равнины.
Кура-Араксинская межгорная измненность. Данные Азгеоуправления
(по В. А. Листенгардену, 1985)

Элементы балаиса	Привершинная зона (180 км ²)		Центральная зона (1030 км ²)		Периферийная зона (2540 км ²)		В целом (3750 км ²)	
	км ³ /год	%	км ³ /год	%	км ³ /год	%	км ³ /год	%
Приходные								
Иифильтрация атмосферных осадков	0,02	28,6	0,11	25,6	0,08	29,6	0,21	28,8
Подземный приток по долинам горных рек	0,01	14,3	—	—	—	—	0,01	1,4
Подземный приток вышележащей зоны	—	—	0,03	7,0	0,01	3,7	—	—
Иифильтрация конденсационных вод	0,01	14,3	0,03	7,0	0,03	11,1	0,07	9,6
Иифильтрация из рек	0,03	42,8	0,12	27,9	нези.	—	0,15	20,5
Иифильтрация магистральных оросительных каналов	нези.	—	0,09	20,9	нези.	—	0,09	12,3
Иифильтрация оросительных вод на полях	незн.	—	0,05	11,6	0,15	55,6	0,20	27,4
Итого	0,07	100	0,43	100	0,27	100	0,73	100
Расходные								
Подземный отток в нижележащую зону	0,03	42,8	0,01	2,3	—	—	—	—
Добыча воды кягризами	0,01	14,3	нези.	—	—	—	0,01	1,4
Добыча воды эксплуатационными скважинами	0,01	14,3	0,01	2,3	—	—	0,02	2,7
Эвапотранспирация	0,02	28,6	0,09	20,9	0,10	37,0	0,21	28,7
Дренаж подземных вод коллекторо-дриажной сетью	нет	—	0,32	77,5	0,16	59,3	0,48	65,8
Отток за пределы равнины	—	—	—	—	0,01	3,7	0,01	1,4
Итого	0,07	100	0,43	100	0,27	100	0,73	100

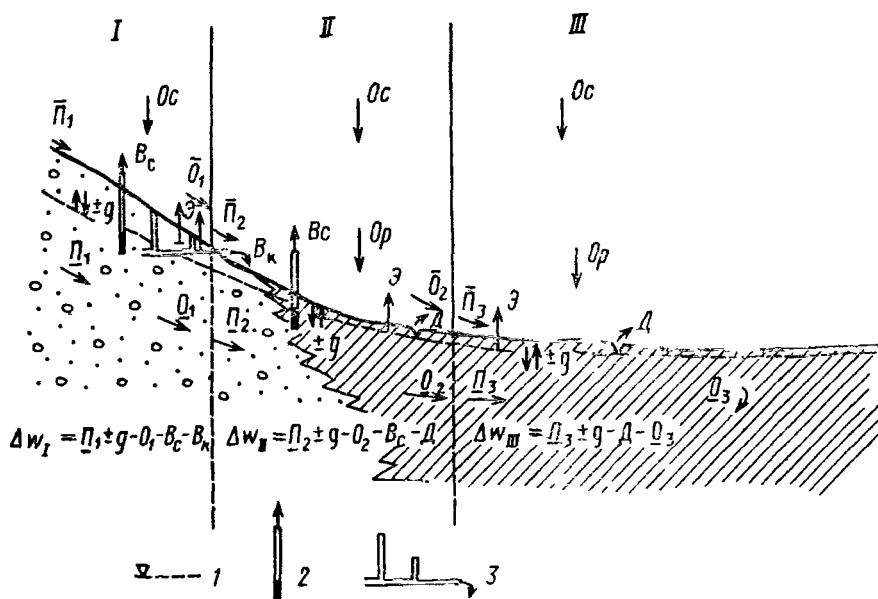


Рис. 17. Схема водного баланса Ширванской равнины:

I — привершинная зона; II — центральная зона; III — периферийная зона; 1 — уровень грунтовых вод; 2 — эксплуатационные водозаборные скважины; 3 — кягризы. Элементы баланса: Ос — атмосферные осадки; Ор — оросительные воды; $+g$ — инфильтрационное питание грунтовых вод за счет атмосферных осадков (зоны I, II), конденсационных вод (зоны I—III), фильтрации из рек (зоны I, II), оросительных каналов (зона II), потеря поливных вод на полях (зоны II, III); $-g$ — эвапотранспирация; Π — подземный приток; $\underline{\Omega}$ — подземный отток; Вк — водозабор кягризами; Вс — водозабор эксплуатационными скважинами; Д — отток грунтовых вод в дренажную систему

рование высокоминерализованных — преимущественно сульфатных — грунтовых вод в центральной и особенно периферической частях равнины. Лишь привершинная часть характеризуется глубоким залеганием в галечниковых отложениях грунтовых вод, пресных или слабоминерализованных.

При общей площади равнины 375 тыс. га орошаются 232 тыс. га.

Баланс подземных вод различных зон Ширванской равнины в целом характеризует табл. 23, схема структуры баланса приведена на рис. 17.

В привершинной зоне, в которой орошение развито слабо, питание грунтовых вод происходит за счет фильтрации из рек, подземного притока по долинам горных рек, инфильтрации осадков и конденсационных вод. Основной расход — подземный отток в центральную зону, отбор подземных вод кягризами и эксплуатационными скважинами.

Доля ирригационных вод в питании грунтовых возрастает от 32,5% в центральной зоне равнины до 55,6% — в периферийной. Существенно и остается примерно на одном уровне питание за счет атмосферных осадков.

В расходной части баланса основную роль играет отвод грунтовых вод коллекторно-дренажной сетью, составляющий в центральной зоне 77,5% и в периферийной — 59,3%. Значительна роль эвапотранспирации (20,9 и 37,0%) в тех же зонах. До постройки дренажа расход грунтовых вод на эвапотранспирацию был выше. Подземного оттока из периферийной зоны нет.

Для баланса грунтовых вод Ширванской равнины в целом характерны повышенные значения ирригационного питания (39,7%), инфильтрации атмосферных осадков (28,8%), фильтрации из рек (20,5%). В расходной части баланса главенствующую роль как в центральной, так и в периферийной зонах играет отвод грунтовых вод коллекторно-дренажной сетью (65,8%), значительно меньшую роль играет эвапотранспирация (28,7%).

Нередко в периферийные части конусов выноса вложены системы террас основной реки, притоком которой является река, образовавшая данный конус выноса. Такие террасы характеризуются сложными гидрологическими условиями, грунтовые воды террас могут получать дополнительное питание за счет перетока напорных вод, заключенных в отложениях конусов выноса (см. рис. 16, схема 4в).

5. Несовершенные (подрезанные) конусы выноса рек. Сложены мощной толщей галечниковых отложений, перекрытых суглинистыми породами возрастающей по потоку мощностью (см. рис. 16, схема 5). Последние создают подпор и обуславливают русловое и площадное выклинивание грунтовых вод на поверхность. Периферийная часть конуса выноса размыта основной рекой, притоком которой образован рассматриваемый несовершенный конус выноса. Таким образом, здесь выделяются область питания грунтовых вод, непротяженная область транзита и зона выклинивания. Все эти области благодаря естественной дренированности характеризуются формированием пресных грунтовых вод, выщелачиванием солей. Выклинивающиеся и дренажные воды вполне пригодны для орошения. В зоне выклинивания, как и в предыдущем районе, близкое залегание грунтовых вод позволяет сокращать режим орошения. В гидрологических прогнозах необходимости нет. Почвенный покров не подвергается вторичному засолению. Примером несовершенных конусов выноса являются конусы рек Туполанг и Нарын в Средней Азии.

Примером аллювиально-пролювиальной предгорной равнины «открытого» типа, образованной несовершеными конусами выноса несколько иного вида, является Кусарская в Азербайджане. Вследствие особенностей структуры водного баланса, обусловленной геологическим строением и геоморфологическими условиями, в пределах Кусарской равнины формируются значительные ресурсы пресных подземных вод.

Равнина лишена периферийной зоны, сложенной глинистыми отложениями (подобной, например, описанной в Ширванской равнине) Привершинная зона переходит в центральную, непосредственно дренируемую Каспийским морем. Мощные потоки грунтовых вод разгружаются в форме родников на поверхности равнины и субмаринных источников.

Структура баланса подземных вод Кусарской равнины, в пределах которой орошаются весьма незначительная площадь земель, приведена на рис. 18.

В привершинной зоне основные источники питания грунтовых вод — инфильтрация осадков и речных вод. Расходование осуществляется почти исключительно подземным оттоком в центральную зону. Этот отток составляет основную приходную часть баланса подземных вод центральной зоны (46%). Заметна роль инфильтрации оросительных вод (18,4%), речных вод и осадков. В расходной части баланса основное место занимает подземный сток в море (60,9%), расход родников (19,6%), добыча воды скважинами и кягризами. На долю эвапотранспирации приходится всего 8,1%. В целом по двум рассматриваемым зонам подземный сток, расход родников и отбор подземных вод достигают 89,9%, т. е. почти полностью компенсируют питание подземных вод. Именно этим объясняется формирование в пределах Кусарской равнины устойчиво пресных подземных вод, являющихся ценнейшим источником водоснабжения.

6. Межадырные (или заадырные) впадины. Весьма разнообразны по площади, геологическому строению, гидрологическим

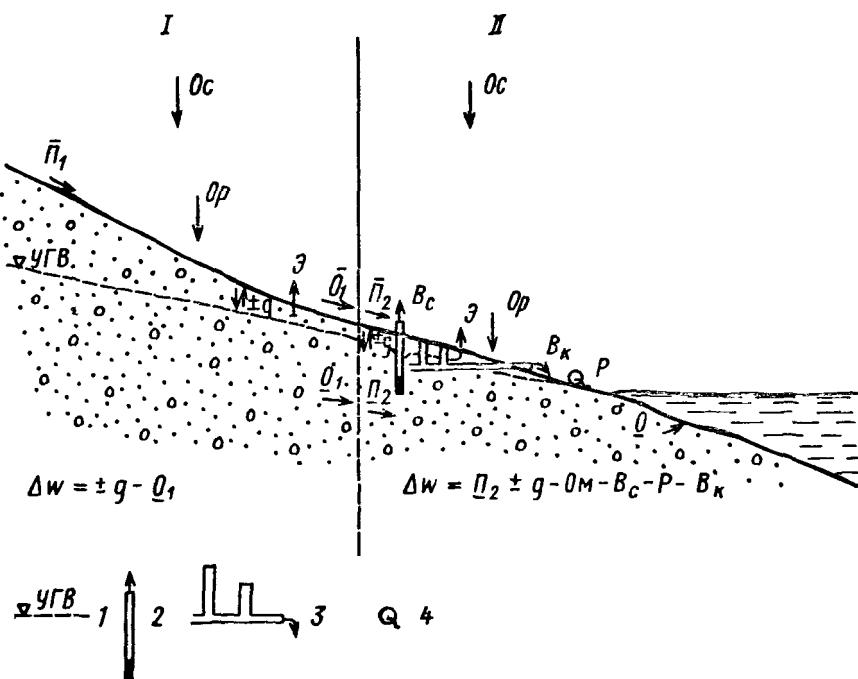


Рис. 18. Схема структуры водного баланса Кусарской равнины:
 I — привершинная зона; II — центральная зона; 1 — уровень грунтовых вод; 2 — эксплуатационные водозаборные скважины; 3 — кагризы; 4 — родники. Элементы баланса: Ос — атмосферные осадки; \bar{P} — поверхностный приток; \bar{O} — поверхностный отток; Ор — оросительные воды; $+g$ — инфильтрационное питание грунтовых вод за счет атмосферных осадков (зоны I, II), речных вод (зоны I, II), конденсационных вод (зоны I, II), фильтрации из каналов (зона III) и инфильтрации на полях (зоны I, II); $-g$ — эвапотранспирация (зоны I, II); \underline{P} — подземный приток; \underline{Q} — подземный отток; $\underline{O}m$ — подземный отток в море (зона II); Р — напорное питание грунтовых вод; Вк — водозабор кагризами; Вс — водозабор эксплуатационными скважинами

и почвенным условиям. В коренные породы «вложена» толща четвертичных отложений в форме чаще всего совершенных, реже несовершенных конусов выноса (см. рис. 16, схема 6). Гряды адыров создают подпор потокам подземных вод. Если межадырная впадина заполнена совершенным конусом выноса, то наблюдаются гидрогеологические зоны, свойственные конусам выноса этого типа. В привершинных частях конусов выноса формируются единые потоки подземных вод, в периферийной — потоки грунтовых и напорных вод.

Соответственно смене гидродинамических условий изменяются гидрогоеохимические условия — от пресных грунтовых вод в области питания до высокоминерализованных в периферийной части конуса выноса ниже зоны выклинивания. Наиболее минерализованы грунтовые воды в периферийной части в случае замкнутого характера межадырных впадин. В этом случае поток грунтовых вод практически полностью расходуется на испарение и транспирацию. Почвенный покров подвержен интенсивному засолению.

При использовании подземных вод для орошения в центральных частях впадин или устройства здесь вертикального дренажа с утилизацией дренажных вод для орошения возможно подтягивание в скважины соленых грунтовых вод из периферийных частей конусов выноса. Поэтому гидрогоеохимические прогнозы при проектировании орошения и дренажа здесь обязательны в такой же мере, как и гидродинамические прогнозы. Необходимы также прогнозы расхода выклинивающих вод при различных видах водохозяйственного строительства. Межадырные впадины широко развиты в Ферганской, Алазань-Агричайской и других межгорных котловинах.

Примером заадырий впадины является Камышкурганская, расположенная на южном склоне Кураминского хребта в Ферганской депрессии (рис. 19).

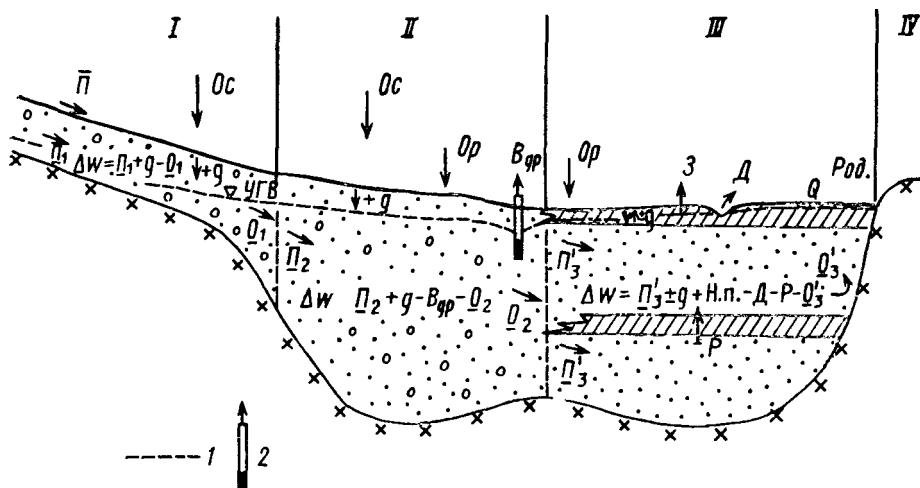


Рис. 19. Схема структуры водного баланса Камышкурганской впадины: I — привершинная зона; II — центральная зона; III — периферийная зона; IV — адирная гряда; 1 — уровень грунтовых вод; 2 — скважины вертикального дренажа.

Элементы баланса: \bar{P} — поверхностный приток и \bar{O} — отток; Π — подземный приток и \bar{O} — отток; O_s — подземный отток вдоль адирной гряды в р. Сырдарью; $+g$ — инфильтрационное питание грунтовых вод за счет подрусловых вод саев (зона I), атмосферных осадков (зоны I, II); оросительных вод (зоны II, III); $-g$ — эвапотранспирация (зона III); p — напорное питание грунтовых вод; Род. — родниковый сток; Вдр. — отбор воды из оросительно-дренажных скважин; D — сток горизонтального дреиажа; Os — атмосферные осадки; Op — оросительные воды

Камышкурганская впадина заполнена толщей рыхлообломочных четвертичных отложений мощностью до 400 м. Эти аллювиально-пролювиальные отложения образуют слившиеся конусы выноса. В их привершинных частях — области питания — пресные грунтовые воды залегают на значительной глубине. В зоне транзита глубина залегания уменьшается, воды остаются пресными. В периферийной части впадины в толще переслаивающихся песчано-галечниковых, суглинистых и глинистых отложений сформирован единый водоносный комплекс грунтовых и напорных вод. Глубина залегания грунтовых вод 1—3 м; образуются родники; минерализация грунтовых вод высокая; скважины, вскрывающие напорные воды, фонтанируют.

Таблица 2.4

Баланс подземных вод Камышурганской впадины
(площадь орошения 22 тыс. га)
(по Н. П. Карпенко, 1986)

Составляющие баланса	Естественные условия (до 1972 г.)			При орошении (1985 г.)		
	м ³ /с	тыс. м ³ /га	%	м ³ /с	тыс. м ³ /га	%
Приходные						
Подземный приток со стороны предгорий	5,65	8,08	86	5,65	8,08	52
Инфильтрация атмосферных осадков	0,90	1,32	14	0,90	1,32	8
Инфильтрация ирригационных вод	—	—	—	4,31	6,17	40
Итого	6,55	9,40	100	10,86	15,57	100
Расходные						
Суммарный подземный отток в р. Сырдарью	2,48	3,56	38	2,48	3,56	19
Непроизводительное испарение	4,07	5,84	62	1,50	0,72	11
Отбор воды из оросительно-дренажных скважин	—	—	—	7,81	11,18	59
Дренажный сток	—	—	—	1,48	2,14	11
Итого	6,55	9,40	100	13,27	17,60	100

По данным, приведенным в табл. 2.4, источниками питания подземных вод орошаемого массива являлись подземный приток со стороны предгорий — области питания (86%) и инфильтрация атмосферных осадков (14%). Расходные статьи — подземный отток (включая сток родников) в Сырдарью в обход адырной гряды — (38%) и расход грунтовых вод на испарение и транспирацию естественной растительностью в зоне подпора, где грунтовые воды залегают на небольшой глубине (62%). Орошение осуществляется за счет комплексного использования подземных и поверхностных вод р. Сырдарьи.

После орошения в приходной части баланса значительную роль приобрела инфильтрация ирригационных вод (40%) и соответственно сократился удельный вес подземного притока из области питания (52%) и инфильтрация осадков (8%). В расходной части появились весьма значительные составляющие баланса: отбор воды из оросительно-дренажных скважин (59%) и сток горизонтальных дрен, построенных в зоне подпора грунтовых вод (11%). Соответственно уменьшились удельный вес подземного отока (19%) и абсолютная величина непроизводительного испарения — вследствие снижения уровня грунтовых вод.

Под влиянием работы оросительно-дренажных скважин, построенных в зоне транзита подземных вод, произошло снижение уровня грунтовых вод в зоне влияния водозаборов. В зоне подпора и разгрузки вследствие отбора подземных вод в зоне транзита сократился дебит родников.

Постепенное развитие депрессионной воронки, охватывающей зону подпора грунтовых вод, в которой вследствие испарения формируются воды высокой минерализации, вызвало подтягивание к оросительно-дренажным скважинам этих высокоминерализованных грунтовых вод. В результате во многих эксплуатационных скважинах повысилась минерализация откачиваемых вод до 3—4 г/л. До начала эксплуатации грунтовые воды в скважинах имели минерализацию менее 0,5 г/л, в связи с чем возникли трудности с использованием этих вод для орошения.

7. Средние и нижние аллювиальные террасы естественно дренированные. В орогенной группе районов (в межгорных впадинах) они сложены сравнительно однородной и мощной толщей галечниковых отложений (террасы рек Вахша, Сырдарьи). Ограничены уступом более древних террас и рекой. Содержат потоки преимущественно пресных грунтовых вод, залегающих до орошения на глубине от 1—2 до 3—5 м или несколько больше. При орошении глубина залегания грунтовых вод уменьшается, почвенный покров может подвергаться заболачиванию. Районы благоприятны для интенсивного развития подпочвенного орошения. Режим грунтовых вод определяется влиянием подруслового потока, притоком со стороны верхних террас; на орошаемых землях существенными факторами режима являются орошение и дренаж. Грунтовые и дренажные воды обычно вполне пригодны для орошения. Актуальны прогнозы техногенного загрязнения грунтовых вод.

8. Верхние части субаэральных дельт, слабодренированные средние аллювиальные террасы. Общей особенностью геологического строения является наличие в разрезе песчано-галечниковых или песчано-гравийных отложений, перекрытых суглинистыми породами сравнительно небольшой мощности. Источники питания грунтовых вод — инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод, подземный приток. В расходной части баланса на орошаемых землях в связи с неглубоким залеганием грунтовых вод заметную роль играют испарение и транспирация. Поэтому минерализация грунтовых вод сравнительно повышенная — до 3—5 г/л. При этой минерализации и неглубоком залегании грунтовых вод почвенный покров подвержен слабому засолению, а в понижениях рельефа — более интенсивному. Минерализация грунтовых вод с глубиной снижается, как и во всех районах орогенной группы. Центральные и периферические части субаэральных дельт обычно располагаются уже в пределах платформенных областей.

Гидродинамические и гидрохимические прогнозы для субаэральных дельт и слабодренированных террас обязательны. Необходимы, кроме того, прогнозы минерализации дренажных вод в связи с оценкой пригодности их для орошения, а также прогнозы влияния осуществляемого в рассматриваемых районах водохозяйственного строительства на режим грунтовых вод нижерасположенных земель.

9. Весьма слабо дренированные аллювиальные террасы. Для них характерен неглубокий (до 15—20 м) врез речных долин при ширине террас, измеряемой многими десятками километров. Террасы сложены мощной толщей лёссовидных отложений, подстилаемых песчано-галечниковыми и песчано-гравийными породами, переслаивающимися с суглинисто-глинистыми.

В естественных условиях характерно глубокое залегание грунтовых вод и развитие автоморфных почв, за исключением депрессий рельефа, характеризующихся сравнительно неглубоким залеганием грунтовых вод и развитием полуавтоморфных почв. Грун-

товые воды минерализованы. Источниками питания являются атмосферные осадки, подземный приток со стороны предгорий, на орошаемых землях — ирригационные воды.

В определенных условиях возможно напорное питание грунтовых вод. На орошаемых землях оросительные каналы, коллекторы, дрены, чередование поливных площадей с неполивными участками создают сложное и неоднородное распределение грунтовых вод по глубинам залегания, минерализации и режиму. В многолетнем режиме грунтовых вод пустынных и полупустынных орошаемых районов доминирующую роль приобретают техногенные факторы, в степных районах — эти же факторы в комплексе с динамикой атмосферных осадков.

Б. ПЛАТФОРМЕННАЯ ГРУППА ОРОШАЕМЫХ РАЙОНОВ

Общие особенности геологического строения платформенных районов были кратко описаны выше при анализе гидрологического районирования территории СССР для целей мелиорации.

Геоморфологические условия рассматриваемой группы районов разнообразны (рис. 20). Общей чертой их являются значительно меньшие по сравнению с орогенной группой районов уклоны поверхности земли и грунтовых вод, меньшая дренирующая роль гидрографической сети, которая в низовьях рек вообще может играть роль источников питания грунтовых вод.

Естественно интенсивно дренированные земли с устойчиво глубоким залеганием грунтовых вод (до и после орошения) пользуются крайне ограниченным распространением. Сравнительно ограничены также площади формирования единых водоносных комплексов грунтовых и напорных вод. Основным развитием пользуются грунтовые воды, причем первые межпластовые водоносные горизонты в большинстве районов также являются безнапорными.

В отличие от орогенных районов, в которых минерализация грунтовых вод в четвертичных отложениях с глубиной, как правило, снижается, в данной группе районов возможно нарастание минерализации с глубиной — чаще всего в бессточных районах, которых в орогенной группе нет.

В платформенной группе выделяются следующие основные типы гидрологических условий орошаемых районов (см. рис. 20).

1. **Субаэральные дельты рек.** За исключением верхних частей, которые находятся в орогенных областях или на стыке платформенных областей с орогенными, субаэральные дельты характеризуются песчано-глинистым составом отложений, равнинным нерасчлененным рельефом. Слабо и весьма слабо дренированы. Представляют собой широкие аллювиальные равнины — практически неограниченные потоки. В связи с закономерным уменьшением крупности аллювия и постепенным замещением песчаных отложений супесчано-суглинистыми и глинистыми от вершины дельты к периферии ее и к низовьям реки в этих направлениях уменьшаются глубины залегания и возрастает минерализация грунтовых

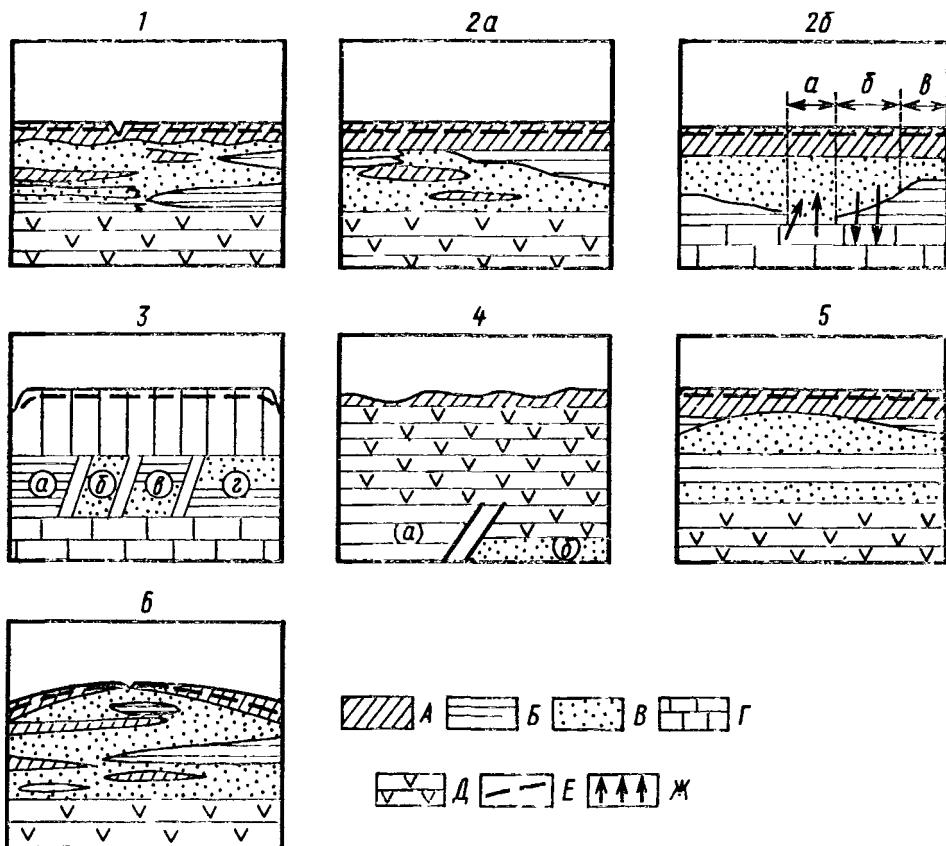


Рис. 20. Типы гидрологических условий орошаемых районов платформенной группы (по Д. М. Кацу):

1 — субаэральные дельты; 2 — аллювиальные террасы различного возраста и состава отложений, преимущественно весьма слабо дренированные (а, б); 3 — водораздельные массивы с различными схемами литологического строения (а, б, в, г); 4 — денудационно-аккумулятивные равнины (Сыртовое Заволжье и др.); 5 — приморские низменности; 6 — древние и современные приморские дельтовые равнины.

А — переслаивающиеся суглинки, супеси, глины; Б — глины; В — пески; Г — трещиноватые известняки и др.; Д — коренные глины; Е — уровень грунтовых вод при орошении; Ж — нисходящие и восходящие токи поверхностных и подземных вод

вод, нарастает соленакопление в почвенном покрове. Сезонный и многолетний режим грунтовых вод формируется под определяющим влиянием техногенных факторов.

Структура баланса грунтовых вод различна в разных частях дельты, что связано с неоднородностью геологического строения и общих гидрологических условий.

Это положение можно иллюстрировать на примере баланса грунтовых вод в различных районах субаэральной дельты р. Зеравшана, в пределах которой расположен Бухарский оазис (Узбекистан).

В табл. 2.5 приведены результаты полевых экспериментальных исследований основных статей баланса для года, среднего по климатическим условиям и водности реки. Средняя годовая сумма осадков — 120 мм — обуславливает незначительную величину атмосферного питания грунтовых вод. В отношении

Таблица 2.5

Баланс грунтовых вод субаэральной дельты р. Зеравшана. Бухарский оазис
(Средний год. Пустынная зона. По Д. М. Кацу)

Балансовые районы	Приходные статьи, мм		Расходные статьи, мм		Изменение запасов грунтовых вод, мм	Разность подземного притока и оттока, мм
	фильтрация каналов	инфилтрация оросит. и промывных вод	отвод коллекторно-дренажной сетью	расход на испарение и транспирацию		
Первый район — верхняя наиболее естественно-дренированная часть дельты	359,6	108,1	34,0	215,2	-37,2	-255,7
Второй район — правобережная центральная часть дельты	347,6	118,6	116,2	247,2	-70,6	-172,7
Третий район — левобережная центральная часть дельты	278,8	134,7	144,7	278,4	-78,7	-69,1
Четвертый район — левобережная центральная и периферийная части дельты	286,5	174,4	144,7	275,2	-26,8	-67,9
Пятый район — левобережная периферийная, практически бессточная часть дельты	350,3	134,4	95,5	487,0	-38,6	+59,2

подземного притока со стороны вышележащей части долины р. Зеравшана следует отметить, что Бухарский оазис обособлен по геоструктурным и геоморфологическим условиям, и поэтому грунтовые воды лишены этого источника питания. Пустыни-степные пространства, окружающие оазис, являются своеобразной зоной рассеивания грунтовых вод оазиса. В этих условиях практически единственным источником питания грунтовых вод являются ирригационные воды — фильтрация из каналов и инфильтрация на полях оросительных и промывных вод.

В геологическом строении оазиса принимают участие аллювиальные и агроприрригационные суглинки с прослойями супеси, песков и глин мощностью до 3—10 м. Они подстилаются в верхней части дельты песчано-галечниками отложениями, в центральных частях — песчаными или песчано-гравийными породами, в периферийной левобережной части — песчано-глинистыми.

Глубина залегания грунтовых вод в верхней части дельты 1—3 м, в центральной и периферийной частях уменьшается до 1—2 м.

По данным воднобалансовых исследований в верхней части дельты установлен существенный отток грунтовых вод в центральную часть и в сторону окружающих пустыни-степных пространств. В левобережной периферийной части — наименее естественно дренированной — подземный приток преобладает над оттоком, уменьшается глубина залегания грунтовых вод, вследствие чего резко возрастает по сравнению с другими районами расход грунтовых вод на испарение и транспирацию.

Соответственно гидродинамической зональности наблюдается увеличение минерализации грунтовых вод от 1—3 г/л в верхней части дельты до 10—15 г/л и выше — в левобережной периферийной части. Последняя является областью «испарительной» разгрузки грунтовых вод.

Для баланса грунтовых вод дельты, как и других широких аллювиальных равнин платформенной провинции, характерно резкое преобладание расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию над подземным оттоком. Близкими по величине эти статьи баланса грунтовых вод являются лишь в

верхней и наиболее естественно-дренированной части дельты. Этим объясняются отмеченная повышенная минерализация грунтовых вод и интенсивное соленакопление в почвенном покрове центральных и особенно периферийных районов дельты.

2. Аллювиальные террасы различного возраста. Весьма неоднородны по литологическому составу аллювия (см. рис. 20, схема 2). Ширина террас может достигать нескольких десятков километров. Это аллювиальные равнины с весьма слабо расчлененным рельефом, небольшим уклоном поверхности. При таком рельефе и песчано-суглинисто-глинистом характере аллювиальных отложений террасы отличаются весьма слабой естественной дренированностью и потому формированием минерализованных грунтовых вод, особенно в пустынной и полупустынной зонах.

В естественных условиях (до орошения) грунтовые водыпитаются атмосферными осадками и подземным притоком со стороны водоразделов и находятся на большой глубине (до нескольких десятков метров). После орошения при значительной мощности покровных суглинистых отложений под земляными каналами образуются куполы грунтовых вод. Аналогичный процесс наблюдается и при орошении на рассредоточенных массивах. В дальнейшем куполы сливаются между собой и происходит общий подъем грунтовых вод. Последний может наблюдаться и при освоении крупного массива, охватывая значительные площади. Скорость подъема грунтовых вод, знание которой необходимо для определения сроков строительства дренажа, изменяется в широких пределах в зависимости от применяемых способов полива и режима орошения, исходной глубины залегания грунтовых вод, водо-физических свойств пород зоны аэрации и т. д.

При наличии под покровным слоем относительного водоупора, ниже которого залегает проницаемый пласт, содержащий межпластовый безнапорный водоносный горизонт, подъем грунтовых вод на землях нового орошения несколько замедляется благодаря перетоку грунтовых вод через относительный водоупор. Под влиянием перетока возможно повышение уровня межпластовых вод. В зависимости от динамики баланса безнапорный поток со временем может стать напорным, ухудшая естественную дренированность покровного пласта, имевшую место до орошения. В этом случае скорость подъема уровня грунтовых вод возрастает. Однако при высокой водопроводимости межпластового водоносного горизонта и определенных граничных условий в этом пласте может длительное время сохраняться безнапорный поток, задерживающий подъем грунтовых вод в покровном слое.

В случае наличия гидрогеологических окон в слабопроницаемых отложениях, подстилающих водоносный пласт, или уменьшения мощности этих отложений возможно наличие интенсивной взаимосвязи с нижележащими водоносными горизонтами (см. рис. 20, схема 26).

Для гидродинамических и гидрохимических прогнозов основной задачей изысканий является определение всех требуемых гео-

фильтрационных параметров и инфильтрационного питания грунтовых вод.

3. Водораздельные массивы. Сложены толщей преимущественно лёссовидных отложений, ниже которых могут находиться породы разного возраста, состава и генезиса. Условия обводненности покровных отложений различны в зависимости от климатических условий, геологического строения, степени дренированности. Крайним случаем является безводность, отсутствие постоянного горизонта грунтовых вод и в противоположном случае — наличие выдержанного горизонта, дренируемого речными долинами. Глубина залегания грунтовых вод изменяется в широких пределах в зависимости от рельефа водоразделов, их расчлененности речной и овражной сетью, облесенности, наличия искусственных прудов. Над уровнем грунтовых вод может формироваться верховодка, нередко на погребенных почвенных горизонтах, обладающих пониженной водопроницаемостью.

Источниками питания грунтовых вод в естественных условиях являются атмосферные осадки, главным образом аккумулируемые в понижениях рельефа. Так же, как и на аллювиальных террасах, наличие относительного водоупора под лёссовидными отложениями может замедлять подъем грунтовых вод, происходящий под влиянием орошения. При рассредоточенном орошении под поливными землями формируются куполы грунтовых вод, постепенно сливающиеся между собой. При освоении крупных массивов подъем грунтовых вод сразу охватывает значительные площади; возможно формирование верховодки.

4. Денудационно-аккумулятивные равнины. Геологическое строение и гидрогеологические условия имеют ряд особенностей, сходных с таковыми водораздельных массивов. Крупнейшим представителем рассматриваемой группы районов является Сыртовое Заволжье. Оно сложено мощной толщей (до 50—60 м и более) глин и тяжелых суглинков, содержащих горизонты погребенных почв. При этом Высокие Сырты характеризуются меньшей мощностью глин (до 1—20 м), подстилаемых коренными породами (мергелями, песчаниками, известняками). Низкие Сырты — мощная толща глин на тонкозернистых песках ашеронского возраста, содержащих напорные воды.

Сыртовые отложения по условиям обводненности весьма неоднородны. Местами они безводны, на других участках заключают верховодку, нередко приуроченную к погребенным почвенным горизонтам. В других районах развиты горизонты грунтовых вод, глубина залегания которых максимальная на равнинных участках водоразделов и уменьшается на склонах и в днищах балок, прорезающих Сырты. Вблизи искусственных грудов и лесных полос сформированы куполы грунтовых вод, поверхность которых быстро погружается с удалением от источников обводнения.

Верхние горизонты отложений (1—2 м) незасолены, глубже прослеживается ряд погребенных солевых горизонтов. Количество последних и степень засоления возрастают на склонах водораз-

делов по сравнению с таковыми в равнинных частях. Грунтовые воды имеют пеструю минерализацию,

Куполы грунтовых вод формируются и под оросительными каналами в земляных руслах, и под рассредоточенными орошающими массивами. Методы искусственного дренирования сыртовых отложений, обладающих весьма низкой водопроницаемостью, пока недостаточно ясны.

5. Приморские низменности. Характеризуются сложными гидрогоеохимическими условиями, природным неглубоким (в основном менее 5 м) залеганием грунтовых вод, повышенной минерализацией их и засоленностью почв и подстилающих пород. Строение зоны аэрации и водонасыщения преимущественно многослойное. Территория практически бессточная.

При искусственном дренировании орошаемых земель возможно вторжение соленых морских вод с активизацией вторичного засоления почв, что требует проектирования специальных методов дренирования почв и эксплуатации дренажа.

В качестве примера рассмотрим Мугано-Сальянский массив, расположенный в юго-восточной части Кура-Араксинской низменности. В его пределах выделяются несколько морфогенетических типов территории, характеризующихся разной естественной дренированностью. Это предгорья Талышских гор (Южная Мугань) — зона, интенсивно дренированная, и собственно приморская низменность, занимающая основную часть массива (Центральная и Северная Мугань, Сальянская равнина), — зона, весьма слабо дренированная и бессточная.

В пределах приморской низменности водовмещающие отложения представлены многослойной толщей, в пределах которой выделяется до 3—4 водонос-



Рис. 21. Схема структуры водного баланса Муганской равнины: Δw — изменения запасов грунтовых вод; А — атмосферные осадки; Ор — оросительные воды; Исп — испарение; Тр — транспирация; О — подземный отток; П — подземный приток; $+g$ — инфильтрационное питание грунтовых вод за счет атмосферных осадков (Южная, Центральная Мугань), инфильтрации на орошаемых полях (Южная, Северная Мугань); $\alpha \Phi$ — питание грунтовых вод за счет фильтрации из каналов и $\alpha \Phi_p$ — р. Куры; Д — дренажный сток; Р — напорное питание грунтовых вод

ных горизонтов. Глубина залегания грунтовых вод составляет 0—3 м. В естественных условиях грунтовые воды высокоминерализованные, почвы засоленные. При длительном орошении на фоне дренажа происходит опреснение почв, минерализация верхнего слоя грунтовых вод снижается до 1—3 г/л. Структуру баланса грунтовых вод иллюстрирует рис. 21. Естественное питание грунтовые воды получают за счет фильтрации из рек Курьи и Аракса (в прибрежной зоне), ограничивающих территорию массива, а также за счет подземного притока со стороны Талышских гор (в Южной и частично Центральной Мугани). Небольшая роль в питании грунтовых вод принадлежит инфильтрации атмосферных осадков и конденсационным водам. В Центральной и Северной Мугани значительно напорное питание.

На орошаемых землях, занимающих основную территорию в Северной Мугани, грунтовые воды получают интенсивное питание за счет фильтрации их оросительных каналов и инфильтрации на полях (табл. 26). Последние фак-

Таблица 2.6

Региональный баланс грунтовых вод Северной Мугани
(за год, по А. А. Алимову)

Составляющие баланса приходные	м ³ /га	%	Составляющие баланса расходные	м ³ /га	%
Инфильтрация атмосферных осадков	490	10,2	Испарение с поверхности грунтовых вод	2620	56,6
Конденсационная вода	57	1,2	Дренажный сток	2011	43,3
Подземный приток	4	0,1	Подземный отток	6	0,1
Потери на фильтрацию из рек Курьи, Аракса	223	4,6			
Инфильтрация оросительных вод	3290	65,8			
Напорное питание	883	18,1			
Итого	4857	100,0			
				4637	100,0

торы питания преобладают в приходных статьях водного баланса вследствие низкого КПД оросительных систем при поверхностном самотечном способе орошения и составляют 65,8%.

Основная разгрузка грунтовых вод происходит на неосвоенных землях исключительно за счет испарения и транспирации, а на искусственно дренированных — дополнительно к эвапотранспирации, составляющей 56,6%, путем оттока в коллекторно-дренажную сеть — 43,3%.

6. Древние и современные приморские дельтовые равнины. В строении аллювия преобладают переслаивающиеся песчано-глинистые отложения. Реки являются источником питания грунтовых вод. С удалением от русел рек, рукавов и протоков уровень грунтовых вод погружается на значительную глубину — до 5—10 м и более. Грунтовые воды минерализованные, почвы засоленные, поскольку рассматриваемые районы практически бессточные, образуются бассейны грунтовых вод. Это природные области солевых аккумуляций, усиливающихся на современном этапе развития мелиораций сбросом в реки соленых дренажных вод.

Орошение вызывает подъем грунтовых вод; под каналами и орошаемыми полями формируются куполы грунтовых вод пестрой минерализации. В дальнейшем происходит общее повышение зеркала грунтовых вод под орошающим массивом. Режим грунтовых вод в пустынной и полупустынной зонах всецело зависит от техногенных факторов.

В. ОСУШАЕМЫЕ РАЙОНЫ

При осушении земель большое значение имеет литологическое строение покровных отложений на глубину до 2—3 м. По этому признаку выделены 5 схем, показанные на рис. 22 [3].

Как видно из этих схем, непосредственно покровный слой может быть представлен торфами, суглинками, глинами, песками, супесью, т. е. разнообразными породами. Подробнее типы гидрогеологических условий осушаемых земель рассмотрел Б. С. Маслов [3].

При выборе способов и методов осушения земель особое значение приобретает характер водного питания переувлажненных земель. С точки зрения роли подземных вод в переувлажнении земель возможны следующие три схемы [3]:

1. Подземные воды не участвуют в водном питании земель.

2. В переувлажнении земель участвуют только грунтовые воды, формирующиеся в пределах этих земель или на ближайшей периферии.

3. В переувлажнении земель участвуют межпластовые воды и водоносные горизонты коренных пород, области питания которых находятся за пределами переувлажненных массивов.

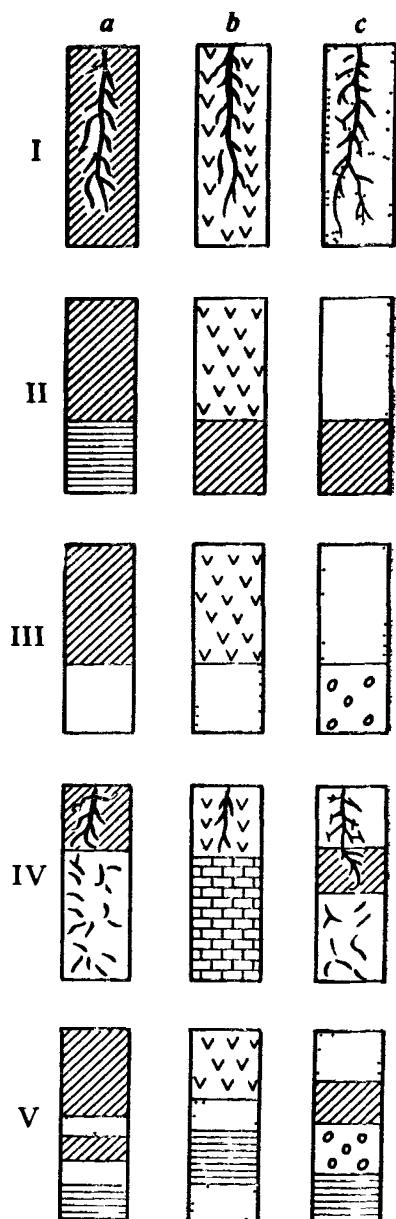


Рис 22 Основные схемы (I—V) геологического строения осушаемых земель (на схемах I и IV показаны корни растений) (по Б С Маслову)

Покровные отложения: *a* — суглинки; *b* — торфяники; *c* — пески

В зависимости от природных условий Б. С. Маслов выделяет три категории осушаемых земель (табл. 2.7).

Таблица 2.7

**Категории сложности гидрогеологических условий осушаемых земель
(по Б. С. Маслову)**

Оценка сложности условий	Геоморфологические условия	Основные схемы геологического строения	Характер подземных вод
Простые	заболоченные земли и болота на водоразделах и склонах озерных и флювиогляциальных равнин	однородные породы	верховодка
Средней сложности	конечно-моренный ландшафт, конусы выноса, понижения на флювиогляциальных, моренных равнинах и т. д.	двуслойные породы	грунтовые воды
Сложные	поймы и дельты рек, конечно-моренный ландшафт, предглинтовые приморские низменности, болота в глубоких депрессиях и древних ложбинах стока	многослойные породы	грунтовые и напорные воды

Факторы формирования заболоченных почв в различных условиях обстоятельно представлены Ф. Р. Зайдельманом [1].

ГЛАВА 3

РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Формирующийся на орошаемых и осушаемых землях режим грунтовых вод зависит от гидрогеологических условий и проводимых мелиораций. Характерной особенностью грунтовых вод является изменчивость глубины залегания их, температуры, минерализации, химического состава и других свойств на протяжении года, по годам и в многолетнем разрезе времени. Известны также суточные изменения уровня грунтовых вод, амплитуда которых при неглубоком залегании под покровом влаголюбивых растений может достигать 10—15 см.

Амплитуда сезонных колебаний уровня грунтовых вод изменяется в широких пределах — от нескольких десятков сантиметров до 10—15 м и более, что наблюдается в ряде предгорных районов, сложенных галечниками, и преимущественно в областях аллювиальных потоков грунтовых вод. Амплитуды многолетних колебаний уровня грунтовых вод могут существенно превышать амплитуды сезонных колебаний.

В практике орошения новых земель в Средней Азии и в других районах страны известны примеры подъема грунтовых вод под влиянием фильтрации из каналов и оросительных вод с глубины 50—60 м до глубины менее 2—3 м от поверхности земли.

Значительные изменения претерпевают и химический состав грунтовых вод, их минерализация. В связи с этим становится понятной значительная роль режима грунтовых вод в формировании и изменениях водного, солевого и теплового режимов почв.

Основной причиной изменений режима грунтовых вод являются изменения их баланса. На мелиоруемых землях эти изменения по-разному проявляются в различных природных условиях и при разном техническом уровне проводимых мелиораций, включая качество эксплуатации гидромелиоративных систем [2, 3]. В связи с этим для раскрытия закономерностей режима грунтовых вод и прогноза возможных изменений его под влиянием мелиораций необходимы знания баланса грунтовых вод, что отмечалось еще в работах Г. Н. Каменского, О. К. Ланге, М. А. Шмидта, М. М. Крылова.

Решающее влияние на режим грунтовых вод оказывает дренированность территории. На интенсивно дренированных территориях — вне зависимости от характера климата — формируются потоки преимущественно пресных или слабоминерализованных грунтовых вод. Их питание балансируется полностью или в зна-

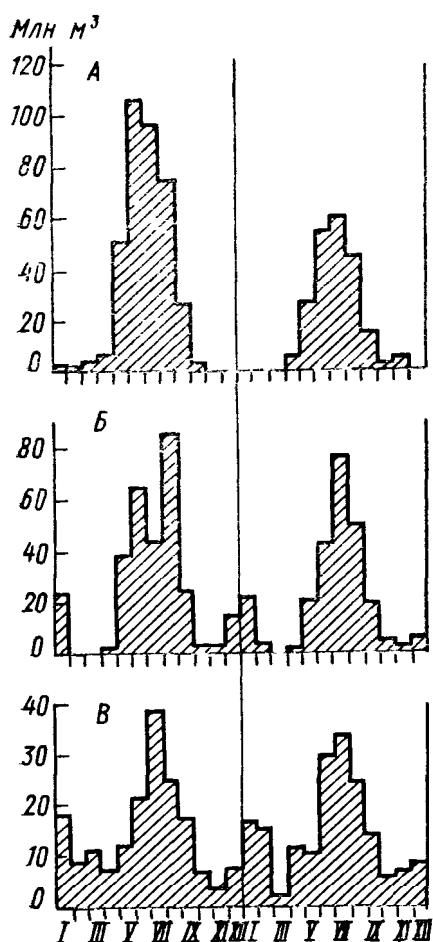


Рис. 23

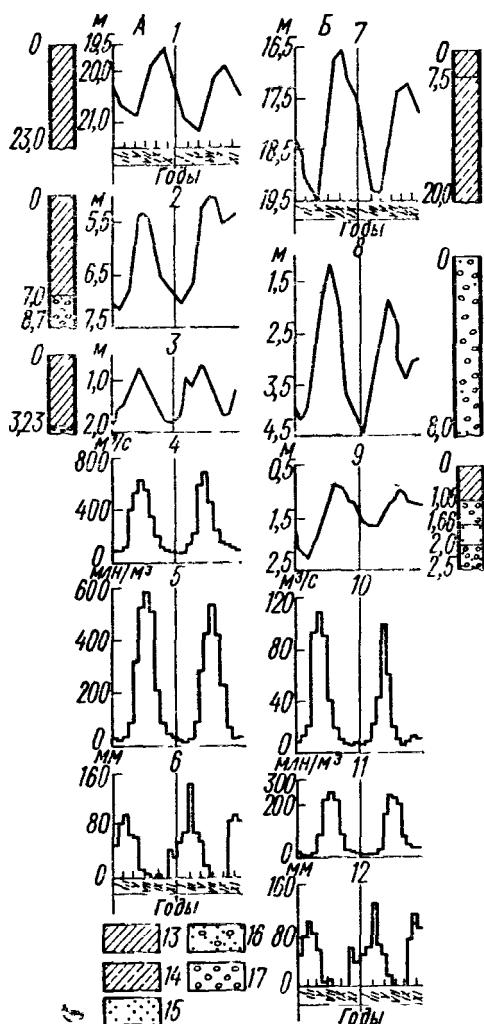


Рис. 24

Рис. 23. Типовые графики режима подачи воды в оросительные каналы:
 А — водоподача производится только в вегетационный период (почвы не нуждаются в промывных и влагозарядковых поливах); Б — водоподача производится в вегетационный период и в отдельные месяцы невегетационного периода (осенью, зимой или весной) для промывки засоленных земель и влагозарядки;
 В — водоподача производится в течение всего года

Рис. 24. Графики сезонных колебаний уровня грунтовых вод орошаемых земель, естественно интенсивно дренированных и дренированных в сопоставлении с факторами режима (на примере террас рек Чирчика и Ахангарана в Приташкентском оазисе):

А — долина р. Чирчика; Б — долина р. Ахангарана; 1 — уровень грунтовых вод III интенсивно дренированной надпойменной террасы, скв. 8, Ташкент; 2 — уровень грунтовых вод II террасы, скв. 21, сел. Джумабазар; 3 — уровень грунтовых вод I дренированной террасы, скв. 3^a, пос. Солдатский; 4 — расходы воды в реке, пост Ходжикентский; 5 — подача воды в оросительные системы долины реки; 6 — атмосферные осадки, метеостанция Ташкент; 7 — уровень грунтовых вод IV интенсивно дренированной террасы, скв. 14/2, пос. Пскент; 8 — уровень грунтовых вод I террасы (сжатый участок речной долины), скв. 3/7, сел. Могол; 9 — уровень грунтовых вод I дренированной террасы,

чительной мере подземным оттоком. Такие режимы грунтовых вод свойственны главным образом предгорным районам Средней Азии, Казахстана, Северного Кавказа, Закавказья. В этих условиях почвы не засолены, промывные поливы не требуются. Водоподача в невегетационный период не производится или осуществляется в небольшом объеме. Основная масса воды подается в оросительную сеть в период вегетации, достигая максимальных значений в июле — августе, т. е. во время наибольшей потребности растений в воде (рис. 23).

Сезонные колебания уровня грунтовых вод происходят синхронно изменениям водоподачи с амплитудой до 2—3 м и более. Высокое положение уровня наблюдается в июле — августе. В невегетационный период происходит неуклонное снижение уровня до самого низкого положения в марте — апреле (рис. 24). Наибольшие значения сезонной амплитуды свойственны привершинным частям конусов выноса рек — облястям питания грунтовых вод, где значения их могут достигать 5—10 м и более.

Режим минерализации и химического состава грунтовых вод характеризуется небольшими изменениями. При сезонном подъеме уровня преимущественно наблюдается снижение минерализации.

Начало орошения земель в данных, как и в любых других, условиях вызывает подъем грунтовых вод. Последний продолжается до тех пор, пока увеличивающийся — в связи с подъемом уровня грунтовых вод — отток не компенсирует усилившееся питание грунтовых вод. После этого прогрессирующий подъем грунтовых вод сменяется «установившимся» режимом их.

§ 1. ОРОШАЕМЫЕ РАЙОНЫ ПУСТЫННОЙ И ПОЛУПУСТЫННОЙ ЗОН

На слабодренированных и бессточных территориях сочетание низкой естественной дренированности с климатом пустыни и полупустыни определяет как основные особенности баланса грунтовых вод в этой зоне преобладание расхода грунтовых вод в зону аэрации над естественным подземным оттоком и незначительную величину атмосферного питания грунтовых вод, несоизмеримую с расходом их в зону аэрации.

Низкая естественная дренированность таких орошаемых земель обусловливает их подверженность засолению. Это определяет специфику ирригационно-хозяйственных мероприятий: необходимость водоподачи в невегетационный период для промывки засоленных земель (см. рис. 23), искусственное дренирование земель. Природные и хозяйствственные факторы в комплексе определяют следую-

скв 12, 10 сел Санд, 10 — расход воды в реке, пост Турский; 11 — подача воды в оросительные системы долины реки; 12 — атмосферные осадки, метеостанция Той Тюбе; 13 — суглинок, 14 — супесь; 15 — песок; 16 — галечник с песком; 17 — галечник

щие основные черты режима уровня грунтовых вод, обусловленные динамикой баланса.

Прежде всего вследствие слабого подземного оттока уровень грунтовых вод в невегетационный период, когда резко уменьшается физическое испарение грунтовых вод и прекращается их расход на транспирацию, не опускается глубже 2,5—3,5 м от поверхности земли (исключая районы применения вертикального дренаажа). Эта глубина соответствует «поясу интенсивного сезонного воздействия испарения». Поэтому в октябре — ноябре в орошаемых районах с низкой естественной дренированностью преобладают указанные глубины залегания грунтовых вод в отличие от массивов с интенсивной естественной дренированностью, где спад уровня происходит в течение всего невегетационного периода (рис. 25).

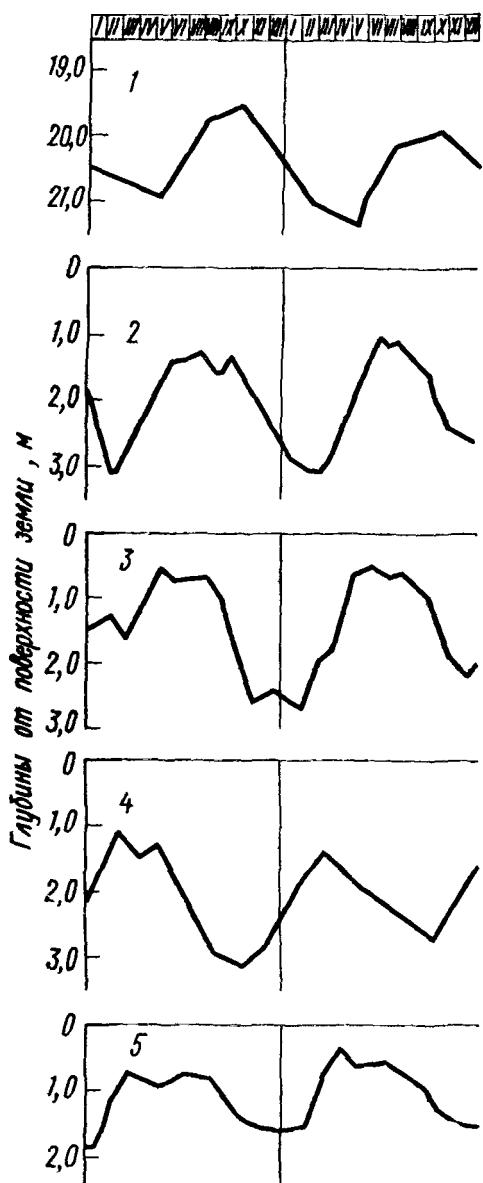


Рис. 25. Типовые графики сезонных колебаний уровня грунтовых вод в орошаемых районах разной естественной дренированности (по среднемесячным данным).

Районы: 1 — интенсивной естественной дренированности (тип режима — глубокопогруженных потоков грунтовых вод); 2 — естественно дреинированные (тип режима — потоков грунтовых вод не-глубокого залегания, движущихся со значительной скоростью); 3 — слабодренированные (тип режима — замедленных потоков грунтовых вод); 4 — весьма слабо дренированные — при напорном питании (тип режима — весьма замедленных потоков грунтовых вод); 5 — практически бессточные (тип режима — бассейнов грунтовых вод).

Эта глубина уровня может сохраняться в течение всего невегетационного периода, если каналы закрыты и отсутствует напорное питание грунтовых вод. При открытии каналов для проведения промывных поливов, совмещаемых с влагозарядковыми поливами, в ноябре — декабре или феврале — марте (в зависимости от хода уборочных работ и метеорологических условий) уровень грунтовых вод повышается. Это повышение может смениться спа-

дом перед началом вегетационных поливов или «слиться» в общую фазу с подъемом уровня, вызванным вегетационными поливами.

В течение периода вегетации обычно каждый полив вызывает повышение уровня грунтовых вод. После полива уровень снижается вследствие испарения и растекания бугра грунтовых вод в сторону неполивных участков.

Преобладающие амплитуды сезонных колебаний уровня заключены в пределах 1,5—2,5 м. Верхний предел характерен главным образом для зон влияния крупных оросительных каналов, проходящих в земляных руслах, для срединных частей междуречий и т. д. В непосредственной близости к дренам амплитуды минимальны.

Искусственный дренаж оказывает большое влияние на режим грунтовых вод. Он ускоряет спад уровня грунтовых вод после поливов со скоростью до 5—7 см/сут и более, вертикальный — до 15—20 см/сут. Благодаря этому на искусственно дренированных землях грунтовые воды залегают глубже (при равенстве других факторов). В бездренажных условиях скорость снижения уровня редко превышает 2—3 см/сут.

Дренаж при соответствующем режиме орошения обеспечивает снижение минерализации грунтовых вод, активизируя водообмен.

Колебания уровня грунтовых вод имеют более сложный характер, что на примере опытного участка в Вахшской долине показывает рис. 26. График иллюстрирует высокое положение уровня в течение почти всего вегетационного периода, связанное со значительной водоподачей на орошение. Четко прослеживается уменьшение амплитуды колебания уровня с удалением от распределительного канала к коллектору.

Многолетние колебания уровня грунтовых вод в орошаемых районах с низкой естественной дренированностью зависят прежде всего от изменчивости водоподачи на орошение. При сравнительно постоянной водоподаче и высоких значениях ее глубина залегания грунтовых вод мало изменяется в многолетнем разрезе.

Об этом свидетельствуют, например, материалы наблюдений за режимом грунтовых вод Хорезмского оазиса, расположенного в зоне северных пустынь, за 1940—1963 гг. Максимальные и минимальные уровни редко выходили за пределы соответственно 0,5—2,4 м.

Совсем иной характер имеют многолетние колебания уровня грунтовых вод в Бухарском оазисе. Сток р. Зеравшана, в низовьях которой находится оазис, ранее полностью разбирался здесь на орошение. Поэтому водоподача находилась в прямой зависимости от изменений водоносности реки (рис. 27). Соответственно изменялись величина инфильтрационного ирригационного питания грунтовых вод и уровень их.

В многоводные годы ранее, до постройки транзитных сбросных каналов и развития в оазисе коллекторно-дренажной сети, уровень грунтовых вод повышался почти до поверхности земли. После нескольких маловодных лет зеркало грунтовых вод снижалось на глубину до 3—4 м, местами глубже — под влиянием испарения, транспирации и слабого оттока в сторону прилегающих к оазису пустынных пространств.

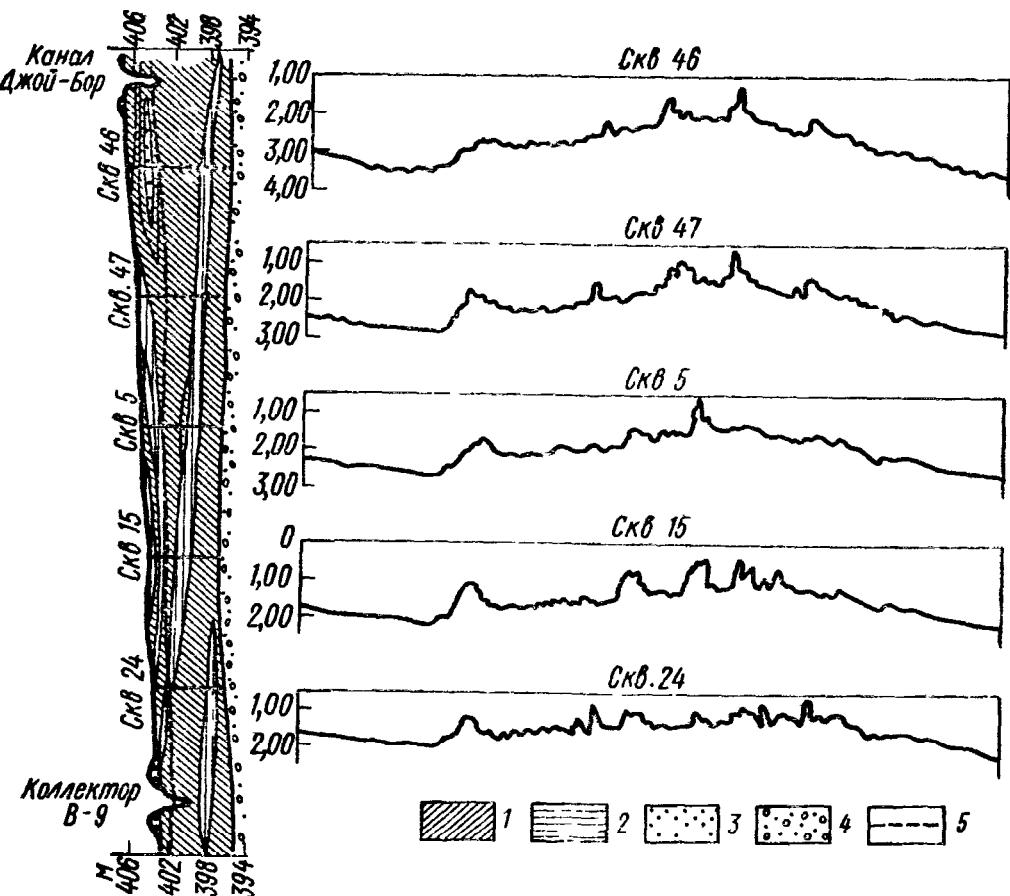


Рис. 26. Графики колебания уровня грунтовых вод (по срочным замерам) Курган-Тюбинского орошаемого опытного участка II террасы р. Вахша (данные Вахшской режимной партии).

Литологический состав грунтов: 1 — суглинок, 2 — глина; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — уровень грунтовых вод

Вследствие снижения грунтовых вод периодически прекращался сток последних по коллекторно-дренажной сети. В такие годы иногда высказывались необоснованные предложения о ликвидации в Бухарском оазисе коллекторно-дренажной сети.

Маловодными годами были, в частности, 1957—1959 гг. Уменьшение водоподачи и дренажного стока обусловливали накопление солей в верхнем 3-метровом балансовом слое и положительную величину «солеобмена» его с нижележащей толщой. Это неблагоприятное соленакопление произошло, несмотря на снижение уровня грунтовых вод. Сокращение водоподачи не обеспечило полив хлопчатника оптимальной нормой, что также явилось причиной снижения его урожайности.

В последующие годы водный и солевой баланс Бухарского оазиса был значительно улучшен благодаря подаче дополнительного объема воды Аму-Бухарским каналом, забирающим воду из р. Амударьи. Развитие коллекторно-дренажной сети, строительство в отдельных районах вертикального дренажа и создание системы транзитных каналов, отводящих дренажные и поверхностные сбросные воды за пределы оазиса, также способствовали улучшению водно-солевого баланса.

Многолетние колебания уровня грунтовых вод в Бухарском оазисе интересны своей 11-летней ритмичностью. Последняя связана с аналогичными изменениями стока р. Зеравшана, определяющими динамику водоподачи — ос-

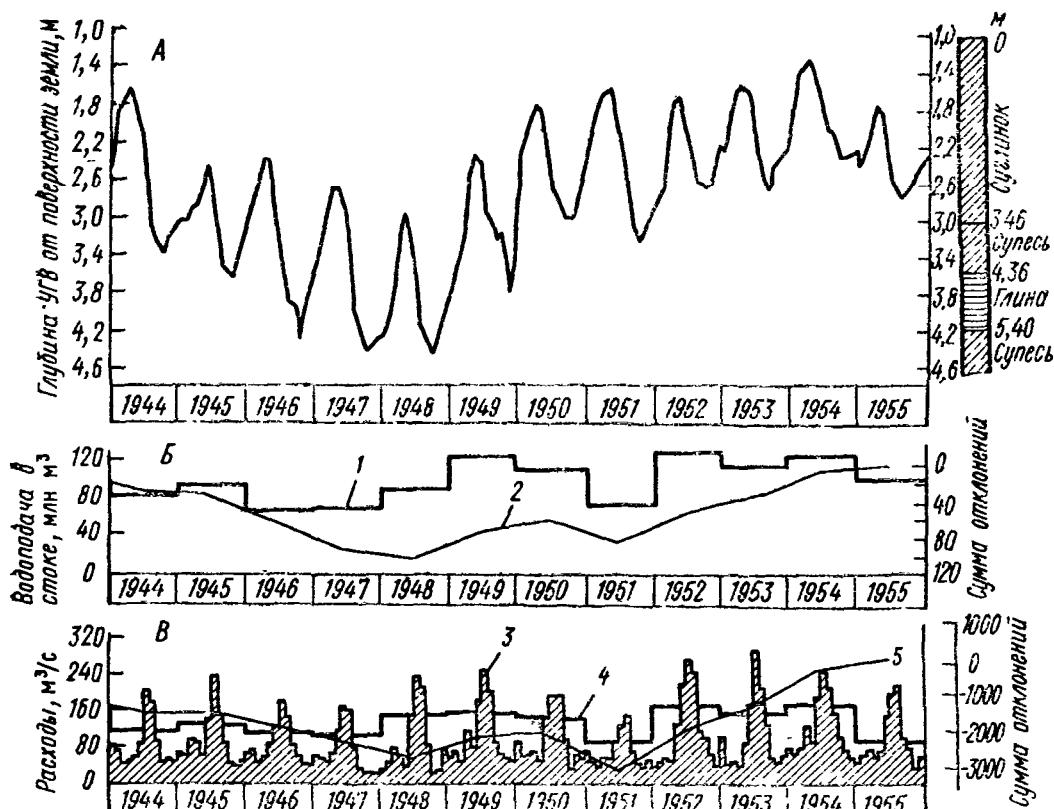


Рис. 27. Многолетние колебания уровня грунтовых вод при резко изменяющейся водоподаче на орошение. Субаэральная дельта р. Зеравшана в Бухарском оазисе (по Д. М. Кацу):

А — уровень грунтовых вод в центральной слабодренированной части дельты (скв. 21 Бухарской режимной партии); **Б** — подача воды за вегетационный период в ирригационную сеть Каганского района и интегральная кривая отклонений водоподачи от средней; **В** — водоносность р. Зеравшана (пост Зиатдин); **1** — водоподача; **2** — интегральная кривая подачи воды; **3** — среднемесячные расходы; **4** — средние расходы воды за вегетационный период; **5** — интегральная кривая стока

новного источника питания грунтовых вод. Таким образом, многолетние подъемы грунтовых вод в Бухарском оазисе, приуроченные к годам пониженной солнечной активности, не являются неизбежным следствием 11-летних циклов солнечных пятен и могут быть предупреждены комплексом мелиоративных мероприятий. Практика успешной мелиорации земель оазиса подтвердила это положение [2, 3].

Иrrигационно-хозяйственные факторы оказывают мощное влияние на режим уровня не только грунтовых вод, но и связанных с ними субнапорных и напорных водоносных горизонтов. Это положение можно иллюстрировать на примерах северо-восточной части Голоднотеплой межгорной впадины и западной части Ферганской впадины.

В Голодной степи пьезометрический уровень напорных вод превышает уровень грунтовых вод, что обусловливает напорное питание. Тот и другой уровни изменяются синхронно, доказывая формирование здесь единого водоносного комплекса грунтовых и

напорных вод. В середине 60-х годов здесь было начато строительство вертикального дренажа для улучшения мелиоративного состояния земель [3]. Объем дренажных работ увеличился в конце 60-х годов. В результате произошло снижение пьезометрического уровня напорных и грунтовых вод. Это способствовало рассолению почвенного покрова под влиянием промывных и вегетационных поливов на фоне дренажа.

Изменения водно-солевого баланса покровного слоя лесовых отложений под влиянием вертикального дренажа на примере совхоза «Пахта-Арал», расположенного в рассматриваемой части Голодной степи, характеризуются следующим. Покровный слой имеет здесь мощность 15—25 м. До строительства вертикального дренажа приток напорных вод в этот слой в 1961—1964 гг. составлял 137—594 м³/га, поступление солей — 4,1—7,0 т/га в год. Вертикальный дренаж снизил пьезометрический уровень напорных вод ниже уровня грунтовых вод и этим обеспечил переток грунтовых вод в напорные. Отток грунтовых вод в 1965—1969 гг. составлял 1803—3481 м³/га, вынос солей — 6,8—2,0 т/га за год. Это способствовало значительному рассолению почвенного покрова, что позволило совхозу перейти с поверхностного орошения хлопчатника и других культур на поливы дождеванием в сочетании с влагозарядковыми поливами, проводимыми поверхностным способом [3].

