Н.А. МУРОМЦЕВ

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОФИЗИКА ПОЧВ

Н. А. МУРОМЦЕВ

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОФИЗИКА ПОЧВ

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ,
ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ,
РЕГУЛИРОВАНИЕ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ
И РАСТЕНИЙ

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

УДК 578.53.081 : 631.432.24

Рецензенты: канд. биол. наук В. Ф. Гридасов, канд. техн. наук Г. П. Левченко

Рассматриваются основные термодинамические закономерности поведения влаги в системе грунтовые воды—почва—растение—атмосфера. Обосновывается высокая эффективность применения термодинамического подхода в гидрофизических и гидромелиоративных исследованиях. Установлены функциональные зависимости между основными термодинамическими характеристиками влаги и закономерности ее поведения в системе или в отдельных подсистемах. Дается термодинамическое обоснование закономерностей потребления влаги растениями различных экологических групп (гигрофитов, мезофитов и ксерофитов) и влияния факторов природной среды на влагопотребление. Обоснована диагностика полива растений с использованием капиллярно-сорбционного потенциала влаги.

Книга рассчитана на агрометеорологов, почвоведов, мелиораторов, гидрологов, а также на специалистов сельского хозяйства, мониторинга и охраны окружающей среды.

Monograph of Dr. N. A. Muromtsev titled "Soil Hydrophysics for the Purposes of Reclamation" represents different aspects of the soil water state in the ground water—soil—plant—atmosphere system studied by means of thermodynamics.

Basic interrelations between thermodynamics of the soil water and regularities of its stae within the system or separate subsystems have been founded. Complex techniques and instruments were proposed to study the physical parameters of water in soils and plants under field conditions.

The new aspects of water uptake by plants of different ecological groups — hydrophytes, mesophytes and xerophytes and thermodynamical foundation of this process were described as well as the environmental impact upon it. Diagnostics of irrigation by means of capillar-sorption potential has been studied.

The book is intended for soil scientists, hydrologists, agronomists, meteorologists and specialists in the field of agriculture, soil reclamation, monitoring and conservation.

М $\frac{3702040000\text{-}032}{069\ (02)\text{-}91}$ 44-91

ISBN 5-286-00658-2

© Муромцев Н. А., 1991 г.

Основные сокращения

АВП — площадка для проведения наблюдений на участке аллювиальных дерновых почв с автоматическим режимом полива

ГВ — грунтовые воды

ЗА — слой почвенно-грунтовой толщи от уровня грунтовых вод до дневной поверхности

КК — капиллярная кайма

ЛП — площадка для наблюдений на участке расположения лизиметрического павильона (аллювиальная луговая суглинистая на суглинке почва)

ОГХ — основная гидрофизическая характеристика, т. е. зависимость потенциала влаги от влажности почвы

ПД1 — площадка для наблюдений, расположенная в пределах второго дренажа (аллювиальная луговая суглинистая на песчаном аллювии почва)

ПД2 — площадка для наблюдений, расположенная в пределах второго дренажа (аллювиально лугово-болотная почва)

Основные обозначения

АТ — абсолютная транспирация, г/(м^2·сут)

ВЗ — влажность устойчивого завядания растений, % или мм

ВРК — влажность разрыва капиллярных связей, % или мм

Г — гигроскопическая влага, % или мм

ДАВ — диапазон активной влаги, характеризуемый разностью запасов влаги при *НВ* и *ВЗ*, мм

ДС — дренажный сток, м^3/(га·сут)

E_0 — испаряемость, мм

E_c — суммарное испарение, или эвапотранспирация, мм

ЗВ — запасы влаги в слоях почвы, мм

КВ — капиллярная влагоемкость почвы, % или мм

$K_п$ — коэффициент влагопроводности почвы, см^3/(с·г) или мм/сут

МГ — максимальная гигроскопическая влажность почвы, % или мм

НВ — наименьшая влагоемкость, % или мм

Н — глубина грунтовых вод, см

$+\Delta H$ — приращение грунтовых вод, см или мм

$-\Delta H$ — расход (испарение) грунтовых вод, мм
$ОС$ — осадки, мм
$П$ — общая порозность (пористость) почвы, %
$ПП$ — плотность почвы, г/см^3
$ПТФ$ — плотность твердой фазы почвы, г/см^3
$P_а$ — атмосферное давление воздуха, кПа
$P_г$ — гравитационный потенциал влаги, кПа
$P_{осм}$ — осмотический потенциал влаги, кПа
$P_п$ — полный потенциал почвенной влаги, кПа
$P_к$ — капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги, кПа
$P_к/\Delta l$ — градиент капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги, кПа
$P_п/\Delta l$ — градиент полного потенциала почвенной влаги, кПа
$P_л$ — полный потенциал влаги в листьях растений, кПа
$P_х$ — полный потенциал влаги в хвое сосны, кПа
$P_л - P_п$ — перепад потенциала влаги в системе лист—почва, кПа
$P_х - P_п$ — перепад потенциала влаги в системе хвоя—почва, кПа
$(P_л - P_п)/P_п$ — отношение перепада потенциала влаги в системе лист—почва к потенциалу почвенной влаги (безразмерная величина)
T/T_0 — относительная транспирация растений (безразмерная величина или в %)
$ТУ$ — теплоустойчивость растений, °С
$УГВ$ — уровень грунтовых вод, см
$t_в$ — температура воздуха, °С
$t_п$ — температура почвы, °С
h — высота, см
I — интенсивность потока влаги, мм/сут
l — расстояние, см
Q — расход влаги из почвы или $ГВ$, мм/ч или мм/сут
r — коэффициент корреляции
S — площадь, см^2
τ — время, ч, сут
V — объем, см^3
W — влажность почвы, % или мм
$+\Delta W$ — аккумуляция влаги $ОС$ в почве, мм
$-\Delta W$ — расход влаги из почвы, мм
$\Delta W/\Delta P$ — дифференциальная влагоемкость почвы, мм/кПа

Примечание. При использовании литературных материалов обозначения гидрофизических параметров даны без изменений, т. е. в тех же индексах, что и у цитируемых авторов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Единым объектом исследования всех современных разделов почвоведения является почва, которой, в отличие от других естественно-исторических тел природы, присуще плодородие. Плодородие почвы определяет урожайность сельскохозяйственных культур. Однако урожайность культур связана с плодородием неоднозначно; она зависит от климатических условий, уровня агротехники, потенциальных возможностей растений, степени антропогенного воздействия на почву и т. д. Поэтому понятие «плодородие почвы» следует рассматривать с учетом целого комплекса факторов природной среды.

Известно, что одним из главных условий повышения урожайности культур является оптимизация водного режима почв, обусловливающая и оптимальные условия влагообеспеченности растений. Водный режим почв формируется при взаимодействии физических процессов, протекающих в почве, растениях и приземном слое воздуха. Следовательно, водный режим почв зависит от их гидрофизических, физико-химических и химических свойств, вида и физиолого-биологических особенностей растений, атмосферных параметров. Многообразие природных факторов, воздействующих на водный режим почвы, обусловливает необходимость использования в исследованиях сложных биоценологических систем, к которым относится и система грунтовые воды—почва—растение—атмосфера, подходов и методов, в одинаковой степени применимых ко всем составляющим частям этих систем. Однако такие возможности появились лишь в рамках термодинамической гидрофизики почв [34, 35].

Современная гидрофизика почв сформировалась благодаря серьезным научным достижениям почвоведов-гидрологов, разработавших учение о типах водного режима почв, их водно-физических свойствах и почвенно-гидрологических константах, о доступности почвенной влаги для растений. Большую роль в развитии этого учения сыграли отечественные ученые Г. Н. Высоцкий, А. Ф. Лебедев, А. А. Роде, Н. А. Качинский, С. И. Долгов, А. Г. Дояренко, Ф. Е. Колясев, А. Т. Морозов, С. А. Вериго, Л. А. Разумова, А. Ф. Большаков и многие другие.

Термодинамическую гидрофизику почв следует рассматривать в качестве теоретической и методологической основы для многих разделов почвоведения, и прежде всего для мелиорации почв [87, 92]. Такая точка зрения базируется на том, что движение и трансформация почти всех природных субстанций или осуществляются непосредственно с водой (минеральные, органические и коллоидные вещества), или во многом определяются содержанием почвенной влаги (тепловые, электрические и магнитные поля). Физическая основа движения трех основных субстанций (влаги, тепла и химических элементов) одна и та же, а само движение описывается феноменологическими законами [27, 34, 125].

Состояние почвенной влаги (содержание, активность, вязкость, подвижность и доступность для растений) — это тот фактор, который в значительной степени определяет протекание абсолютного большинства почвенных процессов.

Гидрофизика почв базируется на термодинамическом подходе, объединяющем группу методов, в основе которого лежит учение о термодинамическом (химическом) потенциале воды. Последний является универсальным показателем (критерием, свойством, характеристикой), отображающим взаимодействие воды с вмещающим телом, и он может быть в одинаковой степени успешно использован для всех частей единой экологической системы грунтовые воды—почва—растение—атмосфера. Градиент потенциала — движущая сила по переносу влаги и солей — обусловливает все виды их движения как в целом в рассматриваемой системе, так и в любой ее части.

Большой вклад в развитие термодинамической гидрофизики почв внесли отечественные ученые А. И. Будаговский, А. Д. Воронин, Н. И. Гамаюнов, А. М. Глобус, С. И. Долгов, С. С. Корчунов, А. В. Лыков, Б. Н. Мичурин, С. В. Нерпин, А. А. Роде, И. И. Судницын, А. Ф. Чудновский, Н. В. Чураев и др.

Несмотря на то что гидрофизика почв развивается быстрыми темпами, все же многие проблемы, особенно прикладного характера, остаются еще не решенными. Это прежде всего проблемы, связанные с оптимизацией водного режима почв и влагообеспеченностью сельскохозяйственных культур. Особенно остро они встают при решении вопроса орошения в Нечерноземной зоне, в условиях достаточно высокого стояния грунтовых вод. Отсутствие оптимального решения ирригации в гумидных областях приводит к низкой отдаче мелиорированного гектара. Поскольку перенесение накопленного опыта по ирригации из районов традиционного орошения (из аридных зон) сюда недопустимо, то в ближайшие годы предстоит разработать научно обоснованные рекомендации по оптимизации водного режима почв в Нечерноземной зоне с целью резкого и устойчивого повышения урожайности сельскохозяйственных культур. В решении этой неотложной задачи первенствующая роль принадлежит термодинамическому подходу в сочетании с водно-балансовым методом, ибо разработка оптимальных приемов регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений в таких сложных почвенно-экологических условиях, которыми характеризуется Нечерноземная зона, возможна лишь при учете состояния и поведения влаги одновременно во всех частях природной среды. Однако внедрение в практику теоретических и методологических достижений современной гидрофизики почв тормозится как из-за отсутствия простых, надежных и дешевых методов, приборов и устройств, предназначенных для полевых исследований, так и из-за нерешенности ряда теоретических вопросов гидрофизики почв.

В монографии использован материал, полученный автором за 20 лет экспериментальных исследований, выполненных на почвах

разных зон — степной, сухо-степной, пустынно-степной — и подзоны южной тайги; были привлечены также литературные источники.

Комплексность работы заключается не только в широком наборе использованных методов и изученных параметров и процессов, но также и в том, что эти параметры и процессы исследованы одновременно в различных частях единой экологической системы грунтовые воды — зона аэрации—растения—атмосфера. Благодаря этому подходу все различные по характеру и содержанию вопросы, отражающие поведение влаги в различных подсистемах, тесно увязаны между собой. Полученные экспериментальные данные, функциональные зависимости, анализ их, а также основные выводы, положения и рекомендации, содержащиеся в монографии, расширяют представления в области гидрологии и мелиорации почв и могут быть использованы при обосновании проектов обводнительных и осушительных систем, разработке научно обоснованных приемов регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений.

Автор не претендует на исчерпывающее решение всех затронутых в монографии проблем, многие из них по-прежнему носят дискуссионный характер. Более подробно некоторые вопросы обсуждены в известных монографиях А. А. Роде [112, 113], А. М. Глобуса [34], С. В. Нерпина и А. Ф. Чудновского [98], И. И. Судницына [125], А. Д. Воронина [27], С. И. Харченко [138], Р. Слейчера [121]. Одна из основных целей, к которой стремился автор в своих исследованиях, заключается в переходе от лабораторных к полевым наблюдениям, установление основных особенностей поведения влаги в условиях, максимально приближенных к натурным.

Автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю признательность И. И. Судницыну, А. А. Роде, И. С. Рабочеву, А. М. Глобусу и А. Д. Воронину за консультации и полезные дискуссии по различным проблемам гидрофизики и мелиорации почв.

Глава 1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСНОВНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ ПОЧВА—РАСТЕНИЕ—АТМОСФЕРА И ПРОБЛЕМА РЕГУЛИРОВАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ И РАСТЕНИЙ

1.1. Проблема регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений и термодинамический подход в исследованиях

Под оптимизацией водного режима почв и влагообеспеченности растений подразумевается такая система водно-мелиоративных мероприятий, которая обусловливает получение рациональных экономически обоснованных во времени урожаев сельскохозяйственных культур. Конечно, урожайность культур зависит не только от содержания влаги в почве, но и от других факторов природной среды. Однако в приведенном определении имеется в виду такое сельскохозяйственное поле, для которого все основные факторы среды (кроме влагообеспеченности) оптимальны или, по крайней мере, не лимитируют рост и развитие растений.

Названная проблема была и остается основной прикладной задачей гидрологии и мелиорации почв. Для ее решения необходимо создать наилучшие условия водоснабжения данной культуре и предотвратить возможные негативные последствия водно-мелиоративных мероприятий (засоление, заболачивание, эрозию и др.). Известно [14, 21, 112], что оптимум увлажнения почв представляет собой некоторый интервал их влажности, при поддержании которого данная культура обеспечивает максимальный выход продукции. Решение этой задачи на практике сводится в основном к двум моментам: 1) к определению оптимального интервала влажности почвы и 2) к поддержанию оптимума увлажнения в течение всего периода вегетации. Эта задача пока еще окончательно не решена.

Первоначально попытки решить ее путем чисто эмпирического поиска оптимального интервала влажности для каждой конкретной пары почва—культура не увенчались успехом прежде всего из-за огромного количества таких пар. Кроме того, если бы эта работа и была проделана, использовать ее результаты на практике не удалось бы из-за отсутствия достаточно простых и надежных измерительных устройств и оперативных методик для определения влажности почвы [46, 130, 131]. Были предприняты поиски эмпирических характеристик, общих для всех почв, соответствующих или близких оптимальному интервалу влажности. В качестве одной из таких характеристик было предложено использовать наименьшую (полевую, предельно полевую, общую) влагоемкость. Однако нахождение этих характеристик сопряжено с большими трудностями (продолжительность и трудоемкость

определения, высокий уровень грунтовых вод, засоление и др.) [73, 74, 116, 121, 132, 138, 275].

Многие исследователи пытались решить проблему регулирования водного режима почв с помощью тепло- и водобалансовых методов. При этом подходе непрерывно измеряется расход воды на испарение и транспирацию растений. Снижение скорости расхода воды свидетельствует о выходе за пределы оптимума [97, 116, 133]. Теория и методика водного баланса различных водосборных территорий, включая и мелиорированные почвы, обстоятельно и исчерпывающе описана во многих работах отечественных гидрологов [11, 63, 85, 106, 107, 135, 138], мы на этом останавливаться не будем.

Водно-балансовому методу близок метод теплового баланса. Использование его для оценки влагообеспеченности растений и регулирования водного режима почв основано на определении расхода тепла на испарение влаги. Отметим, что для измерения элементов теплового баланса требуется высоко чувствительная и довольно сложная аппаратура, а также высокий профессионализм операторов. Следует также отметить, что некоторые элементы теплового баланса находят применение как в водно-балансовом методе, так и в группе методов, получивших общее название биофизических.

В основе биофизических методов лежит использование метеорологических параметров (испаряемости, суммы дефицита влажности и воздуха, суммы температур и др.) и биологических коэффициентов, предложенных первоначально А. М. Алпатьевым [9]. Потребление воды сельскохозяйственной культурой оценивается испаряемостью, определяемой через сумму дефицита влажности воздуха с учетом биологического коэффициента культуры. Этот метод с течением времени претерпел некоторые непринципиальные изменения и дополнения. В таком виде он довольно широко используется сегодня в орошаемом земледелии и особенно при обосновании гидромелиоративных проектов. Биологический коэффициент представляет собой характеристику валового потребления растениями влаги при оптимальном ее содержании в почве, приведенную к нормальным метеорологическим условиям. Определяют этот коэффициент из соотношения суммарного расхода влаги растительным сообществом (сельскохозяйственным полем) за определенный отрезок времени к сумме дефицита влажности воздуха за этот же период.

Преимуществом биофизических методов является возможность оперативного управления поливом, осуществляемого путем сравнения получаемых значений дефицита влажности (или биологического коэффициента) за сутки или декаду с нормативом, задаваемым биологической кривой, определяемой заранее при оптимальных условиях влагообеспеченности растений.

Существенным недостатком этого метода является необходимость в предварительных в течение 3—5 лет исследований по установлению значений биологических коэффициентов. Предус-

мотренные методикой трудоемкие измерения влажности почвы, испаряемости, физического испарения и других метеорологических параметров (там, где поблизости отсутствуют метеостанции) накладывают свой отпечаток на конечную точность метода. При использовании метода предполагается периодический контроль за запасами почвенной влаги, и если в некоторых его модификациях этого не предусмотрено, то данное обстоятельство снижает точность метода и надежность принятых решений (целесообразность полива). Правомерность применения суммы дефицитов влажности или суммы температур воздуха базируется на представлении о пропорциональности суммы испарения сумме дефицитов влажности воздуха. Однако пропорциональность соблюдается преимущественно при малых и средних значениях дефицита влажности воздуха (или суммы температур).

Следует сказать также и о многочисленных работах физиологов растений, достигших успехов преимущественно в теоретических вопросах водного питания растений [40, 104, 105, 121, 292]. Для регулирования водного режима растений были предложены соответствующие методики, основанные на использовании физиологических параметров (сосущей силы растительной клетки, концентрации клеточного сока и др.). Существенным недостатком этих методик является то, что в качестве критерия, по которому судят о необходимости полива, используются абсолютные значения параметров, которые зависят от условий окружающей среды [126, 127, 295].

В основе всех методов оценки влагообеспеченности растений так или иначе используется информация о верхнем и нижнем пределах оптимального интервала влажности почв, а в качестве критерия оптимальности водного режима почв служит урожайность возделываемых культур. Рекомендации по орошению, разработанные на основе информации об оптимальной влажности почв, часто не обеспечивают требуемой влагообеспеченности растений. Нередко урожаи культур, орошаемые в соответствии с такими рекомендациями, колеблются по годам в больших пределах, и могут даже различаться между собой в 2 раза и более.

Казалось бы, что поддержание запасов влаги в почве на оптимальном уровне (например, на уровне $0{,}7HB$) должно обеспечивать получение высоких и устойчивых урожаев. На самом деле все обстоит гораздо сложнее, хотя бы потому, что даже $ЗВ$, равные HB, могут оказаться недостаточным для покрытия расходов на транспирацию. Так, например, при высокой испаряемости (3—5 мм/сут), когда влажность воздуха опускается до 25—20 %, а температура воздуха поднимается до 25—30 °С, растению для поддержания нормальной жизнедеятельности необходим уровень транспирации, соответствующий испаряемости, т. е. $AT = E_0$. Для достижения такой высокой интенсивности AT необходимо обеспечить соответствующую плотность потока влаги из почвы в растение. Однако эта плотность определяется не только содержанием влаги в почве, но и сопротивлением потоку влаги прово-

дящей системы твердая фаза почвы—паренхима—сосуды корней, стебля и листьев. В результате нередко имеет место несоответствие между поступлением влаги из почвы в растение и расходованием ее на транспирацию, что приводит к возникновению водного дефицита влаги в листьях, к перманентному их завяданию и снижению темпов наращивания полезной продукции.

Следовательно, при разработке рекомендаций по орошению сельскохозяйственных культур нужно располагать информацией о состоянии влаги одновременно в различных частях единой экологической системы почва—растение—атмосфера. При этом необходимо, чтобы параметры, отражающие поведение влаги в системе, были едиными для всех ее частей, измерялись непрерывно (или с достаточной для практики частотой) и достоверно отражали меняющуюся обводненность системы. С другой стороны, поскольку на поведение и состояние влаги в системе влияют многообразные факторы природной среды, не менее важным является также использование в рекомендациях по орошению динамических критериев влагообеспеченности [22, 70, 72, 79, 98, 116, 121, 129, 132].

Параметры природной среды можно подразделить на три взаимосвязанные между собой группы, характеризующие различные части системы почва—растение—атмосфера. К первой группе относятся факторы, определяемые почвенными условиями: гранулометрический состав, сложение и структура почвы, степень ее засоления, гидрологический режим территории и др. Вторую группу составляют факторы, связанные с биологическими и физиологическими особенностями растений: принадлежность к той или иной экологической группе, степень жаро- и холодоустойчивости, мощность надземной и подземной биомасс, плотность фитоценоза, возраст растений и др. В третью группу входят метеорологические параметры и их сочетание во времени и пространстве: температура воздуха и почвы, влажность воздуха, скорость и направление ветра, испаряемость, альбедо и др.

Была предпринята попытка использовать в качестве динамического критерия влагообеспеченности растений различные физиологические параметры (сосущую силу растительной клетки, скорость движения влаги по стеблю, AT и др.). Однако она не увенчалась успехом прежде всего потому, что все абсолютные значения физиологических параметров сильно зависят от испаряющей способности приземного слоя воздуха и подвержены значительной изменчивости не только в пространстве, но и в пределах одного и того же растения. Поэтому были предложены относительные значения некоторых параметров природной среды: относительная испаряемость, относительная транспирация и др. [22, 72, 79, 98, 116, 121, 132]. Последний критерий (T/T_0) имеет то преимущество, что он учитывает и изменение метеорологической обстановки, и физиологические особенности растений.

Таким образом, краткое рассмотрение основных направлений в разработке рекомендаций по оптимизации водного режима почв

и влагообеспеченности растений позволяет констатировать, что проблема оптимизации до сих пор все еще не решена. Возможность выйти на положительное решение появилась лишь в результате развития термодинамического подхода, особенно в сочетании его с водно-балансовым методом. Термодинамический подход позволяет выбрать единое для всех почв и растений свойство, определяющее доступность влаги для фитоценозов, а также разработать предельно простое, дешевое и удобное в работе измерительное устройство [26, 28, 36, 84, 93, 98, 106, 128, 152, 230]. Сущность термодинамического подхода заключается в том, что взаимодействие воды с вмещающим ее телом (почва, растение) оценивается в системе почва—растение такой величиной, как химический потенциал воды (или просто потенциал влаги, давление почвенной влаги). При равновесном состоянии системы потенциал влаги во всех ее частях одинаков, при неравновесном — вода может передвигаться лишь в направлении к более низкому потенциалу.

Поскольку для каждого растения (или группы растений) характерен свой интервал потенциала влаги, близкий к оптимальному, а между потенциалами влаги в почве и растении существует определенная зависимость, то для каждого вида растений можно выделить оптимальный интервал потенциала влаги, при котором вода будет передвигаться из почвы в растение, возмещая потери на транспирацию.

В качестве динамического критерия влагообеспеченности растений предложено [68, 73, 126, 127] использовать относительную транспирацию (T/T_0), представляющую собой отношение действительной транспирации (T) к потенциальной (T_0). Между относительной транспирацией и потенциалами влаги в системе почва—лист существуют функциональные зависимости (см. гл. 5), что позволяет включить ее в методы, составляющие основу термодинамического подхода. Следовательно, оптимизация водного режима почв и влагообеспеченности растений сводится к определению и поддержанию во времени оптимального интервала потенциала влаги и относительной транспирации. При этом в качестве критерия оптимальности водного режима могут быть использованы и значения потенциала влаги в системе почва—лист, и значения T/T_0. Одновременно они будут являться и критериями (параметрами), необходимыми для решения вопроса о сроках и нормах полива.

Полученные в результате исследований результаты показывают, что, как и предполагалось, для каждого вида растений можно выделить (и во многих случаях выделен) определенный узкий оптимальный интервал потенциала почвенной влаги, при котором условия водного питания растений таковы, что T/T_0 не снижается ниже оптимального уровня (1,0—0,9). Этот интервал почти не зависит от свойств почв и метеорологических условий, что и позволяет использовать его в качестве оптимального интервала влажности почв [73, 126, 127].

Рассматривая грунтовые воды (*ГВ*) как возможный источник водоснабжения растений, следует отметить малую изученность этого вопроса, особенно для Нечерноземной зоны. Учет расхода (испарения) *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы и доли их в эвапотранспирации позволит не только экономно расходовать поливную воду, но и совместно с орошением обеспечить оптимальные условия влагообеспеченности растений. Это в свою очередь создаст условия для уменьшения фильтрационных потоков из *ЗА* в *ГВ*, предотвращения выноса питательных веществ из почвы и загрязнения окружающей среды удобрениями. Важной самостоятельной задачей является создание простых, дешевых и надежных измерительных приборов и разработка методик для непрерывной регистрации потенциала влаги в полевых условиях.