Очевидно, что при проектировании орошения в районах формирования единых комплексов грунтовых и напорных вод гидро-геологические прогнозы должны охватывать и те и другие водонесущие горизонты, находящиеся во взаимосвязи.

§ 2. ОРОШАЕМЫЕ РАЙОНЫ СТЕПНОЙ ЗОНЫ

Орошение в степной зоне СНГ развивается быстрыми темпами — на юге Украины, Северном Кавказе, в Поволжье, Западной Сибири и других районах. В геоморфологическом отношении орошаемые земли степной зоны располагаются в пределах широких аллювиальных террас, террасово-дельтовых равнин, широких междуречных массивов, аккумулятивно-денудационных равнин типа Сыртowego Заволжья и др. Общей чертой их является низкая естественная дренированность, связанная с особенностями геоструктуры, геологического строения, геоморфологических условий и рельефа. В этом плане многие черты режима грунтовых вод, свойственные орошаемым районам пустынной и полупустынной зон, характерны и для степных районов. В частности, на массивах нового освоения, если оросительные каналы проложены в земляных руслах, происходит такой же подъем грунтовых вод, как в пустынной и полупустынной зонах (рис. 28). Этот подъем продолжается также до тех пор, пока возросшие испарение и транспирация не приостановят его. Однако после подъема грунтовых вод водный режим зоны аэрации, структура баланса и режим грунтовых вод имеют иной характер, чем в оазисах пустынной и полупустынной зон. Это связано с повышенными осадками и сравнительно ослабленным испарением, свойственными степной зоне.

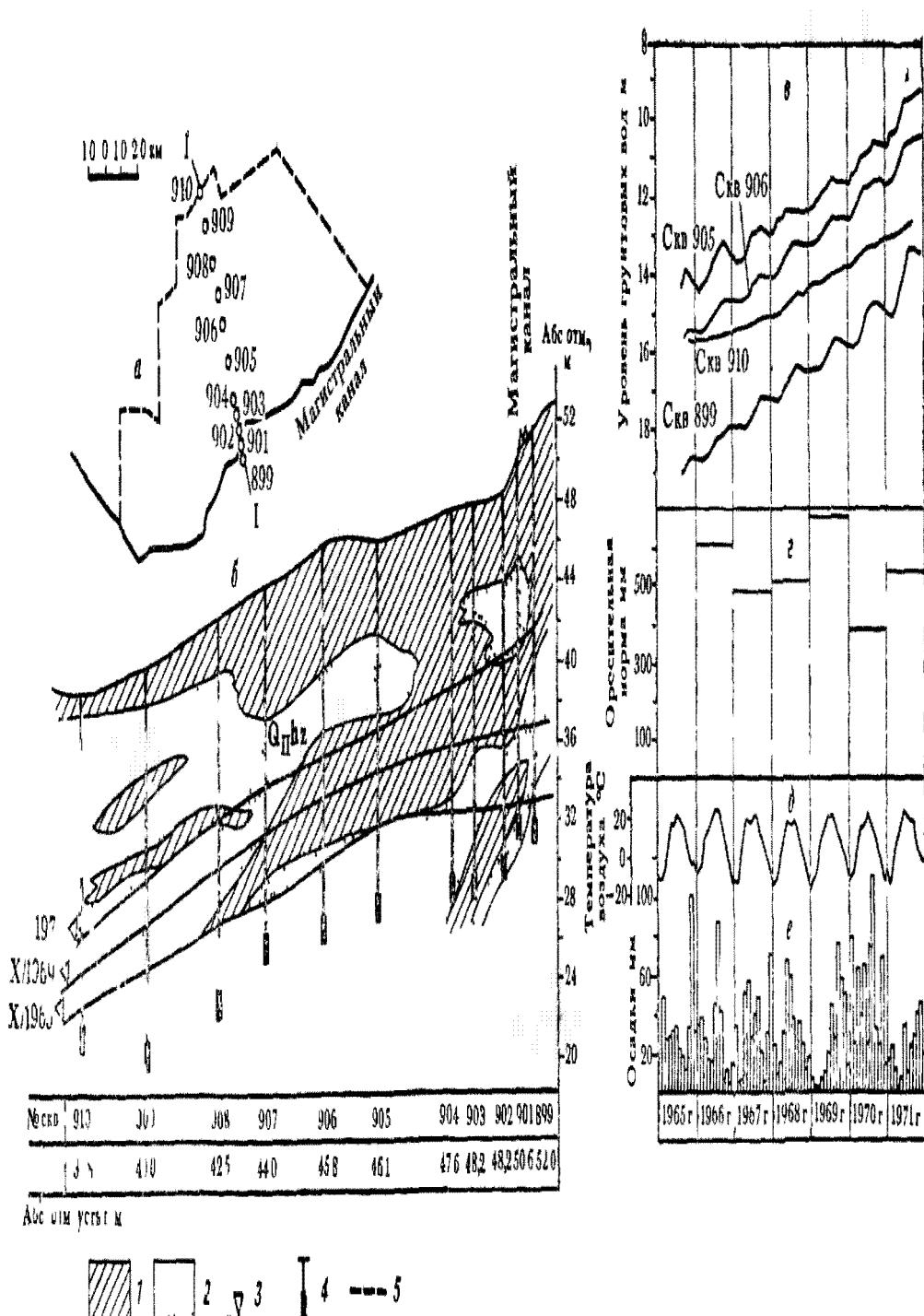


Рис 28 Влияние фильтрации из канала и орошения дождеванием на режим грунтовых вод казарской террасы р. Волги
 Энгельсская оросительная система, Саратовская обл (по Ю. Б. Челидзе)
 а — схема расположения наблюдательных скважин, б — гидрогеологический разрез, в — графики колебаний уровня грунтовых вод, г — оросительные нормы; д — температура воздуха, е — атмосферные осадки, 1 — суглинки, 2 — песок, 3 — уровень грунтовых вод, 4 — наблюдательные скважины, 5 — граница орошаемого участка

Природные особенности зоны обуславливают следующую специфику ирригационно-хозяйственных факторов, также влияющую на режим и баланс грунтовых вод:

- применение меньших оросительных норм;
- возможность широкого применения дождевания, которое ослабляет питание грунтовых вод;
- меньшая потребность в промывных поливах вследствие ограниченного распространения засоленных почв и рассолающего действия атмосферных осадков;
- меньшая нагрузка на дренажные системы.

В степных районах по сравнению с пустынными и полупустынными возрастает роль инфильтрационного питания грунтовых вод за счет атмосферных осадков, особенно в весенний период таяния снегов, когда глубина проникновения инфильтрующихся вод увеличивается до 10—12 м. На орошаемых землях при глубине залегания грунтовых вод менее 3 м в невегетационной период инфильтрационное питание грунтовых вод превышает их расход в зону аэрации, хотя в целом за год соотношение обратное. Особенности распределения инфильтрационного питания обуславливают определенные отличия в режима грунтовых вод.

Принципиальных отличий в формировании подземного притока и оттока грунтовых вод в степной зоне по сравнению с пустынной и полупустынной нет. Однако в степной зоне чаще, чем в двух других, орошаемые районы платформенного типа характеризуются двухпластовой системой в условиях трехслойного строения водоносной толщи. В этом случае покровные отложения содержат грунтовые воды, а нижний водоносный горизонт является межпластовым напорно-безнапорным. Питание и разгрузка его происходит путем перетекания, отражая локальные особенности рельефа, геологического строения, ирригационно-хозяйственных условий. Такие схемы потока характерны, например, для Багаевско-Садковской системы в Ростовской области, Ингулецкого и Каховского массивов на юге Украины.

В естественных условиях — до орошения — обычно имеет место нисходящее перетекание грунтовых вод в нижний горизонт через раздельный пласт. Такой характер перетекания сохраняется и в зонах влияния крупных каналов (рис. 29). Вне зоны влияния каналов и коллекторно-дренажной сети на орошаемых землях уровни этих водоносных горизонтов сближаются, причем в течение года соотношение между ними может быть различным. В зоне влияния коллекторно-дренажной сети перетекание имеет восходящий характер. В частности, на Багаевско-Садковской оросительной системе при мощности разделяющего пласта глин 6—20 м перетекание грунтовых вод в напорные изменялось от нескольких миллиметров до 98 мм в год, т. е. составляло значительную величину. Подпитывание грунтовых вод напорными существует непосредственно вблизи дренажа — 13—15 мм в год (В. А. Васильченко).

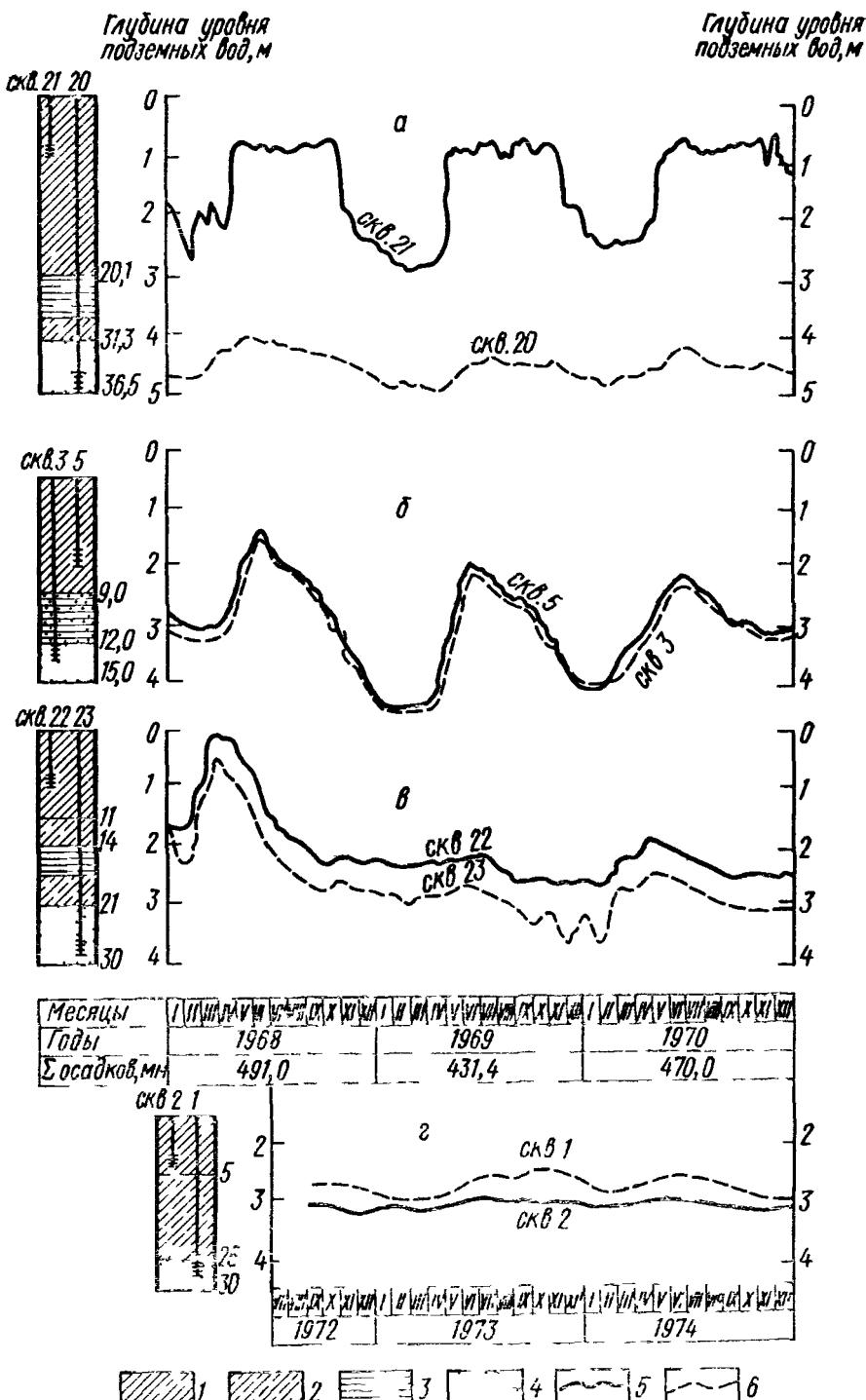


Рис. 29. Графики режима уровней подземных вод Багаевско-Садковской оросительной системы (по В. А. Васильченко, 1974):
 а — зона влияния магистрального оросительного канала; б — орошаляемые поля; в — естественные условия (неорошаемые земли); г — орошаемые земли, зона влияния коллекторно-дренажной сети; 1 — суглинки средние, тяжелые; 2 — суглинки легкие; 3 — глины; 4 — пески; 5 — уровень грунтовых вод; 6 — уровень напорных вод

Сезонный режим уровня грунтовых вод находится в тесной взаимосвязи с водным режимом зоны аэрации, отражает динамику метеорологических факторов и поливов. Вследствие особых климатических условий и неглубокого залегания грунтовых вод капиллярная кайма их на протяжении почти всего невегетационного периода находится вблизи поверхности земли. Это способствует весенней инфильтрации талых вод и выпадающих в это время осадков, что формирует сезонный максимум уровня в марте — апреле.

В период вегетации верхняя граница капиллярной каймы находится преимущественно на глубине не более 0,7—0,8 м. В этих условиях поливы дождеванием сравнительно небольшой оросительной нормы (300—400 м³/га) и даже летние осадки вызывают подъем уровня грунтовых вод. Амплитуды сезонных колебаний уровня в основном заключены в пределах 1—2 м, т. е. несколько меньше, чем на орошаемых массивах пустынной и полупустынной зон.

Водный режим зоны аэрации в рассматриваемых условиях характеризуется наличием двух основных периодов: с нисходящим током влаги (ноябрь — апрель) и с преимущественно восходящим током ее, прерываемым нисходящими потоками при поливах и инфильтрации осадков (апрель — ноябрь). Характер водного режима, свойственный второму периоду, наблюдается в пустынной и в большинстве районов полупустынной зоны практически в течение всего года.

Многолетние колебания уровня грунтовых вод определяются ирригационно-хозяйственными факторами (водоподачей на орошение и др.) и климатическими (в основном динамикой атмосферных осадков). Это характерная черта ирригационного типа режима грунтовых вод с повышенной ролью атмосферных осадков в балансе этих вод. Во влажные годы возрастает инфильтрационное питание грунтовых вод, уменьшается их расход на испарение и транспирацию, что обуславливает повышение грунтовых вод.

Для предупреждения или ослабления подъема грунтовых вод необходимо уменьшение в такие годы водоподачи на орошение — сокращение оросительных норм. В степной зоне необходима особенно гибкая эксплуатация оросительных систем, которая, учитывая особенности метеорологических условий каждого года, предупреждала бы опасный подъем грунтовых вод во влажные годы.

§ 3. ПЕРЕУВЛАЖНЕННЫЕ ОСУШАЕМЫЕ РАЙОНЫ

Для таких районов общим помимо климата является низкая естественная дренированность земель, связанная с равнинным практически нерасчлененным рельефом и с широким развитием во многих районах тяжелых глинистых почв и слабопроницаемых подстилающих пород. Площади развития переувлажненных земель отличаются большим разнообразием геоморфологических условий, литологического состава отложений, климатических условий, ге-

нетических типов режима грунтовых вод и типов водного питания, почвенного покрова, хотя преобладают подзолистые почвы.

Грунтовые и болотные воды приурочены к отложениям четвертичного возраста, в составе которых большую роль играет комплекс ледниковых, водно-ледниковых, аллювиальных и озерно-аллювиальных, болотных и аллювиально-пролювиальных отложений.

Переувлажненные земли отличаются своеобразным режимом влаги в почвах и породах зоны аэрации, своеобразным балансом и режимом грунтовых вод.

Общей особенностью гидрологических условий болотных массивов является наличие в торфяниках специфической разновидности подземных вод — болотных. Их уровень испытывает сезонные колебания, связанные с метеорологическими и гидрологическими факторами, подземным притоком со стороны и др. Периодически болотные воды могут выступать на поверхности земли. При наличии под торфяниками пород, содержащих грунтовые или напорные воды, болотные воды (в зависимости от соотношения их уровня с уровнем нижележащего водоносного горизонта) могут подпитывать последний или получать питание из этого горизонта. Возможен также случай совпадения уровней болотных и грунтовых вод. В сезонном, годовом и многолетнем разрезах времени формы взаимосвязи болотных вод с нижележащими водоносными горизонтами могут изменяться в зависимости от природных факторов и мелиоративных работ.

Незначительная мощность зоны аэрации, характерная для переувлажненных земель, обусловливает теснейшую связь режима влаги с климатическими факторами. Поэтому подавляющему большинству переувлажненных районов свойствен промывной тип водного режима почв и подстилающих их пород, что способствует повышенным значениям инфильтрационного питания грунтовых вод (30—50% и выше).

Однако водный режим разнообразен, так как находится в зависимости от неоднородных климатических условий и изменчивых по сезонам года и в годовом разрезе метеорологических факторов, глубины залегания и режима грунтовых вод, гранулометрического состава почв и пород, характера растительного покрова и т. д. Важнейшие факторы, определяющие водный режим, — атмосферные осадки, суммарное испарение, а также подпитывание зоны аэрации грунтовыми водами.

Переувлажненные земли по интенсивности грунтового питания делят на 4 категории: слабое питание — менее 0,2 мм/сут, среднее — 0,2—0,6, сильное — 0,6—1,5, очень сильное — более 1,5 мм/сут [1].

Сезонные амплитуды колебания уровня грунтовых вод — при климатическом типе режима их — в большинстве не превышают 1—1,5 м и значительно уменьшаются в заболоченных понижениях рельефа.

Различные интенсивность и характер внутригодового распределения атмосферных осадков и соотношения их с испарением,

обусловленные особенностями климата в разных частях лесной зоны и других гумидных районов СНГ, определяют ход сезонных колебаний уровня. Изменчивость метеорологических и других факторов режима по годам и в многолетнем разрезе времени обуславливает соответствующие изменения в балансе и режиме грунтовых вод.

Общие черты режима грунтовых вод переувлажненных неосушенных земель:

- небольшая по сравнению с аридными и полуаридными, особенно орошаемыми, районами амплитуда сезонных колебаний уровня грунтовых вод (обычно не выше нескольких десятков сантиметров, редко 1—1,5 м):

- тесная связь режима грунтовых вод с метеорологическими факторами при небольшой глубине залегания грунтовых вод и малой регулирующей емкости зоны аэрации;

- небольшие изменения во времени общей минерализации и химического состава грунтовых вод.

Следует отметить, что генетические типы режима грунтовых вод переувлажненных земель весьма различны в связи с многообразием источников питания грунтовых вод и другими факторами. На инфильтрацию влаги существенное влияние оказывает тепловой режим зоны аэрации. В этом аспекте «крайними» по характеру водного режима являются зона влажных субтропиков (Колхидская, Ленкоранская низменности) и районы развития многолетнемерзлых пород, в пределах которых также осуществляются водные мелиорации.

В зоне влажных субтропиков практически не наблюдается сезонного промерзания почв и пород. Поэтому возможна круглогодичная инфильтрация атмосферных осадков. За исключением кратковременных периодов отдельных лет, в течение вегетации влажность почв и пород зоны аэрации на неосушенных землях устойчиво высокая, нередко близкая к полному насыщению, чему способствует тяжелый глинистый состав почв и подстилающих их пород.

В районах развития многолетнемерзлых пород, а также в районах глубокого сезонного промерзания оттаивание почв происходит лишь в летний период. В это время влажность почв повышается вследствие сравнительно кратковременной инфильтрации атмосферных осадков и перехода почвенной влаги из твердого состояния в жидкое.

Более сложно формируется водный режим в зоне муссонного климата. В июне и частично в июле в верхних горизонтах наблюдается недостаток влаги. Обильные осадки в конце июля — начале августа вызывают переувлажнение почв. При таком сезонном режиме влажности необходимость применения осушительно-увлажнительных мелиораций в зоне муссонного климата очевидна.

Детали водного режима почв и подстилающих их пород в гумидной и других зонах страны рассмотрены А. А. Роде [6]. Процессы водообмена грунтовых вод с зоной аэрации переувлажнен-

ных земель в мелиоративном аспекте освещены Б. С. Масловым [4]. Им показано, в частности, что величина суммарного испарения с поверхности почвы может превышать испаряемость.

При наличии многочисленных классификаций типов водного питания болот и заболоченных земель типизация режимов грунтовых вод в рассматриваемых условиях посвящено ограниченное количество работ. Известна типизация режимов грунтовых вод переувлажненных земель, предложенная Б. С. Масловым [4]. В основу ее положены климатические и геоморфологические условия и характер источников питания грунтовых вод. Типы режимов, зависящие от климатических условий, выделены в зависимости от соотношения глубин залегания грунтовых вод в периоды зимней ($H_з$) и летней ($H_л$) межени и в периоды максимальных подъемов уровней весной ($H_в$) и осенью ($H_о$). На основе этих показателей выделены следующие типы режима грунтовых вод на переувлажненных землях стран СНГ:

европейский	$H_з \asymp H_л$, $H_в < H_о$
субтропический	$H_з < H_л$, $H_в > H_о$
западносибирский	$H_з > H_л$, $H_в < H_о$
восточносибирский	$H_з > H_л$, $H_в \asymp H_о$
дальневосточный	$H_з > H_л$, $H_в > H_о$

В зависимости от геоморфологических условий выделены подтипы режима грунтовых вод: водораздельный, склоновый, притеррасный, приводохранилищный (приморский), приозерный и приречный.

Дальнейшее подразделение подтипов режима произведено на виды режима грунтовых вод, соответствующие источникам поступления избыточных вод и аналогичные типам водного питания. Выделены следующие виды режима грунтовых вод: инфильтрационный (питание грунтовых вод за счет осадков), инфильтрационно-делювиальный (осадки и поверхностный приток), инфильтрационно-аллювиальный (осадки и разливы рек, озер, водохранилищ), подземно-приточный (приток подземных вод с окружающих массивов) и глубинный (разгрузка глубоких водоносных горизонтов).

Анализируя режим и баланс грунтовых вод переувлажненных земель СССР, Д. М. Кац пришел к выводу о необходимости типизировать режимы на общей генетической основе, требующей знаний баланса грунтовых вод. Поэтому, как и при типизации режимов грунтовых вод орошаемых земель, могут быть выделены природные и искусственные режимы грунтовых вод. Природные режимы в общем случае следует подразделять на группы: климатическую, гидрологическую, подземного притока и смешанную. Последняя, как и в аридных районах, формируется при наличии нескольких источников питания грунтовых вод.

В связи с тем что переувлажнение земель может наблюдаться в любых климатических условиях, целесообразно природные и искусственные режимы объединить в зональные и интразональные режимы.

1. Зональные, или климатические, режимы грунтовых вод свойственны гумидной зоне. По климатическим условиям формирования и характеру режима грунтовых вод они подразделяются на группы режимов:

— грунтовых вод тундры, тайги и лесной зоны (в пределах развития многолетнемерзлых пород);

— грунтовых вод лесной и лесостепной зон (вне развития многолетнемерзлых пород);

— грунтовых вод районов муссонного климата;

— грунтовых вод влажных субтропиков.

Зональные режимы грунтовых вод распространены наиболее широко.

2. Интразональные режимы грунтовых вод формируются в любых климатических условиях и объединяют группы:

— гидрологических режимов грунтовых вод с подгруппами приречной, приозерной и приморской;

— режимов грунтовых вод подземного притока;

— искусственных режимов грунтовых вод с подгруппами режимов, свойственных зонам подпора водохранилищ, каналов, орошаемым избыточно-увлажняемым землям аридной и полуаридной зон — при недостаточной естественной и искусственной дренированности.

Общей чертой интразональных режимов является то, что эти режимы могут быть свойственны грунтовым водам разной, в том числе повышенной, минерализации, в то время как для зональных режимов характерно формирование пресных или ультрапресных грунтовых вод. Поэтому если задачей прогнозов зональных режимов служит прогноз только уровня грунтовых вод и связанного с ним водного режима почв, то прогнозы интразональных режимов помимо прогнозов уровня грунтовых вод и водного режима почв могут потребовать прогноза минерализации грунтовых вод и солевого режима почв.

При наличии нескольких источников питания грунтовых вод формируются комплексные, или смешанные, режимы, которые могут быть как зональными, так и интразональными. Вопросы детализации этой типизации режимов грунтовых вод переувлажненных земель требуют дополнительной разработки.

Осушение болот и переувлажненных земель вносит существенные изменения в водный баланс и режим поверхностного стока, в баланс и режим грунтовых вод и водный режим зоны аэрации, изменяет микроклимат, почвенный и растительный покров, инженерно-геологические условия. Этим вопросам посвящена обширная литература [1, 4, 5, 6, 7], нередко содержащая, однако, противоречивую оценку эффекта мелиораций. Частично это может быть связано с недоучетом большого разнообразия гидрогеологических условий переувлажненных земель, слабой изученностью баланса подземных вод, недоучетом естественных многолетних колебаний водоносности рек и режима грунтовых вод. Однако бесспорно положение, вытекающее из анализа эффективности мелиораций на

многочисленных объектах, о том, что проекты осушения, выполненные с учетом всех особенностей природных условий мелиорируемого массива, возможных сезонных, годовых и многолетних изменений климатических и гидрологических факторов, режима грунтовых вод, оказывают благоприятное влияние на водный, воздушный и питательный режимы почв, на поверхностный и подземный сток. Мелиорации обеспечивают получение высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур, трав, возделываемых на осушенных землях.

Результаты исследований показали, что влияние осушительных мелиораций на режим грунтовых вод по-разному проявляется в районах формирования различных генетических типов режима грунтовых вод. Оно зависит также от литологического состава почв и подстилающих пород, климатических условий, мощности торфяников, площади осушаемого массива и его граничных условий, применяемых методов и способов осушения, состава сельскохозяйственных культур на осушенных землях и т. д.

Общие черты изменений режима и баланса грунтовых вод под влиянием осушения:

- увеличение глубины залегания грунтовых вод;
- изменение влагообмена грунтовых вод с зоной аэрации вследствие понижения уровня грунтовых вод и увеличения регулирующей емкости зоны аэрации;
- увеличение величины инфильтрационного питания грунтовых вод вследствие уменьшения поверхностного стока. Например, исследованиями В. Ф. Шебеко [7] в Полесье установлено, что на освоенных осушенных болотах 35% общего количества талого снега и осадков поступает в грунтовые воды, в то время как на неосушенных болотах — только 6% (средние данные за 12 лет). Осушение и освоение болот уменьшают в этом регионе поверхностный сток и увеличивают сток грунтовых вод¹;
- возрастание скорости спада уровня грунтовых вод после выпадения осадков и прохождения паводков;
- увеличение подземного притока к осушаемому массиву со стороны прилегающих земель и, как следствие, снижение уровня грунтовых вод на этих землях; с увеличением площади осушаемого массива подземный приток сокращается за счет «краевого эффекта»; соответственно возрастают отток грунтовых вод в гидрографическую сеть и их выклинивание в понижения рельефа;
- увеличение притока субнапорных или напорных вод к грунтовым водам (при наличии перетекания) вследствие снижения уровня грунтовых вод;
- уменьшение расхода грунтовых вод на физическое испарение с поверхности почвы и изменение расхода их на транспирацию

¹ Суммарный речной сток по сравнению с периодом до осушения испытывает внутрисезонное перераспределение, но годовая величина его практически не изменяется («Мелиорация земель Полесья и охрана окружающей среды», вып. 1. Минск, 1977).

вследствие смены естественной растительности покровом сельскохозяйственных культур, обладающих иной транспирационной способностью; соответственно изменяется суммарное испарение;

— изменение характера сезонных колебаний уровня грунтовых вод под влиянием комплекса указанных причин при общем практически для всех условий увеличении амплитуды сезонных и годовых колебаний.

Влияние осушения затрагивает не только режим уровня, но в определенных условиях и режим химического состава грунтовых вод. Так, в приморских районах, где пресные грунтовые воды «плавают» на минерализованных морских водах, а также в устьевых частях рек в аридных и полуаридных областях возможно повышение минерализации грунтовых вод при осушении, если не предусмотреть соответствующие профилактические мероприятия.

В качестве примера можно привести увеличение минерализации грунтовых вод мыса Пицунда (Грузия) после его осушения. До постройки осушительной системы грунтовые воды были пресными и, по данным Грузгипроводхоза, залегали на 0,18—1,43 м выше уровня Черного моря. Построенная в 1960 г. осушительная система отводила воды в оз. Инкит, расположенное в 500 м от берега моря, из которого затем они перекачивались в море. В результате горизонты озера и грунтовых вод оказались ниже уровня моря. Вследствие вторжения морских вод возросла минерализация грунтовых вод — до 5—10 г/л, а вблизи моря — до 15—20 г/л (минерализация морской воды — 17—20 г/л). Это потребовало специальной проработки вопроса о влиянии повышения минерализации грунтовых вод на условия произрастания реликтовой пицундской сосны.

Под влиянием осушения возможно также увеличение минерализации грунтовых вод вследствие нарастания притока напорных минерализованных вод.

На режим грунтовых вод осущенных земель влияют и сами методы и способы осушения. В этом плане можно различать следующие виды режима грунтовых вод, свойственные территориям:

- 1) осушительных самотечных систем;
- 2) осушительно-увлажнительных систем с самотечным отводом воды;
- 3) осушительных или осушительно-увлажнительных систем с механической откачкой воды (польдерные системы).

Для первого вида режима характерны колебания уровня грунтовых вод, сходные с колебаниями на прилегающих неосущенных землях, но происходящие с большей амплитудой и на более низких отметках.

Второй вид режима характеризуется тем, что колебания уровня грунтовых вод, вызванные естественными факторами, осложнены дополнительным увлажнением почв, вызывающим периодические повышения уровня грунтовых вод при поливах или при шлю佐вании осушительной сети, создающем подпор грунтовых вод.

Третий вид режима отличается наибольшей зарегулированностью по сравнению с двумя предыдущими. В частности, в этом случае меньше амплитуды сезонных колебаний уровня, менее значительны повышения уровня, вызываемые инфильтрацией осадков

либо изменениями горизонтов поверхностных водотоков или водоемов. В наибольшей мере эти особенности рассматриваемого вида режима грунтовых вод проявляются при автоматизированных осушительно-увлажнительных системах.

Снижение уровня грунтовых вод при осушении влечет за собой ряд изменений свойств пород зоны аэрации (в первую очередь — торфяников) и возникновение таких инженерно-геологических процессов, как оседание поверхности заболоченных земель. Вследствие уплотнения торфа, вызванного уменьшением взвешивающего давления воды, поверхность мощных торфяников может понизиться со временем на 1—2 м и более. Пример такого понижения поверхности торфяника при различных способах осушения одного из болотных массивов Полесья показан на рис. 30. Приве-

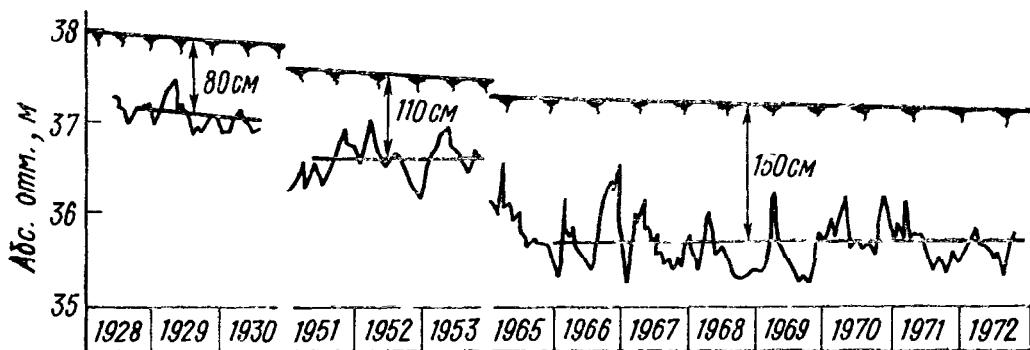


Рис. 30 Влияние способов и длительного осушения на режим грунтовых вод и осадку поверхности болота (данные Белорусского научно-исследовательского института мелиорации и водного хозяйства):

1928—1930 гг — осушение сетью каналов глубиной 0,8—1,1 м с расстоянием 100 м; 1951—1953 гг — осушение сетью каналов глубиной 1,5—1,7 м с расстоянием 300 м; 1965—1972 гг. — осушение дренажем глубиной 1,2—1,4 м с расстоянием между дренами 40 м и открытыми каналами глубиной 2,5—3,0 м с расстоянием 500 м

денные данные иллюстрируют прямую связь величины оседания поверхности болота с величиной снижения уровня грунтовых вод. Полная величина оседания в 1972 г. по сравнению с 1928 г. достигла почти 1 м.

Эти деформации грунта могут нарушить работу закрытых трубчатых дрен, строительство которых в связи с этим целесообразно производить после затухания осадки. Для этого дрены должны быть открытыми. К сожалению, стабилизация оседания поверхности мощных торфяников нередко происходит весьма длительное время.

Коэффициент фильтрации торфяных почв в результате их уплотнения нередко уменьшается в десятки раз. В то же время пористость минеральных почв при осушении увеличивается за счет оструктуривания. Пористость и коэффициент фильтрации минеральных почв изменяются в зависимости от механического соста-

ва отложений, дренированности территории и длительности осушения. На осушенных тяжелых минеральных и дерново-карбонатных суглинистых почвах коэффициент фильтрации в 3—6 раз, а на легких почвах в 1—2 раза больше, чем на недренированных. При этом от междренья к дрене коэффициент фильтрации возрастает в 1,5—2 раза [5].

Особый характер имеет влияние осушения на процессы в переувлажненных землях аридной и полуаридной зон. Например, в Ленкоранской приморской низменности, расположенной в зоне влажных субтропиков, болотные и луговые почвы характеризуются засоленностью, причем болотные неосушенные почвы тяжелого механического состава отличаются здесь высокой вязкостью и набухаемостью, пониженной фильтрационной способностью и низкой аэрируемостью. Снижение уровня грунтовых вод, комплекс агромелиоративных мероприятий, окультуривание почв повышают структурность и водопроницаемость почв, ликвидируют их оглеенность благодаря смене восстановительных условий окислительными.

Общим требованием к регулированию режима грунтовых вод, как и ко всему комплексу мероприятий по созданию оптимального водного, воздушного, солевого и питательного режимов переувлажненных почв, является всемерное улучшение экологических условий района мелиораций. Мелиоративные мероприятия не должны вызвать переосушение почв, нарушить веками сложившийся гидрологический режим бассейна, почвенный и растительный покров, животный мир. Они не должны вызвать дефляцию песчаных почв или мелкозалежных торфяников, нарушить рекреационный ландшафт и т. д. Для этой цели комплекс мелиоративных мероприятий должен не столько предусматривать отвод избытка влаги за пределы мелиорируемого бассейна реки, сколько обеспечить рациональное перераспределение водных ресурсов внутри бассейна. Это достигается регулированием речного стока сетью водохранилищ, переводом (где это возможно) поверхностного стока в подземный путем искусственного восполнения запасов грунтовых вод и последующего использования их для орошения и водоснабжения.

Система мероприятий по дополнительному увлажнению осушенных почв должна обеспечить устойчиво благоприятный водный режим почв как основу для получения высоких и устойчивых урожаев трав, зерновых, овощных и других сельскохозяйственных и технических культур. Исходя из этого мероприятия по регулированию режима грунтовых вод следует планировать на основе детального изучения геологического строения, гидрогеологических и инженерно-геологических условий объектов мелиораций и дифференцировать применительно к различным районам, выделенным при гидрогеолого-мелиоративном районировании, и генетическим типам режима грунтовых вод, установленным на основе воднобалансовых исследований. Эти мероприятия на осушаемых землях включают в большинстве районов не только усиле-

ние оттока грунтовых вод, но и сокращение их питания. Специфическими дополнительными мероприятиями, применяемыми при осушении тяжелых почв, являются повышение водопроницаемости путем глубокой вспашки и кротования, а также увеличение глубины залегания грунтовых или почвенных вод путем повышения поверхности земли устройством гребней и гряд, намывом грунта (рефулирование) и т. д. Специфичны по сравнению с аридной зоной и тепловые мелиорации, проводимые при осушении переувлажненных почв Севера и изменяющие условия формирования режима почвенно-грунтовых вод.

При сосредоточенности основных осушительных мелиораций в пределах болот низинного типа осушение верховых болот, расположенных обычно на водораздельных пространствах, т. е. в областях питания подземных вод, требует особо серьезного обоснования на основе тщательных гидрогеологических и гидрологических прогнозов. Мелиорация верховых болот в большинстве случаев нежелательна, так как может нарушить природно сложившийся процесс формирования поверхностного и подземного стока, неблагоприятно повлиять на почвенный и растительный покров и на экологические условия в целом.

ОЦЕНКА ИРРИГАЦИОННОГО ПИТАНИЯ И ПОДПОРА ГРУНТОВЫХ ВОД

§ 1. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИРРИГАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ПРИ ПОЛИВАХ И ПРОМЫВКАХ

Ирригационное питание грунтовых вод изменяется в широких пределах, завися в различных климатических условиях от режима орошения и строения зоны аэрации.

Во время поливов происходит промачивание поверхностного слоя с последующим влагопереносом через зону аэрации, при котором часть воды расходуется на транспирацию растениями, а также возвращается на поверхность земли путем испарения. Соответственно результирующее ирригационное питание грунтовых вод в многолетнем балансе представляет собой разницу между инфильтрацией поливных вод и расходованием грунтовых вод на эвапотранспирацию, причем последняя слагается из транспирации воды растениями и физического испарения. В сезонных балансах и начальной стадии орошения в формировании ирригационного питания существенным может быть изменение объема воды в зоне аэрации.

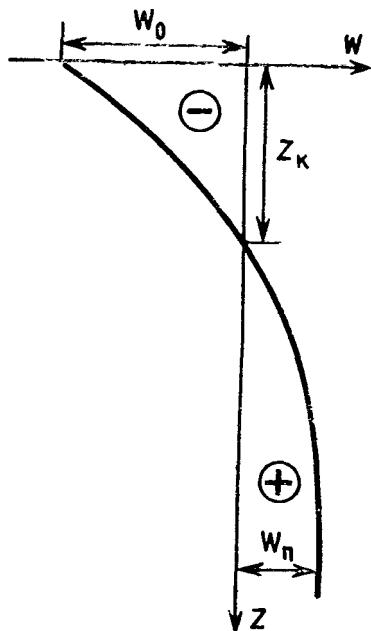


Рис. 31 Типичный график зависимости интенсивности результирующего ирригационного питания w от глубины залегания уровня грунтовых вод z

Величина ирригационного питания и ее составляющие существенно зависят от глубины залегания грунтовых вод. Для орошаемых территорий характерна зависимость интенсивности ирригационного питания w от глубины залегания уровня грунтовых вод z , представленная на рис. 31. Такую зависимость И. С. Пашковский [7] рекомендует аппроксимировать уравнением вида

$$w = w_n - (w_n - w_0) e^{-z/z_0}, \quad (4.1)$$

где w_n — предельная интенсивность инфильтрации при большой глубине залегания грунтовых вод (практически при $z > 4z_0$); w_0 — интенсивность питания у поверхности земли (отрицательная при испарении, близкое к испаряемости); z_0 — характерная глубина, являющаяся параметром изменчивости величины w .

В частности, на орошающем зерновом поле в Одесской области (степ-

ная зона) при годовой норме полива 3600 м³/га получены значения $w_n = 140$ мм/год, $w_0 = -240$ мм/год при $z_0 = 2,4$ м; на Джизацком массиве Узбекистана (полупустынная зона) получено $w_n = 300$ мм/год, $w_0 = -800$ мм/год при $z_0 = 1,3$ м [7].

Как видно, при больших глубинах величина питания становится положительной даже при очень большом испарении на поверхности земли. Соответственно, существует такая глубина залегания грунтовых вод z_k , при которой в многолетнем цикле питание грунтовых вод меняет знак. Задавая в формуле (4.1) $w = 0$ при $z = z_k$, получим выражение

$$z_k = z_0 \ln \left(1 - \frac{w_0}{w_n} \right). \quad (4.2)$$

Предложения по другим эмпирическим формам зависимости $w(z)$ приведены, например, в работах [1, 6, 9].

Величина ирригационного питания грунтовых вод тесно связана с применяемыми способами орошения и техникой полива.

Это положение можно иллюстрировать данными натурных исследований, проведенных Д. М. Кацем и В. М. Яшиным в 1985 г. на Кисловской оросительной системе в Волгоградском Заволжье. Верхняя толща четвертичных отложений представлена здесь хвалынскими и хазарскими отложениями — суглинками, супесью, песками. Грунтовые воды залегают на орошаемых площадях на глубине 3—5 м. В естественных условиях инфильтрационное питание грунтовых вод составляет 5—50 мм в год и происходит главным образом в понижениях рельефа весной. На орошаемых землях инфильтрационное питание грунтовых вод составило: полив напуском по широким и длинным полосам 150—250 мм; полив дождевальной машиной ДДА-100м — 150—170 мм в год, из которых до 70—80% приходится на долю фильтрационных потерь из временных оросителей, проходящих в земляных руслах; полив дождевальной машиной «Фрегат» — примерно 20—50 мм и более в год. Питание происходит в основном в понижениях, в которых скапливаются оросительные воды, стекающие с микроповышений рельефа (в объеме нередко до 30—40% от поливной нормы).

Расход грунтовых вод в зону аэрации под покровом сельскохозяйственных культур (эвапотранспирация) зависит также и от степени минерализации: он уменьшается с повышением минерализации вследствие угнетающего влияния на растения минерализованных грунтовых вод. Д. М. Кацем было установлено уменьшение расхода грунтовых вод в зону аэрации под хлопчатником даже при минерализации грунтовых вод 4—7 г/л по сравнению с минерализацией 1,6—3,1 г/л [6]. Наиболее резко расход грунтовых вод в зону аэрации уменьшался, начиная с минерализации 12 г/л.

Значительные поступления питания на поверхность грунтовых вод происходят при *рассоляющих промывках* орошаемых земель, осуществляемых обычно затоплением земель и ведущихся большими нормами (см. гл. 1), от величины которых существенно зависит величина ирригационного питания (рис. 32).

При анализе интенсивности ирригационного питания при промывках следует учитывать изменчивость скоростей просачивания во времени (рис. 33), связанную с переходом свободного просачивания в подпертую фильтрацию и с изменением проницаемости под действием просачивающейся воды (засорение поверхности поля, воздушная кольматация, физико-химическое переформирование пород). Теоретических представлений о закономерностях про-

сачивания, составленных с учетом действия этих факторов, пока что не имеется, и потому их обоснование может производиться только путем обобщения данных натурных наблюдений.

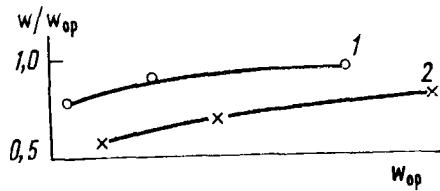


Рис. 32 Относительное ирригационное питание при различной удельной водоподаче оросительной воды w_{0p} в л/(с га) при зимних (1) и летних (2) промывках [2]

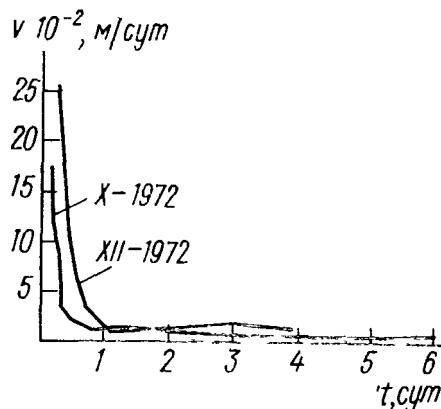


Рис. 33 Изменение во времени скорости просачивания v_p (средней в пределах поля) при промывках на опытном участке в Джизакской степи [21]

Существует ряд предложений по структуре зависимостей изменений скорости просачивания v во времени, которые могут быть рекомендованы в различных условиях. При свободном просачивании можно использовать уравнение (7.2), согласно которому должна получаться прямолинейная зависимость между скоростью просачивания v и величиной, обратной объему просочившейся воды W . Параметры этой зависимости определяются тем же путем, как при обработке данных наливов в инфильтрометры (см. § 1, гл. 7).

Из анализа закономерностей инфильтрации Дж. Филип предложил уравнение [18]

$$v = v_{ct} + \frac{A}{\sqrt{t}}, \quad (4.3)$$

где v_{ct} — стабилизированная скорость просачивания (при $t \rightarrow \infty$); A — параметр, характеризующий интенсивность изменения скорости просачивания во времени. Для определения параметров этого уравнения строится график зависимости v от величины $1/\sqrt{t}$, на котором опытные точки должны ложиться на прямую линию, отсекающую на оси v величину v_{ct} и имеющую уклон к оси $1/\sqrt{t}$, равный A .

Кроме того, используются эмпирические зависимости, из которых наибольшее распространение получило уравнение Р. Хортона [18], исходящее из гипотетического закона

$$v'_t = \frac{dv}{dt} = -E(v - v_{ct}), \quad (4.4)$$

исходящего из аналогии с уравнениями линейной кинетики обратимых физико-химических процессов. Параметры этого уравнения E и $v_{ст}$ можно получить, нанося опытные данные на график зависимости v'_t от v , причем величина v'_t получается численным дифференцированием графика $v(t)$.

В мелиоративных работах используется также чисто эмпирическое уравнение А. Н. Костякова, исходящее из степенной зависимости $v(t)$ [18]. Существуют работы по проверке этих уравнений опытными данными, однако обстоятельный, сопоставительного анализа, позволяющего рекомендовать рациональные условия применения таких уравнений, до сих пор не приводилось.

Существенных размеров достигает *фильтрация из магистральных каналов*, на которую определяющее влияние оказывает естественное экранирование русла, обусловливаемое заилем и кольматацией русла канала, а также наличием глинистых прослоев под каналом. Как показывают данные натурных наблюдений, естественное экранирование русла канала, как правило, влияет на фильтрационные потери в значительно большей мере, чем проницаемость пород под каналом.

Об этом свидетельствует, например, существенное различие характера распределения скоростей просачивания по периметру канала, полученное гидродинамическим анализом для однородного потока и по данным натурных замеров (рис. 34, а).

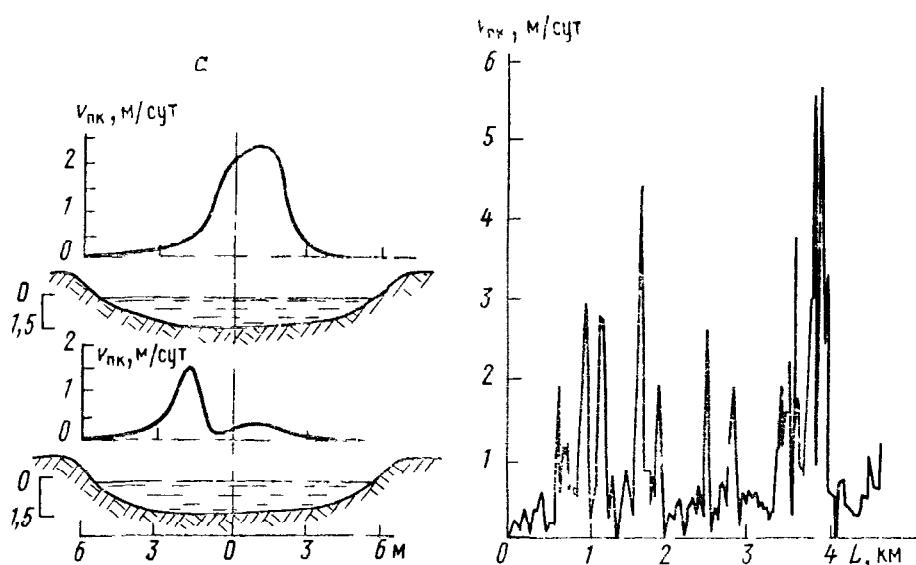


Рис 34 Данные распределения скоростей просачивания v_{pk} по периметру (а) и по длине (б) магистрального канала (средние по сечениюю) [23]

Скорости просачивания v_{pk} (инфилтрации из каналов), замеренные на большом количестве мелиоративных каналов в США [23], имеют характерные значения в глинистых грунтах 0,2—0,3

м/сут и в песчаных грунтах 0,5—0,6 м/сут. По этим же данным потери из экранированных каналов характеризуются скоростями просачивания, приведенными в табл. 4.1.

Таблица 4.1
Скорости просачивания из экранированных каналов

v_{pk} , м/сут	Тип экрана			
	бетонный	глинистый	асфальтовый	грунтоцементный
Диапазон	0,01—0,3	0,003—0,3	0,003—0,9	0,03—0,2
Средние	0,07	0,05	0,14	0,08

Значительное влияние экранирующих свойств русловых отложений отмечено В. В. Бадовым [2] по данным определения фильтрационных потерь на нескольких магистральных каналах в Ставрополье, где в условиях свободной фильтрации скорости просачивания из канала составляли $0,1 \pm 0,05$ м/сут. При этом отмечено, что фильтрационные потери не имеют какой-либо связи с литологическим строением пород в основании канала и контролируются проницаемостью русловых отложений, которые на наблюдаемых каналах были представлены глинистыми отложениями с коэффициентом фильтрации порядка 0,01 м/сут.

С определяющим влиянием проницаемости русла связана, по-видимому, также значительная незакономерная изменчивость фильтрационных потерь по трассе каналов, представленная, например, на рис. 34,б.

Значительное уменьшение фильтрационных потерь из канала обычно наблюдается после его пуска, особенно при переходе от свободного режима фильтрации к подпретому. Например, фильтрационные потери из первой очереди Каракумского канала длиной 397 км составляли по данным Главкаракумводстроя 55 м³/с (около половины расхода в канале) в 1957—1958 гг., достигая на отдельных участках в песчаных породах 1,5 м³/с на 1 км длины канала, а в 1968 г. уменьшились до 30 м³/с, причем это уменьшение во многом связано с переходом от свободного режима фильтрации из канала к подпретому.

Следует также иметь в виду, что в русле осущенного канала могут происходить деформации экранирующих отложений, приводящие к повышению фильтрационных потерь после наполнения канала. В частности, В. В. Бадовым [2] отмечено такое увеличение скорости просачивания на одном из магистральных каналов Ставрополья с 0,05 м/сут до выключения канала до 0,19 м/сут после его повторного пуска.

§ 2. ОСОБЕННОСТИ ИРИГАЦИОННОГО ПИТАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ

В пустынных и полупустынных зонах эвапотранспирация прослеживается при значительной мощности зоны аэрации. В естественных условиях корневая система многих видов растений может проникать на глубину 15—20 м и более, используя для своего развития грунтовую воду. Под покровом поливных сельскохозяйственных культур значительным расходом на транспирацию отличается люцерна, принадлежащая к группе влаголюбивых культур (фреатофитов). Люцерна двух- и трехлетнего возраста питается грунтовой водой, залегающей на глубине до 5—6 м и более. При глубине уровня грунтовых вод порядка 1,5 м расход их на транспирацию люцерной приближается к испаряемости.

Под хлопчатником и другими культурами расход грунтовых вод значительно уменьшается при глубине уровня более 2,5—3,0 м. При этом зависимость расхода от глубины залегания грунтовых вод имеет гиперболический характер. В полупустынной зоне этот расход несколько меньше, но, как и в пустынной зоне, происходит в течение всего года.

В полупустынной зоне по сравнению с пустынной величина питания грунтовых вод атмосферными осадками и коэффициенты инфильтрации возрастают [6].

Представление о структуре баланса грунтовых вод на орошающей территории в полупустынной зоне можно составить, например, из данных, полученных на опытном участке в Вахшской долине (табл. 4.2) при глубине залегания грунтовых вод около 2 м.

Таблица 4.2

Элементы общего водного баланса и баланса грунтовых вод
Курган-Тюбинского опытного участка в Вахшской долине (средние данные
за 1961—1972 гг. Вахшской гидрогеологической режимной партии)

Показатели	Значения, м ³ /га
Атмосферные осадки за год	2 282
Питание грунтовых вод за счет осадков	261
Водоподача за год	15 194
Питание грунтовых вод за счет потерь из внутрихозяйственной оросительной сети	949
То же, за счет промывных и вегетационных поливов	3 048
То же, за счет потерь из распределительного канала (проходящего по границе участка)	3 320
Суммарное ирригационное питание грунтовых вод	7 317
Суммарное испарение	10 887
Расход грунтовых вод в зону аэрации	4 327
Дренажный сток	9 158

Отметим, что в данном случае коэффициент инфильтрации атмосферных осадков составил 11%, тогда как коэффициент инфильтрации ирригационных вод имел среднее значение в этот период 27%, меняясь от 14 до 42%.

На неполивных и поливных землях степной зоны в отличие от пустынных и полупустынных районов даже в суглинистых грунтах происходит инфильтрация осадков при глубинах уровня грунтовых вод свыше 3—4 м. В степной зоне роль атмосферных осадков в питании грунтовых вод весьма существенна, что определяет обязательность рассмотрения атмосферного питания в со-

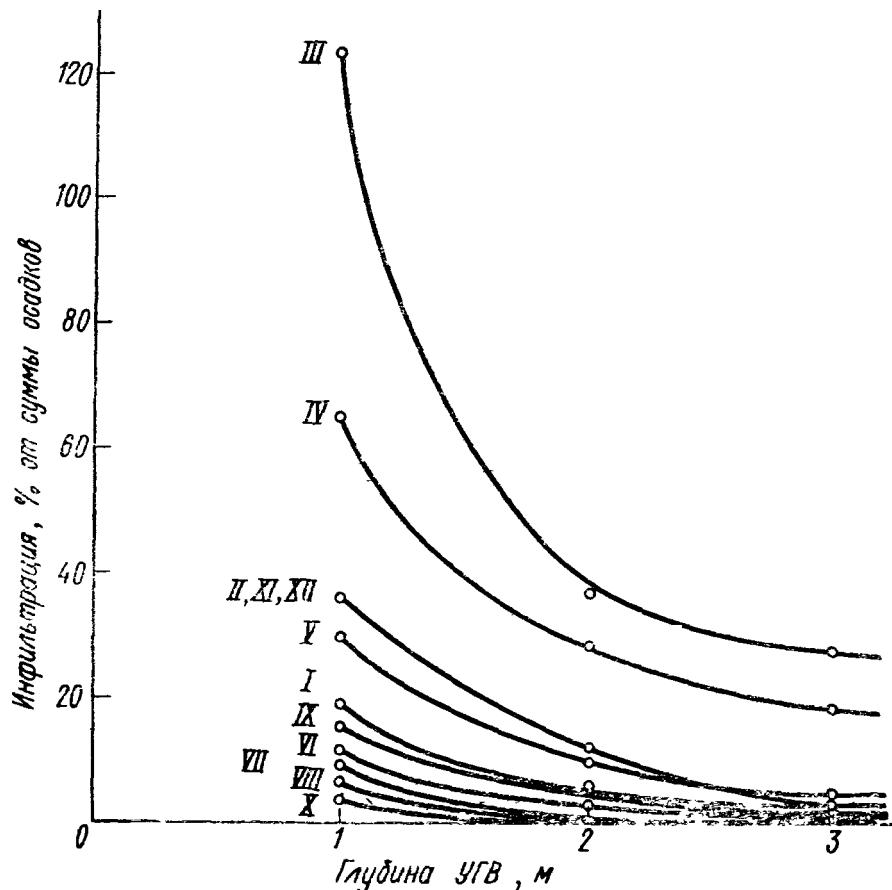


Рис. 35 Зависимость коэффициентов инфильтрации месячных атмосферных осадков от глубины до уровня грунтовых вод в суглинистых породах степной зоны (Ростовская обл, материалы Э. Д. Кац)

вокупности с ирригационным питанием при прогнозах режима грунтовых вод. Наиболее значительная инфильтрация наблюдается весной, когда имеют место просачивание талых вод и возврат из зоны аэрации в грунтовые воды влаги, накопившейся за зимний период под влиянием восходящего термокапиллярного движения грунтовых вод к замершим верхним горизонтам грунта. Например, по материалам лизиметрических исследований в Ростовской области, в марте при глубине уровня грунтовых вод 1 м коэффициент инфильтрации осадков превысил 120% (рис. 35), сохраняя высокое значение (почти 30%) и при глубине уровня грунтовых вод 3 м. Даже в летний период при глубине уровня

грунтовых вод 3 м продолжается инфильтрационное питание их за счет осадков, хотя и в значительно меньшей степени, чем осенью и весной.

В южных районах Украины зафиксировано небольшое — несколько миллиметров в год — инфильтрационное питание грунтовых вод осадками в лизиметрах, заряженных монолитами суглинков при глубинах уровня 10 и 12 м.

Для поливных земель степной зоны характерно существенное уменьшение расхода грунтовых вод в зону аэрации, начиная с глубин 2,0—2,2 м, хотя полного прекращения расхода на указанных глубинах не происходит. Так, в Сыртовом Заволжье и других районах Саратовской области, сложенных тяжелосуглинистыми грунтами, установлено, что расход грунтовых вод на испарение и транспирацию прекращается под яровой пшеницей лишь при глубине уровня 2,5 м, под кукурузой — 3,0, а люцерной — 4,5—5,0 м [9].

Характерные данные изменений элементов ирригационного питания на юге Украины, полученные по среднемесячным лизиметрическим измерениям, приведены в табл. 4.3.

Таблица 4.3

Балансовые составляющие и результирующие величины на орошаемых землях юга Украины (по Р. А. Баеру)

Период	Глубина уровня грунтовых вод, м	Инфильтрация, мм	Испарение и транспирация, мм	Ирригационное питание, мм
Вегетационный период (апрель — октябрь)	1	36,5	307,9	—271,4
	2	32,2	143,1	—110,9
	3	20,6	65,4	—44,8
	4	13,5	30,2	—16,7
	5	8,6	13,9	—5,3
Невегетационный период (ноябрь — март)	1	118,0	29,1	88,9
	2	69,6	19,3	50,3
	3	41,5	12,8	28,7
	4	24,2	8,0	16,2
	5	14,3	5,6	8,7
Годовой цикл	1	154,5	337,0	—182,5
	2	101,8	162,4	—60,6
	3	62,1	78,2	—16,1
	4	37,7	38,2	—0,5
	5	22,2	19,5	2,5

В невегетационный период при всех исследованных глубинах залегания грунтовых вод инфильтрационное питание преобладает над испарением, а в вегетационный период — наоборот. В целом за год баланс питания грунтовых вод при глубинах до 4 м отрицательный, а начиная с глубины 5 м сменяется положительным.

На поливных землях степной зоны коэффициенты инфильтрации имеют значительную изменчивость в зависимости от поступления оросительных вод, метеорологических условий и глубины залегания грунтовых вод.

Таблица 4.4

Инфильтрационное питание грунтовых вод атмосферными осадками и оросительными водами в вегетационный и невегетационный периоды при разной глубине залегания грунтовых вод в суглинистых грунтах степной зоны. Нижнедонская оросительная система (данные Э. Д. Кац)

Глубина уровня грунтовых вод, м	1 IV—31 X. 1967		1 XI.1967— 1.IV.1968		1.IV—31 X. 1968		1.XI.1968— 1.IV.1969		1.IV—31 X. 1969	
	инфилтрация, мм	коэффициент инфильтрации, %	инфилтрация, мм	коэффициент инфильтрации, %	инфилтрация, мм	коэффициент инфильтрации, %	инфилтрация, мм	коэффициент инфильтрации, %	инфилтрация, мм	коэффициент инфильтрации, %
0,8	19	6	280	93	51	12	16	16	192	36
1,3	30	9	311	100	34	8	14	14	58	11
1,5	7	2	235	78	2	1	18	18	43	8
1,8	20	6	201	67	2	1	17	17	46	9
2,3	33	10	58	19	0	0	1	1	31	6

Примечание. Среднемноголетняя норма атмосферных осадков за невегетационный период — 165 мм, за вегетационный — 248 мм. Сумма выпавших осадков: с 1.IV по 31.X.1967 г. — 151,4 мм; с 1.XI.1967 г. по 1.IV.1968 г. — 299,6 мм; с 1.IV по 31.X.1968 г. — 247,2 мм; с 1.XI.1968 г. по 1.IV.1969 г. — 98,1 мм; с 1.IV. по 31.X.1969 г. — 329,2 мм. Водоподача за вегетационный период: в 1967 г. — 170 мм; в 1968 г. — 180 мм, в 1969 г. — 205 мм.

Это положение можно иллюстрировать на примере Нижнедонской оросительной системы (табл. 4.4).

Во влажные годы здесь в целом за невегетационный период при указанных глубинах уровня грунтовых вод инфильтрация преобладает над расходом воды в зону аэрации. В марте — апреле такое соотношение сохраняется и в годы, средние по метеорологическим условиям, объясняя характерный для степной зоны весенний подъем уровня неглубоко залегающих грунтовых вод. Однако в целом за год и тем более за вегетационный период расход грунтовых вод в зону аэрации при глубине уровня 0,8—2,3 м преобладает над инфильтрационным питанием их за счет оросительных вод и осадков.

Главнейшая особенность баланса грунтовых вод переувлажненных земель, определяющая основные черты режима грунтовых вод, — преобладание питания грунтовых вод над расходом их в зону аэрации. Благодаря этому в рассматриваемых условиях постоянно формируется подземный сток — в реки, озера, моря, выход на поверхность в форме выклинивающихся вод и т. д.

Это положение можно иллюстрировать и на примере всей территории Литвы, расположенной в лесной зоне, являющейся основной ареной осушительных мелиораций. Результаты выполненных Д. Ю. Сакалаускене 15 расчетов инфильтрационного питания грунтовых вод показали, что для всей рассматриваемой территории величина питания грунтовых вод в целом за год положительна и в разнообразных геоморфологических условиях изменяется от 10—20 до

200 мм/год при максимальном модуле питания грунтовых вод 6,4 л/с на 1 км².

Сезонную изменчивость баланса грунтовых вод можно иллюстрировать средними данными воднобалансовых элементов для вторых и третьих надпойменных террас рек западного Полесья, представленными в табл. 4.5 при среднегодовых глубинах уровня грунтовых вод 1,5—1,9 м.

Таблица 4.5

Средние величины элементов баланса грунтовых вод в западном Полесье, мм (по М. Ф. Козлову [8])

Сезоны года	Приток за вычетом оттока	Инфильтрация	Испарение + транспирация	Атмосферные осадки
Осень (Х—XI)	2—0,7	53,9	23,3	110,7
Зима (XII—II)	—2,3	36,9	96,3	57,5
Весна (III—IV)	—14,7	177,2	35,7	124,0
Лето (V—IX)	—12,3	83,5	172,0	292,0
Среднее за гидрологический период	—30,0	351,5	327,3	584,2

Как видно из приведенных данных, осенью (октябрь—ноябрь) инфильтрация преобладает над испарением, что обуславливает известный для гумидной зоны осенний подъем уровня грунтовых вод. В зимний период соотношение обратное. В это время года кроме испарения происходит восходящее термокапиллярное передвижение грунтовых вод к верхним — периодически или постоянно промерзающим — слоям пород зоны аэрации и почвы. В результате преобладания расхода грунтовых вод в зону аэрации над их инфильтрационным питанием уровень грунтовых вод в это время года обычно снижается или, снизившись в начале зимы, стабилизируется на низких отметках.

Весной (март—апрель) инфильтрация талых вод и атмосферных осадков, а также «возврат» из зоны аэрации грунтовых вод, мигрировавших сюда в зимний период, резко преобладают над испарением и транспирацией грунтовых вод. Этим объясняется известный в гумидной зоне весенний подъем грунтовых вод, обычно замедляющий на неосущенных землях «поспевание» почвы и затрудняющий проведение весенних полевых работ.

Летом (май—сентябрь), несмотря на значительное в это время количество выпадающих атмосферных осадков, расход грунтовых вод на испарение и транспирацию преобладает над инфильтрационным питанием, что обуславливает снижение их уровня. Периодически — после дождей — уровень может повышаться, нарушая общее летнее снижение его. Вследствие летнего снижения уровня грунтовых вод, наблюдавшегося в районах гумидной зоны, глубина залегания грунтовых вод может превысить норму осушения. В результате влажность почвы становится меньше оптимальной и возникает потребность в дополнительном увлажнении почвы.

§ 3. ОБОСНОВАНИЕ ИРРИГАЦИОННОГО ПИТАНИЯ НА БАЗЕ МОДЕЛЕЙ ВЛАГОПЕРЕНОСА В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Количественное изучение ирригационного питания наиболее полно может быть осуществлено на основе теоретической модели влагопереноса и влагообмена в зоне аэрации.

При составлении модели движения воды исходим из того, что при орошении основной его формой является влагоперенос в жидкой фазе, осуществляется под действием гравитационных и ка-

пиллярно-сорбционных сил. При этом скорость влагопереноса определяется законом Дарси — Клюта [10, 16, 18]. Поток влагопереноса в зоне аэрации обычно может считаться вертикальным, причем скорость вертикальной фильтрации v_z , согласно закону Дарси — Клюта, в дифференциальной форме будет иметь вид

$$v_z = -k \frac{\partial H}{\partial z} = k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right), \quad H = z - \psi. \quad (4.5)$$

где k — коэффициент влагопереноса; ψ — высота всасывания. Величины k , ψ и объемная влажность θ связываются между собой эмпирическими зависимостями, представляющими собой основные водно-физические свойства породы. Наиболее употребительны следующие формы таких зависимостей [1, 16, 19, 20]:

$$k = k_\phi \bar{\theta}^n \quad (a), \quad \bar{\theta} = \exp \left(-\frac{\psi}{h_k} \right) \quad (b), \quad k = \frac{k_\phi}{1 + a\psi^m} \quad (в), \quad (4.6)$$

где k_ϕ — коэффициент фильтрации, соответствующий объемной влажности насыщения θ_n ; $\theta = \theta/\theta_n$ — относительная влажность; n , h_k , a , m — параметры, определяемые экспериментально. В частности, для сравнительно однородных пород показатели $n=3—4$, $m=2—4$; для неоднородных пород их значения могут быть выше.

Параметры влагопереноса имеют значительную пространственную изменчивость с коэффициентом вариации более 50% и расстоянием автокорреляции порядка нескольких метров. При такой изменчивости для лабораторного определения требуется большое количество образцов (порядка десятков), что трудно выполнимо. Поэтому естественно с особым вниманием отнести к полевым определениям параметров влагопереноса, проводимым путем замеров влажности и давления всасывания [3, 16, 20], а также с помощью изотопных наблюдений [22].

Верхней границей зоны аэрации, где должно быть задано граничное условие для дифференциального уравнения влагопереноса, является подошва активного почвенного слоя, который имеет повышенную проницаемость, обусловленную рыхлением при обработке почвы и наличием макропор, и характеризуется интенсивной биологической и физико-химической активностью. Поэтому для целей гидрогеологических расчетов почвенный слой следует рассматривать как особый граничный элемент, в котором условия устанавливаются на основании обобщения данных натурных наблюдений. В частности, при поливах в вегетационный период можно считать, что промачивание активного почвенного слоя происходит сразу на всю его мощность δ_p , обусловливая изменение влажности в нем на величину $\Delta\theta_p = \delta_{\text{пол}}/\delta_p$, где $\delta_{\text{пол}}$ — толщина слоя полива; при этом правильность задания величин δ_p и $\Delta\theta_p$ должна устанавливаться по данным натурных наблюдений. В межполивной период из балансового уравнения активного почвен-

ногого слоя получается скорость влагопереноса на его нижней границе:

$$v_z^0 = w_0 - w_c - w_s - \delta_n \frac{d\theta_n}{dt}, \quad (4.7)$$

где w_0 , w_c и w_s — модули (интенсивности) осадков, стока и эвапотранспирации (при отсутствии растений w_s замедляется на интенсивность испарения).

Уравнение (4.7) рассматривается как верхнее граничное условие для расчетов влагопереноса в зоне аэрации.

Интенсивность эвапотранспирации зависит от многих факторов, определяемых характером испаряющей поверхности растительного покрова и метеоусловий, степенью развития корневой системы и условиями доступности влаги корням растений. При благоприятных водном и солевом режимах корнеобитаемого слоя потребление влаги растениями зависит в основном от климатических условий. В связи с этим за комплексный показатель, характеризующий суммарный расход влаги от испарения с поверхности земли и транспирации растениями (эвапотранспирацию), принимают потенциальную эвапотранспирацию или так называемое климатически возможное испарение [7, 17].

Анализ экспериментальных данных показал [10, 20], что транспирация влаги растениями при снижении высоты всасывания до некоторого предела остается равной потенциальной транспирации и только начиная с некоторого критического значения высоты всасывания ψ_{kp} наблюдается снижение транспирации, которое можно описать зависимостью

$$w_s = \alpha \lg \frac{\psi_{kp}}{\psi}, \quad (4.8)$$

причем критическое значение ψ_{kp} соответствует влажности завядания. Для наиболее часто встречающегося диапазона величин суточной потенциальной транспирации критической высоте всасывания отвечают чрезвычайно низкие значения влажности завядания, за исключением районов с аридным и полуаридным климатом. Это значит, что расходование влаги при постоянных во времени метеоусловиях в течение достаточно большого интервала времени происходит с постоянной интенсивностью, равной E_0 . При достижении влажности, равной влажности завядания, практически весь влагозапас активного слоя оказывается исчерпанным. В связи с этим во многих расчетах расходование влаги можно принимать равным потенциальной эвапотранспирации до тех пор, пока влажность не достигнет влажности завядания. После этого снижение интенсивности эвапотранспирации происходит столь быстро, что ниже влажности завядания расходованием влаги можно пренебречь.

Для выявления зависимости испарения от фильтрационных (водно-физических) свойств зоны аэрации целесообразно рассмотреть стационарный вертикальный влагоперенос в зоне аэрации

при определенных условиях на поверхности земли (например, вида 48) Из выражения (45) для скорости вертикального переноса, полагая в нем скорость влагопереноса v_z равной интенсивности испарения w^- , проведя затем разделение переменных и почленное интегрирование, получим выражение для распределения

всасывания по высоте z , отсчитываемой от уровня грунтовых вод, где интеграл определяется численным путем при известной функции $k(\psi)$ Если зависимость $k(\psi)$ может быть представлена прос-

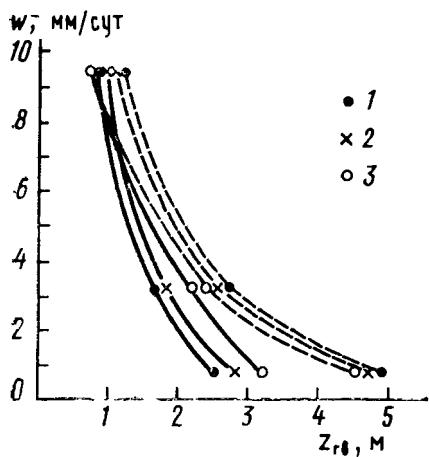


Рис. 36 Расчетные графики зависимости интенсивности испарения w^- от глубины залегания грунтовых вод z_{gb} и изменения коэффициента фильтрации k_ϕ зоны аэрации при задании $k(\psi)$ по (46в) сплошные линии при $m=3$ и $a=40 \text{ м}^{-3}$, пунктир при $m=2$ и $a=20 \text{ м}^{-2}$, 1 — $k_\phi=0,3 \text{ м/сут}$,

2 — $k_\phi=0,5 \text{ м/сут}$, 3 — $k_\phi=1 \text{ м/сут}$

той функцией, то такой интеграл сводится к табличному; сводка таких решений приведена в работах [7, 16, 20]. Их анализ позволяет установить зависимость интенсивности испарения от глубины залегания грунтовых вод и литологического строения зоны аэрации. На рис. 36 приведены полученные таким образом зависимости интенсивности испарения от глубин залегания грунтовых вод и коэффициента фильтрации. Эти результаты показывают, что на зависимость w^- от z_{gb} существенно влияют водно-физические свойства пород зоны аэрации и особенно их проницаемость, причем зависимость испарения от проницаемости может быть разнодобранной, включая случаи прямой, обратной и немонотонной связей величин интенсивности испарения и коэффициента фильтрации.

Расчеты нестационарного влагопереноса осуществляются обычно с использованием вычислительной техники; методы таких расчетов изложены, например, в работах [10, 16].

На рис. 37 приведены полученные по данным таких расчетов на ЭВМ результаты определения величин скорости влагопереноса v_z на разных глубинах в естественных условиях и при орошении в районе г. Николаева (Украина). Здесь решалось дифференциальное уравнение влагопереноса с зависимостями $k(\theta)$ по (46а) при $n=4$ и $\theta(\psi)$ по (46б). Исходными в естественной обстановке были данные по осадкам и испаряемости на поверхности земли, приведенные в табл. 46, причем траиспирация принималась по выражению (48) при $\Psi_{kp}=21,6 \text{ м}$ и a по следующим данным 3,38 (май), 5,55 (июнь), 8,2 (июль), 7,5 (август), 3,7 (сентябрь). При орошении задавалось 10 поливов, причем в течение каждого полива предполагалось, что в почвенном слое мощностью 0,5 м происходит приращение объемной влажности на величину $\Delta\theta=0,08$, соответствующее просачивающемуся объему воды нормой $400 \text{ м}^3/\text{га}$.

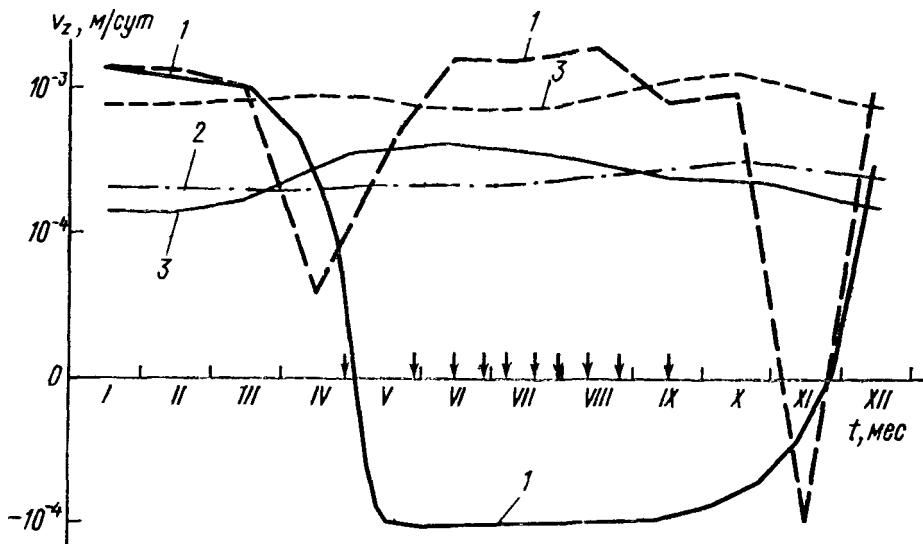


Рис. 37. Среднемесячные значения скорости влагопереноса в естественных условиях (сплошные линии) и при орошении (пунктирные линии) по данным расчетов на ЭВМ (по Л. Р. Шредеру) при следующем строении зоны аэрации (сверху вниз):

почвенный слой мощностью 0,5 при $k_f=0,4$ м/сут и $h_k=2,5$ м, легкий суглинок мощностью 2,5 м при $k_f=0,2$ м/сут и $h_k=3$ м, тяжелый суглинок мощностью 6 м и при $k_f=0,01$ м/сут и $h_k=3,3$ м; время полива показано стрелками; 1, 2 и 3 — скорости влагопереноса на глубине 1, 5 и 9 м от поверхности земли

Эти результаты показывают, что если на глубине 1 м скорости влагопереноса чутко реагируют на изменения условий на поверхности земли, то на глубине 5 м влагоперенос существенно сглаживается внутри года, а на глубине

Таблица 4.6

Осадки и испаряемость по г. Николаеву для года 50%-ной обеспеченности

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Осадки, мм/мес	39	38	32	35	44	67	51	52	32	35	42	46
Испаряемость, мм/мес	0	0	17	86	65	104	150	140	69	58	26	0

не 9 м инфильтрационное питание становится практически неизменным в течение всего года. Как видно, расчеты влагопереноса в зоне аэрации позволяют выявить закономерности инфильтрационного питания грунтовых вод.

Следует, правда, отметить, что при значительной норме полива может нарушаться принятая модель влагопереноса за счет усиленного влагопереноса в «макропорах», обусловленных фильтрационной неоднородностью (гетерогенностью) пород зоны аэрации, в частности наличием ходов землероев, отмершей растительности и т. п. [16, 20]. Для учета этих особенностей влагопереноса существуют предложения применять модели гетерогенной среды, однако их апробация еще далека от завершения и практического применения она пока не получила.

§ 4. ПОДПОР ГРУНТОВЫХ ВОД НА НОВООРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

На территориях нового орошения при изначально глубоком залегании грунтовых вод необходимо предварительно оценить подпор грунтовых вод под влиянием ирригационного питания. При этом следует иметь в виду, что после начала орошения происходит процесс просачивания инфильтрующихся оросительных вод через зону аэрации.

Для оценочных расчетов времени промачивания зоны аэрации в процессе орошения можно считать инфильтрационный поток транзитным с постоянной скоростью просачивания $u_{\text{пр}}$, определяемой балансовым соотношением

$$u_{\text{пр}} = \frac{w}{\theta - \theta_e}, \quad (4.9)$$

где θ — объемная влажность пород зоны промачивания при орошении с интенсивностью ирригационного питания w ; θ_e — то же при естественной инфильтрации интенсивностью w_e . Значения θ и θ_e получаются далее из выражения (4.6,а) заменой k соответственно на w и w_e . Тогда выражение (4.9) принимает вид

$$u_{\text{пр}} = \frac{w k_{\phi}^{1/n}}{\theta_n (w^{1/n} - w_e^{1/n})}. \quad (4.10)$$

В частности, для характерного значения $n=4$ и пренебрежимо малой начальной влажности ($w_e=0$) получим

$$u_{\text{пр}} = \frac{1}{\theta_n} \sqrt[4]{w^3 k_{\phi}}. \quad (4.11)$$

Например, при типичных значениях $w=5 \cdot 10^{-4}$ м/сут, $k_{\phi}=0,4$ м/сут и $\theta_n=0,25$ получим $u_{\text{пр}}=0,01$ м/сут ≈ 4 м/год.

Заметим, что наблюдаемые в действительности скорости просачивания соответствуют таким значениям, а подчас и превосходят расчетные, что, по-видимому, связано с влиянием гетерогенности фильтрующей среды. Для учета этого фактора в первом приближении И. С. Пашковским рекомендуется двухкомпонентная модель [13, 20].

После промачивания зоны аэрации начинается фаза формирования подпора грунтовых вод, величина которого обусловливается ирригационным питанием, емкостью пласта и условиями оттока. Если можно пренебречь оттоком с орошаемой территории, то при ирригационном питании интенсивностью w подъем уровня ΔH за время t будет

$$\Delta H = \frac{wt}{\mu_n}, \quad (4.12)$$

где μ_n — недостаток насыщения, который с учетом увлажнения зоны аэрации при промачивании определится выражением

$$\mu_n = \theta_n \left(1 - \sqrt[n]{\frac{w}{k_\phi}} \right), \quad (4.13)$$

где n — показатель степени в выражении (4.6а).

Если не имеется убедительных данных о величине ирригационного питания, то для предварительных оценок, исходя из данных натурных наблюдений, можно принимать $w/\mu_n = 2 \cdot 10^{-4} N_{op}$, где N_{op} — оросительная норма в $m^3/га$ за год, при w в $m/\text{год}$.

На характер подъема уровней могут оказывать влияния условия оттока с орошаемой территории. Гидродинамический анализ показывает, что боковой отток с орошаемой территории площадью F_{op} реально следует учитывать, если

$$F_{op} < 8R^2, \quad (4.14)$$

где R — расстояние до области разгрузки (водотока, зоны выклинивания и т. п.), причем в начальный период $R = 1,5 \sqrt{Tt/\mu}$.

Для расчетов подпора грунтовых вод с учетом бокового оттока при однородном по площади плановом потоке с простыми граничными условиями могут использоваться аналитические решения [14], а в более сложных случаях следует обращаться к математическому моделированию, методика которого представлена, например, в работах [11, 12, 20].

На орошаемых территориях иногда верховой горизонт грунтовых вод залегает в слабопроницаемых (супесчано-суглинистых) отложениях, подстилаемых относительным водоупором, под которым располагается безнапорный водоносный горизонт. В этом случае боковое растекание существенного значения обычно не имеет (что можно показать, используя критерий (4.14)), и режим грунтовых вод определяется динамическим равновесием инфильтрационного питания грунтовых вод и инфильтрационного перетока через относительный водоупор в нижележащий горизонт. Ирригационное питание при орошении нарушает естественное динамическое равновесие питания и перетока, что приводит к дополнительному подъему (подпору) уровней грунтовых вод.

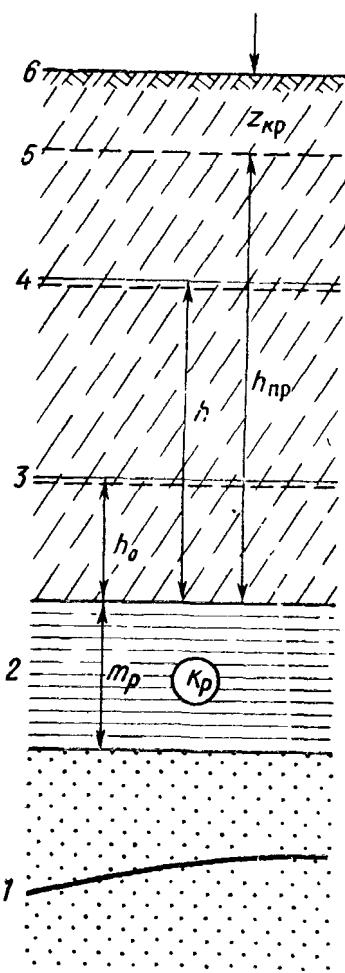
Оценку подпора в этом случае можно дать, рассматривая баланс вертикального водообмена горизонта грунтовых вод без учета бокового растекания (рис. 38). Уравнение такого баланса при инфильтрационном питании интенсивностью w имеет вид

$$\mu \frac{dh}{dt} = w - k_p \frac{h + m_p}{m_p}, \quad (4.15)$$

где μ — коэффициент гравитационной емкости потока грунтовых вод; k_p — коэффициент фильтрации разделяющего, относительно водоупорного слоя.

При расчетах многолетнего подъема уровней, когда величина w представляет собой среднегодовое значение инфильтрационного питания, в уравнении (4.15) разделяются переменные, и оно принимает вид

$$-\frac{k_p}{\mu m_p} dt = \frac{dh}{h - \left(\frac{w}{k_p} - 1\right) m_p}. \quad (4.15a)$$



После почлененного интегрирования уравнения (4.15a) при начальном условии $h=h_0$ при $t=0$ получаем

$$t = \frac{\mu m_p}{k_p} \ln \frac{h_{\text{пр}} - h_0}{h_{\text{пр}} - h}, \quad h_{\text{пр}} = \left(\frac{w}{k_p} - 1\right) m_p. \quad (4.16)$$

Для оценки подпора здесь следует сначала определить предельную глубину потока $h_{\text{пр}}$, которая может быть достигнута в этих условиях (при $t \rightarrow \infty$). Если окажется, что $h_{\text{пр}} > h_{\text{кр}}$, т. е. в пределе создаются условия подтопления, то, подставляя в уравнение (4.16) значение $h=h_{\text{кр}}$, получим время, за которое уровень грунтовых вод достигнет критической глубины.

При необходимости учитывать переменную инфильтрацию уравнение (4.15) целесо

Рис. 38. Верховой горизонт грунтовых вод:
1 — свободная поверхность в подстилающем безнапорном горизонте; 2 — относительный водоупор; 3 и 4 — исходный и подпесчаный уровни воды верхового горизонта; 5 — уровень критического захвата грунтовых вод; 6 — поверхность земли

сообразно представить в конечно-разностной форме, разбивая процесс на ряд интервалов времени и осредняя его в пределах каждого расчетного интервала:

$$\mu \frac{\Delta h}{\Delta t} = w - k_p \frac{h^0 + 0,5h + m_p}{m_p}. \quad (4.17)$$

где h^0 — глубина потока на начало интервала Δt , а Δh — подъем глубины потока за время Δt , для которого из формулы (4.17) следует выражение

$$\Delta h = \frac{\frac{w}{k_p} - 1 - \frac{h^0}{m_p}}{\frac{\mu}{k_p \Delta t} + \frac{1}{2m_p}}. \quad (4.18)$$

Важнейшей частью такого расчета является обоснование величины k_p , которое реально может проводиться только по данным режимных наблюдений. В частности, по данным о стационарных или среднегодовых уровнях воды h_0 величина k_p определяется согласно (4.15) по формуле

$$k_p = \frac{m_p}{h_0 + m_p} w_0, \quad (4.19)$$

устанавливая соответствующую величину интенсивности инфильтрации w по балансовым данным, получаемым на объектах-аналогах.

На орошаемых территориях встречаются также условия, когда в зоне аэрации имеются относительно водоупорные слои, которые в естественных условиях полностью не промачиваются или на них создаются сезонные верховодки. На таких водоупорных слоях при орошении может образоваться верховой горизонт, прогнозная оценка которого дается аналогичным путем с учетом, что стабильный верховой горизонт будет образовываться при условии $w > k_p$.

Фильтрация из каналов. Существенное влияние на подпор грунтовых вод может оказывать фильтрация из ирригационных каналов, причем особого рассмотрения требует оценка влияния магистральных каналов с учетом, что фильтрационные потери из распределительных каналов обычно включаются в инфильтрационное питание на орошающем поле.

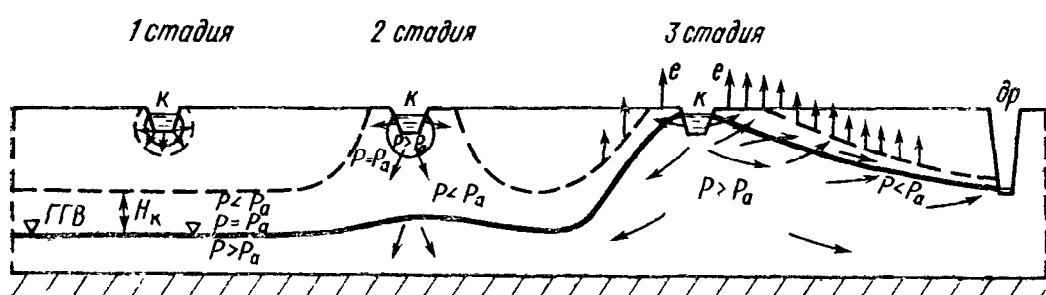


Рис. 39. Схемы стадий просачивания при заполнении канала (по С. Ф. Аверьянову)

В формировании фильтрационного потока под каналом при его заполнении прежде всего выделяется стадия просачивания (смачивания, по С. Ф. Аверьянову), характеризующаяся свободной фильтрацией в зоне аэрации под действием гравитационных сил со значительным участием капиллярных сил (рис. 39). Время фазы свободного просачивания из канала при сравнительно однородном строении потока под каналом обычно бывает небольшим (порядка нескольких суток), и его оценку в первом приближении можно давать согласно рекомендации С. Ф. Аверьянова, прини-

мая поток вертикальным с единичным градиентом напора, т. е. считая

$$t_{np} = \frac{m_{np}\mu}{k_{np}}, \quad (4.20)$$

где m_{np} — мощность зоны просачивания под каналом; k_{np} и μ — средние значения вертикального коэффициента фильтрации и недостатка насыщения в этой зоне.

По достижении просачивающейся водой поверхности грунтовых вод происходит смыкание фильтрационного потока из канала с грунтовым потоком с постепенным переходом к стадии подпертой фильтрации, характеризующейся активной гидравлической взаимосвязью этих потоков. Между этими стадиями С. Ф. Аверьянов выделяет, кроме того, стадию «капиллярно-грунтового» потока, образующегося при достижении просачивающегося потока капиллярной «каймы», когда за счет проявления «капиллярного сброса» начинается воздействие просачивающего потока на грунтовый поток.

В процессе замачивания под каналами, располагаемыми на просадочных грунтах, формируются просадочные деформации, осложняющие проявление фильтрационных процессов [4].

Подъем уровней грунтовых вод, вызываемый свободной фильтрацией из прямолинейного канала с удельным расходом q_k , в однородном неограниченном плановом потоке определяется из решения для одномерного потока с линейной внутренней границей 2-го рода по уравнению

$$\Delta H = \frac{q_k}{T} \sqrt{at} \operatorname{ierfc} \lambda, \quad \lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}, \quad (4.21)$$

где x — расстояние от расчетной точки до канала; t — время, отсчитываемое от момента начала фазы подъема грунтовых вод под каналом; ierfc — специальная функция, значения которой представлены следующими данными:

λ	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,2	1,5
$\operatorname{ierfc} \lambda$	0,564	0,47	0,387	0,314	0,252	0,2	0,156	0,091	0,05	0,026	0,009

В частности, подъем уровня воды под каналом при свободной фильтрации из него будет

$$\Delta H_k = 0,564 \frac{q_k}{T} \sqrt{at}. \quad (4.21a)$$

При подъеме уровней воды под каналом поток грунтовых вод начинает поднимать поток, фильтрующийся из канала, и свободная фильтрация переходит в подпертую, когда расход фильтрации из канала оказывается зависящим от уровня грунтовых вод под каналом. При близком залегании уровней грунтовых вод на линии канала задается условие 3-го рода, когда считается постоянным фильтрационное сопротивление ложа канала. При симметричной фильтрации из канала это сопротивление эквива-

лентно сопротивлению участка планового потока длиной ΔL , которая зависит от фильтрационного строения ложа канала [12, 19].

Если при пуске канала быстро наступает подпертая фильтрация, то удельные фильтрационные потери из канала q_k (на единицу его длины) — в однородном плановом потоке без учета влияния его границ — определяются из решения задачи нестационарной фильтрации для полуограниченного потока с границей 3-го рода:

$$q_k = \frac{T \Delta H_k}{\Delta L + \alpha \sqrt{at}}, \quad (4.22)$$

где ΔH_k — разница уровней в канале и под каналом до его наполнения; α — коэффициент, определяемый по следующим данным:

$\sqrt{at}/\Delta L$	0	0,5	1	2	3	5	10	∞
α	1,13	1,26	1,34	1,46	1,53	1,61	1,7	1,77

Магистральные каналы нередко работают периодически — лишь в вегетационный период. Периодичность работы канала при свободной фильтрации обычно имеет сравнительно малое влияние; прогнозные расчеты подпора в этом случае можно вести на среднегодовое значение фильтрационных потерь из канала. Особого подхода требует случай периодической работы канала, когда под ним образуется подпертая фильтрация. После включения такого канала уровень потока под ним падают, а при включении канала может сначала некоторое время быть свободная фильтрация из канала, а уже затем она становится подпертой. Строгий учет этих фаз формирования потока вблизи канала можно сделать лишь путем детального моделирования с достаточно малым шагом по времени.

Если уровень грунтовых вод располагается в пределах покровных отложений, то фильтрация из канала идет с подпором, причем фильтрационное сопротивление под каналом может здесь существенно зависеть от разницы уровней в канале и в водоносном пласте. При однородном строении покровных отложений зависимость фильтрационного расхода из канала от напора в водоносном пласте может быть выведена путем анализа гидромеханического решения задачи фильтрации из канала. Однако такой зависимостью надо пользоваться осторожно, имея в виду, что она может существенно изменяться при реальном неоднородном строении фильтрующих отложений.

ГЛАВА 5

ОБОСНОВАНИЕ ДРЕНАЖА НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

§ 1. ИСХОДНЫЕ ПОЗИЦИИ ОБОСНОВАНИЯ МЕЛИОРАТИВНОГО ДРЕНАЖА

По степени сложности гидрогеологических условий, определяющей стоимость строительства и эксплуатации мелиоративных объектов (главным образом в районах орошения), Д. М. Кац рекомендует выделять районы простые, средней сложности, сложные и весьма сложные.

Районы с простыми гидрогеологическими условиями характеризуются формированием преимущественно пресных грунтовых вод с устойчиво глубоким залеганием уровня (районы 1—4 на рис. 16). Эти районы расположены в основном в области питания грунтовых вод, отличаются интенсивной естественной дренированностью; подземный отток здесь полностью компенсирует приходные составляющие баланса грунтовых вод; испарение и транспирация грунтовых вод незначительны или отсутствуют. При этом отток обеспечивается автоморфный режим почвообразования, почвы незасоленные (типичные и светлые сероземы и др.) и устойчиво хорошее мелиоративное состояние земель. Искусственный дренаж не требуется, что снижает затраты на мелиорацию. Эти земли весьма благоприятны для орошения. Однако расширение площади орошаемых земель и увеличение водоподачи здесь увеличивают подземный приток к нижерасположенным площадям с худшей естественной дренированностью, что может осложнить их мелиоративное состояние, если своевременно не увеличить дренаж.

К этой группе районов принадлежат также земли естественно дренированные. Благодаря интенсивному оттоку грунтовые воды, не имеющие напорного питания, несмотря на неглубокое залегание, являются устойчиво пресными (районы 7, 8 на рис. 16). Этому способствует и интенсивный подземный приток, который при значительном оттоке обуславливает хорошую «промытость» отложений, отсутствие в зоне аэрации легкорастворимых солей. Благодаря неглубокому залеганию пресных грунтовых вод поливные культуры покрывают значительную часть своей потребности в воде за счет грунтовых вод. Формирующиеся в этих условиях луговые и лугово-болотные почвы обладают высоким потенциальным плодородием (при условии предупреждения заболачивания почв).

В таких районах при неглубоком залегании пресных грунтовых вод их режим можно зарегулировать сравнительно редкой коллекторной сетью и этим ликвидировать заболачивание почв, обеспечить хорошее мелиоративное состояние земель. При этом

представляется возможным использовать для орошения пресные грунтовые воды, собираемые коллекторами, а до осушения безвозвратно теряющиеся на испарение и транспирацию растительностью.

Районы средней сложности включают естественно-дренированные земли, в которых при наличии слабого, среднего и сильного напорного питания пресных грунтовых вод необходима борьба с заболачиванием почв, требуется более интенсивный дренаж, чем в районах первой группы (район 8 на рис. 16). К этой группе отнесены и естественно-слабодренированные районы, в которых необходима борьба и со слабым засолением почв, так как грунтовые воды обладают уже повышенной минерализацией (районы 11 на рис. 16 и 2а, б на рис. 20).

Районы со сложными гидрогеологическими условиями широко распространены в орошающей зоне. К ним принадлежат:

— весьма слабо дренированные земли при отсутствии напорного питания грунтовых вод или при слабом и среднем питании пресными напорными водами (районы 1, 2 на рис. 16);

— зоны интенсивного выклинивания подземных вод на конусах выноса, где имеет место сильное и очень сильное напорное питание грунтовых вод (районы 5, 6 на рис. 16);

— практически бессточные земли при отсутствии или слабом напорном питании грунтовых вод (районы 2а, 3б, 6 на рис. 20).

В рассматриваемой группе районов, в большинстве отличающихся повышенной или высокой минерализацией грунтовых вод, основной задачей мелиоративных мероприятий является борьба с засолением почв на основе регулирования режима грунтовых вод с помощью интенсивного дренажа.

Районы с весьма сложными гидрогеологическими условиями включают:

— весьма слабо дренированные земли при двух- или многослойном строении пласта и наличии среднего или сильного питания грунтовых вод пресными напорными водами (район 5 на рис. 16);

— весьма слабо дренированные и бессточные земли платформенной группы (рис. 20), особенно район 4.

Районы последней группы требуют для борьбы с засолением почв применения наиболее интенсивного дренажа, промывных поливов с использованием химических мелиорантов (в случае содового или содово-сульфатного засоления почв) и т. д. Если в районах с простыми гидрогеологическими условиями при глубоком залегании грунтовых вод затраты на дренаж вообще не требуются, то в рассматриваемой группе районов капитальные вложения в строительство дренажа достигают 2—3 тыс. руб. и более на 1 га орошаемых земель. Соответственно велики и ежегодные эксплуатационные затраты на дренаж.

Для многих районов этой группы пока не в полной мере разработаны методы наиболее рационального регулирования режима грунтовых вод для мелиорации земель.

Наибольшее распространение при сельскохозяйственных мелиорациях имеет горизонтальный дренаж (открытый и закрытый). Значительное применение получил вертикальный дренаж, состоящий из систем вертикальных скважин. Начинает получать развитие комбинированный дренаж, состоящий из горизонтальных дрен и скважин-усилителей.

По характеру расположения дренажных устройств различают дренаж:

— систематический — дренажные сооружения расположены равномерно на орошающей территории;

— выборочный — дренажные сооружения приурочены к отдельным участкам орошаемых земель с неблагополучным мелиоративным состоянием (например, к депрессиям рельефа);

— линейный (перехватывающий, головной и береговой) — дренажные сооружения расположены по фронту питания грунтовых вод в пределах дренируемой территории или вне ее.

Дренаж служит для обеспечения оптимального режима грунтовых вод, которому соответствует устойчиво благоприятный для решений водный, солевой и тепловой режимы почвы.

Наиболее простым и принятым критерием оптимального режима является поддержание в вегетационный сезон залегания грунтовых вод не ближе критической глубины, при которой в существующих мелиоративных условиях не возникает опасности вторичного засоления почвы.

Приведем некоторые рекомендации по значениям критических глубин, установленные на основе мелиоративного опыта.

Для орошаемых районов хлопковой зоны в суглинистых породах рекомендуются [2] следующие значения средней за вегетационный период критической глубины (h_{kp}) в зависимости от общей минерализации грунтовых вод (c_{gv}):

c_{gv} , г/л	3	3-5	5-8	8-10
h_{kp} , м	1,6-2,1	1,6-2,4	2,0-2,7	2,3-2,9

В степной зоне при слабоминерализованных грунтовых водах критические глубины в среднем за вегетационный период составляют 1,8—2,1 м, но при опасности осолочевания черноземов и каштановых почв — не менее 2,5 м. Ряд почвоведов рекомендуют для черноземов и каштановых почв при орошении сохранять автоморфный режим почвообразования, который характерен для этих плодородных почв в природных условиях (до орошения).

При садовом засолении почв критические глубины залегания щелочных грунтовых вод, вызвавших это засоление, должны быть больше приведенных выше и составлять не менее 2,5—3 м.

Вне зависимости от минерализации грунтовых вод глубина залегания их в период весеннего сева должна обеспечить нормальные условия для работы сельскохозяйственных машин. Для легких почв эта глубина составляет примерно 1,3 м, для тяжелых — 1,8 м.

При детальном проектировании дренажа рекомендуется определять оптимальные глубины залегания грунтовых вод на основе прогнозов водно-солевого режима почв с учетом техники полива и агромелиоративных требований.

При исходно задаваемом режиме (положении) уровней грунтовых вод гидрогеологическое обоснование дренажа производится с помощью геофильтрационных расчетов, в постановке которых в общем случае выделяются два этапа.

На первом этапе задача носит региональный характер и направлена на обоснование изменения элементов питания подземных вод (интенсивности напорного питания, расходов потока по контурам мелиорируемой территории); соответственно в ней рассматриваются основные региональные закономерности формирования подземных вод с учетом взаимодействия орошаемых массивов и очередности орошения и дренажа. При этом инженерные мероприятия (орошение и дренаж) задаются ориентировочно (обычно их действие осредняется в пределах орошаемой территории).

Для наглядного представления о соотношениях между различными формами питания и разгрузки подземных вод целесообразно — на основе построения схемы потока подземных вод — составлять балансовые уравнения для дренируемой территории.

Для гидрогеодинамического анализа обычно представляет интерес баланс грунтовых вод вместе с зоной аэрации, который описывается балансовым уравнением вида

$$I_{op}^+ + I_{oc}^+ + \Phi_k + \Phi_v + \Delta \Pi_{gv} + \Pi_{nv} = \mathcal{E}_t + D + B + \Delta E, \quad (5.1)$$

где I_{op}^+ и I_{oc}^+ — площадная инфильтрация оросительных вод и осадков; Φ_k — фильтрационные потери из оросительных каналов; Φ_v — фильтрация из естественных водотоков; $\Delta \Pi_{gv}$ — разница между притоком и оттоком грунтовых вод; Π_{nv} — приток напорных вод; \mathcal{E}_t — эвапотранспирация (включая испарение); D — приток подземных вод к дренажу (дренажный сток); B — разгрузка подземных вод в водотоки, ΔE — изменение емкостных запасов грунтовых вод.

Нередко балансовое уравнение представляется в площадных модулях, получаемых делением балансовых членов на площадь дренируемой территории F_d . Запишем преобразованное так уравнение (5.1) для модуля (интенсивности) дренажного стока $w_d = D/F_d$ в виде

$$w_d = w^+ - w^- + w_{np} - \mu v_{gv} + (Q_v + Q_k + Q_{gv})/F_d, \quad (5.2)$$

где $w^+ = I^+/F_d$ — модуль (интенсивность) площадного питания (при $I^+ = I_{op}^+ + I_{oc}^+$, включая также потери из внутренней оросительной сети); w^- — интенсивность эвапотранспирации, соответствующая средней расчетной глубине залегания уровня грунтовых вод; w_{np} — интенсивность (модуль) напорного питания; v_{gv} — скорость подъема уровня свободной поверхности (при опускании

уровня величина $v_{\text{гв}}$ будет отрицательной); $Q_{\text{в}}$ и $Q_{\text{к}}$ — расходы фильтрационных потерь из водотоков и магистральных каналов в пределах дренируемой территории; $Q_{\text{гв}}$ — приток грунтовых вод с окружающей территории.

Сопоставление составляющих балансовое уравнение величин, которые в первом приближении принимаются по данным натуральных наблюдений на изучаемой территории и территориях объектов-аналогов, дает возможность оценить их относительную значимость и в дальнейшем давать геофильтрационное обоснование дренажа более целенаправленно.

При региональных прогнозах вертикального дренажа на территории его расположения задается величина w_d , получаемая по уравнению (5.2) с приближенными оценками входящих в него величин, а на территории горизонтального дренажа задаются осредненные по площади уровни грунтовых вод, соответствующие заданной норме орошения. Обычно целесообразно крупные водотоки и магистральные каналы моделировать непосредственно, соответственно исключая члены $Q_{\text{в}}$ и $Q_{\text{к}}$ из уравнения (5.2). В зависимости от результатов в таком моделировании может быть далее изменено значение w_d (а также его внутригодовой режим для учета сезонной изменчивости условий работы дренажа) до достижения необходимого мелиоративного эффекта. После этого производится уточнение вида дренажа, его размещения и параметров на основе локальных расчетов, в которых внешний приток к дренируемой территории (снизу и с боков) задается по данным регионального моделирования.

Региональные расчеты дренажа имеют также целью оценить влияние дренажа на режим подземных вод окружающей территории. В общем случае решение этих задач осуществляется путем построения региональной модели потока подземных вод, для реализации которой используются машинные математические модели (АВМ и ЭВМ), где дренажные устройства задаются в упрощенном (обобщенном) виде [17].

Для правильного проведения геофильтрационных расчетов исключительно важное значение имеет схематизация гидрогеологической обстановки, которая делится на этапы составления гидрогеологической и геофильтрационной схем. При составлении этих схем должны учитываться прямые и обратные связи таких построений: эти схемы, с одной стороны, должны опираться на представления о природных (геологических, ландшафтных, гидрологометеорологических) условиях, а с другой стороны — учитывать инженерные требования.

При гидрогеологической схематизации прежде всего должны устанавливаться плановые границы исследуемой территории. Для решения этой задачи оценивается область возможного влияния мелиоративных мероприятий, в формировании которой значительная роль принадлежит гидрографической сети и распространению водоносных отложений. Далее следует также установить глубинность изучаемого потока подземных вод. В большинстве случаев

достаточным бывает рассмотрение горизонта грунтовых вод и подземных вод четвертичных отложений. В пределах платформенных равнин и межгорных впадин существенным может быть учет взаимодействия грунтовых и межпластовых вод.

При геофильтрационной схематизации важно дать обоснование пластового строения рассматриваемого потока подземных вод, исходя из того, чтобы в пределах каждого пласта можно было считать поток плановым. Целесообразно рассматривать следующие основные типы пластового строения потока [14]: I — однопластового — один водоносный пласт (однородного или двухслойного строения); II — двухпластового — два водоносных пласта разделены слабопроницаемым слоем (верхний пласт может иметь однородное или двухслойное строение); III — многопластового — чередование в разрезе водоносных пластов и слабопроницаемых слоев; IV — неупорядоченного (беспластового) залегания слабопроницаемых (глинистых) пород. Кроме того, могут встречаться специфические случаи строения водоносного комплекса, которые требуют особого подхода к фильтрационной схематизации для оценки параметров дренажа. Это относится, например, к обоснованию роли различных форм слоистости водоносных пластов, влияние которых может быть оценено с помощью разведочных расчетов.

Существенную специфику имеет обоснование осушительного дренажа, главная задача которого — осушение почвенного слоя в периоды его переувлажнения, формирующегося в гумидной зоне в весенне время, обычно после снеготаяния [10]. В данном случае формируется резко нестационарный режим влагопереноса в почвенном слое, осложняемый значительной изменчивостью его проницаемости при вспашке и осушении культурного слоя. При этом влияние гидрогеологической обстановки становится менее значимым, и потому геофильтрационные расчеты дренажа проводить здесь нецелесообразно.

Хотя разработки методов фильтрационных расчетов осушительного дренажа существуют и развиваются [9, 10], однако практические рекомендации по устройству дренажа в такой ситуации даются главным образом на основании опыта его применения [24]. Особенно это относится к мелиорациям тяжелых почв, для эффективного осушения которых необходима система агротехнических мероприятий по повышению их водопроницаемости. К ним относятся глубокая безотвальная вспашка на глубину 45—50 см и устройство кротового дренажа. Последний представляет внутрипочвенные осушительные земляные полости, сооружаемые кротователем. Глубина кротовых дрен изменяется от 35—40 до 70—100 см или несколько больше. Для эффективной работы кротовых дрен необходима прежде всего кротоустойчивость грунта и определенная водопроницаемость его. Благоприятные условия создаются, когда кротовые дрены могут существовать несколько лет не заплывая. Кротовый дренаж обычно сочетается с сетью открытых осушительных каналов, иногда с закрытым дренажем.

Кротовый дренаж целесообразен для ускорения отвода гравитационных вод после интенсивных дождей, например в зоне муссонного климата [15].

К агромелиоративным осушительным мероприятиям при тяжелых почвах относится и устройство гряд и гребней, на которых размещают посевы. Они ускоряют сток по поверхности почвы и внутри пахотного слоя. Это мероприятие особенно целесообразно в районах выпадения интенсивных дождей, в частности в зоне муссонного климата. Благодаря этому достигается повышение поверхности земли над уровнем почвенных вод и одновременно — дренирование пахотного слоя гряд и гребней разделяющими их бороздами [15].

Агромелиоративные мероприятия на Дальнем Востоке сочетаются со строительством дренажа (закрытого, открытого), который закладывается на глубину сезонного оттавания почвы. В тяжелых оструктуренных почвах Приморья и Приморья рекомендуются закрытые дрены глубиной 1,0—1,2 м при междренных расстояниях всего 10—15 м [15]. Они должны понизить в период зяблевой вспашки уровень почвенных вод на глубину не менее 65—70 см. В буро-подзолистых почвах со слабопроницаемыми подпахотными горизонтами целесообразная глубина закладки дрен меньше — 0,9—1,0 м. В этом регионе отток грунтовых вод по дренам начинается после оттаивания почвы (рис. 40).

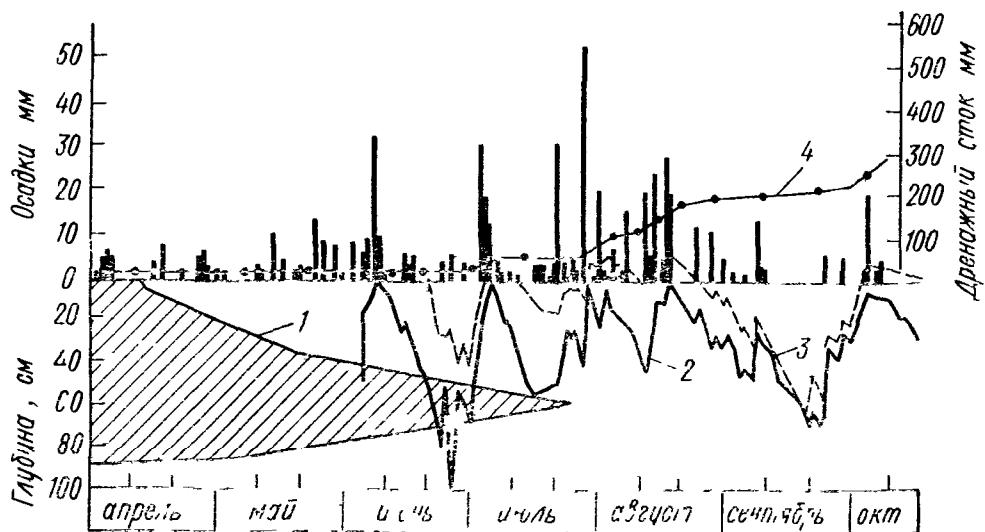


Рис. 40 Водный режим осушаемых торфяников закрытым дренажем (Хабаровский край, по А. Н. Степанову):

1 — ход оттаивания торфяников; 2 и 3 — графики уровней грунтовых вод на участке с дренажем и сетью открытых каналов; 4 — дренажный сток

В Колхидской низменности, где широко развиты тяжелые глинистые отложения и средняя годовая сумма осадков весьма значительна (1600—2000 мм), эффективными оказались дрены глубиной 1—1,2 м с междренным расстоянием всего 5—10 м [25]. При этом дренажная сеть сочетается с агромелиоративными мероприятиями по усилению и ускорению стока осадков. Одно из основных мероприятий — устройство «квали» — овального профилирования поверхности земли между водосборными канавами. Ускорение стока осадков, отвод почвенных и грунтовых вод дренами снижают влажность почвы, улучшают её воздушный режим, способствуют структурообразованию. Эти мероприятия повы-

шают урожай цитрусовых, чая и других субтропических культур. Режим грунтовых вод в таких условиях характеризует рис. 41.

Опыт осушения тяжелых почв в Литве показал целесообразность устройства дрен глубиной 1,1—1,4 м при оптимальных междренных расстояниях 12—14 м. С увеличением междренных расстояний глубина залегания грунтовых вод уменьшается.

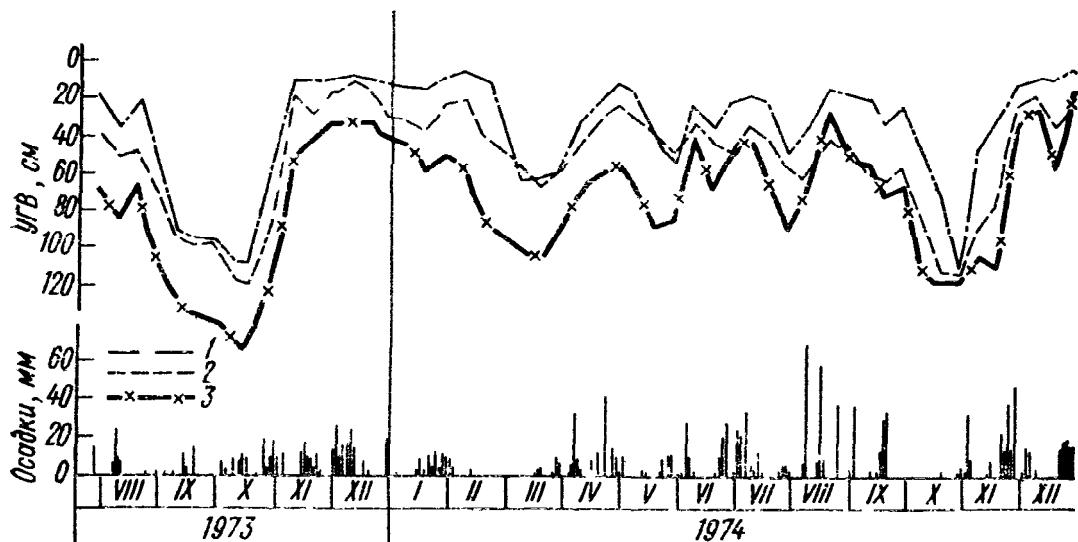


Рис. 41. Графики уровней грунтовых вод и осадков в Колхидской низменности (данные ГрузНИИГиМ):

1, 2, 3 — уровни грунтовых вод в естественных условиях, на участке с «квали», на искусственно дренируемом участке

Осушение минеральных тяжелых суглинистых почв атмосферного и частично канавного питания в Нечерноземной зоне (Московская обл.) достигнуто на основе применения закрытых собирателей и закрытого дренажа глубиной 1,4 м с расстояниями между дренами 15 м. В этих условиях обеспечивается влажность почвы, близкая к оптимальной для сельскохозяйственных культур.

Снижение уровня грунтовых вод на переувлажненных землях при их осушении вызывает понижение грунтовых вод и на прилегающих площадях. В зависимости от гидрогеологических условий величина понижения уровня на прилегающих землях может достигать нескольких десятков сантиметров и прослеживаться в полосе прилегающих земель шириной до 2—3 км [3].

§ 2. РАСЧЕТЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ДРЕНАЖА

2.1. Постановка расчетов

Основным расчетным случаем для горизонтального дренажа является поддержание уровня грунтовых вод между дренами, определяемого требуемой нормой осушения, при заданном стационарном (среднегодовом или среднесезонном) площадном питании. Как проверочные проводятся расчеты нестационарного режи-

ма для определения времени осушения и влияния неравномерности питания.

Особенностью горизонтального дренажа является его гидродинамическое несовершенство, вызывающее локальные потери напора из-за резкой деформации потока в вертикальном сечении (рис. 42). Размеры зоны резкой деформации потока вблизи дре-

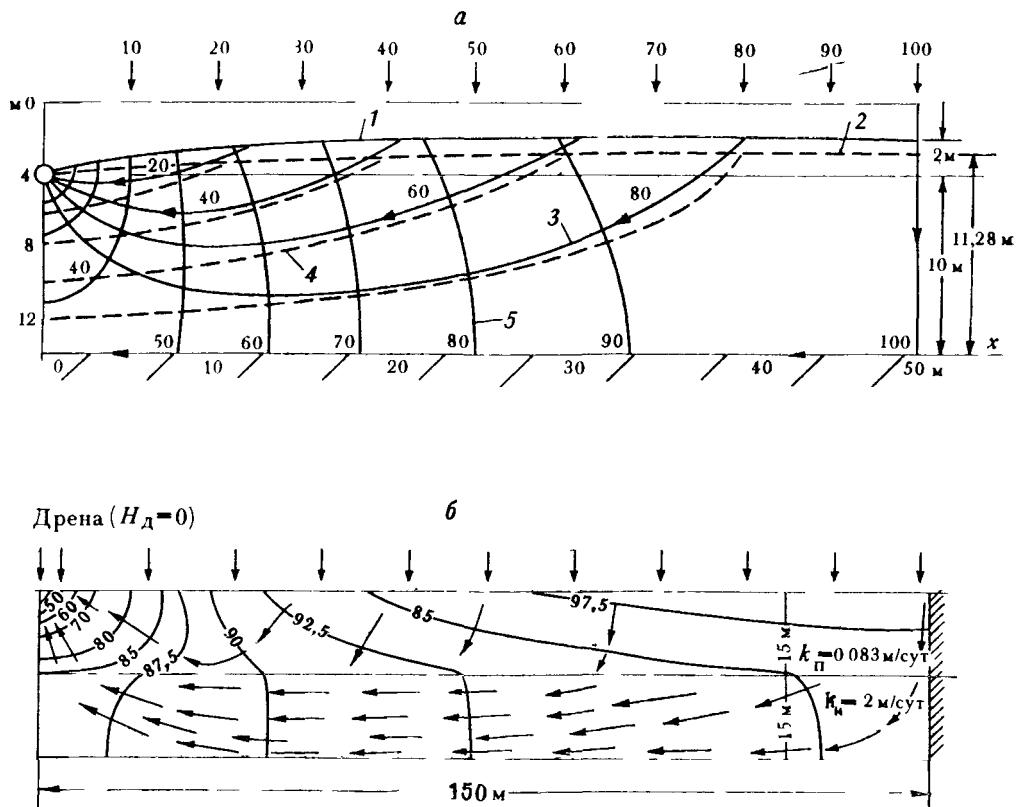


Рис. 42. Модельные гидродинамические сетки между горизонтальными дрена-
ми при инфильтрационном питании:

а — в однородном потоке [27] (1 и 2 — свободная поверхность по данным мо-
делирования и по расчетам для планового потока, 3 и 4 — линии тока для не-
совершенной и совершенной дрены, 5 — эквипотенциали); б — в двухслойном
потоке при $H_0 - H_d = 2$ м, $w = 4,4 \cdot 10^{-4}$ м/сут, $L = 300$ м, $P_d = 2$ м

ны зависят от неоднородности строения водоносного пласта, при-
чем в пласте относительно однородном (в том числе и при нали-
чии слабопроницаемых покровных слоев) они примерно равны
мощности пласта.

При глубоком дренаже (с заложением дрен 2,5—3,5 м) рас-
стояния между дренами обычно превышают размеры зоны резкой
деформации, и тогда потери напора, обусловленные гидродинами-
ческим несовершенством дрены, могут учитываться по методу ло-
кальных сопротивлений. Применение этого метода позволяет пе-
рейти от несовершенной дрены с напором H_d к эквивалентной со-
вершенной дрени с напором H_L , соответствующим среднему напо-

Таблица 5.1

Формулы для расчетов параметра несовершенства линейного дренажа в однослойной системе

Схема дренажа	Расчетная формула	Условия применимости
I. Горизонтальная дрена в однородном пласте (рис. 43, в)	$L_d = L_{nd} = 0,73 m_d \lg \frac{2m_d}{\pi d_d},$ $d_d = 0,56 P_d, \quad T = km_d, \quad (1)$ <p>где P_d — смоченный параметр дрены.</p>	$d_d < 0,5 m_d$
II. Горизонтальная дрена в двухслойном пласте (рис. 43, г)	$L_d = L_{nd} = 0,73 \frac{k}{k_n} m \lg \frac{8m_n}{\pi d_d}; \quad (2)$ <p>d_d — то же, что в схеме I.</p> $L_d = L_{nd} = 0,73 \frac{T}{k_n} \lg \frac{8m_n}{\pi d_d} -$ $- 0,73 (m + m_n) \lg \frac{4m_n}{m + m_n} -$ $- 1,5 (m - m_n) \chi^2 \lg \frac{T}{k_m};$ $T = km + k_n m_n, \quad \chi = \frac{k + k_n}{k - k_n}. \quad (2a)$	$k > 10k_n$ $k_n < k < 10k_n$ $d_d < m_n$
III. Комбинированный дренаж со скважинами-усилителями (рис. 44, а)	$L_d = L_{kd} = \frac{L_{kc} L_{nd}}{L_{kc} + L_{nd}}, \quad (3)$ $L_{kc} = 0,37 \sigma \lg \frac{\sigma}{2\pi r_c}, \quad (3a)$ <p>где r_c — радиус скважин, причем для учета несовершенства скважин или сопротивления фильтра он заменяется на расчетный радиус r_c^0; [17]; L_{nd} определяется для горизонтального дренажа в зависимости от строения пласта.</p>	$\sigma > m$
IV. Прерывистый дренаж в однородном пласте (рис. 44, б)	$L_d = L_{pd} = \frac{\sigma_0}{2\pi} \left(\frac{m_d}{r_0} + 0,58 - \right. \quad \sigma_0 > m, \quad m > 2r_0 \\ \left. - \ln \frac{8\pi m}{\sigma_0} \right), \quad (4) r_0 = 0,4\sqrt{F_0} — радиус «окна» с площадью фильтрующей поверхности F_0 $	

ру на линии дрены, причем для их связи используется соотношение

$$H_n - H_d = \frac{q_d}{T} L_d, \quad (5.3)$$

где L_d — параметр, характеризующий величину локального сопротивления при дренажной зоне резкой деформации потока. Величина L_d зависит от устройства дренажа и неоднородности строения водоносных отложений в зоне резкой деформации потока. Расчетные зависимости для определения L_d в однопластовой системе, обоснование которых дано в работе [17], приведены в табл. 5.1.

В этих зависимостях расчетное сечение дрены считается круглым с диаметром d_d , который зависит от конструктивных особенностей дрены. Для открытой дрены и закрытой дрены с обсыпкой значительных размеров величину d_d рекомендуется считать из условия равенства сечения смоченного (располагаемого под уровнем воды в дрене) периметра P_d реальной и круглой дрены, что дает $d_d=0,6P_d$. При необходимости более детального учета конструкции дрены сле-

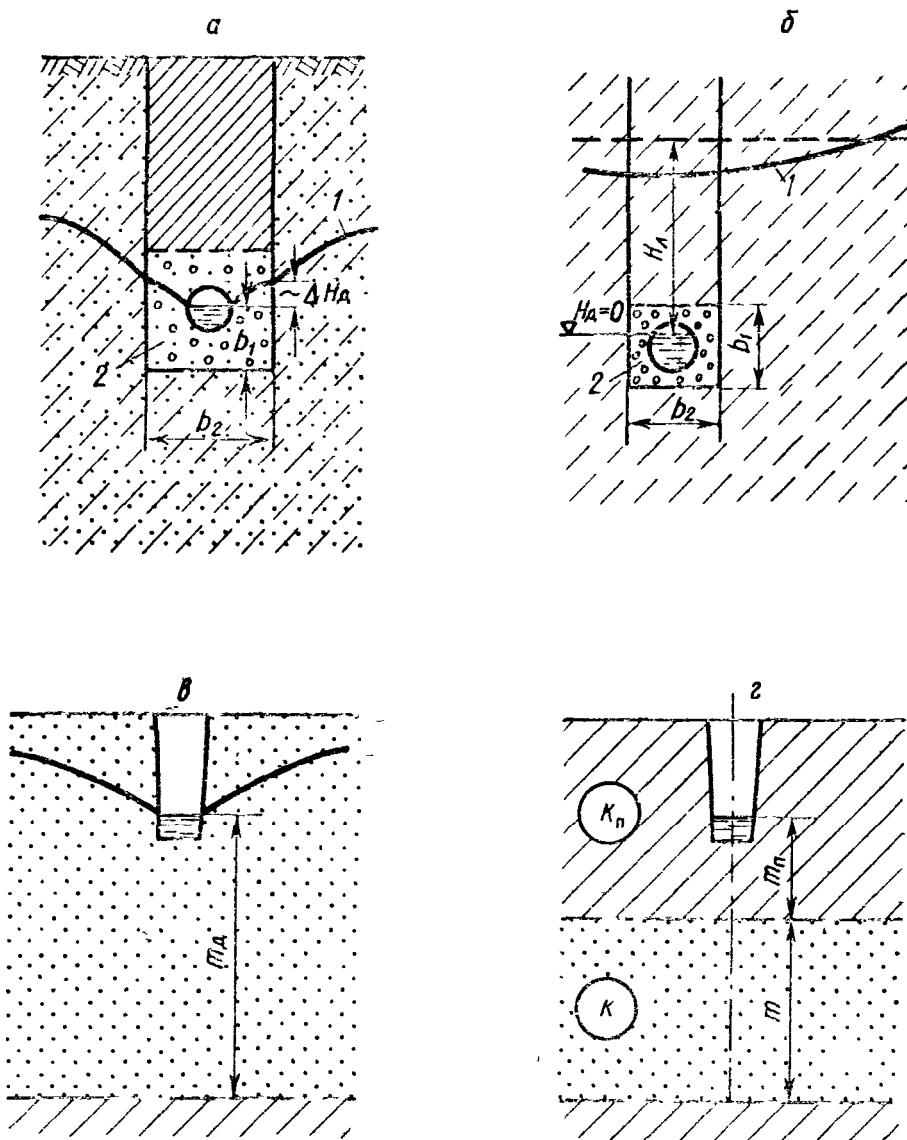


Рис. 43. Сечение горизонтальных дрен:
а и б — закрытая дрена при высасывании и нависании свободной поверхности (1 — свободная поверхность, 2 — дрена); в и г — дрены в однородном и двухслойном пластах

дует учитывать формирующуюся около дрены сложную структуру потока — с образованием участков высасывания или нависания (рис. 43, а, б). Эти особенности соответственно проявляются в расчетных выражениях для величины d_d . В частности, для трубчатого открытого дренажа без обсыпки существенно уменьшить величину d_d могут входные сопротивления дрены [6, 9].

При заложении дрены в супесчано-суглинистых покровных отложениях, под которыми располагается водоносный пласт песчаных или песчано-гравийных отложений, целесообразно бывает устройство комбинированного дренажа, в котором к горизонтальной дрени добавляются скважины-усилители, заглубленные в основной водоносный пласт, откуда вода поступает через скважины самоизливом (см. рис. 6). При небольшой мощности покровных отложений можно устраивать прерывистый дренаж, в котором вместо скважин делаются копанные разгрузочные «окна», или колодцы (см. рис. 7).

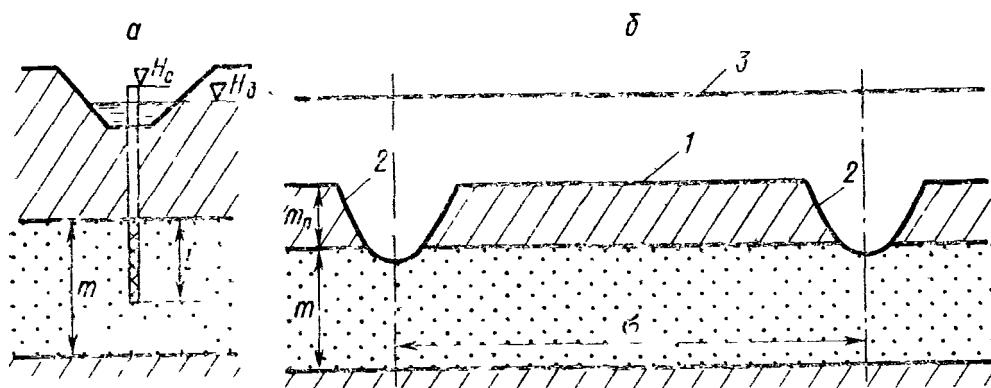


Рис. 44. Схемы комбинированных дренажей:
 а — горизонтальная дрена со скважинами-усилителями (поперечный разрез);
 б — горизонтальная дрена с прерывистыми «окнами» (продольный разрез)

Комбинированный дренаж (рис. 44) — при расстояниях между скважинами-усилителями σ , меньшими половины расстояния между дренами, — рассчитывается так же, как горизонтальный дренаж, при параметре несовершенства $L_d = L_{kd}$, определяемом по формуле (3) табл. 5.1 [9, 18]. Эта формула получена из условия, что суммарное сопротивление на несовершенство комбинированного дренажа получается, как система параллельных сопротивлений на несовершенство горизонтальной дрены (с параметром L_{nd}) и внутреннего сопротивления контура скважин (с параметром L_{kc}). При различных уровнях воды в дрене H_d и в скважине H_c расчетный напор комбинированного дренажа H_{kd} определяется по соотношению

$$H_{kd} = H_d + \frac{L_{kd}}{L_{kc}} (H_c - H_d). \quad (5.4)$$

При значительных расстояниях между скважинами поток в плане приобретает сложный характер; для таких условий расчет-

ных зависимостей не имеется и следует прибегать к моделированию [5—7].

Для расчетов прерывистого дренажа в табл. 5.1 приведена зависимость (4), учитывающая только приток через «окна». Для учета притока по всей длине дрены прерывистый дренаж должен рассчитываться как комбинированный: расчетная длина $L_{\text{кд}}$ для такого дренажа определяется по формуле (3) табл. 5.1, в которой $L_{\text{кд}}$ заменяется на $L_{\text{пп}}$, определяемую по формуле (4) табл. 5.1, а $L_{\text{нд}}$ определяется для горизонтальной дрены в двухслойном пласте без учета «окон».

2.2. Систематический дренаж в однопластовом потоке

В пределах мелиорируемой территории горизонтальный дренаж обычно делается систематическим: дрены располагаются параллельно друг другу, равномерно по дренируемой территории, со сбросом воды в дренажные магистральные коллекторы (см. гл. 1).

Для вывода расчетных зависимостей при работе линейного систематического дренажа в однородном однопластовом потоке с заданием стационарного площадного питания интенсивностью w найдем распределение напоров между линейными несовершенными дренами, считая поток стационарным, плановым и линейным в плане — направленным по нормали к линиям дрен. Для такого потока (рис. 45) получается следующее выражение для размера инфильтрационного «горба» [17]:

$$H^0 = \frac{wL^2}{8T} + \frac{wL}{T} L_d, \quad (5.5)$$

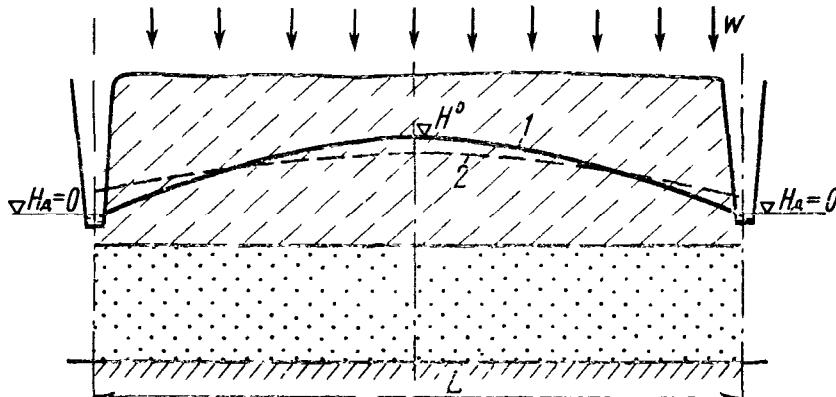


Рис. 45. Систематический горизонтальный дренаж в однопластовой системе: 1 — уровни свободной поверхности; 2 — напоры в основном пласте

из которого получим формулу для определения расстояния между дренами:

$$L = 4 \left[\sqrt{L_d^2 + \frac{TH^0}{2w}} - L_d \right]. \quad (5.6)$$

При наличии покровных отложений величина напора H^o в сечении посередине между дренами может заметно отличаться от напора на поверхности воды в покровном слое H_n (за счет потери напора H_n на перетекание инфильтрационного потока в покровном слое). Поскольку скорость вертикальной фильтрации здесь равна интенсивности инфильтрации w , то

$$\Delta H_n = \frac{w}{k_n} m_n. \quad (5.7)$$

В однородном пласте глубиной h_0 эту разницу напоров (среднего по пласту и на свободной поверхности) также можно определять из выражения (5.7), заменяя m_n на $h_0/3$ [7].

Приведенные выше решения основаны на схеме планового потока, и при значительных мощностях водоносных пластов (сопоставимых с расстоянием между дренами) они становятся непригодными. По результатам тестового моделирования И. С. Пашковским показано, что расчеты по формуле (5.6) дают хорошие результаты при $L > 3m_d$ в однородном пласте и при $L > 4m_n$ — в двухслойном пласте.

Пример расчета. Для условий работы систематического дренажа при стационарном ирригационном питании ($w=10^{-3}$ м/сут) и двухслойном строении потока проведем разведочные расчеты по оценке значимости влияния на эффективность работы дренажа мощности и проницаемости покровных отложений, а также проводимости пласта.

Сначала сделаем расчеты при $k=5$ м/сут; $m=30$ м и $d_d=1$ м, варьируя значениями m_n от 3 до 20 м и значениями k_n от 0,01 до 0,5 м/сут, что характерно для покровных отложений. Расчеты расстояний между дренами проводятся по формуле (5.6) с учетом потерь напора в покровном пласте согласно выражению (5.7). Результаты этих расчетов приведены в табл. 5.2. Эти результаты свидетельствуют о существенном влиянии покровного слоя на эффективность работы дренажа. Наибольшее значение имеет проницаемость покровного слоя, так что при $k_n < 0,05$ м/сут горизонтальный дренаж становится явно нерациональным. В несколько меньшей мере влияет мощность покровных отложений (особенно при сравнительно больших ее значениях).

Такими же расчетами можно показать, что проводимость пласта заметно сказывается на эффективности дренажа лишь при сравнительно высокой проницаемости покровных отложений, а при малых k_n ее влияние почти не проявляется (например, при $m_n=5$ м, $k_n=0,5$ м/сут и $T=300$ м²/сут получается $L=780$ м, тогда как при $k_n < 0,1$ м/сут увеличение проводимости пласта практически не меняет расчетного расстояния между дренами).

Из такого анализа следует, что при изучении геофильтрационных параметров двухслойного пласта особое внимание следует уделять оценке проницаемости покровных отложений.

Оценку времени осушения между дренами при включении горизонтального дренажа в первом приближении можно проводить,

Таблица 5.2
Расстояние между дренами
в двухслойном пласте

m_n , м	Значения L (м) при k_n (м/сут), равном			
	0,5	0,1	0,05	0,01
3	780	220	110	16
5	690	180	85	8
10	580	140	62	—
20	510	105	—	—

считая водоотдачу постоянной во времени, а также с обоснованием расчетного значения μ с учетом его динамики [22]. В такой постановке задача осушения глубоким горизонтальным дренажем в однопластовом потоке сводится к решению дифференциального уравнения одномерного планового нестационарного потока с граничным условием 3-го рода (5.3) на линии дрен. Из такого решения следует [9, 17], что при достаточно большом времени развития процесса, определяемом условием

$$t > 0,07\mu L^2/T, \quad (5.8)$$

напоры на линии дрены H_d и посередине между дренами H^0 связываются со средним в пределах междудренья напором H соотношениями

$$H^0 = H + \frac{q_d L}{24T} \quad (a), \quad H_d = H - \frac{q_d L}{12T} \quad (b). \quad (5.9)$$

Баланс потока на междудренье дает

$$-\mu L \frac{dH}{dt} = q_d. \quad (5.10)$$

Из системы уравнений (5.9) и (5.10), связывая H_d и H соотношением (5.3), при $H_d = 0$ получим для среднего напора на междудренье уравнение

$$\frac{\mu L (L_{nd} + L/12)}{T} \cdot \frac{dH}{dt} = -H, \quad (5.11)$$

решение которого при начальном напоре $H(0) = H_0$ дает

$$H = H_0 e^{-\tau}, \quad q_d = \frac{TH_0}{\mu_{nd} + L/12} e^{-\tau}, \quad \tau = -\frac{Tt}{\mu L (L_{nd} + L/12)}. \quad (5.12)$$

Подставляя эти выражения в (5.9а), получим выражение для расчетов динамики напора на междудренье

$$H_0 = \left[1 + \frac{L}{2(L + 12L_{nd})} \right] H_0 e^{-\tau}. \quad (5.13)$$

При расчетах *сезонных нестационарных процессов дренирования* обычно не представляется возможным задать гравитационную емкость как параметр, и для расчетов нестационарного режима приходится рассматривать геофильтрационную модель как систему уравнений фильтрации в ненасыщенной зоне и влагопреноса в ненасыщенной зоне с учетом влияния агрометеорологических факторов в поверхностном почвенном слое. В связи со сложностью такой модели ее реализация для решения практических задач возможна только с применением быстродействующих ЭВМ.

Учитывая специфику геофильтрационного строения и структуры притока к систематическому дренажу на орошаемых территориях, такую модель целесообразно подвергнуть существенным уп-

рощением. Наиболее очевидны они для характерного случая, когда верхняя часть разреза водовмещающих отложений соответствует схеме пласта двухслойного строения. В этом случае при междуренных расстояниях, существенно больших мощности пласта, справедливыми оказываются предпосылки перетекания — о вертикальной фильтрации в покровном слое и горизонтальной фильтрации в нижней проводящей части пласта вне зоны резкой деформации потока. Дифференциальное уравнение влагопереноса решается при этом с граничным условием на поверхности земли, задаваемом согласно (4.7), и с условием $\Phi=0$ на свободной поверхности, на которой также задается интенсивность водоотбора в ненасыщенной зоне $w_d - w_n$.

Для вертикального дренажа величина $w_d = Q_d/F_c$ (где F_c — площадь, относящаяся к одной дренажной скважине производительностью Q_c) задается непосредственно.

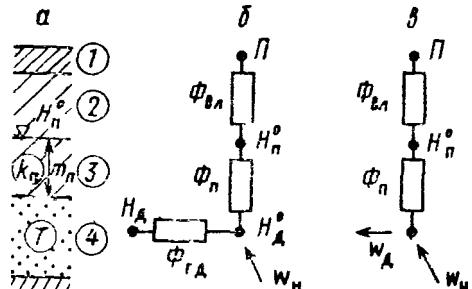
Для горизонтального дренажа фильтрационное сопротивление насыщенной зоны Φ_{rd} определяется относительно среднего напора H^0_d на междурене. Описывая распределения напоров на междурене уравнением одномерного потока, получим

$$\Phi_{rd} = \frac{H^0_d - H_d}{w_d L} = \left(L_d + \frac{L}{12} \right). \quad (5.14)$$

На рис. 46 изображена блок-схема геофильтрационной модели территории между горизонтальными дренами в виде системы фильтрационных сопротивлений, включающая сопротивления на-

Рис. 46 Блок-схема геофильтрационной модели междуренья:

а — строение потока в разрезе (1 — почвенный слой, 2 — зона аэрации, 3 — насыщенная зона покровного пласта, 4 — водоносный пласт); *б* и *в* — системы фильтрационных сопротивлений геофильтрационной модели междуренья при задании напора в дренах H_d (*б*) и модуля дренажного стока w_d (*в*)



сыщенной зоны — основного пласта Φ_{rd} и покровного пласта $\Phi_n = m_n/k_n$ — систему сопротивлений влагопереноса Φ_{vl} и блок заданий граничного условия (4.7) в почвенном слое Π .

Пример расчета сезонной работы дренажа (по С. П. Позднякову). Для оросительной системы, располагаемой на территории периферийной зоны конуса выноса, требовалось рассчитать внутригодовую динамику уровня грунтовых вод и потоков влаги при работе дренажа с учетом действия промывных поливов. Водоносная толща имела двухслойное строение с проводимостью основного водоносного пласта $T=100 \text{ м}^2/\text{сут}$ и удельным сопротивлением покровных отложений $m_n/k_n=200 \text{ сут}$. По данным режимных наблюдений получен параметр несовершенства существующего дренажа $L_d=400 \text{ м}$. Строение покровного пласта выше глубины заложения дренажа (3,5 м): почвенный слой мощностью $\delta_n=0,5 \text{ м}$ с коэффициентом фильтрации 0,5 м/сут подстипался суглинками с

коэффициентом фильтрации 0,2 м/сут. Гидрофизические характеристики этих слоев оценены полевыми экспериментами и хорошо описываются зависимостями (4.6а)—при $n=4$ м (4.6б) — при $h_k=3$, для почвы и $h_k=2$ м для суглинка. По данным регионального моделирования установлено, что ожидаемый приток снизу w_b составляет $5 \cdot 10^{-4}$ м/сут. Для расчета междуренного расстояния ирригационное питание было принято равным 20% от оросительной нормы. Расчитанная по зависимости величина L составила при этом 175 м. Для расчетов нестационарной работы дренажа использовались данные об осадках O и величине эвапотранспирации E_0 , представляющей собой испарение I_c с поверхности почвы в невегетационный период и водопотребление выращиваемой культуры (сахарной свеклы) в данной почвенно-климатической зоне в вегетационный период:

Время, мес	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
O , мм/мес	25	27	51	61	51	36	19	13	16	41	39	30
E_0 , мм/мес	0	15	35	80	130	160	225	167	58	50	10	0

Задавались 10 поливов с нормой 500 м³/га в вегетационный период и два промывных полива осенью с теми же нормами. При моделировании поливов предполагалось, что промачивание почвенного слоя происходит мгновенно, с приращением влажности почвы на величину $\Delta\theta_p$, равную отношению слоя поливной нормы к мощности почвенного слоя b_p . Для данного района характерна невысокая интенсивность естественных осадков, поэтому поверхностный сток здесь не задавался. В период отрицательных температур года предполагалось, что идет аккумуляция осадков, а в период снеготаяния величина накопленных осадков добавлялась к выпадающим в соответствии с интенсивностью стихии.