Поскольку термодинамический подход в полевых условиях в значительной степени реализуется благодаря использованию тензиометров, то необходимо сказать несколько слов о их недостатках, а точнее ограничениях их применения. Интервал влажности, измеряемый тензиометром, изменяется примерно от *ПВ* до 0,5—0,4 *НВ* (от 0 до —85 кПа). Если в условиях орошаемого земледелия оптимальный интервал влажности почв в целом поддерживается в заданных пределах, создающих оптимальные по влагообеспеченности условия для произрастания растений, то в богарном земледелии водный режим почв не отрегулирован. Поэтому в условиях богарного земледелия использование тензиометров нередко неэффективно. Не применяют пока тензиометры и на засоленных почвах. С учетом сказанного, а также принимая во внимание необходимость прямой оценки влияния *ГВ* и других параметров среды на влагообеспеченность растений, следует признать наиболее целесообразным совместное использование термодинамического и водно-балансового, а в ряде случаев и биофизического методов для оценки и регулирования влагообеспеченности сельскохозяйственных культур.

1.2. Основные термодинамические характеристики почвенной влаги

В основе термодинамического подхода лежит учение о потенциале почвенной влаги и влагопроводности почв. При взаимодействии воды с почвой вода изменяет свое энергетическое состояние, для оценки которого применяют один из термодинамических потенциалов: изобарно-изотермический потенциал, или свободную энергию Гиббса [20, 25, 27, 34, 35, 43, 51, 60, 65, 77, 97, 98, 112, 125, 149, 159, 166, 196, 318, 319, 341]. Свободную энергию Гиббса, ввиду ее зависимости от массы (объема) каждой входящей в многокомпонентное тело компоненты, обычно используют в виде удельной величины, называемой химическим потенциалом. Но поскольку химический потенциал характеризует состояние компоненты при отсутствии внешних сил, а почвенная влага всегда находится под их влиянием, то химический потенцил примени-

тельно к почвенной влаге условились называть потенциалом воды (потенциалом почвенной влаги).

Под потенциалом почвенной влаги понимают полезную работу, которую необходимо совершить посредством приложения извне сил для изометрического и обратимого переноса единицы массы (единицы объема) свободной химически чистой воды с заданного уровня в почвенный раствор [134]. При отнесении количества работы к массе перенесенной воды получается единица потенциала — Дж/кг, эрг/г, а при отнесении ее к объему перенесенной воды — единица давления — кПа, атм, бар, мм рт. ст. Использование в монографии единиц давления для количественного выражения значений потенциала объясняется соображениями большей доходчивости. Кроме того, потенциал измеряется (практически всеми методами) непосредственно в единицах давления. Соотношение между различными единицами измерения потенциала и давления выражается в следующем виде: —1 атм = = —1000 см. вод. ст. = $-1{,}02 \cdot 10^3$ мбар = $-7{,}36 \cdot 10^2$ мм рт. ст. = = $-1{,}02 \cdot 10^6$ дн/см = $-9{,}81 \cdot 10^1$ кПа = $-9{,}81 \cdot 10^{-2}$ Дж/г = = $-9{,}81 \cdot 10^1$ Дж/кг.

Общую работу, совершаемую системой, обычно рассматривают как сумму работ [34, 97, 125]: работу $P\,dV$, осуществляемую системой при изменении ее объема и постоянстве внешнего давления, и механическую работу dW_m, включая сюда работу в силовых полях, которую может выполнить система. Таким образом, общую работу можно представить в виде

$$dW = P\,dV + dW_m. \tag{1.1}$$

Первый закон термодинамики показывает, что увеличение внутренней энергии вещества при любом его изменении равно количеству полученного веществом тепла минус работа, совершаемая при этом изменении, т. е.

$$dU = dg - dW, \tag{1.2}$$

где dU — изменение внутренней энергии; dg — изменение тепла; dW — совершенная системой работа.

Второй закон термодинамики показывает направление произвольно совершающихся процессов в изолированной системе. Он определяется уравнением

$$dS = dgT \text{ или } dg = TdS. \tag{1.3}$$

Подставляя уравнения (1.1) и (1.3) в уравнение (1.2), получаем

$$dU = TdS - P\,dV - dW_m. \tag{1.4}$$

Свободная энергия Гиббса (изобарно-изотермический потенциал) определяется по уравнению

$$F = U + PV - ST, \tag{1.5}$$

где F — свободная энергия Гиббса; U — внутренняя энергия; P — внешнее давление; V — объем; T — абсолютная температура; S — энтропия.

Продифференцировав уравнение (1.5), получим

$$dF = dU + P\,dV + V dP - T dS - S\,dT. \tag{1.6}$$

Подставив уравнение (1.4) в уравнение (1.6), получим конечное выражение для уравнения свободной энергии

$$dF = S\,dT + V dT - dW_m. \tag{1.7}$$

При постоянстве температуры и давления уравнение (1.7) имеет вид

$$dF = -dW_m \text{ или } -dF = dW_m. \tag{1.8}$$

Непосредственно измерить потенциал почвенной влаги технически очень трудно. Поэтому эти измерения, как правило, проводят косвенно, путем определения каких-либо свойств влаги, связанных с потенциалом функциональной зависимостью. Чаще всего в качестве таких свойств используют температуру замерзания, равновесную упругость пара в атмосфере над почвой или растениями [28, 34, 125]. При этом основываются на постулате, что в условиях термодинамического равновесия полный потенциал вещества, входящего в многофазную систему, одинаков во всех фазах. Справедливость этого постулата подтверждается применением законов термодинамики во всех областях техники. Таким образом, если имеется термодинамическая равновесная система водяной пар—жидкая влага—лед, то, измерив полное давление водяного пара, мы тем самым узнаем и давление жидкой влаги.

Известно, что потенциал (давление) газа или пара связан с относительной упругостью функциональной зависимостью. Действительно, для обратимых изобарно-изотермических процессов, при которых система не совершает работы над окружающей средой, изменение свободной энергии равно произведению $V\,dP$, где V — объем системы, P — давление газа (пара), т. е.

$$dV = V dP. \tag{1.9}$$

Если в ходе процесса P изменилось от P_1 до P, то полное изменение свободной энергии равно

$$\Delta F = \int_{P_1}^{P} V dP. \tag{1.10}$$

Допустив, что водяной пар подчиняется законам идеального газа ($PV = RT$), получим

$$\Delta F = RT \int_{P_1}^{P} \frac{dP}{P} = RT \ln P/P_1. \tag{1.11}$$

В том случае, когда исходным состоянием пара было полное насыщение атмосферы (P_0)

$$\Delta F = RT \ln P/P_1, \tag{1.12}$$

где P/P_0 — относительная упругость водяного пара.

Изменение свободной энергии в молярном объеме равно

$$\Delta F/V = RT/V \ln P/P_0. \quad (1.13)$$

В то же время

$$\Delta F/V = P, \quad (1.14)$$

где P — полный потенциал воды в системе. Учитывая уравнения (1.13) и (1.14), получаем

$$P = RT/V \ln P/P_0, \quad (1.15)$$

т. е. потенциал воды в системе пропорционален (в первом приближении) натуральному логарифму относительной упругости пара.

На полный потенциал влаги влияют многие факторы среды; наиболее полно этот вопрос в отечественной литературе освещен в работах [25, 34, 77, 125]. Величина полного потенциала влаги в соответствии с терминологией, принятой на X международном конгрессе почвоведов, складывается в основном из трех компонент

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_o + \Psi_P = g\,\Delta h - \int_0^{\pi} \overline{V} w\,(s)\,dP + \int_0^{P} \overline{V} w\,(s)\,dP, \quad (1.16)$$

где Ψ_t — полный потенциал влаги; Ψ_g — гравитационный потенциал; Ψ_o — осмотический потенциал; Ψ_P — потенциал тензиометрического давления, или потенциал давления.

Гравитационный потенциал выражается разностью высот между двумя уровнями почвенного профиля; осмотический потенциал вызван содержанием солей в почвенном растворе и может быть выражен в единицах экспериментально измеряемого осмотического давления, а потенциал давления представляет собой экспериментально измеренное давление жидкой фазы почвы. Две первые составляющие полного потенциала определяются соответственно только высотой и осмотическим давлением в почвенном растворе, а третья составляющая связана с кривизной поверхности жидкой фазы и геометрией твердой фазы почвы, т. е. с матрицей, а также зависит от давления в газовой среде.

Потенциал давления подразделяется на две подкомпоненты: пневматический и капиллярно-сорбционный (или матричный) потенциалы. Первый обусловлен избытком давления в газовой фазе относительно стандартного газового давления, а второй — влиянием твердой фазы почвы (матрицы) на понижение свободной энергии воды. В набухающих почвах матричный потенциал зависит как от содержания влаги, так и от механического давления массы, окружающий данный объем. В связи с этим в составе матричного потенциала выделяют потенциал нагрузки и потенциал влажности. Матричная подкомпонента в пределах измере-

ния ее тензиометрами и капилляриметрами, т. е. в пределах преимущественного действия капиллярных сил, рассмотрена более подробно.

Второй по значению гидрофизической (термодинамической) характеристикой почвенной влаги является коэффициент влагопроводности почвы. Поскольку коэффициент влагопроводности и влагопроводность почв подробно рассмотрены в главе 4, ограничимся лишь кратким представлением об этом параметре. В соответствии с законами термодинамики поток влаги в системе почва—растение—атмосфера возможен лишь при наличии градиента потенциала влаги, направленного из листьев растений в почву. Поток влаги в значительной степени зависит от коэффициента влагопроводности системы, характеризующего его проводимость. Коэффициент влагопроводности определяется по модифицированному уравнению Дарси

$$I = -K_{\text{п}} \frac{dP}{dl} \text{ или } K_{\text{п}} = -I \frac{dl}{dP}. \qquad (1.17)$$

Эта зависимость позволяет с удовлетворительной точностью описывать движение влаги как в целом в системе почва—растение—атмосфера, так и в отдельных ее частях. В случае цилиндрического потока влаги, направленного из объема цилиндра к осевому зонду (например, корню), можно использовать уравнение, являющееся частным случаем уравнения (1.17) для радиального потока влаги [125],

$$I = -2\pi K_{\text{п}} \frac{P_{\text{п}} - P_{\text{з}}}{\ln R/r}, \qquad (1.18)$$

где R — радиус цилиндра, r — радиус зонда (керамического датчика); $P_{\text{п}}$, $P_{\text{з}}$ — потенциал влаги в почве и зонде (корне) соответственно.

1.3. Капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги и роль капиллярных сил в понижении свободной энергии воды

Проанализируем соотношение компонент (и подкомпонент) полного потенциала почвенной влаги ($P_{\text{п}}$) в интервале ее влажности от полной влагоемкости (*ПВ*) до максимальной гигроскопичности (*МГ*). При полном насыщении незасоленной почвы водой $P_{\text{п}}$ и его компоненты бесконечно малы и приближаются к нулю. С уменьшением содержания влаги в почве в интервале от *ПВ* до *НВ* значение потенциала $P_{\text{п}}$ складывается из гравитационной и капиллярной компонент. Последняя компонента для набухающих почв обусловлена только капиллярными силами и соответствует потенциалу влажности [77]. При уменьшении содержания влаги от *НВ* до *ВРК* нарушается сплошность водного тела, и с этого момента роль капиллярного потенциала как подкомпоненты потенциала тензиометрического давления значи-

тельно возрастает, что обусловлено уменьшением содержания влаги и усиливающимся воздействием твердой фазы почвы на свободную энергию воды. Это воздействие проявляется за счет капиллярных и капиллярно-сорбционных сил. Не вдаваясь в подробности, отметим, что в интервале оптимальной влажности почвы понижение свободной энергии воды происходит в значительной мере за счет капиллярных сил, обусловленных увеличением глубины менисков на границе раздела жидкой и газообразной воды и утончением ее пленок, обволакивающих почвенные частицы и агрегаты. Границы преимущественного действия капиллярных и капиллярно-сорбционных сил зависят от совокупности влияния удельной поверхности твердой фазы почвы, ее гранулометрического состава, размера пор и содержания влаги. По данным А. Д. Воронина [26], переход пленочно-стыковой в пленочно-капиллярную влагу характеризуется значением потенциала, соответствующим примерно —14,7 Дж/кг.

С понижением содержания влаги до *ВЗ*, а затем и до *МГ* значение полного потенциала ($P_п$) постепенно снижается до значения капиллярно-сорбционного ($P_к$), основную роль в котором играют уже поверхностно-сорбционные силы. Переход пленочно-стыковой влаги в пленочно-адсорбционную характеризуется, по данным А. Д. Воронина, потенциалом, равным примерно —1550 Дж/кг. Таким образом, в незасоленных почвах в интервале их оптимальной влажности капиллярной силы, а следовательно, $P_к$, играют основную роль в энергетическом балансе почвенной влаги.

В засоленных почвах в рассматриваемом интервале влажности ведущая роль принадлежит осмотическому потенциалу ($P_{осм}$), значение которого в первом приближении пропорционально суммарному содержанию солей, по крайней мере, в пределах их концентрации до 3 % к массе почвы. Полученная нами зависимость [76] потенциала $P_п$ (значение которого при влажности, равной ПВ, соответствует значению потенциала $P_{осм}$) от содержания солей в солончаковом солонце [77] прямолинейна (см. гл. 3). С уменьшением содержания влаги роль $P_{осм}$ постепенно уменьшается, и в интервале влажности от *ВЗ* до *МГ* воздействие солей на потенциал сменяется на обратное, т. е. соли повышают его значение по сравнению с незасоленными и аналогичными по гранулометрическому составу почвами [76]. Это происходит потому, что соли как бы «облегчают» гранулометрический состав. Механизм этого действия заключается в следующем. Известно [77, 125], что в почвах легкого гранулометрического состава потенциал влаги выше (алгебраически) при одной и той же влажности по сравнению с почвами более тяжелого гранулометрического состава. При наличии в почве легкорастворимых солей последние переходят в раствор, связывают часть свободной воды, в результате чего оставшаяся часть (не связанная солями) распределяется в порах и на поверхности части почвы более тонким слоем. Конечно, в зависимости от концентрации солей

(а возможно, и от их качественного состава) и от содержания влаги в почве могут возникать различные соотношения между $P_к$ и $P_{осм}$ при неизменном содержании влаги. Это различие обусловит появление градиентов потенциала, которые вызовут перераспределение и выравнивание содержания влаги. Поскольку тензиометры используются для измерения только той части потенциала $P_к$, которая обусловлена увеличением кривизны менисков раздела вода—воздух, то понижение свободной энергии воды, происходящее за счет связывания ее солями, тензиометрами не учитывается. В результате этого соли как бы «создают» ситуацию, когда зависимости потенциала влаги от влажности почвы сдвигаются в сторону оси ординат, т. е. в область преимущественного расположения для более легких по гранулометрическому составу почв.

1.4. Передвижение воды в системе почва—растение—атмосфера

В растениях в качестве элементарной термодинамической системы можно принять отдельную клетку, допуская, что внутри нее между отдельными частями существует термодинамическое равновесие или состояние, близкое к равновесному [77, 121, 125]. Полный потенциал влаги в растениях складывается из капиллярно-сорбционных, внешних (механических) осмотических и гравитационных сил. Движущей силой, определяющей поступление воды из почвы в корни и движение ее по растению, является градиент потенциала почвенной влаги, окружающей всасывающие корни, и в самих корнях, с одной стороны, и между потенциалом влаги в корнях и листьях растений — с другой. Поскольку вода передвигается в направлении, противоположном градиенту потенциала влаги, то для ее поступления из почвы в корни необходимо, чтобы потенциал влаги в корнях был ниже, чем потенциал почвенной влаги, а потенциал влаги в листьях ниже, чем потенциал влаги в корнях.

По мере уменьшения содержания влаги ее потенциал понижается, поэтому для сохранения прежней скорости передвижения воды из почвы в корни необходимо, чтобы потенциал влаги в листьях понижался быстрее потенциала почвенной влаги. Состояние воды в системе почва—растение можно представить в виде непрерывной водной нити, идущей непосредственно из слоя, прилегающего к корневым волоскам, затем переходящей в корни, от них в стебель и далее в листья. Этот водный тяж находится в постоянном (по вертикали, а также и по горизонтали) движении. Движение осуществляется за счет расхода влаги растениями при испарении в атмосферу и за счет прихода влаги (наращивания водной нити) при поступлении воды из почвы. Скорость движения определяется интенсивностью транспирации, которая зависит от напряженности атмосферных параметров. Из

сказанного вытекает ряд важных следствий, в частности:

— для того чтобы обводненность тканей растений была достаточно высокой и поддерживалась на более или менее постоянном уровне, необходимо, чтобы расход воды листьями полностью покрывался ее приходом из почвы;

— так как доля воды, участвующая в построении органического вещества, ничтожна по сравнению с транспирацией, расход воды растениями определяется интенсивностью транспирации, которая, следовательно, и является показателем степени обводненности (влагообеспеченности) тканей растений.

Градиент потенциала влаги (движущая сила по переносу воды) создается на границах перехода из одной части системы почва—растение—атмосфера в другую и в пределах каждой части системы. На границе перехода жидкости в пар, т. е. на границе системы лист—воздух, он обусловлен разностью между упругостью водяного пара в тканях листьев и в окружающем слое воздуха, а на границе перехода влаги из почвы в корни — разностью между потенциалом в корнях растений и в прилегающем слое почвы.

Так как прилегающий к корням слой почвы постоянно ими дренируется, то между ним и последующими слоями почвы в свою очередь образуются градиенты потенциала влаги. Градиенты в самом растении, так же как и в отдельных его частях, возникают из-за различной обводненности тканей.

Поскольку относительная транспирация характеризует степень влагообеспеченности растений, зависимости ее от потенциала влаги имеют непосредственное методическое и прикладное значение, например, как основа для разработки методов оценки и регулирования водного режима почв и растений по одной зависимости или одновременно по нескольким [77, 125, 190, 295]. При этом очевидно, что разработка практических рекомендаций должна осуществляться с учетом испаряемости, т. е. дифференцированно. Влияние уровня испарения на влагообеспеченность растений трудно переоценить, поскольку при интенсивной испаряемости (3—7 мм/сут) растения испытывают недостаток в воде даже при условии оптимальных запасов влаги в почве (на уровне НВ). Степень влияния испаряемости на влагообеспеченность можно проиллюстрировать данными из работы [131]. Установлено, что томаты, выращиваемые в камере искусственного климата в условиях высокой испаряемости ($E_0 = 11{,}5$ мм/сут), поддерживали относительную транспирацию на оптимальном уровне ($T/T_0 = 1$) при потенциале почвенной влаги —200 кПа в песчаной и —400 кПа в супесчаной дерново-степной почвах. При значительно меньшей E_0 (3,5 мм/сут) снижение T/T_0 наблюдалось лишь при потенциале влаги —700 гПа в песчаной и —800 кПа в супесчаной почвах. Влияние испаряемости обычно продолжает сказываться, хотя и менее резко, почти во всем интервале продуктивной влаги. Лишь при глубоком завядании растений, когда устьица почти полностью закрыты и растения изолированы от

атмосферы, поток влаги в растение обусловлен главным образом почвенными условиями [68].

1.5. Выводы

В качестве основного вывода можно констатировать, что изложенные в главе краткие представления о проблемах оптимизации и регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений свидетельствуют об односторонности и неудовлетворительном состоянии большинства известных методов и подходов. Несмотря на довольно продолжительную историю исследований многих специалистов различных научных дисциплин биологического, географического и сельскохозяйственного профилей, проблема пока остается далеко не решенной. Объективные предпосылки для ее оптимального решения появились лишь с очевидными успехами теории и методики термодинамического подхода в сочетании его с водно-балансовым и биофизическим методами. Принципы и методы термодинамического подхода позволяют учесть и количественно оценить состояние и поведение влаги в системе грунтовые воды—почва—растение—атмосфера на основе единых представлений и едиными методами.

Поскольку потенциал влаги лежит в основе термодинамического подхода к изучению гидромелиоративных процессов, а достоверная в полевых условиях информация о нем может быть получена с использованием достаточно простых и надежных в работе методов и устройств, то прежде всего перейдем к их рассмотрению.

Глава 2. МЕТОДЫ, СПОСОБЫ, ПРИБОРЫ И УСТРОЙСТВА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛА ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

Измерить потенциал почвенной влаги в пределах всей кривой водоудержания [26] или в пределах основной гидрофизической характеристики (*ОГХ*) [34] одним методом невозможно. Поэтому измерение потенциала проводят группой методов, каждый из которых характеризуется своими границами применения [26, 28, 34, 36, 45, 52, 65, 69, 77, 97, 99, 112, 121, 125, 160, 162, 223, 299, 318]. Для измерения потенциала влаги используют: капиллярно-сорбционного потенциала ($P_к$) — тензиометры, капилляриметры, мембранные прессы, полного потенциала ($P_п$) — криоскопический, психрометрический, гигроскопический методы и метод влагообменных сорбционных блоков; осмотического потенциала ($P_{осм}$) — осмометры (влагопотенциометры), его также можно рассчитать по формуле

$$P_{осм} = P_п - P_к.$$

2.1. Методологические, методические и конструктивные аспекты тензиометрии

В основе тензиометрии лежит использование тензиометров и капилляриметров [25, 34, 77, 108, 125, 143, 169, 198, 238, 258, 327]. Принцип действия тензиометра и капилляриметра заключается в понижении потенциала химически чистой свободной воды тензиометрической (капилляриметрической) системы до уровня потенциала почвенной влаги. Эти приборы очень просты конструктивно и надежны в работе. Принципиальная схема тензиометра и капилляриметра включает пористый керамический датчик (фильтр) или пористую пластину, герметично соединенные с корпусом и манометром.

2.1.1. Типы тензиометров и особенности их конструкции

Тензиометр и капилляриметр предназначены для измерения одного и того же параметра — капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги. Различие между тензиометрами и капилляриметрами заключается в форме рабочего датчика и в особенностях расположения последнего как конструктивного элемента [19].

Данное различие, по нашему мнению [77], является несущественным. Истинное различие состоит в разном характере работы этих приборов. Принцип работы тензиометра пассивный, т. е. при установке его в почву, потенциал влаги которой ниже нуля, свободная вода тензиометрической системы будет вытекать через стенки пористого керамического датчика в почву до тех пор, пока потенциалы влаги в системе почва—тензиометр не сравняются по значению. Если после установки тензиометра выпадут дожди, то вода из почвы будет поступать в тензиометр опять же до тех пор, пока в системе почва—тензиометр не наступит равновесие. Принцип работы капилляриметра, наоборот, активный: чтобы задействовать этот прибор, необходимо создать в нем разрежение (разность давлений). Только при наличии между прибором и почвой градиента потенциала капилляриметр работает как тензиометр [77, 150]. Следует также отметить, что капилляриметр относится к приборам лабораторного назначения, тогда как тензиометр можно использовать как в лабораторных, так и в полевых условиях [238, 143].

Известно несколько типов тензиометров и капилляриметров, нашедших применение главным образом в лабораторных экспериментах. Перечислим семь типов тензиометров [77]: 1) тензиометры с ртутными, водными и спиртовыми манометрами; 2) тензиометрические установки преимущественно с ртутными манометрами; 3)тензиометры мембранного типа с датчиками давления; 4) тензиометры мембранного типа с пружинными вакуумметрами; 5) тензиометры с манометрами сильфонного типа; 6) тензиометры-тензиоскопы; 7) микротензиометры. Капилляриметры также можно подразделить на несколько типов: 1) капилляриметры типа Секера; 2) капилляриметры с автоматической системой контроля и записи показаний; 3) пресс-капилляриметры; 4) капилляриметрические установки с цилиндрическими датчиками.

Поскольку основной задачей данного раздела главы является анализ измерителей потенциала в полевых условиях, то в дальнейшем главное внимание уделяется тензиометрам полевого типа, преимущественно конструкции автора.

Наиболее полная сводка типов тензиометров и их конструкции содержится в монографии [77]; здесь же мы лишь кратко остановимся на некоторых из них. Основными конструктивными элементами тензиометра являются: 1) пористый, чаще всего керамический датчик (фильтр), выполненный в виде цилиндра или воронки; 2) измерительное устройство (ртутный, пружинный или другого типа вакуумметр) и 3) устройство для сбора и удаления воздуха. Все элементы прибора герметично соединены между собой вакуумными шлангами, стеклянными, металлическими или пластмассовыми трубками. В полевых вариантах вместо трубок и шлангов измеритель жестко закреплен на корпусе тензиометра, представляющим собой, например, пластмассовую трубку.

Первым прообразом отечественного тензиометра несомненно является почвенный гигрометр В. Г. Корнева [55]. Наличие в боль-

шом количестве воздуха и отсутствие воздухоулавливателя существенно снижают эксплуатационные качества этого прибора. Первый отечественный тензиометр, получивший в свое время наибольшую известность в нашей стране, был изготовлен К. Н. Шишковым [143] на базе гигрометра В. Г. Корнева. Несмотря на значительный интерес, проявленный к этим приборам в 20—30-х годах, следует все же признать, что сами приборы были еще довольно примитивны; изготовленные из низкокачественных материалов они плохо держали вакуум и нередко оказывались ненадежными в работе. В начале 50-х годов интерес к тензиометрии заметно возрос. Были разработаны различные модели тензиометров, среди которых как заметное достижение следует отметить тензиометры И. И. Судницына [125], югославский тензиометр [175], тензиометр Валкоттена [337], полевой тензиометр фирмы «Иррометр» США [77] и др. [77, 155, 179, 326, 328].