Для решения задачи верхняя зона (3,5 м) разбивалась на 23 блока с шагом $\Delta z_i=0,15$ м. Алгоритм основан на итерационном способе решения системы нелинейных алгебраических уравнений, получаемых при конечно-разностной дискретизации уравнения влагопереноса интегрально-интерполяционным способом. Времением шаг менялся от нескольких минут непосредственно после полива до 7 суток в зимний период.

Основным проектным требованием для работы дренажа являлось в течение вегетационного периода подъем уровня воды не ближе 2,5 м от поверхности. Проведенные расчеты показали, что при междуренном расстоянии 175 м это требование выполняется с явным запасом, а средневегетационная нагрузка на дренаж получается несколько меньше принятой 20%-ной нормы. При рассчитанной на модели нагрузке было вновь оценено междуренное расстояние, которое оказалось равным 200 м. Проведенные при этом расстоянии расчеты дренажа показали, что он будет успешно функционировать (рис. 47).

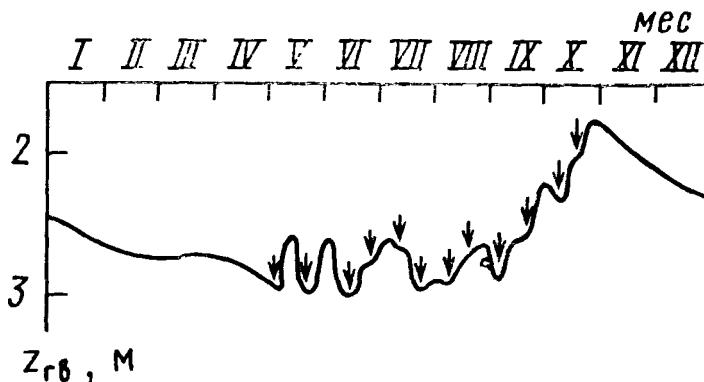


Рис. 47. Данные примера расчетов изменения глубины залегания среднего на междурене уровня грунтовых вод при поливах.
Стрелкой обозначено время поливов

2.3. Систематический дренаж в двухпластовом потоке

Во многих случаях (аллювиальные отложения, конусы выноса) характерно расположение линейного систематического дренажа в верхнем пласте двухпластовой системы (рис. 48). Расчет такого дренажа также проводится при заданном стационарном площадном питании, причем значения интенсивности площадного питания w_1 и w_2 в верхнем и нижнем пластах определяются соответственно интенсивностью инфильтрационного питания ороси-

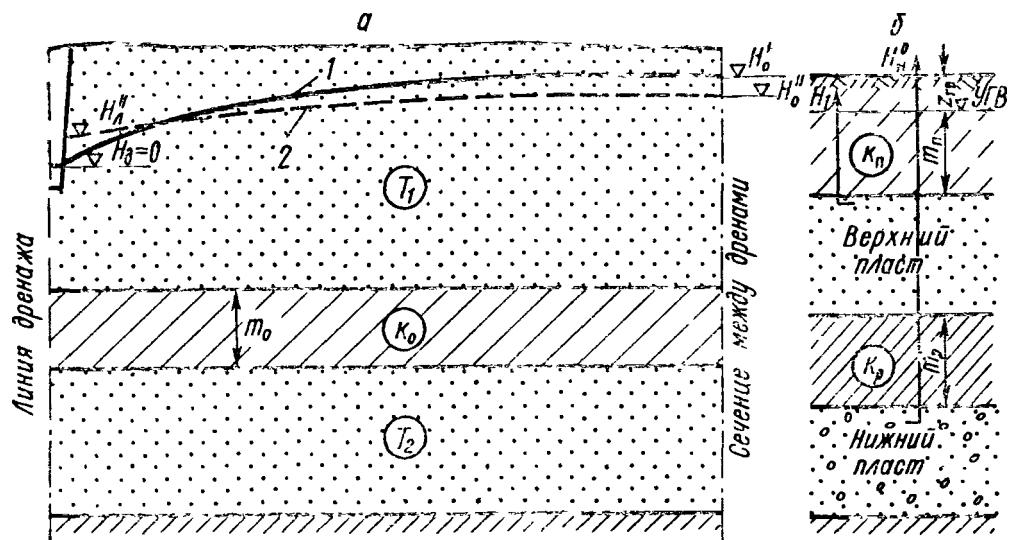


Рис. 48. Линейный дренаж в двухпластовой системе:
 а — поперечный разрез по междудреню (1 — свободная поверхность в верхнем пласте, 2 — пьезометрическая поверхность в нижнем пласте); б — двухпластовая система с покровными отложениями

тельными водами и интенсивностью «напорного» питания. Приведем расчетные зависимости для таких условий, считая по структуре поток здесь одномерным в плане с выполнением предпосылок перетекания (т. е. в каждом водоносном пласте поток считается плановым, а в разделяющем и покровном пластах — вертикальным). Кроме того, локальные сопротивления на несовершенство горизонтального и комбинированного дренажа будем учитывать соотношением (5.3), связывающим напор в дрене H_d со средним напором на линии дренажа в верхнем пласте, при $L_d = L'_d$, соответствующем сопротивлению дрены по отношению к верхнему пласту. В такой постановке решение системы дифференциальных уравнений для потоков в верхнем и нижнем пластах с проводимостями T_1 и T_2 , разделенных слабопроницаемым пластом с коэффициентом фильтрации k_p и мощностью m_p , дает следующее выражение для напора («инфилтратионного горба») между дренами:

$$H'_0 = \frac{wL^2}{4T} \left(0,5 + 4 \frac{L'_d}{L} \frac{T_1 + T_2}{T_1} + \frac{1}{L} \frac{T_2}{T_1} \operatorname{th} \frac{\bar{L}}{2} \right), \quad (5.15)$$

$$T = T_1 + T_2, \quad w = w_1 + w_2, \quad \bar{L} = 0,5bL, \quad b = \sqrt{\frac{k_p T}{m_p T_1 T_2}}. \quad (5.15a)$$

Интересно, что это выражение включает в себя только суммарную интенсивность инфильтрационного питания w ; отсюда следует, что здесь уровень воды между дренами не зависит от распределения инфильтрационного питания между пластами.

При больших значениях \bar{L} можно считать $\operatorname{th}(0,5\bar{L}) \approx 1$, что с точностью до 5–10% допустимо при $\bar{L} > 3 \div 4$. Из сопоставления выражений (5.5) и (5.15) следует, что в этом случае двухпластовая система может рассматриваться как однопластовая и расстояние между дренами может определяться по формуле (5.6) при обобщенном параметре несовершенства дрены, определяемом выражением

$$L'_d = \frac{T_2}{2bT_1} + \frac{T}{T_1} L'_d. \quad (5.16)$$

Величина L'_d в выражениях (5.15 и 5.16) рассчитывается по формулам табл. 5.1 относительно верхнего пласта, т. е. считая разделяющий пласт водоупорным.

Упрощенной схемой, применяемой для учета подпитывания дренируемой территории из нижележащих пластов, является схема «напорного питания», при которой напор H_n в подпитывающих пластах считается таким же, как и в естественных условиях [1]. В этой схеме при работе систематического дренажа в пласте проводимостью T при инфильтрации интенсивностью w выражение для напора посередине между дренами будет [1, 9]:

$$H^0 = \left(H_n + \frac{w}{k_0} m_p \right) \left(1 - \frac{1}{\operatorname{ch} \bar{L}_0 + 2b_0 L_d \operatorname{sh} \bar{L}_0} \right), \quad \left. \begin{aligned} \bar{L}_0 &= b_0 L, \quad b_0 = \sqrt{\frac{k_p}{m_p T}}. \end{aligned} \right\} \quad (5.17)$$

При заданном уровне воды H^0 расстояние между дренами находится из выражения (5.17) подбором.

Пример расчета. В условиях, типичных для зоны выклинивания конуса выноса, проведем разведочные расчеты систематического горизонтального дренажа при стационарном инфильтрационном питании. Для зоны выклинивания конуса выноса характерно многослойное строение, которое при геофильтрационной схематизации может приводиться к двухпластовой системе [18], причем верхний пласт соответствует первому от поверхности выдержанному песчано-галечниковому пласту, а нижний пласт объединяет все нижележащие водоносные слои. Существенным для этой зоны является напорное питание, обусловленное избыточным напором в нижних водоносных слоях. В этих условиях разведочные расчеты дренажа направляются на выявление относительной значимости проницаемости водоносных и разделяющего пластов.

Дадим сопоставление расчетных схем задания напорного питания (при заданном напоре в нижнем пласте H_n и заданной интенсивности напорного пита-

ния w_n), для чего прежде всего свяжем величины H_n и w_n . Считая, что напорное питание поступает на поверхность грунтовых вод путем вертикального перетока, запишем выражения для w_n , описывающие фильтрацию через разделяющий и покровный пласти:

$$w_n = k_p \frac{H_n^0 - H_1}{m_1} = k_n \frac{H_1 + z_{gv}}{m_n}, \quad (5.18)$$

где H_n и H_1 — напоры в нижнем и верхнем пластах (относительно поверхности земли); z_{gv} — глубина залегания грунтовых вод (рис. 48,б). Примем далее, что на поверхности земли это питание разгружается путем испарения, зависящего от глубины залегания грунтовых вод, причем эта зависимость выражается уравнением [1]

$$w_n = w_0 \left(1 - \frac{z_{gv}}{z_k} \right). \quad (5.18a)$$

Исключая из этих выражений H_1 и z_{gv} , получим формулу, связывающую интенсивность напорного питания w_n и избыточный напор H_n^0 в нижнем пласте:

$$w_n = \frac{H_n^0 + z_k}{\frac{m_p}{k_p} + \frac{m_n}{k_n} + \frac{z_k}{w_0}}. \quad (5.19)$$

Применимость этой формулы ограничивается условием $w_n < w_0$, ибо в противном случае окажется $z_{gv} < 0$.

Расчеты проведем, принимая следующие значения параметров: $T_1=50-100 \text{ м}^2/\text{сут}$, $T_2=500 \text{ м}^2/\text{сут}$, $m_p=10 \text{ м}$, $k_p=10^{-4}-10^{-2} \text{ м}/\text{сут}$, $z_d=3 \text{ м}$, $z_k=2 \text{ м}$, $w_0=0,003 \text{ м}/\text{сут}$, $H_n^0=1 \text{ м}$, $w_1=2 \cdot 10^{-4} \text{ м}/\text{сут}$; кроме того, при $k_n=1 \text{ м}/\text{сут}$, $m_n=10 \text{ м}$, $d_d=1 \text{ м}$ из формулы (2) табл. 5.1 получим $L_{nd}=50 \text{ м}$.

Расчетами по формуле (5.19) получаем следующие значения при различных значениях k_p :

$$\begin{array}{llll} k_p, \text{ м}/\text{сут} & 10^{-4} & 10^{-3} & 10^{-2} \\ w_n, \text{ м}/\text{сут} & 2,3 \cdot 10^{-5} & 4,82 \cdot 10^{-4} & 2 \cdot 10^{-3} \end{array}$$

Данные расчетов, приведенных по уравнению (5.17) при задании напора в нижнем пласте и по уравнению (5.15) при задании интенсивности напорного питания $w_2=w_n$ согласно (5.19), приведены в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Расчеты расстояния между дренами при напорном питании

Расчетная схема напорного питания	Значения L (м) при k_p , равном					
	$10^{-2} \text{ м}/\text{сут}$		$10^{-3} \text{ м}/\text{сут}$		$10^{-4} \text{ м}/\text{сут}$	
	$T = 50 \text{ м}^2/\text{сут}$	$T = 100 \text{ м}^2/\text{сут}$	$T = 50 \text{ м}^2/\text{сут}$	$T = 100 \text{ м}^2/\text{сут}$	$T = 50 \text{ м}^2/\text{сут}$	$T = 100 \text{ м}^2/\text{сут}$
При заданном напоре H_n	200	330	710	1060	1120	1600
При заданной интенсивности питания w_n	290	460	730	1100	1130	1670

Как видно из этих данных, влияние питания через разделяющий пласт получается очень существенным, причем при больших величинах w_n схема заданного напора в нижнем пласте обуславливает заметно более жесткие условия работы дренажа.

Аналогичные расчеты были проведены при $T=200 \text{ м}^2/\text{сут}$, причем результаты расчетов оказались практически такими же, как и при $T_2=500 \text{ м}^2/\text{сут}$, что свидетельствует о несущественном влиянии проводимости нижнего пласта на работу горизонтального дренажа. Для выявления водоупорности разделяющего пласта были также проведены расчеты для однопластовой системы — по уравнению (5.6), считая разделяющий пласт водоупорным, при суммарной интенсивности $w=w_1+w_2$. Эти расчеты дали почти такие же значения L , поэтому разделяющий пласт можно принять за водоупорный, влияние проницаемости которого сказывается только в расчетах интенсивности напорного питания.

Результаты приведенных расчетов показывают, что при двухпластовом строении водоносных отложений изыскания, направленные на обоснование горизонтального дренажа, необходимо сосредоточивать прежде всего на выявлении проницаемости верхнего пласта и покровных отложений, прилагая гораздо меньшие усилия для обоснования проводимости нижнего пласта. Влияние проницаемости разделяющего пласта проявляется главным образом в зоне выклинивания грунтовых вод, где она обуславливает интенсивность напорного питания. Такие соображения справедливы только при проектировании горизонтального дренажа, и для более обстоятельного их обоснования следует проводить разведочные расчеты применительно к другим проектируемым мелиоративным мероприятиям.

2.4. Головной (перехватывающий) дренаж

Типичным случаем создания головного (перехватывающего) дренажа является устройство горизонтальной дрены (возможно, со скважинами-усилителями) по границе осушаемой поймы, вдоль реки (рис. 49). Его создание преследует цели осушения поймы после половодья и поддержание требуемой нормы осушения в вегетационный период.

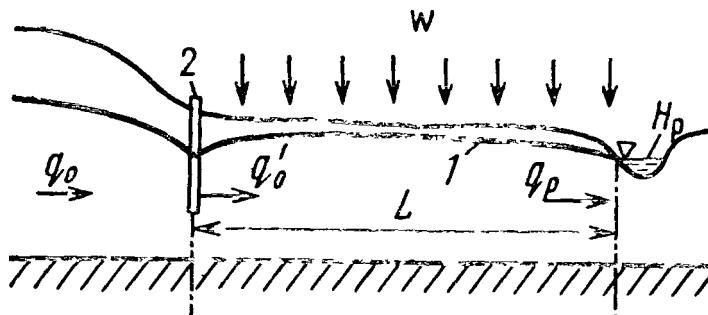


Рис. 49 Профиль потока при работе головного (перехватывающего) осушительного дренажа:
1 — свободная поверхность; 2 — сечение головной дрены

При выводе расчетных зависимостей для обоснования такого дренажа рассмотрим прежде всего простейший случай стационарного режима при задании одинаковой по площади интенсивности инфильтрации w , считая поток плановым (за исключением зон

резкой деформации у дрены и реки), линейным в плане, с неизменной и одинаковой по длине потока проводимостью T .

Средний напор на линии дрены H_d будет связан с напором в дрене H_d соотношением (5.3), а средний напор в сечении уреза реки H_p^0 при достаточно большой ширине реки связывается с напором в реке H_p и удельным притоком к реке q_p соотношением

$$q_p = T \frac{H_p^0 - H_p}{\Delta L}, \quad (5.20)$$

где ΔL — параметр сопротивления ложа реки [17].

Из решения для инфильтрационного потока между дреной и рекой запишем выражения для удельных расходов на границах потока [17]:

$$q'_0 = T \frac{H_d - H_p^0}{L} - \frac{wL}{2} \quad (a), \quad q_p = T \frac{H_d - H_p^0}{L} + \frac{wL}{2} \quad (b). \quad (5.21)$$

Распределение напоров H здесь представится уравнением

$$H = H_d - \frac{H_d - H_p^0}{L} x + \frac{wx}{2T} (L - x). \quad (5.22)$$

Приведенная система дает возможность рассчитать дренаж, причем ход такого расчета определяется исходными данными.

Если задано залегание уровня воды на междудренье, то исходными будут напоры H в различных сечениях. Тогда подстановкой q_p из выражения (5.21б) в (5.20) находим напор на урезе реки (для облегчения записи далее примем $H_p=0$, т. е. будем отсчитывать все напоры от уровня воды в реке)

$$H_p^0 = \left(H_d + \frac{wL^2}{2T} \right) \frac{\Delta L}{L + \Delta L}, \quad (5.23)$$

подставляя который в (5.22), найдем выражение для напора на линии дренажа

$$H_d = \left[H - \frac{wxL}{2T} \left(1 - \frac{x}{L} + \frac{\Delta L}{L + \Delta L} \right) \right] \frac{L + \Delta L}{L + \Delta L - x}. \quad (5.24)$$

Задавая значения H в различных сечениях в соответствии с требуемой нормой осушения и рельефом поверхности земли, принимаем в качестве расчетного минимальное из получаемых согласно (5.24) значений напора H_d .

Затем находится удельный расход притока к дрене $q_d = q_b + q'_0$, где q_b — расход потока со стороны коренного берега, определяемый по данным режимно-балансовых наблюдений. После этого из формулы (5.3) получается напор в дрене H_d , по которому устанавливается необходимая глубина дрены.

Аналогичным путем можно получить решения и при наличии одной или нескольких параллельных дрен, расположаемых между головным дренажем и рекой; при этом составляется система ба-

лановых уравнений в областях между всеми дренами и рекой. При увеличении количества параллельных дрен составляемая таким образом система уравнений оказывается все более громоздкой, и ее решение целесообразно проводить моделированием (на сеточных электрических моделях или микрокомпьютерах). В частности, при решении таких задач моделированием на электрических сетках можно учитывать инфильтрационное питание введением фиктивного напора [7, 22].

Для расчетов нестационарного режима дренирования также следует использовать моделирование согласно методическим рекомендациям, приведенным выше для систематического дренажа в однопластовом потоке.

§ 3. РАСЧЕТЫ ВЕРТИКАЛЬНОГО ДРЕНАЖА

3.1. Общая постановка расчетов вертикального дренажа

Вертикальный дренаж, состоящий из системы вертикальных скважин, эффективен при наличии на мелиорируемой территории водоносных пластов достаточно высокой проводимости (обычно не менее 100—200 м²/сут). При этом дебиты отдельных скважин составляют 30—100 л/с при расстояниях между скважинами 300—700 м.

Системы вертикального дренажа, как правило, работают в сложных гидрогеологических условиях, создавая в них значительные изменения. Учитывая также высокую стоимость вертикального дренажа, целесообразно проводить геофильтрационные расчеты вертикального дренажа с применением математического моделирования, проводимого с учетом требования поиска оптимального варианта его проектного решения [4, 5].

При больших размерах и сравнительно равномерном распределении дренируемых территорий целесообразно устройство площадного систематического дренажа, чаще в первом от поверхности выдержанном водоносном пласте. При реализации такого дренажа на региональной модели задается «размазанный» по площади водоотбор с интенсивностью (модулем) w_d , величина которого предварительно оценивается из балансового уравнения (5.2), в котором w^+ принимается по аналогам, w^- , Q_b и Q_k устанавливаются по данным балансовых наблюдений, а v_{gb} задается равной требуемой скорости дренирования. По данным такого моделирования получаются балансовые элементы потока, характеризующие поток, поступающий снизу и с боков к дренируемой территории, после чего проводятся расчеты распределения и дебита дренажных скважин.

При существенно неравномерных по площади условиях дренирования устраивается локальный дренаж, располагаемый в зонах с наихудшей мелиоративной обстановкой. Обычно такой дренаж работает в сложной геофильтрационной обстановке, требующей

применения численного моделирования, методика которого имеет некоторые особенности [5, 6, 22].

Для обоснования выбора вариантов рационального расположения скважин целесообразно использовать при геофильтрационных расчетах принцип суперпозиции, согласно которому суммарный дренирующий эффект от работы системы скважин получается сложением действия каждой скважины в отдельности. Представляя понижение напора S при водоотборе из скважины дебитом Q_c в пласте проводимостью T выражением

$$S = \frac{Q_c}{T} f_c, \quad (5.25)$$

где f_c — безразмерная функция влияния скважины, определяемая строением водоносного пласта (его границами и параметрами), запишем для суммарного понижения напора от действия системы скважин (или групп скважин) выражение

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{Q_{c,i}}{T_i} f_{c,i}, \quad (5.26)$$

где $Q_{c,i}$ — дебит i -й скважины; T_i — проводимость, принятая при определении функции влияния $f_{c,i}$ (обычно она соответствует проводимости в точке расположения i -й скважины). Для такого расчета на модели определяется только функция влияния в каждой расчетной точке от действия каждой скважины (или группы скважин); рекомендации по методике определения функций влияния с использованием моделирования приведены, например, в работах [7, 22].

Использование принципа суперпозиции допустимо, когда исходное дифференциальное уравнение и граничные условия являются линейными относительно напора. При расчетах дренажа это ограничение прежде всего требует независимости (или линейной зависимости) расходов потока от напора (или понижения напора), что существенно при наличии испарения и фильтрации из водотоков [22]. Кроме того, нарушение линейности процесса может происходить при значительном изменении проводимости и гравитационной емкости потока при понижении уровней грунтовых вод, однако для мелиоративного дренажа это не характерно, поскольку для учета изменчивости гравитационной емкости при понижении уровней воды, как правило, не имеется достаточной информации, а заметные изменения проводимости здесь обычно проявляются только в скважинах, где они могут учитываться, как это показано ниже (см. п. 3.2).

При устройстве вертикального дренажа в многопластовых системах, характерных для межгорных впадин, предгорных склонов, сухих дельт, особое значение приобретает учет взаимодействия

между пластами, выделение которых представляет собой особую задачу гидрогеодинамической стратификации водоносных комплексов [18, 20]. Особенности регионального и локального моделирования для таких условий представлены, например, в работах [6, 13, 22].

На основании геофильтрационных расчетов производят технико-экономическое обоснование рационального распределения скважин вертикального дренажа [5], согласуя их расположение с линиями коммуникаций (дорогами, линиями электропередач, трубопроводами). Следует иметь в виду, что при значительных размерах водоотбора (до 10—15 м³/с) вертикальный дренаж должен одновременно рассматриваться как крупный централизованный водозабор подземных вод, для которого должны проводиться специальные разведочные работы. Согласование требований, предъявляемых к обоснованию вертикального дренажа как мелиоративного мероприятия и как централизованного водозaborа, представляет собой довольно трудную задачу, требующую нетривиальных методических и организационных решений. Определенные организационные сложности возникают при этом из-за существующих разногласий в постановке этих работ между водохозяйственными и геологическими организациями [16].

3.2. Учет гидродинамического несовершенства скважин

На эффективность работы скважин вертикального дренажа может существенно повлиять их гидродинамическое несовершенство, проявляемое в различных формах.

Наиболее важным обычно является несовершенство скважин по характеру вскрытия пласта, которое обусловливается сопротивлением фильтра и прифильтровой зоны, нарушенной при бурении и оборудовании скважины. Судя по данным натурных исследований [12, 26], рационально устройство скважин диаметром 0,5—1 м, оборудованных щелевым или каркасно-стержневым фильтром. При правильном подборе и устройстве обсыпки в таких скважинах потери напора S_f на фильтре и в прифильтровой зоне обычно не превышают 10—20% от общего понижения напора в скважине S_c , тогда как переход к песчано-щебнистой обсыпке повышает соотношение S_f/S_c до 0,25—0,35, для сетчатого фильтра с песчано-гравийной обсыпкой S_f/S_c увеличивается до 0,35—0,6, а для блочных фильтров может достигать значений 0,6—0,8 [26].

Имея в виду важность правильного устройства фильтровой части скважин (включая способ бурения скважины), следует давать решение этой задачи на основе специальных полевых гидрогеологических работ, проводя при этом оценку гидродинамического несовершенства скважин по данным опытных опробований скважин проектных конструкций и принимаемого способа устройства.

Несовершенство по степени вскрытия пласта возникает, если скважина своей рабочей частью (фильтром) не полностью вскры-

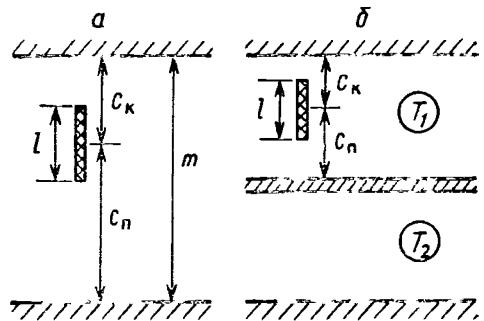
вает водоносный пласт. Дополнительные потери напора за счет этого будут

$$S_{nc} = \frac{Q_c}{2\pi T} \zeta_{nc}, \quad (5.27)$$

где ζ_{nc} — безразмерное сопротивление на несовершенство скважины по степени вскрытия пласта.

При однородном строении пласта (рис. 50, а) величина ζ_{nc} может определяться по формуле [21]

Рис. 50. Расположение фильтров несовершенных скважин:
а — при однородном строении пласта;
б — при наличии слабопроницаемого слоя внутри пласта



$$\zeta_{nc} = \left(\frac{1}{l} - 1 \right) \ln \frac{0,7l}{r_c} + \frac{P(\bar{c}_k) + P(\bar{c}_n)}{l} - \ln \frac{3}{l} + 0,2 - \frac{2\bar{l}}{1 + 2,4\bar{l}}, \quad (5.28)$$

где $\bar{c}_k = c_k/l$, $\bar{c}_n = c_n/l$, $\bar{l} = l/m$, а значения функции $P(\bar{c})$ представляются следующими данными:

\bar{c}	0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	2,0	3,0	5,0
P	0,69	0,49	0,4	0,34	0,26	0,22	0,17	0,1	0,07	0,045

Существенное влияние на несовершенство скважины может оказать неоднородность строения водоносного пласта, особенно наличие слабопроницаемых (глинистых) прослоев, отделяющих фильтр скважины от значительной части пласта. Например, для схемы, представленной на рис. 50, б, величина ζ_{nc} определяется по формуле

$$\zeta_{nc} = \frac{T_2}{T_1} \ln \frac{1,12B}{r_c} + \left(1 + \frac{T_2}{T_1} \right) \zeta_{nc}^{(1)}, \quad B = \sqrt{\frac{T_1 T_2}{\chi_p (T_1 + T_2)}}, \quad (5.29)$$

где $\chi_p = k_p/m_p$ — коэффициент перетока слабопроницаемого слоя; T_1 и T_2 — проводимости водоносных слоев.

Некоторое влияние на гидродинамическое несовершенство скважины, устанавливаемой в безнапорном потоке, может оказать уменьшение мощности пласта при понижении уровня грунтовых вод. В совершенных скважинах учет этого обстоятельства проводится корректировкой понижений напора S_c , полученных расчетами (или моделированием) при постоянной проводимости пласта T , с использованием функций Гиринского, которые для слоистого

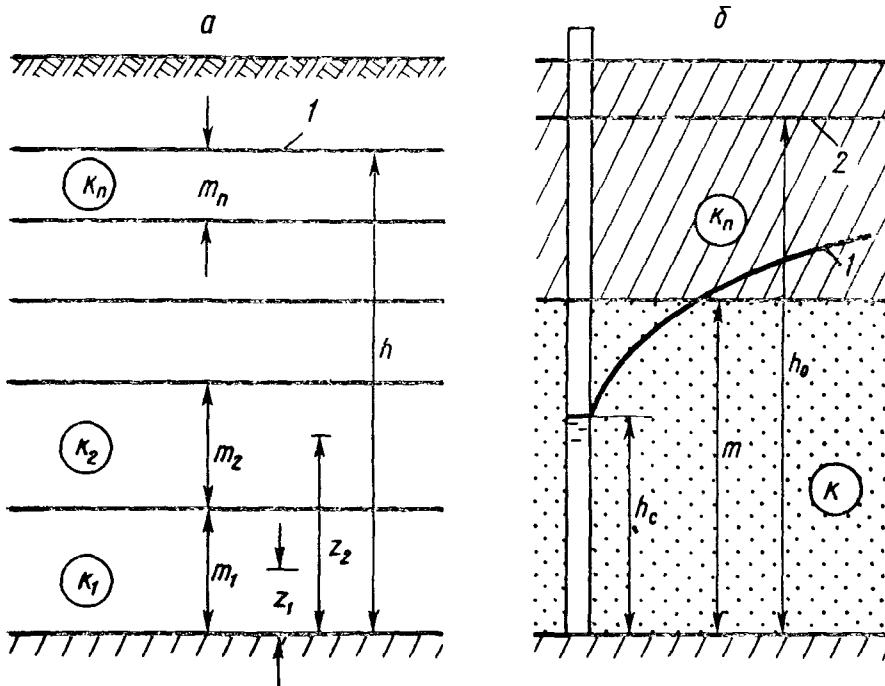


Рис. 51. Вертикальные скважины в слоистом безнапорном потоке:
 а — многослойный поток; б — двухслойный (напорно-безнапорный) поток

(n -слойного) потока глубиной h (рис. 51, а) определяются из выражения [17]

$$G(h) = \sum_{i=1}^n k_i m_i (h - z_i), \quad (5.30)$$

где k_i , m_i и z_i — коэффициенты фильтрации, мощности и ордината середины i -го слоя.

Скорректированное значение понижения напора в скважине S_c^0 получается из соотношения

$$\Delta G_c = TS_c, \quad \Delta G_c = G(h_0) - G(h_c). \quad (5.31)$$

Для такого расчета предварительно рассчитываются согласно выражению (5.30) значения $G(h_0)$ и $G(h_c)$ при $h=h_0$ и $h=h_0-S_c^0$ (где h_0 — начальная глубина потока) и строится график зависимости ΔG_c от S_c^0 , пользуясь которым согласно (5.31) легко перейти от значений S_c через ΔG_c к S_c^0 . В частности, для однородного по вертикали потока $G(h)=0,5kh^2$, $\Delta G_c=0,5k(h_0^2-h_c^2)$, $T=kh_0$, откуда получается

$$S_c^0 = h_0 - \sqrt{h_0^2 - 2h_0 S_c}, \quad (5.32)$$

а для напорно-безнапорного потока, формирующегося при двухслойном строении пласта и $k_n \ll k$ (рис. 51, б), таким же путем получим

$$S_c^0 = h_0 - \sqrt{m(2h_0 - m - 2S_c)}. \quad (5.33)$$

Для высокодебитных скважин следует, кроме того, учитывать гидравлические потери напора ΔH_{rc} внутри скважины, величину которых можно оценить по формуле [23]

$$\Delta H_{rc} = -\frac{Q^2}{g\pi^2} \left(\frac{\lambda_\phi l_\phi}{16r_\phi^5} + \frac{\lambda_t l_t}{4r_t^5} + \frac{2}{3r_t^4} \right), \quad (5.34)$$

где l_ϕ , r_ϕ , λ_ϕ — длина, внутренний радиус и коэффициент сопротивления (в формуле Дарси—Вейсбаха) фильтровой части скважины; l_t , r_t , λ_t — то же в трубах глухой части скважины. Заметим, что если величина λ_t может приниматься по табличным данным [17], то величина λ_ϕ зависит от конструкции фильтра и, по данным Э. А. Грикевича, может существенно превышать λ_t , так что её следует устанавливать по данным специальных опробований скважин [23].

3.3. Локальные расчеты площадного систематического дренажа

Для площадного систематического дренажа, располагаемого обычно в первом от поверхности водоносном пласте, балансовое уравнение (5.2) принимает вид

$$\mu \frac{dS}{dt} = w_d - w_n - w^+ + w^-, \quad (5.35)$$

где S — среднее понижение напора в пределах дренируемой площади; $w_d = Q_c/F_c$ — модуль дренажного водоотбора на площади F_c , относящийся к дренажной скважине с дебитом Q_c . Значения w_n здесь берутся из регионального моделирования, а боковой приток включается в величину w_n для скважин, располагаемых на краях дренируемой территории.

Величины модулей w^+ , w^- , w_n и параметра μ меняются во времени в связи с условиями дренирования, что создает сложную расчетную ситуацию. Это обстоятельство дает основание (по крайней мере на первом этапе расчетов) воспользоваться зависимостями, упрощенно учитывающими осложнения в структуре потока при работе площадного дренажа, исходя из схемы систематического дренажа, располагаемого по относительно равномерной сетке. Считая площадку, относящуюся к скважине, близкой к квадратной, получают следующие соотношения между средним понижением напора S , понижением в скважине S_c и минимальным понижением между скважинами S^0 [20]:

$$S_c = S + \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{0,27\sqrt{F_c}}{r_c} \quad (a), \quad S^0 = S - 0,055 \frac{Q_c}{T} \quad (b). \quad (5.36)$$

При расчетах многолетнего режима дренирования как предельный случай рассматривается стационарный поток с заданием по площади постоянного модуля питания $w = w^+ + w_n - w^-$ и при $w_d =$

$=w$. При этом из соотношений (5.36) получается связь между величинами S_c и S^0 :

$$S_c = S^0 + \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{0,38 \sqrt{F_c}}{r_c}, \quad (5.37)$$

по которой при $Q_c = w_d F_c$ и заданной, исходя из среднегодовой нормы осушения, величине S^0 проверяется допустимость или приемлемость понижения напора в скважине.

Для площадного дренажа в зоне разгрузки многопластового потока при равномерном по площади водоотборе в верхнем пласте модуль напорного питания w_h можно приравнять интенсивность испарения в естественных условиях w^-_e . Принимая определенную зависимость w^-_e от глубины залегания грунтовых вод, связем изменение интенсивности испарения $\Delta w^- = w^-_e - w^-$ с понижением уровня грунтовых вод S . Используя, например, зависимость вида (4.1), приедем, таким образом, к выражению

$$\Delta w^- = w_h (1 - e^{-aS}), \quad (5.38)$$

подставляя которое в уравнение (5.35) получим

$$\mu \frac{dS}{dt} = w_d + w^+ - w_h (1 - e^{-aS}). \quad (5.39)$$

Наиболее простое решение этого уравнения найдем, принимая постоянными модуль ирригационного питания w^+ и гравитационную емкость μ , при постоянном модуле водоотбора $w_d = Q_c/F_c$. В этом случае интегрирование уравнения (5.39) дает соотношение

$$S - \frac{1}{a} \ln \left(1 + \frac{w_h}{w_d + w^+ - w_h} e^{-aS} \right) = \frac{w_d + w^+ - w_h}{\mu} t, \quad (5.40)$$

пользуясь которым находят среднее по площади понижение напора S на разное время.

Решение уравнения (5.39) при переменных во времени значениях w_d и w^+ нетрудно получить сложением решений, аппроксимируя изменения этих величин ступенчатыми графиками.

После определения среднего по площади понижения напора S из выражения (5.36а) находят понижение напора в скважине.

Заметим, что при расположении скважин вдоль линий коммуникаций они имеют меньший шаг (σ_0) по этим линиям по сравнению с расстоянием между линиями (L). При сравнительно малом различии расстояний σ_0 и L (практически при $L < 2\sigma_0$) можно использовать расчетные зависимости для площадного дренажа при относящемся к одной скважине участке потока площадью $F_c = \sigma_0 L$. При большем же различии σ_0 и L расчеты дренажных систем можно проводить, рассматривая схему линейных рядов скважин с шагом σ_0 на расстоянии L друг от друга, используя расчетные зависимости для линейного систематического дренажа при $L_d = L_{kc}$.

При работе дренажа в многопластовом потоке необходим внимательный учет различия напоров в дренируемом пласте H и на свободной поверхности H_0 , обусловливаемого перетоком через располагаемые между ними разделяющие слои. При интенсивности этого перетока $w_d - w_n$ разница между напорами будет

$$H_0 - H = (w_d - w_n) / \chi_p, \quad (5.41)$$

где $\chi_p = k_p / m_p$ — коэффициент перетока разделяющих слоев.

В естественных условиях различие напоров H^0 и H^0_0 , обусловливаемое разгрузкой напорного питания с интенсивностью w^0_n , будет

$$H^0 - H^0_0 = w^0_n / \chi_p. \quad (5.41a)$$

Считая $w_n = w^0_n$, сложением выражений (5.41) и (5.41a) получим для связи между понижениями напора в дренируемом пласте $S = H^0 - H_0$ и уровнем свободной поверхности $S_0 = H^0_0 - H_0$ соотношение

$$S = S_0 + w_d / \chi_p. \quad (5.42)$$

Более полная оценка условий дренирования с учетом изменений модуля напорного питания, бокового притока и неравномерности мелиоративной обстановки дается региональным геофильтрационным моделированием [20, 22].

При образовании верхового водоносного горизонта в покровном пласте, экранированном глинистым слоем (рис. 52), когда уровни воды в покровном пласте, заметно превышают напоры в подстилающем водоносном пласте, может быть целесообразным устройство сбросного систематического дренажа, представляющего со-

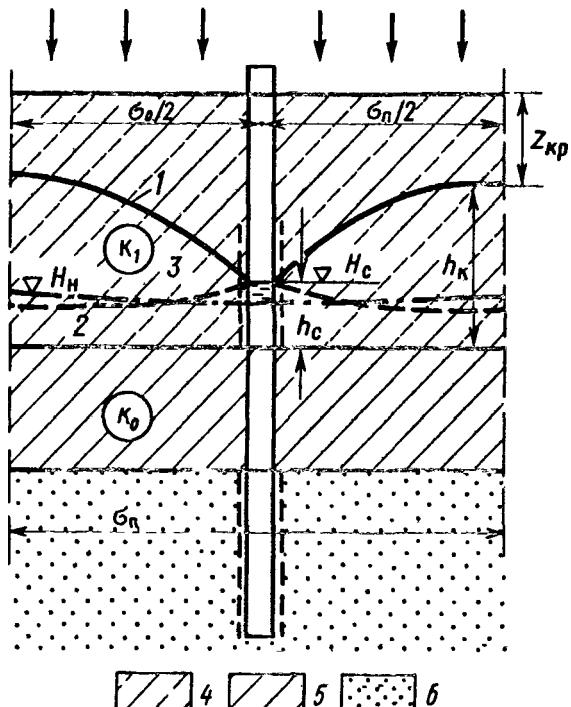


Рис. 52. Сбросной систематический вертикальный дренаж — профильное сечение потока (1 — уровень свободной поверхности, 2 и 3 — действительные и осредненные напоры в водоносном пласте, 4 — дренируемые покровные отложения, 5 — водоупорный слой, 6 — водоносный пласт)

бой систему скважин, равномерно располагаемых по площади с шагом σ_p и сбрасывающих воду из верхового горизонта в подстилающий.

Приведем обоснование расчетных зависимостей для такого сбросного систематического дренажа при стационарном режиме фильтрации, формирующемся при заданном инфильтрационном питании интенсивностью w ; при этом экранирующий слой принимается водоупорным ($k_0=0$), что дает наихудшие условия работы дренажа. Используя приведенные выше зависимости для расчетов площадного дренажа, запишем для участка потока размежеванием $\sigma_n \times \sigma_n$, относящегося к каждой сбросной скважине, соотношения между напорами в скважине и на дренируемом участке. В нижнем пласте с проводимостью T связь между средним напором H и напором H_c в скважине запишем исходя из уравнения (5.36а):

$$H = H_c - \frac{Q_c}{2\pi T} \ln \frac{0,27\sigma_n}{r_c}, \quad Q_c = w\sigma_n^2. \quad (5.43)$$

В верхнем пласте, учитывая изменение проводимости с глубиной потока по схеме Дюлюи, преобразованием системы выражений (5.36) получим связь между наибольшей глубиной потока h_0 между скважинами и глубиной потока в скважине h_c (при $F_c = \sigma_n^2$):

$$h_c^2 = h_0^2 - \frac{Q_c}{\pi k} \ln \frac{0,38\sigma_n}{r_c}, \quad (5.44)$$

причем величина r_c представляет собой расчетный радиус скважины, определяемый с учетом ее гидродинамического несовершенства (см. выше).

Если учитывать фильтрацию через экранирующий слой, то в формуле (5.44) величину w следует уменьшить на скорость вертикального перетока $v_n = \chi_0 (h_0 - H)$, где $\chi_0 = k_0/m_0$ — коэффициент перетока; H — средний напор в нижнем пласте, отсчитываемый от кровли разделяющего слоя (так же, как глубины потока h).

При таких расчетах исходной является глубина потока h_0 , задаваемая по норме осушения z_{kp} . Далее по формуле (5.44) находят значения h_c при различном шаге скважин σ_n . Вместе с тем расчетами потока в нижнем пласте находят значения напора H_c на дренируемой территории (при этом на площади расположения сбросного дренажа задается инфильтрационное питание интенсивностью w), которые согласно (5.43) связываются с напорами в скважинах H_c , причем уровни воды в скважинах в верхнем и нижнем пластах равны, если $h_c \geq 0$ и $h_c = 0$, если уровень H_c оказывается ниже подошвы нижнего пласта.

3.4. Особенности геофильтрационного моделирования вертикального дренажа

Особенности геофильтрационного моделирования вертикального дренажа связаны прежде всего с заданием ирригационного питания с учетом его изменения при понижении уровней грунтовых вод. Для такого учета по кривой зависимости интенсивности ре-

зультирующего ирригационного питания W от глубины залегания уровня грунтовых вод $z_{\text{гв}}$ (см. 3.1) по всей территории строится зависимость изменения величины Δw от понижения напора S , которая непосредственно используется в балансовом уравнении.

Особенностью вертикального дренажа является периодичность его работы, поскольку он обычно включается только в вегетационный период. Для учета этого обстоятельства многолетние расчеты дренажа целесообразно проводить при постоянном среднегодовом дебите водоотбора, учитывая внутригодовую изменчивость дебита дополнительным расчетом в пределах двух-трехлетнего цикла [17].

При геофильтрационном моделировании вертикального дренажа существенной является гидродинамическая (геофильтрационная) стратификация потока подземных вод, предусматривающая выделение в нем водоносных и разделяющих пластов. Моделирование вертикального дренажа в многопластовых системах с учетом реального расположения дренажных скважин требует специальных методов расчетов с применением ЭВМ [6, 8, 14].

Если изменения питания можно считать не зависящими или линейно зависящими от понижения напора, то при геофильтрационном моделировании систем скважин может быть использован принцип суперпозиции, позволяющий получать суммарный дренирующий эффект от работы системы скважин сложением действия каждой скважины в отдельности. При этом понижение напора S при водоотборе из скважины дебитом Q_c в пласте проводимостью T представляется выражением (5.25), а на модели определяется только единичная функция в каждой расчетной точке от действия каждой скважины (или группы скважин), после чего суммарное понижение напора от действия системы n скважин (или групп скважин) получается расчетом по выражению (5.26). Рекомендации по методике определения единичных функций с использованием моделирования приведены, например, в работах [7, 17].

Принцип суперпозиции применим при условии, когда при понижении уровня проводимость пласта мечется сравнительно мало (в пределах точности ее определения, не превышающей обычно 10—20%). Если это условие не соблюдается, то следует ввести корректиры в ход расчетов, используя расчетные схемы, учитывающие изменение проводимости в зависимости от положения уровня воды. При мелиоративных расчетах такая ситуация обычно возникает только в самих скважинах и в непосредственной близости от них. В таких случаях общий ход расчета можно оставлять без изменений, т. е. вести его, считая проводимость постоянной (точнее говоря, не зависящей от напора), а затем переходить от рассчитанных таким путем понижений в скважинах S_c к действительным глубинам потока h_c , учитывая реальную зависимость проводимости потока от его глубины, как это показано выше для площадного дренажа.

Расчет по единичным функциям эффективен для обоснования рационального расположения скважин, поскольку дает возмож-

ность легко рассмотреть различные варианты размещения и дебита скважин для выбора оптимального технико-экономического решения [5].

§ 4. КАРТИРОВАНИЕ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННОГО СТРОЕНИЯ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ДРЕНАЖА

Геофильтрационную схематизацию удобнее всего отражать на специальных геофильтрационных картах, которые прежде всего должны представлять основные закономерности геофильтрационного строения орошаемого массива применительно к обоснованию конкретных инженерных решений. При построении таких карт следует принимать во внимание прямые и обратные связи проводимого исследования, исходя из геолого-гидрогеологических представлений и стремясь вместе с тем возможно полнее учитывать прогнозируемые мелиоративные условия.

Основным гидрогеологическим фактором, определяющим выбор типа дренажа и эффективность его действия, является наличие в разрезе хорошо проницаемых водоносных пластов. В связи с этим при картировании геофильтрационного строения должны быть прежде всего установлены участки орошаемого массива, однотипные по развитию водоносных пластов, так что наиболее крупной таксонометрической единицей рассматриваемого районирования может быть выбрана система водоносных пластов. В соответствии с приведенными выше представлениями (см. § 1) при геофильтрационном картировании выделяются однопластовая, двухпластовая, многопластовая и беспластовая системы. На основе такого выделения можно уже в первом приближении судить о целесообразности применения различных типов дренажа. Например, при наличии четко выраженных водоносных пластов при проектировании должны рассматриваться варианты систематического вертикального дренажа, причем при двух или более водоносных пластах целесообразно сопоставить несколько вариантов размещения в разрезе фильтров скважин вертикального дренажа. На участках беспластовой системы обычно может быть эффективен только горизонтальный дренаж, а водоупорная система определяет условия, когда применение искусственного дренажа не представляется возможным.

В составе геофильтрационной системы устанавливаются типовые схемы строения водоносного комплекса, отражающие различия в особенностях напластования и значениях геофильтрационных параметров. В экспликации в такой карте указываются только основные значения параметров по каждой типовой схеме, а более подробные сведения, включающие весь комплекс данных, необходимых для проектирования, могут быть представлены в специальной таблице.

Рассмотрим в качестве примера один из конусов выноса предгорного шлейфа Туркестанского хребта (Джизакская степь) [14]. Здесь отмечается характерная для флювиальных отложений пред-

горных районов дифференциация обломочного материала в направлении от горных сооружений к базису эрозии. В верхней части конуса выноса развиты мощные толщи галечников, по направлению сноса галечниковая толща постепенно расслаивается глинистыми породами, которые на периферии предгорного шлейфа уже преобладают в разрезе. Основные черты строения рассматривае-

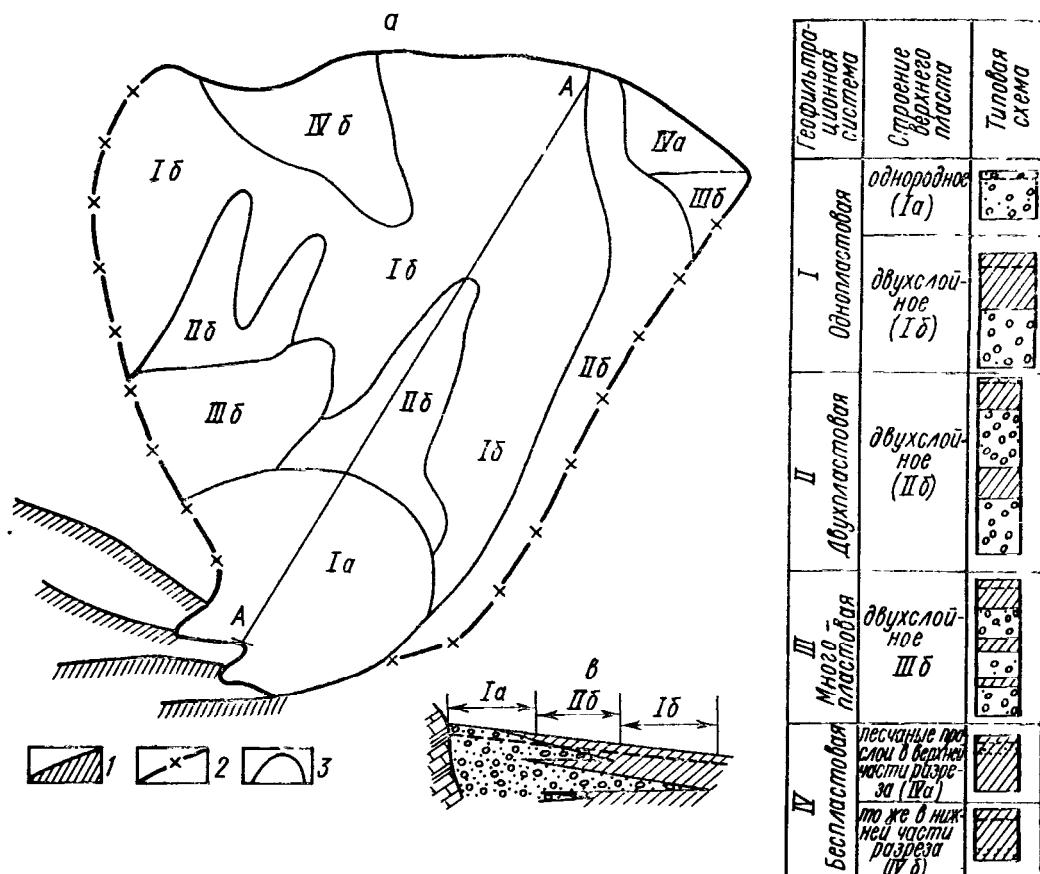


Рис. 53. Пример геофилтратационного картирования территории конуса выноса (по А. М. Сойферу [14]):
 а — карта; б — экспликация; в — разрез по линии AA (1 — отроги хребта, 2 — граница конуса выноса, 3 — границы распространения геофилтратационных систем)

мого конуса выноса показаны на геоморфолого-литологической карте (рис. 53). Здесь развиты условия сравнительно однородного пласта значительной проводимости, различные системы напластования водоносных горизонтов и слабопроницаемых слоев, а также мощные толщи слабопроницаемых отложений. Картирование систем водоносных пластов дает возможность определить направленность проектирования мелиоративного дренажа, имея в виду, что для условий системы Ia целесообразно прежде всего рассмотреть вариант заградительного вертикального дренажа; для условий Ib, IIb, IIIb предпочтительным можно считать вариант сис-

тематического вертикального дренажа; для схемы IVa может рассматриваться применение горизонтального и комбинированного дренажа, а для схемы IVb — преимущественно горизонтального дренажа.

В реальных условиях нередко встречаются специфичные случаи строения водоносного комплекса, для которых формальный подход к геофильтрационной схематизации может привести в последующем к существенным просчетам при оценке параметров дренажа. Это положение относится прежде всего к гидродинамической роли прослоев хорошо проницаемых пород небольшой мощности при определении фильтрационной системы. Необходимость дифференцированного рассмотрения таких прослоев в расчетной схеме для наиболее простых условий фильтрационного строения может быть обоснована путем разведочных расчетов.

После выделения системы водоносных пластов на карте геофильтрационного строения должны быть отражены фильтрационные свойства покровных отложений, оказывающие значительное влияние на условия эффективного применения горизонтального дренажа.

При обосновании принципов картирования покровных отложений прежде всего следует проанализировать влияние мощности и проницаемости покровных отложений на эффективность горизонтального дренажа. Это влияние сказывается главным образом в гидродинамическом несовершенстве горизонтального дренажа, которое характеризуется величиной эквивалентной длины $L_{\text{нд}}$, определяемой по формуле (2) табл. 5.1. Численный анализ показывает (см., например, расчеты в § 2 гл. 2), что величина $L_{\text{нд}}$, а вместе с ней и расстояние между дренами существенно зависят от проницаемости покровных отложений и сравнительно слабо от их мощности. Поэтому главным параметром покровных отложений, который должен находить свое отражение при картировании, является проницаемость слоя под уровнем заложения горизонтального дренажа. Расчеты показывают, что с точки зрения эффективности дренажа целесообразно выделить три типа проницаемости покровных отложений, характеризующихся табл. 5.4.

Таблица 5.4
Разделение покровных отложений по условиям применения горизонтального дренажа

Коэффициент фильтрации, $k_{\text{п}}$, м/сут	$<0,1$	$0,1-0,5$	$>0,5$
Характерные литологические типы пород	суглинки тяжелые и глины	суглинки легкие и средние	супеси и пески
Условия применения горизонтального дренажа	неблагоприятные	промежуточные	благоприятные

Неблагоприятные условия практически исключают эффективную работу горизонтального дренажа, в промежуточных условиях требуется расчетные обоснования различных форм дренажа, а в благоприятных условиях горизонтальный дренаж обычно оказывается предпочтительным. Для выявления таких условий можно рекомендовать прежде всего составлять карту дренажного среза на глубине 3—4 м от поверхности земли, соответствующей уровню заложения глубоких горизонтальных дрен, с выделением зон распространения типов пород с различными условиями применения горизонтального дренажа. Кроме того, выделяются условия, когда покровный слой отсутствует или дрена полностью его прорезает. На этой карте следует также дать представление о строении покровных отложений ниже и выше плоскости дренажного среза, особо выделяя слои более проницаемых пород над уровнем дренажного среза и слои менее проницаемых пород ниже этого уровня, имея в виду, что такие слои соответственно улучшают и ухудшают условия применения горизонтального дренажа. Исходя из этих соображений рекомендуется выделение на таких картах типов строения покровных отложений, представленных на рис. 54.

При этом для расчетов горизонтального дренажа в схемах А-1, В-1 и В-2 покровный пласт принимается однородным, а в схемах А-2, Б-1 и Б-2 покровный пласт принимается двухслойным — с нижним экранирующим слоем.

Слабопроницаемые слои могут состоять из прослоев мощностью m_i с различным коэффициентом фильтрации k_i i -го прослоя. Расчетное значение коэффициента фильтрации такого слоя k следует определять, исходя из преимущественно вертикальной фильтрации в покровном пласте, из соотношения

$$\frac{m}{k} = \sum \frac{m_i}{k_i}. \quad (5.45)$$

Заметим, что в данном случае нельзя определять величину k как средневзвешенное значение по мощностям прослоев — это приводит к существенному завышению расчетной проницаемости покровного пласта.

Особым вопросом является учет изменчивости геофильтрационных параметров по площади в пределах одинаковых схем геофильтрационного строения, который принципиально должен проводиться с позиций оценки обеспеченности результатов прогнозных расчетов. Пути решения такой задачи требуют специальной разработки.

Для оценки условий просачивания инфильтрационных вод важно иметь представление о развитии в покровных отложениях слоев весьма низкой проницаемости (0,01—0,001 м/сут), поскольку наличие таких горизонтов в почвенном слое осложняет орошение этих земель, а присутствие их в нижней части разреза покровных отложений затрудняет применение вертикального дренажа. В связи с этим представляется целесообразным составлять

отдельную карту распространения таких слоев с указанием глубины их залегания. На рис. 55 в качестве примера представлена карта строения покровных отложений по участку Каршинской сте-

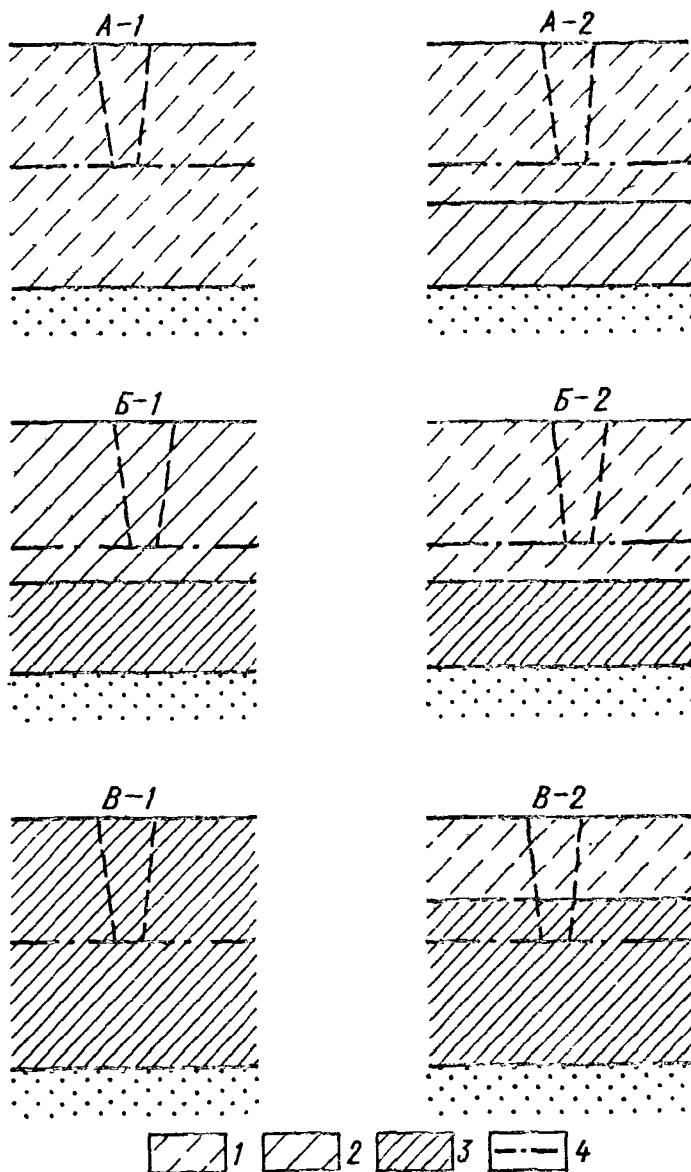


Рис. 54. Типовые схемы строения покровных отложений по условиям применения горизонтального дренажа:
А — благоприятные, **Б** — промежуточные, **В** — неблагоприятные (1 — супесь, 2 — легкие и средние суглинки, 3 — тяжелые суглинки и глины, 4 — уровень дренажного среза)

ни (дельтовая равнина), для которого характерны разнообразные случаи состава покровных отложений [14].

На основании карт геофильтрационного строения водоносных пластов и покровных отложений может быть составлена обзорная карта условий применения дренажа, на которой оконтуриваются

территории бездренажного освоения, зона влияния заградительного дренажа и зоны применения различных типов систематического дренажа. Устанавливаемые по результатам такого картирования участки с различными рекомендуемыми типами дренажа могут занимать сравнительно небольшие площади. Во многих случаях существенные различия в условиях применения дренажа определяются плановой неоднородностью строения покровных отложений, которая проявляется значительно резче, чем изменения проводи-

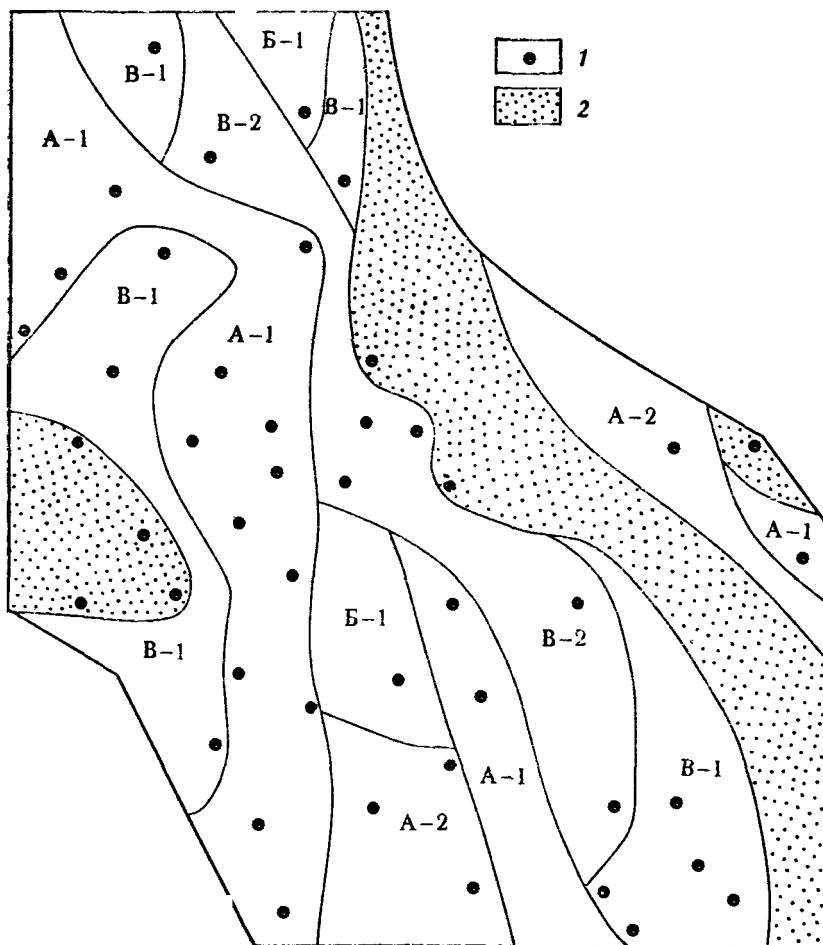


Рис. 55. Пример картирования покровных отложений по условиям применения горизонтального дренажа в Каршинской степи (по А. М. Сойферу):
 1 — разведочные скважины, 2 — область, где отсутствуют покровные отложения и песчаный пласт залегает на поверхности земли

мости подстилающего водоносного пласта. Например, для представленных условий участка Каршинской степи расчетные расстояния между горизонтальными дренами меняются от 20 до 800 м в зависимости от фильтрационного сопротивления покровных отложений, нередко существенно отличаясь на сравнительно небольших расстояниях, не превышающих протяженность одной дрены.

Для наилучшей организации территории нецелесообразно предусматривать различную густоту дренажа на участках небольшой площади. Поэтому при проектировании необходимо найти такой вариант дренажной системы, который удовлетворял бы особенностям фильтрационного строения массива и вместе с тем был бы достаточно однотипным в пределах одного мелиоративного хозяйства, т. е. удобным для последующей эксплуатации. Например, в условиях, характеризующихся значительным распространением площадей с легкими покровными отложениями, одним из вариантов такого решения задачи может быть применение горизонтального дренажа с дополнительным введением скважин-усилителей (комбинированного дренажа) на участках с покровными отложениями низкой и средней проницаемости. Такая система эффективна и достаточно мобильна с точки зрения корректирования решений по дренажу в процессе рабочего проектирования и строительства.

Следует отметить, что эффективность горизонтального дренажа в рассматриваемых условиях практически не зависит от строения покровных отложений в средней части междрений, так как при k_p , значительно большем интенсивности инфильтрации w , при орошении потери напора на вертикальное просачивание инфильтрующейся воды оказываются несущественными. Поэтому учет особенностей строения покровных отложений будет важен только по линиям дренажа. Это обстоятельство необходимо учитывать при постановке дополнительных изысканий на стадии рабочего проектирования, когда уточнение параметров покровных отложений следует связывать с размещением дренажной сети в плане.

ГЛАВА 6

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Изучение гидрогохимических условий на мелиорируемых (главным образом орошаемых) территориях проводится применительно к двум основным прикладным направлениям: 1) прогноз рассоления и предупреждения вторичного засоления земель для обоснования режима промывок и поливов; 2) изучение изменений качественного состава подземных вод для решения задач охраны окружающей среды. Рассматривая только гидрогоеологическую направленность таких исследований, ограничимся изучением подземных вод и зоны аэрации, затрагивая специфические процессы, происходящие в почвах и являющиеся объектом мелиоративного почвоведения, лишь в той мере, которая необходима для установления связей в решении гидрогоеологических и агромелиоративных проблем.

§ 1. ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ЗЕМЛЯХ

Изменение естественных водного и солевого режимов земель в результате мелиорации (орошение или осушение) приводит к нарушению гидрохимического равновесия почвенных растворов и увеличению влаго- и солеобмена между почвенными и грунтовыми водами. Роль этих процессов в формировании мелиоративных условий различна: с одной стороны, они способствуют повышению плодородия почв, с другой — могут привести (в зависимости от направленности и интенсивности) к ухудшению основных свойств почв в результате вторичного засоления, осолонцевания или увеличения кислотности.

К токсичным ионам, способным образовывать токсичные соли, относятся ионы хлора, натрия и магния, а сульфат- и гидрокарбонат-ионы токсичны при образовании натриевых и магниевых солей [4, 12].

Поскольку различные ионы обладают различной степенью токсичности, то целесообразно представлять их содержание в сопоставимом по токсичности виде. Для этого рекомендуется приводить их к расчетному содержанию ионов хлора, принимая, что 1 мг·экв Cl^- приравнивается к действию 6 мг·экв SO_4^{2-} , 3 мг·экв HCO_3^- и 0,1 мг·экв CO_3^{2-} [4, 11, 12]. Тогда токсичность солей

может оцениваться по расчетному содержанию иона $\text{Cl}^-_{\text{расч}}$, определяемому, как

$$\text{Cl}^-_{\text{расч}} = \text{Cl}^- + \frac{1}{6} \text{SO}_4^{2-} + \frac{1}{3} \text{HCO}_3^- + 10\text{CO}_3^{2-}. \quad (6.1)$$

При этом степень засоления почв характеризуется следующими данными:

Степень засоления	незасоленные	слабозасоленные	среднезасоленные	сильнозасоленные
$\text{Cl}^-_{\text{расч}}$, мг·экв	0,3	0,3—1	1—3	3—7

Наиболее сложны для мелиорации щелочные почвы содового засоления, поскольку сода уже в небольших концентрациях отрицательно влияет на растения и, вызывая диспергацию глинистых частиц, понижает проницаемость почв и грунтов. Признаки опасного содержания соды — содержание HCO_3^- более 0,08% и CO_3^{2-} более 0,001%. Слабое угнетение растений начинается при содержании обменного натрия до 10—15%, угнетение растений происходит при 20—30% от ёмкости поглощения почвы. Существуют различные причины накопления соды в почвах [9, 12, 13], из которых при гидромелиорациях наиболее важной является формирование за счет обменных процессов между натрием поглощенного комплекса почвы и кальцием порового раствора, поступающего с оросительной водой.

На территориях аридной зоны при близком залегании грунтовых вод могут образовываться карбонатные и гипсовые почвенные горизонты, которые при относительно небольшом развитии не оказывают отрицательного влияния на сельскохозяйственные культуры и даже могут играть положительную роль, препятствуя осолонцеванию почвы. Однако имеются данные, показывающие, что при содержании извести более 20% возможно угнетение зерновых культур, а более 50—70% — бобовых [12].

В дельтах крупных рек, а также на приморских равнинах при наличии заболоченностей формируется сульфидное засоление путем образования сульфидов железа, получаемых соединением двухвалентного железа и сероводорода [12]. Образующаяся при окислении сульфидов серная кислота разрушает карбонаты и создает экстракислую реакцию почвы, которая при этом теряет плодородие.

Интенсивное сельскохозяйственное земледелие ныне немыслимо без широкого применения агрохимикатов — удобрений и пестицидов. Первые восполняют в почве дефицит минеральной пищи растений (главным образом азот, фосфор, калий), а вторые служат для борьбы с биотическими вредными воздействиями, явившимися причиной ежегодных потерь более 25% урожая зерновых, сахарной свеклы, овощей и хлопчатника [33]. Положительный целевой эффект применения агрохимикатов чреват, однако, и негативными последствиями, связанными прежде всего с загрязнен-

иением окружающей среды, в том числе подземных вод, служащих источником хозяйствственно-питьевого водоснабжения. Эти последствия чрезвычайно опасны для человека не только острыми токсикозами, но способностью остатков и метаболитов агрохимикатов накапливаться в организме (преимущественно в жировых тканях), обусловливая и общее ослабление его защитных реакций, и хронические алергогенные, канцерогенные, психогенные, гематогенные и другие заболевания [26].

Направленность и интенсивность процессов изменения почвенно-мелиоративной обстановки зависят от особенностей природно-хозяйственных условий и в первую очередь от типа и основных свойств почв, условий естественного соленакопления и применяемых методов мелиорации. Рассмотрим эти общие положения по основным природно-климатическим зонам страны.

Пустынная и полупустынная зоны. Значительное поступление солнечной энергии и недостаточное естественное увлажнение (отношение $\frac{R}{L \cdot O_c} \geq 2 - 2,5$, где R — радиационный баланс деятельной поверхности, ккал/см²/год; O_c — атмосферные осадки, см/год; L — скрытая теплота испарения, ккал/см³) определяют активное солепроявление, выражающееся в накоплении водно-растворимых солей в почвах, грунтах и грунтовых водах. В целом по зоне преобладает нейтральный химизм засоления от сульфатного до хлоридного типов в зависимости от уровня залегания и минерализации грунтовых вод.

Характерная особенность зоны — широкое развитие процессов накопления в почвах гипса и карбонатов. Остаточное засоление в условиях глубокого залегания грунтовых вод сохраняется долго.

Особенности гидротермического режима и почвообразования обусловливают невысокое в целом содержание органики в почвах и низкую емкость поглощения — почвенно-поглощающий комплекс (ППК).

Анализ процессов переноса солей и динамики состава ППК в почвах при орошении показывает, что направленность и интенсивность процессов изменения почвенно-мелиоративных условий определяются главным образом исходным содержанием и составом солей в почвах, грунтах и грунтовых водах, условиями дренированности, интенсивности влагообмена между почвенными и грунтовыми водами и отчасти минерализацией оросительных вод. Ионообменная сорбция не оказывает существенного влияния на процессы переноса солей и формирование типа засоления почв.

Состав солей в почвах при наличии промывного режима изменяется в сторону относительного увеличения содержания сульфатов и карбонатов кальция в результате интенсивного вымывания ионов хлора, натрия и магния. Изменение состава ППК происходит за счет уменьшения содержания ионов натрия и соответствующего увеличения содержания кальция, количество магния в ППК меняется незначительно. В гидроморфных условиях при недоста-

точной дренированности и интенсивности промывного режима, а также при орошении водами повышенной минерализации возможно вторичное засоление почв с образованием хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного типов засоления.

Очень важная особенность солевого режима почв пустынной и полупустынной зон — практическое отсутствие явлений осолонцевания, что связано с невысокой емкостью поглощения ($\text{ППК} \leq 5-15 \text{ мг}\cdot\text{экв}/100 \text{ г}$) и значительным содержанием ионов кальция в оросительных водах и почвах. По данным В.-А. Ковды [13], концентрация кальция в почвенных растворах сероземных почв при орошении меняется слабо и составляет 30—45 мг·экв/л.

Особенности водно-физических и физико-химических свойств почв сероземной зоны, а также высокая интенсивность процессов почвообразования при орошении (увеличение затрат на биологические процессы происходит более чем в 10 раз) допускают широкие пределы регулирования водного и солевого режимов почв без ущерба для их плодородия.

Сухостепная зона. Больше по сравнению с пустынной зоной естественное увлажнение $\left(\frac{R}{L_{\text{Oc}}} \geq 1-2 \right)$, наличие периодического промачивания почв и значительная неравномерность его по отдельным периодам и годам определяют ряд существенных особенностей почвенно-мелиоративных условий. Активное накопление солей приурочено к территориям с близким залеганием минерализованных грунтовых вод. В автоморфных условиях почвы, как правило, не засолены, карбонаты и сульфаты кальция вымыты на глубину 0,5—0,7 м. Вместе с тем периодическое промачивание и промерзание почв приводят к сезонному накоплению в почвах хлоридов и сульфатов натрия.

Характерная особенность почвенно-мелиоративных условий — комплексность почвенного покрова и широкое распространение солонцов, в образовании которых существенную роль играют микрорельеф и связанная с ним неравномерность водного режима почв по площади.

Особенности гидротермического режима и свойств почв определяют сравнительно высокое содержание органики и высокую емкость поглощения ($\text{ППК} = 20-25 \text{ мг}\cdot\text{экв}/100 \text{ г}$), что говорит о высокой неравновесности почв. Из этого следует, что одной из основных особенностей почв сухостепной зоны является способность изменять свои физико-химические и водно-физические свойства при нарушении естественного водного и солевого режимов. В связи с этим направленность и интенсивность процессов изменения почвенно-мелиоративных условий определяются в автоморфных условиях в основном концентрацией, химическим составом почвенных растворов и оросительных вод; при близком залегании грунтовых вод наряду с указанными факторами большую роль играют минерализация и химизм грунтовых вод.

Ионообменная сорбция существенно влияет на процессы переноса солей и формирование типов засоления и основных свойств

почв. Увеличение концентрации почвенных растворов сопровождается сорбцией ионов натрия, развитием процессов осолонцевания и ухудшения плодородия почв. Увеличение промывного режима орошения ($g > 0,15 E_0$, где E_0 — суммарное испарение) и резкое олеснение почвенных растворов могут привести к смещению карбонатных равновесий и образованию соды.

Указанные особенности рассматриваемого региона определяют узкие пределы регулирования водного и солевого режимов зональных почв при орошении.

Степная зона. Почвам степной зоны свойствен естественный промывной режим $\left(\frac{R}{L_{Oc}} \leq 0,9 - 1 \right)$, в связи с чем их характерной особенностью является отсутствие засоления и осолонцевания почв (за исключением отдельных территорий с близким залеганием минерализованных грунтовых вод). Карбонаты и сульфаты кальция вымыты на глубину до 1,5 м; накопление водно-растворимых солей, среди которых содержится значительное количество сульфатов и карбонатов натрия, наблюдается с глубины 2—5 м. Основные свойства и плодородие черноземных почв определяются высоким содержанием органики и значительной емкостью поглощения ($\text{ППК} = 25 - 40 \text{ мг}\cdot\text{экв}/100 \text{ г}$). Рассматриваемые почвы характеризуются высокой неравномерностью и необратимостью изменений водно-физических и физико-химических свойств при резких нарушениях естественного водного и солевого режимов. Проявление вторичного засоления чрезвычайно разнообразно, направленность и интенсивность изменения почвенно-мелiorативных условий зависят главным образом от степени изменения естественного водного режима, способов его регулирования, а также от минерализации и химизма оросительных и грунтовых вод.

Основную роль в формировании солевого режима и свойств почв играют процессы ионообменной сорбции, в связи с чем реальную опасность представляет не накопление водно-растворимых солей в почвах, а осолонцевание. При увеличении концентрации почвенных растворов неизбежно будет происходить сорбция ионов натрия, при интенсивном увлажнении почв и создании промывного режима ($g > 0,1 E_0$) в результате смещения карбонатных и ионообменных равновесий может появиться сода.

В степной зоне при незарегулированном режиме грунтовых вод на орошаемых землях возможно вторичное засоление почв. Оно происходит при бездренажном орошении земель, если грунтовые воды залегают на глубине менее 1,5—2 м в течение примерно 10—15 лет (А. В. Новикова, Д. М. Кац).

В степной зоне сравнительно широко развиты и процессы осолонцевания почв, а также содового засоления. Эти неблагоприятные процессы ускоряются при использовании оросительной воды с повышенной минерализацией или неблагоприятным ионным составом. Поэтому и в степной зоне для составления проектов орошения земель с низкой естественной дренированностью не-

обходимы детальные гидрогеологические изыскания, прогнозы режима уровня и химического состава грунтовых вод, основанные на знаниях закономерностей влаго- и солевого переноса в ненасыщенных и насыщенных грунтах [2, 9, 12].

Указанные особенности почв степной зоны определяют очень узкие пределы регулирования водного и солевого режимов, что существенно усложняет технику орошения.

Нечерноземная зона. Характерная особенность почв нечерноземной зоны — достаточно интенсивный промывной режим $\left(\frac{R}{L_{Oc}} \leq 0,4-0,8 \right)$, в связи с чем в почвах преобладает «кислое» выщелачивание подвижных элементов. В этих условиях растворимость различных соединений кальция и магния не оказывает существенного влияния на интенсивность их миграции. В целом почвы нечерноземной зоны характеризуются дефицитом ионов кальция, кислой реакцией среды и ненасыщенностью основаниями.

Увеличение интенсивности промывного режима в результате осушения или орошения будет сопровождаться снижением рН и увеличением степени ненасыщенности основаниями. Для верховых болот, которые питаются в основном атмосферными осадками, характерны обычно мягкие грунтовые воды с кислой реакцией, бедные химическими основаниями. Для лесных (переходного типа) болот характерны грунтовые воды, насыщенные щелочноземельными металлами (кальций, магний). Низинные болота, периодически покрываемые паводками, отличаются большим разнообразием химического состава грунтовых вод [17].

Химический состав грунтовых вод переувлажненных земель оказывает большое влияние на плодородие почв и на условия работы закрытого дренажа. По данным Ф. Р. Зайдельмана [12], в почвах, заболачиваемых ожелезненными или жесткими грунтовыми или грунтово-напорными водами, наблюдается аккумуляция слабоводорастворимых соединений, образованных солями и окислами двух-, трех- и четырехвалентных металлов (главным образом кальция, железа, магния). Поступающие с грунтовыми водами в зону аэрации легкорастворимые бикарбонатные соли железа, кальция, магния вследствие падения парциального давления углекислоты переходят в менее растворимые карбонаты. Карбонаты кальция выпадают в осадок; двухвалентное железо подвергается окислению и переходит в трехвалентную нерастворимую гидроокись.

В указанной работе отмечается, что в районах развития грунтовых вод указанного химического состава формируются почвы с горизонтами высокого содержания железа и извести, зерново-карбонатные на легких породах, торфяные с близким залеганием лугового мергеля, лугово-черноземные и пойменные карбонатные ортзандовые и различные сильноожелезненные почвы. При превышении пределов указанных солевых аккумуляций плодородие почв и урожайность сельскохозяйственных культур значительно

снижаются даже при благоприятном водном и питательном режимах почв. Требуется система специальных агромелиоративных мероприятий.

Осаждение железистых соединений в трубах горизонтального дренажа, наблюдаемое при содержании железа в грунтовых водах выше 5—7 мг/л, уменьшает пропускную способность дреи, снижает их дренирующий эффект. Для борьбы с заохриванием дрен прибегают к увеличению движения воды в трубчатых дренах и другим мероприятиям.

§ 2. ПРОЦЕССЫ МИГРАЦИИ СОЛЕЙ ПРИ ОРОШЕНИИ

При количественном описании солевого режима ввиду его многофакторности будем исходить из определенных теоретических моделей солепереноса, учитывающих физико-химическое взаимодействие воды и породы. Такие модели базируются на принципах точных наук, причем они должны, с одной стороны, максимально учитывать природные условия, а с другой — быть достаточно простыми для возможности их практического использования. Решение противоречивости этих представлений является важнейшей позицией теоретических исследований.

Теоретические модели солепереноса базируются на представлениях физико-химической гидродинамики и определенной схематизации структуры среды. Расчеты солепереноса только входят в практику гидрогеологомелиоративных исследований, и их методику еще нельзя считать сформированной. Для их обоснования безусловно актуален поиск путей дальнейшего совершенствования теоретических моделей солепереноса, более полно учитывающих физико-химические особенности процессов засоления и рассоления земель, строение пород и почв, воздействие растений. Поэтому при обсуждении методики расчетов солепереноса будем не только приводить ясные положения, но и обращать внимание на опорные и перспективные вопросы, требующие творческого рассмотрения при исследованиях и изысканиях.

2.1. Солеобмен между водой и породой

Важнейшей частью теоретической модели солепереноса служит обоснование характера процессов солеобмена между жидкой и твердой фазами (водой и веществом породы), которые могут проходить в форме растворения, выщелачивания и ионного обмена.

Растворение (или осаждение) солей в водных растворах рассматривается с позиций термодинамики. Растворимость солей обусловливается структурой электронных оболочек ионов, причем, как известно, она колеблется в больших пределах Растворимость характерных солей при температуре 18° составляет (в г/л): CaCl_2 — 731,9; MgCl_2 — 558,1; NaCl — 358,6; Na_2CO_3 — 193,9; Na_2SO_4 — 168,3; CaSO_4 — 2,01. Высокую растворимость CaCl_2 и Na_2CO_3 можно объяснить дополнительным эффектом проникаю-

щей способности ионов хлора и натрия, характеризующихся отрицательной гидратацией, в связи с чем нарушается структурированность воды с освобождением водородных связей. Известно, что ионизированная вода обладает большей растворяющей способностью, чем и объясняется лучшая промывка засоленных почв дождевыми и талыми водами.

Результаты наблюдений за солевым режимом пород показали [1], что в зимний период содержание водно-растворимых солей уменьшается, причем растворимость солей изменяется под влиянием внешних факторов, что связано с внутренней перестройкой атомов. Изменение давления и температуры сильнее сказывается на ионах Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} в то время как содержание ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} уменьшается слабо. Вероятно, на уменьшение растворимости влияет более высокая структурированность воды при понижении температуры, когда подвижность молекул воды снижается.

Приведенная выше характеристика особенностей почв основных природных зон показывает, что важнейшей частью теоретических моделей солепереноса являются:

— в зонах распространения сероземных почв — обоснование характера процессов переноса ионов хлора и натрия и процессов солеобмена ионов кальция между жидкой и твердой фазами почв, которые могут происходить в форме растворения и выщелачивания; процессы ионообменной сорбции целесообразно здесь учитывать в случае использования для орошения вод повышенной минерализации и необходимости оценки состава почвенного поглощающего комплекса;

— в сухостепной и степной зонах — обоснование характера переноса ионов хлора и совместного переноса катионов кальция, натрия и магния с учетом равновесной динамики ионообменной сорбции;

— в нечерноземной зоне — обоснование процессов совместного переноса катионов кальция, магния и водорода с учетом равновесной динамики ионообменной сорбции, миграции железа и органического вещества.

Оценивая природу ионообменной сорбции, необходимо отметить, что она связана с запасами свободной энергии мицеральной и органической частей почвы. В соответствии с установленными К. К. Гедройцем закономерностями способность поглощения почвами возрастает с увеличением валентности катионов и атомного веса: $\text{Na} < \text{NH}_4 < \text{K} < \text{Mg} < \text{Ca} < \text{Al} < \text{Fe}$. При понижении рН обменная способность катионов уменьшается, а анионов увеличивается. Соответственно максимальные поглотительные способности отмечаются в черноземных почвах и минимальные — в почвах пустынной зоны.

На орошаемых территориях при повышении концентрации почвенных растворов пород зоны аэрации под влиянием испарения поглощенный комплекс насыщается ионами натрия и магния, в

раствор вытесняются ионы кальция и калия. В периоды поливов и промывок при разбавлении поровых растворов пород зоны аэрации пресными водами происходит десорбция ионов натрия и магния вследствие вытеснения их обменного комплекса ионами кальция.

Количественное описание этих процессов может быть дано на основании теории ионного обмена, однако такая задача в значительной степени осложняется тем, что вода в почвах и породах представляет собой многокомпонентный раствор, поэтому в процессах сорбции участвует несколько ионов, обменные реакции которых будут зависеть от общей концентрации и состава раствора. В почвах необходимо рассматривать процессы сорбции трех наиболее часто встречающихся ионов — кальция, натрия и магния. Необходимость рассмотрения сорбции этих ионов обусловливается существенным влиянием их на водно-физические свойства почв. Кальций, являясь хорошим коагулянтом, способствует свертыванию коллоидов и образованию водопрочной структуры. Противоположное действие оказывают натрий и отчасти магний, увеличение содержания которых в ППК приводит к разрушению структуры и ухудшению водно-физических свойств почв. Для технологии регулирования водно-солевого режима орошаемых земель и оценки качества оросительных вод очень важно резкое возрастание интенсивности поглощения ионов натрия с увеличением емкости поглощения (ППК). Процессы сорбции калия заметно осложняются его поглощением химической решеткой минералов.

Обобщение результатов теоретических и экспериментальных исследований показывает [2], что в общем случае изотермы сорбции имеют нелинейный вид и описываются эмпирическими уравнениями Фрейндлиха и Ленгмюра. Вместе с тем для почвенных растворов изотермы сорбции обычно близки к линейным или могут быть приняты линейными в определенных диапазонах концентраций и ионной силы почвенных растворов.

Для учета катионного обмена раствора с почвами и породами в мелиоративных расчетах И. П. Айдаров [2] предлагает применять теоретическую модель, основанную на предложении о независимости процесса ионного обмена для каждой пары ионов от содержания других ионов. При этом соотношение между удельным содержанием одновалентного Na ($N_1 = N_{\text{Na}}$) и двухвалентных Ca и Mg ($N_2 = N_{\text{Ca}} + N_{\text{Mg}}$) в поглощенном состоянии в единичном объеме породы устанавливается в соответствии с законом действующих масс

$$\frac{N_1}{c_1} = K \sqrt{\frac{N_2}{c_2}}, \quad (6.2)$$

где $c_1 = c_{\text{Na}}$ и $c_2 = c_{\text{Ca}} + c_{\text{Mg}}$ — концентрация соответствующих ионов в растворе; K — константа изотермы, причем по опытным данным получается $K \approx 0,05$. Заметим, что разброс опытных точек относительно такой зависимости довольно значителен.

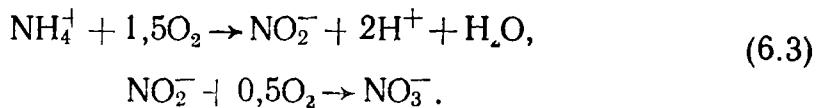
Поскольку ионный обмен проходит довольно быстро по сравнению с ходом процессов солепереноса, то кинетикой сорбции при этом можно пренебречь, считая, что в каждый момент времени между раствором и породой устанавливается физико-химическое равновесие.

Развитие таких моделей, представляющих водный раствор как многокомпонентную физико-химическую систему, находящуюся в термодинамическом равновесии, применительно к решению мелиоративных задач рассматривается, например, в работах [5, 9].

В гидротехническом режиме сельскохозяйственных земель значительную роль играют агрохимикаты, особенно соединения азота. Они вносятся в форме органических (азот) и минеральных (аммоний, нитраты) удобрений; кроме того, органический азот поступает из остатков сельскохозяйственных культур и усваивается микроорганизмами из воздуха.

Особенностью процессов миграции азотных соединений является ряд их гидрохимических превращений, проходящих при действии различных групп бактерий — аммонифицирующих, нитрифицирующих и денитрифицирующих [14].

Аммонифицирующие бактерии разлагают белки и превращают органический азот аминокислот в аммиак и органические кислоты. При этом аммиак преобразуется нитрифицирующими бактериями сначала в нитрит-ион, а затем в нитрат-ион по следующим реакциям, проходящим в аэробных условиях:



Нитрифицирующие бактерии осуществляют трансформацию соединений азота, переводя катион NH_4^+ в анион NO_3^- со снижением величины рН воды. Кроме того, аммонийный азот сильнее сорбируется и лучше усваивается растениями, чем азот нитратов, вследствие чего нитрат-ион накапливается сначала в почвенном слое, а затем транспортируется в подземные воды.

На некоторой глубине (чаще в межпластовых, реже в грунтовых водах) обычно формируется зона с восстановительными условиями (анаэробная обстановка), где развиваются денитрифицирующие бактерии. Эти бактерии осуществляют денитрификацию присутствующего в водах нитрат-иона восстановлением нитратов до нитритов и до свободного азота.

При оценке качества воды на сельскохозяйственных территориях особое значение приобретают сейчас ядохимикаты (пестициды, гербициды). Особенностью ядохимикатов является их распад (детоксикация), который в жидкой и твердой фазах описывается уравнением

$$c = c_0 e^{-\alpha t}, \quad (6.4)$$

где c и c_0 — концентрации в момент времени t и в начальный момент $t=0$; a — коэффициент скорости распада (детоксикации), который имеет следующие характерные значения [26]:

химикат	ДДТ, γ -ГХЦГ	севин	фосфорные пестициды
α , сут ⁻¹	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$

Для ряда хлорсодержащих и органофосфорных пестицидов в работе [36] приведены величины периодов полураспада 20—60 суток, что примерно соответствует значениям $\alpha=0,01—0,03$ сут⁻¹.

Ядохимикаты при миграции в некоторой мере подвержены сорбции вмещающей средой, которая, как правило, необратима, равновесна (кинетикой массообмена можно пренебречь), причем объемная сорбционная емкость N связывается с концентрацией вещества в растворе c изотермой Генри [26]:

$$N = K_d c, \quad (6.5)$$

где K_d — коэффициент распределения, характерные значения которого представлены в табл. 6.1,

Таблица 6.1
Значения K_d для пестицидов [26]

Породы	ДДТ	γ -ГХЦГ	Севин	Фосфорные
Супесчано-суглинистые	1—2	1	0,5—0,7	0,3
Пески	0,2	0,4	0,3	0,2
Гравийно-галечниковые	0,3	0,2	0,1	0,1

Значительно более широкий диапазон значений K_d (от практически нулевых значений для дисульфата и фората до 15—20 для парафиона и гептахлора) приведен в работе [36].

Для описания скорости растворения солей, находящихся в твердой фазе, Н. Н. Веригиным [8] предлагается уравнение вида

$$\frac{dV_t}{dt} = v N_t^k (c_n - c), \quad (6.6)$$

где N_t — содержание солей в твердой фазе в единице объема грунта; c_n — концентрация насыщения; v — коэффициент скорости растворения; k — параметр, зависящий от характера распределения солей в грунте ($k=0$ при пленочном засолении, $k=0,5$ при дисперсном засолении). Применительно к этому типу уравнения для растворения пленочно-распределенного гипса в песчано-глинистых грунтах А. Е. Орадовской были получены значения $v=10—100$ сут⁻¹.

Заметим, что в процессе ионного обмена могут происходить значительные изменения проницаемости пород, особенно характерные для почв степной зоны

2.2. Модели солепереноса в гетерогенной среде

Рассмотрим далее теоретические модели солепереноса, прежде всего применительно к хорошо растворимым солям, принимая представление об однокомпонентном составе солевого раствора, однозначно характеризующемся концентрацией с рассматриваемого солевого компонента или суммарного содержания (минерализации) солей. При этом предполагается возможность автономного рассмотрения процессов солеобмена для каждого рассматриваемого солевого компонента. Такое допущение закономерно в тех случаях, когда минерализация и токсичность воды обусловливаются легкорастворимыми солями (хлоридами). Будем пренебрегать взаимодействием легкорастворимых солей с твердой фазой (растворение, ионный обмен), уделяя особое внимание гетерогенности строения породы как важнейшему геологическому фактору солепереноса.

Непосредственно учитывается фактор гетерогенного строения в модели квазиоднородной гетерогенно-блоковой среды (среды с двойной емкостью), в которой порода принимается состоящей из равномерно распределенных слабопроницаемых блоков, прорезаемых проницаемыми каналами (прослоями, трещинами), причем в проницаемых каналах перенос осуществлялся только конвективным путем, а в слабопроницаемых блоках — только диффузионным путем. Существующие варианты этой модели различаются по характеру развития диффузионных процессов в блоках. Наиболее проста и употребительна схема «сосредоточенной емкости» блоков слоисто-столбчатого строения, в которой обмен между проницаемыми каналами и слабопроницаемыми блоками происходит только диффузионным путем, причем диффузионный поток в пределах блока осредняется.

Для решения мелиоративных задач солепереноса такого рода модель была впервые предложена В. Гарднером и Р. Бруксом, которые выделяли «мобильные» (двигающиеся вместе с водой) и «иммобильные» (отстающие от потока) соли. К такой же модели относится представление пористой среды в виде системы проходных и застойных («туниковых») пор [10, 15].

Анализ реального фильтрационного строения горных пород показывает, что нередко проницаемость блоков и каналов различается не столь резко, чтобы можно было пренебрегать конвективным переносом в блоках. Для учета этого фактора можно исходить из представления о мозаичной схеме строения породы, в которой учитывается, что в блоках идет фильтрация со средней скоростью $\tilde{k}^* v$, где \tilde{k}^* — относительная проницаемость блока, а v — средняя скорость фильтрации. При такой расчетной схеме концентрации солей в каналах c и в блоке c^* связываются уравнением [15, 30]

$$n \frac{\partial c^*}{\partial t} = \alpha (c - c^*). \quad (6.7)$$

Величина α представляет собой коэффициент внутреннего солеобмена, который с учетом диффузионных и конвективных составляющих внутриблокового обмена имеет вид

$$\alpha = \alpha_d + \lambda_k v, \quad (6.8)$$

где α_d — коэффициент диффузионного солеобмена; λ_k — параметр конвективного обмена. Вводя характерный размер блока l_* , имеем выражения

$$\alpha_d = S_d \frac{D_m}{l_*^2}, \quad \lambda_k = S_k \frac{\tilde{k}^*}{l_*}, \quad (6.8a)$$

где S_d и S_k — структурные параметры среды, причем для кубической формы блоков $S_d = 24$ и $S_k = 1$.

Обработка опытных данных по зависимостям гетерогенно-блоковой среды даёт параметр $\lambda_k = 0,5 - 2 \text{ м}^{-1}$, что соответствует размерам блоков порядка $l_* = 0,1 - 0,5 \text{ м}$ [30], которые согласуются с размерами зон неоднородности пород, фиксируемым по данным фильтрационных опробований.

Уравнение внутреннего солеобмена (6.7) должно решаться вместе с уравнением общего солевого баланса, которое для вертикального потока (по оси z) имеет вид [15]

$$n\kappa \frac{\partial c}{\partial t} + n(1-\kappa) \frac{\partial c^*}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial z} = 0, \quad (6.9)$$

где κ — относительное содержание проницаемых каналов в общем объеме породы.

В мелиоративных расчетах рассоления земель широко применяется «диффузионная» модель солепереноса, в которой распределение концентрации растворимых солей описывается уравнениями конвективно-диффузионного переноса. Для вертикального потока (по оси z) уравнение имеет вид [1, 2, 15]

$$n \frac{\partial c}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial z} = D^* \frac{\partial^2 c}{\partial z^2}, \quad (6.10)$$

где D^* представляет собой обобщенный параметр макродисперсии, учитывающий все формы рассеивания солей в почвах и породах. Капитальные разработки методики решения задач рассоления орошаемых земель на основе «диффузионной» модели солепереноса были проведены С. Ф. Аверьяновым [1], а затем эти разработки были развиты для широкого круга задач [2, 8, 19]. Анализ натурных материалов показал, что расчетные величины параметра D^* достигают порядка $10^{-2} \text{ м}^2/\text{сут}$, т. е. существенно выше значений коэффициента молекулярной и фильтрационной диффузии. Это обстоятельство явно свидетельствует о качественно различном характере процессов макро- и микродисперсии.

При использовании этой модели предполагается линейная зависимость D^* от скорости фильтрации v вида

$$D^* = \delta v, \quad (6.11)$$

причем по данным натурных наблюдений за солепереносом при промывках на ряде оросительных систем получены значения δ в пределах 0,13—0,49 м при наиболее характерном значении $\delta = 0,2$ м [2, 15]. Вместе с тем по данным лабораторных определений для супесей получено $\delta = 0,04$ м, а для песков $\delta = 6 \cdot 10^{-4}$ м, что подтверждает определяющую роль гетерогенности пород в процессах солепереноса.

Сопоставляя модели гетерогенно-блоковой среды и макродисперсии, отметим, что хотя при длительном протекании процессов солепереноса они примерно одинаково описывают характер этих процессов [15, 23], однако между ними есть и существенные различия. Так, если в модели гетерогенной среды дисперсия (рассеивание) солей происходит только по направлению потока и обратного действия (против потока) не имеет, то в модели макродисперсии предполагается одинаковый характер дисперсии по потоку и против потока. Соответственно в модели гетерогенной среды минерализация грунтовых вод не влияет на процесс рассоления зоны аэрации при поливах, а в модели макродисперсии такое влияние принципиально имеет место. Какая из этих моделей лучше отражает протекание процессов солепереноса в природных условиях — еще должны показать специальные исследования, базирующиеся на анализе представительного материала. Возможно, что такой анализ потребует и дальнейшего развития этих моделей, в частности путем их сочетания.

2.3. Расчетные зависимости солепереноса

Построение расчетных зависимостей солепереноса рассмотрим применительно к модели гетерогенно-блоковой среды без учета процессов ионного обмена, обращая внимание главным образом на особенности проявления гидродинамических факторов. Согласно такой модели, распределение концентрации растворимых солей описывается системой дифференциальных уравнений (6.7), (6.9), фундаментальное решение которой — при постоянных параметрах v, n, a , начальном равномерном засолении $c = c^* = c_0$ и постоянной концентрации солей c^0 во входном сечении ($z = 0$) — записывается в форме [15]

$$\bar{c} = \frac{c - c_0}{c^0 - c_0} = F_t(\eta, \tau), \quad \bar{c}^* = \frac{c^* - c_0}{c^0 - c_0} = 1 - F_t(\tau, \eta), \quad (6.12)$$

$$\eta = \frac{\alpha(1 - \kappa)z}{v}, \quad \tau = \frac{\alpha}{n} \left(t - \frac{\kappa nz}{v} \right), \quad (6.12a)$$

где $F_t(\tau, \eta)$ — специальная функция, значения которой приведены в табл. 6.2.

Таблица 6.2

Значения функции $F_T(\eta, \tau)$

η	$\tau - \eta$												
	-10	-8	-6	-4	-2	-1	0	1	2	4	8	12	
10	0	0,010	0,066	0,189	0,362	0,455	0,545	0,629	0,704	0,822	0,948	0,988	
12	0,003	0,026	0,095	0,216	0,375	0,459	0,541	0,618	0,688	0,803	0,935	0,983	
14	0,010	0,044	0,119	0,237	0,384	0,462	0,538	0,610	0,676	0,788	0,923	0,977	
16	0,019	0,060	0,139	0,254	0,392	0,464	0,535	0,603	0,666	0,774	0,912	0,972	
18	0,029	0,076	0,157	0,268	0,397	0,467	0,533	0,598	0,658	0,762	0,901	0,966	
20	0,039	0,091	0,172	0,280	0,404	0,468	0,532	0,593	0,650	0,752	0,891	0,960	
25	0,065	0,123	0,203	0,303	0,414	0,472	0,528	0,583	0,636	0,730	0,868	0,945	
30	0,088	0,148	0,227	0,320	0,422	0,474	0,526	0,576	0,625	0,713	0,849	0,930	
35	0,109	0,170	0,246	0,333	0,428	0,476	0,524	0,571	0,616	0,700	0,832	0,917	
40	0,128	0,188	0,261	0,344	0,433	0,478	0,522	0,566	0,609	0,688	0,818	0,904	
50	0,158	0,217	0,285	0,360	0,440	0,480	0,520	0,559	0,598	0,671	0,794	0,882	

$$F_T(\eta, \tau) = 0,5 \operatorname{erfc}(\sqrt{\eta} - \sqrt{\tau}) \text{ при } \eta > 50.$$

При переменной во времени скорости просачивания v в расчетных зависимостях вместо времени t следует подставить приведенное время t^0 , определяемое из соотношения

$$t^0 = \frac{V}{v^0}, \quad V = \int_0^t v dt, \quad (6.13)$$

где V — объем просочившейся воды через единичную площадь поперечного сечения; v^0 — расчетное значение скорости просачивания. Тогда система уравнений (6.7) и (6.9) приводится к виду

$$n\kappa \frac{\partial c}{\partial t^0} + n(1-\kappa) \frac{\partial c^*}{\partial t^0} + v^0 \frac{\partial c}{\partial z} = 0, \quad (6.14)$$

$$\frac{\partial c}{\partial t^0} = \frac{\alpha}{v} (c - c^*), \quad \bar{v} = \frac{v}{v^0}. \quad (6.14a)$$

При α , выражаемом согласно (6.8), получим $\alpha/\bar{v} = a_0/\bar{v} + \lambda v^0$. Если $\lambda v^0 > a_0/\bar{v}$, то величину v можно осреднить, приняв $v_{cp} = v^0$, так что $\alpha \approx a_{cp} = a_0 + \lambda v^0$.

Таким образом, прием введения расчетного времени t^0 позволяет привести исходные уравнения к выражениям, получающимся при постоянной скорости просачивания v^0 , причем, задавая $v^0 = v_{cp} = \bar{V}t$, получается $t^0 = t$. Как видно, этот расчетный прием является строгим, когда в блоках преобладает конвективный перенос, и можно считать $\alpha = \alpha_k \sim v$. При общем выражении для α такой прием является приближенным, однако в силу гипотетического характера исходной модели его применение, по-видимому, допустимо. Более строгого переменную скорость просачивания можно учесть, решая систему уравнений (6.7) и (6.9) численным путем.

Заметим, что величина начальной концентрации солей в такой постановке задачи определяется из условия, что при воздействии промывной воды все соли сразу же переходят в растворенное состояние и, следовательно, $c_0 = \frac{\gamma_p}{n} a_0$, где a_0 — исходное весовое

содержание солей в породе (в жидкой и твердой фазах); γ_p — объемный вес породы; n_0 — значение активной пористости породы.

Для учета переменного по глубине исходного засоления его распределение аппроксимируется ступенчатым графиком (рис. 56), при котором расчетные зависимости для прогнозируемых концентраций солей получаются по принципу суперпозиции. Для различных сечений эти зависимости имеют следующий вид: в сечении, располагаемом в пределах первой дополнительной ступени (при $z_1 < z < z_2$)

$$c = c_0' - (c_0 - c^0) F_T(\eta, \tau) - (c_0' - c_0) F_T(\eta_1, \tau_1), \quad (6.15)$$

$$c^* = c^0 + (c_0 - c^0) F_T(\tau, \eta) + (c_0' - c_0) F_T(\tau_1, \eta_1), \quad (6.15a)$$

где η и τ определяются согласно (6.12а), а η_1 и τ_1 представляют собой значения η и τ , в которых z заменяется на $z=z_1$. В пределах второй ступени (при $z_2 < z < z_3$) таким же образом получим выражения

$$c = c_0'' - (c_0 - c^0) F_T(\eta, \tau) - (c_0'' - c_0) F_T(\eta_1, \tau_1) - (c_0'' - c_0') F_T(\eta_2, \tau_2), \quad (6.16)$$

$$c^* = c^0 + (c_0 - c^0) F_T(\tau, \eta) + (c_0' - c_0) F_T(\tau_1, \eta_1) + (c_0'' - c_0') F_T(\tau_2, \eta_2), \quad (6.16a)$$

где η_2 и τ_2 представляют собой значения η и τ , в которых z заменяется на $z=z_2$. При большом числе ступеней исходного засоления расчетные зависимости могут составляться по аналогии с приведенными.

2.4. Определение параметров солепереноса

Определение параметров солепереноса — сложная задача, решение которой требует внимательного обоснования методики интерпретации опыта, позволяющей не только удобно обработать опытные данные, но и провести обстоятельную диагностику правильности исходной теоретической модели процесса.

Определение параметров солепереноса производится по данным опытных промывок монолитов породы и участков орошаемых полей. По условиям проведения и информативности наиболее удобны опытные промывки монолитов, применительно к которым и рассмотрим способы обработки опытных данных, основываясь на модели гетерогенно-блоковой среды. Поскольку на процесс солепереноса значительное влияние оказывает неоднородность пород, то специального обоснования требуют размеры монолита, которые, безусловно, должны превышать размеры элементов неоднородности породы. Так, если характерные размеры блоков составляют 0,1—0,2 м, то размеры монолитов должны быть не менее 0,3—0,5 м.

При промывке монолита (рис. 57) фиксируются значения концентрации фильтрующей воды на выходе из монолита, причем $c_{\text{вых}} = c^* k^* (1 - \chi)$. При относительно малой проницаемости блоков можно считать, что выходная кривая соответствует концентрации солей c в проницаемых каналах на выходе из монолита. Дополнительную информацию дает использование данных

проб, отбираемых из тензиометров. Предлагается, что эти данные характеризуют содержание солей в блоках c^* , однако это справедливо только при весьма малом относительном содержании проницаемых каналов ($\chi=0$). Кроме того, пока что неясна представительность каждого тензиометра для определения средней концентрации по сечению монолита.

Обычно промывка монолита производится сверху вниз без предварительного замачивания. В начальный период промывки монолита происходит его пропитка водой, и в нем возникает сложный режим влагопереноса, трудно поддающийся анализу. Для исключения влияния этого периода А. А. Рошаль предлагает сдвигать расчетное время t на некоторое время запаздывания t_0 , требуемое для создания стабильного режима просачивания в монолите. В монолите время запаздывания может оцениваться по моменту выравнивания скоростей фильтрации на входе и выходе из монолита. В качестве начальной концентрации c_0 принимается значение выходной концентрации c в этот момент времени.

Ряд предложений по приемам расчетов параметров солепереноса для условий промывки монолита приведен в работах [2, 8, 15, 23, 29]. Методически наиболее просто (хотя и более трудоемко) определение параметров солепереноса по данным выходной кривой проводить подбором с использованием аналитических решений, учитывая значимость и характер влияния каждого из определяемых параметров на форму выходной кривой. Анализ такого влияния следует проводить, опираясь на результаты тестовых расчетов применительно к условиям опыта. Данные тестовых расчетов показывают, в частности, что, имея только данные по выходной кривой, трудно рассчитывать на достоверное определение всех миграционных параметров. В связи с этим целесообразно величину активной пористости n находить предварительно по опытам на малых образцах или по водно-физическим свойствам, а для величины χ рассматривать два предельных случая: $\chi=0$ и $\chi=0.5$.

Использование изложенных рекомендаций предусматривает необходимость внимательного творческого отношения к проведению и интерпретации опытов по определению параметров солепереноса, имея в виду недостаточную ясность исходной теоретической модели процесса. Следует, в частности, учитывать, что пара-

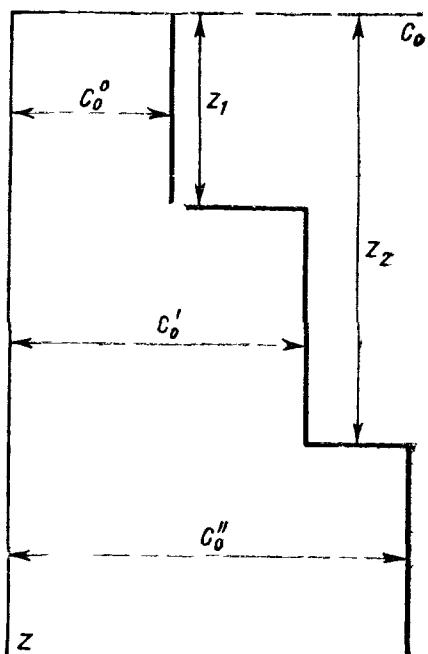


Рис 56. Ступенчатый график начального распределения концентрации солей

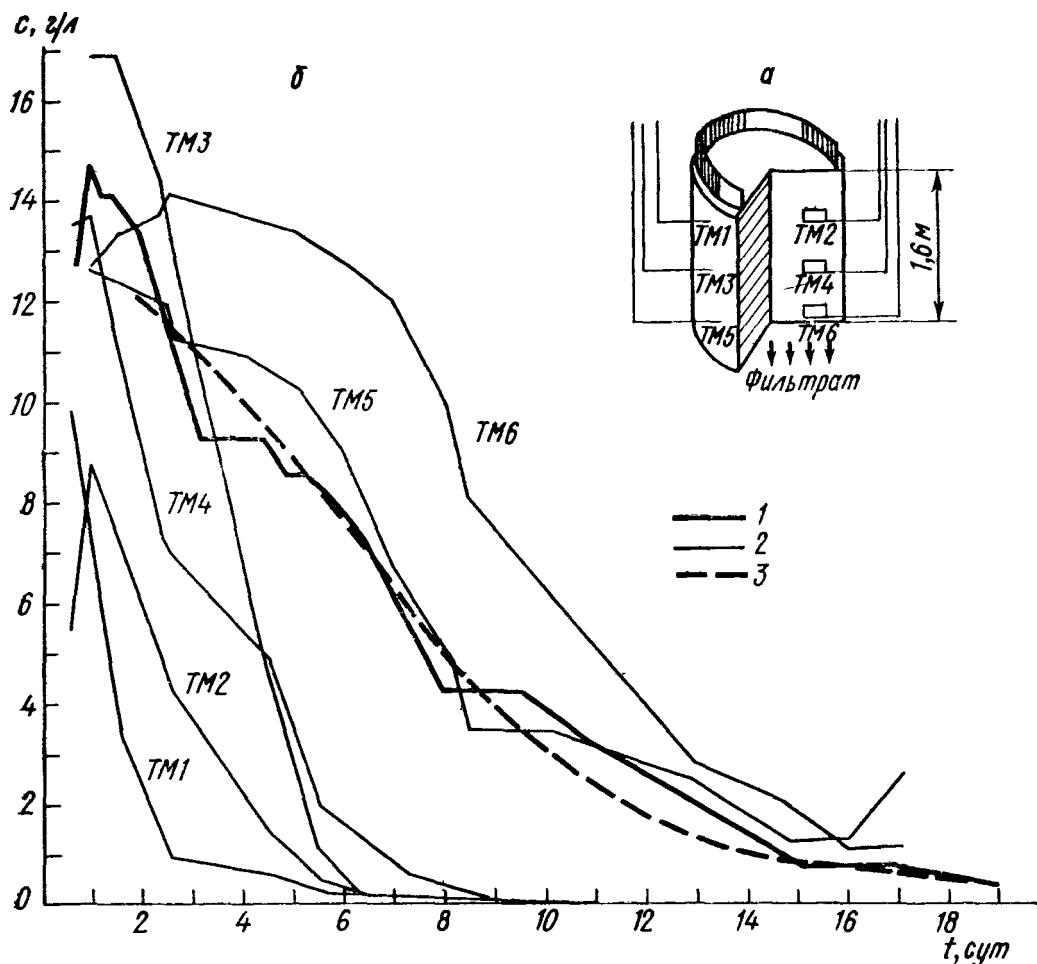


Рис. 57. Опытная промывка монолита:

a — схема оборудования монолита (ТМ — тензиометрические датчики, в рассматриваемом монолите датчики ТМ1 и ТМ2 установлены на глубине 0,5 м, ТМ3 и ТМ4 — на глубине 1 м, ТМ5 и ТМ6 — на глубине 1,5 м от поверхности монолита), *б* — данные изменения концентрации хлор-иона во время промывки (1 — в фильтрате, 2 — в пробах, отбираемых из тензиометров, 3 — расчетная выходная кривая)

метры солепереноса принципиально должны зависеть от влагонасыщенности, однако характер этой зависимости до сих пор не исследовался. Поэтому гидродинамические условия опытов по солепереносу надо стараться максимально приближать к натуре или по крайней мере искать обоснование путей перехода к натурной обстановке

§ 3. ПРОГНОЗЫ СОЛЕВОГО РЕЖИМА НА ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Задачи прогноза солевого гидрогохимического режима на орошаемых территориях имеют два основных направления:

1) обоснование режима орошения (промывной нормы и водоподачи при поливах),

2) оценка гидрогохимического режима грунтовых вод и дренажного стока для решения задач охраны подземных вод и окружающей среды.

В решении этих задач гидрологи взаимодействуют с почвоведами, мелиораторами и гидрологами, так что существенно приятие позиций, разделяющих и связывающих между собой различных специалистов.

3.1. Прогнозы солевого режима земель для обоснования режима орошения

Режим орошения при промывах и поливах обосновывается почвоведами и мелиораторами, дающими рекомендации по заданию промывных норм и водоподачи при поливах для формирования и поддерживания оптимального агромелиоративного режима в почвах [2, 7, 11, 12, 24]. При этом гидрологические работы и исследования связаны с обоснованием различных природных факторов и параметров, влияющих на агромелиоративную обстановку. Поэтому гидрологу необходимо понимать процессы формирования солевого режима земель для представления о роли и значении различных характеристик, требующих определения при гидрологических изысканиях. Для решения гидрологических задач существенно, кроме того, что по результатам расчетов солевого режима почвенных горизонтов устанавливается поступление солей в зону аэрации и грунтовые воды (или обратно), используемое далее при оценке изменения качества грунтовых вод при орошении.

В формировании солевого режима почвенных и подпочвенных горизонтов на землях с низкой дренированностью Н. И. Парфеновой [21] отмечаются три фазы.

Первая фаза — подъем уровня грунтовых вод — характерна активным влиянием первичного содержания солей в породах зоны аэрации; растворение и обменные реакции способствуют повышению минерализации грунтовых вод в зоне подъема их уровня и в глубже залегающих водоносных слоях. Солевой режим в породах зоны аэрации не зависит от химического состава грунтовых вод, он определяется соотношением скоростей инфильтрации и суммарного испарения.

При глубоком залегании грунтовых вод, когда они не участвуют в почвообразовательных процессах, развитие вторичного засоления, как правило, исключено. Однако в случае близкого от поверхности земли размещения солевых аккумулятивных горизонтов (ближе 1,0—1,5 м) местами возможно перемещение части солей в почвенный горизонт к концу межполивного периода. При комплексном почвенном покрове с наличием солонцов соли вымываются из верхней двухметровой толщи в первые годы орошения.

Во вторую фазу (после подъема и относительной стабилизации уровня) химический состав грунтовых вод активно влияет на солевой режим пород зоны аэрации, солевой режим в них не зависит от первоначального типа почв и степени их засоления. Он определяется соотношением скоростей инфильтрации и суммарного испарения грунтовых вод. Вторичное засоление развивается, если преобладает суммарное испарение. В орошаемых районах при высоком залегании грунтовых вод (1—2 м) и повышенной минерализации происходит накопление солей в породах зоны аэрации хлоридно-сульфатного и сульфатного типов с преобладанием в катионном составе ионов магния и натрия. В условиях полупустынного и пустынного климата интенсивность накопления солей высокая. За один сезон незасоленные почвы нередко переходят в сильнозасоленные. В этом случае необходимо осуществление промывного режима почв на фоне мелиоративного дренажа, причем рассоление земель производится путем промывок, а вегетационные поливы служат для поддержания благоприятного солевого режима земель.

Третья фаза начинается, если уровень грунтовых вод длительный период находится неглубоко от поверхности земли (менее 1,5 м), минерализация их увеличивается под влиянием испарения; соли концентрируются в поровых растворах пород зоны аэрации и перемещаются в грунтовые воды под влиянием инфильтрации поливных вод. Последующее снижение минерализации грунтовых вод возможно лишь с помощью искусственного дренажа, усиления скорости конвективного переноса солей фильтрационным потоком. И затем может наступить относительная стабилизация гидрохимического режима. Третья фаза иногда наступает сразу же после первой в условиях очень слабой скорости движения грунтовых вод. Вторая фаза снижения минерализации развивается с первых лет орошения в естественно незасоленных районах.

При мелиоративных прогнозах промывного рассоления земель обычно ставится задача определения промывной нормы, необходимой для снижения концентрации токсичных солей (ионов) в пределах почвенного (корнеобитаемого) слоя до оптимальных величин, хотя бы не превышающих допустимых пределов. Для оценочных расчетов промывной нормы в мелиоративной практике используются эмпирические формулы, основанные на обобщении натуральных материалов. В частности, получила распространение формула В. Р. Волобуева [7]:

$$N_{\text{пр}} = A \lg \frac{c_0}{c}, \quad (6.17)$$

где $N_{\text{пр}}$ — промывная норма, выраженная в метрах слоя воды; c_0 и c — исходное и допустимое содержание (концентрация) токсичных солей; A — эмпирический показатель солеотдачи, зависящий от характера засоленности и почвенно-грунтовых условий, причем в первом приближении предлагается считать $A=1$.

Однако эмпирические формулы справедливы для определенных условий промывки и не позволяют раскрыть существо протекающих при рассолении процессов. Поэтому в дальнейшем будем рассматривать гидрохимические расчеты при рассолении земель, используя теорию солевого переноса. Для обоснования условий промывки (режима и промывной нормы), при которых достигается требуемое агромелиоративными установками рассоление почвенных слоев, такие расчеты приводятся при задании различных условий промывки, после чего подбором устанавливается оптимальный вариант режима промывки и промывной нормы, исходя из того, чтобы в пределах расчетного почвенного слоя устанавливалась требуемая концентрация токсичных солей.

Важным предварительным этапом таких расчетов является обоснование исходного распределения солей в промываемых почвах, которое слагается из закономерной и незакономерной частей. Исходя, с одной стороны, из природных условий и учитывая, с другой стороны, расчетную модель солевого переноса, можно рекомендовать выделение регионального и локального уровней неоднородности распределения солей.

Региональная неоднородность определяется выявленными закономерностями геологического строения территории, позволяющими провести районирование территории с выделением участков локальной неоднородности, имеющих одинаковые геоморфологические и литологические условия. Имеются рекомендации по выделению таких участков с учетом разделения территории на поля и чеки [18]. В пределах каждого из участков локальной неоднородности распределение солей носит незакономерный (стochastic) характер.

Для изучения локальной неоднородности необходимо иметь представление о законе распределения и масштабе изменчивости солесодержания. По существующим данным принят нормальный закон распределения солесодержания с характерными значениями коэффициента вариации $W_c = 30-60\%$ [6]. Тогда, принимая некоторую величину погрешности определения солесодержания δ_c , можно рассчитать необходимое количество проб n по формуле

$$n = \left(t \frac{W_c}{\delta_c} \right)^2, \quad (6.18)$$

где t — коэффициент Стьюдента, который определяется с учетом задаваемой надежности расчетов p по данным табл. 6.3. Как видно, величина t , а вместе

Таблица 6.3
t-распределение Стьюдента

p	Значения t при n , равном						
	3	5	10	15	20	30	50
0,99	4,03	3,50	3,06	2,9	2,82	2,74	2,68
0,95	2,57	2,37	2,18	2,11	2,07	2,04	2,01
0,9	2,02	1,90	1,78	1,74	1,72	1,69	1,66
0,8	1,48	1,42	1,36	1,33	1,32	1,31	1,30

с ней и n в сильной степени зависят от заданной надежности расчетов, которая должна устанавливаться на основе представленной о требуемой точности прогноза солевого режима и влияния на эту точность изменчивости исходного солесодержания. Рассматривая этот вопрос, Э. Г. Вакман [6] использует формулу (6.18) и, принимая по рекомендации С. Ф. Аверьянова допустимую погрешность расчетов промывной нормы 10%, получает, что по Cl^- при $c=0,02\%$ и $c_0=0,5-1\%$ допустимая погрешность определения солесодержания составляет 35–40%. Тогда при надежности расчетов $p=90\%$ (строго говоря, эта величина тоже требует обоснования с учетом последствий возможного невыполнения прогноза), задавая $\delta_c=0,4$ и $W_c=0,5$, подбором находится $n=6$ (при $t=1,88$).

Для обоснования площадного распределения точек отбора проб необходимо иметь представления о масштабе неоднородности, характеризуемом радиусом корреляции. Известные единичные опытные данные [16] не дают ясных представлений по этому поводу, причем возможно, что радиус корреляции имеет величину порядка десятков сантиметров, т. е. такая неоднородность соответствует гетерогенности породы, учитываемой в расчетной схеме гетерогенно-блоковой среды. Если это справедливо, то статистические расчеты локальной неоднородности значительно упрощаются, сводясь лишь к определению среднего расчетного солесодержания, поскольку вся гетерогенность среды автоматически учитывается в исходной теоретической модели солепереноса.

Рассмотрим далее вопросы методики расчета солепереноса применительно к обоснованию рассоления поверхностных слоев в течение одного такта промывки и изменению минерализации грунтовых вод при наиболее ясных с расчетной точки зрения условиях одного такта промывки. При расчетах рассоления поверхностных слоев расчетная зона потока имеет обычно сравнительно небольшую мощность, так что здесь поток может приниматься вертикальным с постоянной скоростью просачивания по глубине. Тогда для расчетов изменения содержания легкорастворимых солей при промывках можно использовать фундаментальное решение (6.12) при расчетной скорости просачивания v , которая выбирается с учетом требуемой обеспеченности расчетов рассоления.

Поскольку солеперенос при промывках происходит главным образом конвективным путем, то при обосновании расчетной модели солепереноса особого внимания заслуживает обоснование гидродинамических факторов, обусловливающих закономерную изменчивость скоростей просачивания во времени и в пространстве.

При необходимости учета изменений v во времени в расчеты вводится приведенное время t^0 , определяемое соотношением (6.13) или заданием расчетной скорости $v^0=V/t$, где V — объем воды, подаваемый для промывки на единицу площади поля за расчетное время t . В частности, при использовании уравнения просачивания вида (4.3), определяя величину V интегрированием этого уравнения за время t , имеем

$$v^0 = v_{ct} + \frac{2A}{Vt}. \quad (6.19)$$

При этом следует учитывать, что из этого объема V должна быть исключена та часть ΔV_a , которая идет на увеличение влагозапасов в зоне аэрации. Величина ΔV_a должна определяться по данным режимных наблюдений как объем воды, просачивающейся за время от начала промывки до начала подъема уровня грунтовых вод.

При работе горизонтального дренажа приходится считаться с закономерной изменчивостью скоростей просачивания, определяемой различными условиями оттока воды с промываемого поля в дрены, поскольку различие скоростей просачивания вблизи дрен и на удалении от них может быть в несколько раз [31, 33]. В этом случае расчет солепереноса проводится по отдельным лентам тока, которые строятся моделированием стационарного потока при заданных условиях полива (промывки).

При использовании для расчетов солепереноса по лентам тока модели геогенно-блоковой среды удается сравнительно несложно преобразовать исходные уравнения для потока переменной ширины. Такое преобразование в уравнении (6.9) делается заменой координаты z на криволинейную координату l , представляющую собой длину ленты тока до расчетного сечения. Учитывая, что $v = q/N$, где $N = N(l)$ и q — расход и ширина ленты тока, приведем это уравнение к виду

$$n\kappa \frac{\partial c}{\partial t} + n(1-\kappa) \frac{\partial c^*}{\partial t} + q \frac{\partial c}{\partial s} = 0, \quad s = \int_0^l N dl, \quad (6.20)$$

где s — площадь ленты тока от начального до расчетного сечения. Уравнение (6.20) формально идентично уравнению (6.9), так что его фундаментальное решение выражается согласно (6.12) с заменой v на q и z на s . При этом величина a принимается соответствующей среднему значению скорости фильтрации в пределах ленты тока. При переменном во времени расходе потока q в качестве расчетного должно приниматься среднее значение за расчетный интервал времени

При обосновании расчетной скорости просачивания следует также считаться с незакономерной изменчивостью скоростей просачивания, которая по данным натурных наблюдений имеет лог-нормальный характер с коэффициентом вариации 30—40 % [16].

Таким образом, может быть рекомендован следующий порядок расчетов солепереноса при промывке легкорастворимых солей (без учета обменных и химических процессов):

— по данным натурных наблюдений на изучаемой территории и на участках-аналогах устанавливается расчетная скорость просачивания с учетом ее изменения во времени;

— на основании солевой съемки задается исходное содержание (концентрация) токсичных солей, причем расчет может проводиться либо по отдельным ионам, либо по общей минерализации;

— выбирается расчетная (миграционная) модель солепереноса и солеобмена, причем при расчетах по натрию учитывается его

обмен с кальцием и магнием с использованием уравнений (6.2), для азотных соединений учитываются их химические превращения (6.3), для ядохимикатов — их деградация согласно зависимости (6.4).

В результате таких расчетов получается распределение концентраций в пределах расчетного слоя, причем при использовании модели гетерогенно-блоковой среды такими расчетами находятся значения концентраций в каналах c и в блоках c^* , а также средняя концентрация солей в породе $c_p = \kappa c + (1 - \kappa)c^*$. Полученные таким расчетом значения содержания солей в пределах рассоляющего слоя при различной длительности промывки сопоставляются с величинами, допускаемыми по агромелиоративным требованиям, и на основании такого сопоставления находится необходимая длительность промывки и соответствующая ей промывная норма $N_{\text{пр}}$.

В период вегетационных наливов процессы солепереноса осложняются тем, что периоды поливов, создающих нисходящие токи воды, чередуются с межполивными периодами, когда за счет испарения возникают восходящие токи воды у поверхности земли. В этом случае скорости просачивания значительно изменяются по глубине и во времени, причем до настоящего времени не разработано достаточно надежной и практической методики расчетов влагопереноса в таких условиях. Для ориентировочного обоснования поливной нормы рекомендуется исходить из предположения, что реставрации засоления не будет, если средняя интенсивность нисходящих токов воды несколько превосходит восходящие токи. Для такого «промывного» режима орошения рекомендуется принимать условие $N_{\text{a}}^+ + N_{\text{p}}^+ > (1,1 \div 1,3)N^-$, где N_{a}^+ , N_{p}^+ и N^- — годовые значения слоя атмосферных осадков, поливной нормы и слоя воды, расходуемой на испарение и эвапотранспирацию; предполагается, что эти значения могут определяться по данным исследований на ключевых балансовых участках.

Решение задач солепереноса совместно с влагопереносом рассмотрено, например, в работах [22, 24].

Разведочные расчеты солепереноса для модели гетерогенно-блоковой среды при задании характерных диапазонов изменчивости факторов и параметров процесса для типичных условий показали, что значительное влияние на результаты таких расчетов оказывает неравномерность скоростей просачивания, заметно сказывается (особенно при кратковременных промывках) исходное солесодержание, весьма существенно влияние таких агромелиоративных факторов, как принятый порог токсичности и особенно расчетная мощность рассоляющего слоя. Таким образом, при гидрогеологомелиоративных исследованиях условий рассоления орошаемых земель следует обращать особое внимание на обоснование гидродинамической обстановки, тщательно учитывая временную и площадную изменчивость скоростей просачивания. Очень важна увязка гидрогеологических исследований с решением комплекса агромелиоративных задач.

3.2. Оценка изменения минерализации грунтовых вод и дренажного стока на орошаемых территориях

Перераспределение солей при промывках и поливах приводит к изменениям состава (минерализации) грунтовых вод и дренажного стока, оценка которых важна с точки зрения охраны подземных вод и окружающей территории. На такие изменения влияют условия промывки и дренирования орошающей территории, а также физико-химическое взаимодействие воды (водного раствора) с почвами и породами. Учет всех протекающих при этом процессов составляет чрезвычайно сложную задачу, при решении которой следует тщательно обосновывать возможности упрощения применяемых расчетных схем.

Прежде всего это относится к гидродинамическим характеристикам солепереноса, сложно меняющимся в пространстве и во времени. Изменения этих характеристик необходимо досконально учитывать при анализе внутригодовых процессов, опираясь на построение сеток движения потока. Вместе с тем при прогнозах многолетнего изменения минерализации несомненно можно идти на существенное осреднение гидродинамических характеристик во времени и в пространстве, особенно если имеется возможность опираться на данные режимных наблюдений за изменением минерализации грунтовых вод и дренажного стока.

ОБОБЩЕННАЯ БАЛАНСОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДРЕНАЖНОГО СТОКА

Для оценки многолетних изменений минерализации дренажного стока, особенно на территории вертикального и комбинированного дренажа, можно воспользоваться обобщенной балансовой моделью, в которой процессы солепереноса и солеобмена осредняются в пределах рассматриваемой площади области потока. В разрезе область потока разбивается на три зоны: почвенную, подпочвенного покрова и водоносного пласта (рис. 58), в пределах каждой из которых осредняется солесодержание (минерализация), а солеперенос считается квазистационарным при скорости инфильтрации, равной среднегодовой интенсивности результирующего ирригационного питания w . Такое представление процесса ближе всего относится к условиям применения вертикального и комбинированного дренажа, но может быть использовано также для условий глубокого горизонтального дренажа с большими междренажными расстояниями. При этом рассматриваются консервативные и нейтральные по отношению к породе компоненты, т.е. не учитываются процессы физико-химического обмена и превращений, что типично для хлор-иона и в определенной мере для сульфат-иона, содержание которых обычно отражает также общую минерализацию и может характеризовать качество грунтовых вод на орошаемых территориях аридной зоны.

В пределах почвенной зоны со значительным исходным содержанием солей рассматривается квазистационарный вертикальный конвективный солеоперенос, в котором при описании внутреннего солеобмена используется модель гетерогенно-блоковой среды (см. выше). Соответственно для осредненной по мощности почвенной зоны концентрации солей (содержания контролирующего компонента или общей минерализации) запишем балансовое уравнение:

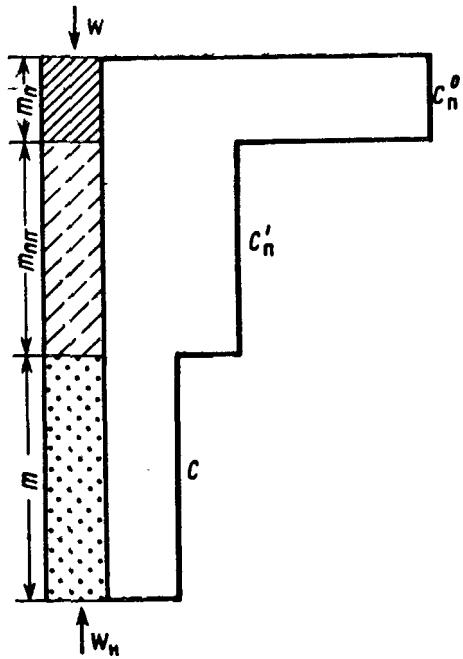


Рис. 58. Выделение зон (почвенной, подпочвенного покрова и водоносного пласта) с эпюрой исходной минерализации почвенных и грунтовых вод

характер. В этой зоне будем считать изменение минерализации воды $c_{\text{пп}}$ в этом элементе балансовым уравнением

$$w(c_{\text{пп}} - c_{\text{пп}}) = n_{\text{пп}} m_{\text{пп}} \frac{dc_{\text{пп}}}{dt}, \quad (6.22)$$

которое представляет собой линейное дифференциальное уравнение первого порядка, где $c_{\text{пп}}$ получается решением уравнений (6.21) и (6.7).

Общий солевой баланс элемента потока дренируемого водоносного пласта мощностью m и активной пористостью n рассматривается при стационарном режиме фильтрации с постоянной интенсивностью поверхностного питания w и с учетом напорного питания интенсивностью w_0 , так что модуль дренажного стока $w_d = w + w_0$. Имея в виду, что поверхностное питание приходит в водоносный пласт с минерализацией $c_{\text{пп}}$, определяемой из уравнения (6.22), а напорное питание характеризуется минерализацией c_n ,

$$w(c_{\text{оп}} - c_n) = n_{\text{пп}}^0 m_{\text{пп}}^0 \left[\kappa \frac{\partial c_{\text{пп}}}{\partial t} + (1 - \kappa) \frac{\partial c_{\text{пп}}^*}{\partial t} \right], \quad (6.21)$$

где $c_{\text{оп}}$, c_n и $c_{\text{пп}}^*$ — минерализация оросительной воды, воды в каналах и блоках почвенной зоны; $n_{\text{пп}}^0$ и $m_{\text{пп}}^0$ — активная пористость и мощность пород покровного пласта; κ — относительное содержание проводящих каналов.

Для связи между концентрациями c_n и $c_{\text{пп}}^*$ используем уравнение блокового обмена (6.7) при $c = c_n$, $c^* = c_{\text{пп}}^*$ и $n = n_{\text{пп}}^0$.

В подпочвенной зоне покровных отложений исходное солесодержание уменьшается, и солеоперенос здесь имеет транзитивный

запишем уравнение солевого баланса для определения средней в единичном элементе пласта минерализации c , равной в рассматриваемой постановке также минерализации дренажных вод:

$$c_{\text{пп}}w + c_{\text{н}}w_{\text{н}} = cw_{\text{д}} + nm \frac{dc}{dt}, \quad (6.23)$$

где левая часть составляет приход солей сверху и снизу, а в правой части первый член определяет отвод солей дренажем, второй — изменения солесодержания в пласте.

Последовательное решение уравнений (6.21) — (6.23) при заданном начальном условии $c_{\text{п}}(0) = c_{\text{п}}^0$, $c_{\text{пп}}(0) = c_{\text{пп}}^0$ и $c(0) = c^0$ дает для минерализации дренажного стока выражение

$$c = c_{\text{пп}} + (c^0 - c_{\text{пп}}) e^{-\bar{w}t} + \bar{w}(c^0 - c_{\text{оп}}) \left[\frac{A_2}{\bar{w}_{\text{пп}} - \bar{w}} (e^{-\bar{w}t} - e^{-\bar{w}_{\text{пп}}t}) + \right. \\ \left. + A_1 \frac{(e^{-a_1 t} - e^{-\bar{w}t}) \bar{w}_{\text{пп}}}{(a_1 - \bar{w})(a_1 - \bar{w}_{\text{пп}})} + (1 - A_1) \frac{(e^{-a_2 t} - e^{-\bar{w}t}) \bar{w}_{\text{пп}}}{(a_2 - \bar{w})(a_2 - \bar{w}_{\text{пп}})} \right], \quad (6.24)$$

где обозначено

$$a_{1,2} = \frac{1}{2\kappa n_{\text{пп}}^0} \left[\alpha + \frac{w}{m_{\text{пп}}^0} \mp \sqrt{\left(\alpha + \frac{w}{m_{\text{пп}}^0} \right)^2 - \frac{4\kappa\alpha w}{m_{\text{пп}}^0}} \right], \quad (6.24a)$$

$$A_1 = \frac{a_2}{a_2 - a_1} \left(1 - \frac{a_1 n_{\text{пп}}}{\alpha} \right), \quad A_2 = \frac{c_{\text{пп}}^0 - c_0}{c_{\text{пп}}^0 - c_{\text{оп}}} + \frac{A_1 \bar{w}_{\text{пп}}}{a_1 - \bar{w}_{\text{пп}}} + \frac{(1 - A_1) \bar{w}_{\text{пп}}}{a_2 - \bar{w}_{\text{пп}}}, \quad (6.24b)$$

$$\bar{w}_{\text{пп}} = \frac{w}{n_{\text{пп}} m_{\text{пп}}}, \quad \bar{w} = \frac{w}{nm}, \quad c_{\text{пп}} = \frac{w c_{\text{оп}} + w_{\text{н}} c_{\text{н}}}{w + w_{\text{н}}}. \quad (6.24b)$$

Согласно этому выражению минерализация дренажного стока $c = c_{\text{д}}$ сначала повышается, достигая максимума обычно примерно за 10—15 лет (рис. 59), после чего она постепенно уменьшается до предельного значения $c_{\text{пп}}$, определяемого из выражения (6.24b).

Для практического использования приведенных зависимостей необходимо тщательное определение исходных данных. В первую очередь это относится к выбору начального распределения минерализации по глубине, мощностей зон, модулей ирригационного и напорного питания (w и $w_{\text{н}}$), которые могут быть получены только на основании специальных режимно-балансовых наблюдений. Значения параметра массообмена α^* могут, по-види-

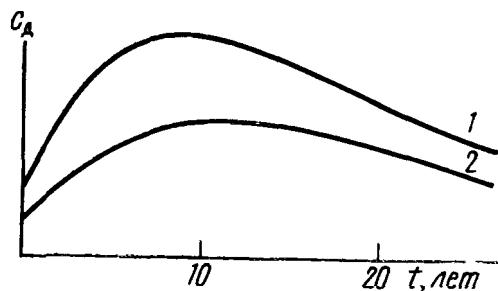


Рис. 59 Типичные графики минерализации пластовых (1) и дренажных (2) вод после промывок и поливов на фоне вертикального дренажа (по С. Я. Сойфер [25])

мому, приниматься по данным опытов с крупными монолитами (см. выше) и уточняться далее по данным эпигнозных расчетов на изучаемом объекте.

Достоверность такого прогноза для староорошаемых территорий существенно повышается, если параметры расчетной модели корректируются по существующим данным наблюдений за динамикой минерализации дренажного стока.

Заметим также, что для обоснования постановки полевых работ весьма эффективно проведение разведочных расчетов по приведенным зависимостям с оценкой чувствительности результатов к возможным изменениям параметров.

Для предварительной оценки выноса общего количества солей исходя из данных, приведенных в работе [28], можно считать удельную солеотдачу равной $10 \div 15$ т/га в год.

ОЦЕНКА МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДРЕНАЖНОГО СТОКА РАСЧЕТАМИ СОЛЕПЕРЕНОСА ПО ЛЕНТАМ ТОКА

При сложной структуре потока, характерной при работе горизонтального дренажа, проводятся расчеты солеупереноса по лентам тока, как это показано выше для прогноза рассоления земель. Применительно к хорошо растворимым солям расчеты переноса в пределах каждой ленты тока в первом приближении проводят по схеме «поршневого вытеснения» без учета гетерогенности среды. При стационарной фильтрации из баланса объема воды найдем, что время t_i , в течение которого происходит вытеснение раствора в пределах каждой i -й ленты тока, определится выражением

$$t_i = \frac{ns_i}{q_i}, \quad (6.25)$$

где s_i — площадь ленты тока; q_i — удельный расход потока в ленте тока номера i .

При исходной концентрации солей c_0 в грунтовых водах и концентрации солей c_n , поступающей на поверхность грунтовых вод после прохождения через зону аэрации, концентрация дренажных вод c_d получится из уравнения смешения

$$c_d = c_0 - (c_0 - c_n) \frac{q_n}{q_d}, \quad (6.26)$$

где q_n — сумма значений q_i в лентах тока, имеющих расчетное время t , больше значения t_i , полученного согласно выражению (6.25).

Пример прогнозного расчета минерализации дренажных вод. На территории оросительной системы развиты глины раннечетвертичного возраста мощностью 36 м при коэффициенте фильтрации $k=0,06$ м/сут, подстилаемые более плотными неогеновыми глинами, которые можно считать водоупорными. В результате орошения на фоне работы горизонтального дренажа минерализованные грунтовые воды с минерализацией $c_{tr}=6,9$ г/л будут вытесняться более прес-

ными оросительными с минерализацией $c_{op}=0,5$ г/л и дренажные воды будут постепенно опресняться. Глубина заложения горизонтальных дрен 4 м, активная пористость $n=0,1$, расчетная среднегодовая интенсивность фильтрации $w=2 \cdot 10^{-4}$ м/сут.

Для определения минерализации дренажного стока проводились расчеты солепереноса по отдельным лентам тока. Для этого предварительно на бумажной электрической модели профильного потока строилась гидродинамическая сетка с выделением на ней расчетных лент тока (рис. 60). Расход потока в рас-

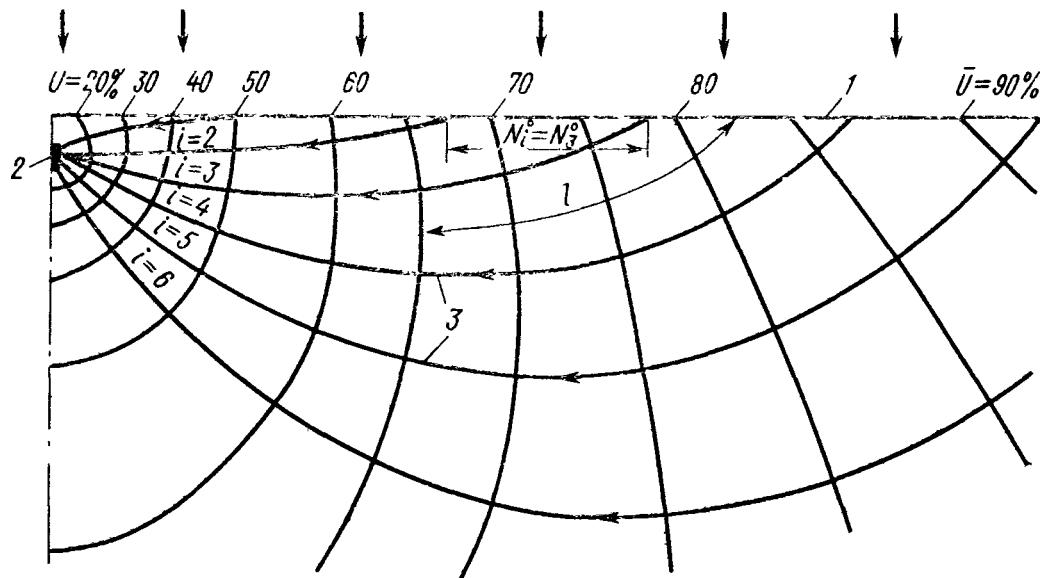


Рис. 60. Сетка движения при отводе инфильтрационного питания систематическим горизонтальным дренажем, используемая для расчетов солепереноса по лентам тока:

1 — свободная поверхность; 2 — уровень воды в дрене; 3 — линии тока

четных лентах тока одинаковой шириной на свободной поверхности $N_i^0=7,7$ м будет $q_i=wN_i=2 \cdot 10^{-4} \cdot 7,7=1,54 \cdot 10^{-3}$ м²/сут. Далее находилась площадь каждой ленты тока s_i и по формуле (6.25) определялось время вытеснения минерализованных грунтовых вод. Для этих моментов времени находилась минерализация дренажных вод из уравнения смешения (6.26). Например, для ленты тока $i=3$ при $s_3=39$ м² из формулы (6.25) получим $t_3=2530$ сут=7 лет. При $q=3 \cdot 1,54 \cdot 10^{-3}=4,6 \cdot 10^{-3}$ и $q_d=2 \cdot 10^{-4} \cdot 70=1,4 \cdot 10^{-2}$ м²/сут (с одной стороны от дрены) из уравнения (6.26) получим концентрацию дренажных вод $c_d=4,9$ г/л. Рассчитанные таким образом значения t_i и c_d при опреснении других лент тока следующие:

i	1	2	3	4	5	6
s_i , м ²	3,3	12,5	39	85	132	238
t_i , лет	0,6	2,2	6,9	15	24	43
c_d , г/л	6,3	5,5	4,9	4,2	3,5	2,8

По этим данным составляется зависимость концентрации дренажных вод от времени. Как видно, опреснение дренажных вод идет в данном случае довольно медленно.