Отечественный полевой тензиометр АМ-20-11 [77], к сожалению, не нашел сколько-нибудь заметного применения как на практике, так и для исследовательских целей. Причиной является низкая точность измерения потенциала влаги и несовершенство конструкции прибора.

Принципиально иная конструкция использована в тензиометрах автора (рис. 2.1). Полевые модели тензиометров (рис. 2.1 *в* и *г*) включают датчик, герметично соединенный с корпусом, в качестве которого может быть использована обычная пластмассовая трубка диаметром 7—17 мм; верхняя часть прибора закрыта обычной пробкой. В боковой плоскости прибора на расстоянии 20—30 мм от пробки герметично закреплен измеритель: или стандартный вакуумметр (рис. 2.1 *в*), или ртутный манометр (рис. 2.1 *г*). Тензиометры предельно просты по своей конструкции. Они характеризуются высокими эксплуатационными качествами, поэтому широко используются для полевых исследований и при диагностике полива сельскохозяйственных культур [73—75, 77—79, 82—85].

Полевые модели тензиометров предназначены для установки их в скважину, пробуренную с поверхности почвы. Однако в некоторых случаях, которые рассмотрены ниже, приборы необходимо устанавливать не вертикально, а под некоторым углом к поверхности почвы или почвенной колонны. В этих случаях целесообразно использовать модель тензиометра, в которой корпус выполнен гибким, что позволяет придать ему требуемую конфигурацию (рис. 2.1 *а*).

Существенным недостатком всех типов тензиометров является необходимость периодической разгерметизации приборов при их дозаправке водой, особенно тех, которые устанавливаются в поверхностных слоях почвы. После дозаправки требуется немало времени (примерно сутки) для того, чтобы разрежение в тензиометре достигло прежних значений. Это обстоятельство заставляет выбраковывать часть экспериментальной информации, что при диагностике полива (особенно в засушливых районах) может привести к запаздыванию в определении его сроков. В связи с этим

предложен тензиометр компенсационного типа (рис. 2.1 *б*), в котором дозаправка водой происходит автоматически [6, 84]. Автоматизация долива воды осуществляется за счет введения в конструкцию тензиометра еще одного керамического фильтра, установленного на стыке воздухоулавливателя и корпуса.

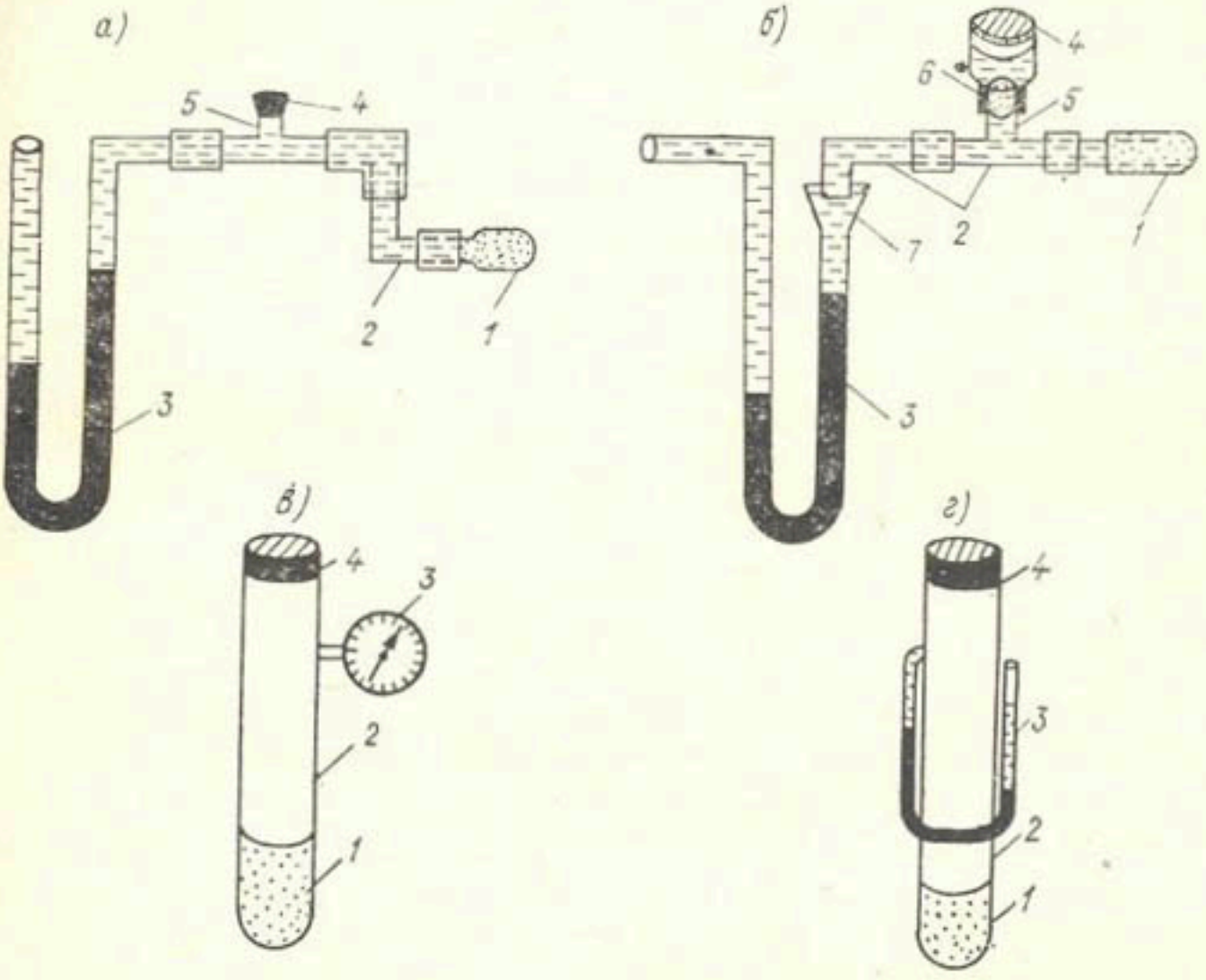


Рис. 2.1. Схемы тензиометров.

а — тензиометр для лабораторных исследований, *б* — компенсационный тензиометр, *в* — тензиометр с вакуумметром для полевых исследований, *г* — тензиометр с ртутным манометром для полевых исследований; *1* — пористый керамический датчик, *2* — корпус, *3* — ртутный манометр, *4* — пробка, *5* — воздухоулавливатель, *6* — подпитывающий керамический фильтр, *7* — расширитель капилляра манометра.

Подпитывающий керамический фильтр выполняет в тензиометре одновременно две функции: затвора (или крана) воздухоулавливателя и подпитывающего устройства. Фильтр пропускает внутрь прибора воду с растворенным в ней воздухом. Потеря воды из тензиометра через рабочий датчик создает в приборе разрежение, которое «всасывает» определенное количество воды через фильтр. Чем больше воды вытекает из тензиометра, тем интенсивнее его подпитка. Для того чтобы достичь полной компенсации вытекшей воды, необходимо соблюсти соотношение пористых керамических поверхностей в пределах 0,5—1,0. При этом единичные доливы воды (один—три за вегетацию) вполне допустимы. Они могут привести лишь к частичному уменьшению вакуума в тензиометре.

Значительным недостатком ртутных манометров, помимо их хрупкости, является то, что в экстремальных условиях, характеризуемых высокими значениями испаряемости E_0 и низкими значениями потенциала $P_к$, ртуть в манометре выстраивается в рабочем колене в одну линию, из-за чего создается опасность ее «ухода» в корпус. Для того чтобы избавиться от трудоемкого процесса по заправке манометра ртутью, в компенсационном тензиометре (рис. 2.1 *б*) предусмотрен специальный расширитель капилляра манометра (*7*), в котором оседает движущаяся в корпусе ртуть.

2.1.2. Конструктивные особенности и эксплуатационные свойства керамических датчиков тензиометров

Как уже было отмечено выше, движение воды в системе почва—тензиометр осуществляется через стенки пористого керамического датчика. При этом скорость потока воды (из прибора в почву и наоборот) и время установления в системе равновесия во многом зависят от характеристик этих своеобразных «полупроницаемых» мембран. Стенки датчика во влажном состоянии проницаемы для воды и растворенных в ней веществ, но не проницаемы (до определенного предела) для свободного воздуха. Под этим пределом, называемом давлением барботирования, понимают

Таблица 2.1

Зависимость давления барботирования ($P_б$) от размера пор

Размер пор, мкм	$P_б$ кПа	Размер пор, мкм	$P_б$ кПа	Размер пор, мкм	$P_б$ кПа
66,0	1,32	2,13	40,92	1,06	81,84
00,0	1,72	2,06	42,24	1,05	83,16
33,0	2,64	2,00	48,56	1,03	84,48
22,0	3,96	1,94	44,88	1,02	85,80
16,5	5,28	1,88	46,20	1,00	87,12
13,2	6,60	1,83	47,52	0,985	88,44
11,0	7,92	1,78	48,84	0,97	89,76
9,4	10,30	1,74	50,16	0,957	91,08
8,25	10,56	1,69	51,48	0,943	92,40
7,33	11,88	1,65	52,80	0,93	93,72
6,6	13,20	1,61	54,12	0,917	95,04
6,0	14,52	1,57	55,44	0,905	93,36
5,45	15,84	1,53	56,76	0,982	97,68
4,72	18,48	1,47	59,40	0,869	100,32
4,4	19,80	1,43	60,72	0,857	102,43
4,13	21,12	1,40	62,04	0,846	102,96
3,88	22,44	1,37	63,36	0,835	104,28
3,67	23,76	1,35	64,68	0,825	105,6
3,48	25,08	1,32	66,00	0,805	108,24
3,30	26,40	1,29	67,32	0,785	110,88
3,14	27,72	1,27	68,64	0,768	113,52
3,00	29,04	1,24	69,96	0,75	117,22
2,87	30,36	1,22	71,28	0,734	118,80
2,74	31,68	1,20	72,60	0,718	121,44

давление в тензиометре, при котором наблюдается вначале проскок, а затем и поток свободного воздуха в тензиометр [34, 77]. Поэтому давление барботирования определяет предел работы тензиометра и нижнюю границу влажности почв, которую можно измерить с его помощью. Зависимость давления барботирования ($P_б$) от размера пор приведена в табл. 2.1. Другая важная эксплуатационная характеристика датчика — скорость фильтрации в него воды при постоянном разрежении. Эти параметры обусловлены в основном размером максимальных пор, а структура порового пространства фильтра зависит от исходного материала (глины и добавок к ней) и технологии изготовления фильтров (времени и температуры обжига и др.).

Давление барботирования и влагопроводность стенок фильтра в значительной степени определяют качество работы тензиометра и получаемой информации. При использовании группы тензиометров в одном эксперименте их необходимо идентифицировать в соответствии с размером пор датчиков. Иначе говоря, необходимо, чтобы все датчики тензиометров характеризовались примерно одинаковым размером максимальных пор [95].

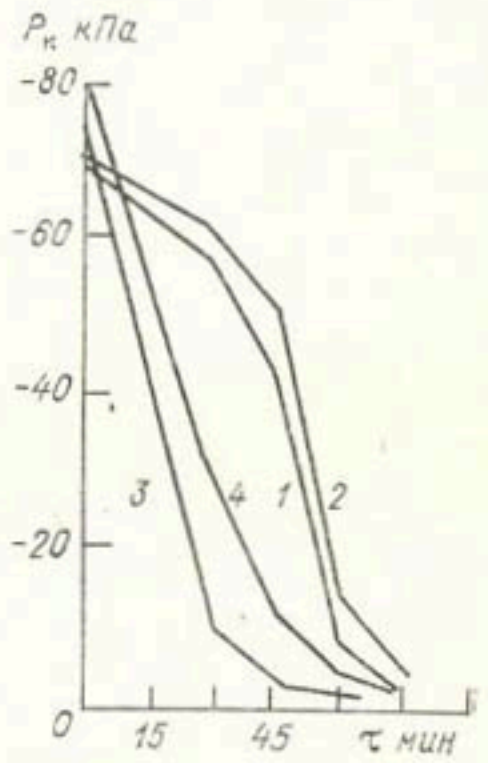


Рис. 2.2. Динамика потенциала влаги ($P_к$) в монолите дерново-подзолистой супесчаной почвы, помещенной в условия интенсивного испарения (Московская обл.).

1—4 — номера тензиометров.

О степени влияния размера максимальных пор датчика на динамику $P_к$ можно судить по данным рис. 2.2. Было установлено четыре тензиометра, датчики которых различались своими линейными размерами и диаметром максимальных пор: 1-й и 4-й тензиометры — датчики длиной 20 см и диаметром 3 см; 2-й тензиометр — датчик длиной 12 см и диаметром 1,5 см; 3-й тензиометр — воронка, у которой пористой является только дно. Диаметр максимальных пор датчиков 1-го и 2-го тензиометров составлял 0,97 мкм, а 3-го и 4-го — около 2 мкм. Данные рис. 2.2 свидетельствуют о том, что линейные размеры датчика практически не сказываются на динамике $P_к$, зато влияние на нее диаметра максимальных пор весьма значительно.

Основой для классификации фильтров, изготовляемых для микробиологической промышленности, служит марка и тип. В соответствии с каталогом Государственного института керамических изделий (ГИКИ) и Хустского керамического завода имеется всего шесть (из 11) марок фильтров, различающихся линейными размерами, диаметром максимальных пор и скоростью фильтрации. Возрастание номера марки свидетельствует об уменьшении размера

максимальных пор и скорости фильтрации и повышении давления барботирования; каждая марка обозначается литерой Ф (Ф1, Ф2, ..., Ф11). Характеристики марок и типов фильтров приведены в табл. 2.2. Фильтры марок Ф1 и Ф2 используют в микробиологической промышленности для предварительной фильтрации (d = = 3,0... 4,5 мкм). Фильтры марки Ф3 задерживают подавляющее большинство видимых в микроскоп микробов ($d \approx 2$ мкм) и большую часть спор. Фильтры марок Ф5 и Ф11 характеризуются наименьшими размерами максимальных пор (около 1 мкм), они задерживают все видимые в микроскоп микробы и споры; тензиометры с такими датчиками выдерживают разрежение до —80... —85 кПа.

Таблица 2.2

Основные характеристики некоторых марок и типов бактериальных фильтров Хустского керамического завода [85]

Марка и тип фильтра	Форма фильтра	L	D	S	d	$P_б$	$P_к$	τ	Q
Марка 7, Тип 5	Цилиндр	13	1,8	141,6	1,24	80	—5	1983	0,018
							—10	0497	0,073
							—30	158	0,23
							—50	96	0,37
							—60	88	0,41
							—70	71	0,47
Марка 3, Тип 1а	Цилиндр	6,2	2,0	92,9	2,45	30	—5	607	0,056
							—10	214	0,195
							—30	51	0,71
Марка 3, Тип 1а	Цилиндр	6,2	2,0	92,9	2,35	50	—5	814	0,044
							—10	257	0,145
							—30	57	0,62
Марка 3, Тип 1а	Цилиндр	6,2	2,0	92,9	2,13	80	—5	3038	0,012
							—10	1213	0,024
							—30	450	0,031
							—50	278	0,056
							—60	257	0,058
Марка 2, Тип 1а	Конус (насадка)	5,0	1,2	31,4	3,15	50	—5	1126	0,032
							—10	612	0,061
							—30	211	0,2
Марка 7, Тип 1а	Конус	19	2,6—2,0	247,7	0,95	80	—5	317	0,12
							—10	112	0,31
							—30	39	0,91
Марка 7, Тип 1а	Конус	19	2,6—2,0	247,7	1,26	80	—5	360	0,09
							—10	120	0,28
							—30	62	1,07

Примечание. Здесь L — длина фильтра, см; D — внешний диаметр, см; S — площадь поверхности, см^2; d — диаметр максимальных пор, мкм; τ — время, с; $P_к$ — разрежение, кПа; Q — фильтрация воды в фильтр из резервуара (при $P_к$ = —30 кПа), л/ч; $P_б$ — давление барботирования, кПа.

Рассмотрим несколько подробнее характеристики фильтров Хустского керамического завода. Все фильтры были объединены в шесть групп в соответствии с их формой, размером и свойствами (рис. 2.3). Каждой группе присвоен свой порядковый номер. В группы отобрано по несколько фильтров, различающихся диаметром максимальных пор. Все фильтры были испытаны на давле-

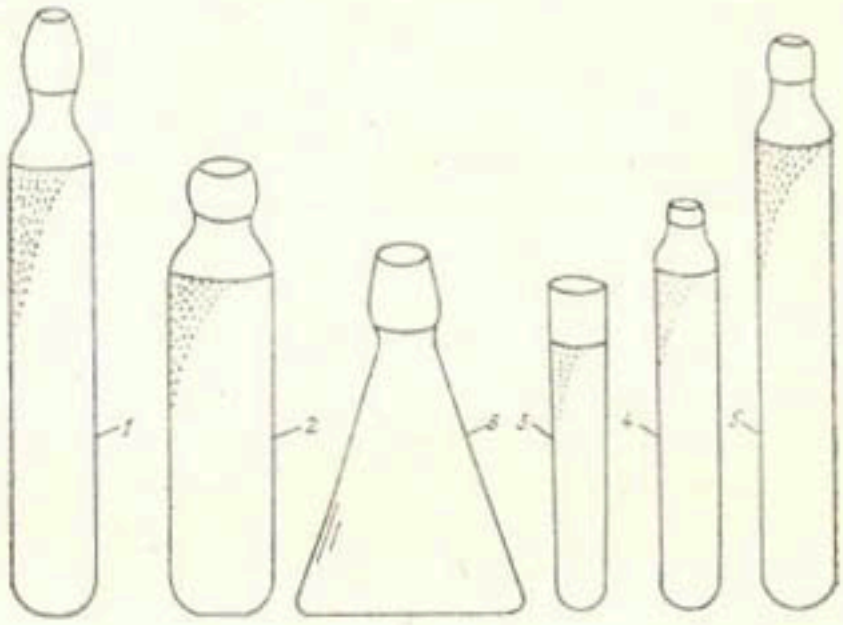


Рис. 2.3. Пористые керамические фильтры (датчики тензиометров) различной формы.

Цилиндрическая форма: *1* — длина 13 см, диаметр 1,8 см; *2* — длина 6,2 см, диаметр 2,0 см; *5* — длина 22 см, диаметр 3,0 см. *В виде конуса:* *3* — длина 5 см, диаметр 1,2—0,8 см; *4* — длина 19 см, диаметр 2,6—2,0 см. *В виде воронки:* *6* — диаметр пористого дна 4,5 см.

ние барботирования и влагопроводность при различном разрежении. С повышением разрежения увеличивалась скорость фильтрации; наибольший поток воды в тензиометр наблюдался во всех фильтрах в интервале разрежения —5. . . —10 кПа. Так, в 1-й группе фильтров (форма цилиндрическая, $d = 1{,}24$ мкм) максимальное значение фильтрации составило 0,61 л/ч, а во 2-й группе фильтров ($d = 2{,}36$ мкм) — 0,145 л/ч. При увеличении разрежения с —5 до —10 кПа фильтрация возрастала в первом случае в 4 раза, а во втором в 3,5 раза. По интенсивности влагопроводности воды через стенки керамического датчика в зависимости от размера его максимальных пор (при различном разрежении) все фильтры были объединены в две группы, существенно различающиеся по углу наклона прямой к абсциссе $[Qf(P_к)]$: чем меньше угол, тем выше коэффициент фильтрации. Обращает внимание существенное различие в значениях фильтрации в фильтрах с одинаковыми размерами пор, что можно объяснить разным объемом пор большого диаметра.

При длительном использовании керамических фильтров, особенно в почвах глинистого гранулометрического состава, в результате кольматации поры могут быть забиты илистыми частицами, что приводит к уменьшению влагопроводности датчиков. Для выяснения степени влияния кольматации порового пространства на влагопроводность были проведены специальные опыты. Сначала определяли фильтрацию новых, не использованных ранее фильтров. Затем их насыщали раствором глины, который пропускали через фильтр при разрежении —80 кПа в течение 2 ч, после чего коэффициент фильтрации определяли повторно. В исследованиях

использовали фильтр-воронку с диаметром максимальных пор 0,97 мкм. Результаты исследований представлены в табл. 2.3.

Анализ данных табл. 2.3 свидетельствует о том, что насыщение раствором глины порового пространства фильтра приводит к уменьшению фильтрации воды более чем в 10 раз, а давление барботирования ($P_б$) увеличивается в 2,5 раза. Очевидно, что уменьшение фильтрации в результате сужения диаметра пор дат-

Таблица 2.3

Фильтрация воды (Q) через стенки „чистого" фильтра (1) и фильтра, насыщенного раствором глины (2)

Разрежение, кПа	Фильтр 1			Фильтр 2		
	τ с	Q л/ч	$P_б$ кПа	τ с	Q л/ч	$P_б$ кПа
—5	706	0,052	—30	5577	0,0066	—75
—10	386	0,093	—30	2009	0,018	—75
—30	117	0,31	—30	2067	0,017	—75
—50				1597	0,023	—75
—70				1297	0,028	—75

чика при осаждении в них илистых и коллоидных частиц зависит от динамики (подвижности) почвенного раствора, содержания в нем илистых и коллоидных частиц и от продолжительности использования фильтра.

Опыт изготовления и эксплуатации тензиометров показал, что наиболее рациональными являются фильтры 5 и 6 (рис. 2.3). Размеры головок остальных фильтров очень неудобны в эксплуатации: в фильтре 3 отсутствует штуцер, в фильтрах 2 и 4 штуцер очень короткий, что затрудняет сборку тензиометров; штуцер фильтра 1 в целом удобен при монтажных работах, но диаметр его желательно увеличить до 2—3 мм. Следовательно, наиболее оптимальными размерами штуцера следует считать длину 22—24 мм и диаметр 13—15 мм.

Наиболее приемлемой формой датчика для почвенно-гидрофизических исследований (в отличие от микробиологических) является цилиндрическая форма, поскольку она обеспечивает более плотный контакт прибора с почвой. В этом отношении конус менее надежен; при установке тензиометров, имеющих конусовидные фильтры, возможность образования воздушных прослоек и пустот вокруг датчика увеличивается. Фильтры-воронки, у которых пористым является только дно, удобны в эксплуатации практически в любых почвенных условиях, особенно при установке их в верхний слой набухающих почв или при использовании в жестких аридных условиях с частой сменой увлажнения и высыхания почвы, приводящих к образованию трещин на ее поверхности; сюда же

можно отнести и органогенные почвы, подверженные набуханию и усадке. В таких условиях большое пористое дно воронки в наибольшей степени обеспечивает качественный контакт тензиометра с почвой [77].

При изготовлении керамических фильтров — датчиков тензиометров — к ним необходимо предъявлять следующие требования [77]:

1) фильтры должны быть изготовлены из достаточно однородной и качественной массы (глина плюс добавки) с обеспечением поровой поверхности, составляющей 30—40 % общей поверхности;

2) фильтры должны быть тщательно проверены относительно размера максимальных пор, давления барботирования, общей пористости и скорости фильтрации. Последнюю следует определять при разрежении не мене —40 кПа. Вся эта информация должна содержаться в персональном паспорте каждого фильтра.

Поскольку значения давления барботирования и скорости фильтрации нередко бывают близкими у фильтров разных марок, объединенных в пределах групп Ф5—Ф11, Ф3—Ф5 и Ф1—Ф3, нумерацию марки как признак следует признать второстепенной. Наоборот, тип фильтра как классификационный признак более важен, так как в основе разделения фильтров на типы должны лежать такие существенные технологические и эксплуатационные признаки, как длина и диаметр пористой поверхности и штуцера, размер максимальных пор, давление барботирования и целевое назначение датчика.

Следуя этим положениям, была предложена [95] новая классификация фильтров, в основу которой положен тип фильтра (табл. 2.4). Выделено 8 типов фильтров, предназначенных для гидрофизических и гидрохимических (отбор проб почвенного раствора) исследований. Главная особенность данного разделения фильтров заключается в узких интервалах давления барботирования и размеров максимальных пор. Все 9 типов объединены в две группы марок: Ф5—Ф11 и Ф5—Ф3. Фильтры марок Ф1 и Ф2 не включены в номенклатуру, поскольку в почвенно-гидрофизических исследованиях они практически не находят применения. Исключены фильтры конусовидной формы. Пористость увеличена до 30—40 % общей поверхности фильтров. Типы фильтров 1—5 предназначены преимущественно для полевых исследований, а типы 6—9 — для лабораторных, хотя это деление и является довольно условным.

Таким образом, исследование технологических, конструктивных и эксплуатационных свойств пористых керамических фильтров и анализ этих свойств применительно к задачам исследований в области гидрофизики и гидрохимии почв позволили разработать более простую и доступную классификацию фильтров (датчиков) тензиометров.