В приморских районах возникает необходимость прогнозирования повышения минерализации и изменения химического состава грунтовых вод под влиянием осушения земель, вызывающего подтягивание минерализованных вод. Такие прогнозы необходи-

мы и в тех районах гумидной зоны, где происходит разгрузка в грунтовые воды минерализованных напорных вод. Прогнозирование этих процессов требует учета взаимодействия пресных и соленых вод в конкретных гидрологических условиях.

В последнее время существенно повысилась значимость прогнозирования поступления азотных соединений в грунтовые воды, поскольку уже сейчас в ряде районов орошения содержание нитратов в грунтовых водах и дренажном стоке превышает предельно допустимую концентрацию (ПДК), составляющую 50 мг/л [3, 33]. При решении этой задачи возникает ряд методических особенностей. Во-первых, необходимо устанавливать объем поступления азотных соединений с поверхности земли на поверхность грунтовых вод. Пока на этот счет имеются весьма ориентировочные данные наблюдений [3, 33], согласно которым можно принимать следующее примерное распределение азотных удобрений: половина усваивается растениями, четверть возвращается в атмосферу и денитрифицируется, а четверть уходит с инфильтрующейся водой.

Ранее предполагалось, что проникновение пестицидов в грунтовые воды вряд ли может быть существенным из-за их низкой растворимости, сорбции и летучести, распада (деструкции), производящей к их постепенному обезвреживанию. Однако при внимательном анализе начали выявляться случаи загрязнения грунтовых вод пестицидами [26, 33].

Например, в конце 70-х годов в неглубоко залегающих грунтовых водах Лонг-Айленда и штата Висконсин (США) был обнаружен алдикабр ($C_7H_{14}S_2O_2$) — ядохимикат, действующий на насекомых и вредителей в картофеле, — в размерах, значительно превышающих допустимые нормы, причем после получения таких данных было предложено прекратить использование алдикабра в этих районах [33].

§ 4. ОБОСНОВАНИЕ ТРЕБОВАНИЙ К СОСТАВУ ОРОСИТЕЛЬНЫХ ВОД

Обоснование состава оросительных вод должно в принципе задаваться исходя из его влияния на плодородие почв через состав поровых растворов и поглощенного комплекса солей. Такое решение требует исследований по смысловой цепочке: состав оросительных вод и промывной режим → состав поровых вод и поглощенных солей → агрофизические и химические свойства почв → урожайность культур.

Особое значение приобретает решение этой задачи, когда при проектировании оросительных систем выявляется необходимость применения подземных или дренажных вод для орошения. В настоящее время накоплен опыт использования вод повышенной минерализации для орошения и промывок земель. Вместе с тем существующие в нашей стране и за рубежом рекомендации по возможности использования этих вод для орошения средних и тяжелых по механическому составу плодородных почв основаны, как правило, на результатах относительно кратковременных исследований в различных природных зонах и на различных почвах. По-

этому точки зрения и мнения специалистов на этот счет различны, а зачастую и противоречивы [2, 20]. Бессспорно лишь то, что длительное орошение водами повышенной минерализации эффективно только на песчаных и легких по механическому составу почвах, при условии хорошей естественной или искусственной дренированности и применения промывного режима орошения.

Тот факт, что при орошении водами повышенной минерализации средних и тяжелых по механическому составу почв в течение нескольких лет можно получать относительно высокие урожаи сельскохозяйственных культур, не свидетельствует еще о возможности и целесообразности длительного их применения. При детальном рассмотрении проблемы использования вод повышенной минерализации приводит во многих случаях к тяжелым последствиям, проявляющимся не столько в виде токсичного действия солей, сколько в виде резких изменений физико-химических и водно-физических свойств почв, повышения щелочности, осолонцевания, сливообразования и резкого ухудшения пищевого режима почв (В. А. Ковда). Вместе с тем в практике орошаемого земледелия отмечаются случаи, когда применение вод повышенной минерализации для орошения средних и тяжелых по механическому составу почв дает положительные результаты [20].

Предварительная оценка качества оросительных вод производится по общей минерализации с учетом солеустойчивости сельскохозяйственных культур. В США воды с минерализацией $\leq 0,2$ г/л считаются вполне пригодными для орошения; 0,2—0,5 г/л — пригодными при условии создания умеренного промывного режима орошения; 0,5—1 г/л — пригодными на легких по механическому составу почвах при условии хорошей дренированности и создания промывного режима; 1—3 г/л — не пригодными или пригодными в очень ограниченных количествах (В. А. Ковда). В странах СНГ воды с минерализацией $<0,2—1$ г/л считаются вполне пригодными для орошения; 1—2 г/л — опасными с точки зрения засоления орошаемых земель; 3—5 г/л — пригодными только в порядке исключения на песчаных почвах при условии хорошей дренированности и осуществления промывного режима.

При более обстоятельном рассмотрении этого вопроса следует исходить из того, что в качестве основных характеристик состава оросительной воды выделяются [12, 34]: общая минерализация, содержание натрия, хлора и бора.

Влияние общей минерализации проявляется в том, что снижение урожайности оказывается пропорциональным концентрации солей в почвенном растворе. При этом следует только учитывать, что большую часть питания растения получают из верхних слоев почвы, где концентрация солей при орошении может быть ниже, а повышенные концентрации солей в нижней части почвенного профиля могут не оказывать существенного влияния на урожайность растений.

Влияние натрия проявляется в изменении физических свойств, особенно проницаемости почвы и ее агрегатного состояния. При

значительных содержаниях натрия происходит значительное снижение инфильтрационной способности почвы, особенно заметное, если оросительные воды повышенной минерализации меняются на воды низкой минерализации, но с высоким содержанием натрия.

Полезным показателем относительного содержания натрия является сорбционный коэффициент SAR , вычисляемый из соотношения

$$SAR = \frac{1,4 \text{ Na}^+}{\sqrt{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}}, \quad (6.27)$$

в котором Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} — содержание ионов в воде, мг·экв/л.

По рекомендации Агрономического департамента США в величину SAR вводится поправочный фактор [32]:

$$F_{SAR} = 9,4 - P, \quad P = P_1 + P_2 + P_3, \quad (6.28)$$

где величины P_1 , P_2 , P_3 находятся по следующим данным:

$\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Na}$	0,5	1	2	5	10	20	30	50	70
P_1	2,11	2,13	2,16	2,22	2,27	2,35	2,4	2,48	2,53
$\text{Ca} + \text{Mg}$	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	5	10	20
P_2	4,6	4,3	4,0	3,6	3,3	3,0	2,6	2,3	2,0
$\text{Ca} + \text{HCO}_3$	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	5	10	20
P_3	4,3	4,0	3,7	3,3	3,0	2,7	2,3	2,0	1,7

Оценку качества воды для орошения по опасности натриевого засоления рекомендуется проводить по диаграмме рис. 61 в зависимости от исправленной величины $SAR^* = SAR \cdot F_{SAR}$ с учетом электропроводности C_s , характеризующей общую минерализацию воды.

Из данных работы [27] следует, что ориентировочно можно считать $SAR^* = 1,4 c_{\text{Na}}$, где c_{Na} — содержание Na^+ в мг·экв/л.

Значительную угрозу для растений представляют ионы Cl^- , при избыточных количествах которых листья растений «сгорают», что особенно проявляется при поливах дождеванием. К иону Cl^- должен добавляться сульфат-ион SO_4^{2-} , который считается примерно вдвое менее токсичным, в связи с чем предлагается при оценке качества оросительной воды по Cl^- добавлять к нему половину содержания иона SO_4^{2-} .

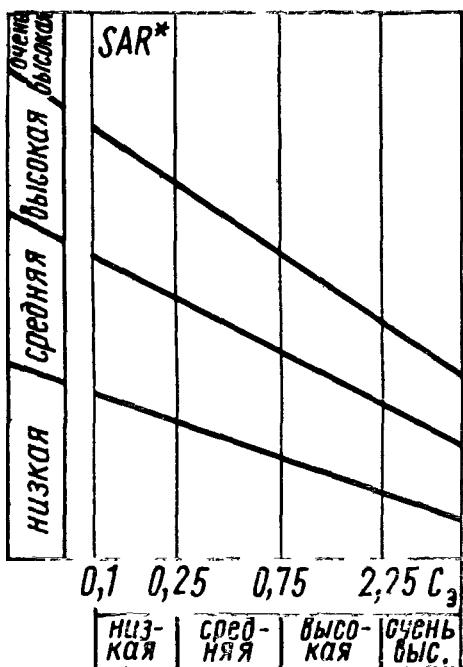


Рис. 61. Диаграмма для определения качества оросительной воды в зависимости от SAR^* и удельной электропроводности C_s в мСм; 1 мСм = 10^{-3} (Ом·см) $^{-1}$ [32]

Существенным элементом для роста растений является бор, однако при его концентрациях больших, чем несколько миллионных частей, он становится очень токсичным, особенно при нали-чии его в почвах.

Поскольку влияние качественного состава оросительных вод на урожайность культур проявляется различно в зависимости от ха-рактера и состава почв, режима орошения, климатических усло-вий, вида растений, то не могут быть установлены точные стан-дарты пригодности оросительных вод в любых условиях.

Обстоятельное рассмотрение связи состава оросительных вод с составом поровых вод провели И. П. Айдаров и А. И. Король-ков [2] на основе расчетов массопереноса по диффузионной мо-дели с учетом обменной способности почв по Na и $\text{Ca} + \text{Mg}$ по соотношению (6.2). При этом допустимый состав оросительной воды определялся из условия, чтобы в обменном комплексе поч-вы содержалось не более 5% от общего содержания катионов. Проведенные таким путем расчеты привели к рекомендациям счи-тать в автоморфных условиях для почв тяжелого состава (с ППК = =30—40 мг·экв на 100 г) пригодной воду с общей минерализа-цией $<0,5$ г/л и $SAR < 2$, для почв среднего состава (ППК = 20 мг·экв на 100 г) — воду с общей минерализацией до 1 г/л и $SAR = 3—4$, для почв легкого состава (ППК < 5 мг·экв на 100 г) — с минерализацией до 2—2,5 г/л и $SAR < 10$.

С учетом этих результатов в работах [2, 20] даются рекомен-дации по возможностям применения оросительных вод повышен-ной минерализации для промывок засоленных земель в различ-ных климатических зонах.

В работе [35] на основании данных об ограничениях в сос-таве воды, полученных по агромелиоративным наблюдениям, предлагаются проводить оценку качества оросительных вод по табл. 6.4.

Таблица 6.4
Оценка качества оросительной воды по [35]

Класс	Удельная электропровод-ность, мСм	Na^+ , %	SAR	Na_2SO_4 , мг·экв/л	Cl^- , мг·экв/л	Общая мине-рализация, мг·экв/л	Бор, части на 1 мла
1	0,5	40	3	0,5	3	4	0,5
2	1,0	60	6	1,0	6	8	1,0
3	2,0	70	9	2,0	10	16	2,0
4	3,0	80	12	3,0	15	24	3,0
5	4,0	90	15	4,0	20	32	4,0

Согласно оценке по этой таблице вода класса 1 по всем ка-тегориям считается отличной с точки зрения агромелиоративной практики, а вода, превышающая пределы класса 5 (хотя бы по одному показателю), — непригодной при любом режиме ороше-

ния и дренаже. Возможность использования оросительной воды промежуточных классов требует специальных оценок в зависимости от типа почвы, условий дренажа и способности растений приспосабливаться к каждому фактору. Для сохранения плодородия черноземов следует применять воду с минерализацией не более 0,6—0,7 г/л.

Ряд специфических позиций, рассмотренных, например, в работе [34], имеет обоснование качества сточных вод, используемых для орошения. В частности, здесь требуется с большим вниманием отнестись к соединениям азота, поскольку чрезмерное их содержание может нарушать урожайность отдельных сельскохозяйственных культур (например, хлопка, томатов, сахарной свеклы, яблок, персиков, винограда); при большом количестве азота в фураже могут образовываться оксиды азота, смертельно опасные для человека и животных, избыточные нитраты могут также превращаться в высокотоксичные нитриты. В связи с этим рекомендуется ограничивать внесение азота его потребностями для различных культур порядка 100—200 кг/га в год, причем стоки должны иметь концентрацию азота до 15—20 мг/л.

ГЛАВА 7

ПОСТАНОВКА И МЕТОДИКА ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ

Под опытно-фильтрационными работами (ОФР) понимаются все виды гидродинамических опробований и режимно-балансовых наблюдений, направленных на определение геофильтрационных параметров. Соответственно эти работы подразделяются на опытно-фильтрационные опробования (ОФО) — откачки, наливы, нагнетания — и опытно-фильтрационные наблюдения (ОФН), постановку которых целесообразно рассматривать в едином комплексе.

В состав гидрогеологических исследований на мелиорируемых территориях входит широкий круг задач по определению геофильтрационных параметров, решаемых на основании опытно-фильтрационных работ. Далее будут рассмотрены только задачи этого круга, которые наиболее характерны и в какой-то мере специфичны для гидрогеолого-мелиоративной обстановки.

Обоснование постановки ОФР включает в себя выбор видов ОФО и ОФН, задание их размещения и объемов. Следует подчеркнуть, что в этом направлении возникает много важных вопросов, решение которых еще остается неясным. Поэтому нередко постановка ОФР во многом определяется субъективными представлениями изыскателей и проектировщиков, что, конечно же, далеко не всегда приводит к оптимальным результатам.

Сложность этой задачи в значительной степени обусловлена ее многосвязным характером, требующим учета геологической обстановки (прямые связи) и инженерно-мелиоративных решений (обратные связи). Рациональное решение задачи постановки изысканий обязательно требует проникновения геологов в вопросы проектирования, а инженеров в вопросы геологических изысканий, что обычно трудно достижимо в связи как с организационными сложностями, так и с недостатками взаимопонимания между различными специалистами.

На первом этапе ОФР должны преобладать ОФН, позволяющие получить важную геофильтрационную информацию наименее трудоемким путем. В связи с этим следует подчеркнуть эффективность организации специальных режимно-балансовых наблюдений на перспективных для мелиорации территориях, что дает возможность получить материалы таких наблюдений к началу проведения изысканий.

На мелиорируемых территориях к основным задачам ОФН относится определение геофильтрационных параметров пород и пластов (главным образом коэффициентов фильтрации и грави-

тационной емкости, проводимости, сопротивления ложа водотоков), параметров, характеризующих питание и разгрузку грунтовых вод (интенсивности инфильтрации и испарения с учетом ее зависимости от глубины залегания грунтовых вод, фильтрационных потерь при свободной фильтрации из каналов и водотоков), параметров сопротивления ложа водотоков, водоемов, зон сосредоточенной разгрузки, а также гидродинамических характеристик инженерных сооружений (потерь напора в дренах, скважинах). Результаты ОФН используются для проверки и уточнения данных, принятых при проектировании, а также для исследовательских целей. Очень важна четкая целенаправленность постановки и методики ОФН, при которой последовательно проводится ключевой принцип как в пространстве — при построении наблюдательной сети, так и во времени — при задании режима наблюдений. Ключевой принцип пространственного расположения наблюдательной сети требует неравномерного распределения пьезометров по изучаемой области со сосредоточением их на ключевых участках, на которых поток изучается значительно более подробно с проверкой всех принимаемых допущений о его формировании (например, возможность принятия предпосылки о плановом или линейном характере потока и т. п.). Ключевой принцип ведения наблюдений во времени требует прежде всего временной неравномерности наблюдений с гораздо более детальными наблюдениями в выделяемые интересные периоды (например, при колебаниях уровней в канале, в начале поливов, при выявлении внутрисуточных колебаний уровня и т. п.).

В обосновании постановки ОФР значительную помощь оказывает применение моделирования в качестве инструмента решения разведочных задач, поскольку составление модели требует конкретного и законченного представления о расчетной схеме. С этой точки зрения рекомендуется проводить построение геофильтрационной модели как первый этап анализа геофильтрационного потока независимо от того, какой в дальнейшем будет принята методика расчетов.

Рассмотрим некоторые вопросы постановки и интерпретации ОФР применительно к типичным условиям мелиорируемых территорий. Методика проведения таких ОФР определяется требованиями решаемых мелиоративных задач и условиями строения водоносных пластов, причем прежде всего с этих позиций на мелиорируемых территориях выделяются зоны аэрации и насыщения.

§ 1. ОПРОБОВАНИЕ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ

В зоне аэрации (рис. 62) выделяются верхняя подзона, которая остается ненасыщенной после орошения, и нижняя подзона, которая после орошения становится насыщенной (в первом приближении граница между ними проводится на уровне критической глубины).

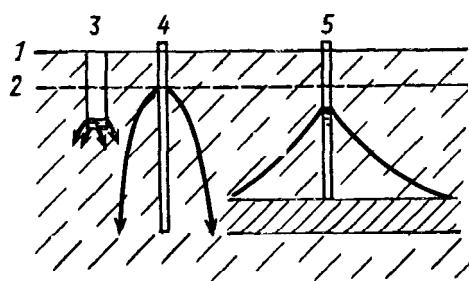


Рис. 62. Опытные опробования в зоне аэрации:

1 — поверхность земли; 2 — уровень заложения горизонтальных дрен; 3 — наливы в кольцевые инфильтрометры (шурфы); 4 и 5 — наливы в скважину (в однородных породах и на слабопроницаемый слой)

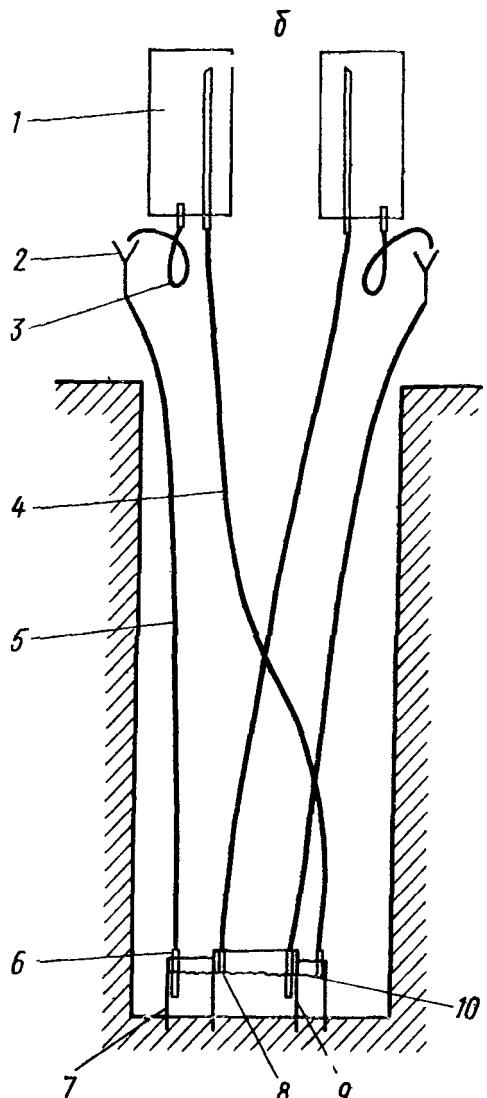
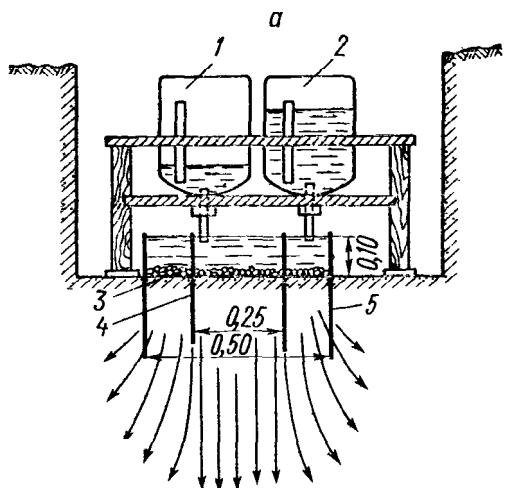


Рис 63 Схема налива в инфильтрометр

а — для неглубокого шурфа (1 и 2 — бутыли-сосуды Марнотта — для внешнего и внутреннего колец; 3 — слой гравия, 4 и 5 — внутреннее и внешнее кольца); б — для глубокого шурфа, по Е А Никитину (1 — сосуд Марнотта, 2 — воронка для разрыва струи, 3 — петля, 4 — «воздушный» шланг, 5 — «водяной» шланг, 6 — трубка, 7 — внешнее кольцо, 8 — место установки сетчатого фильтра, 9 — внутреннее кольцо, 10 — уровень воды)

В верхней подзоне в основном представляет интерес определение параметров влагопереноса, если только в дальнейшем предполагается прогнозировать процессы влагопереноса при поливах; кроме того, при проведении промывок с затоплением полей некоторый интерес представляет выявление экранирующих подпочвенных слоев, которые могут лимитировать интенсивность промывки. Эту задачу можно решать этажными экспресс-опробованиями, не стремясь к подробной характеристике проницаемости различных отложений в этой подзоне.

Нижняя подзона представляет интерес для дальнейших расчетов гидродинамического несовершенства горизонтального дренажа. С этой точки зрения особую значимость имеют характеристики наименее и наиболее проницаемых слоев, поскольку наименее проницаемые слои резко экранируют горизонтальные дрены, а наиболее проницаемые слои могут проявлять себя как дополнительные дренируемые пласти.

Чаще всего для опробования зоны аэрации используются наливы в шурфы и скважины. Предпринимались попытки оценки проницаемости пород зоны аэрации по опытам с нагнетанием воздуха, однако опыт таких опробований пока не позволяет оптимистично относиться к их результатам [7, 8, 30]. Существуют материалы, позволяющие положительно относиться к возможности получения достоверных результатов по данным лабораторных определений проницаемости на монолитах пород, но приемлемость этого пути еще требует более обстоятельного доказательства.

1.1. Наливы в шурфы (кольцевые инфильтрометры)

Наливы в шурфы до сих пор остаются наиболее распространенным способом оценки проницаемости пород зоны аэрации. Схема такого опыта — с инфильтрометром, состоящим из двух концентрических колец (рис. 63), — была предложена Н. С. Нестеровым [4].

Для выполнения опыта на тщательно выровненной и зачищенной площадке шурфа устанавливаются и осторожно вдавливаются на глубину 2—3 см металлические кольца инфильтрометра; дно кольца покрывается песком или мелким гравием слоем 1—2 см. Обычно наливы проводятся с поддержанием постоянного уровня воды (напора) в инфильтрометре слоем 5—15 см. Для непрерывной подачи воды в инфильтрометр используются сосуды Мариотта или мерные емкости с автоматическим регулятором уровня.

При проведении наливов на большой глубине Е. А. Никитиным (Средволгогипроводхоз) рекомендуется технологическая схема опыта, показанная на рис. 63, б. В этом случае проходка шурфа осуществляется шурфобуром без крепления стенок. Кольца, соединенные в единый пакет радиальными ребрами с ниппелем для буровой штанги, опускаются на дно шурфа и задавливаются буровым станком. Предварительно на трубы, приваренные к кольцам, одеваются резиновые шланги («воздушный» и «водяной»), подсоединяемые к сосудам Мариотта. «Водяные» шланги делаются с разъемной воронкой на поверхности земли, чем предотвращается излишний отсос воды из сосуда, и образуют петлю ниже воронки для исключения прорыва воздуха. Для шлангов используются жесткие трубы с внутренним диаметром не менее 8 мм. Трубку «воздушного» шланга следует защищать сеточным фильтром от попадания мусора.

В таких схемах расходы просачивающего потока измеряются по снижению уровня в сосуде Мариотта. Однако для расчетов по нестационарному режиму просачивания такой способ измерения

обычно оказывается слишком грубым, поскольку значительные погрешности в такие измерения вносят неучитываемые изменения объемов воды в кольцах. Для повышения точности расчетов рекомендуется осуществлять замеры скорости просачивания по скорости падения уровня в шурфе при отключеннном питании на время замеров. Для каждого такого замера достаточно снижение уровня на 2—4 см.

При опытных наливах под инфильтрометром создается очень сложный поток, обусловленный влиянием бокового растекания потока, капиллярных сил и неоднородности пород зоны аэрации.

Проиллюстрируем особенности такого потока некоторыми типовыми опытными данными.

На рис. 64, а приведены данные, иллюстрирующие динамику увлажнения под шурфом диаметром $d=1,2$ м при опытном наливе в эолово-делювиальные суглиники восточного Предкавказья. Как видно, непосредственно под шурфом

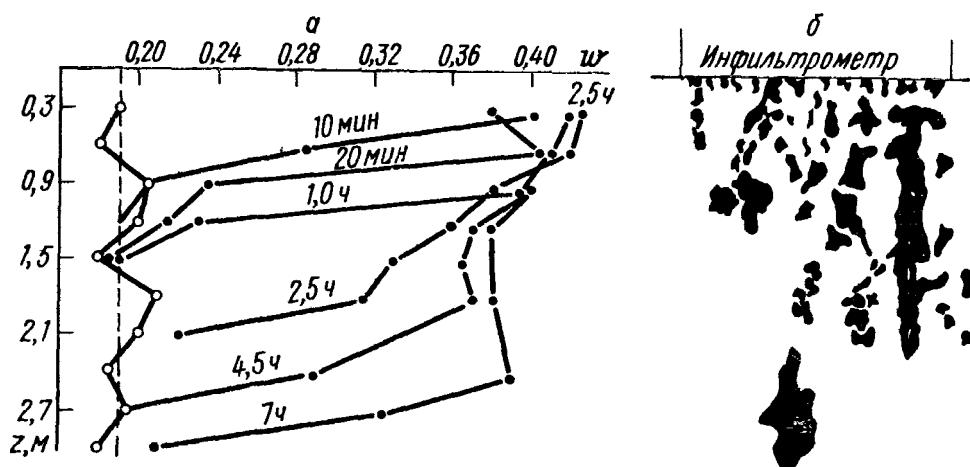


Рис. 64. Динамика увлажнения лёссовидных суглиников при наливе в шурфе: а — эпюра влажности под шурфом (по данным В. В. Бадова); б — зарисовка распространения красителя под шурфом в разрезе по диаметральному сечению (по данным Е. К. Широковой)

формируется зона с практически полным насыщением, под которой влажность в зоне просачивания оказывается довольно стабильной, резко изменяясь на границе зоны просачивания. На рис. 64, б приведена зарисовка Е. К. Широковой распространения цветного индикатора, запускавшегося в инфильтрометр диаметром 0,4 м, на территории Джизакского массива орошения. Как видно, здесь просачивание идет избирательным путем, сохраняя в основном вертикальное направление незакономерными проявлениями бокового растекания.

Таким образом, исходя из опытных данных можно утверждать, что при инфильтрации поток имеет чрезвычайно сложный характер, в значительной степени определяемый неоднородностью строения зоны аэрации, в связи с чем не представляется возможным составить расчетную схему фильтрации из шурфа, которая в полной мере отображала бы его особенности. Поэтому для практических расчетов целесообразно использовать наиболее простую расчетную схему вертикального просачивания, тем более что та-

кой характер просачивания характерен для типичных условий фильтрационного строения зоны аэрации.

Для вывода уравнения вертикального просачивания рассмотрим под инфильтрометром поток в столбе воды глубиной l , считая, что на фронте просачивания действует капиллярное давление h_k . Составим баланс на фронте просачивания при продвижении его на расстояние dl за бесконечно малое время dt при скорости фильтрации v :

$$\mu \frac{dl}{dt} = v. \quad (7.1)$$

При вертикальной фильтрации градиент напора здесь $I = (h_0 + h_k + l)/l$, где h_0 — глубина воды в шурфе, закон Дарси дает

$$v = k \frac{h_0 + h_k + l}{l}. \quad (7.1a)$$

Способы обработки данных наливов в шурфы на основе решений, получаемых интегрированием уравнений (7.1—7.1a), предложены Н. Н. Биндеманом и Н. Н. Веригиным [10]. Более удобный способ применения этого уравнения получается, если по предложению В. В. Бадова и В. М. Шестакова [4, 20] выразить глубину просачивания l через объем залитой воды $W = \mu \omega l$ (ω — площадь фильтрующей поверхности шурфа), тогда уравнение (7.1a) приводится к виду

$$v = k \frac{(h_0 + h_k) \mu \omega + W}{W} = k \left[1 + \frac{\mu \omega (h_0 + h_k)}{W} \right]. \quad (7.2)$$

Из выражений (7.2) следует, что если опытные данные налива с постоянным напором (глубиной воды h_0) нанести на график зависимости v от $1/W$, то точки должны лежать на прямую линию, отсекающую на оси v расчетную величину коэффициента фильтрации k . Кроме того, можно использовать для такой обработки данных график зависимости vW от W , на котором опытные точки также должны ложиться на прямую линию с уклоном, численно равным расчетному значению k . Достоинством таких способов является, в частности, возможность диагностики качества опыта по тому, насколько опытные точки укладываются на прямую линию. Отклонение опытных точек на расчетных графиках от прямой линии свидетельствует о влиянии неноднородности строения пород под шурфом, причем по характеру этих графиков можно судить о характере изменения проницаемости с глубиной (рис. 65). Сопоставление различных форм расчетных графиков свидетельствует о том, что график $vW - W$ несколько проще в интерпретации, однако на графике $v - W^{-1}$ четче выделяются начальные и конечные участки, что делает его применение более предпочтительным. Обработка многочисленных опытов показала достоверность и удобство такого способа, дающего также возможность сокращения времени проведения наливов. Заметим, что

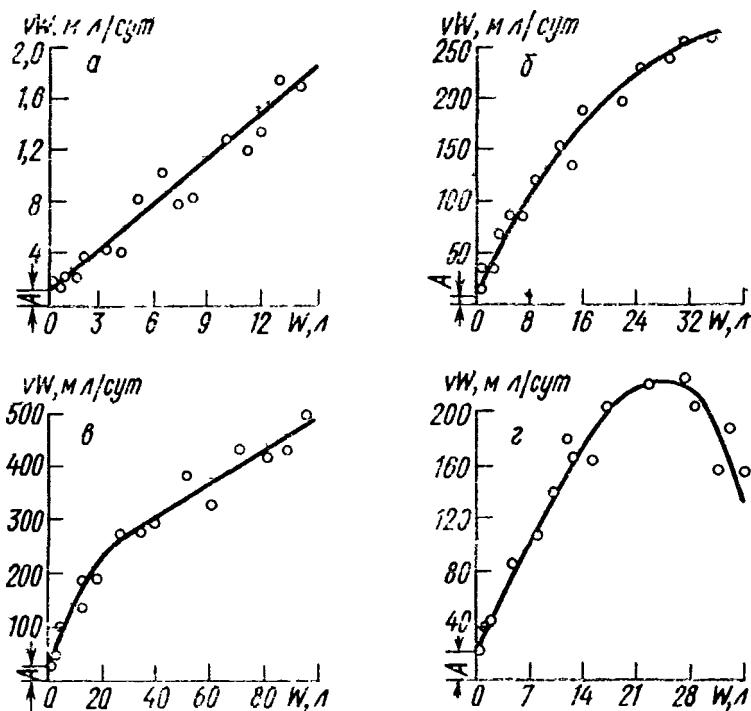


Рис. 65. Типичные графики зависимости v — w по данным наливов в золово-делявиальных суглинках [4]:
 а — однородная толща; б — постепенное уменьшение проницаемости по глубине; в — двухслойное строение фильтрующих пород; г — однородный слой с постепенным переходом к уменьшающейся по глубине проницаемостью

для расчетов по уравнению (7.2) требуются весьма тщательные замеры скорости фильтрации v , которые следует осуществлять по скорости падения уровня при отключении питания инфильтрометра на время замера.

В определенные таким образом значения k рекомендуется [4, 20, 29] вводить поправки, учитывающие боковое растекание из шурфа и неполную водонасыщенность зоны просачивания, однако обоснованность таких поправок представляется сомнительной из-за исключительной сложности просачивающегося потока.

При опробовании глинистых пород рекомендуется проведение единовременных наливов с последующим свободным понижением уровня, для описания которых В. В. Бадов [4] предлагает составленное по аналогии с (7.2) уравнение

$$vS = A + (1 - \mu)kS, \quad A = \mu kh_0, \quad (7.3)$$

где v и S — скорость снижения и величина понижения уровня воды; h_0 — начальная глубина воды в шурфе.

Реальные значения недостатка насыщения пород зоны аэрации обычно лежат в пределах 0,1—0,3, причем задание осредненного значения $\mu = 0,2$ вносит погрешность в определение величи-

ны k менее $\pm 20\%$, что можно считать вполне приемлемым. Тогда выражение (7.3) можно переписать в виде

$$vS = A + 0,8kS, \quad (7.4)$$

откуда следует, что на графике $vS - S$ опытные точки должны ложиться на прямую линию с уклоном, численно равным $0,8k$.

При интенсивном просачивании воды из инфильтрометра заметную роль играют движение и защемление воздуха, оказывающие существенное сопротивление движению воды. Прорывами воздуха, по-видимому, объясняется наблюдаемое иногда временное увеличение скорости просачивания в процессе инфильтрации. В связи с этим следует осторожно использовать рекомендации [10] проводить налив в трубу, насаживаемую на вырезаемый в дне шурфа цилиндрический монолит грунта, поскольку в этом случае осложняется вытеснение воздуха.

Для выявления условий растекания воды под инфильтрометром В. В. Бадовым были проведены опытные наливы в инфильтрометры различных диаметров. Материалы опытов показали некоторую тенденцию к уменьшению расчетной величины проницаемости при увеличении диаметра от 0,23 до 1,2 м, однако эта зависимость выражена недостаточно отчетливо. Наряду с этим наливы в большие кольца с внешним диаметром 2 м, проведенные на опытном участке Джизакского массива орошения, дали проницаемость значительно ниже, чем наливами в инфильтрометры диаметром 0,4—0,6 м. Можно предположить, что это различие связано либо с влиянием защемленного воздуха, либо с повышением роли слабопроницаемых слоев при увеличении диаметра инфильтрометра. Вместе с тем сравнение величин скоростей инфильтрации, замеренных на опытных полях, с величинами коэффициентов фильтрации, определенных наливами в шурфы, показывает, что в данном случае параметры проницаемости, определяемые по наливам в большие кольца, дают сопоставимые результаты с данными по инфильтрации с полей. Приведенные соображения, разумеется, должны обобщаться с определенной осторожностью, и их справедливость в иных природных условиях требует дополнительного обоснования. Вместе с тем результаты экспериментов позволяют утверждать, что по опытным наливам в стандартные шурфы можно определить лишь весьма ориентировочные значения коэффициентов фильтрации, которые дают основание провести некоторую условно сопоставительную оценку опробуемых слоев по степени и характеру проницаемости.

1.2. Налив на слабопроницаемый слой

При слоистом строении зоны аэрации, когда в ней имеются песчаные слои мощностью несколько метров, подстилаемые глинистыми слоями, их опробование может производиться наливом в песчаный слой, осуществляемый через скважины (рис. 66). При

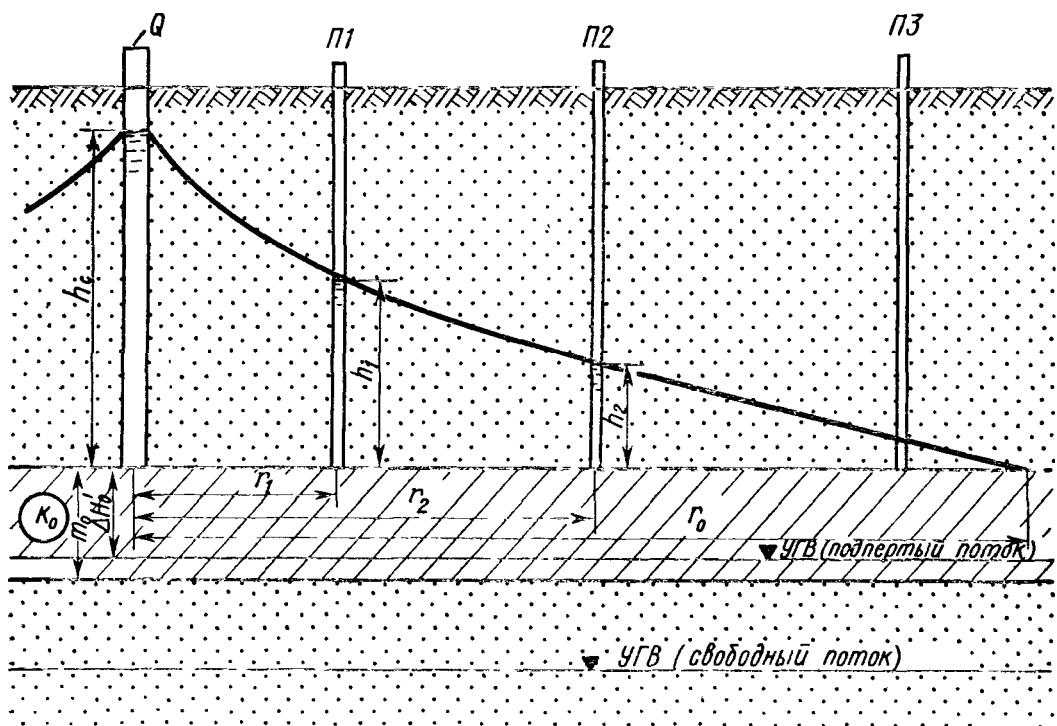


Рис. 66. Схема опытного налива в скважину на слабопроницаемый слой

этом поток растекается в опробуемом (песчаном) слое, одновременно просачиваясь через подстилающий (глинистый) слой. Такое опробование дает принципиальную возможность определить горизонтальную проницаемость опробуемого слоя и вертикальную проницаемость подстилающего слоя. Поскольку именно эти характеристики необходимы для прогнозных расчетов дренаажа или фильтрации из водохранилищ и каналов, то такой опыт является весьма информативным.

Вместе с тем теоретический анализ и практический опыт таких опробований свидетельствует о их значительной трудоемкости: такой опыт требуется проводить в течение десятков дней и даже месяцев, причем до сих пор нельзя считать полностью обоснованными методические положения их проведения и интерпретации. Поэтому при рассмотрении этих положений следует особое внимание уделять оценке влияния различных факторов, осложняющих процессы формирования фильтрационного потока при таком наливе. Изучение материалов натурных опытов показало [7, 28], что к таким факторам относятся изменение коэффициента насыщения в процессе нестационарного режима налива, нарушения горизонтальности водоупора и сложный характер просачивания в слабопроницаемом слое, на который при подпертой фильтрации может оказывать влияние «амортизационный эффект» отжимаемого воздуха.

Стремясь устранить или ограничить влияние этих факторов, приходим к рекомендации использовать данные налива только

для определения проницаемости песчаного слоя, что наиболее достоверно делается по данным квазистационарного режима, формирующегося при сравнительно длительном наливе в прилежащей к скважине зоне воронки растекания. При этом коэффициент фильтрации рассчитывается по формуле

$$k = 0,73 \frac{Q}{\Delta h^2} \lg \frac{r_2}{r_1}, \quad \Delta h^2 = h_2^2 - h_1^2, \quad (7.5)$$

причем практически формулу (7.5) можно применять при $r_2 < 0,3r_0$ (обозначения см. на рис. 66). Для проверки этого условия величину r_0 следует устанавливать по данным замеров воронки растекания. Достоверность такого расчета существенно повышается при наличии парных наблюдательных скважин, располагаемых по двум-трем лучам, симметричным относительно центральной скважины. В качестве расчетного принимается среднее из значений k , вычисленных по каждому из лучей.

Проницаемость подстилающего глинистого слоя рекомендуется определять по режиму снижения уровней воды после прекращения налива. Для этого используются данные замеров по лучам пьезометров, располагаемых вблизи центральной скважины.

Рассмотрим баланс потока в створе двух пьезометров, располагаемых на расстоянии r_1 и r_2 от центральной скважины, считая, что внутри наблюдательного створа скорости снижения уровней v_h и перетекания через слабопроницаемый слой v_0 постоянны по площади. Тогда в рассматриваемой области будет одинаковой интенсивность площадного поступления воды в воронку депрессии

$$w = \mu v_h - v_0 = \mu v_h - k_0 I_0, \quad (7.6)$$

где I_0 — средний градиент напора вертикального протекания. Определение величин v_h и I_0 следует производить по средней глубине воды h расчетной области потока, причем

$$v_h = \frac{\Delta h}{\Delta t}, \quad I_0 = \frac{\Delta H_0}{m_0}, \quad (7.6a)$$

где ΔH_0 — средний перепад напора в подстилающем слое, причем в случае свободной фильтрации из подстилающего слоя $\Delta H_0 = -h + m_0$, а в случае подпертой фильтрации $\Delta H_0 = h + \Delta H'_0$ (см. рис. 66).

При наличии центральной и двух наблюдательных скважин величину h можно задавать как средневзвешенное значение из глубин h_0 , h_1 и h_2 по относящимся к ним площадям потока, считая, что к центральной скважине относится площадь $F_0 = 0,25 \pi r_1^2$, к первому пьезометру площадь $F_1 = 0,25 \pi [(r_2 + r_1)^2 - r_1^2]$, а ко второму пьезометру площадь $F_2 = 0,25 \pi [(3r_2 - r_1)^2 - (r_2 + r_1)^2]$. Тогда

$$h = \frac{h_0 F_0 + h_1 F_1 + h_2 F_2}{F_0 + F_1 + F_2}. \quad (7.7)$$

В частности, при $r_2 = 2r_1$ получим

$$h = 0,16 (0,25h_0 + 2h_1 + 4h_2). \quad (7.7a)$$

В этом случае (т. е. при $r_2=2r_1$) центр тяжести радиального блока радиусом r_2 совпадает с положением первого пьезометра, и поэтому здесь можно также считать $h=h_1$. Этот же вариант задания h целесообразно, по-видимому, принимать при наличии кроме центральной скважины только одного пьезометра.

В радиальном безнапорном потоке при интенсивности площадного питания w распределение глубин потока будет описываться уравнением

$$h_0^2 - h^2 = \frac{wr^2}{2k}, \quad (7.8)$$

где h_0 — глубина потока в центральной скважине (при $r=0$). Записывая это уравнение для пьезометров 1 и 2, получим

$$h_1^2 - h_2^2 = \frac{w}{2k} (r_2^2 - r_1^2), \quad (7.8a)$$

а подставляя сюда выражение (7.6) для w , представим это уравнение в виде

$$\varphi_1(t) - \frac{k}{\mu} \varphi_2(t) = \frac{k_0}{\mu}, \quad (7.9)$$

где

$$\varphi_1(t) = \frac{\Delta h}{I_0 \Delta t}, \quad \varphi_2(t) = \frac{2(h_1^2 - h_2^2)}{I_0 (r_2^2 - r_1^2)}. \quad (7.9a)$$

Из уравнения (7.9) следует, что если опытные данные представить на графике зависимости φ_1 от φ_2 , то опытные точки должны ложиться на прямую линию, отсекающую на оси φ_1 величину k_0/μ , а на оси φ_2 величину $-k_0/k$. Таким же образом можно получить решение, рассматривая баланс потока между центральной скважиной и пьезометром 1, для чего уравнение (7.8) записывается при $r=r_1$ как

$$h_0^2 - h_1^2 = \frac{wr_1^2}{2k}. \quad (7.10)$$

Тогда в уравнении (7.9) φ_1 сохраняет то же выражение, а

$$\varphi_2 = \frac{2(h_0^2 - h_1^2)}{I_0 r_1^2}. \quad (7.11)$$

Такой расчет целесообразно использовать как проверочный, для подтверждения расчета по двум пьезометрам.

Описанная выше методика без каких-либо изменений может использоваться для интерпретации дающих снижения уровней после окончания налива в круглый или квадратный котлованы. Специфической при этом является только дополнительная инфильтрация под котлованом за счет стекания воды из зоны аэрации. Влияние этого фактора еще требует проверки.

Рекомендации по проектированию опытного налива на слабопроницаемый слой разработаны пока недостаточно обстоятель-

но. Для предварительных оценок можно задавать налив с расходом $Q=10-20 \text{ м}^3/\text{сут}$ в течение 10—15 сут. Поскольку в процессе опыта может происходить ухудшение приемистости скважины и снижение расхода налива, следует предусмотреть возможность устройства одной-двух дополнительных скважин, располагаемых в непосредственной близости (на расстоянии до 2 м) друг от друга. Следует стремиться к заданию возможно большего диаметра центральной скважины, что обеспечивает увеличение приемистости скважины. Вместе с тем четкие рекомендации по диаметру и способу устройства центральной скважины еще требуют обоснования.

Пьезометры опытного куста рекомендуется располагать по лучам на расстоянии $r_1=3-4 \text{ м}$ и $r_2=5-7 \text{ м}$ от центральной скважины, задавая дополнительный пьезометр для определения размеров воронки на расстоянии $r_3=10-15 \text{ м}$. На ключевых опытных наливах целесообразно располагать 2—3 таких луча в различных направлениях.

1.3. Налив в скважину в однородных породах

Наливы в скважину рекомендуется проводить и при сравнительно однородном строении зоны аэрации. Впервые расчетные зависимости для стационарных наливов в сухую скважину при однородном строении зоны аэрации представил

В. М. Насберг [17, 18]. Для налива в открытую скважину (рис. 67, а) расчетная формула для определения коэффициента фильтрации при расходе налива Q в скважину диаметром d_c при $25 < h_c/d_c < 100$ имеет вид

$$k = \frac{Q}{h_c^2} f\left(\frac{h_c}{d_c}\right), \quad f\left(\frac{h_c}{d_c}\right) = 0,42 \lg \frac{4h_c}{d_c}. \quad (7.12)$$

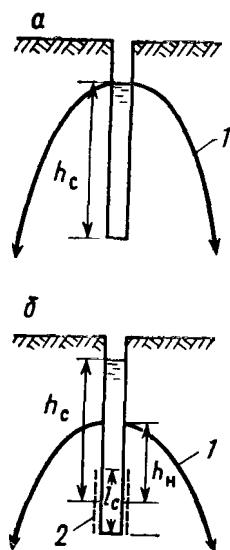


Рис. 67. Наливы в сухие скважины при однородном строении:
а и б — открытая и фильтровая скважины (1 — свободная поверхность, 2 — фильтр)

М. Н. Терлецкой по данным опытных наливов в фильтрационном лотке при $6 < h_c/d_c < 25$ были получены значения $f\left(\frac{h_c}{d_c}\right)$, которые, по В. М. Насбергу, аппроксимируются формулой (7.12) при

$$f\left(\frac{h_c}{d_c}\right) = 0,0068 \left(\frac{h_c}{d_c}\right)^{3/2}. \quad (7.12a)$$

Для налива в фильтровую скважину (рис. 67,б) с затопленной рабочей частью скважины (фильтром) длиной l_c В. М. Насберг получил [17] выражение, связывающее уровень воды в скважине h_c (отсчитываемый относительно середины фильтра) с расходом налива Q , которое приводится в несколько модифицированном виде:

$$h_c = \frac{Q}{2\pi k l_c} \ln \frac{1,4 l_c}{d_c} + 0,87 \sqrt{\frac{Q}{k}}. \quad (7.13)$$

Отсюда получается формула для определения коэффициента фильтрации по замеренным значениям h_c и Q :

$$k = \frac{5,2 A^2 Q}{(\sqrt{1 + 5,2 A h_c} - 1)^2}, \quad A = \frac{0,366}{l_c} \lg \frac{1,4 l_c}{d_c}. \quad (7.14)$$

В таких расчетах коэффициента фильтрации неизбежны погрешности, обусловленные сопротивлением прискважинной зоны, которое образуется при бурении скважин и изменяется при ее замачивании. Конкретных данных, свидетельствующих о роли этого фактора, не имеется, так что обоснованно говорить о возможных погрешностях таких опробований пока не приходится.

Исключить влияние прискважинной зоны в таком опыте можно, если при наливе в фильтровую скважину замерять высоту нависания h_n за стенкой скважины (см. рис. 67,б), величина которой не зависит от сопротивления прискважинной зоны. Из решения В. М. Насберга следует, что коэффициент фильтрации при этом определяется по формуле

$$k = 0,1 \frac{Q}{h_n^2}. \quad (7.15)$$

Для проведения такого налива можно рекомендовать устройство скважин диаметром $d_c = 0,2 - 0,3$ м с длиной фильтра $l_c = 1 - 1,5$ м, который делается с песчаной обсыпкой и сверху засыпается (с трамбовкой) супесчано-суглинистым грунтом, а на уровне 0,5 м над верхом фильтра устанавливается привязной пьезометр с коротким фильтром. Уровень воды в скважине и расход налива должны задаваться такими, чтобы высота нависания достигла привязного пьезометра. Для оценки параметров налива можно исходить из следующих расчетных данных, полученных при $l_c = 1$ м и $d_c = 0,2$ м:

Q/k	10	15	20	25
h_c	5,9	8,0	10,1	12,0
h_n	1,0	1,2	1,4	1,6

Как видно, в данном случае для достижения требуемых характеристик опыта следует проводить налив с глубиной воды в скважине около 10 м.

При обработке данных наливов в скважине возникают погрешности из-за влияния капиллярных сил; оценка этого влияния пока остается неясной [30].

§ 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК ВЛАГОПЕРЕНОСА

2.1. Полевые определения параметров влагопереноса

Для изучения процессов влагопереноса в зоне аэрации необходимо определение параметров двух основных водно-физических зависимостей: высоты всасывания от влажности и коэффициента влагопереноса от влажности или высоты всасывания. Наиболее достоверно эти зависимости устанавливаются по данным натурных исследований.

Важной методической предпосылкой таких расчетов является определение параметров влагопереноса, которое наиболее достоверно производится в натурных условиях. Зависимость высоты всасывания от влажности находится путем сопоставления значения влажности и высоты всасывания, замеренных в одних и тех же точках по тензиометрам, установленным в специально оборудованных шурфах [12, 28]. Основной шурф приходится на всю мощность зоны аэрации, контрольные шурфы (на расстоянии 10 и 50 м от основного) — на глубину 2—3 м ниже активной верхней зоны. Для проходки шурfov может быть использован буровой станок КШК-30А. Площадки вокруг шурfov нивелируются и засеваются культурой, характерной для данной орошающей площади. Стенки шурfov (для предотвращения влагообмена грунта с атмосферой) покрывают гидроизоляцией (парафином) и оборудуют креплением. Одновременно бурят и оборудуют скважины для контрольных замеров влажности методом НИВ на всю глубину зоны аэрации, а также устанавливают датчики температуры. Установка тензиометров в стенку шурфа для определения всасывающего давления производится с учетом неоднородности строения зоны аэрации.

При обработке таких данных, прежде всего по синхронным наблюдениям за влажностью и высотой всасывания, представляется возможность построить зависимость ψ от Q .

Для определения коэффициента влагопереноса необходимы данные режимных наблюдений за изменениями всасывающего давления и влажности в пределах опытного интервала зоны аэрации. Лучше всего для этой цели использовать условия, когда имеются сведения о интенсивности потока. Если известны данные о скорости потока v^0 на поверхности земли (например, при поливе затоплением, при изучении фильтрации из искусственного котлована и т. п.), то скорость влагопереноса v_{12} на участке потока Δz (рис. 68) будет $v_{12} = v^0 - \Delta\Omega/\Delta t$, где $\Delta\Omega$ — увеличение площади эпюры влажности между поверхностью земли и сечением посередине расчетного участка за расчетный интервал времени Δt . Зная замеренные по тензиометрам значения ψ_1 и ψ_2 в сечениях 1 и 2, найдем в соответствии с законом (4.5)

$$k = \frac{v_{12}\Delta z}{\psi_2 - \psi_1 - \Delta z}. \quad (7.16)$$

Аналогичный расчет можно провести, если при наличии разнонаправленного потока зафиксировать границу восходящего и нисходящего потоков, как это показано ниже (см. 2.3).

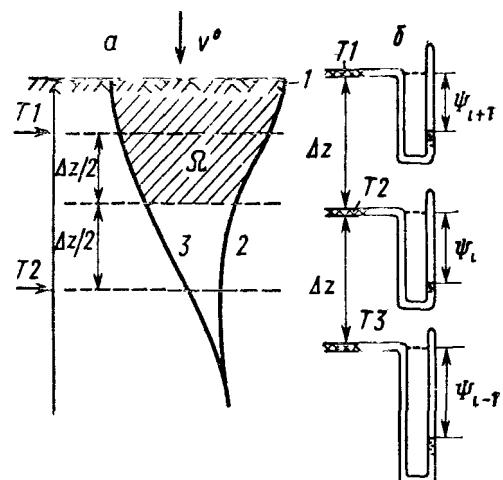


Рис. 68. Схема опыта для определения параметров влагопереноса:
 а — вблизи поверхности земли при известной скорости инфильтрации; б — расстановка тензиометров при отсутствии данных о скорости инфильтрации;
 1 — поверхность земли; 2, 3 — эпюры влажности на интервале времени Δt (заштрихована площадь с объемом влаги Ω), T1, T2, T3 — места установки тензиометров

При значительных изменениях скорости потока в пределах расчетного участка можно воспользоваться данными баланса потока на участке между тремя тензиометрами с параллельными замерами изменения влажности методом НИВ или каким-либо другим путем (рис. 68, б). Для получения коэффициента влагопереноса при этом используется конечно-разностное уравнение вертикального влагопереноса, которое при постоянном интервале Δz имеет вид

$$k_{i+1} \frac{H_{i+1} - H_i}{\Delta z} - k_{i-1} \frac{H_i - H_{i-1}}{\Delta z} = \frac{\Delta \theta}{\Delta t} \cdot \Delta z, \quad (7.17)$$

где k_{i+1} , k_{i-1} — осредненные значения коэффициентов влагопереноса между соответствующими точками; $\Delta \theta$ — среднее изменение объемной влажности, причем можно считать $\Delta \theta = 0,25(\Delta \theta_{i+1} + 2\Delta \theta_i + \Delta \theta_{i-1})$ или $\Delta \theta = \Delta \theta_i$.

В уравнение (7.17) прежде всего вводится эмпирический вид зависимости $k(\psi)$ или $k(\theta)$, принимаемый для данных пород по экспериментальным данным. Если, например, задать зависимость $k(\theta)$ вида (4.6а), то уравнение (7.17) при $i=1$ запишется так:

$$k'_\phi (\bar{\theta}')^n \frac{H_0 - H_1}{\Delta z} - k''_\phi (\bar{\theta}'')^n \frac{H_1 - H_2}{\Delta z} = \frac{\Delta \theta_1}{\Delta t} \Delta z, \quad (7.18)$$

где k'_ϕ и k''_ϕ — коэффициенты фильтрации (при полном насыщении) в областях между сечениями 0—1 и 1—2; $\bar{\theta}'$ и $\bar{\theta}''$ — осредненные значения относительных влажностей между теми же сечениями.

Для обобщенной обработки опытных данных разделим это уравнение на его первый член и запишем его в виде

$$1 - \frac{k''_\phi}{k'_\phi} f_1(t) = \frac{1}{k'_\phi} f_2(t), \quad (7.19)$$

$$f_1(t) = \left(\frac{\bar{\theta}''}{\bar{\theta}'} \right)^n \frac{H_1 - H_2}{H_0 - H_1}; f_2(t) = \frac{\Delta \theta_1 \Delta z^2}{\Delta t (\bar{\theta}')^n (H_0 - H_1)}. \quad (7.19a)$$

При этом по опытным данным предварительно при различных n рассчитываются значения $f_1(t)$ и $f_2(t)$ и строятся графики зависимости f_1 от f_2 .

В качестве расчетного выбирается вариант, дающий наилучшее согласование опытных точек с прямой линией. По отрезкам этой прямой f_1^0 и f_2^0 , отсекаемых на осях f_1 и f_2 , получаются значения $k_\Phi' = f_2^0$ и $k_\Phi'' = f_2^0/f_1^0$, которые соответствуют среднему значению влажности в пределах участка и за расчетный интервал Δt . Имея набор значений $k(\theta)$, целесообразно построить график $\lg k$ в зависимости от $\lg \theta$, угловой коэффициент которого дает возможность определить показатель степени n в выражении (4.6) и $\lg k_\Phi$ при $\theta = \theta_0$ на оси $\lg k$.

Для определения параметров влагопереноса в массиве зоны аэрации кроме наблюдений за естественным режимом целесообразно ставить масштабные опыты по искусственно увлажнению зоны аэрации. Одним из таких опытов является залив обвалованной площадки, линейные размеры которой должны, по крайней мере в 2 раза, превышать глубину опробуемой зоны. В центре площадки оборудуется скважина для наблюдения за влажностью с помощью нейтронного индикатора. Сбоку от шурфа или через скважины на разной глубине устанавливаются тензиометры. При оборудовании опыта особое внимание следует обратить на сохранение особенностей поверхности земли и имеющегося растительного покрова.

Методика рассмотренных натурных исследований может быть модифицирована в зависимости от конкретной ситуации и имеющихся технических средств. Главное, на что следует обратить внимание при проведении таких опытов, — это их масштабность и длительность.

2.2. Лизиметрические наблюдения

Для наблюдений за инфильтрацией и испарением на поверхности грунтовых вод, а также водным режимом зоны аэрации широко применяются лизиметры-испарители, представляющие собой колонну из металла, железобетона, пластмассы или других материалов, заполненную грунтом. Лизиметры могут быть круглого сечения или прямоугольного. Площадь сечения изменяется от долей квадратного метра до 2—4 м².

Лизиметры-испарители могут быть взвешиваемыми и не взвешиваемыми, некомпенсационными (без грунтовых вод) и компенсационного типа с поддержанием заданного уровня грунтовых вод. Одна из схем лизиметра с имитируемым постоянным уровнем грунтовых вод показана на рис. 69,а. Здесь о величине инфильтрации судят по объему воды, необходимой для восстановления заданного уровня, а объем долитой воды характеризует расход грунтовых вод в зону аэрации. Лизиметры обычно устанавливают в районах с глубиной залегания грунтовых вод менее 5 м.

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.

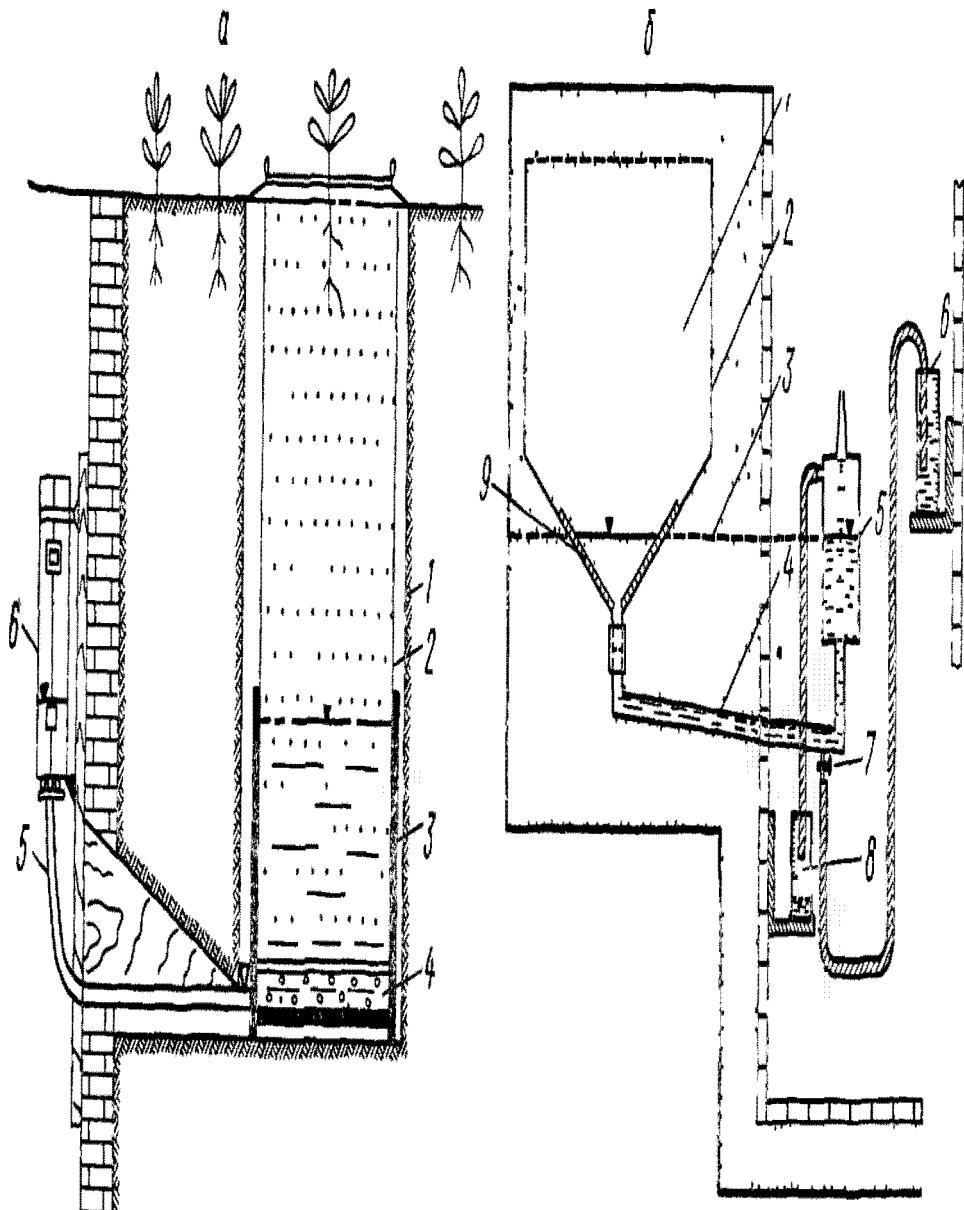


Рис 69 Схемы устройства лизиметров

а — установка компенсационного типа [9, 22] (1 — гнездо лизиметра, 2 — корпус, 3 — поддон, 4 — обратный фильтр, 5 — соединительный шланг, 6 — прибор автоматического долива воды), б — установка для изменения конденсации водяных паров в песке [2] (1 — почвенный монолит, 2 — металлический воронкообразный кожух, 3 — уровень грунтовых вод, 4 — трубка для поддержания постоянного уровня воды, 5 — приемный измерительный сосуд, 6 — верхний цилиндр для долива воды, 7 — кран, 8 — мерный цилиндр, 9 — сетчатый фильтр)

На рис. 69,б показана схема лизиметрической установки для измерения конденсационного питания грунтовых вод, заключенных в песках. Особенности конструкций лизиметров и анализа лизиметрических данных описаны в работах [2, 9, 22, 24].

Кроме того, непосредственное определение расхода влагопереноса предлагается проводить с помощью «мигрометров» или «балансометров», устанавливаемых в шурфе или в специальных нишах по глубине шурфа [12]. Балансометр (рис. 70) состоит из

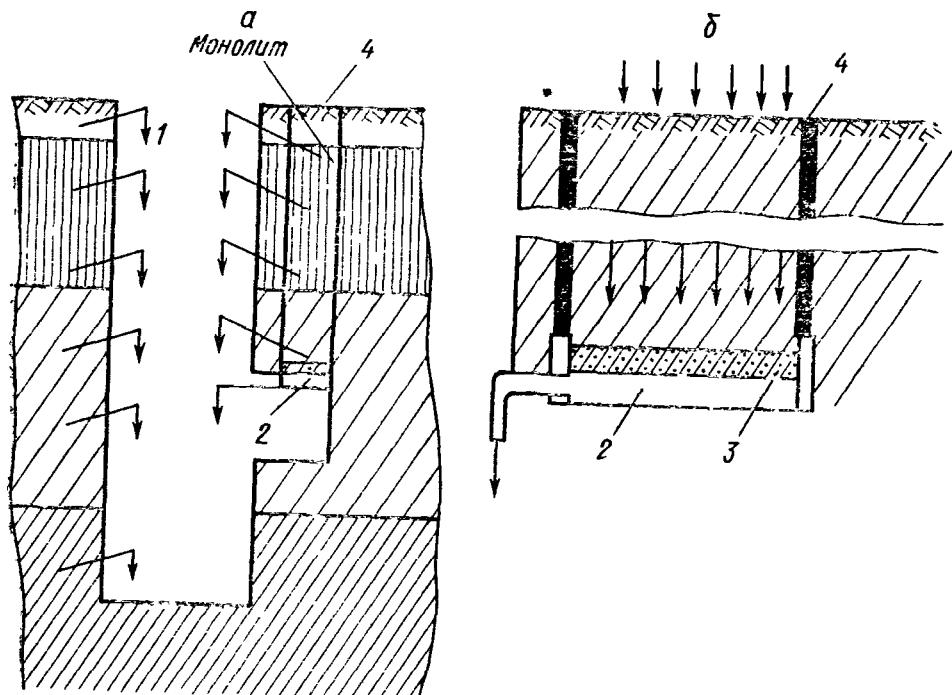


Рис. 70. Шурф, оборудованный балансометром:

а — оборудование шурфа; **б** — устройство монолита (1 — тензиометры, 2 — камера пониженного давления, 3 — пористый элемент, 4 — гидроизоляция)

двух керамических пористых пластин (проницаемых для воды и непроницаемых для воздуха), которые резиновыми уплотнениями соединяются с камерами отрицательного давления. Последние имеют по два штуцера для заполнения камер водой, удаления пузырьков воздуха и подсоединения водяных колонн и измерительных устройств. Между керамическими пластинами помещается металлический цилиндр с монолитом грунта, в котором установлены два тензиометра для определения потенциала влаги. Собранный прибор устанавливается в вертикальном положении в той же нише, откуда отбирался монолит грунта. С помощью водяных колонн в камерах отрицательного давления создается разрежение, соответствующее всасывающему давлению в тех же сечениях естественного разреза зоны аэрации. Возникающий в результате разности потенциалов поток влаги в монолите через некоторое время становится постоянным, т. е. расход воды из

одной мерной бюретки равен приходу воды в другую мерную бюретку. Интенсивность этого потока и характеризует расход влаги в естественных условиях. Поскольку определение расхода производится в установившемся режиме, исследуемое сечение необходимо выбирать там, где нет резких изменений потенциала влаги. Представительность использования мигрометров для оценки расхода потока влаги еще требует обоснования ввиду их малых размеров.

2.3. Определение питания подземных вод по наблюдениям за влагопереносом в зоне аэрации

Широкое и плодотворное распространение для изучения питания грунтовых вод получают методы, основанные на исследовании процессов влагопереноса в зоне аэрации, уже доказавшие свою эффективность при умелом применении.

Для оценки направления потока влаги и его относительной интенсивности при стационарном режиме влагопереноса, который наблюдается обычно при глубоком залегании уровня подземных вод, В. Н. Чубаровым предлагается использовать способ палеток влажности, основанный на сопоставлении эпюры распределения влажности в зоне аэрации с теоретической палеткой, представляющей собой набор графиков расчетного распределения влажности, соответствующих различным значениям интенсивности площадного питания. Однако значительная зависимость содержания влажности от литологического строения зоны аэрации осложняет применение этого способа.

Более удобную информацию для такого расчета можно получить, используя замеры распределения высоты всасывания в пределах зоны аэрации. При этом расчетные зависимости получаются исходя из выражения (4.5) при задании формы эмпирической зависимости $k(\psi)$. Например, при использовании водно-физических свойств в форме (4.6,а) и (4.6,б), когда $k=k_\Phi \exp(-\beta\psi)$, где $\beta=n/h_k$, интегрирование выражения (4.5) приводит к уравнению

$$z = \psi - \frac{1}{\beta} \ln \frac{1 - \frac{v_z}{k_\Phi} e^{-\beta\psi}}{1 - \frac{v_z}{k_\Phi}}. \quad (7.20)$$

График зависимости $\beta\psi$ от βz при различном соотношении v_z/k_Φ показан на рис. 71. При отсутствии потока в зоне аэрации ($v_z=0$) высота всасывания ψ в каждой точке соответствует высоте над уровнем подземных вод z . При питании $v_z < 0$ и $\psi < z$, а при восходящем потоке $v_z > 0$ и $\psi > z$. Для определения направления потока влаги в зоне аэрации, зная зависимость $\psi(z)$, можно построить соответствующие графики распределения влажности в зависимости от интенсивности расхода и направления потока.

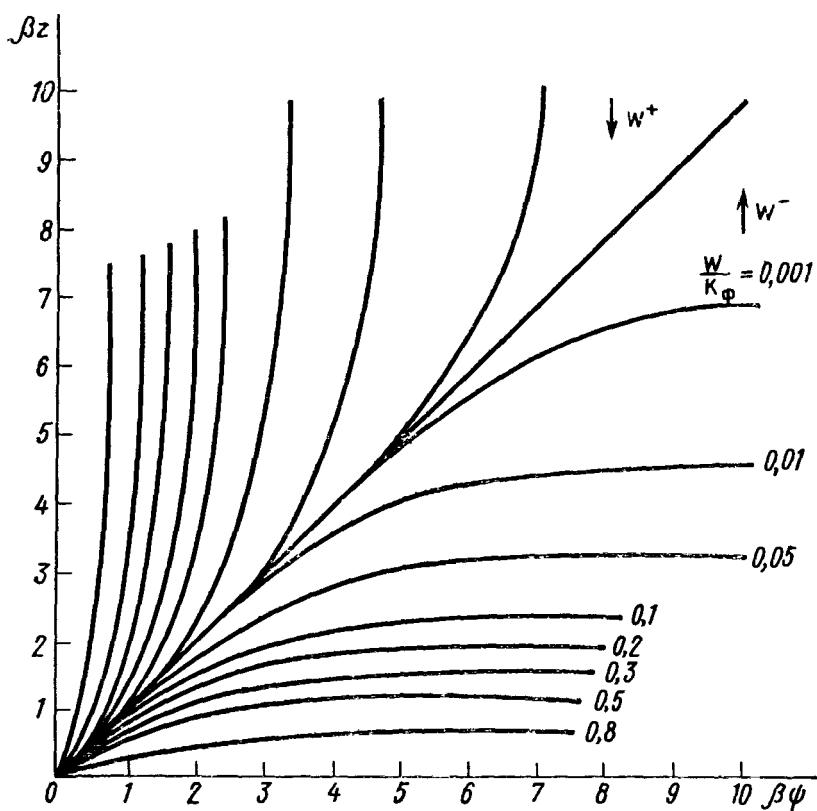


Рис. 71. График распределения безразмерной высоты всасывания $\beta\psi$ от безразмерной ординаты капиллярной зоны βz согласно уравнению (7.20)

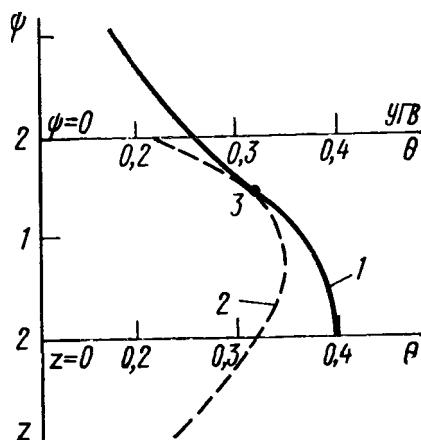
Зависимость $\psi(\theta)$ может устанавливаться по равновесному распределению влажности $z(\theta)$ при отсутствии влагопереноса ($v_z=0$) и заданию $z=0$ на свободной поверхности.

Эти же материалы позволяют изучить влияние интенсивности испарения на характер распределения влажности в капиллярной зоне, причем данные, полученные при глубоком залегании уровня, дают возможность построить кривую $\psi(\theta)$ в достаточно большом диапазоне влажности. Следует отметить, что такие низкие значения скоростей влагопереноса реально не могут быть определены каким-либо другим методом.

Наблюдения за влагопереносом в верхней части зоны аэраций при ее достаточной мощности позволяют оценить нисходящие и восходящие потоки влаги. Для этого прежде всего находится граница, разделяющая восходящий и нисходящий потоки. Как отметил И. С. Пашковский [21], поскольку на этой границе удовлетворяется условие $d\psi/dz=1$, то здесь равновесная кривая $\psi(\theta)$ и профиль влажности $z(\theta)$ должны иметь общую касательную. Поиск этой границы удобно проводить, имея вычерченную на кальке кривую зависимости $\theta(\psi)$. Калька с кривой накладывается на график влажности так, чтобы их вертикальные оси совмешались (рис. 72), причем, перемещая кальку вверх или вниз, легко найти такое ее положение, где кривые имеют

общую касательную, совпадая в одной точке (очевидно, что эти кривые должны быть построены в одинаковом масштабе). После этого расчет поступления влаги к уровню грунтовых вод w^+ или к любому выделенному сечению v_z определяется по изменению площади эпюры влажности между этим сечением и границей раздела потока, а расход восходящего потока v_z — по изменению площади эпюры влажности между границей раздела и поверхностью земли. Учитывая имеющееся обычно небольшое количество замеров влажности и их невысокую точность, расчеты удобнее

Рис. 72 График для определения водораздельного сечения восходящего и нисходящего влагопереносов (1 — кривая зависимости $\psi(\theta)$, 2 — замеренная кривая распределения влажности по высоте, 3 — водораздельная точка)



проводить, вычисляя объемы влаги, заключенные между эпюрами и ограниченные каким-либо сечением и границей между восходящими и нисходящими потоками влаги.

Ряд рекомендаций по натурным исследованиям влагопереноса на орошаемых территориях представлен в работах И. Е. Жернова и его сотрудников [12]. Практически все существующие методы определения параметров влагопереноса основаны на описанной в главе 4 модели влагопереноса, предполагающей гомогенность среды. Вместе с тем обстоятельным экспериментальным материалом, приведенным в работе [12], показано, что данные режима влагопереноса нередко не согласуются с данными режима уровней грунтовых вод (например, при нисходящем влагопереносе, фиксируемом по тензометрам, наблюдается спад уровня грунтовых вод и наоборот). Это объясняется движением воды по отдельным проводящим «каналам». Поэтому при изучении параметров влагопереноса, строго говоря, необходимо обосновывать исходную математическую модель процесса.

§ 3. ОПРОБОВАНИЕ ЗОНЫ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПОРОД

Постановка опробования водоносной зоны обуславливается главным образом ее литолого-фильтрационным строением. Приведем рекомендации для характерного типа двухслойного строения водоносной зоны, когда водоносная толща состоит из водоносного песчано-гравийного пласта и покровного супесчано-глинистого пласта (рис. 73). В таких условиях с точки зрения прогнозных расчетов необходимо определять проводимость водоносного пласта и проницаемость (коэффициент перетока) покровного пласта, причем для обоснования горизонтального дре-

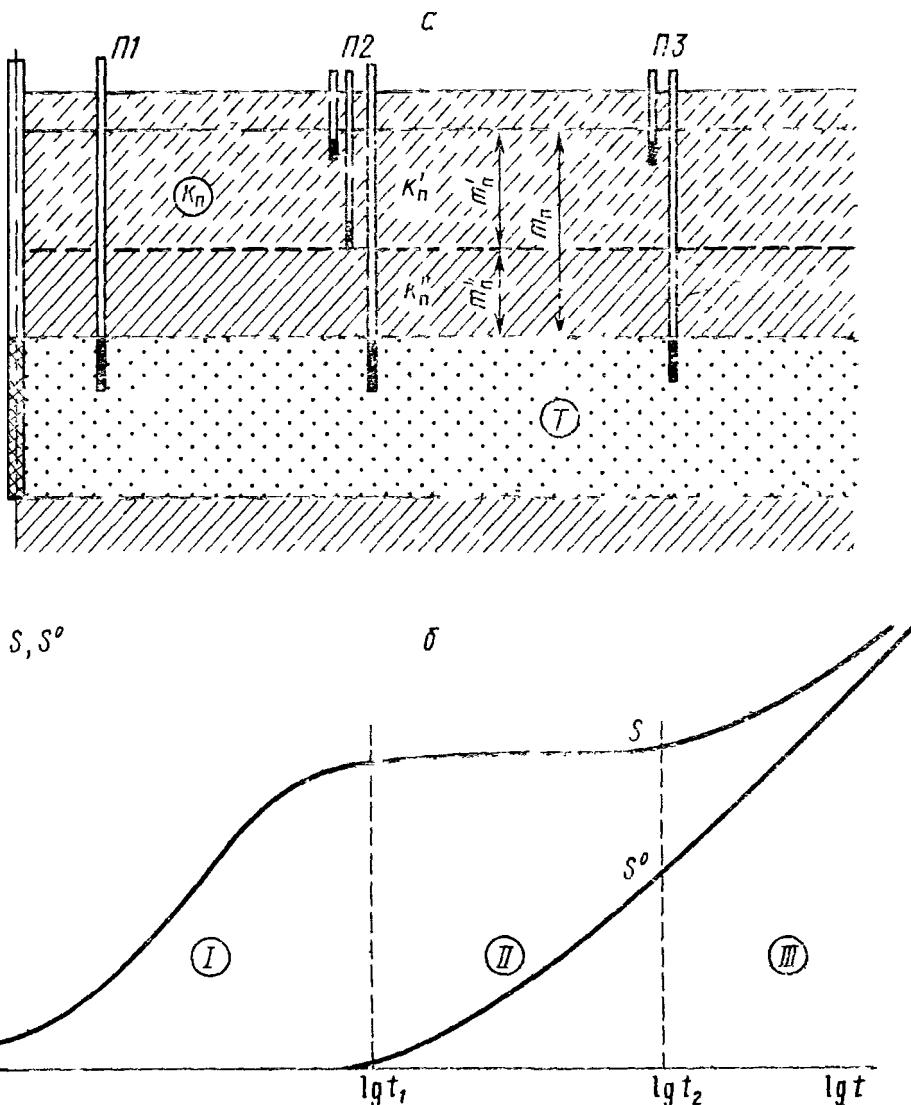


Рис. 73. Откачка в двухслойном пласте:
 а — схемы опытного куста; б — кривые временного прослеживания понижения уровней S и S^0 в основном пласте и свободной поверхности

нажа необходимо выделять в покровном пласте слабопроницаемые слои, проницаемость которых должна быть определена особо.

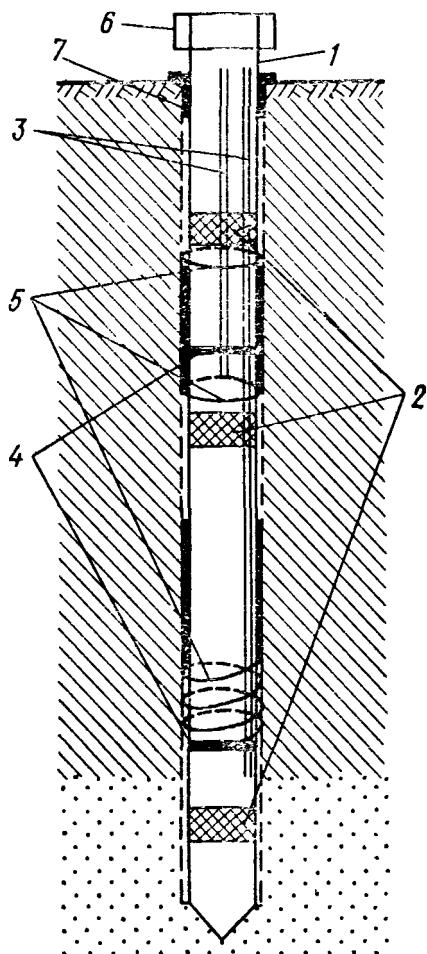
Наиболее полно эти задачи решаются проведением кустовой откачки в водоносном пласте с наблюдательными скважинами в водоносном и покровном пластах. Примерная схема опытного куста приведена на рис. 73,а; в нем центральная скважина должна вскрывать водоносный пласт полностью (по крайней мере при мощности пласта до 15—20 м) или хотя бы в пределах его основной проводящей части; в водоносном пласте устанавливается не менее трех наблюдательных скважин на расстояниях 50—200 м от центральной скважины, в покровном пласте устанавливаются скважины (пьезометры) на свободную поверхность и

в сравнительно проницаемых слоях (такие пьезометры должны иметь небольшую длину фильтра и могут устанавливаться в одной скважине, как это показано, например, на рис. 74).

Как известно [16, 20], при проведении таких откачек в графиках временного прослеживания выделяется три периода: упругого, ложностационарного и гравитационного режимов (I, II, III на рис. 73, б). Поскольку основными задачами такого опробования является определение проводимости пласта и проницаемости покровных отложений, целесообразно устанавливать длительность таких откачек достаточной для четкого проявления периода ложностационарного режима и заметного снижения уровней в верхних пьезометрах. Тогда время откачки должно составлять 5—10 суток в зависимости от проницаемости покровных отложений, а время опорных откачек, проводимых для обоснования оптимального режима

Рис. 74. Устройство ярусных пьезометров в одной скважине (по С. В. Решетникову [23]):

1 — фильтровая колонна, 2 — фильтры, 3 — пьезометрические трубы, 4 — изолирующие пластины, 5 — затрубная изоляция, 6 — крышка, 7 — цементный замок



таких опробований, следует увеличивать в 2—3 раза. Важно при этом достигать возможно большего дебита скважин для проявления заметных понижений в наблюдательных скважинах (обычно оптимальная величина дебита составляет 20—30 л/с и до 50 л/с в песчано-гравийных пластах).

Для определения проводимости пласта T и параметра перетекания B_n удобно воспользоваться данными понижений уровней в нижнем пласте на период ложностационарного режима. Здесь понижения S_{nc} , определяемые в точке перегиба кривой временного прослеживания (см. рис. 73, б), описываются уравнением

$$S_{nc} = \frac{Q}{2\pi T} K_0(\bar{r}), \quad r = \frac{r}{B_n}, \quad B_n = \sqrt{\frac{T}{\chi_n}}, \quad \chi_n = \frac{k_n}{m_n}, \quad (7.21)$$

которое при $r < 0,3B_n$ принимает более простой вид:

$$S_{nc} = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,12B_n}{r} = 0,366 \lg \frac{1,12B_n}{r}. \quad (7.22)$$

Для обработки опытных данных прежде всего строится график площадного прослеживания в координатах S_{lc} и $\lg r$, и на нем по опытным точкам проводится прямая линия, которая на оси $\lg r$ отсекает величину $\lg R$, где $R = 1,12B_{\pi}$. Если для используемых пьезометров удовлетворяется условие $r < R/4$ и опытные точки хорошо ложатся на прямую, то правомерно проведение расчетов по уравнению (7.22) и по характеристикам такой прямой находятся значения искомых параметров:

$$T = 0,366QC_r, \quad B_{\pi} = 0,9R, \quad (7.23)$$

где $C_r = \Delta S_{lc} / \Delta \lg r$ — уклон прямой на графике площадного прослеживания.

Если же для каких-то пьезометров условие $r < R/4$ не удовлетворяется, то обработка таких опытных данных ведется по уравнению (7.21) способом эталонных кривых — путем совмещения *опытного графика* $S_{lc}(r)$ и эталонной кривой функции $K_0(\bar{r})$, построенных в билогарифмическом масштабе [16, 20]. По полученным значениям B_{π} и T находится также коэффициент фильтрации покровных отложений $k_{\pi} = m_{\pi}T/B_{\pi}^2$.

Пьезометры в покровном пласте используются для определения относительной проницаемости слоев между этими пьезометрами по соотношению (7.32) и для оценки текущей водоотдачи μ из соотношения (7.30), а также для диагностики процесса.

Гидродинамический анализ показывает, что при наличии в покровных отложениях песчаных прослоев на ход снижения уровня свободной поверхности существенное влияние может оказывать горизонтальный поток в покровных слоях, причем при опытных откачках нарушения уравнения (7.21) реально проявляются на расстоянии нескольких десятков метров от центральной скважины. Поэтому предпосылка постоянства вертикальных скоростей фильтрации в покровном пласте должна проверяться по данным режимных наблюдений в кустах этажных пьезометров, исходя из условия постоянства соотношения градиентов напора между каждой парой пьезометров на различные периоды времени.

Заметим, что рассчитанное по приведенной методике значение гравитационной водоотдачи μ из-за влияния капиллярной зоны и гетерогенности покровных отложений обычно оказывается существенно заниженным. Анализ показывает [28], что стабилизация процесса водоотдачи в супесчано-суглинистых породах происходит очень медленно, растягиваясь на несколько месяцев, так что рассчитывать на непосредственное использование опытных откачек для полной оценки емкостных характеристик пород не представляется возможным. Вместе с тем для определения параметров проницаемости пластов (T и k_{π}) достаточно лишь четкого проявления ложностационарного режима, который обычно наступает в течение 1—2 суток после начала откачки.

Таким образом, для определения основных расчетных параметров можно ограничиваться сравнительно кратковременными

откачками, проводимыми в течение 1—2 суток при обязательном соблюдении условия постоянства дебита откачки (особенно в первые часы), после чего производятся тщательные наблюдения за восстановлением уровня. При нормальном протекании процесса начальные периоды снижения и восстановления уровня должны совпадать, если кривые прослеживания для восстановления уровня строятся в координатах ΔH_b , $\lg t_b$, где ΔH_b — повышение уровня относительно сниженного в конце откачки; t_b — время восстановления уровня. Если кривые прослеживания снижения и восстановления уровня не совпадают, то необходимо сразу же провести повторную откачку в течение нескольких часов, добиваясь согласования повторных результатов.

При проектировании таких откачек следует задавать как минимум в нижнем пласте луч из трех пьезометров, располагаемых на расстояниях 25, 50 и 100 м от центральной скважины (эти расстояния могут уточняться разведочными расчетами откачек), с дублерами на свободной поверхности. До сих пор неясно влияние плановой неоднородности водоносных и покровных отложений на результаты таких откачек, в связи с чем в некоторых откачках (рассматриваемых как опорные) следует предусматривать устройство второго луча пьезометров, а также бурение сетки пьезометров до уровня свободной поверхности с проведением единовременных замеров в конце опытной откачки. Важно также достигать возможно большего дебита скважин для проявления заметных понижений в наблюдательных скважинах (обычно оптимальная величина дебита составляет 20—30 л/с). В мощных водоносных пластах такие откачки приходится проводить из несовершенных скважин, что создает некоторые осложнения в интерпретации данных, особенно заметные в неоднородных по разрезу водоносных пластах. Рекомендации по проведению и интерпретации таких откачек приведены в работе [16].

Как уже отмечалось выше, по данным таких откачек невозможно определить расчетные значения гравитационной емкости μ , пригодные для прогнозов подпора и дренирования грунтовых вод. Для длительных прогнозов, по-видимому, следует считать ее равной активной пористости, однако ее определение в литологически пестрых покровных отложениях ставит свои проблемы, которые пока еще не получили решения.

Для оценки горизонтальной проницаемости покровных отложений (потребность в этом возникает для обоснования гидродинамического несовершенства горизонтального дренажа) следует дополнительно проводить кустовые откачки (из несовершенных скважин) непосредственно в покровных отложениях.

Постановка и интерпретация таких откачек существенно зависят от литолого-фильтрационного строения покровных отложений. Если, например, в зоне аэрации среди глинистых пород имеются опесчаненные слои (глинистые пески, легкие супеси), то целесообразно центральную и основные наблюдательные скважины устанавливать в пределах этого слоя, добавляя для конт-

роля пьезометр на свободной поверхности (рис. 75). Проводя откачку с постоянным дебитом, можно обрабатывать ее по фундаментальной схеме перетекания с совершенной центральной скважиной, используя уравнение (7.21), как в пласте проводимостью $T = k_n^0 m_n^0$ при коэффициенте перетока $\chi_n = k_n'/m_n' + k_n''/m_n''$. Принимая по каким-либо данным (исходя из литологического строения или по лабораторным определениям) соотношение k_n'/k_n'' , можно получить каждое из значений k_n' и k_n'' .

Имеются рекомендации (см., например, [1]) по определению проницаемости покровных отложений одиночными откачками и

экспресс-опробованиями (наливы или откачки), однако достоверность таких опробований трудно оценить по двум причинам: во-первых, всегда остаются неясными погрешности за счет влияния сопротивления прискважинной зоны, во-вторых, так определяется проницаемость, характеризующая некое среднее значение между вертикальной и горизонтальной, причем обычно ближе к последней. Поэтому возможности использования опробований одиночных скважин еще требуют специального обоснования.

В двух- и многопластовой системе возникает необходимость определения проницаемости разделяющих глинистых слоев (пластов). В этом случае приходится идти на проведение мощных и длительных кустовых откачек из одного водоносного пласта с пьезометрами в опробуемом и соседних пластах, причем длительность откачек в этом случае должна быть специально обоснована.

Довольно неопределенным пока остается обоснование откачек применительно к условиям схемы беспластового строения, где приходится ориентироваться на использование локальных опытных откачек из несовершенных скважин, интерпретация которых при мелкослоистом строении водоносных отложений часто бывает затруднительной.

§ 4. ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ В РАЙОНАХ ДРЕН

В зоне дренажа формируется режим грунтовых вод, в котором активно проявляются элементы баланса (иригационного питания, эвапотранспирации) и параметры геофильтрационного строения потока. Поэтому постановка опытно-фильтрационных наблюдений в таких условиях весьма эффективна. Вместе с тем проходящие в зоне дренажа геофильтрационные процессы имеют слож-

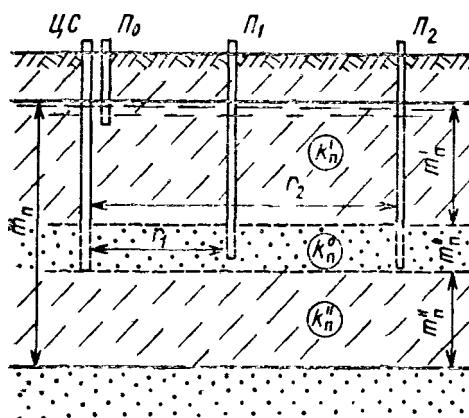


Рис. 75. Схема откачки из несовершенной скважины в покровном пласте:

ЦС — центральная скважина,
П₀, П₁, П₂ — пьезометры

проведение мощных и длительных кустовых откачек из одного водоносного пласта с пьезометрами в опробуемом и соседних пластах, причем длительность откачек в этом случае должна быть специально обоснована.

Довольно неопределенным пока остается обоснование откачек применительно к условиям схемы беспластового строения, где приходится ориентироваться на использование локальных опытных откачек из несовершенных скважин, интерпретация которых при мелкослоистом строении водоносных отложений часто бывает затруднительной.

ный характер и требуют внимательного, творческого анализа, дефицит которого нередко ощущается в существующих работах этого направления. Ниже представлены некоторые типичные примеры ОФН в зонах горизонтального и вертикального дренажа, далеко не исчерпывающие возникающих при этом задач и вопросов.

4.1. Определение ирригационного питания по наблюдениям вблизи дрен

На орошаемой территории между горизонтальными дренами возникает довольно сложный по структуре и режиму поток, обусловленный неравномерностью поливов во времени и в пространстве. Здесь в период полива происходит быстрый подъем уровней за счет инфильтрации оросительных вод, после чего в межполивной период следует спад уровней, причем периоды поливов на различных участках поля не совпадают между собой. По наблюдениям за потоком, формирующимся вблизи дрен, могут определяться проводимость и гравитационная емкость пласта, а также интенсивность инфильтрационного питания (испарения). Сложность изменения потока в пространстве и во времени требует здесь особого внимания к выделению для определения геофильтрационных параметров (строения и питания) таких участков потока и периодов режима, на которых влияние определяемых параметров проявляется в режиме подземных вод наиболее рельефно и удобно для практической интерпретации.

При наличии в разрезе четко выдержанного водоносного пласта целесообразно для определения параметров ирригационного питания использовать данные наблюдений *на участках между дренами* по пьезометрам, располагаемым в основном водоносном пласте вне влияния придренной зоны резкой деформации, где для расчетов можно применять конечно-разностные уравнения планового потока.

Рассмотрим пути применения таких уравнений для условий, когда поток на участке наблюдений можно считать одномерным в плане и направленным перпендикулярно к дрене. Здесь для расчетов необходимо иметь наблюдательный створ, расположенный по нормали к дрене и состоящий из двух пьезометров с каждой стороны от дрены (рис. 76). Составим баланс потока за расчетный интервал времени Δt в пределах участков потока, относящихся к первым от дрены пьезометрам (1' и 1" на рис. 76):

$$q_d = T (I'_1 + I''_1) + 0,5 (w' - \mu v'_h) \Delta x'_1 + 0,5 (w'' - \mu v''_h) \Delta x''_1, \quad (7.24)$$

где T и μ — проводимость и гравитационная емкость пласта; $I'_1 = (H'_1 - H_0) / \Delta x'_1$, $I''_1 = (H''_1 - H_0) / \Delta x''_1$ — градиенты напора между пьезометрами 0—1' и 1"; $\Delta x'_1$ и $\Delta x''_1$ — размеры расчетных участков потока; w' и w'' — интенсивность инфильтрации в пределах участков створов $\Delta x'_1$ и $\Delta x''_1$; v'_h и v''_h — средняя скорость подъе-

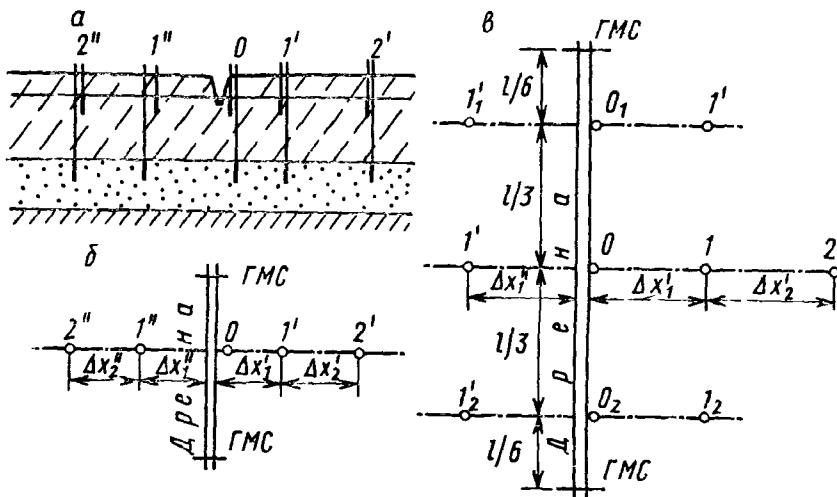


Рис. 76 Схема размещения пьезометрической сети ОФА на междурене:
 а — вертикальное сечение при двухслойном строении дренируемого потока; б
 и в — расположение створов пьезометров в плане между гидрометрическими
 створами (ГМС)

ма уровней в пределах участков (при спаде уровней значения v_n будут отрицательными).

Обработку данных по уравнению (7.24) целесообразно прежде всего производить при отсутствии инфильтрации (например, на период спада уровней после окончания полива), когда это уравнение принимает вид

$$q_{\text{д}} = T(I'_1 + I''_1) - 0,5\mu(v'_h \Delta x'_1 + v''_h \Delta x''_1). \quad (7.25)$$

Уравнение (7.25) преобразуется к виду

$$\theta(t) = T - \mu \varphi(t) \quad (7.26)$$

или

$$\theta(t) = \frac{q_x}{I_1' + I_1''}, \quad \varphi(t) = \frac{v_h' \Delta x_1' + v_h'' \Delta x_1''}{2(I_1' + I_1'')}. \quad (7.26a)$$

Для расчетов параметров по уравнению (7.26) по опытным данным рассчитываются значения $\theta(t)$ и $\phi(t)$ на ряд моментов времени, и по этим значениям строится график связи θ и ϕ , который должен удовлетворительно аппроксимироваться прямой линией, отсекающей на оси θ величину проводимости T , а на оси ϕ — величину $a = T/\mu$.

После этого можно использовать уравнение (7.24) для определения величин w' и w'' , преобразуя его к виду

$$w' \Delta x'_1 + w'' \Delta x''_1 = 2q_d - 2T(I' + I'') + \mu(v'_h \Delta x'_1 + v''_h \Delta x''_1). \quad (7.27)$$

Далее следует задать соотношение между величинами w' и w'' исходя из площадных условий инфильтрации. Если, напри-

мер, рассматриваются условия равномерного полива с обеих сторон от дрены, то закономерно считать $w' = w'' = w$ и тогда

$$w = \frac{2q_d - 2T(I' + I'') + \mu(v_h' \Delta x_1' + v_h'' \Delta x_1'')}{\Delta x_1' + \Delta x_1''}. \quad (7.28)$$

Если же полив производится только с одной стороны от дрены, то определяется величина w только с этой стороны, а на другой стороне она принимается равной нулю.

Уравнение (7.24) и производные от него можно составлять на любой интервал времени Δt , задавая среднеинтегральные значения q_d , I и v_h за этот интервал и получая соответственно среднеинтегральное значение w за это время. В частности, можно проводить такие расчеты для интервала времени, в течение которого изменяющиеся уровни возвращаются к начальному положению, и, следовательно, здесь будет $v_h = 0$. Такой путь позволяет исключить из расчетов параметр μ , который определяется обычно наиболее достоверно.

Для учета неоднородности притока к дрене, вызывающей осложнение плановой структуры потока вблизи дрены, необходимо развить наблюдательную сеть в плане, размещая на участке между гидрометрическими створами несколько створов пьезометрических скважин, например, как это показано на рис. 76,в. В этом случае при расчетах параметров пласта по формуле (7.28) должны использоваться средние значения градиентов напора I' , I'' и скоростей v_h' и v_h'' , получаемые по всем створам. Значение интенсивности инфильтрации w при этом может также определяться по системе (кресту) пьезометров 0, 1, 2, 1₁, 1₂ с расчетами по конечно-разностным уравнениям [28].

При осложненных условиях строения и питания потоков анализ данных ОФН на междудрене (особенно при существенной деформации потока по вертикали) должен осуществляться с использованием моделирования на сплошных и сеточных моделях. Во всех случаях для обоснования постановки ОФН очень полезно разведочное моделирование, позволяющее установить чувствительность наблюдаемых величин напоров и расходов потока к изменениям определяемых параметров. Расположение пьезометрических скважин на междудрене должно дать возможность достаточно полно выявления особенностей режима и структуры потока, для чего необходимо задавать его в наибольшем соответствии со строением водоносных отложений и мелиоративными условиями (расположением дрен, характером полива).

4.2. Определение параметров питания по этажным пьезометрам на междудрене

Оценки параметров инфильтрации и испарения рекомендуется получать по данным режимных наблюдений в этажных пьезометрах, располагаемых на свободной поверхности под подошвой на разных уровнях внутри покровных отложений (рис. 77).

При интерпретации режимных данных в этих условиях принимается, что поток в покровных отложениях имеет вертикальное направление и формируется за счет площадного питания (инфилтратии, испарения) и перетекания из подстилающего водоносного пласта. Распределение напоров внутри такого потока зависит от изменчивости проницаемости покровных отложений по глубине, которая обусловливается литолого-фациальной изменчивостью и уменьшением плотности пород с возрастанием давления. Для обработки данных по уровням в этажных пьезометрах используются соотношения [28]

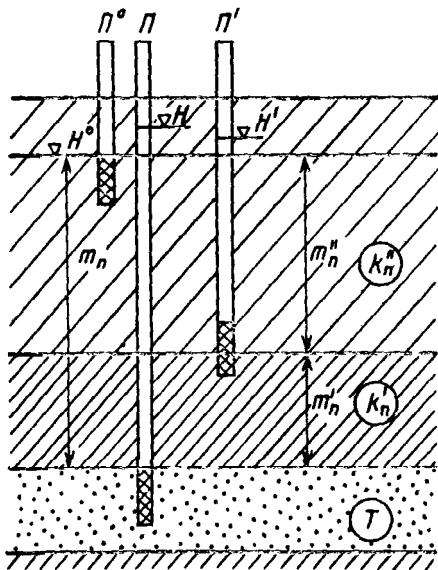


Рис. 77. Расположение этажных пьезометров в покровном пласте

ниям верхнего пьезометра; w — интенсивность инфильтрации; ΔH_i — разница напоров в пределах слоя мощностью m_i ; k_n — осредненный по вертикали коэффициент фильтрации покровных отложений общей мощностью m_n .

Режимные данные по этим соотношениям рекомендуется обрабатывать в такой последовательности: сначала выбираются периоды нестационарного режима при отсутствии площадного питания (инфилтратии или перетекания), когда при $w=0$ согласно выражениям (7.29) имеем

$$\frac{k_n}{\mu} = \frac{m_n v_n^0}{H - H^0}, \quad (7.30)$$

после чего для периодов существенного проявления площадного питания получим

$$\frac{w}{k_n} = \frac{H^0 - H}{m_n} + \frac{\mu}{k_n} v_n^0. \quad (7.31)$$

Кроме того, согласно выражению (7.29б) можно определить относительную проницаемость i -го слоя — между парой пьезометров с разницей напоров ΔH_i — по формуле

$$\frac{w}{k_i} = \frac{m_n}{m_i} \frac{\Delta H_i}{H - H^0}. \quad (7.32)$$

При использовании соотношений (7.29)–(7.32) обязательно следует проверять справедливость исходной предпосылки о постоянстве скорости фильтрации по вертикали, что можно сделать по следующему из формулы (7.32) условию постоянства соотношения разницы напоров ($\Delta H_i/(H-H^0)=\text{const}$) в различные периоды времени.

Показательный пример использования этих отношений дают данные наблюдений на участке майтужных понижений в Самарском Поволжье. Основной водоносный горизонт приурочен здесь к пласту казарских песков, покрываемому хвалынскими супесчано-суглинистыми отложениями пестрого строения. Здесь были оборудованы этажные режимные наблюдательные скважины, дополненные гидродинамической съемкой уровней свободной поверхности по сетке скважин, разбуренных мотобуром.

По данным замеров в этих скважинах построены профили свободной поверхности, которая оказалась волнистой, причем повышения и понижения свободной поверхности согласуются с отрицательными и положительными мезоформами рельефа (рис. 78). Эти данные свидетельствуют о значительной роли плановой мезонеоднородности инфильтрационного питания, обусловленной в данном случае неровностями в рельефе поверхности земли.

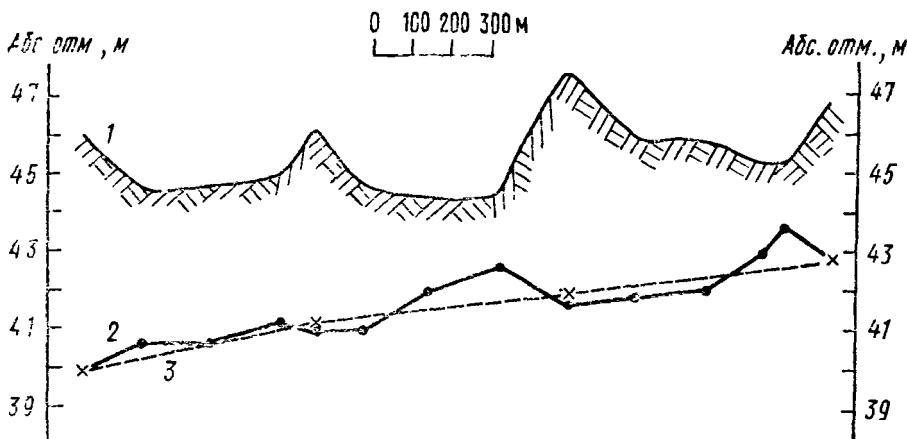


Рис. 78. Данные гидродинамической съемки в Куйбышевском Поволжье:
1 — поверхность земли; 2 и 3 — уровни воды в покровных отложениях и водоносном пласте

Для анализа перетекания в покровном пласте вычислялась разница уровней свободной поверхности H^0 и основного пласта H , причем значения H между пьезометрами в основном пласте были получены интерполяцией с аппроксимацией уровней полиномом второй степени, после чего для каждого пьезометра вычислялась величина $\Delta H/(H-H^0)$, которая оказалась весьма изменчивой, причем во многих случаях ее значения получились отрицательными. Согласно уравнению (7.29) такая ситуация может быть обусловлена влиянием площадного питания, однако в это время не было заметных осадков, а значительная глубина залегания грунтовых вод исключает влияние испарения. Поэтому остается предположить, что здесь существенно проявляется боковое растекание и принятая предпосылка о вертикальном направлении потока в покровном пласте уже оказывается неправомерной.

Следует иметь в виду, что различия напоров в пьезометрах (H и H^0) могут быть очень малыми (порядка сантиметра), по-

этому требуются прецезионные замеры разницы пьезометров $H - H^0$ (с точностью порядка миллиметра).

При сравнительно равномерных по площади междуренях периодических поливах для оценки ирригационного питания можно использовать данные колебания уровней в одной наблюдательной скважине, фиксирующей уровни свободной поверхности потока. При чередовании периодов подъема уровня воды длительностью t_n с интенсивностью площадного питания w_n и спада уровня воды длительностью t_c с интенсивностью питания w_c , замеряя амплитуду колебаний уровня в пьезометре ΔH , находим разницу величины w_n и w_c по формуле [27]

$$w_n - w_c = \mu \frac{\Delta H}{t_n} \left(1 + \frac{t_n}{t_c} \right). \quad (7.33)$$

В таком расчете предполагается пренебрежимо малым влияние изменения бокового притока-оттока в зоне потока, относящейся к наблюдательной скважине. Оценка вносимых таким допущением погрешностей на тестовой задаче при равномерном поливе на междуренье показывает, что расчет по формуле (7.33) допустим с точностью до 10%, если для расстояния между дренами L справедливо неравенство

$$L > 2 \sqrt{T(t_n + t_c)/\mu}. \quad (7.33a)$$

Для выделения величин w_n и w_c необходимо иметь возможность независимого определения либо w_c (например, по данным баланса поверхностных вод), либо среднего за весь период значения интенсивности питания (например, по среднему за этот период дренажному стоку).

Следует подчеркнуть, что на достоверность рассматриваемых выше способов определения величины площадного питания, опирающегося на данные нестационарного уровенного режима, значительное влияние может оказывать динамика гравитационной емкости, обусловленная режимом влагопереноса в капиллярной зоне. Для оценки и учета этого процесса необходимо проводить моделирование влагопереноса применительно к конкретным условиям строения зоны аэрации и динамики уровней свободной поверхности потока. Следовательно, анализ режимных наблюдений за уровнями грунтовых вод следует сочетать с изучением режима влагопереноса, проводимого на основании построения геофильтрационной модели влагопереноса. В связи с этим требует специального обоснования методика определения параметров влагопереноса, опирающаяся на литолого-фильтрационную характеристику зоны аэрации и данные зависимостей параметров влагопереноса от механического состава и проницаемости пород.

Заметим, что при размещении наблюдательных скважин и при интерпретации режимных данных необходимо также учитывать площадную неравномерность инфильтрационного питания, обус-

ловленную мезонеоднородностью ландшафта и строения зоны аэрации. Выявление такой неоднородности является важнейшей задачей изучения инфильтрационных процессов.

4.3. Оценка сопротивления горизонтальных дрен

По наблюдениям, проводимым в непосредственной близости у дрен, определяются параметры сопротивления, характеризующие их гидродинамическое несовершенство. Здесь возникает очень сложная структура потока, которая в сильной степени обусловлена геофильтрационным строением (слоистостью) придреной зоны. Поэтому постановка наблюдений на придренном участке должна быть тесно увязана с особенностями геофильтрационного строения потока.

Для типичного двухслойного строения дренируемого водоносного (песчаного или песчано-гравийного) пласта, покрываемого слабопроницаемыми песчано-глинистыми отложениями, целесообразно прежде всего использовать самую простую схему сети из пьезометров, располагаемых под дреной в основной части водоносного пласта (под покровными отложениями), и гидрометрических постов для замеров расходов воды в дренах. Считая, что такими пьезометрами меряются средние напоры на линии дренажа H_d , можно по данным этих замеров получить удельное (на единицу длины дрены) сопротивление на несовершенство дренажа.

$$\Phi_{nd} = \frac{H_d - H_d}{q_d}, \quad (7.34)$$

где q_d — удельный (на единицу длины) приток к дрене, определяемый по данным гидрометрических замеров.

При однородном строении покровных отложений по рассчитанному значению Φ_{nd} можно получить расчетный коэффициент фильтрации покрова k_n , поскольку из формулы (2) табл. 5.1 при $L_d = km\Phi_{nd}$ получим

$$k_n = \frac{0.73}{\Phi_{nd}} \lg \frac{8m_n}{\pi d_d}. \quad (7.35)$$

Более детальное изучение потока вблизи горизонтальных дрен следует проводить с учетом особенностей литологического строения (главным образом слоистости) водоносных отложений в придреной зоне. В частности, если в нижней части покровных супесчано-суглинистых отложений оказывается экранирующий слабопроницаемый слой (рис. 79), в пределах покровного пласта образуется поток, в котором потери напора определяются главным образом вертикальной фильтрацией в экранирующем слое. В этом случае целесообразно дополнительно к пьезометру 0, устанавливаемому в основном водоносном пласте под дреной, добавлять пьезометры, вскрывающие верхние (более проницаемые) слои покровного пласта, что позволяет определить коэффициенты фильтрации слоев k_n и k_n'' .

При выводе расчетных зависимостей используем предпосылки перетекания с вертикальной фильтрации в нижнем слое и горизонтальной в верхнем слое, что для распределения напоров H_n в верхнем слое покровного пласта дает уравнение

$$H_n - H_{nl} = (H_n - H_{nl}) e^{-x/B_n}, \quad B_n = \sqrt{-\frac{k_n' m_n' m_n''}{k_n''}}, \quad (7.36)$$

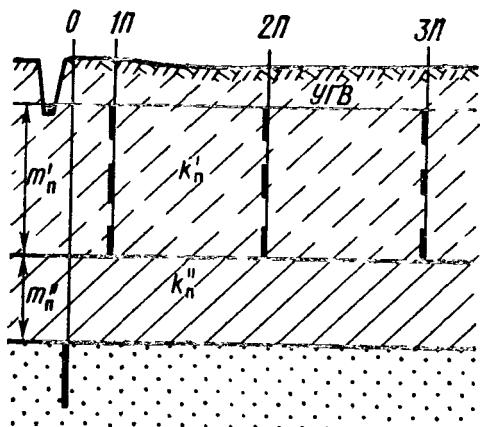


Рис. 79. Схема размещения пьезометров вблизи дрены в вертикальном сечении покровных отложений при наличии в их подошве экранирующего слоя

где H_{nl} — напор в верхнем слое на линии дрены; H_n — напор в пьезометре 0 (в подстилающем водоносном пласте); x — расстояние пьезометров от дрены. Для расчетов по уравнению (7.36) данные распределения напоров H_n , фиксируемых пьезометрами (1П, 2П, ...), наносятся на график в координатах $\ln(H_0 - H_n)$ и x . Эти точки должны ложиться на прямую линию (что является диагностическим признаком правильности расчетной схемы), по уклону которой находится величина B_n . Вместе с тем из общего сопротивления такого потока получается выражение для определения среднегеометрического значения коэффициента фильтрации покровных отложений

$$k_n = \sqrt{k_n' k_n''} = \frac{q_d}{2(H_n - H_{nl})} \sqrt{\frac{m_n''}{m_n'}}, \quad (7.37)$$

откуда следует также, что

$$k_n' = \frac{q_d B_n}{2(H_n - H_{nl}) m_n'}. \quad (7.38)$$

Определив отсюда величину k_n' , можно затем найти k_n'' из B_n .

При наличии гарантии стабильности замеряемого расхода дренажного стока такие наблюдения могут быть одноразовыми, т. е. иметь характер гидродинамической съемки. Если к тому же пьезометры устанавливаются в наиболее проницаемых слоях, то можно не предъявлять жестких требований к изоляции пьезометров по глубине.

Приведем в качестве примера данные таких наблюдений, проведенных на дренируемом участке предгорного склона в центральной части Чуйской впадины (рис. 80). Из этих данных видно, что сопротивление и несовершенство дренажа обусловливает здесь существенные потери напора в пределах покровного слоя, из которых почти 2/3 приходится на суглинистый слой, расположенный в подошве покровных отложений.

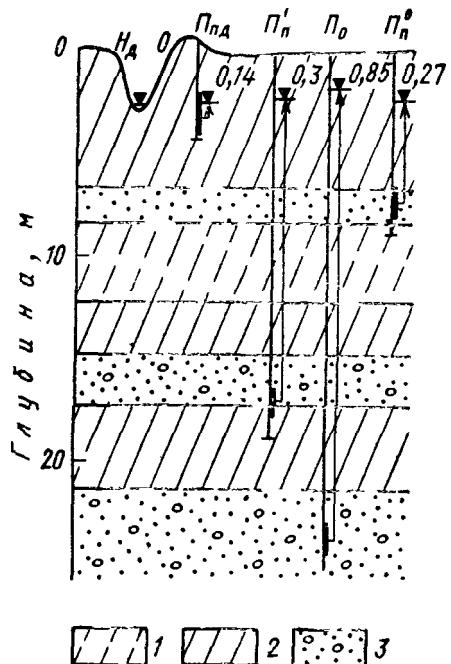
Определяя по этим данным при удельном притоке к дрене $q_d = 0,3 \text{ м}^2/\text{сут}$ общее сопротивление на несовершенство дренажа, получим $\Phi_{nd} = 0,85/0,3 = 2,83 \text{ сут}/\text{м}$, что при $d_d = 1 \text{ м}$ и $m_d = 18 \text{ м}$ по формуле (7.35) дает $k_p = -0,44 \text{ м}/\text{сут}$. Если же принять двухслойное строение покровного пласта, то среднегеометрическое значение коэффициента фильтрации покровных отложений здесь будет $k_p = 0,15 \text{ м}/\text{сут}$, что существенно ниже значения k_p , определенного из условия однородного строения покровного пласта.

Существенные осложнения в характере потока вблизи дрены вызывает неравномерность притока к дрене, обусловливаемая рельефом заложения дрены и фильтрационной неоднородностью покровных отложений.

Пример такой неравномерности приведен на рис. 81 по материалам гидродинамической съемки на территории периферийной части конуса выноса центральной части Чуйской впадины, причем в этом случае в пределах одного участка дрены за-

Рис 80 Разрез по кусту пьезометрических скважин вблизи открытой дрены на территории Чуйской впадины (по данным М И Гоголева):

1 — супесь; 2 — суглинок; 3 — песок с гравием



1 2 3

фиксированы изменения дренажного стока не только по величине, но и по знаку, что достаточно ясно увязывается с рельефом дрены. Данные гидродинамической съемки, проведенной в пределах этой территории на девяти

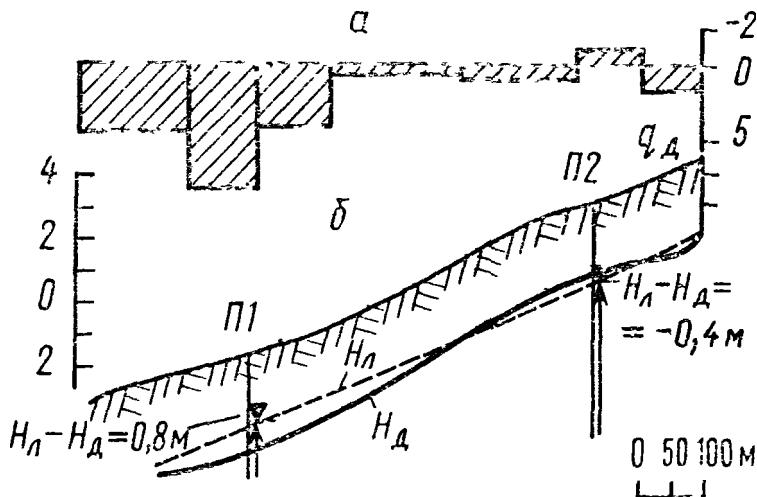


Рис 81 Характеристики дренажного стока по данным гидродинамической съемки на участке открытой горизонтальной дрены в Чуйской впадине (по данным М И Гоголева)

а — распределение удельного притока к дрене; б — напоры H_l и H_d на линии дрены

участках горизонтального дренажа, показали, что величины $\Phi_{\text{нд}}$, замеренные в открытых и закрытых дренах, оказались относительно стабильными, изменяясь в пределах 1,4—3,7 сут/м при среднем значении $\Phi_{\text{нд}}=2,6$ сут/м.

§ 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПОТЕРЬ ИЗ КАНАЛОВ

Для определения фильтрационных потерь из каналов используются гидрометрические замеры в каналах, опыты с фильтрометрами и данные наблюдений за режимом подземных вод вблизи каналов. Каждый из этих путей имеет рациональную область применения, обусловленную точностью определений и трудоемкостью проведения полевых работ.

5.1. Гидрометрическая оценка фильтрационных потерь из каналов

Гидрометрический метод оценки фильтрационных потерь из каналов основывается на составлении водного баланса для участка канала по данным гидрометрических измерений расходов воды в створах, ограничивающих этот участок (с учетом водозаборов, сбросов воды и руслового регулирования стока). Расход фильтрационных потерь исследуемого участка канала определяется при отсутствии непосредственного стекания поверхностных вод (склонового стока) из уравнения

$$Q_{\Phi} = Q_{\text{в}} - Q_{\text{н}} - Q_{\text{вз}} + Q_{\text{сб}} \pm Q_{\text{пп}}, \quad (7.39)$$

где Q_{Φ} — фильтрационные потери; $Q_{\text{в}}$ и $Q_{\text{н}}$ — расходы воды в канале, замеренные в верхнем (по течению) и нижнем гидрометрических створах, ограничивающих этот участок (рис. 82); $Q_{\text{вз}}$ и

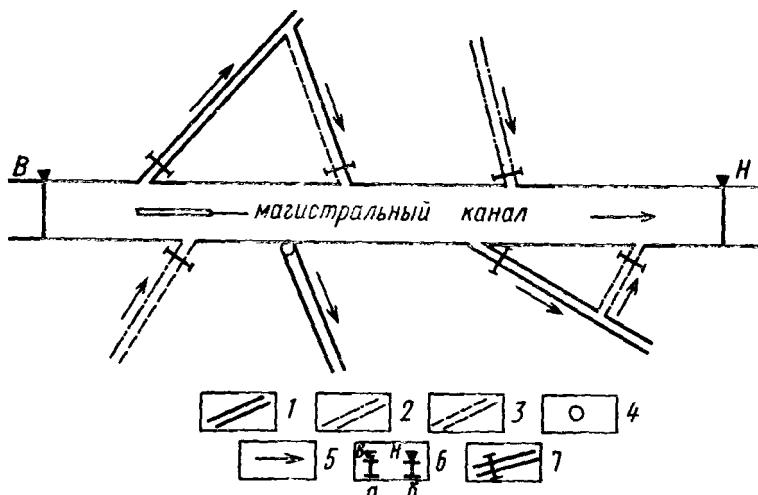


Рис. 82. Гидрографическая схема участка магистрального канала:
 1 — оросительные каналы; 2 — дрены; 3 — сбросные коллекторы; 4 — насосная станция; 5 — направление движения воды в каналах; 6 — гидрометрические створы, ограничивающие расчетный участок (В — верхний, Н — нижний по течению); 7 — гидрометрические створы

$Q_{\text{сб}}$ — суммарный забор и сброс воды из канала; $Q_{\text{рр}}$ — русловое регулирование стока, выраженное в форме расхода изменения объема воды в канале за период составления баланса.

Уравнение справедливо при условии, что поступление осадков на водную поверхность канала и потери на испарение с этой поверхности (в теплый период года) или ледообразование (в холодное время) составляют пренебрежимо малую величину и могут не учитываться в расчетах, так же как и невязка баланса, обусловленная погрешностью определения отдельных его элементов.

Важнейшим условием гидрометрических оценок фильтрационных потерь из речной и оросительной сетей является полное прекращение поверхностного, рассосредоточенного стока в канал с его бортов и прилегающих склонов. Его величина в периоды снеготаяния, выпадения дождей или поливов на полях может составить существенную величину в приходных статьях баланса водотока, что исключает возможность такого способа достоверной оценки фильтрационных потерь.

Наилучшим является проведение наблюдений по всем гидрометрическим створам участка единовременно и в такой интервал времени, когда можно исключить из расчета балансовый член $Q_{\text{рр}}$, определяющий изменение объема воды в канале¹, а также наличие на опробуемом участке водозаборов и сбросов воды. В этом случае величина фильтрационных потерь в пределах расчетного участка канала определяется как разность между расходами в верхнем и нижнем створах:

$$Q_{\phi} = Q_{\text{в}} - Q_{\text{н}}. \quad (7.40)$$

На крупных каналах расход фильтрационных потерь составляет обычно относительно небольшую величину по сравнению с расходом воды в канале, поэтому оценка фильтрационных потерь по данным измерения расходов требует прежде всего строгого соблюдения правил постановки и проведения гидрометрических наблюдений. По той же причине необходим тщательный анализ погрешности как определения расхода в отдельном гидрометрическом створе, так и расчетов водного баланса в целом [14].

Результаты воднобалансовых расчетов могут, разумеется, считаться надежными только в случаях, когда установленная величина фильтрационных потерь значительно отличается от предельной погрешности ее определения. Критерий такой надежности при рекомендуемой в расчетах доверительной вероятности $P=0,95$ выражается неравенством

$$Q_{\phi} \geq 2\sigma_{Q_{\phi}}, \quad (7.41)$$

¹ Стационарность положения уровня воды в канале должна контролироваться в течение всего расчетного интервала времени.

где σ_{Q_Φ} — среднеквадратическое значение совокупной погрешности определения фильтрационных потерь. Величина σ_{Q_Φ} рассчитывается по выражению

$$\sigma_{Q_\Phi} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \sigma_i^2}, \quad (7.42)$$

где σ_i — среднеквадратическая погрешность измерения расхода в гидрометрическом створе; n — число створов на участке.

Для участка, лишенного сборов воды и изъятия ее на орошение и другие хозяйствственные нужды, выражение примет следующий вид:

$$\sigma_{Q_\Phi} = \sqrt{\sigma_v^2 + \sigma_n^2}, \quad (7.43)$$

где σ_v и σ_n — среднеквадратическая погрешность измерения расхода соответственно в верхнем и нижнем створах, ограничивающих расчетный участок. Учитывая сопоставимость этих расходов, получим и равноточность их измерения:

$$\sigma_{Q_\Phi} = \sqrt{2\sigma_Q^2}, \quad (7.44)$$

где σ_Q — среднеквадратическая погрешность измерения расходов в ограничивающих створах, и тогда согласно неравенству (7.41):

$$Q_\Phi \geq 2\sqrt{2}\sigma_Q \text{ или } \frac{Q_\Phi}{Q} = 3\delta_Q, \quad (7.45)$$

где δ_Q — относительная среднеквадратическая погрешность определения расхода в гидрометрическом створе.

Следовательно, величины фильтрационных потерь, рассчитанные по разности расходов в двух створах, ограничивающих расчетный участок, при отсутствии в его пределах водозаборов и сбросов воды, могут считаться надежными, если отношение потерь стока к расходу воды в канале является по крайней мере в 3 раза большим, чем относительная погрешность определения расхода в гидрометрическом створе.

Имея в виду, что при тщательном проведении гидрометрических наблюдений на каналах с устойчивым ложем относительная погрешность определения расхода может быть сокращена до 3—6%, можно сделать вывод о целесообразности использования гидрометрической оценки потерь стока только на тех участках, где величина потерь составляет не менее 10—20% от расхода воды в канале. При наличии же водозаборов и сбросов погрешность вычисления фильтрационных потерь увеличивается и соответственно ужесточается и критерий надежности установленных потерь стока.

Таким образом, при выборе расчетных участков для оценки фильтрационных потерь следует прежде всего ориентироваться на отрезки канала, лишенные сбросов и водозаборов, располагая при этом ограничивающие гидрометрические створы на таком расстоя-

ний друг от друга, чтобы, с одной стороны, охарактеризовать возможную неоднородность фильтрационных потерь по длине канала, а с другой — получить их значимые величины, удовлетворяющие условию (7.45). Для наиболее достоверного определения расходов и исключения случайных ошибок целесообразно проводить не единичные, а серийные измерения расхода в гидрометрических створах с последующим вычислением средних его значений.

5.2. Наблюдения за режимом подземных вод вблизи магистрального канала

Магистральные каналы представляют собой крупные водотоки, нередко оказывающие значительное влияние на режим подземных вод прилегающих территорий, причем наиболее информативными бывают периоды нестационарного режима, возникающего при пополнении и опорожнении каналов. Влияние канала может распространяться на большие глубины, что существенно осложняет постановку режимных наблюдений, в связи с чем прежде всего следует выявить необходимую глубину развития пьезометрической сети.

Наиболее удобна для анализа такая ситуация, когда непосредственно под каналом располагается водоносный пласт, подстилаемый практическим водоупором. В такой ситуации по особенностям режима и структуры потока выделяются две зоны: приканальная и удаленная от него, причем в приканальной зоне поток обычно быстро стабилизируется, но обладает сложной структурой в разрезе, а в удаленной от канала зоне сильнее проявляется нестационарность режима, но по структуре поток может обычно считаться плановым.

При изучении потока в приканальной зоне необходимо прежде всего установить, какой характер — свободный или поддержанный — имеет фильтрационный поток под каналом. Для этого следует вдоль трассы канала пробурить разведочные скважины до уровня грунтовых вод и по соотношению его с уровнем в канале с учетом строения отложений под каналом установить характер потока. При фильтрации из экранированного канала важным признаком свободной фильтрации является установление зон разрыва сплошности потока под каналом, где пьезометрами не должен фиксироваться уровень воды. Хорошую информацию для этой цели дают также наблюдения за распределением влажности непосредственно под каналом.

Характер фильтрации из канала может существенно меняться по его длине (см. рис. 34), так что для его выявления необходимо предварительно провести достаточно подробные рекогносцировочные наблюдения.

Непосредственно под каналом режим фильтрации обычно бывает стационарным (или квазистационарным). Поэтому здесь целесообразно проводить гидродинамическую съемку в характерные периоды работы канала, располагая пьезометрические точки на

разной глубине в створе уреза канала, а также фиксируя в ряде точек положение свободной поверхности. В плане такие пьезометры обычно следует задавать по створу, нормальному к направлению канала, считая, что такой створ совпадает с направлением потока из канала. Однако такое предположение требует проверки в связи с влиянием неравномерности фильтрации из канала. Каждый пьезометрический створ должен состоять по крайней мере из трехэтажных кустов пьезометров, причем наиболее дальний устанавливается на границе зоны резкой деформации потока (примерно полторы-две мощности водоносных отложений), ближайший — непосредственно под каналом, а средний — на расстоянии половины мощности водоносных отложений. Расположение пьезометров по глубине (этажность) здесь обусловливается слоистостью строения водоносных пластов под каналом. Для возможности «точечных» замеров по глубине размер фильтра пьезометра должен быть небольшим, причем фильтр пьезометра ни в коем случае не должен пересекать границы различных слоев.

По этим данным производится решение обратной задачи по определению относительной проницаемости различных слоев. Следует подчеркнуть, что такое решение эффективно только в том случае, если ему предшествует литолого-фациальный анализ водоносных отложений, позволяющий получить представление о качественном строении водоносных отложений. Значительно более сложна (часто вообще нереальная) интерпретация таких данных рекомендуемым иногда построением гидродинамической сетки вне зависимости от литологического строения отложений [13].

Если уровень подземных вод под каналом превышает уровень в канале, то фильтрационный поток поступает в канал, который при этом играет роль дрены. Под крупным магистральным каналом может возникнуть такая ситуация, когда с верховой стороны канал будет дренировать фильтрационный поток, а с низовой — питать его. Если к тому же уровни подземных вод превышают уровни поверхности земли вблизи канала, то в приканальной зоне образуется выклинивание фильтрационного потока, что существенно осложняет структуру потока в этой зоне. В этих случаях для анализа фильтрационного потока обязательно использование моделирования, которое каждый раз должно проводиться по специальной программе, включающей в себя и обоснование наблюдательной сети.

За пределами зоны резкой деформации с каждой стороны от канала необходимо иметь два—три пьезометра в основном пласте с дублерами на свободной поверхности. Вместе с тем наблюдения показывают, что поток вблизи канала может деформироваться в плане из-за неравномерности фильтрационных потерь по длине канала и изменчивости проводимости пласта в плане. С учетом этого фактора рекомендуемая схема расположения пьезометров у канала (рис. 83) по крайней мере с одной стороны должна включать два нормальных к каналу створа пьезометров ($0_1—2_1$ и $0_2—2_2$) с поперечным створом пьезометров ($1_3—1_4$); кроме того,

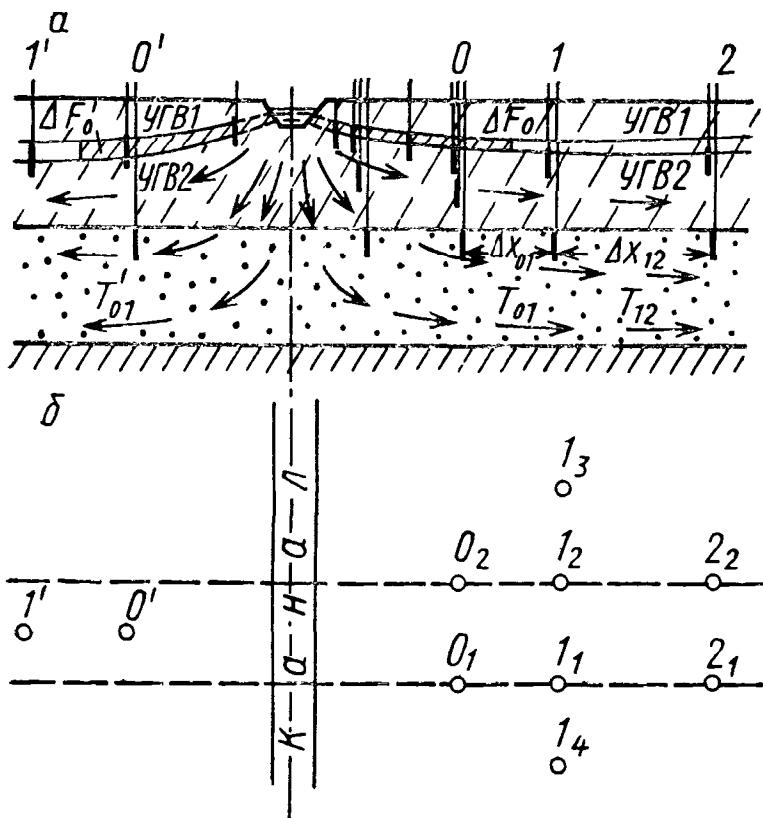


Рис. 83. Схемы размещения пьезометрической сети в первом от поверхности водоносном пласте вблизи магистрального канала:
 а — профиль поперек канала (УГВ 1 и УГВ 2 — положения уровней грунтовых вод на начало и конец расчетного интервала времени); б — расположение пьезометрической сети в плане

в зоне резкой деформации добавляются пьезометры для замеров уровней свободной поверхности, а также более глубокие пьезометры в различных литологических слоях. Имея в виду сложную структуру потока вблизи канала, целесообразно дополнительно к режимным наблюдениям провести через некоторое время после начала работы канала гидродинамическую съемку с единовременными замерами уровней по этому же створу. В пределах зоны резкой деформации потока такая съемка дает оценку слоистой неоднородности пород, а подробные замеры уровней свободной поверхности по поперечным створам позволяют охарактеризовать деформации потока в плане.

Для оценки фильтрационных потерь из канала по этим данным решается обратная задача нестационарной фильтрации для створов, расположаемых вне зоны резкой деформации потока. Наиболее простая методика такого решения основана на использовании конечно-разностных уравнений. Для удельного расхода фильтрации из канала q_k записывается балансовое уравнение между

каналом и скважинами 0 и 0', предполагая пренебрежимо малым влияние в этом створе площадного питания:

$$q_k = T_{01} I_{01} + T'_{01} I'_{01} + \mu \frac{\Delta F_0 + \Delta F'_0}{\Delta t}, \quad (7.46)$$

где ΔF_0 и $\Delta F'_0$ — изменения площади насыщения в зоне между каналом и серединой створов пьезометров 0—1 и 0'—1' (площади F_0 и F'_0 заштрихованы на рис. 83), определяемые по данным замеров уровней свободной поверхности в этой зоне; I_{01} и I'_{01} — градиенты напора в створах пьезометров 0—1 и 0'—1', принимаемые положительными при направлении от канала; T_{01} и T'_{01} — проводимости пласта на этих же участках. Для определения величины μ используются данные нестационарного режима в пьезометрических створах, включающих также более удаленные скважины.

При неупорядоченном расположении пьезометров в зоне влияния канала для интерпретации данных режимных наблюдений приходится переходить к решению обратных задач на моделях.

При многопластовом строении водонесущих отложений в потоке, формирующемся под влиянием канала, образуются зоны с различным проявлением перетекания между пластами. В частности, вблизи канала существует зона, в которой влияние перетекания между пластами несущественно. Именно эту зону следует прежде всего рассматривать как объект для постановки ОФН, используя здесь все приемы, представленные выше для однопластового потока. Постановка же наблюдений в тех зонах, где заметно проявляется перетекание между пластами, требует специального обоснования с применением разведочного моделирования.

5.3. Замеры скоростей просачивания фильтромерами

Наиболее простым и гибким способом определения локальных скоростей просачивания в русле каналов и на затопляемых полях являются опыты с фильтромерами, которые состоят из наконечника, врезаемого в дно, и устройства для замера расхода потока, протекающего через этот наконечник. По принципу устройства фильтромеры могут быть открытого и закрытого типов.

Фильтромер открытого типа представляет собой колонну с открытой поверхностью воды. Конструкция такого фильтромера впервые была предложена П. Д. Глебовым для изучения фильтрационного потока в ложе каналов. В этой фильтромерной колонне не имелись специальные резервуары для подачи воды при фильтрации из колонны с поддержанием постоянного уровня в колонне по принципу сосуда Мариотта, а также для сбора избыточной воды при поступлении фильтрационного потока в колонну. В дальнейшем для оценки фильтрации из канала В. И. Ольгаренко [19]

использовал более простой тип такого фильтромера — фильтрующую колонну, представляющую собой трубу, фильтрация из которой определяется по скорости снижения уровня, причем для повышения чувствительности замеров в верхней части колонна может переходить на меньший диаметр.

Фильтромер закрытого типа состоит из стакана, задавливаемого в дно, и закрытого измерительного устройства, причем наиболее употребительны эластичные измерительные устройства. Фильтромер такого типа впервые был предложен И. С. Теплицким [25], рекомендовавшим в качестве измерительного устройства использовать резиновую камеру, а задавливаемое в дно устройство делать открытым или закрытым (рис. 84, а, б) в зависимости от

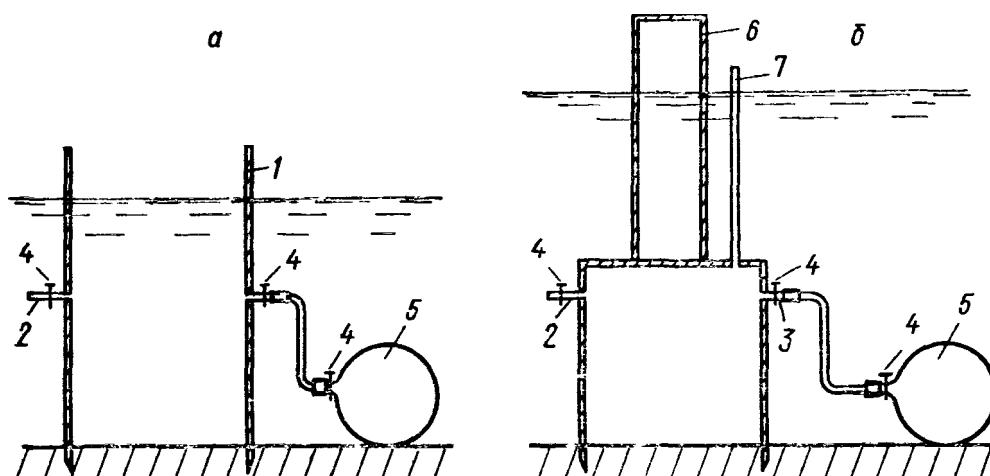


Рис. 84. Фильтромеры закрытого типа (по И. С. Теплицкому):
а и б — для водотоков небольшой (а) и значительной (б) глубины (1 — задавливаемый стакан, 2 и 3 — патрубки, 4 — краны, 5 — резиновая камера, 6 — штанга, 7 — выводная трубка)

глубины воды в водотоке. Для включения прибора в работу резиновая камера наполняется водой, взвешивается и подсоединяется к патрубку стакана, а после окончания опыта она отделяется и взвешивается снова. Предложены некоторые модификации такого типа фильтромера, отличающиеся измерительным устройством и материалом для изготовления камеры.

Пока еще имеются довольно ограниченные материалы опытной проверки достоверности фильтромерных определений скоростей просачивания, выполненных к тому же на недостаточно высоком методическом уровне, что позволяет ограничиваться только качественной оценкой принципиальной пригодности этого способа.

Дальнейшее развитие прямых методов изучения фильтрационных потерь из каналов и орошаемых полей требует сопоставительного анализа различных точечных способов в сочетании с оценкой водного баланса каналов и полей.

При проведении опытов с фильтромерами следует учитывать значительную неравномерность скоростей просачивания по периметру канала, а также по его длине (см. рис. 34), связанную, по-видимому, главным образом с фильтрационной неоднородностью русловых отложений. В связи с этим для получения представительных данных о фильтрационных потерях из канала необходимо значительное число точек опробования, которое должно устанавливаться по статистическим характеристикам распределения скоростей просачивания.

ГЛАВА 8

ОРГАНИЗАЦИЯ И МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫХ РАБОТ

§ 1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

При проектировании оросительных систем обычно используются материалы гидрогеологических съемок масштаба 1:200 000—1:25 000.

В результате комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки для целей мелиорации в масштабе 1:200 000 составляют две карты [9]: гидрогеологическую карту по государственной съемке и карту гидрогеологического районирования с характеристикой инженерно-геологических условий.

При съемке масштаба 1:50 000 состав карт расширяется и включает: ландшафтно-индикационную (составляется для осушаемых районов гумидной зоны); геолого-генетических комплексов, состава и засоленности пород (толщи пород до водоупора); глубин залегания, минерализации и химического состава грунтовых вод; гидродинамическую; засоления пород зоны аэрации; гидрогеологического и инженерно-геологического районирования для целей мелиорации. Макеты перечисленных карт приведены в работе [9].

Круг вопросов, решаемых в процессе гидрогеологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:50 000, в значительной мере подчинен задачам составления гидрогеологических и инженерно-геологических прогнозов и районирования.