Таблица 2.4

Классификация фильтров с учетом их основных характеристик [95]

Назначение фильтра	Форма фильтра	L_1	d_1	L_2	d_2	$P_б$	$П$	d_3	Тип фильтра	Марка
Для гидрофизических исследований в полевых условиях	Цилиндр	130—140	20—21	22—24	13—14	80—75	30—40	0,90—1,25	1	Ф5—Ф11
То же	Цилиндр	130—140	20—21	22—24	13—14	70—60	30—40	1,25—1,70	2	Ф3—Ф5
То же	Воронка	—	40—45	22—24	13—14	80—75	30—40	0,90—1,25	3	Ф5—Ф11
Для отсасывания почвенной влаги из тонкого слоя	Воронка	—	40—50	22—24	13—14	60—70	25—30	1,25—1,70	4	Ф3—Ф5
Для отсасывания почвенного раствора из протяженного слоя	Цилиндр	180—200	30—35	22—24	13—14	60—70	25—30	1,25—1,70	5	Ф3—Ф5
Для гидрофизических исследований в лабораторных условиях	Цилиндр	100—110	15—18	22—24	13—14	80—75	30—40	0,90—1,25	6	Ф5—Ф11
То же	Цилиндр	80—90	15—18	22—24	13—14	80—75	30—40	0,90—1,25	7	Ф5—Ф11
Для отсасывания почвенных растворов в лабораторных условиях	Цилиндр	50—60	15—18	22—24	13—14	80—75	30—40	0,90—1,25	8	Ф5—Ф11

Примечание. L_1 — длина рабочей части фильтра, см; L_2 — длина штуцера, мм; d_1 — внешний диаметр рабочей части фильтра, мм; d_2 — внешний диаметр штуцера, мм; d_3 — диаметр пор, мм; $П$ — пористость, %; $P_б$ — давление барботирования, кПа.

2.1.3. Способы установки тензиометров в почву и методы тарировки

Обычно тензиометры и другие стационарные влагомерные устройства устанавливают в полевых условиях на площадке, являющейся репрезентативной для всего поля или отдельных его участков. Репрезентативность площадки определяют путем рекогносцировочного обследования территории, при этом находят также и участки для опытных площадок. Площадки должны быть однородными (относительно выбранных участков) по основным водно-физическим свойствам почвы (гранулометрическому составу, плотности, влагоемкости и др.), рельефу местности (с учетом мезо- и микрорельефа) и растительности, при оценке которой принимают во внимание плотность растительного покрова, его высоту, фазы развития, а также морфологические признаки культуры. Размеры площадки устанавливают с учетом размещения на ней буровых скважин для контрольных определений влажности почвы, наблюдений за фенологией и структурой урожая. Можно рекомендовать площадку рамером 10×10 м. Тензиометры в 3—4-кратной повторности устанавливают в скважины, пробуренные почвенным буром, диаметр режущей части которого превышает диаметр датчика тензиометра на 2—5 мм.

Одним из недостатков установки тензиометров в скважины, пробуренные с поверхности, является возможность образования воздушных прослоек между датчиком и стенкой скважины [100], что приводит к серьезному нарушению интенсивности влагообмена в системе почва—тензиометр. Возникновение воздушных прослоек обусловлено тем, что такой способ установки осуществляется вслепую, оператор не имеет возможности проверить плотность контакта прибора с почвой. Подсыпка вынутой при бурении скважины почвы в зазор между тензиометром и стенкой скважины далеко не всегда дает положительный результат. Кроме того, в этих случаях датчик тензиометра непосредственно контактирует с почвой нарушенного сложения и структуры.

Учитывая недостатки традиционного метода установки тензиометров, предложено помещать их в почвенный разрез, одна из боковых стенок которого выполнена лесенкой. По этому методу приборы размещают ярусами на откопанных с поверхности площадках — лесенках. Датчики тензиометров устанавливают в вырытые почвенным ножом ямки, диаметр которых соответствует диаметру датчика. После установки прибора разрез засыпают вынутой из него почвой с соблюдением очередности расположения генетических горизонтов в слоев. Однако этот метод трудоемок. Поскольку тензиометры на зимний период обычно удаляют с поля, то копку разрезов и установку приборов приходится осуществлять ежегодно.

По мнению автора [90, 92] наиболее оптимальной и экономически целесообразной является установка тензиометров в почвенные траншеи (разрезы), армированные каким-либо материалом (тесом, бетоном, кирпичем и др.). При армировании почвенного

разреза любым материалом необходимо в нем на определенных уровнях оставлять микроокна (отверстия). Тензиометры устанавливают под некоторым углом (например, 30°) к поверхности почвы. Такой способ установки позволяет достичь полного контакта датчика с почвой и обеспечить наилучшие условия заправки приборов водой. Схема армированного почвенного разреза приведена на рис. 2.4. В соответствии с этой схемой почвенный профиль *2* вскрыт до грунтовых вод *1*; разрез *4* армирован тесом *3*, на стенках его расположены тензиометры *5* и термометры *11*. Вход в траншею осуществляется сверху по лестнице-трапу (на схеме не показана) через люк *7*, закрытый крышками *8* и *9*. На дне разреза установлена грунтовая скважина *14*, а на некотором расстоянии ото дна, на одной из боковых его стенок, расположен пьезометр *12*, снабженный краном *13*. На свободной стенке разреза

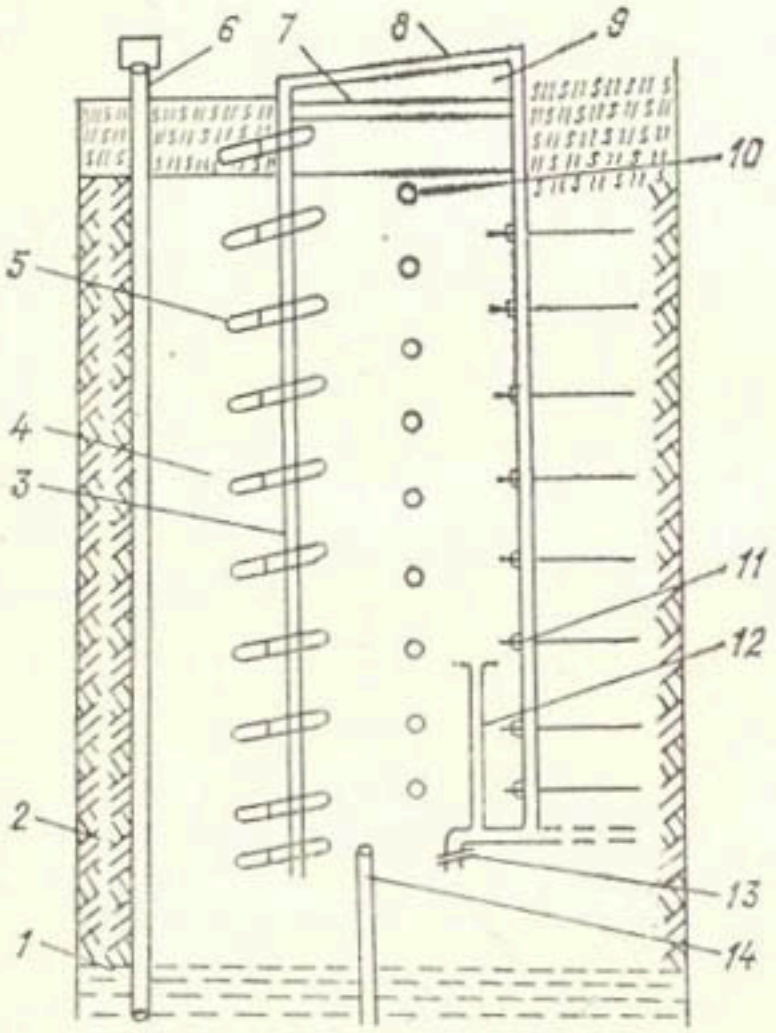


Рис. 2.4. Схема армированного почвенного разреза для установки тензиометров.

оборудованы запасные отверстия *10*, предназначенные для дополнительной установки приборов. На некотором расстоянии от разреза (около 2 м) оборудована грунтовая скважина *6*, предназначенная для контрольных измерений уровня грунтовых вод.

Рассмотренный вариант установки тензиометров является наиболее оптимальным с точки зрения сохранности приборов и оборудования и уменьшения влияния температуры на показания тензиометров. Предложенное устройство может быть использовано в течение многих лет. Заправка тензиометров раствором спирта (соотношение спирта и воды 1 : 3 или 1 : 4) позволяет работать с тензиометрами и в зимний период [90].

Под тарировкой подразумевается определение зависимости потенциала почвенной влаги от влажности почвы или основной гидрофизической характеристики (*ОГХ*). Традиционный способ тарировки заключается в том, что в полевых условиях проводят одновременные регулярные определения влажности почвы и потенциала влаги. Используя парные значения потенциал—влажность строят зависимость $P_к(W)$ [55, 77, 100, 123, 125, 143]. Однако у такого способа много недостатков; наиболее существенные из них заключаются в неопределенности отражения гистерезиса,

во влиянии $t_в$ на потенциал влаги, а также в том, что в полевых условиях далеко не всегда удается проследить за $P_к$ и W во всем интервале тензиометрических определений (0... —85 кПа). В связи с этим тарировку тензиометров чаще всего проводят в лабораторных или лабораторно-полевых условиях [3, 6, 73, 100, 279, 281]. Рекомендуемый нами лабораторный вариант тарировки подробно описан в работе [77].

Основные недостатки лабораторного метода заключаются в длительности работ и трудности создания (обеспечения) равномерного распределения влаги в объеме монолита, особенно при значительных размерах последнего и при высокой интенсивности испарения с поверхности почвы.

Кроме того, этим методом трудно и даже невозможно получить функцию $P_к(W)$ в интервале высоких значений потенциала (0... —5 кПа).

Наибольшего успеха в достижении равномерного распределения влаги в объеме монолита можно достигнуть, если тарировку тензиометров проводить в вегетационных сосудах с растущими растениями. Этот метод, рекомендованный автором и И. И. Судницыным в начале 70-х годов [3], в дальнейшем получил широкое применение при тарировке других влагомерных датчиков [77]. Сущность метода заключается в следующем. Образцы почвы ненарушенного или нарушенного сложения помещают в вегетационные сосуды объемом 10—15 л, в которые после увлажнения до *НВ* высевают около 40 семян злаковых культур, например овса. Для предотвращения испарения с поверхности почвы сосуд закрывают полиэтиленовой пленкой с отверстиями для проростков, а после всходов — насыпают еще и слой крупнозернистого песка. Опыт можно проводить как в лабораторных, так и непосредственно в полевых условиях. Освещенность в лаборатории должна быть не менее $(5—6)\cdot10^3$ лк. Полив растений во время их роста осуществляется через стеклянные трубки (3—4 на сосуд), установленные на различных глубинах. Для ускорения рассасывания поливной воды на нижний конец трубок прикрепляют небольшой мешочек из марли с крупнозернистым песком. Примерно в фазу кущения, когда суммарная поверхность листьев достаточно велика (для овса она составляет около $1\cdot10^3$ см^2 на сосуд) и скорость транспирации достигает 500—600 г/сут, полив сосудов прекращают и с этого времени собственно и начинают тарировку тензиометров. Если не считать подготовительного периода, связанного с выращиванием растений, то весь процесс тарировки занимает всего около трех суток. Показания тензиометров и влажность почвы измеряют с интервалом 2—3 ч.

Рассмотрим еще один метод тарировки — капилляриметрический [5, 77, 125, 130, 132]. Этот метод реализуется с использованием предложенной автором совместно с И. И. Судницыным капилляриметрической установки, применяемой также и для определения коэффициента влагопроводности [77, 130]. Капилляриметрическая установка в схематическом виде представлена на

рис. 2.5. Образец почвы *6* помещают в эбанитовый или пластмассовый стакан *7*, по центру образца устанавливают датчик *8*, герметично соединенный с мерной бюреткой *4*, снабженной краном *5*, и с вакуумной линией *11*, ртутным манометром *3*, балластной емкостью *1*. Увлажнение образца осуществляют либо по методу, описанному выше, либо через керамический датчик *8* [5], для чего в системе создают избыточное давление (30—40 кПа). Уровень воды в бюретке устанавливают на нулевой отметке, сбрасывают

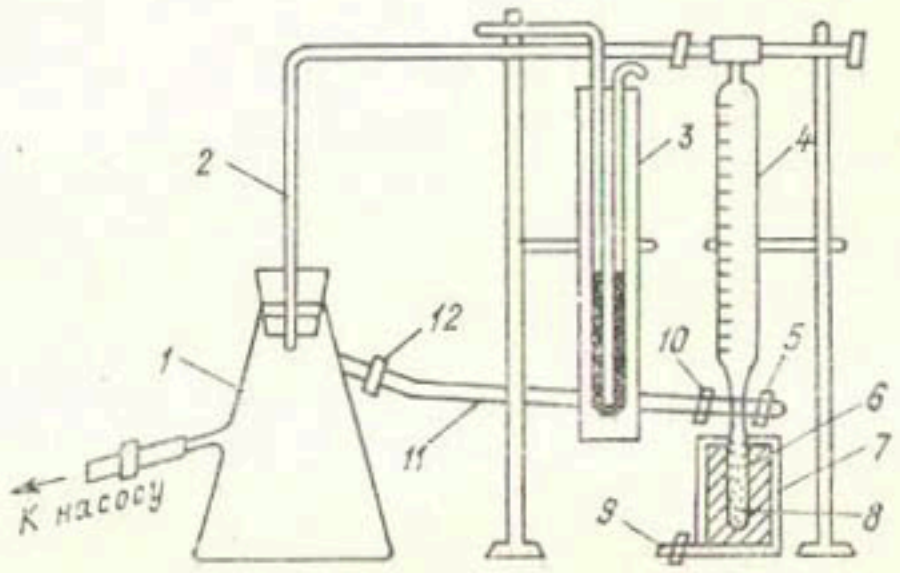


Рис. 2.5. Схема капилляриметрической установки.

давление, и вместо него создают минеральный уровень разрежения (например, —5 кПа), который поддерживают в течение всего времени, необходимого для установления равновесия, свидетельствующего об окончании выхода воды из образца при данном уровне разрежения. После этого в системе создают другой, более низкий, уровень разрежения и производят наблюдения за выходом воды в бюретку. В такой последовательности процедуру повторяют до нижнего предела работы тензиометра (—85 кПа). В конце опыта образец почвы со стаканом взвешивают и определяют остаточную влажность почвы. Используя эту информацию, обратным пересчетом определяют значение влажности, соответствующее каждому заданному уровню разрежения. При этом понижение уровня разрежения следует проводить с шагом не более —5... —10 кПа.

Для повышения точности метода капилляриметрическая установка была усовершенствована: стакан *7* в нижней части снабжен капилляром *9* с краном, а к балластной емкости *1* и бюретке *4* (через кран *5*) подсоединена «гребенка» *11* с краном *12*, представляющая собой металлическую трубку со штуцером. С помощью этой трубки слив воды из бюретки можно производить автоматически (достаточно лишь переключить краны *10* и *12*) и без разгерметизации системы. Модернизированная установка использована при разработке метода определения *HB* [5], который рассмотрен в главе 4. Капилляриметрическая установка может также успешно применяться при определении коэффициента влагопро-

водности; в основе метода находится анализ динамики вытекания воды из почвенного образца при различном разрежении.

Характер зависимости скорости и объема вытекшей воды от логарифма времени в черноземовидной супесчаной почве описан в работе [77]. В прямолинейной части зависимости характеризуются разными углами наклона к абсциссе, свидетельствующими о дренировании различных категорий пор.

В заключение отметим, что измерение очень высоких значений $P_к$ (вплоть до 0) можно успешно проводить по методу, описанному в [154, 192].

2.1.4. Поправки к показаниям тензиометров и расчет потенциала влаги

В данном разделе рассмотрены только поправки, связанные с конструктивными особенностями тензиометров; о поправках, обусловленных влиянием факторов природной среды, будет сказано ниже (см. гл. 3).

При измерении потенциала влаги тензиометрами и капилляриметрами на $P_к$ воздействует столб воды, содержащейся в них. Высота водяного столба зависит от длины прибора и от взаимного расположения его составных частей, преимущественно датчика и манометра. При использовании тензиометров полевого типа (см. рис. 2.2 *в, г*) поправка к их показаниям соответствует высоте слоя воды в приборе. Например, если общая высота тензиометра составляет 110 см и последний установлен в почву на глубину 90—110 см, то поправка равна 110 см вод. ст., или — 11 кПа. Поправка вычитается от показаний тензиометра, поскольку гидростатическое давление воды всегда положительно, а направление ее действия совпадает с сосущей силой почвы ($P_к$). Поэтому истинное значение $P_к$ будет меньше показания тензиометра на значение поправки. Намного сложнее дело обстоит с введением поправок при использовании тензиометров с ртутными манометрами и гибким корпусом.

Рассмотрим возможные варианты поправок, нередко имеющие место в практике использования тензиометров. На рис. 2.6 представлены схемы расположения основных частей тензиометров и капилляриметров.

При установке тензиометра в почву (рис. 2.6 *а*) на $P_к$ в центре датчика действуют слои воды, обозначенные как H_1 и H_4; слои воды H_2 и H_3 взаимно уравновешены ($H_2 = H_3$). Слои воды H_1 и H_4 действуют в одном направлении, а именно в направлении потенциала, поэтому H_4 необходимо вычесть из показаний манометра тензиометров (H_1 не принимается во внимание в связи с тем, что обозначенный ею столб воды действует в том же направлении, что и H_4). Слой воды H_4 — величина переменная и зависит от уровня ртути в манометре. При равенстве ее уровней в обеих коленах манометра она минимальна и определяется только длиной надземной и подземной частей тензиометра. При максимальном разре-

жении (рис. 2.6 *б*) поправка H_4 максимальна. Таким образом, формула расчета $P_к$ в соответствии со схемами, приведенными на рис. 2.6 *а* и *б*, имеет вид

$$P_к = H_5 - H_4. \tag{2.1}$$

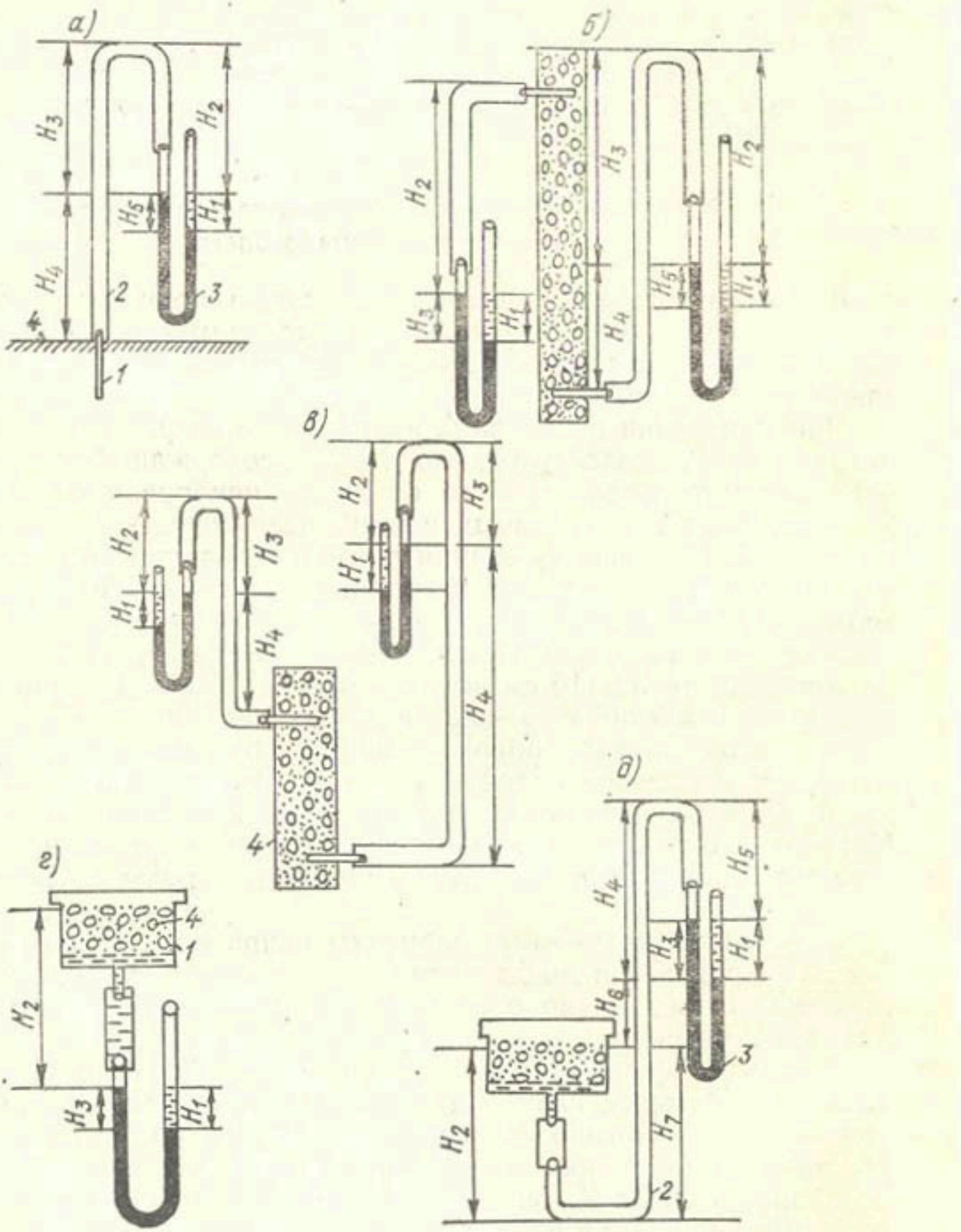


Рис. 2.6. Схемы расположения основных частей тензиометров (*а—в*) и капилляриметров (*г, д*) для обоснования поправок к их показаниям.

1 — пористый фильтр тензиометра и пористая пластина капилляриметра, *2* — корпус, *3* — ртутный манометр, *4* — почва или образец почвы.

В полевых или лабораторных условиях тензиометры могут быть установлены на различной высоте колонны, а ртутные манометры — на разной высоте по отношению к датчикам и колонне (рис. 2.6 *в*). Если датчик тензиометра расположен в верхней части колонны, слой воды H_4 действует в направлении $P_к$, а слои воды H_2 и H_3 взаимно уравновешивают друг друга. Отсюда потенциал определяется по уравнению (2.1). Аналогичная ситуация создается и при установке датчика в нижнюю часть колонны, а манометра — в верхнюю; разница заключается лишь в абсолютных значениях

$$H_3 = H_2 + H_4.$$

Для капилляриметров характер поправок несколько иной по сравнению с тензиометрами. В варианте, показанном на рис. 2.6 *г*, манометр расположен ниже по отношению к пористой пластине с почвенным образцом. Слой воды H_2 действует в противоположном приложенному разрежению направлении (движению ртути), поэтому поправку следует прибавлять к показанию манометра, т. е.

$$P_к = H_3 + H_2. \tag{2.2}$$

В варианте, приведенном на рис. 2.6 *д*, манометр и образец расположены на одном уровне. Здесь H_2 и H_7, а также H_4 и $(H_5 + H_1)$ попарно равны между собой. Слой воды H_6 действует по направлению приложенного разрежения, следовательно, его надо отнять от показаний манометра. Отсюда

$$P_к = H_3 - H_6. \tag{2.3}$$

Анализ поправок к показаниям тензиометров применим, однако, только для условий, когда градиент потенциала (разрежение) направлен из почвы в тензиометр, т. е. когда движение воды осуществляется из тензиометра в почву. В природных условиях, характеризуемых поливами или выпадением осадков, направление градиента потенциала сменяется на обратное. В связи с этим направление движения влаги будет обратное — из почвы в тензиометр. В подобных случаях для всех рассмотренных выше вариантов установки тензиометров поправка H_4 имеет положительное значение и ее необходимо прибавлять к показанию манометра (поскольку давление слоя воды направлено против градиента потенциала). Отсюда

$$P_к = H_5 + H_4. \tag{2.4}$$

Что же касается капилляриметров, то поскольку в принудительных условиях градиент потенциала (разрежение) всегда направлен из почвы к манометру, характер поправок и формулы для расчета $P_к$ сохраняются во всех случаях в том же виде, как они описаны.

Из изложенного вытекает, что при измерении $P_к$ тензиометрами с ртутными манометрами (то же самое и со спиртовыми, водными), помимо манометрической разности, необходимо про-

водить измерения и водных составляющих (поправок). В ряде случаев, как, например, при использовании тензиометров в лизиметрах [108], водных составляющих потенциала значительно больше, чем в рассмотренных вариантах (рис. 2.6). Частые измерения потенциала на большом количестве тензиометров значительно усложняют процесс эксплуатации приборов, требуют соответствующих затрат средств и времени на их обслуживание. Для облегчения процедуры замеров автором предложен унифицированный метод расчета $P_к$ [92]. Рассмотрим этот метод с использованием информации, взятой с рис. 2.7.