В процессе съемки на основе детального анализа геоструктурных условий, неотектоники и геоморфологии оконтуривают области распространения различных литолого-генетических комплексов отложений. Выявляют их литологический состав и закономерности его изменения по площади и в разрезе. Изучают водно-физические, емкостные и фильтрационные свойства отложений. В пределах осушаемых земель определяют свойства торфяников и минеральных грунтов, степень разложения торфа. Устанавливают глубины залегания, мощность и фильтрационные свойства локальных и региональных водоупоров. Детально изучают также инженерно-геологические свойства грунтов и возможность изменения их под влиянием увлажнения, засоления и рассоления, морозного пучения (в северных районах), набухания (для тяжелых глинист-

тых грунтов) и т. д. Картируют и описывают физико-геологические и инженерно-геологические процессы — просадку, ирригационную эрозию и супфозию, деформации склонов, оседание поверхности торфяников в результате осушения и др.

При съемке на массивах перспективного орошения исследуют литологический состав пород зоны аэрации. Детальный анализ литологии верхней части разреза четвертичных отложений — слоя 0—1 и 1—2 м — особенно важен в районах переувлажненных земель гумидной зоны. Эти данные необходимы здесь для определения целесообразной глубины заложения дренажа и осушительных каналов, в случае тяжелых грунтов — для проектирования кротовых дрен, кротования и других агромелиоративных мероприятий, направленных на повышение водопроницаемости почв и подстилающих их пород.

В районах сезонного промерзания грунтов в процессе съемки и лабораторных исследований определяются показатели, характеризующие возможность морозного пучения грунтов, набухания и др. В заболоченных районах необходимо изучение связи болотных вод с грунтовыми водами.

При съемке, проводимой на пойменных террасах — одном из основных объектов осушения, большое внимание уделяется притеррасным частям пойм. Здесь довольно часто грунтовые воды подпитываются напорными, что осложняет мелиорацию земель. Напорно-грунтовое питание в пределах пойм возможно и за счет разгрузки напорных вод коренных пород через слабопроницаемые пласти и гидрогеологические окна. Количественная оценка напорного питания — одна из основных задач изысканий. Большое значение имеет изучение взаимосвязи грунтовых вод пойменных террас с реками и водоемами в связи с проектированием польдерных осушительных систем.

Материалы гидрогеологических исследований, проведенных на переувлажненных землях, используют в комплексе с почвенно-климатическими данными для установления нормы осушения, выбора способов и методов осушения земель, состава и размещения культур и разработки агротехнических мероприятий, включающих, где это необходимо, дополнительное увлажнение почв.

В отличие от орошаемых районов, в которых планирование мелиораций осуществляется в основном по материалам съемки масштаба 1:200 000—1:50 000, осушительные мелиорации проектируют на базе гидрогеологических карт масштаба 1:25 000—1:10 000, а на небольших массивах — и крупнее. Кроме данных съемки используют сведения о сезонном и многолетнем режимах грунтовых вод, имея в виду, что норма осушения изменяется в узких пределах, в связи с чем даже небольшие естественные колебания уровня грунтовых вод должны приниматься во внимание при проектировании осушения.

Изыскания для осушения заболоченных земель проводят не только на безлесных площадях, но и на массивах, покрытых лес-

сами. Значение лесных мелиораций велико для увеличения прироста и повышения качества древесины. На землях Гослесфонда стран СНГ заболочено свыше 228 млн га, что составляет около 20% площади лесов. Исследование режима и баланса грунтовых вод в комплексе с изучением поверхностного стока позволяет установить взаимосвязь леса и грунтовых вод и обеспечить этим основу для проектирования мелиораций заболоченных лесов.

Следует отметить, что в определенных гидрологических условиях при съемке нельзя ограничиваться изучением водоносности четвертичной толщи — не только в районах платформенной группы, где изучение взаимосвязи подземных вод четвертичных и дочетвертичных отложений обязательно, но и в орогенных районах, характеризующихся значительной мощностью четвертичной толщи. Особого внимания заслуживают области тектонических разломов, по которым возможно восходящее движение минерализованных подземных вод из коренных пород и проникновение их в грунтовые воды четвертичной толщи. В таких случаях следует ожидать повышения минерализации подземных вод в скважинах вертикального дренажа и в эксплуатационных водозаборах, в результате чего подземные воды, откачиваемые из скважин, могут стать непригодными для орошения и произойдет неблагоприятное накопление солей в почвах и породах зоны аэрации.

Рассматриваемое явление возможно также в приморских районах при использовании подземных вод для орошения или работе вертикального дренажа.

В районах формирования минерализованных грунтовых вод изучение литологии отложений сопровождается определением засоленности пород зоны аэрации по данным водных и солянокислых вытяжек и выделением типовых эпюр засоления.

В пределах межгорных и межадырных впадин, предгорных прогибов и на конусах выноса рек в результате гидрологической съемки должны быть установлены характер выклинивания подземных вод, границы зон интенсивного (площадного и руслового) и слабого (руслового) выклинивания, основные дренирующие водотоки. В этих районах целесообразно организовать измерение расходов выклинивающихся вод, применяя гидрометрические методы изучения руслового баланса.

Результаты изучения выклинивающихся вод, играющих большую роль в водном балансе многих орошаемых и осушаемых районов, необходимы для проектирования дренажа заболоченных земель, а также использования выклинивающихся вод для орошения.

В процессе съемки на орошаемых и осушаемых землях изучают распределение грунтовых вод по глубинам залегания на основе разведочных выработок и наблюдательных скважин, а также геофизическими методами. Обязательно построение гидроизогипс поверхности грунтовых вод и изопльез первого напорного горизон-

та. При составлении карт глубины залегания грунтовых вод избирают интервалы глубин с учетом цели мелиорации, пределами изменений этих глубин и масштаба съемки.

На осушаемых землях при съемке масштаба 1:25 000—1:10 000 целесообразно показать на карте следующие интервалы глубин: менее 0,5 м (земли безусловно требующие осушения); от 0,5 до 1,0 м (в зависимости от сезонного режима грунтовых вод земли могут быть использованы без осушения, например под травы — на сено и выпас — или под зерновые культуры; для возделывания технических культур — требуют осушения); от 1,0 до 1,5 м (не требуют осушения для технических и отчасти зерновых культур; для трав, овощей и других культур может возникнуть необходимость в дополнительном увлажнении почв); от 1,5 до 2,0 м (земли практически не подвержены заболачиванию, исключая особо влажные годы, когда вследствие подъема грунтовых вод может возникнуть необходимость осушения); от 2,0 до 3,0 м и более 3,0 м (земли практически естественно дренированные, не требующие осушения). При съемке масштаба 1:50 000—1:200 000 осушаемые земли по глубине залегания грунтовых вод подразделяются на следующие категории: до 1 м; 1—2; 2—3 и более 3 м.

На землях, намеченных для орошения, выделяемые на картах интервалы зависят от зафиксированных глубин залегания грунтовых вод и масштабов съемки; если последние превышают 5—10 м и в связи с этим почвы являются автоморфными, можно ограничиться, например, такими интервалами: 5—10 м; 10—15; 15—20; 20—30; 30—50 м и т. д. Очевидно, что при низкой естественной дренированности земель сроки строительства дренажа, определяемые по прогнозу режима грунтовых вод, на этих землях будут соответственно разными.

При глубине залегания грунтовых вод менее 5—10 м, когда почвенный покров изменяется от гидроморфного до автоморфного, при съемках масштаба 1:50 000—1:25 000 целесообразно разграничить площади с глубиной уровня: менее 1,0 м (болотные почвы, непригодные для орошения без предварительного понижения уровня, а при засоленных почвах — рассоления их), а затем — через полуметровые интервалы глубины — до 3 м. Это связано со значительной изменчивостью величины инфильтрационного питания грунтовых вод и расхода их в зону аэрации при глубине залегания до 3 м, что важно при прогнозах режима грунтовых вод и расчетах дренажа. Последние интервалы могут быть такими: 3—4 м; 4—5; 5—7 и 7—10 м. Аналогичные интервалы глубин залегания грунтовых вод рекомендуются и на картах, составляемых для староорошаемых земель низкой естественной дренированности при реконструкции оросительных и дренажных систем. При съемке масштаба 1:200 000 в районах с глубиной уровня грунтовых вод менее 5—10 м целесообразно выделять следующие интервалы глубин: менее 1 м; 1—2; 2—3; 3—5; 5—7 и 7—10 м.

Во всех случаях важно разграничить площади с глубиной уровня менее 5—6 м и более 5—6 м, так как это позволяет наметить районы, где возможно сохранение автоморфного мелиоративного режима, что может оказаться целесообразным по комплексу показателей, прежде всего в степной зоне, в которой развиты автоморфные высокоплодородные черноземы и каштановые почвы. Повышение уровня грунтовых вод в этих районах может вызвать осолонцевание почв, ухудшение их водно-физических свойств и структуры, а при повышенной минерализации — и вторичное засоление.

Разграничение площадей с глубиной уровня менее 5—6 м и более 5—6 м необходимо также в связи с определением сроков строительства горизонтального дренажа. Учитывая, что последний целесообразно строить в сухих грунтах, 5-метровая глубина залегания грунтовых вод на землях намечаемого орошения, где по прогнозу возможен подъем грунтовых вод до неблагоприятных глубин, указывает на площади первоочередного строительства дренажа.

При картировании минерализации грунтовых вод выделяют площади с интервалами минерализации, зависящими от пестроты ее и масштабов съемки. В аридных и полусубаридных районах при пестрой минерализации грунтовых вод целесообразно выделять следующие интервалы: менее 1 г/л (естественно-дренированные земли, не подверженные засолению; грунтовые воды пригодны для орошения, если не обладают повышенной щелочностью); 1—3 г/л (возникает угроза вторичного засоления почв при соответствующих глубинах залегания грунтовых вод; минерализация предельная при использовании воды для орошения — при условии обеспечения промывного режима орошения и искусственного дренирования); 3—5 и 5—10 г/л (угроза вторичного засоления почв возрастает, изменяется необходимый режим орошения поливных культур, грунтовые воды практически не пригодны для орошения, если не разбавлять их пресной поверхностью водой); 10—15 г/л; 15—25; 25—50 и более 50/гл. При последних интервалах минерализации обычно наблюдаются значительные запасы солей в почвах зоны аэрации, а при неглубоком залегании грунтовых вод формируются средне-, сильнозасоленные почвы и солончаки. Мелиорация таких почв требует капитальных промывок до освоения земель на фоне интенсивного дренажа, что учитывается при проектировании мелиораций.

При сравнительно однородной минерализации грунтовых вод интервалы ее, выделяемые на картах, соответственно укрупняются — с учетом приведенной выше оценки минерализации.

Обязательна характеристика преобладающих типов химического состава и выделение вод с повышенной щелочностью, создающих угрозу содового засоления почв. В районах с низкой естественной дренированностью необходимо изучение послойной минерализации грунтовых вод на глубину не менее 10—15 м, име-

ющую наибольшее значение для прогноза гидрохимического режима грунтовых и дренажных вод.

На осушаемых землях при изучении химического состава грунтовых вод необходимо картирование жесткости грунтовых вод, содержания в них легкорастворимых бикарбонатных солей кальция, влияющих на плодородие почв. На картах выделяют грунтовые воды с сухим остатком до 200 мг/л, 200—500 и 500—1000 мг/л. В этих интервалах минерализации грунтовые воды характеризуются определенным содержанием указанных соединений. Важно выявить площади, в пределах которых грунтовые воды содержат железо в количестве выше 5—7 мг/л, что создает опасность захоронения закрытых дрен, водозaborных и дренажных скважин.

В приморских районах гумидной зоны, а также в поймах рек, где нередко происходит подпитывание грунтовых вод минерализованными напорными водами, на картах выделяют площади с минерализацией грунтовых вод выше 1 г/л.

При проведении гидрогеологической съемки целесообразно широкое применение комплекса геофизических методов, позволяющих сократить сроки съемки, трудовые и материальные затраты и одновременно повысить информативность и достоверность съемочных работ. Специфика геофизических исследований, выполняемых при гидрогеологической съемке для целей мелиорации, изложена в работе [12].

В процессе проведения гидрогеологической съемки осуществляют наблюдения за режимом подземных вод. Они необходимы для приведения к одному сроку разновременных данных о глубинах залегания и минерализации грунтовых вод, для изучения взаимосвязи грунтовых вод с напорными и т. д. Продолжительность таких наблюдений обычно не превышает нескольких лет, после чего наиболее представительные наблюдательные пункты передаются геологическим или водохозяйственным организациям для продолжения наблюдений.

Важным принципом исследований при съемке для целей орошения и осушения является сочетание региональных съемочных работ с детальными гидрогеологическими и инженерно-геологическими исследованиями на ключевых участках, где одновременно изучают режим и баланс грунтовых вод. Участки располагают в характерных геоморфологических, гидрогеологических, почвенных и водохозяйственных (для реконструируемых систем) условиях, при разном растительном покрове. Результаты исследований, полученные на таких репрезентативных участках, используют для характеристики соответствующего геоморфологического или гидрогеологического района со свойственным ему развитием определенного литолого-генетического комплекса отложений, почвенного и растительного покровов.

Результаты гидрогеологических работ, проведенных на всей площади съемки, включая исследования на ключевых участках, используют для гидрогеологического районирования орошаемых и

осушаемых земель, которое производится по принципам, изложенным выше. Районирование используется для составления прогнозов и в комплексе с результатами этих прогнозов — для оценки гидрогеологических условий объектов мелиорации и проектирования соответствующих мелиоративных мероприятий. При этом обязателен учет материалов инженерно-геологических и почвенно-мелиоративных исследований, что в итоге должно обеспечить комплексную оценку земель и обоснованность мелиораций.

Следует вместе с тем отметить, что проведение специализированной гидрогеологической съемки (масштаба 1 : 50 000) нередко оказывается малоэффективным, поскольку ее постановка не связана непосредственно с проектными решениями, и потому она оказывается недостаточно целенаправленной. Такая ситуация в значительной мере обусловливается ведомственными разграничениями, поскольку гидрогеологическая съемка выполняется организациями геологической службы, объективно не заинтересованными в получении практического эффекта от съемочных работ.

§ 2. ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫЙ МОНИТОРИНГ

2.1. Исходные положения мониторинга

Развитие работ по реконструкции мелиоративных систем требует разработки особых требований к проведению на них гидрогеологических работ, основной частью которых должен быть гидрогеологический мониторинг. Согласно общим представлениям [5] под мониторингом природных процессов понимается система целенаправленных наблюдений, связанная (методически и организационно) с решением задач прогноза и управления. Соответственно при обосновании системы мониторинга прежде всего должны быть четко поставлены его цели. Потребность в постановке мониторинга подземных вод на мелиоративных системах обуславливается неблагополучием в мелиоративном состоянии земель (снижением урожайности сельхозкультур) или в экологическом состоянии окружающих земель, а также нерациональным использованием водных ресурсов. В каждом из перечисленных случаев гидрогеологом-мелиоративный мониторинг имеет специфику, определяемую его целевым назначением.

Основой для критериальной оценки мелиоративного состояния земель, несомненно, является изучение почвенно-мелиоративных условий. Состояние почвы, ее плодородие отражают в конечном счете эффективность всех усилий, направленных на создание оптимальных условий для выращивания сельхозкультур и вместе с тем для сохранения почвы как нашего национального достояния, для последующего использования в сельхозпроизводстве. Поэтому следует гидрогеологические условия рассматривать с точки зрения их воздействия на состояние почв, которое в ряде случаев может оказаться не столь несущественным, как это обычно представляется.

Исходя из вышесказанного, целесообразно при изучении мелиоративного состояния земель исходить прежде всего из принципиальной оценки почвенно-мелиоративных условий, на основе которой принимается решение о необходимости и характере дополнительных мелиоративных работ.

Таким образом, задача мониторинга — выявление «больных» мелиоративных систем, основных причин неблагоприятного состояния, что является обоснованием и выбора объектов реконструкции и соответственно постановки специальных исследований. Вместе с тем представляет интерес выявление и наиболее благоприятных условий, которые целесообразно изучить и рассматривать в дальнейшем как аналоги, отражающие эффективное применение мелиоративных мероприятий.

Поскольку ухудшение почвенно-мелиоративного состояния земель обычно связано с подтоплением и засолением почв, то задачей гидрогеологических исследований в этих случаях является обоснование водного и солевого балансов грунтовых вод, а также гидрогеологического (геофильтрационного) строения потока грунтовых вод и зоны аэрации, обуславливающего гидродинамическую стратификацию потока. Первым этапом таких исследований должны быть картирование и типизация условий строения, подтопления и засоленности зоны аэрации, анализ режима грунтовых вод (гидродинамического и гидрохимического), служащие в свою очередь обоснованием постановки гидрогеологических наблюдений для выявления причин подтопления земель, в частности для оценки эффективности мелиоративного дренажа. Результаты такого картирования могут быть отражены на специальной карте мелиоративно-гидрогеологического состояния земель.

При решении вопросов *охраны окружающей среды* уже на ранних стадиях работ важно установить охранные объекты, состояние которых связано с гидрогеологическими условиями и, в частности, с воздействием мелиоративных мероприятий. Чаще всего меры по улучшению состояния охранных объектов осуществляются в составе комплекса мероприятий по реконструкции мелиоративной системы, в связи с чем представляется целесообразным выделять два основных варианта решения рассматриваемой проблемы:

— в результате общих мероприятий по реконструкции мелиоративной системы (сокращение водопотребления, противофильтрационные мероприятия, интенсификация мелиоративного дренажа) улучшится состояние охранных объектов;

— наряду с общими мероприятиями по реконструкции мелиоративной системы потребуются специальные меры инженерной защиты охранных объектов.

В последнем случае возникает необходимость в постановке специальных гидрогеологических исследований для обоснования мер инженерной защиты. Поскольку чаще всего в связи с развитием оросительных мелиораций формируется подтопление, то гидрогеологические исследования в такой ситуации ориентированы

ны на решение традиционной задачи дренирования подземных вод. Заметим, однако, что такого рода исследования обычно направлены на обоснование мероприятий на восстановление гидрогеологических условий, существовавших до мелиоративного строительства, поскольку переосушение также может оказать негативное воздействие на инженерно-геологические свойства пород в основании охранных объектов.

В целях более *рационального использования водных ресурсов* проводится реконструкция старых оросительных систем с необлицованной ирригационной сетью, большим водопотреблением и существенными потерями воды на полях. В этих случаях нередко интенсивная инфильтрация при орошении может служить одной из основных причин подтопления земель. При обосновании инженерных мероприятий по реконструкции подобных оросительных систем задачи гидрогеологических исследований — это изучение фильтрационных потерь из каналов и водохранилищ, оценка инфильтрационного питания на орошаемых полях, оценка эффективности и параметров работы мелиоративного дренажа, анализ гидрохимического режима с точки зрения изучения возможного использования подземных вод на орошение (в частности, возврата ирригационного питания) в современных условиях и в перспективе.

На первом этапе решение таких задач целесообразно проводить на региональной модели объекта с выделением типовых условий для постановки локальных наблюдений. Выделение типовых условий проводится в форме картирования техногенно-гидрогеологических условий, при котором отражаются не только типовые гидрогеологические условия, но и такие техногенные элементы, как водохранилища, магистральные и межхозяйственные каналы, распределительная сеть, условия орошения, основные виды сельхозкультур (севооборотов), типы и характеристики дренажных систем.

Исследования мелиоративного и технического состояния земель требуют получения и накопления информации по огромным территориям, охватывающим многие десятки миллионов гектаров. Поэтому успешная их реализация немыслима без применения современных дистанционных, главным образом аэрокосмических, методов прослеживания. На основе дешифрирования аэрокосмических данных, опирающихся на материалы наземной рекогносировки, выявляются типовые природно-техногенные условия, для которых намечаются последующие наземные наблюдения.

2.2. Аэрокосмические методы

При исследовании объектов мелиорации аэрокосмическими методами оценивается состояние охранных объектов, сельскохозяйственных земель (характер их засоления и заболачивания) и мелиоративных систем, устанавливаются основные геолого-структурные и геоморфологические элементы, типы почв и состояние

почвенного покрова. Аэрокосмические методы позволяют также обнаружить участки усиленной фильтрации воды из земляных каналов, вызывающих подтопление земель; на таких участках обычно появляются заросли фреатофитов — растений, усиленно использующих грунтовые воды, места появления которых четко выделяют аэрокосмические снимки. Легко обнаруживаются на космических снимках заболоченные участки, создаваемые фонтанирующими скважинами.

Площади выклинивания грунтовых вод и подтопление земель определяются по вымоканию посевов, что также выявляется космическими снимками. Так, с орбитальной станции «Салют-4» были выделены участки с повышенным уровнем грунтовых вод вследствие усиленной фильтрации из Каракумского канала, причем как следствие на этих участках зафиксировано вторичное засоление почв, образование солончаков.

Дешифрированием космических снимков, получаемых спутниками, устанавливается засоленность почв в хлопковой зоне. Снимки выполняют в конце вегетационного периода с параллельной наземной характеристикой данных в опорных точках на полях хлопчатника с различной засоленностью и соответственно различной густотой стояния и развития растений, выявляемых при космической съемке. Карты засоления почв составляют в масштабе 1 : 1 000 000, но возможно составление карт и в более крупном масштабе. Производительность метода весьма высокая, особенно при автоматизированной обработке космических данных. Периодическое повторение космических съемок дает возможность проследить за динамикой засоления почв.

Современные аэрокосмические методы получения информации позволяют единовременно регистрировать состояние поверхности земли на целых регионах с достаточно высокой детальностью на местности в различных зонах спектра оптического диапазона, а также в инфракрасном и радиолокационном диапазонах. В практике мелиоративных и водохозяйственных работ большей частью используется фотографическое изображение, которое может быть получено фотографическими, телевизионными, сканирующими и радиолокационными системами.

Фотографические космические снимки характеризуются в целом более высоким разрешением на местности и простой геометрией по сравнению со снимками, полученными сканерными системами. В зависимости от масштаба фотографические снимки охватывают площадь одним кадром от 3 до 200 тыс. м².

В настоящее время космические снимки поступают по следующим масштабным рядам: 1 : 5 000 000 с разрешением на местности более 1000 м; 1 : 2 500 000 — с разрешением более сотни метров; 1 : 100 000 — с разрешением 50—300 м; 1 : 200 000—1 : 75 000 — с разрешением 5—8 м. При необходимости космическая информация может быть увеличена в 4—5 раз.

Для выполнения детальных исследований производятся специальные аэрофотосъемки бортовым комплексом аппаратуры, ус-

тавленной на самолете ТУ-134СХ или АН-30, а также средствами малой авиации (АН-2, МИ-8, К-26). На борту самолетов установлена аэрофотосъемочная аппаратура, позволяющая получить многозональную, спектральную, панхроматическую съемку, записи на магнитную ленту многозональных сканерных изображений в оптическом и тепловом диапазонах. С помощью самолетного варианта сверхвысокочастотного радиометрического влагомера производится дистанционное определение влажности почв. Этим же методом, а также радиолокационным возможно определение глубины залегания грунтовых вод. Эти данные используются для обоснования сроков полива и расчета поливных норм, предупреждения эрозии почв.

2.3. Режимно-балансовые наблюдения

Основную часть гидрогеологического мониторинга в любых условиях, в том числе и на мелиорируемых территориях, составляют режимно-балансовые наблюдения, осуществляемые на сети наблюдательных скважин, на дренах, каналах, водотоках, водозаборных и дренажных скважинах.

На мелиорируемых землях функционируют различные виды наблюдательной сети, которые по своему назначению подразделяются на региональную, опорную, внутрихозяйственную и специализированную.

Региональная сеть должна освещать закономерности естественного и техногенного режимов подземных вод с обязательной характеристикой составляющих баланса грунтовых вод и их многолетней динамики [6, 7]. В 1985—1987 гг. в системе Мингео СССР действовало 120 режимных гидрогеологических партий с общей численностью наблюдательных скважин порядка 30 тысяч. Часть скважин находится на орошаемых и осущененных землях. Наблюдательные скважины и воднобалансовые участки размещаются с учетом расположения орошаемых и осущенных площадей, оросительных и осушительных каналов, водоприемников, а также с учетом изученности режима и баланса. При этом учитывают геоморфологические и гидрогеологические условия, гидрографическую сеть, геофильтрационное районирование.

В результате изучения режима подземных вод должны быть установлены время (месяцы) и продолжительность подъема, высокого положения уровня, спада и низкого его положения, скорости подъема и спада, величина амплитуды колебаний уровня с выявлением факторов природных и техногенных, определяющих эти показатели режима в сезонном и многолетнем разрезах времени.

Опорная сеть по площади должна охватывать каждый севооборотный массив (примерно 500 га), в пределах которого располагаются 1—2 наблюдательные скважины. На площадях, прилегающих к мелиорированным землям, опорная сеть создается более разреженной. Опорные скважины размещаются и в под-

тапливаемых населенных пунктах. Помимо размещения по площади на севооборотных массивах опорная сеть располагается и по створам — от области питания к области разгрузки грунтовых вод — в направлении смены глубины залегания и минерализации грунтовых вод и соответственно разной засоленности почв. Эта смена обычно связана с геоморфологическими условиями, применительно к которым рекомендуется размещать створы опорных скважин, стремясь одновременно к освещению влияния на режим подземных вод техногенных факторов (водохранилищ, крупных оросительных каналов, дренажных систем, эксплуатационных водозаборов подземных вод).

Внутрихозяйственная сеть размещается относительно равномерно по площади орошаемых полей и строится в основном при глубине уровня грунтовых вод менее 4—5 м в виде одиночных скважин на грунтовые воды [6]. Основная форма обработки материалов наблюдений по внутрихозяйственной сети — построение карт глубин залегания и минерализации грунтовых вод на характерные сроки (средневегетационные на середину и конец вегетации и т. п.).

Наблюдения за режимом подземных вод должны сопровождаться контролем за основными техногенными факторами, в первую очередь за водоподачей на крупных узлах водораспределения, за фактическим КПД различных звеньев оросительной сети, за отбором подземных вод из скважин на орошение, за дренажным стоком.

Специализированную сеть рекомендуется осуществлять для обоснования причин ухудшения мелиоративной обстановки (подтопления, засоления почв) и режимно-балансовых расчетов с определением необходимых гидрогеологических параметров.

Можно видеть, что существующая система наблюдательной гидрогеологической сети имеет весьма неупорядоченный характер, отвечающий главным образом ведомственным интересам.

2.4. Методика гидрогеолого-мелиоративного мониторинга (ГММ)

Методика ГММ должна исходить из выполнения мониторингом задач получения информации, необходимой для обоснования прогноза с выходом на решение проблем управления развитием мелиоративной системы. Поскольку основной путь проведения гидрогеолого-мелиоративных прогнозов пролегает через гидрогеодинамическую схематизацию, то система ГММ по существу должна представлять собой гидрогеодинамический мониторинг, имеющий в основе опорную сеть режимно-балансовых гидрогеодинамических наблюдений (ГДН). Применительно к геофильтрационным и гидрогеохимическим (солевым) прогнозам — это опытно-фильтрационные и опытно-миграционные наблюдения (ОФН и ОМН), направленные соответственно на определение геофильтрационных

и геомиграционных параметров в зонах полного и неполного насыщения [14].

Для гидрографического мониторинга принципиальной должна быть модельная ориентированность, т. е. направленность на составление гидрографической модели, которая в процессе наблюдений проходит этапы совершенствования применительно к хозяйственным требованиям решения задач прогноза и управления. Здесь следует подчеркнуть такую решающую особенность процессов динамики подземных вод, как очень низкие скорости их протекания по сравнению с поверхностными водами, что снижает значимость оперативного получения информации, повышая необходимость ее переработки путем модельного анализа. В связи с этим сеть ГДН должна иметь четкую направленность на определение параметров гидрографических моделей, ее устройство должно методически связываться с такой направленностью, включая обоснование возможностей определения требуемых параметров.

Сеть гидрографического мониторинга принципиально должна иметь временный характер, поскольку она должна быть связана с решением определенных задач прогноза и управления, которые обязательно меняются со временем. При этом долговременные наблюдения следует ограничивать лишь задачами фоновых региональных наблюдений, главным образом отражающих влияние метеорологических и геодинамических факторов [7]. Соответственно региональная наблюдательная сеть должна входить составной частью в общую систему мониторинга, однако значимость ее не следует преувеличивать, поскольку влияние метеорологических и геодинамических факторов в решении практических задач обычно оказывается сравнительно небольшим. Поэтому сеть гидрографического мониторинга должна состоять из пунктов постоянного, временного и единовременного пользования, рациональное состояние которых является очень важной методологической позицией устройства мониторинга.

Особенно сложно обоснование мониторинга качества подземных вод, поскольку модели миграции загрязнения пока еще разработаны недостаточно обстоятельно, особенно в части учета происходящих физико-химических процессов. Вместе с тем достоверный количественный анализ миграции загрязнения подземных вод, не опирающийся на модели геомиграционных процессов, практически не реален из-за малой скорости их протекания.

Очень важна четкая целенаправленность постановки и методики гидрографических наблюдений, при которой последовательно проводится ключевой принцип как в пространстве (при построении наблюдательной сети), так и во времени (при задании режима наблюдений). Ключевой принцип пространственного расположения наблюдательной сети требует неравномерного распределения наблюдательных точек (пьезометров, гидрометрических створов) по изучаемой области с сосредоточением их на ключевых участках, на которых поток изучается значительно более

подробно с проверкой всех принимаемых допущений о его формировании (например, возможность принятия предпосылки о плановом или линейном характере потока и т. п.). Ключевой принцип ведения наблюдений во времени требует прежде всего временной неравномерности наблюдений с гораздо более детальными наблюдениями в выделяемые интересные периоды (например, при колебаниях уровней в канале, в начале поливов, при выявлении внутрисуточных уровней в канале и т. п.). В частности, при наличии четко фиксируемых периодов стационарного режима эффективным может быть проведение гидродинамической съемки, заключающейся в бурении относительно большого числа пьезометрических скважин с единовременными замерами стационарных уровней воды (при одновременной топографической привязке), а также проведением гидрометрических замеров по временной сети наблюдений на каналах и дренах.

Немалое значение имеет правильная организация ГММ. Заказчиком этих работ, осуществляющим их финансирование, должна быть эксплуатирующая или проектно-изыскательская организация, а осуществлять их следует, как правило, гидрогеологомелиоративной партией или экспедицией. В разработке программы работ и интерпретации данных (с применением моделирования) совершенно обязательно следует предусматривать участие научной организации или постоянных экспертов, поскольку пока еще ГММ не имеет сколь-нибудь обоснованной методики и его существование должно в значительной мере носить творческий характер.

§ 3. ОПТИМИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ НА ОБЪЕКТАХ ГИДРОМЕЛИОРАЦИИ

Многолетний практический опыт задания объемов и видов изысканий, часто опирающийся на интуитивные представления, приводит к неоправданному увеличению объемов и времени на изыскания и исследования и соответственно к их необоснованному удорожанию. В настоящее время имеются предпосылки для разработки принципов и методики составления оптимальных планов изыскательских работ, приводящих к экономически оправданному уровню изученности территории для составления гидрогеологических прогнозов и различных стадий проектирования, эффективному освоению выделяемых на изыскания средств в целях проектирования более совершенных мелиоративных систем.

Независимо от конкретной инженерной задачи гидрогеологические исследования должны обеспечивать получение рационального комплекса гидрогеологической информации для решения задачи в оптимальной постановке. Одной из основных задач гидрогеологических исследований при мелиоративном строительстве является информация, необходимая для составления гидрогеологических прогнозов.

Наибольшее развитие в гидрогеологических расчетах, связанных с прогнозом влияния орошения на природную среду, получили детерминированные модели процессов, происходящих в реальных условиях. В подобных моделях предполагается, что хорошо известен механизм изучаемого процесса, а все параметры процессов и среды охарактеризованы с достаточной детальностью во времени и в пространстве. Однако в большинстве случаев гидрогеологомелиоративные прогнозы связаны с решением комплекса сложных, многофакторных процессов, протекающих в неоднородных реальных средах. Детерминированное описание и самих сред и происходящих в них процессов в естественных и нарушенных условиях не представляется возможным вследствие недостаточной изученности, особенно на ранних стадиях исследований, что существенно ограничивает возможности использования теоретических расчетных схем для решения задач оптимизации изысканий.

Выход из такого положения лежит в широком использовании методов имитационного моделирования, позволяющего, с одной стороны, упростить сложные теоретические расчетные схемы, а с другой стороны, позволяет строить достаточно приближенные расчетные схемы для чрезвычайно разнообразных гидрогеологических условий и различных инженерных задач. Наиболее перспективным в настоящее время представляется сочетание имитационного моделирования с методами теории планирования эксперимента.

В настоящее время используются различные способы оптимизации изысканий:

— способ аналогов, когда состав и объем изысканий устанавливаются на основании опыта проведения изысканий, проектирования, строительства и анализа эффективности работы мелиоративной системы в аналогичных природных условиях;

— способ типичных ситуаций, когда в одном регионе проектируется ряд небольших однотипных мелиоративных систем; в этом случае оптимизационная задача решается для осредненных условий и из нее извлекаются требования к точности измерения отдельных параметров, а затем эти требования реализуются при планировании объемов изысканий на каждом конкретном объекте с учетом его особенностей и данных предпроектных изысканий;

— способ индивидуальной оптимизации, применяемой при обосновании изысканий на крупных объектах в сложных природных условиях на базе предпроектных изысканий и предварительных технических решений с учетом экономических критериев.

Постановка и методика проведения гидрогеологических исследований определяются, с одной стороны, характером необходимой информации и реальной возможностью ее получения в процессе изысканий, а с другой стороны, — требованием дать достаточную информацию для принятия решений по строительству экономически эффективных и экологически чистых инженерных объектов.

В каждом конкретном случае при решении оптимизационной задачи необходим некоторый минимум данных об исследуемом объекте, которые, как правило, содержатся в ТЭО проектируемых сооружений или мелиоративных систем. Поэтому решению оптимизационных задач должны предшествовать некоторые ориентировочные оценки по объемам и видам изысканий, соответствующие предпроектным исследованиям или изысканиям на ранних стадиях проектирования. По мере накопления данных поиск оптимального решения поставленной задачи становится более содержательным.

Исследования этого направления посвящены главным образом проблеме оптимизации собственно гидрогеологического опробования, являющейся важнейшей составной частью гидрогеологических изысканий и направленной на изучение точности и надежности определения гидрогеологических параметров, на исследование фильтрационной неоднородности массивов и ее учета в геофильтрационных моделях. На основе указанного подхода представляется возможным определить рациональное число точек фильтрационного опробования.

В. А. Барон [1], исходя из статистической теории опробования, дал обоснование сети гидрогеологического опробования, основываясь на условии коррелируемости результатов исследований по каждому из створов и между ними, причем в качестве критерия оптимизации использовалась дисперсия функций случайных аргументов.

Аналогичный подход к решению данной проблемы просматривается и в работе [11], в которой степень разведанности орошаемого массива оценивается по показателю энтропии в пределах однотипных расчетных фильтрационных схем с последующим определением оптимального числа разведочных выработок для каждой из этих схем.

Подходя к решению проблемы оптимизации изысканий, В. Ф. Жабин [4] предлагает увязывать заданную точность и надежность определения коэффициента фильтрации с суммарной стоимостью не только полевых работ, но и самого мелиоративного мероприятия — дренажа; при этом необходимый объем опробования устанавливается из условия минимизации суммарной стоимости.

Отличием подхода А. И. Голованова [3] является введение в качестве критерии оптимального опробования некоторых экономических функций, минимизация которых и определяет объемы изысканий. Для оценки оптимального количества определений коэффициента фильтрации предлагается использовать либо минимум ежегодных приведенных затрат (\mathcal{E}_i), учитывающих ущерб от не получения плановой урожайности, либо минимум ежегодных затрат на получение единицы продукции (ε_i).

В первом случае целевая функция записывается в виде

$$\mathcal{E}_i = E_i K_i + C_i + \mathcal{U}(1 - \bar{y}_i) y_{pl} = \min, \quad (8.1)$$

во втором —

$$e_i = (E_i K_i + C_i) / y_i = \min, \quad (8.2)$$

где i — номер сравниваемого варианта; E_i — нормативный коэффициент окупаемости капитальных затрат; K_i — капитальные затраты на 1 га мелиорируемой площади; C_i — ежегодные издержки; $Ц$ — закупочная цена; $y_{пл}$ — плановая урожайность; $y_i = y_i / y_{пл}$ — относительная фактическая урожайность; y_i — абсолютная фактическая урожайность.

Для решения оптимизационной задачи А. И. Головановым предложен метод экономико-математического моделирования изысканий, основанный на методе статистических испытаний. Суть его состоит в переборе различных вариантов опробования и оценке для каждого из них величины коэффициента фильтрации; соответственно рассчитываются значения междренных расстояний. Наличие моделей, связывающих глубину залегания уровня грунтовых вод на междрене с величиной урожая определенной сельскохозкультуры, позволяет оценить вариант опробования и обеспеченность конкретного гидрогеологического параметра с конечной функцией — ущербом от неполучения плановой урожайности.

Следует, однако, отметить, что применение в качестве критерия минимума приведенных затрат объективно только в тех случаях, когда сравниваемые варианты не отличаются ни по ассортименту и объему получаемой продукции, ни по уровню воздействия на окружающую среду. При всем многообразии принимаемых решений такая ситуация на практике может представлять скорее исключение, чем правило.

Методика оптимального планирования средств и объемов гидрогеологических изысканий, основанная на принципах разведочного моделирования, рассмотрена в работах [2, 8]. Применительно к задаче оптимизации гидрогеологомелиоративных изысканий эта процедура заключается в целенаправленном процессе изучения объекта исследований путем выполнения специальных разведочных расчетов на теоретических моделях в целях выработки наилучшей стратегии его последующего изучения и достоверного решения для конкретных прогнозных задач.

В такой постановке решение задачи включает два этапа: на первом определяется влияние различных факторов в изучаемом процессе, на втором проводится оптимальное распределение средств и объемов работ. Общая сумма на проведение гидрогеологических изысканий устанавливается сметой. Определяются единичные стоимости планируемых видов опробования и исследований. Оптимальные объемы работ, планируемые в рамках выделенных средств, определяются по выражению

$$N_{ij}^* = \frac{a_{ij}}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^y \sqrt{C_{ij}} a_{ij}} \frac{C}{\sqrt{C_{ij}}}, \quad (8.3)$$

где $N_{i,j}^*$ — оптимальный объем работ в опробуемом j -м слое; $a_{i,j}$ — значение коэффициента линейной части в уравнении регрессии при i -м факторе, характеризующем j -й слой опробования; $C_{i,j}$ — комплексная стоимость определения i -го фактора, характеризующего j -й слой опробования; $C = \sum_i \sum_j C_{i,j} N_{i,j}^*$ — общая

сумма выделенных на проведение гидрогеологических изысканий средств; i — наименование исследуемого фактора; j — индекс опробуемого слоя; n — количество определений фактора; y — количество слоев.

На основе данного подхода решена задача по определению оптимальных объемов работ и их стоимости при проектировании изысканий на орошаемых массивах в целях проектирования систематического горизонтального дреиажа

В работах [8, 10] предложены теоретические принципы и выполнены методические разработки по оптимизации состава объема и стоимости гидрогеологических изысканий, сочетающие принципы математико-статистического и социально-экономического обоснования изысканий, которые могут быть использованы при составлении прогнозов и обосновании проектов мелиоративного строительства для случаев отсутствия теоретических решений. При этом специфика гидрогеологических процессов на мелиорируемых землях учитывается на основе сочетания геофильтрационной схематизации и построения имитационно-статистических моделей, с одной стороны, и экономико-математических моделей оптимизации функционирования системы — с другой.

На первом этапе планирования состава изысканий предлагается методика «прогнозирования», являющаяся дальнейшим развитием методов разведочных расчетов и факторно-диапазонного анализа. Методика основывается на имитационном моделировании в сочетании с планированием эксперимента. «Прогнозирование» сложных расчетных схем позволяет выявить факторы (и — или — диапазон их изменения), которые оказывают определяющее влияние на гидрогеологический прогноз. Исключив маловлияющие в данной ситуации факторы, можно заменить теоретическую модель приближенной имитационной моделью существенно меньшей мерности. Используя АВМ или ЭВМ, можно получить некоторое множество решений при варьирующих значениях переменных аргументов, дающих возможность построить статистическую расчетную модель. Проведя «прощупывание» полученной модели, снижают ее «мерность», а затем на упрощенной имитационной модели решают задачу оптимизации состава изысканий. Поскольку полный перебор значений аргументов (полный факторный эксперимент) технически сложен и требует значительных затрат времени, используется аппарат теории планирования эксперимента, в частности дробные реплики от полного факторного эксперимента, латинский квадрат и другие, которые позволяют во много раз сократить количество расчетов без существенной потери точности.

Обязательным условием эффективности планово-проектного решения в мелиорации является оптимальность процесса функционирования мелиоративной системы. При обосновании проектов мелиоративных систем в настоящее время приходится исходить из того, что возможности информационного обеспечения ограничены. Это, естественно, усложняет методологию выбора наилучших решений. Неизбежной платой за попытку выбрать планово-проектные решения при низком уровне изученности природных условий является то, что такое решение может оказаться далеко не лучшим. В то же время пополнение информации за счет проведения исследований ведет к значительным затратам. Оптимальное решение в этом случае возможно, если рассматривать комплекс «планово-проектное решение + программа исследований».

Для выбора оптимального уровня изученности природных условий может служить правило, выведенное на основе байесовского метода

$$U_\psi + R_\psi \rightarrow \min, \quad (8.4)$$

где U_ψ — экономическая оценка затрат всех видов ресурсов на проведение исследований; R_ψ — математическое ожидание минимальных условных байесовских рисков; ψ — номер программы исследований.

Экономический смысл данного выражения состоит в том, что оно позволяет оценить затраты всех видов ресурсов, необходимых для возмещения ущерба, который может быть причиной народному хозяйству в связи с принятием не самого лучшего решения. В результате проведения исследований стоимостью U_ψ ожидаемые затраты на возмещение ущерба благодаря более полной информации могут быть уменьшены до величины, равной математическому ожиданию условных байесовских рисков, т. е. до значения R_ψ . Иными словами, выражение (8.4) представляет минимум затрат, соответствующих оптимальному уровню изученности условий. Данный подход позволяет, в частности, обоснованно решать вопрос об экономической целесообразности той или иной гидрогеологической информации.

Такой гидрогеологический анализ позволяет значительно более осмысленно подойти к решению проблемы выбора планово-проектного решения мелиоративно-гидрогеологических изысканий. Вместе с тем объективная оптимизация изыскательских работ невозможна без характеристики достоверности различных видов полевых работ и изменчивости расчетных параметров мелиоративно-гидрогеологической системы, о нем пока не имеется достаточно определенных представлений. Поэтому количественное обоснование информативности каждого вида полевых работ, а также накопление банков данных по гидрогеодинамическим параметрам и их изменчивости представляются задачами первостепенной важности, решение которых во многом обуславливает научно-технический прогресс в развитии мелиоративно-гидрогеологических изысканий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая рассмотрение вопросов мелиоративной гидрогеологии, следует прежде всего подчеркнуть их разносторонний характер, требующий широкого подхода к постановке мелиоративно-гидрогеологических исследований и работ с учетом их взаимосвязи с мелиорациями, агротехникой, почвоведением и гидрологией. Особое значение при этом приобретает решение экологических проблем, и прежде всего оценка изменения качества подземных вод при рассолении земель, при действии агро- и ядохимикатов.

Кардинального переформирования требует проведение мелиоративно-гидрогеологических работ в связи с ориентацией гидромелиоративного строительства на реконструкцию существующих мелиоративных систем. Исключительная роль в таких работах должна принадлежать натурным наблюдениям на территориях реконструируемых систем, которые должны иметь характер мониторинга с целевой направленностью на решение проблем рационального управления гидромелиорациями.

Для понимания методических позиций мелиоративной гидрогеологии важно иметь в виду непрерывно развивающуюся значимость количественных методов исследований и прогнозов, основанных на использовании определенной расчетной схематизации процессов. В этом направлении основной задачей является совершенствование используемых расчетных схем. При проведении мониторинга решение такой задачи основывается на применении гидрогеодинамических моделей многоразового использования, непрерывно адаптирующихся к данным наблюдений.

Широкий размах мелиоративных работ выдвигает в качестве настоящей задачи обоснование оптимизации постановки мелиоративно-гидрогеологических работ с четким установлением рационального сочетания различных видов работ и объемов. Решение этой проблемы, с одной стороны, базируется на доскональном учете природных условий (прямые связи), а с другой стороны, — на требованиях решаемых инженерных задач (обратные связи). Можно утверждать, что именно разумное использование прямых и обратных связей является залогом успешного развития современных гидрогеологических изысканий, в том числе (и в особенности) относительно мелиоративной гидрогеологии.

Для правильной организации мелиоративно-гидрогеологических работ существует вопрос о роли, которую в комплексе решения гидромелиоративных задач должны играть гидрогеологи, и как они при этом должны взаимодействовать с агромелиораторами и почвоведами. Особое внимание в решении этого вопроса требует-

ся при обосновании мелиоративных работ на орошаемых территориях, где кардинальной является проблема рассоления земель и его последний с позиций охраны подземных вод и окружающей среды. Объективно целесообразно такое распределение функций между различными специалистами:

— прогнозы процессов водно-солевого и питательного режимов в почвах вместе с растениями должны обосновываться почвоведами;

— инженерно-мелиоративные решения, в частности для проектирования мелиоративного дренажа, должны приниматься мелиораторами;

— гидрогеологам следует ограничиваться представлением необходимых для таких прогнозов материалов гидрогеологических изысканий и съемочных работ, дающих возможность проведения геофильтрационной схематизации, а также обоснования субирригационного подпитывания полей с поверхности грунтовых вод.

Приоритетной задачей гидрогеологов остаются прогнозы изменения качества подземных вод за счет рассоления и химизации мелиорируемых земель.

В такой организационной схеме специалистами-лидерами, осуществляющими координацию работ в решении мелиоративных задач, должны быть мелиораторы, от которых требуется умение поставить задачи и связать работу почвоведов и гидрогеологов.

Вместе с тем в настоящее время обычной является такая практика, при которой прогнозное обоснование почвенно-мелиоративных процессов и дренажно-мелиоративных мероприятий проводится в равной мере мелиораторами и гидрогеологами, что находит отражение и в постановке соответствующих научных работ гидрогеологов, непосредственно решающих проблемы обоснования дренажно-мелиоративных мероприятий.

Эта ситуация, по-видимому, обусловливается, с одной стороны, недостаточным пониманием мелиораторами природных процессов из-за слабости их гидрогеологической подготовки, а с другой стороны — явно недостаточным вниманием почвоведов к разработке количественных моделей процессов влаго- и массопереноса, лежащих в основе современных мелиоративных и гидрогеологических прогнозов. Насколько изменится эта ситуация в ближайшее время, сейчас сказать трудно. Во всяком случае для правильной организации гидрогеолого-мелиоративных работ и исследований необходимо движение друг к другу мелиораторов, почвоведов и гидрогеологов.

Следует подчеркнуть, что всевозрастающая сложность методов мелиоративно-гидрогеологических исследований требует высокого уровня специалистов. В этом плане наряду с различными формами повышения квалификации специалистов целесообразно создание в проектно-изыскательских институтах специализированных подразделений (лабораторий, тематических партий) по отдельным направлениям, в первую очередь по математическому моделированию гидрогеодинамических и гидрогеохимических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Глава 1

1. Зекцер И. С. Ресурсы подземных вод и их использование//Роль водных ресурсов в жизни страны. М: Наука, 1987.
2. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976.
3. Ковда В. А. Биосфера, почвы и их использование//Мат-лы X Междунар. конгр. почвоведов М: Изд-во АН СССР, 1974.
4. Костяков А. Н. Основы мелиорации. 6-е изд. М.: Сельхозиздат, 1960.
5. Маслов Б. С., Стайкевич В. С., Черненок В. Я. Осушительно-увлажнительные системы. М.: Колос, 1981.
6. Мелиорация и водное хозяйство. Справочник. Т. 3. Осушение/Под ред. Б. С. Маслова. М.: Агропромиздат, 1985.
7. Шредер В. Р Различные значения оросительных норм сельскохозяйственных культур в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи. Ташкент, 1970.
8. Штепа Б. Г. Прогрессивные способы орошения//IX Междунар. конгр. по ирригации и дренажу. М., 1975.

Глава 2

1. Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв М.: Колос, 1987.
2. Кац Д. М. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. М.: Сельхозиздат, 1963.
3. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976.
4. Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М.: Колос, 1970.
5. Ходжинбаев Н. Н. Гидрогеологомелиоративное районирование (на примере Средней Азии). Ташкент, 1975.

Глава 3

1. Зайдельман Ф. Р. Режим и условия мелиорации заболоченных почв. 2-е изд. М.: Колос, 1975.
2. Кац Д. М. Контроль режима грунтовых вод на орошаемых землях. М.: Колос, 1967.
3. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976.
4. Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М.: Колос, 1970.
5. Методы проектирования водного режима осушаемых земель в Нечерноземной зоне/Под ред. С. И. Харченко. Л.: Гидрометеоиздат, 1983.
6. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1965.
7. Шебеко В. Ф. Гидрогеологический режим осушаемых территорий. Минск, 1970.

Глава 4

1. Аверьянов С. Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978.
2. Бадов В. В. Фильтрационные исследования на каналах центрального и восточного Предкавказья//Экспресс-информация ВИЭМС. Гидрогеология и инженерная геология. 1974. Вып. 4.

3. Бадов В. В., Киселев А. А. Методы экспериментального изучения влагопереноса в чеснокиенных горных породах//Обзор ВИЭМС. Гидрогеология и инж. геология. М., 1988.
4. Балаев А. Л. Особенности формирования контура увлажнения под каналами//Методика инженерных изысканий для мелиоративного строительства в аридной зоне. Душанбе, 1983.
5. Гавич И. К. Гидрогеодинамика. М: Недра, 1988.
6. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976.
7. Кац Д. М., Пашковский И. С. Мелиоративная гидрогеология. М.: Агропромиздат, 1988
8. Козлов М. Ф. Гидрогеология Припятского Полесья. Минск. 1976. Т. 1; 1977. Т. 2.
9. Кузник И. А. Орошение в Заволжье. Л., 1979.
10. Кулик В. Я. Инфильтрация воды в почву. М.: Колос, 1978.
11. Ломакин Е. А., Мироненко В. А., Шестаков В. М. Численное моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1988.
12. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1976.
13. Пашковский И. С. Методы определения инфильтрационного питания по расчетам влагопереноса в зоне аэрации. М.: Изд-во МГУ, 1973.
14. Рудаков В. К. Охрана территории при гидротехническом и мелиоративном строительстве. Киев, 1987.
15. Сакалаускене Д. М. Методика обработки наблюдений за режимом уровня подземных вод для оценки их естественных ресурсов//Методы анализа и обработки гидрогеологических данных для прогноза ресурсов подземных вод. Таллинн, 1984.
16. Ситников А. Б. Динамика воды в ненасыщенных и насыщенных грунтах зоны аэрации. Киев, 1978.
17. Судицын И. И. Закономерности движения почвенной влаги и ее потребление растениями. М.: Изд-во МГУ, 1979.
18. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л.: Гидрометеиздат, 1973
19. Шестаков В. М. Динамика подземных вод. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1979.
20. Шестаков В. М., Пашковский И. С., Сойфер А. М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М.: Недра, 1982.
21. Шестаков В. М., Широкова Е. К. Исследования скоростей просачивания при промывках засоленных земель//Мат-лы по гидрогеологии/Науч. тр. ТашГУ. 1976. Вып. 515.
22. Cascuel-Odoix C., Megot Ph. Variable spatiale du transport de l'eau dans le sol//J. Hydrol. 1986. Vol. 89, N 1/2.
23. Worstell R. V. Estimating seepage losses from canal systems//J. Irrigation and Drainage Division. 1976. N 1.

Глава 5

1. Аверьянов С. Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос 1978.
2. Айдаров И. П. Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель. М: Агропромиздат, 1985.
3. Алексеевский В. Е. Изменение гидрогеологических условий Припятского Полесья Украины под влиянием орошения: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л., 1981.
4. Гавич И. К. Гидрогеодинамика. М.: Недра, 1988.
5. Гавич И. К., Шестаков В. М. Вопросы постановки и методики моделирования водозаборов и дренажей подземных вод на орошаемых территориях//Некоторые вопросы развития мелиорации в СССР. М.: Колос, 1975.
6. Ломакин Е. А., Мироненко В. А., Шестаков В. М. Численное моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1988.
7. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1976.

8. Олейник А. Я. Фильтрационные расчеты вертикального дренажа. Киев, 1978.
9. Олейник А. Я. Геогидродинамика дренажа. Киев, 1981.
10. Олейник А. Я., Поляков В. Л. Дренаж переувлажненных земель. Киев, 1987.
11. Прогнозирование и исследование гидрохимического режима подземных вод в условиях орошения. М.: Союзгипроводхоз, 1987.
12. Решеткина Н. М., Якубов Х. И. Вертикальный дренаж. 2-е изд. М.: Колос, 1978.
13. Сойфер А. М. Обобщение результатов оценки фильтрационных параметров расчетных схем мелиоративного дренажа//Рациональное использование водных ресурсов. Вып. 9. М.: Наука, 1986.
14. Сойфер А. М. Исследования гидрогеологических условий развития и реконструкции оросительных систем//Рациональное использование водных ресурсов. Вып. 10. М.: Наука, 1988.
15. Степанов А. Н. Осушение земель Дальнего Востока. М.: Колос, 1976.
16. Усенко В. С., Шестаков В. М. Вопросы перестройки работ по разведке подземных вод//Водные ресурсы. 1989. № 1.
17. Шестаков В. М. Динамика подземных вод. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1979.
18. Шестаков В. М. Постановка гидрогеодинамических исследований в зонах выклинивания подземных вод//Гидрогеологические исследования межгорных впадин. Фрунзе, 1985.
19. Шестаков В. М. Принципы гидрогеодинамического мониторинга//Разведка и охрана недр. 1988. № 8.
20. Шестаков В. М. Прогноз использования пресных подземных вод на базе региональной геофильтрационной модели Яхсуйской впадины//Гидрогеологические исследования в межгорных впадинах. М., 1987.
21. Шестаков В. М. Определение сопротивления скважины на несовершенство по степени вскрытия пласта//Применение методов математического моделирования для решения гидрогеологических задач. Ташкент, 1987.
22. Шестаков В. М., Пашковский И. С., Сойфер А. М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М., 1982.
23. Шестаков В. М. и др. Учет гидравлических потерь в водозаборных скважинах//Проблемы теории фильтрации и тепломассопереноса. Калинин, 1988.
24. Эггельсман Р. Руководство по дренажу. 2-е изд. М.: Колос, 1984.
25. Элердашили С. И. Осушение и освоение Колхидской низменности. Тбилиси, 1974.
26. Якубов Х. И., Зайнутдинова Н. Х. Технико-экономическое обоснование выпуска маркированных песчано-гравийных фильтров для скважин вертикального дренажа//Мелиорация и водное хозяйство. Экспресс-информация ЦБНТИ Минводхоза СССР. Сер. 3. 1986 Вып. 2.
27. Drainage for Agriculture/Ed. Van Schilfgaarde. Wageningen, 1974.

Глава 6

1. Аверьянов С. Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978.
2. Айдаров И. П. Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель. М.: Агропромиздат, 1985.
3. Бриллинг И. А. Нитратное загрязнение подземных вод удобрениями//Обзор ВИЭМС. М., 1985.
4. Базилевич Н. И., Панкова Е. И. Опыт классификации почв по засолению//Почвоведение. 1968. № 11.
5. Барон В. А. и др. Физико-математическое моделирование состава почвовых растворов почв и грунтов орошаемых территорий//Водные ресурсы. 1987. № 2.
6. Ваксман Э. Г. Мелиорация засоленных почв юго-западного Таджикистана. Душанбе, 1976.
7. Волобуев В. Р. Расчет промывки засоленных земель. М.: Колос, 1975.
8. Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород/Под ред. Н. Н. Веригина. М.: Недра, 1977.

9. Горев Л. Н., Пелешенко В. И. Мелиоративная гидрохимия. Киев, 1984.
10. Дворкин Л. Б., Золотарев П. П., Чураев В. Н. Вопросы мас-сопереноса в приложении к задачам гидрогеологических и почвенно-мелиоративных прогнозов//Тез. докл. III Межведом. совещ. по вопросам прогнозирования гидрогеол., инж.-геол. и почвенно-мелиоративных условий. Вып. 1. М., 1976.
11. Егоров В. В., Минашина Н. Г. Почвенно-мелиоративный прогноз и его достоверность//Тез. докл. III Межведом. совещ. по вопросам прогнозирования гидрогеол., инж.-геол. и почвенно-мелиоративных условий. Вып. 1. М., 1976.
12. Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв. М.: Изд-во МГУ, 1987.
13. Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1, 2. М.: Изд-во АН СССР, 1946, 1947.
14. Крамаренко Л. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л.: Недра, 1983.
15. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование миграции подземных вод. М.: Недра, 1986
16. Маргулис В. Ю. О расчетных показателях засоления и солеотдачи почв//Бюл. Почвенного ин-та. 1972. Вып. 5.
17. Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М.: Колос, 1970.
18. Методические рекомендации по контролю за мелиоративным состоянием орошаемых земель. М., 1978.
19. Методы прогноза солевого режима грунтов и грунтовых вод/Под ред. Н. Н. Веригина. М.: Колос, 1979.
20. Мирзаев С. Ш., Каримов А. Х. Прогноз минерализации вод, откачиваемых из скважин вертикального дренажа//Проблемы переустройства гидромелиоративных систем в районах старого орошения/Сб. науч. тр. ТНИМСХ. 1985. Вып. 143.
21. Парфенова Н. И. Методика анализа гидрохимического режима грунтовых вод в связи с его прогнозом при орошении. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1971.
22. Парфенова Н. И. Допустимые глубины залегания грунтовых вод и методы их определения//Обоснование допустимых глубин грунтовых вод орошаемых земель. М., изд. ВНИИГиМ, 1987.
23. Прогнозирование и исследование гидрохимического режима подземных и дренажных вод в условиях орошения. М.: Союзгипроводхоз, 1987.
24. Рекс Л. М., Киречева Л. В., Якиревич А. М. Методика расчета водно-солевого режима орошаемых земель. М., изд. ВНИИГиМ, 1984.
25. Решеткина Н. М., Сойфер С. Я. Натурные исследования динамики минерализации дренажных вод в аридной зоне//Сб. науч. тр. ВНИИГиМ. 1975. Вып. 3.
26. Самойленко В. Г., Якубова Р. А., Кахаров А. С. Охрана подземных вод от загрязнения агрохимикатами. Ташкент, 1987.
27. Сойфер А. М. Метод оценки качества подземных и дренажных вод, используемых для орошения//Передовые методы организаций и технологий инженерных изысканий для мелиоративного строительства. М., 1986.
28. Тульверт В. Ф. Оценка влияния орошения на минерализацию речных вод//Гидротехника и мелиорация. 1987. № 6.
29. Шестаков В. М., Кравченко И. П., Штенгелев Р. С. Практикум по динамике подземных вод. 3-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1987.
30. Шестаков В. М., Пашковский И. С., Сойфер А. М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М.: Недра, 1982.
31. Шестаков В. М., Широкова Е. К. Обоснование скоростей просачивания при прогнозах промывки засоленных земель//Тез. докл. III Межведом. совещ. по вопросам прогнозирования гидрогеол., инж.-геол. и почвенно-мелиоративных условий. Вып. 3. М., изд. ВНИИГиМ, 1976.
32. Angewandte Geowissenschaften. 1984. Bd 3.
33. Bouwer H. Effect of Irrigated Agriculture on Groundwater//J. Irrigation and Drainage Eng. 1987, N 1.
34. Bouwer H., I delovitch E. Quality Requirements for Irrigation with Sewage Water//Irrigation and Drainage Eng. 1987. N 4.

35. Christiansen J., Olsen E., Willardson L. Irrigation Water Quality Evaluation//J. Irrigation and Drainage Division. 1977. N 2.
36. McLean J. E. et al. Evaluation of Mobility of Pesticides in Soil Using U. S. EPA Methodology//J. Environmental Engineering. 1988. Vol. 114, N 3

Глава 7

1. Алексеев В. С., Курманенко А. Д. Опыт определения коэффициента водопроводимости пластов по данным экспресс-налива в скважины//Экспресс-информация ВИЭМС. Гидрогеология и инженерная геология. 1973. Вып. 9.
2. Алимов М. С. Опыт и методика оценки элементов баланса грунтовых вод орошаемых территорий Узбекистана. Ташкент, 1979.
3. Бадов В. В. Фильтрационные исследования на каналах центрального и восточного Предкавказья//Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. VIII. 1974. Вып. 4.
4. Бадов В. В. Основные этапы развития и современные представления об инфильтрации из шурфов//Сов. геология. 1975. № 4.
5. Барон В. А. Обоснование объемов и видов гидрогеологических исследований для целей мелиорации. М.: Недра, 1974.
6. Бурчак Т. В. Особенности процесса фильтрации из колец при опробовании наливов в шурфы//Гидравлика и гидротехника. 1974. Вып. 19.
7. Буряков В. Я. Изучение проницаемости песчано-глинистых отложений в зоне аэрации: Автoref. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1978.
8. Буряков В. Я., Малоземов А. В., Никитин Р. М. Использование воздуха для полевой оценки проницаемости необводненных горных пород//Водные ресурсы. 1975. № 6
9. Водогрекий В. Е., Крестовский О. И. Водно-балансовые экспедиционные исследования. Л.: Гидрометеоиздат, 1975.
10. Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород/Под ред. Н. Н. Веригина. М.: Недра, 1977.
11. Гоголев М. И. Методика прогноза водоотбора подземных вод конусов выноса: Автoref. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1983.
12. Дзекунов Н. Е., Жернов И. Е., Файбишенко Б. А. Термодинамические методы изучения водного режима зоны аэрации. М.: Недра, 1987.
13. Дуюнов И. К. Мелиорация земель в условиях напорного питания грунтовых вод. М.: Колос, 1978.
14. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.
15. Красильников Г. Л., Минкин Е. Л. К методике определения питания грунтовых вод в условиях орошения//Рациональное использование водных ресурсов. Вып. 8. М., 1987.
16. Мироненко В. А., Шестаков В. М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М.: Недра, 1978.
17. Насберг В. М. Краткие итоги исследований гидротехнической лаборатории по фильтрации//Изв. ТНИСГЭИ им. А. В. Винтера, 1962. Т. 14.
18. Насберг В. М. Определение коэффициента фильтрации неводонасыщенных грунтов методами наливов и нагнетаний в скважины и шурфы//Изв. ТНИСГЭИ им. А. В. Винтера. 1967. Т. 17.
19. Ольгаренко В. И. Экспериментальная разработка метода определения потерь воды на фильтрацию с помощью фильтрационных колонн: Автoref. дис. ... канд. техн. наук. Новочеркасск, 1968.
20. Опытно-фильтрационные работы/Под ред. В. М. Шестакова, Д. Н. Башкатова. М.: Недра, 1974.
21. Пашковский И. С. Методы определения инфильтрационного питания по расчетам влагопереноса в зоне аэрации. М.: Изд-во МГУ, 1973.
22. Рекомендации по методике комплексных водно-балансовых исследований на орошаемых землях. М., изд. ВНИИГиМ, 1978.
23. Решетников С. В., Кривченко О. С. Экспресс-опробование наблюдательных скважин//Разведка и охрана недр 1981. № 11.
24. Субботин А. С. Обзор лизиметров и основные требования к их конструкциям//Труды ГГИ. 1964. Вып. 92.

25. Теплицкий И. С. Прибор для определения потерь из действующего русла//Тр. САНИИРИ. 1960. Вып. 100.
26. Шестаков В. М. Постановка гидрогоеодинамических исследований в зоне выклинивания подземных вод четвертичных отложений межгорных впадин//Гидрогоеологические исследования межгорных впадин. Фрунзе, 1985.
27. Шестаков В. М. Оценка площадного питания при периодических сезонных колебаниях уровня грунтовых вод//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1992. № 5.
28. Шестаков В. М., Пашковский И. С., Сойфер А. М. Гидрогоеологические исследования на орошаемых территориях. М.: Недра, 1982.
29. Trickler A. S. The infiltration cylinder//J. Hydrology. 1978. Vol. 36.
30. Stephens D. B., Neuman Sh. P. Vadose Zone Permeability Tests //J. Hydraulic Division. 1982. N 5.

Глава 8

1. Барон В. А. Обоснование объемов и видов гидрогоеологических исследований для целей мелиорации. М.: Недра, 1974.
2. Гавиц И. К., Перцовский В. В., Кожетев В. В. Пути оптимизации гидрогоеологомелиоративных изысканий//Экспресс-информация ЦБНТИ Минводхоза СССР. Изыскания и проектирование гидромелиоративных систем. Сер. 9. 1984. Вып. 10.
3. Голованов А. И. Учет измеинности коэффициента фильтрации при расчете дренажа//Физическое и математическое моделирование мелиорации. М.: Колос, 1973.
4. Жабин В. Ф., Мирошников Ю. П., Рац М. В. Определение оптимальных объемов фильтрационного опробования для проектируемых систем дренажа//Мат-лы III Межведом. совещ. по вопросам прогнозирования гидрогоеол. инж.-геол. и почвенно-мелиоративных условий. Вып. 2. М., изд. ВНИИГиМ, 1977.
5. Израэль Ю. А. Экология и контроль состояния природной среды. Л.: Гидрометеонзат, 1984.
6. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976.
7. Коноплянцев А. А., Семенов В. М. Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. М.: Недра, 1979.
8. Манукьян Д. А., Галактионова О. В. Методы планирования экспериментов при анализе гидрогоеологических условий и обосновании изысканий//Вопросы гидрогоеологии и дренажа в Поволжье. М., изд. ВНИИГиМ, 1979.
9. Методическое руководство по гидрогоеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелиоративного строительства. М., 1972.
10. Оптимизация видов и объемов изысканий для обоснования проектов мелиоративного строительства/Авт. Балаев Л. Г., Галактионова О. В., Кошовец Б. И., Манукьян Д. А./Вопросы обоснования мелиорации и охраны природы. М., изд. ВНИИГиМ, 1983.
11. Пашковский И. С., Сойфер А. М. Принципы постановки гидрогоеологических исследований для обоснования мелиоративного дренажа//Мат-лы Межведом. совещ. по мелиоративной гидрогоеол. и инж. геологии. Вып. 2. М., изд. ВНИИГиМ, 1972.
12. Шарапанов Н. Н., Черняк Г. Я., Барон В. А. Методика геофизических исследований при гидрогоеологических съемках с целью мелиорации земель. М.: Недра, 1974.
13. Шестаков В. М. Методика интерпретации опытно-фильтрационных наблюдений. М.: Изд-во МГУ, 1982.
14. Шестаков В. М. Принципы мониторинга в гидрогоеодинамических наблюдениях//Разведка и охрана недр. 1988. № 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. ГИДРОМЕЛИОРАТИВНЫЕ СИСТЕМЫ	8
§ 1. Сведения об орошении и осушении земель	8
§ 2. Элементы гидромелиоративной системы	11
§ 3. Режим орошения сельскохозяйственных культур	21
§ 4. Способы орошения и техника полива	26
§ 5. Способы осушения переувлажненных земель и элементы осушительной системы	31
Глава 2. ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СТРАН СНГ	38
§ 1. Факторы и показатели гидрогеологомелиоративной обстановки	38
§ 2. Типизация гидрогеологических условий мелиорируемых земель	50
Глава 3. РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	71
§ 1. Орошаемые районы пустынной и полупустынной зон	73
§ 2. Орошаемые районы степной зоны	78
§ 3. Переувлажненные осушаемые районы	82
Глава 4. ОЦЕНКА ИРРИГАЦИОННОГО ПИТАНИЯ И ПОДПОРА ГРУНТОВЫХ ВОД	92
§ 1. Факторы формирования ирригационного питания при поливах и промывках	92
§ 2. Особенности ирригационного питания в различных климатических зонах	97
§ 3. Обоснование ирригационного питания на базе моделей влагопереноса в зоне аэрации	101
§ 4. Подпор грунтовых вод на новоорошаемых территориях	106
Глава 5. ОБОСНОВАНИЕ ДРЕНАЖА НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	112
§ 1. Исходные позиции обоснования мелиоративного дренажа	112
§ 2. Расчеты горизонтального дренажа	119
§ 3. Расчеты вертикального дренажа	134
§ 4. Карттирование геофильтрационного строения для обоснования дренажа	144
Глава 6. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА МЕЛИОРИРУЕМЫХ ТЕРРИТОРИЯХ	151
§ 1. Почвообразовательные процессы на мелиорируемых землях	151
§ 2. Процессы миграции солей при орошении	157
§ 3. Прогнозы солевого режима на орошаемых территориях	168
§ 4. Обоснование требований к составу оросительных вод	180
Глава 7. ПОСТАНОВКА И МЕТОДИКА ОПЫТНО-ФИЛЬТРАЦИОННЫХ РАБОТ	185
§ 1. Опробование пород зоны аэрации	186
§ 2. Определение параметров и характеристик влагопереноса	198
§ 3. Опробование зоны водонасыщенных пород	205
§ 4. Опытно-фильтрационные наблюдения в районах дрен	210
§ 5. Определение фильтрационных потерь из каналов	220
Глава 8. ОРГАНИЗАЦИЯ И МЕТОДИКА ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫХ РАБОТ	229
§ 1. Гидрогеологические съемки на мелиорируемых территориях	229
§ 2. Гидрогеологомелиоративный мониторинг	235
§ 3. Оптимизация гидрогеологических изысканий на объектах гидромелиорации	242
Заключение	248
Литература	250