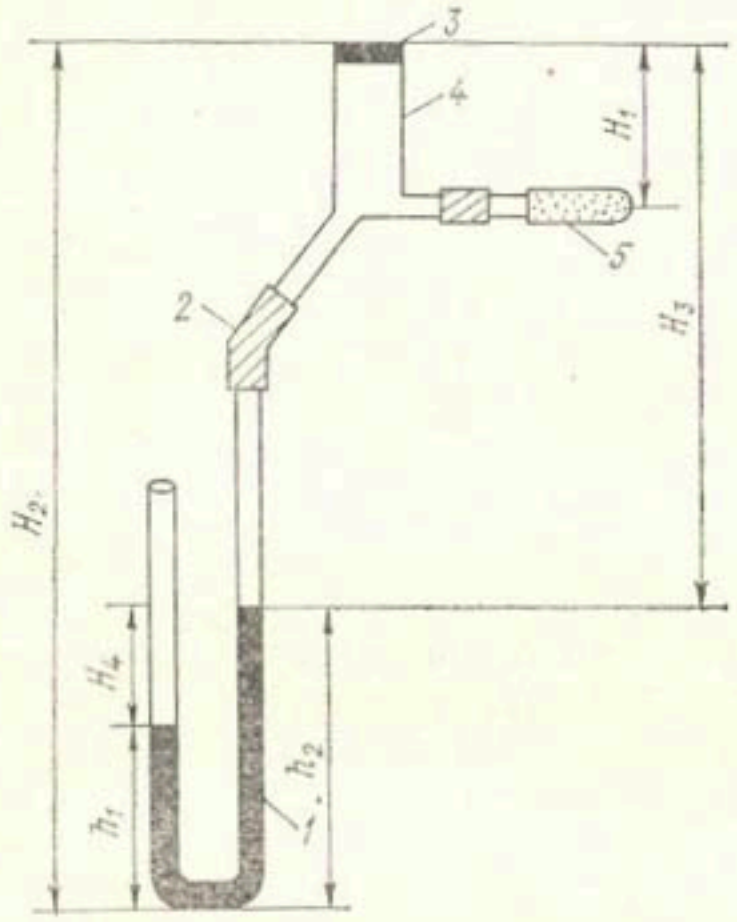


Рис. 2.7. Схема лабораторной модели тензиометра.

1 — ртутный манометр, *2* — воздухоуловитель, *3* — пробка, *4* — вакуумный шланг, *5* — пористый датчик.

Введем обозначения: H_2 — общая высота тензиометра, H_1 — расстояние от пробки воздухоулавливателя до рабочего датчика, H_3 — расстояние до рабочего колена манометра, h_1 — хо-

лостое колено манометра. Принимая H_2 за постоянную исходную величину, допускаем что ее изменение во времени связано лишь с изменением h_1 и H_3. За исходный нуль манометра, от которого отсчитывают манометрическую разность, принята линия, проходящая по касательной в точке изгиба V-образного манометра. С учетом принятых допущений формула расчета $P_к$ примет следующий вид:

$$P_к = h_2 - h_1 + (H_3 - H_1) : 13{,}6, \qquad (2.5)$$

где 13,6 — относительная плотность ртути. В выражении (2.5) H_3 может быть представлена как $H_3 = H_2 - H_1$, тогда уравнение (2.5) примет вид

$$P_к = h_2 - h_1 + (H_3 - H_1 - h_2) : 13{,}6. \qquad (2.6)$$

Поскольку линейное расширение ртути незначительно ($0{,}6 \times \times 10^{-3}$ град$^{-1}$), то им можно пренебречь. Поэтому показания манометра представляется возможным снимать только с одного колена, например правого. Выразим показания левого колена через сумму высот ртутных столбов обоих колен как

$$L = h_1 + h_2. \qquad (2.7)$$

Подставив выражение для h_1 (из 2.7) в уравнение (2.6), получим

$$P_к = h_2 - (L - h_2) + (H_3 - h_2 - H_1) : 13{,}6 =$$

$$= h_2 - L + h_2 + (H_3 - h_2 - H_1) : 13{,}6. \qquad (2.8)$$

Выполнив необходимые преобразования уравнения (2.8), получим окончательное выражение для расчета потенциала влаги:

$$P_к = 2h_2 - (h_2 : 13{,}6) + [(H_3 - H_1) : 13{,}6] - L =$$

$$= [(27{,}2\, h_2 - h_2) : 13{,}6] + [(H_2 - H_1) : 13{,}6] =$$

$$= 1{,}93h_2 + (H_2 - H_1) : 13{,}6 - L. \qquad (2.9)$$

Обозначив выражение $[(H_2 - H_1) : 13{,}6] - L$ через C, получим

$$P_к = 1{,}93h_2 + C. \qquad (2.10)$$

Из уравнения (2.10) следует, что подъем ртути в правом колене манометра на 1 мм влечет за собой увеличение $P_к$ на 1,93 мм (C — постоянная величина). Предложенный метод $P_к$ при ограниченных измерениях водных составляющих позволяет использовать специальную линейку, выполненную по типу логарифмической. Подробное описание линейки и расчеты значений C приведены в работе [92].

2.1.5. Пределы и достоверность измерения потенциала влаги и влажности почвы тензиометрами

Поскольку тензиометры «работают» на вакуумном принципе, является очевидным, что нижний предел работы тензиометра ограничивается 1 атм. Однако практически этот предел несколько меньше и соответствует давлению барботирования, которое находится в интервале —80... —85 кПа при условии, если размер максимальных пор не крупнее 1—1,3 мкм. Влажность почвы, которую можно измерить с помощью тензиометра, находится в интервале от *ПВ* до 0,6—0,5 *НВ*.

Надежность и достоверность измерения $P_к$ и влажности почвы тензиометрами зависят от нескольких факторов: качества контакта датчика с почвой, наличия или отсутствия водно-растворимых солей, влияния температуры и плотности почвы, гранулометрического состава и других свойств почвы. Многие факторы внешней среды в той или иной степени рассмотрены в последующих главах. Здесь же остановимся лишь на инерционности и длительности установления равновесия в системе почва — тензиометр.

От инерционности зависит скорость реакции (сработки) тензиометра при поливах и осадках [327], а время установления равновесия существенно влияет на точность определения $P_к$ и W. Инерционность тензиометра определяется размерами пор керамического датчика, количеством поливной или дождевой воды, по-

ступившей на глубину расположения датчика в почве, и гидрофизическими свойствами последней, влияющими на плотность потока влаги. В связи с этим однозначно оценить интерционность тензиометра не представляется возможным. Практика применения тензиометров в условиях орошения показала, что при достаточно обильном поливе почвы с удовлетворительными фильтрационными свойствами инерционность незначительная. Повышение потенциала влаги с —85 до —10 кПа при достаточном количестве поступившей в слой расположения датчика воды происходит довольно быстро, в течение 20—30 мин. Однако быстрый сброс разрежения в тензиометре еще не означает, что в системе почва — тензиометр наступает равновесие и $P_к$ по значению соответствует потенциалу влаги в тензиометре. Дело в том, что гравитационно-стекающая вода быстро «всасывается» тензиометром, тогда как почва, окружающая датчик прибора, еще не успевает увлажниться до такого же значения потенциала, какой имеет в этот момент вода тензиометра [77].

А. Клют и В. Гарднер [230] предложили уравнение для расчета длительности процесса уравновешивания тензиометров. При влажности почвы, когда ее влагопроводность выше влагопроводности стенок керамического датчика, передвижение влаги в системе почва — тензиометр описывается уравнением

$$dg/dt = K(P_п - P_т), \tag{2.11}$$

где dg — количество воды, прошедшей за период t; K — влагопроводность стенок датчика; $P_п$ и $P_т$ — соответственно потенциал влаги в почве и тензиометре. Уравнение (2.11) можно привести к более удобному виду

$$\ln(P_п - P_т) = t/T + C, \tag{2.12}$$

где $P_т$ — потенциал влаги в тензиометре к моменту начала опыта; T — инерционность тензиометра, равная $1/KS$ (S — чувствительность манометра); C — константа интегрирования.

При низком содержании влаги, когда влагопроводность почвы становится значительно ниже влагопроводности стенок керамического датчика, можно использовать другую формулу этих же авторов

$$\frac{P_т - P_п}{P_i - P_п} = \frac{1}{4л\, K_п SLT}, \tag{2.13}$$

где P_i — потенциал влаги в тензиометре к началу процесса уравновешивания; $K_п$ — коэффициент влагопроводности почвы (считается постоянным в данном интервале времени); L — длина тензиометра: остальные обозначения те же, что и в уравнениях (2.11) и (2.12).

Равновесие в системе почва—тензиометр является одним из наиболее важных условий достоверного определения $P_к$, $ОГХ$ и $K_п$. Если показания тензиометров снимают до установленного

равновесия, то это может привести к значительным ошибкам при расчете влажности. По данным Топпа [325], значение влажности, соответствующее заданному или постоянному значению потенциала, в неравновесных условиях выше по сравнению с равновесными. Причина этого, по мнению автора работы [325], заключается во временной изоляции поровой влаги в нестационарных условиях (длительность изоляции зависит от кривизны стыковых манжет и скорости дренирования), а также в накоплении поверхностно-активных веществ на внутренней поверхности раздела фаз. Д. Шмайлз и др. [296] изучали зависимость $P_к(W)$ для статических и динамических условий в горизонтальной колонне при впитывании и дренировании воды. Они установили, что в нестационарных условиях функция $P_к(W)$ относится к различным скоростям изменения влажности потенциала, зависящим от того, на каком расстоянии от источника воды проводятся измерения.

Учитывая, что зависимость потенциала от влажности характеризуется степенной функцией, можно полагать, что при заданном значении влажности значение потенциала в динамических условиях тем выше, чем выше скорость потока влаги. Подтверждение этому находим в работах [12, 302], из которых следует, что динамические зависимости $P_к(W)$ не совпадают со статическими для кварцевого песка [12], причем различия возрастают с увеличением скорости течения жидкости. Наиболее вероятной причиной расхождения функций $P_к(W)$ является увеличение краевого угла смачивания при повышении скорости потока влаги в образце. Динамические краевые углы смачивания [12] больше статистических и увеличиваются при росте скорости течения влаги через испаряющую поверхность почвы.

Таким образом, краткое рассмотрение вопросов инерционности и равновесия в системе почва—тензиометр свидетельствует о том, что достоверность тензиометрической информации во многом зависит от разработанности методики их использования. Именно поэтому мы и уделяем вопросам методики весьма значительное внимание.

2.1.6. Методы определения потенциала влаги в капиллярной кайме и грунтовых водах и уровня грунтовых вод тензиометрами

Измерение потенциала влаги в капиллярной кайме (*КК*) и грунтовых водах (*ГВ*) имеет свою специфику и особенности, обусловливающие необходимость специального рассмотрения методики расчета потенциала. Одновременно с этим представляется целесообразным затронуть вопрос об использовании тензиометров для изучения динамики грунтовых вод. Последнее тем более необходимо, что этот вопрос является в сущности не исследованным, а параллельная информация о $P_к$ в зоне аэрации и об уровне грунтовых вод (*УГВ*), полученная одним и тем же методом, представляется весьма ценной.

В условиях заметного водного дефицита почвенной влаги манометрическая разность (показания тензиометров) всегда по абсолютному значению превышает значение поправки. В капиллярной кайме, особенно в ее средней и нижней частях, манометрическая разность невелика и нередко значительно меньше поправки. Поэтому при расчете потенциала описанным выше методом он получается положительным в отличие от $P_к$ в ненасыщенной зоне почвы, где он всегда меньше нуля (т. е. отрицательный). Физическая сущность предложенного метода определения потенциала в *КК* и *ГВ* иллюстрируется рис. 2.8 и сводится к следующему.

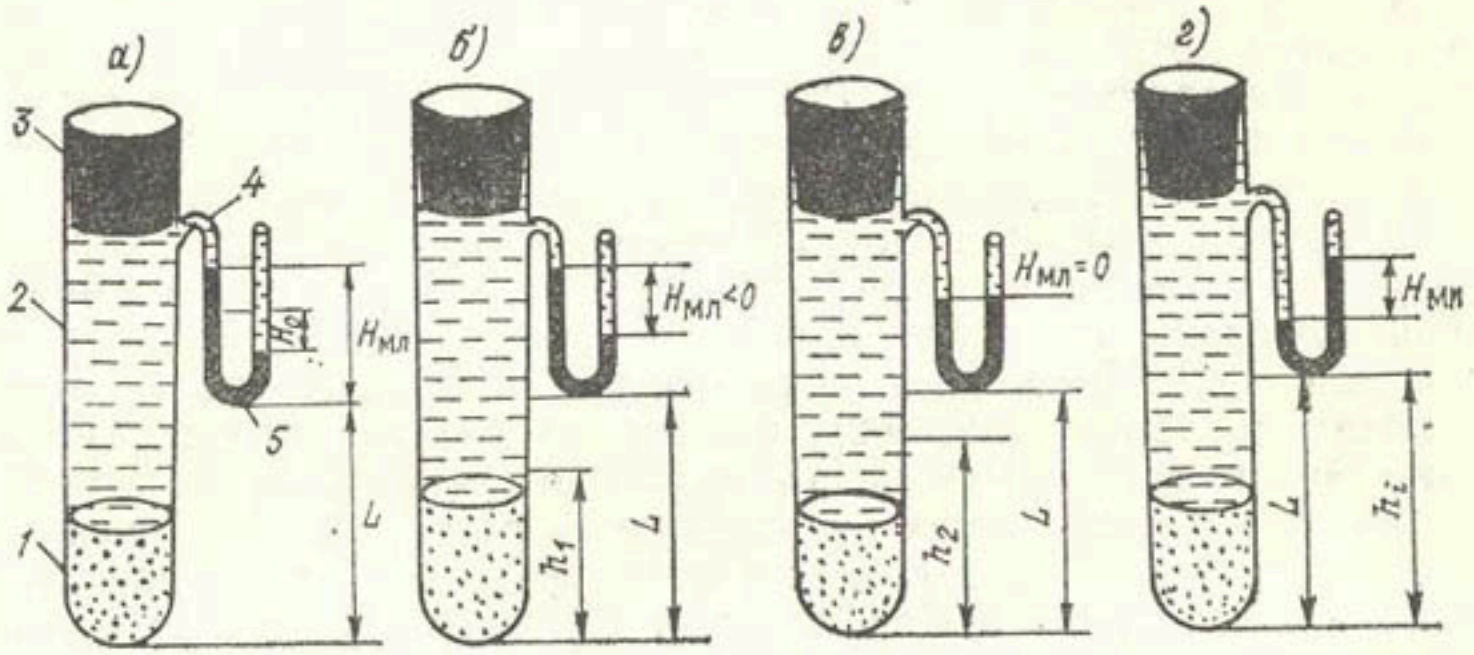


Рис. 2.8. Схема установки тензиометров в грунтовые воды и соотношение манометрических разностей ($H_{мл}$ и $H_{мп}$) и гидростатической поправки (H_0).
1 — датчик, *2* — корпус, *3* — пробка, *4* — ртутный манометр, *5* — поверхность почвы; L — глубина установки тензиометра в почву; h_1, h_2, h_i — УГВ от поверхности почвы.

По мере увеличения содержания влаги в слое установки датчика тензиометра потенциал возрастает и при влажности, равной *ПВ*, приближается к нулю (в ненабухающей незасоленной почве). Однако показания тензиометра в этот момент будут бульше нуля и соответствуют высоте слоя воды в тензиометре. В дальнейшем, например, при поднятии грунтовых вод на уровень расположения датчика, и особенно при установлении *УГВ* выше датчика, показания тензиометра продолжают уменьшаться за счет «сработки» поправки, т. е. той части манометрической разности, которая обусловлена давлением воды в тензиометре (рис. 2.8 *б*). Отсюда следует, что нулевое показание тензиометра (полная «сработка» поправки) наступит тогда, когда высота слоя воды над датчиком тензиометра станет равной высоте слоя воды в тензиометре (рис. 2.8 *в*). При дальнейшем повышении *УГВ* манометрическая разность будет представлять собой уже разность между уровнем ртути в «холостом» и рабочем коленах манометра (рис. 2.8 *г*). Подчеркнем, что в ненасыщенной почве манометрическая разность определяется наборот: уровень ртути в рабочем колене минус уровень ртути в «холостом» колене манометра. Манометрическая

разность для ненасыщенной почвы (надкапиллярая зона) обозначена на рис. 2.8 *а—в* как $H_{мл}$, а для условий *ГВ* — как $H_{мп}$ (рис. 2.8 *г*).

В соответствии с изложенными представлениями методика расчета потенциала и уровня грунтовых вод определяется соотношением абсолютных значений манометрической разности ($H_{мл}$ или $H_{мп}$) и поправки H_0. Из сказанного вытекает также важное след-

Таблица 2.5

Расчет потенциала влаги и *УГВ* по показаниям тензиометров

Вариант расчета	Соотношение манометрической разности и поправки	
	$H_{мл} > H_0$	$H_{мл} = H_0$
Уравнение для $P_к$	$P_к = -(H_{мл} - H_0)$	$P_к = 0$
Уравнение для *УГВ*	$L + P_к$	L

Вариант расчета	Соотношение манометрической разности и поправки		
	$H_{мл} < H_0$	$H_{мл} = 0$ $H_{мп} = 0$	$H_{мп} > 0$
Уравнение для $P_к$	$P_к = +(H_0 - H_{мл})$	$P_к = +H_0$	$P_к = +(H_0 + H_{мл})$
Уравнение для *УГВ*	$L - P_к$	$L - P_к$	$L - P_к$

ствие, определяющее положение нуля тензиометра. Нередко за нуль принимают равновесное положение ртути в левом и правом коленах манометра. На самом деле за рабочий нуль манометра следует принимать такое положение ртути в его коленах, разница уровней которых была бы равной поправке, т. е. высоте слоя воды в тензиометре. Методика расчета потенциала влаги и *УГВ* иллюстрируется табл. 2.5.

В соответствии с данными табл. 2.5 для условий ненасыщенной (надкапиллярной) зоны манометрическая разность больше поправки, расчет потенциала и *УГВ* проводится по уравнениям:

$$P_к = -(H_{мл} - H_0), \tag{2.14}$$

$$УГВ = L + P_к. \tag{2.15}$$

В тех случаях, когда *ГВ* находятся на уровне нижней части датчика тензиометра ($H_{мл} = H_0$), показания последнего соответствуют поправке, потенциал равен 0, т. е.

$$P_к = 0, \tag{2.16}$$

$$УГВ = L. \tag{2.17}$$

При повышении *ГВ* до h_1 (рис. 2.8 *б*) положительная манометрическая разность меньше поправки, а $P_к$ определяется как

$$P_к = +(H_0 - H_{мл}), \tag{2.18}$$

$$УГВ = L - P_к. \tag{2.19}$$

При поднятии *ГВ* на высоту, равную H_0 (рис. 2.8 *в*), манометрические разности равны нулю, т. е. $H_{мл} = 0$ и $H_{мп} = 0$. В этом случае

$$P_к = +H_0, \tag{2.20}$$

$$УГВ = L - P_к. \tag{2.21}$$

При дальнейшем повышении *УГВ* ($УГВ > H_0$) положительная манометрическая разность будет больше 0 и отражается в «холостом» правом колене манометра ($H_{мп}$). В этом случае потенциал влаги определяется по уравнению

$$P_к = +(H_0 + H_{мп}), \tag{2.22}$$

$$УГВ = L - P_к. \tag{2.23}$$

В соответствии с рис. 2.8 и табл. 2.5 все другие возможные положения *ГВ* находятся между уровнями, определяемыми h_1 и h_i, а их расчеты, так же как и расчеты $P_к$, описываются уравнениями (2.15)—(2.24). Очвидно, что когда сумма потенциала и поправки станет равной L, то *УГВ* «выйдет» на поверхность. Однако измерение $P_к$ и *УГВ* тензиометрами, оснащенными вакуумметрами, в тех случаях, когда положительное значение потенциала приближается к значению поправки, не представляется возможным. Это связано с тем, что высота слоя воды в тензиометре, а отсюда и гидростатическая поправка, больше глубины установки тензиометра. В таком случае измерения потенциала и *УГВ* теряют физический смысл, ибо их значения оказываются больше высоты промоченного слоя почвы (больше глубины установки тензиометров). При использовании тензиометров с ртутными манометрами часть водного слоя в корпусе прибора компенсируется слоем воды в рабочем колене манометра.

В методическом и прикладном отношениях важным является также решение вопроса о том, с какой именно отметки датчика начинается проявление (воздействие) *ГВ* на потенциал: с самой нижней части, с середины или только в условиях его полного затопления? Для решения этого вопроса, а также для проверки приведенных выше уравнений тензиометры помещали в резурвуар с водой на разные отметки его датчка. Результаты этих исследований приведены в табл. 2.6.

Из анализа данных табл. 2.6 следует: в тех случаях, когда датчик лишь соприкасается с водой, тензиометры показывают

отрицательное значение; иначе говоря, на показания тензиометров воздействуют одновременно и грунтовые воды, стремящиеся привести потенциал воды в тенизометре к нулю, и испарение влаги с поверхности датчика в атмосферу, обусловливающее отрицательное значение $P_к$. Очевидно, что последнее воздействие благодаря большей испаряющей поверхности датчика, находящегося в воздухе (по сравнению с той его частью, которая находится в воде), выше влияния *ГВ*. Также очевидно, что если бы тензиометр в аналогичных условиях находился в *КК*, то потенциал влаги был бы равен нулю. При погружении датчика тензиометра на половину

Таблица 2.6

Показания тензиометров (см вод. ст.) при установке их в воду

Тензиометр	Глубина погружения датчика в воду с учетом его высоты, см					
	0	3,5	7	17	27	37
1-й	—8,2	+4,2	+6,8	+12,0	+23,0	+34,0
2-й	—8,2	+2,7	+6,8	+15,0	+24,0	+36,0
3-й	—8,2	+2,7	+6,8	+15,0	+25,0	+36,0
$\overline{P}_к$	—8,2	+3,2	+6,8	+14,0	+24,0	+34,7

и на полную его высоту (графы 3 и 4 табл. 2.6) показания тензиометров практически совпадают со значением высоты слоя воды. То же самое можно сказать и о вариантах, когда слой воды составлял 17, 27 и 37 см (с учетом высоты датчика). Максимальное расхождение показаний тензиометров со значением уровня воды не превышает 1,3 см вод. ст. Отсюда следует, что при расчете поправки ($-H_0$) необходимо учитывать и высоту датчика. Отражение высоты слоя воды, расположенной в пределах установки датчика тензиометра, в его показаниях характеризуется высокой точностью.

Следующий этап проверки предложенного метода проводили в специальной лизиметрической установке, схема которой представлена на рис. 2.9. Установка представляет собой металлическую емкость, покрытую с внутренней и внешней сторон изоляционным материалом (гудроном). Емкость была заполнена аллювиальной луговой суглинистой почвой (Московская обл.) слоем 0—60 см. В нижней части установки размещалась песчано-гравийная засыпка для *ГВ*, уровень которых поддерживался на разных отметках почвенного профиля путем вертикального перемещения тарированной бутылки, закрепленной на держателе. Компенсация потерь воды из *ГВ* на испарение осуществлялась автоматически за счет градиента потенциала влаги в системе атмосфера—зона аэрации—грунтовые воды. Вода из тарированной бутыли *10* поступала в грунтовые воды по шлангу *9*, имеющему перфорацию в той

части, которая расположена в зоне *ГВ*. Результаты длительных исследований представлены в табл. 2.7.

В соответствии со схемой рис. 2.9 в равновесных условиях были смоделированы четыре варианта *УГВ*. При этом тензиометры в течение опыта постоянно находились на разных уровнях от поверхности. Полученные данные свидетельствуют о том, что во всех

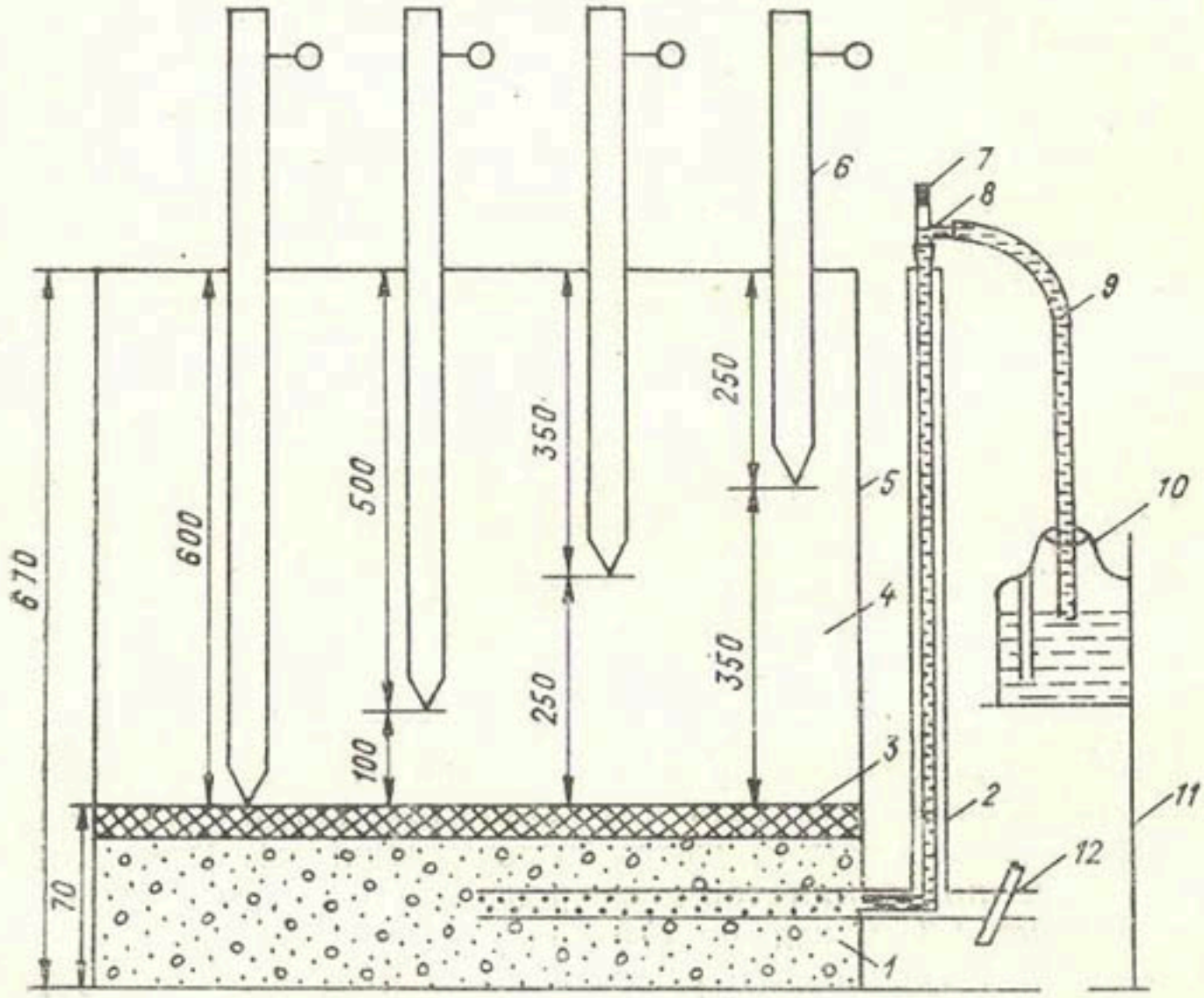


Рис. 2.9. Схема устройства для изучения капиллярных явлений почвенной влаги.

1 — дренажная засыпка, *2* — пьезометр, *3* — фильтр, *4* — почва, *5* — металлическая емкость высотой 670 мм и диаметром 600 мм, *6* — тензиометр, *7* — пробка, *8* — тройник, *9* — шланг, *10* — тарированная бутыль с водой, *11* — подставка, *12* — кран пьезометра.

вариантах и в подвариантах (по *УГВ*) с учетом глубины установки датчика тензиометров показания последних довольно точно отражают изменение *УГВ*. Единичные отклонения значений последних и показаний тензиометров не выходят за пределы 2,2—2,7 см вод. ст., большинство же их находится в интервале 0—1,7 см вод. ст. Учитывая, что точность измерения потенциала влаги тензиометрами с ртутными манометрами не превышает 1—2 мм рт. ст. (1,4—2,7 см вод. ст.), можно признать, что отклонения находятся в пределах точности измерения. По данным этих иссле-

Таблица 2.7

Соотношение показаний тензиометров и *УГВ* в равновесных условиях

Вариант опыта	*УГВ*, см от поверхности	Слой воды над датчиком (*H*), см	$P_к$ см вод. ст	Расхождение между $P_к$ и *H*, см вод. ст.
1-й	57	+3,0	+1,4	1,6
		+13,0	—10,9	2,1
		—22,0	—21,8	0,2
		—32,0	—29,9	2,1
2-й	50	+10,0	+12,2	2,2
		0,0	0,0	0,0
		—15,0	—15,0	0,0
		—25,0	—24,5	0,5
3-й	34	—26,0	+28,6	2,6
		+16,0	+13,6	2,4
		+1,0	+1,4	0,4
		—11,0	—12,2	1,2
4-й	25	+35,0	+36,7	1,7
		+25,0	+24,5	0,5
		+10,0	+10,9	0,9
		0,0	—2,0	2,0

дований, используя уравнения (2.15)—(2.24), произведены расчеты *УГВ* (табл. 2.8).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что схождение расчетных и заданных значений *УГВ* вполне удовлетворительное. Проверка предложенного метода проводилась и в поле, в условиях близкого от поверхности залегания грунтовых вод (табл. 2.9). Анализ этих данных показывает, что в условиях плавного, медленного изменения *УГВ* применение метода является вполне целесообразным. В условиях быстрого поднятия и спада *ГВ* расхождения между расчетными и измеренными (по скважине) *УГВ* могут быть значительными. Причины этого явления рассмотрены в главе 4.

Таблица 2.8

Расчет *УГВ* по показаниям тензиометров (Т.1—Т.4) в контролируемых условиях

Заданный *УГВ*, см	$P_к$ см вод. ст.				*УГВ* см			
	Т.1	Т.2	Т.3	Т.4	Т.1	Т.2	Т.3	Т.4
50	+12,2	0,0	—15,0	—24,5	47,8	50,0	50,0	49,5
34	+28,6	+13,6	+1,4	—12,2	31,4	36,4	33,6	37,2
25	+36,7	+24,5	+10,9	—2,0	23,3	25,5	24,1	27,0

Таблица 2.9

Значения *УГВ*, измеренные по скважинам и рассчитанные по показаниям ($P_м$) тензиометров

Дата наблюдения	*УГВ* см (по скважине)	$P_м$ см вод. ст.	$P_к$ см вод. ст.	*УГВ* см ($по + P_к$)
		Площадка „Дренаж 1“		
27.05.82	151	—177	+3	147
9.06.82	152	—185	—5	155
10.06.82	156	—188	—8	158
14.06.82	155	—182	—2	152
23.06.82	153	—190	—10	160
1.07.82	117	—139	+41	109
7.07.82	102	—127	+53	97
9.07.82	112	—143	+37	113
13.07.82	127	—156	+24	126
15.07.82	131	—159	+21	129
19.07.82	130	—109	+11	139
28.07.82	142	—178	+2	148
5.08.82	149	—182	—2	150
11.08.82	150	—180	0	150
13.08.82	153	—185	—5	155
19.08.82	156	—192	—12	162
17.09.82	156	—196	—16	166
23.09.82	167	—207	—27	177

Примечание. Глубина установки тензиометров $L = 150$ см; поправка $H_0 = 180$ см вод. ст.

2.1.7. Использование тензиометров для отбора проб почвенного раствора

Рассмотрим кратко и в самой общей форме приложимость тензиометров к гидрохимическим исследованиям. Суть проблемы заключается в следующем.

В настоящее время при почвенно-агрофизических обследованиях сельскохозяйственных угодий и при исследованиях, связанных с установлением уровней минерального питания растений, используются данные о содержании химических элементов в почве, полученные в основном методами химического анализа проб, предварительно отобранных из различных горизонтов почвы и соответствующим образом подготовленных к химическому анализу. К существенным (по степени воздействия) элементам подготовки почвенных образцов к химическому анализу относятся высушивание и растирание до порошкообразного состояния, экстракция их химическими реагентами (кислотами, щелочами) и получение вытяжек. Однако содержание химических элементов в вытяжках отнюдь не соответствует их содержанию в природных почвенных растворах, поскольку в результате воздействия на пробы почв сильнодействующих реагентов в вытяжку переходят и прочносвязанные химические элементы. В связи с этим представления о наличии

в почвах в доступных формах тех или иных запасов элементов питания растений не соответствует действительности. Отсюда возникает необходимость в получении информации о содержании химических элементов (особенно в доступных для растений формах) непосредственно в почвенном растворе и в динамике.

Оптимальный метод отбора проб почвенного раствора основан на вакуумировании и может быть реализован приборами тензиометрического типа. При установлении тензиометров в не полностью насыщенную водой почву последний отдает в нее часть воды, содержащейся в его корпусе, в результате чего в приборе создается разрежение, являющееся мерой (эквивалентом) потенциала почвенной влаги. В принудительных условиях, когда в тензиометре создают (с помощью форвакуумного насоса или насоса Комовского) определенное разрежение, численно равное потенциалу почвенной влаги, вода из почвы поступает в тензиометр, а из последнего — в тарированную емкость, подсоединенную к тензиометру до тех пор, пока не наступит равновесие в системе почва—тензиометр, характеризующееся равенством потенциалов почвенной влаги и воды тензиометра, находящейся под созданным в нем разрежением.

Интервал времени, в течение которого интенсивность потока влаги из почвы в тензиометр резко падает, соответствует времени, необходимому для дренирования прилегающей к датчику тензиометра зоны почвы. Каковы размеры этого слоя почвы — это один из методических вопросов, подлежащих изучению в первую очередь.

Среди других первоочередных задач следует указать на необходимость выяснения сопоставимости концентраций различных химических веществ в пробах, отобранных с различным интервалом времени (экспозицией) на одних и тех же глубинах почвы; на выявление оптимальных значений влажности почвы и интервалов потенциала, при которых целесообразно проводить отбор проб почвенного раствора, и на ряд других вопросов использования вакуумных пробоотборников, указанных ниже.

Использование тензиометров в гидрохимии почв (область приложения получаемой данным методом информации) основано только лишь на физическом воздействии на систему почва—поровый раствор. Благодаря этому почвенный раствор не претерпевает каких-либо заметных изменений в качественном и количественном составе. Тензиометр, используемый в качестве вакуумного пробоотборника, позволяет не только получить практически неизменный раствор, но и получать его в динамике со значительно меньшими затратами времени и средств по сравнению с традиционными методами.

Второй вариант использования тензиометрических устройств состоит в том, что в полость тензиометра вводят электрометрический (для определения суммарного содержания солей) и один или группу ионоселективных датчиков. Преимущества такого комбинированного прибора заключаются в возможности одновременного

определения параметров влагопереноса и подвижных химических элементов. Технологические приемы использования метода в целом следующие. На сельскохозяйственных полях, подлежащих обследованию, выделяют репрезентативную по почвенному и растительному покровам площадку размером от 10 до 30 м². С помощью ручного или механического бура пробуривают скважины на требуемые глубины (например, 10, 30, 50 см от поверхности) и в них устанавливают пробоотборники. Возможные зазоры между внутренней поверхностью скважин и корпусом тензиометра заполняют вынутой из скважин почвой. С помощью насоса Комовского в тензиометре создают разрежение, конкретные значения которого определяют с учетом механического состава почвенного слоя, в котором установлен тензиометр, при этом последний идентифицируется визуально в процессе бурения скважин. В качестве предварительных значений потенциала влаги (интервалов разрежения, создаваемых в тензиометре) можно рекомендовать следующие: —11,5... —20,0 кПа в песчаных, —20... —30 кПа в супесчаных, —30... —50 кПа в легко- и среднесуглинистых и —50... —70 кПа в тяжелосуглинистых почвах. Созданное в тензиометре разрежение обусловит поток почвенного раствора из почвы в тарированную бутыль [92]. После того как объем собранного в бутыли раствора станет равным объему воды, содержащейся в тензиометре, раствор следует удалить из бутыли, а для анализа использовать последующие порции. В соответствии с этим каждые последующие измерения электрических параметров (электросопротивление, электропроводимость) раствора проводятся в «свежих» его порциях, а при отсутствии электрометрического и ионоселективных датчиков, для химического анализа используют также свежие порции раствора.

Очень важным при использовании керамических фильтров в качестве датчиков вакуумных пробоотборников является выявление величины сорбции химических элементов на внутренних поверхностях порового пространства керамической массы. По некоторым данным [252], сорбция фосфатов, азота и калия уменьшается с уменьшением разрежения в тензиометре и с увеличением количества отобранных проб и возрастает с увеличением времени экстракции. По мнению автора этой работы [252], наиболее оптимальными размерами датчика являются керамические фильтры длиной 60 мм и диаметром 48 мм, имеющие давление барботирования около 2,0 бар и проводимость в среднем около 1,0 мл/ч$^{-1}$ × × см$^{-2}$ × бар$^{-1}$. Интервалы разрежения, используемые ими для различных почвенных смесей, находились в пределах от —0,1 до —0,6 бар.

Вакуумные пробоотборники можно использовать в диапазоне потенциала почвенной влаги от 0 до —0,8 атм (0... —80 кПа), что соответствует содержанию влаги в пределах от *ПВ* до 0,6—0,5 *НВ*, т. е. в интервале оптимального увлажнения почв. Таким образом, в гумидной зоне пробоотборники могут быть использованы практически без ограничения, а в аридной — всюду в орошаемом земледелии и в гидроморфных почвах. В условиях традиционного бо-

гарного земледелия можно без особых затрат проводить автономный полив площадок с установленными на них тензиометрами.

Внедрение вакуумных пробоотборников в практику почвенно-агрохимических и гидрохимических исследований невозможно без основательной разработки методических и технологических вопросов. К ним в первую очередь относятся следующие:

— интервалы увлажнения почвы и интервалы разрежения, при которых в минимальные отрезки времени достигаются оптимальные по объему (для определения различных элементов) пробы раствора;

— длительность вакуумирования и экспозиций, необходимых для получения достаточного для химического анализа объема почвенного раствора;

— объем зоны дренирования почвы при различных продолжительностях вакуумирования;

— длительность восстановления исходного содержания влаги и химических элементов в отдренированной зоне;

— глубина и степень различий в содержании химических веществ в пробах раствора, отобранных в разные по времени периоды вакуумирования, чередующиеся с непродолжительными интервалами экспозиции (в процессе одного непрерывного этапа отбора);

— сравнение химических веществ, содержащихся в пробах почвенного раствора, полученного вакуумированием и в водных вытяжках.

Таким образом, рассмотренный подход при отборе проб почвенного раствора в динамике является весьма перспективным и в значительно большей степени объективно отражает состояние почвенного раствора и доступность для растений составляющих его компонент. Однако он все еще слабо разработан в методическом и технологическом отношении, что затрудняет его использование в прикладных целях. В связи с этим очевидно, что необходимо расширить и ускорить работы по созданию методики и технологии применения вакуумных пробоотборников.

В заключение раздела, посвященного капиллярно-сорбционному потенциалу, кратко остановимся еще на одном методе его определения — на мембранных прессах (интервал измерения 0... $-15 \times \times 10^2$ кПа). Принцип равновесия можно применить и при значительно бо́льших давлениях, чем в тензиометре. В соответствии с этим идея мембранного пресса, или мембранного компрессора [272], состоит в том, чтобы влагу насыщенной почвы привести в равновесие со свободной жидкостью путем повышения давления почвенной влаги до уровня давления свободной воды. В отличие от тензиометра, где почва находится под атмосферным давлением, в камере мембранного пресса она испытывает переменное избыточное давление, а резервуар с водой сообщается с атмосферой. Это достигается путем повышения общего давления газа на влажный образец, который помещают на водонасыщенную пористую мембрану (диаметр максимальных пор не должен превышать

0,1 мкм), контактирующую снизу со свободной водой, находящейся под атмосферным давлением. Влага в системе почва—вода в подмембранной камере движется в направлении более низкого давления. Задавая различные значения давлению (например, 50, 100, 200 кПа и т. д.), следят за кинетикой вытекания воды из образца. В момент наступления равновесия (устанавливается по устойчивому прекращению вытекания воды) определяют влажность почвы в образцах, для чего производят разборку прибора. После взвешивания образцов их опять помещают в камеру, создают в ней новый, более высокий уровень давления газа и процедуру наблюдений повторяют.

Существует много различных конструкций мембранного пресса, методика его использования подробно описана в [26, 34, 65, 121, 125, 272]. Основным существенным недостатком многих конструкций является проникновение воздуха (обычно в небольших количествах) через мембрану, накопление его между нею и почвой, приводящее к разрыву гидравлической связи почвенной влаги с водой резервуара. В связи с этим заслуживает внимания мембранный компрессор конструкции И. И. Судницына [125], в котором почва находится под мембраной или сбоку от нее. Почва прижимается к поверхности пористой мембраны резиновым мешочком. Воздух, просачивающийся через мембрану, свободно поднимается в жидкости и уходит в атмосферу. При этом его накопления около мембраны и разрыв гидравлической связи почвенной влаги со свободной водой резервуара не происходит. Градуированная стеклянная трубка (бюретка) нижним концом соединена с керамическим фильтром, помещенным в образец почвы, а верхним (градуированным) сообщается с атмосферой. Такая конструкция пресса позволяет проводить определение *ОГХ* не разбирая прибора и без взвешивания образцов почв, однако производительность его по сравнению с обычными прессами, значительно ниже.

2.2. Определение полного потенциала почвенной влаги

В настоящем разделе кратко рассмотрены основные методы определения $P_п$ (криоскопический, психрометрический, метод сорбционных гипсовых блоков) и реализующие устройства, позволяющие ислользовать их и в полевых условиях, и в услових, максимально приближенных к природным.

2.2.1. Определение полного потенциала криоскопическим методом

Известно несколько вариантов криоскопического метода [28, 34, 99, 125]. В основе метода лежит зависимость потенциала влаги от температуры замерзания; количественная зависимость этого явления описаны Эдлефсеном и Андерсоном [34].

Варианты криоскопического метода подразделяются на две группы. Первую группу составляют методы, с помощью которых измеряют температуру замерзания ($t_з$) «рыхлосвязанной» влаги. Вторая группа методов основана на измерении количества льда, образовавшегося при заданной отрицательной температуре. Наиболее простыми по технике измерения, быстрыми и оперативными, являются методы первой группы. В различных их вариантах почва, помещаемая в термостат (криоскоп), постепенно охлаждается до тех пор, пока не начинается кристаллизация воды. Процесс сопровождается выделением скрытой теплоты плавления, и охлаждение почвы на некоторое время сменятся разогреванием или, по крайней мере, заметным снижением скорости охлаждения. Максимальная температура, отмечаемая в этот период, принимается за $t_з$.

Этот вариант метода применим в интервале влажности от *НВ* до *ВЗ*, т. е. в пределах содержания продуктивной влаги. По данным автора [76], $P_п$ понижается от —30 до $-20 \cdot 10^2$ кПа, а $t_з$ — от 0,25 до —16 °С. Обычно процедура определения $P_п$ любым из известных вариантов криоскопического метода осуществляется в довольно сложных по устройству криоскопах, оснащенных специальной измерительной аппаратурой, например, дифференциальными термопарами, зеркальным гальванометром и другими, с помощью которых достигается сравнительно высокая точность измерений. Наличие сложной техники не позволяет в то же время использовать криоскопический метод в полевых условиях.

Однако стремление обеспечить высокую точность измерений не всегда определено целевыми задачами. Об этом хорошо сказал А. М. Глобус [37]: «Функции не целесообразно определять точнее, чем это требует не просто данная математическая модель, но и та целевая функция, которая представляет интерес в рассматриваемой задаче». Поэтому при решении многих задач прикладного характера вполне допустимо использовать такие методы и устройства, которые хотя и менее точны, чем лабораторные варианты, но позволяют применять их в полевых условиях. В связи с этим нами осуществлена реализация криоскопического метода с использованием криоскопа, представленного на рис. 2.10. В техническом отношении устройство является предельно простым и надежным в работе. Оно может быть изготовлено в любой лаборатории и использовано в полевых условиях (для этого необходима лишь кристаллизованная углекислота, доставка которой в поле не является проблемой).

Корпус криоскопа *1* представляет собой прямоугольный ящик из оргалита или пластмассы размером $50 \times 50 \times 50$ см. В ящике размещают несколько (два—четыре) литровых мерных цилиндров *3*, пространство между которыми заполняют охлаждающейся смесью (кристаллизованной углекислотой или смесью снега с хлористым натрием). В мерные цилиндры устанавливают в алюминиевых стаканчиках *4* образцы почвы, а по центру образцов — термометр Бекмана, изолированный то почвы «наперстком» из фольги *5*. Благодаря наперстку термометр достаточно прочно за-

крепляется в образце почвы и позволяет извлекать образец вместе с термометром (при смене образцов). Криоскоп закрыт крышкой 7, а пространство между крышкой и термометрами — пробкой 8.

Методика определения $P_п$ заключается в следующем. Образцы почвы массой 15—25 г помещают в алюминиевые стаканчики, насыщают водой до *НВ*, закрывают крышками и устанавливают в термостат-эксикатор для достижения равновесного распределения влаги во всем объеме образца. По истечении 1—2 суток об-

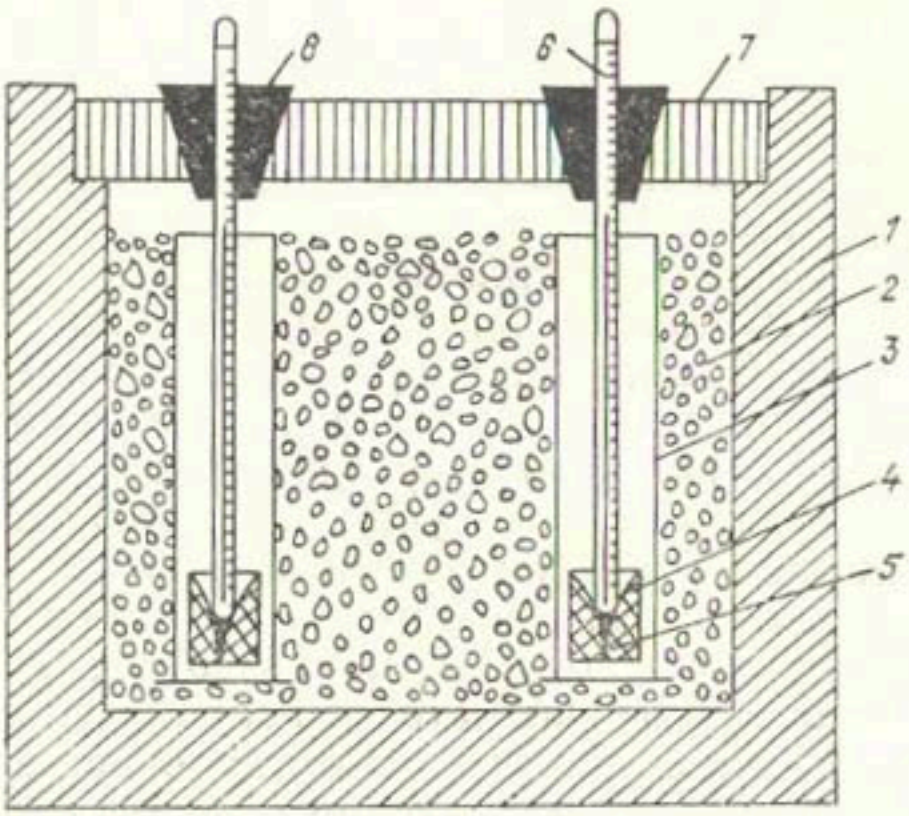


Рис. 2.10. Схема криоскопа.

1 — корпус, *2* — охлаждающая смесь, *3* — стеклянный цилиндр, *4* — бюкса с почвой, *5* — наперсток, *6* — термометр Бекмана, *7* — крышка, *8* — пробка.

разцы извлекают из термостата, в них с помощью наперстка внедряют термометры Бекмана и все это вместе устанавливают в подготовленный заранее криоскоп. Понижение температуры наблюдается до начала кристаллизации влаги, сопровождаемой выделением теплоты кристаллизации. Благодаря этому температура временно повышается до определенного максимума, который, как правило, держится не более 1—3 мин. Затем начальная кристаллизация сменяется устойчивым понижением температуры. Для определения $P_п$ достаточно знать две экспериментальные точки температурной кривой: нулевую — точку начальной кристаллизации дистиллированной воды — и точку кристаллизации почвенной влаги в образце, соответствующую температурному максимуму при временном повышении $t_п$.

В тех случаях, когда температурная кривая не имеет четко выраженного плато, характеризующего период окончания начальной кристаллизации и начало процесса ледообразования, можно использовать способ, предложенный А. Д. Ворониным и В. Д. Скалабаном [28]. По данному способу точку кристаллизации находят

графически как точку пересечения той части температурной кривой, которая соответствует началу кристаллизации почвенной влаги, и касательной, проведенной перпендикулярно к ординате. Значение потенциала определяют по разности этих двух точек. При расчете можно использовать формулу И. И. Судницына [125], которая после соответствующих преобразований, сводится к соотношению: 0,08 °С = —1 атм (—100 кПа). Иными словами, понижение температуры на 0,08 °С соответствует понижению полного потенциала влаги на —100 кПа.

Измерив описанным способом полный потенциал при заданном содержании влаги, образцы оттанивают при комнатной температуре, помещают в эксикатор с прокаленным хлористым кальцием. При достижении нужного содержания влаги в образцах, последние помещают на 1—2 суток в термостат-эксикатор для обеспечения в них равновесного распределения влаги. По истечении указанного времени образцы опять помещают в криоскоп и проводят повторные определения $P_п$ при меньшей влажности описанным выше способом. Интервал потенциала, который можно измерить этим методом, находится в пределах $-1 \cdot 10^2$ кПа для незасоленных и от $-1 \cdot 10^2$ до $25 \cdot 10^2$ кПа для засоленных почв.

2.2.2. Определение полного потенциала психрометрическим методом

В основе метода лежит зависимость между потенциалом влаги и упругостью водяного пара. Интенсивное испарение с влажной поверхности тем выше, чем ниже относительная влажность воздуха, а охлаждение испаряющей поверхности тем сильнее, чем интенсивнее испарение. Известно [77, 125], что наиболее важным и интересным интервалом потенциала является интервал $P_п = 0 \ldots -50 \cdot 10^2$ кПа, охватывающий область доступной для растений влаги. В этом диапазоне $P_п$ относительная упругость водяного пара изменяется от 1,0 до 0,96 (100—96 %). Отсюда следует, что изменение потенциала на —100 кПа соответствует изменению относительной упругости пара примерно на 0,0007 или на 0,07 %. Обеспечить такую точность измерения технически довольно трудно.

К настоящему времени известны уже многие психрометрические устройства [26, 34, 125, 165, 270]. Психрометрическое устройство Ричардса и Огаты [275] представляет собой прецезионный термостат, в котором t поддерживается с точностью до 0,001 °С, ЭДС определяется с помощью дифференциальной термопары, а увлажнение одного из спаев термопары осуществляется за счет эффекта Пельтье [34]. В психрометрическом устройстве И. И Судницына и В. Д. Скалабана [28] используются комбинированный термостат ТС-24 и микротермостат, представляющий собой эбонитовый стакан, установленный внутри ТС-24. Точность термостатирования составляет 0,005 °С. Увлажнение одного из спаев термопары осуществляется в капсуле, закрытой кружком восковой бумаги. Наи-

более совершенным и точным, по-видимому, является микропсихрометрическое устройство А. М. Глобуса [34, 36].

Значительные сложности, обусловленные необходимостью создания чувствительной измерительной аппаратуры и поддержания температуры в рабочем объеме с высокой точностью, ограничивают возможности применения психрометров в полевых условиях. Поэтому первоначально он использовался преимущественно в лабораторных исследованиях. Однако введение ряда упрощающих рационализаций позволяет применять этот метод и в поле. Об этом

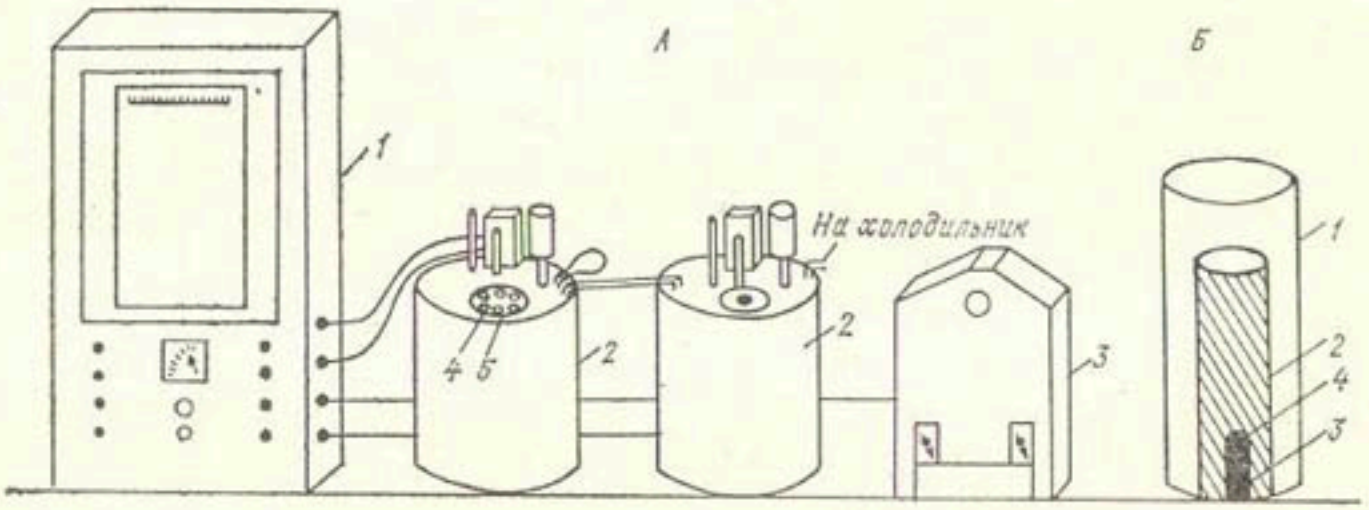


Рис. 2.11. Схема термопарного микропсихрометра.

А. Принципиальная схема: 1 — электронный мотокомпенсатор (МК 3301—8.00), *2* — ультратермостат (НВЕ/НВЕР), *3* — гальванометр, *4* — микротермостат, *5* — цилиндры для размещения рабочих камер. *Б. Рабочая камера: 1* — цилиндрический стакан, *2* — латунный сетчатый стакан, *3* — капсула, *4* — крышка (кружок воскобой бумаги).

свидетельствуют работы [36, 128, 279]. Опыт показывает, что в полевых условиях можно вполне ограничиться условиями термостатирования с точностью до 0,01—0,03 °С. Такие условия возможно создать при размещении термостата с измерительной аппаратурой в глубоких армированных разрезах [128]. При этом термостат заглубляют в почву, в зону расположения *КК*, где дрейф температуры невелик. Питание гальванометра осуществляется от щелочных аккумуляторов. В использованных нами условиях изменение температуры в психрометрической установке не превышало 0,001 °С/мин, а перепады ее в пределах установки составляли 0,05 °С, что обеспечивало измерение $P_п$ с точностью до —1... —2 атм. Такая точность удовлетворяет решению многих вопросов прикладной гидрофизики почв.

Для измерения $P_п$ в стационарных условиях, когда лабораторное помещение находится непосредственно на объектах исследования, можно использовать модифицированное нами [92] психрометрическое устройство И. И. Судницына и В. Д. Скалабана, схематически изображенное на рис. 2.11. На схеме не показаны лишь усилитель ЭДС и цилиндры для размещения дифференциальной термопары.

Измерение $P_п$ проводят, установив равновесие потенциалов жидкой влаги объекта и водяного пара (через 2—3 ч после раз-

мещения объекта в термостате). При измерении нижний спай термопары перфорирует восковую бумагу, закрывающую капсулу с водой, и увлажняется. Испарение влаги с мокрого спая приводит к его охлаждению, между сухим и мокрым спаями возникает разность температур и, следовательно, разность электрических потенциалов, измеряемая с помощью гальванометра, чувствительность которого очень высока.

Электродвижущая сила зависит не только от относительной упругости водяного пара в камере, но и от других факторов, например, от формы спая, объема воздушного пространства, расстояния между спаями и поверхностью объекта. Поэтому необходимо проводить экспериментальную калибровку психрометрического устройства для каждого типа спаев. Для этого можно воспользоваться стандартными растворами с известными осмотическими давлениями. Так, например, растворы сахарозы в концентрациях 0,5 М, 1 М и 2 М характеризуются осмотическим давлением —1400, —3200 и —6000 кПа соответственно. Техника и методика измерения полного потенциала, а также устройство психрометра более подробно описаны в [26, 34, 125]. Наиболее существенное преимущество психрометрического метода заключается в возможности одновременного измерения потенциала влаги в почве и растениях. Интервал потенциала, измеряемого этим методом, составляет $(-1 \ldots -100) \cdot 10^2$ кПа (—1... —100 атм).

2.2.3. Определение полного потенциала влаги методом сорбционных влагообменных блоков (датчиков)

В основе метода находится зависимость между параметрами электрического тока сорбционного датчика (блока) — электросопротивлением, электропроводностью — и влажностью датчика, находящейся в равновесии с содержанием влаги в почве. Поэтому он традиционно использовался прежде всего для определения влажности почвы. Впервые метод был предложен Г. Бойюкосом [160], в дальнейшем метод нашел развитие в работах многих исследователей [69, 123, 225, 323], благодаря чему его методика и техника хорошо отработаны. Поэтому не будем на них останавливаться, рассмотрим лишь кратко возможности и некоторые особенности его использования при измерении потенциала влаги.

Такая возможность обусловлена наличием функциональных зависимостей между содержанием влаги в почве и влагообменном датчике, а также между потенциалом и влажностью почвы. Используя это обстоятельство, была проведена [69] двойная тарировка гипсовых блоков, в результате чего получены зависимости электрического сопротивления гипсового блока от потенциала влаги (рис. 2.12). Отличительной особенностью полученных данных является различная форма аппроксимации зависимостей электрического сопротивления блока от влажности и от потенциала влаги. В первом случае зависимость имеет (в полулогарифмическом масштабе) форму гиперболы, причем для разных почв инди-

видуальную [69]; во втором случае зависимость выражена прямыми, в сущности совпадающими для различных почв. Если эта особенность будет соблюдаться и в других различных по генезису и свойствам почвах, то это открывает возможности и перспективы для широкого использования метода в полевых условиях.

Сорбционные влагообменные блоки изготавливают из различных пористых материалов (гипс, стекловолокно, ионообменные смолы и др.), но чаще всего — из гипса, которому отдается предпочтение в связи с высокими сорбционными его свойствами и хорошими технологическими и эксплуатационными качествами.

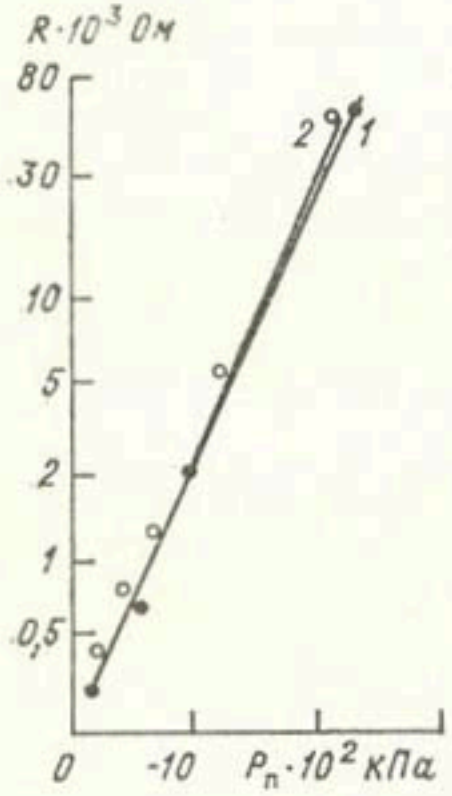


Рис. 2.12. Зависимость электрического сопротивления R гипсового блока от потенциала почвенной влаги $P_п$ в пойменной черноземовидной суглинистой (*1*) и дерново-степной супесчаной (*2*) почвах.

В поле серию гипсовых блоков помещают на разных глубинах, на поверхность почвы выводят электропровода. В системе почва—блок начинается перераспределение влаги. Движение ее из почвы в блок или, наоборот, из блока в почву происходит под действием градиента полного потенциала влаги системы. Оно прекращается в тот момент, когда потенциал влаги в почве и блоке сравняются по значению. В условиях высокого содержания влаги в почве потенциал влаги блока и его электросопротивление изменяются незначительно, с уменьшением содержания влаги они быстро увеличиваются. При низких значениях полного потенциала влагопроводность системы почва—блок сильно уменьшается, поэтому период времени, необходимый для достижения равновесия, резко увеличивается.

В качестве измерительного устройства могут быть успешно использованы высокочувствительные омметры и другие приборы с мостовой схемой [69]. Ограничения для широкого использования в практике этого метода заключаются в трудно устанавливаемом влиянии изменений концентрации почвенного раствора, в низкой чувствительности блока в области среднего и низкого увлажнения почвы и в отсутствии серийно изготавливаемых датчиков. Интервал полного потенциала, измеряемого этим методом, находится в пределах 0... $-(30—40)\cdot10^2$ кПа. При низком содержании влаги в почвах (*МГ* и менее) обычно используют другой вариант сорбционного метода — гигроскопический, сущность которого заключается в насыщении образцов почвы в термостате, различную относительную влажность воздуха в котором обеспечивают растворами солей с различным осмотическим давлением [92].

2.3. Выводы

Подводя итог изложенному в данной главе, отметим комплексность описанных здесь методов и устройств для определения потенциала почвенной влаги, особенно методов тензиометрии. Успех решения той или иной задачи весьма существенно зависит от разработанности методик исследования и наличия надежных устройств для определения потенциала, а также от степени изученности основной гидрофизической характеристики, влияния на нее природных факторов. От методов исследования зависит очень многое, если не все. Простые и доступные методы и устройства, позволяют получать качественную информацию, объективно оценить протекание гидромелиоративных процессов и разработать научно обоснованные рекомендации по оптимизации этих процессов. Информация, характеризующая состояние и поведение почвенной влаги, полученная с использованием рассмотренных здесь методов, рассмотрена в главе 3.

Глава 3. ОСНОВНАЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ И ЕЕ СВОЙСТВА

Термин «основная гидрофизическая характеристика» (*ОГХ*) был впервые предложен А. М. Глобусом [34] и, несмотря на то что специальная комиссия по терминологии в области физики почв X Международного конгресса почвоведов утвердила другой термин — «кривая водоудерживаемости почв» [159], термин *ОГХ* широко используется в настоящее время в отечественной литературе. Исследованию *ОГХ* посвящены многие работы отечественных и зарубежных ученых [21, 26, 27, 33—35, 65, 77, 97, 111, 112, 121, 125, 139, 142, 170, 200, 223, 224, 240, 268, 339, 340].

Анализ работ в этой области свидетельствует о единстве мнений всех исследователей относительно высокой информативности *ОГХ* и о необходимости дальнейших исследований с целью расширения и углубления наших представлений о ней. Однако к настоящему времени большинство зависимостей получено в лабораторных условиях на малопредставительных образцах почв, что препятствует перенесению полученных результатов и выводов в природные условия. Малоизученность таких фундаментальных свойств почвенной влаги, как гистерезис и влияние *ОГХ* факторов природной среды (температуры, атмосферного давления, изменения концентрации почвенного раствора и др.), также не способствует приложению достижений термодинамической гидрофизики почв на практике.

Поэтому первоочередное внимание было уделено исследованию *ОГХ* в природной обстановке или в условиях, максимально приближенных к природным, и по возможности в большем количестве различных по генезису и свойствам почв. Из факторов, воздействующих на состояние и поведение почвенной влаги и таким образом на *ОГХ*, особое внимание уделено температуре воздуха и почвы, содержанию в ней водорастворимых солей, плотности, структуре почв, а из свойств *ОГХ* — гистерезису и дифференциальной влагоемкости.

3.1. Свойства основной гидрофизической характеристики почв

Известно, что действие поверхностных (матричных) сил на воду проявляется в виде расклинивающего давления [26], а ис-

кривление поверхности раздела жидкость—газ — в виде Лапласова давления [176], которые могут быть охарактеризованы как дополнительное гидростатическое давление [26, 92]. В дисперсных системах — а к ним относится и почва — расклинивающее и Лапласово давления действуют совместно и проявляются в виде капиллярно-сорбционных сил в энергетическом балансе почвенной влаги.

Зависимости $P_к(W)$ и $P_п(W)$, полученные нами в различных почвах, последовательно рассмотрены в данном разделе главы, в том числе и при анализе влияния на *ОГХ* почвенно-экологических факторов. Обратимся сначала к зависимости $P_к(W)$ в двух различных по гранулометрическому составу почвах сухой степи. Морфологическое описание, физические и химические свойства этих почв приведены в табл. 3.1—3.4, а зависимости — на рис. 3.1 *а—г*. Зависимости образуют семейство кривых гиперболического типа, обусловленных уменьшением размера дренируемых пор при понижении потенциала влаги. В условиях высокой влажности почв (*НВ* и выше) потеря влаги первоначально происходит из наиболее крупных пор, суммарный объем которых в агрегированных почвах весьма значителен. В дальнейшем при понижении потенциала потеря влаги осуществляется из пор среднего и малого диаметров, силы удержания влаги в которых значительно выше, чем в порах большого диаметра. По нашим данным, почва теряет около 0,3 в интервале $P_к = 0 \ldots -30$ кПа, а по данным М. Маринато [248], —0,25 всей влаги при $P_к = -10$ кПа.

По мере утяжеления гранулометрического состава зависимости сдвигаются в сторону больших значений влажности; угол наклона их к абсциссе заметно уменьшается, что свидетельствует о возрастании дифференциальной влагоемкости. В наиболее тяжелых по гранулометрическому составу слоях и горизонтах почв, характеризуемых высокими значениями удельной поверхности и суммарной порозности, содержание влаги при одном и том же значении потенциала заметно выше по сравнению со слоями и горизонтами почв легкого гранулометрического состава. При равном уменьшении содержания влаги понижение $P_к$ в легких почвах значительно более, чем в тяжелых. Поэтому зависимости в песчаных и супесчаных почвах всегда «круче» (угол наклона прямой к абсциссе больше) по сравнению с суглинистыми.

В полулогарифмическом и логарифмическом масштабах зависимости выражены прямыми линиями, что свидетельствует о наличии логарифмической зависимости в интервале $P_к$, равном $0 \ldots -85$ кПа. Существование логарифмической зависимости позволяет значительно упростить процедуру определения *ОГХ* (за счет уменьшения числа экспериментально определяемых точек) и ее использования в практических целях (например, при определении влажности по значениям потенциала).

Однако логарифмическая зависимость в рассматриваемом интервале $P_к$ выражена не всегда [83]. Об этом свидетельствуют зависимости $P_к(W)$ в аллювиальной луговой суглинистой на су-

глинке и в двух разновидностях дерново-подзолистой супесчаной почвы. Мезоморфологическое описание и некоторые гидрофизические свойства этих почв приведены в табл. 3.5—3.8, а *ОГХ* — на рис. 3.1 *а—г*. Анализ материалов свидетельствует о том, что в некоторых слоях обеих почв наблюдается заметное отклонение от прямых: в слое 145—155 см (рис. 3.1 *а*), в слоях 120—130, 145—155 и 170—180 см (рис. 3.1 *б*) и в слое 50—60 см (рис. 3.1 *г*). Кроме этого, в аллювиальной почве (рис. 3.1 *а*) *ОГХ* в слоях 45—55, 70—80 и 95—105 см заметно «сдвинуты» в сторону от ординаты, несмотря на значительное облегчение гранулометрического состава по сравнению с верхним (0—30 см) слоем почвы.

В соответствии с морфолого-генетическим описанием этой почвы и ее гидрофизическими свойствами слой 45—55 см пред-

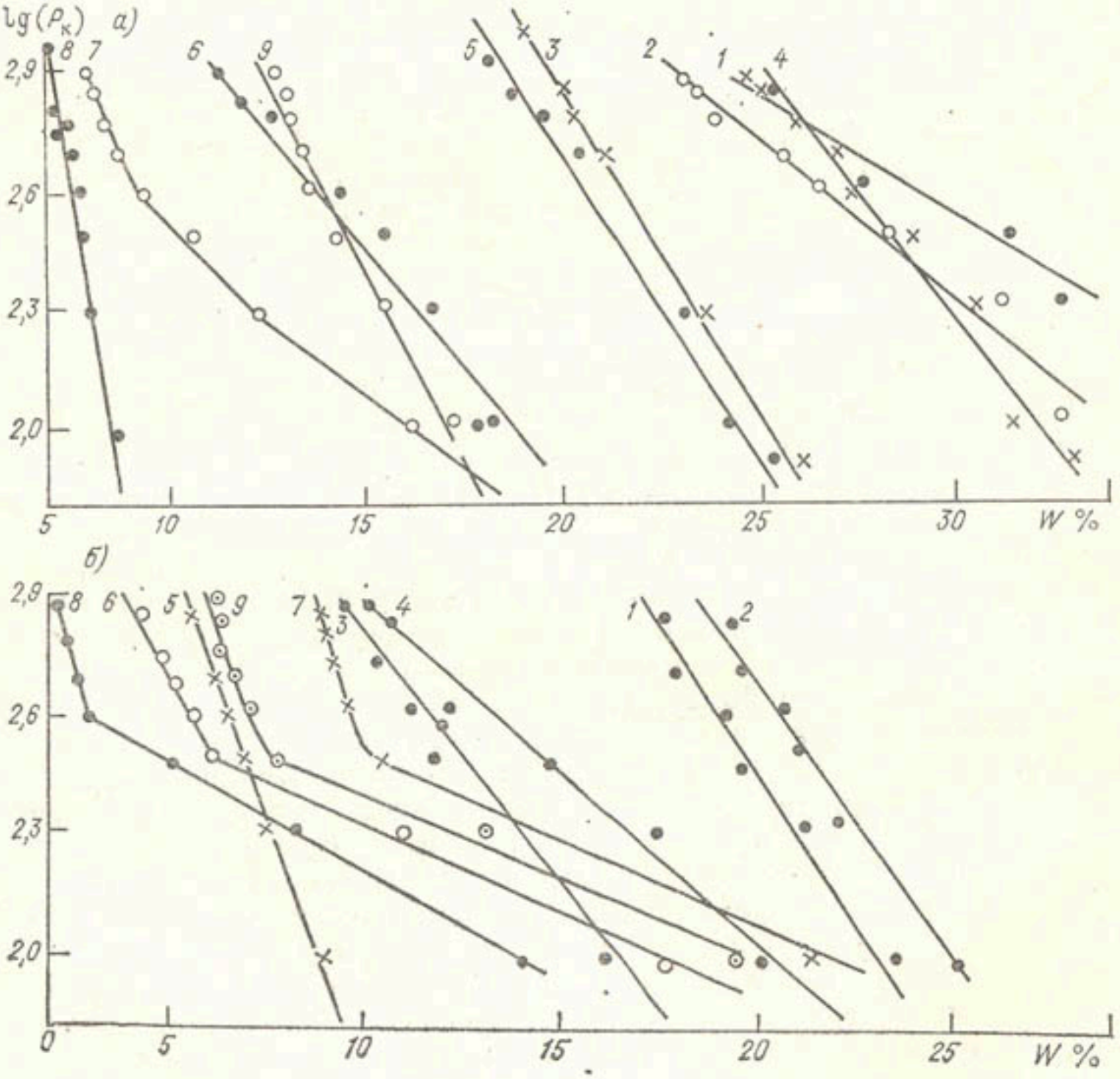
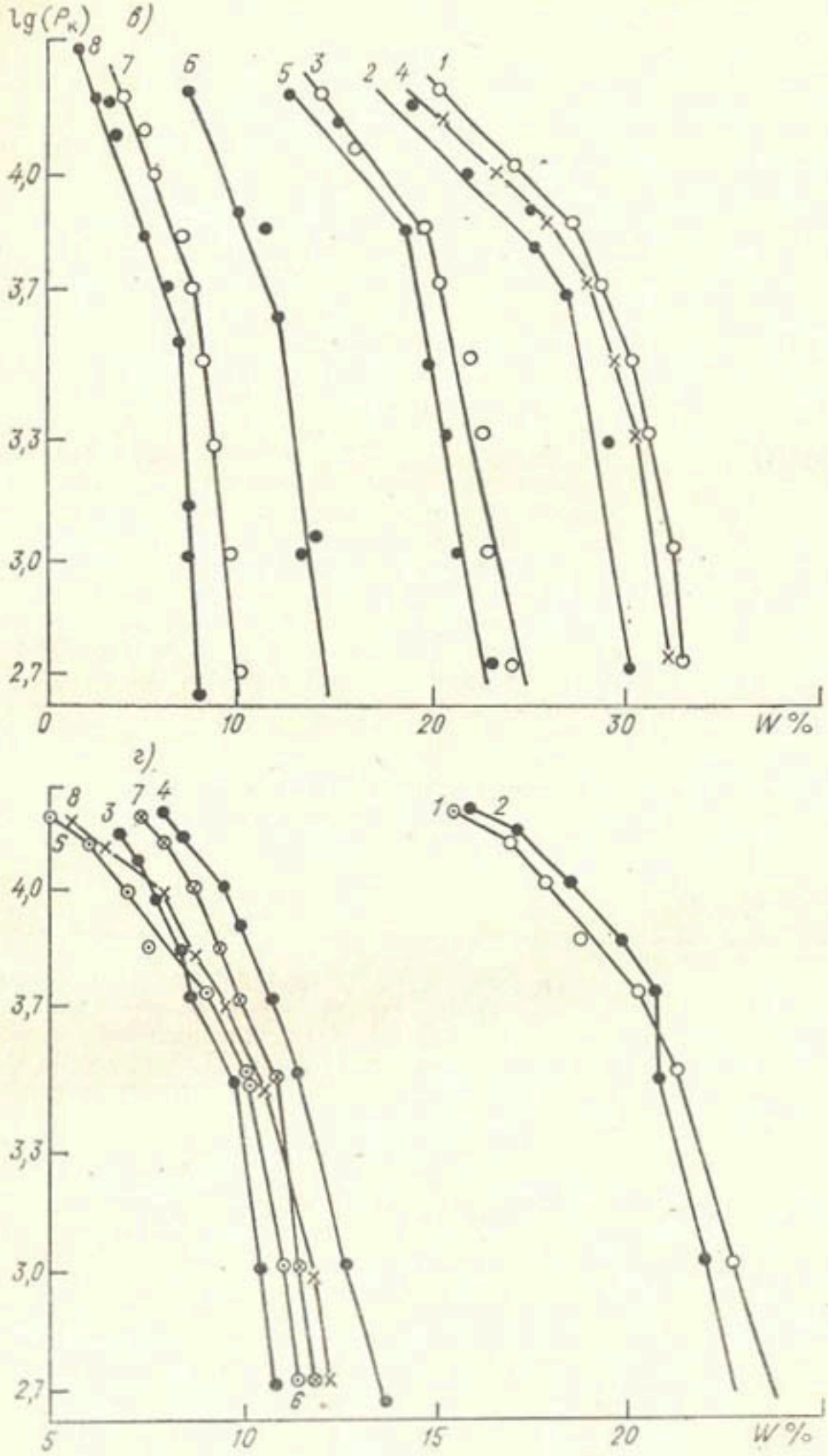


Рис. 3.1. Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги ново-подзолистой

Слой почвы: 1) 10—20 см, 2) 20—30 см, 3) 45—55 см, 4) 70—80 см, 5) 95—105 см, 6) 120—

ставляет собой песчаную прослойку в гор. A_1, гранулометрический состав которого характеризуется средним суглинком. Однако эта прослойка сильно оглеена и имеет повышенное содержание



lg ($P_к$) от влажности в аллювиальной луговой суглинистой почве (*а, в*) и в дерсупесчаной почве (*б, г*).

130 см, 7) 145—155 см, *8*) 170—180 см, *9*) 190—200 см.

Таблица 3.1

Морфологическое описание пойменной черноземовидной суглинистой почвы Доно-Арчединского песчаного массива

Горизонт (глубина, см)	Макроморфология
A (0—40)	Темно-серый, почти черного цвета; сухой, плотный; структура комковатая, среднесуглинистый, много корней, червоточин, кротовин, новообразований нет; переход в гор. B_1 четкий по цвету и структуре
B_1 (40—70)	Серовато-бурый, суховатый, структура призмовидная, легкий суглинок; корней меньше, чем в предыдущем; встречаются кротовины и червоточины; переход в гор. B_2 четкий по окраске и структуре
B_2 (70—100)	Буровато-темно-серый, влажноватый, структура не выражена; плотный легкий суглинок, корней мало, встречаются кротовины и червоточины; переход в следующий горизонт четкий по цвету и структуре
$A_{погр.}$ (100—125)	Темно-серый с буроватыми вкраплениями, влажный средний суглинок; структура призмовидная, распадается на мелкие орешки; корней больше, чем в гор. B_2; переход в следующий горизонт постепенный, граница между ними четкая
$B_{1\ погр.}$ (125—150)	Влажный, окраска неоднородная: серовато-бурая с оттенками; легкий суглинок со слабовыраженной структурой призмовидного типа, корни единичные; переход постепенный, граница нечеткая

Таблица 3.2

Морфологическое описание черноземовидной супесчаной почвы Доно-Арчединского песчаного массива

Горизонт (глубина, см)	Макроморфология
A_0 (0—3)	Подстилка из полуразложившейся сосновой хвои. Влажноватый серовато-коричневого цвета слой, состав — супесчаный, среднеуплотненного сложения; структура комковатая, много корней, червоточин и кротовин; переход в следующий горизонт четкий по цвету и структуре
B_1 (40—80)	Влажноватая коричневатого цвета с серым оттенком супесь; книзу проявляется рыжеватый оттенок, плотнее предыдущего, корни — в значительном количестве, встречаются червоточины и кротовины; переход в следующий горизонт отчетливый по многим морфологическим признакам
B_2 (80—120)	Влажноватый красновато-бурый с гумусовыми потеками легкий суглинок; суше предыдущего, в сухом состоянии выламывается глыбами, книзу опесчанивается, становится менее плотным; переход в следующий горизонт отчетливый по всем морфологическим признакам
C (120—180)	Влажный палево-желтый мелкозернистый песок с включением глинистых частиц; на глубине 180—190 см подстилается желто-бурым суглинком

Таблица 3.3

Гранулометрический состав черноземовидных почв сухой степи [122]

Горизонт (глубина, см)	Потеря от обработки HCl, %	Содержание (%) фракций разного диаметра, мм						Сумма частиц, мм	
		1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	>0,01	<0,01
Пойменная черноземовидная суглинистая почва									
A (0—40)	1,75	7,49	18,38	33,32	6,57	3,64	24,85	64,95	35,05
B_1 (40—70)	0,65	13,32	36,37	24,51	4,27	3,41	17,48	74,84	25,16
B_2 (70—100)	0,22	11,11	43,95	22,54	3,40	3,21	15,53	77,83	22,17
$A_{погр.}$ (100—125)	1,27	8,52	43,51	23,23	3,77	3,20	16,50	76,53	23,47
$B_{погр.}$ (125—150)	1,15	9,63	37,80	26,37	4,35	3,83	17,07	73,19	25,06
Черноземовидная супесчаная почва									
A (0—40)	0,2	7,4	75,1	5,9	0,5	3,7	6,09	11,1	88,7
B_1 (40—80)	0,2	8,6	73,2	6,5	0,7	4,1	6,7	11,5	88,3
B_2 (80—120)	1,9	6,6	58,8	10,9	2,5	4,0	15,3	21,8	76,3
C (120—200)	0,5	12,7	77,3	3,0	0,1	2,2	4,2	6,5	93,0

Таблица 3.4

Некоторые водно-физические и химические свойства черноземовидных почв сухой степи [122]

Горизонт (глубина, см)	*МГ* %	*ВЗ* %	*НВ* %	*ПП* г/см³	*ПТФ* г/см³	Гумус, %	Поглощенные основания, мг-экв		
							Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$
Пойменная черноземовидная суглинистая почва									
A (0—40)	7,6	11,4	26,0	1,18	2,55	2,81	16,05	1,73	17,78
B_1 (40—70)	7,0	10,5	22,6	1,35	2,56	0,78	13,89	1,21	15,17
B_2 (70—100)	4,2	6,3	20,5	1,35	2,59	0,48	8,86	2,98	11,84
$A_{погр.}$ (100—125)	6,2	9,3	23,4	1,35	2,60	0,95	12,58	2,01	14,59
$B_{погр.}$ (125—150)	5,8	8,7	23,0	1,40	2,62	0,53	10,27	2,93	13,20
Черноземовидная супесчаная почва									
A (0—40)	1,82	2,72	11,4	1,45	2,69	1,34	5,5	1,07	6,57
B_1 (40—80)	2,17	3,45	9,2	1,55	2,70	0,74	4,7	1,7	6,40
B_2 (80—120)	4,69	7,0	9,0	1,62	2,70	0,42	6,25	2,40	8,65
C (120—180)	0,7	1,06	3,6	1,7	2,72	0,13	4,9	3,48	8,38

Физическая сущность данного явления, по-видимому, заключанижению дифференциальной влагоемкости, а это в свою очередь — к эффекту «утяжеления» гранулометрического состава. Физическая сущность данного явления, по-видимому, заключа-

Таблица 3.5

Макро- и мезоморфологическое описание аллювиальной луговой суглинистой оглеенной почвы (лизиметрическая площадка)

Горизонт (глубина, см)	Макро- и мезоморфология
А (0—48)	Суглинок серо-бурого цвета ореховато-призматической структуры, с глубины 40 см появляются сизоватые пятна. Содержание физической глины увеличивается с 32,5 % в слое 0—20 см до 43 % в слое 30—50 см. На глубине 48—55 см прослеживается песчаная прослойка, оглеенная, с сизоватыми пятнами. Структура мелкокомковатая, зернистая, сложение в верхнем слое (0—25 см) плотное, в нижнем — рыхлое. Много корней, червоточин, кротовин. Педы в верхней части прочные и делятся на 3—4 порядка, в нижней непрочные (6—7 порядков). Межагрегатные и внутриагрегатные поры очень узкие
A_1 (48—55)	Оглеенная песчаная прослойка буровато-коричневой окраски, структура непрочно-комковатая, педы непрочные, делятся до 5—6 порядков, сложение рыхлое. Внутриагрегатная порозность выражена сильнее, поверхность пор покрыта тонкими пленками светлоокрашенных гелей и темноокрашенными гумусовыми пленками
B_1C (55—90)	Суглинок буровато-коричневого цвета с легким сизоватым оттенком и ржавыми пятнами. Структура мелковатая с некоторой долей призмовидности. Сложение рыхлое, непрочное, педы делятся до 5—6 порядков. Рыжие пятна ожелезнения встречаются редко, наблюдаются черные пятна рудных минералов, углистых частиц и марганцевых конкреций. Хорошо выражена межагрегатная порозность, много корней, трещин, ходов червей и землероев
B_2C (90—125)	Суглинок неоднородной окраски: на серовато-буроватом фоне много рыжих пятен. Структура выражена плохо. Сложение плотноватое, педы образованы плохо, скрепление между отдельными зернами кварца слабое
$Д_1$ (125—150)	Горизонт представлен сильно сцементированной супесью. Сложение плотное, встречается галька; наблюдается значительное включение глинистых частиц. Структура не выражена
$Д_2$ (>150)	Песок рыжеватого цвета, влажный

ется в том, что ионы железистых образований адсорбируются на внутренней поверхности порового пространства, преимущественно в макропорах, значительно уменьшая их диаметр при неизменности гранулометрического состава, сложения и плотности почвы.

Уменьшение размера пор приводит к выполаживанию зависимостей, а они сдвигаются в системе координат в сторону большей влажности, т. е. в область расположения *ОГХ* в более тяжелых

Таблица 3.6

Макро- и мезоморфологическое описание дерново-подзолистой супесчаной почвы, подстилаемой песком

Горизонт (глубина, см)	Макро- и мезоморфология
$A_{пах}$ (0—25)	Супесь буровато-серого цвета, встречаются сероватые пятна из опесчаненных прослоек. Сложение довольно плотное. Структура комковато-ореховатая. Педы прочные, делятся до 2—3 порядков, поверхность их покрыта тончайшими пленками светлоокрашенных гелей. Тонкодисперсная масса педов темного цвета, что говорит о ее гумусированности. Горизонт характеризуется узким интервалом межагрегатной порозности. Во внутриагрегатной порозности преобладают поры-каналы и поры-камеры (2—3 мм). Стенки пор покрыты кутанами
A_2 (25—39)	Супесь желтовато-серого цвета. Структура пластинчато-ореховатая. Педы непрочные, делятся до 4—5 порядков, сложение рыхлое. Поверхность педов покрыта крупными и отмытыми зернами кварца. Хорошо выражена и межагрегатная (0,3—0,5 мм), и внутриагрегатная (1—2 мм) порозность; последняя чаще всего выражена порами-каналами и порами-камерами. Стенки пор чаще всего покрыты светлоокрашенными пленками
B_1 (35—60)	Песок бурого цвета. Структура не выражена, педы непрочные и легко рассыпаются до отдельных песчинок. Порозность выражена хорошо (0,5—1,0 мм)
B_2 (60—100)	Песок рыжего цвета. Педы легко разрушаются до первичных частиц. Сложение рыхлое, порозность слабо выражена

по гранулометрическому составу почв. Аналогичная ситуация имеет место в слоях 70—80 и 95—105 см. Здесь также, несмотря на значительное облегчение гранулометрического состава, *ОГХ* приближаются к таковым в гор. A_1, где содержание физической глины в 5—10 раз выше по сравнению с этими слоями. Особенно

Таблица 3.7

Некоторые гидрофизические свойства аллювиальной луговой суглинистой на суглинке почвы

Свойства почвы	Слой почвы, см				
	0—30	30—50	50—90	90—125	125—150
ПП г/см³	1,10	1,15	1,32	1,75	1,84
ПТФ г/см³	2,66	2,68	2,70	2,72	2,72
Г %	2,04	2,1	3,30	3,52	2,01
НВ % (на пашне)	29,10	29,40	24,20	17,50	8,00
НВ % (на целине)	28,20	28,10	26,80	17,10	8,20
ВЗ %	7,40	8,0	10,50	13,10	8,30
П %	46,8	47,7	52,0	—	—

характерен в этом отношении слой почвы 70—80 см. Зависимости можно описать эмпирическими уравнениями типа:

$$\lg (P_к) = A - BW, \qquad (3.1)$$

где A — логарифм P_0; P_0 — потенциал влаги в точке пересечения прямой с ординатой; $B = 1/\operatorname{tg} \alpha$. Острый угол α образуется при пересечении прямой с абсциссой и отражает суммарное воздействие на *ОГХ* гидрофизических и физико-химических свойств почвы и раствора [83].

Таблица 3.8

Некоторые осредненные гидрофизические свойства дерново-подзолистых супесчаных почв, подстилаемых песками [13]

Глубина почвы, см	*ПТФ* г/см³	*ПП* г/см³	*П* % от объема		*НВ* %	*ВЗ* %	*МГ* %	*ДАВ* мм
			общая	аэрации				
			Супесь					
0—10	2,69	1,5	43,2	13,7	19,7	5,4	2,38	21,4
10—20	2,64	1,5	41,0	13,7	17,9	4,9	2,49	20,3
20—30	2,64	1,6	39,4	13,3	16,8	4,6	2,48	20,3
30—40	2,66	1,6	39,1	14,1	15,6	3,6	2,55	19,2
40—50	2,66	1,6	40,1	16,4	14,8	3,8	2,60	17,6
			Песок					
50—60	2,66	1,6	39,2	24,3	9,2	2,8	1,36	10,4
60—70	2,67	1,6	38,6	25,3	8,1	2,6	1,44	9,0
70—80	2,67	1,7	37,8	25,0	7,4	2,5	1,66	8,1
80—90	2,68	1,7	38,4	26,3	7,3	2,4	1,62	8,1
90—100	2,68	1,7	36,6	23,4	7,6	2,4	1,68	8,7

Поскольку угол наклона *ОГХ* имеет определенный физический смысл и интегрально отображает влияние на $P_к$ многих свойств твердой фазы почвы, была предпринята попытка установить экспериментальным путем зависимости угла наклона *ОГХ* от содержания физической глины, илистой фракции, обменных оснований и суммы пор. Результаты исследований показали, что связь угла наклона *ОГХ* с содержанием ила, глины и обменных оснований в различных слоях аллювиальной луговой суглинистой на суглинке и двух разновидностей дерново-подзолистой супесчаной почвы сильно опосредована ($r = 0{,}15 \ldots 0{,}25$). Такую низкую корелятивную связь можно объяснить тем, что в области высоких значений $P_к$ угол наклона обусловлен главным образом геометрией порового пространства, суммой пор и их размерами. Это положение косвенно подтверждается высокой корреляцией ($r = 0{,}6 \ldots 0{,}85$) зависимости угла наклона от суммы пор [90, 92]. Следует также отметить, что выявление степени воздействия

каждого из рассмотренных параметров затрудняется из-за одновременного их действия и возможного влияния друг на друга. В условиях «чистого» эксперимента, когда исследуют воздействие лишь одного какого-либо параметра, а содержание остальных не меняется, корреляционная связь будет, по-видимому, значительно выше.

Таблица 3.9

Объем пор (%) различного размера в почвах (по данным капилляриметрических определений)

Слой почвы, см	Диаметр пор, мкм					Суммарный объем пор, %
	>30	30—10	10—5	5—3	<3	
Аллювиальная луговая суглинистая почва						
0—10	1,5	7,6	6	2,5	38,8	57,1
20—30	3,6	7,0	7,4	2,7	33,2	53,9
45—50	9,6	9,0	1,0	0,8	25,6	46,0
70—80	1,1	4,2	3,3	1,6	39,0	49,0
95—105	1,2	2,6	4,4	0,9	27,7	36,8
120—130	3,2	3,8	4,9	3,0	32,5	34,4
145—155	6,8	8,3	2,3	—	17,4	34,8
170—180	7,8	4,6	2,2	0,5	16,8	31,9
190—200	3,7	4,0	1,6	0,6	26,2	36,1
Дерново-подзолистая супесчаная на мощных песках почва						
0—10	3,8	4,5	3,7	0,9	25,4	38,3
20—30	3,9	7,3	6,2	3,0	29,5	49,4
45—55	4,6	6,5	4,6	2,6	14,0	32,0
70—80	5,8	7,4	3,4	2,0	15,5	37,1
95—105	6,5	6,0	2,9	1,5	10,4	27,2
120—130	8,5	4,3	1,8	1,5	10,6	26,7
145—155	9,2	15,5	2,6	1,7	16,2	45,2
170—180	11,3	10,7	1,5	2,9	7,3	33,7
190—200	10,9	9,8	1,8	3,1	7,0	32,6

Поскольку именно поровое пространство почвы обусловливает наиболее сильное влияние на угол наклона *ОГХ* в рассматриваемом интервале потенциала, обратимся к данным, характеризующим дифференциальную порозность (капилляриметрические определения). Данные табл. 3.9 дают представление о размерах пор в пределах следующих интервалов потенциала:

$P_к$ кПа	>10	—10... —30	—30... —60	—70... —80	<80
d мкм	>30	30—10	10—5	5—3	<3

Анализ данных табл. 3.9 свидетельствует о том, что в большинстве слоев обеих почв максимальное количество составляют поры наименьшего диаметра (менее 3 мкм), за исключением слоя 140—200 см дерново-подзолистой почвы, где содержание

сравнительно крупных пор (более 30 мкм) соизмеримо, а иногда и превосходит содержание мелких пор. Второе место по количеству приходится на интервал потенциала —10... —30 кПа, а наименьшее — на интервал —70... 80 кПа (5—3 мкм).

Суммарный объем пор, найденный разными способами (тензиометрическим и расчетным), иногда значительно различается, однако какой-либо определенной закономерности в этих различиях не обнаружено. Различия наиболее заметны в верхних и нижних слоях почв, тем не менее в большинстве случаев они укладываются в 10 %-ную ошибку. Можно признать, что расхождения между двумя способами расчета порозности находятся в пределах точности определений большинства водно-физических свойств почв и их следует признать вполне приемлемыми. Вместе с тем тензиометрический метод определения порозности предпочтительнее, поскольку он позволяет иметь распределение пор по диаметру.

Минимальный объем пор наблюдается в слоях 95—105 и 120—130 см дерново-подзолистой почвы, составляющей всего 27 %. Это значение приближается к минимально возможному значению порозности для почв и осадочных пород [65]. Существенное различие в суммарной порозности профиля дерновой почвы объясняется, по-видимому, неодинаковой степенью плотности гексагональной упаковки частиц, а также процессами осаждения на внутренней поверхности водорастворимых элементов из верхней окультуренной части толщи, что приводит также к уменьшению порового пространства.

Важной энергетической характеристикой почвенной влаги является дифференциальная влагоемкость — производная функция *ОГХ*. Она характеризует энергетические затраты, производимые при извлечении из почвы единицы массы (или объема) воды. Данные, характеризующие $\Delta W/\Delta P$ двух почв южнотаежной подзоны в различных интервалах потенциала, приведены в табл. 3.10. Общей закономерностью во всех почвенных слоях является прогрессивное уменьшение $\Delta W/\Delta P$ при понижении $P_к$. При этом наиболее низкое ее снижение наблюдается в интервале — $(1...3)\cdot 10^2$ кПа ($d = 3...$ 1 мкм). Максимальное количество дренированной воды характерно для интервала —10... —30 кПа, а минимальное — для интервала — $(7...\ 15)\times$ $\times 10^2$ кПа. В некоторых случаях (слой 70—80 см) наибольшее количество вытесненной влаги отмечается в интервале —30... —50 кПа (аллювиальная почва). Основная причина возникновения этого явления — наличие защемленного воздуха, «сдерживание» дренирования крупных пор за счет перекрытия их более мелкими порами. Если рассматривать дифференциальную влагоемкость одного и того же интервала потенциала (например, —10... —30 кПа) в аллювиальной почве, то можно заметить, что максимальное ее значение окажется в слое 45—55 см (0,34 % на —1 кПа), а минимальное — в слоях 70—80 см и 95—105 см, где значения $\Delta W/\Delta P$ не превышают 0,11... 0,13 % на —1 кПа.

Таблица 3.10

Зависимость дифференциальной влагоемкости от потенциала влаги

Слой почвы, см	Значение $\Delta W/\Delta P$ (% на —1 кПа) в интервалах потенциала влаги, кПа								
	—10... —30	—30... —50	—50... —70	—50... —100	—(1... 3)·10²	—(3... 5)·10²	—(5... 7)·10²	—(7... 10)·10²	—(10... 15)·10²
	Тензиометрическое определение			Определение на мембранных прессах					
Аллювиальная луговая суглинистая почва									
0—10	0,14	0,09	0,09	0,02	0,009	0,01	0,006	0,01	0,008
20—30	0,22	0,4	0,07	0,02	0,007	0,007	0,01	0,008	0,009
45—55	0,34	0,28	0,18	0,02	0,007	0,07	0,004	0,006	0,01
70—80	0,13	0,21	0,09	0,01	0,01	0,009	10,01	0,009	0,008
95—105	0,13	0,06	0,04	0,04	0,008	10,004	10,003	0,008	0,007
120—130	0,11	0,09	0,09	0,01	0,007	10,004	10,003	0,005	0,003
145—155	0,28	0,09	0,04	0,04	0,006	0,004	0,002	0,005	0,005
170—180	0,20	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—
190—200	0,15	0,04	0,03	0,008	0,004	0,004	0,006	0,004	0,003
Дерново-подзолистая супесчаная на глубоких песках почва									
0—10	0,17	0,04	0,003	0,003	0,008	0,003	0,0	0,003	0,005
20—30	0,13	0,16	0,006	0,014	0,005	0,003	0,004	0,006	0,004
45—55	0,27	0,008	0,008	0,008	0,003	0,005	0,003	0,002	0,003
70—80	0,28	0,14	0,009	0,002	0,007	0,005	0,002	0,003	0,002
95—105	0,11	0,004	0,003	0,008	0,007	0,006	0,007	0,002	0,004
120—130	0,006	0,005	0,004	0,046	0,007	0,008	0,006	0,002	0,002
145—155	0,54	0,11	0,004	0,002	0,004	0,004	0,006	0,002	0,003
170—180	0,41	0,18	0,003	0,006	0,002	0,007	0,003	0,002	0,003
190—200	0,54	0,008	0,002	0,014	0,005	0,007	0,003	0,003	0,005

Поскольку $\Delta W/\Delta P$, так же как и $P_к$, зависит от гидрофизических и физико-химических свойств почвы, то максимальные ее значения следовало бы ожидать в верхних, более тяжелых по гранулометрическому составу слоях, характеризуемых большими значениями удельной поверхности и суммарной порозности. Однако, в соответствии с данными табл. 3.10, количество более крупных пор ($d = 30...70$ мкм) в почвенной толще 70—130 см значительно меньше, чем в верхнем слое (0—70 см). Известно [112, 125], что чем меньше диаметр пор, тем большими капиллярно-сорбционными силами влага удерживается почвой и тем большие усилия необходимы для извлечения из почвы единицы массы воды. Располагая информацией о процентном содержании пор различного диаметра в объеме почвы, мы, к сожалению, не имеем представления о характере распределения пор в пространстве (о геометрии порового пространства), поскольку в пределах каждого интервала пор имеются поры разного диаметра. В связи с этим однозначное объяснение особенностей изменения $\Delta W/\Delta P$ при переходе от одного интервала $P_к$ к другому в различных почвенных слоях не представляется возможным. Так, например, в слое 45—55 см аллювиальной почвы $\Delta W/\Delta P$ составляет 0,34; 0,28 и 0,18 % на —1 кПа соответственно в интервалах капиллярного сорбционного потенциала —10... —30, —30... —50 и —50... —70 кПа, а в слое 170—180 см — соответственно 0,2; 0,002 и 0,02 % на —1 кПа. В первом случае $\Delta W/\Delta P$ уменьшается при понижении $P_к$ плавно, во втором — резко, скачкообразно. Это явление можно объяснить тем, что во втором случае поровое пространство сформировано из транзитных путей, аналогичным четочным капиллярам [112]. Обращает внимание и очень низкое значение $\Delta W/\Delta P$ в слоях 95—105 и 120—130 см дерново-подзолистой почвы, составляющее в интервале $P_к$ = —10... —30 кПа всего 0,11 и 0,06 % соответственно. По данным табл. 3.9, в этих слоях самая низкая порозность составляет в сумме всего около 27 %. В соответствии с теорией гексагональной упаковки почвенных частиц плотность почвы с такой порозностью должна иметь значение 1,8—2,0 г/см^3, что и подтверждается экспериментально определенными данными.

Возвращаясь к вопросу о причинах отклонения *ОГХ* от прямых (нарушение логарифмической зависимости), можно констатировать, что «изгибы» функции $P_к(W)$ чаще всего приходятся на интервал потенциала —30... —40 кПа. Это обстоятельство отмечалось нами и в почвах солонцового комплекса Северного Прикаспия [76]. Следовательно, рассматриваемые данные в почвах южнотаежной подзоны подтверждают выдвинутое предположение о том, что в этом интервале $P_к$ происходят не только количественные, но и качественные изменения в состоянии влаги, вызванные, например, нарушением сплошности водного тела. В связи с этим, состояние влаги в интервале —30... —40 кПа будет соответствовать *ВРК*. По всей видимости, в рассматриваемых почвах не только суглинистого, но и супесчаного грануломет-

рического составов *НВ* и *ВРК* суть не одна и та же величина, как это имеет место в ряде песчаных почв [112]. Это связано с тем, что в плотных, ожелезненных, оподзоленных и оглеенных почвах супесчаного состава объем пор значительно уменьшен из-за осаждения на внутренних поверхностях транзитных путей продуктов выноса — водорастворимых химических элементов из верхних плодородных супесчаных и суглинистых слоев почвы. Плотность нижней песчаной части почвы также очень высокая (1,70—1,95 г/см^3), что является следствием гексагональной упаковки частиц, приводящей к формированию тонких пор. Вероятность сплошного водного тела при *НВ* в таких песчаных тонкопористых почвах очень высокая.

Другой причиной, обусловливающей нарушение логарифмической зависимости *ОГХ*, является изменение диаметра транзитных водных путей, когда более широкие в диаметре поры (или поры-каналы) перекрыты более узкими порами и каналами. В этих условиях разгрузка широких пор затруднена наличием более узких отверстий, влага в которых находится при более высоких менисковых давлениях (более низкий потенциал). Поэтому широкие поры будут дренироваться при значениях потенциала влаги более низких, чем значение, соответствующее силе их удержания. Дренирование их будет осуществляться при значениях $P_к$, равных менисковым силам подпирающих более мелких пор. Это явление сопровождается увеличением дифференциальной влагоемкости (табл. 3.10).

Зависимости $P_к(W)$, полученные с использованием мембранных прессов в интервале потенциала —50... —15·10^2 кПа, приведены на рис. 3.3—3.4. Прежде всего отметим, что нередко они также характеризуются нарушением логарифмической зависимости (прямолинейности), наблюдаемым в аллювиальной луговой почве в интервале $P_к$ = —500... —700 кПа, а в дерново-подзолистой супесчаной — в интервале $P_к$ = —300... —500 кПа. Эта особенность соблюдается во всех слоях двух почв, что свидетельствует о том, что именно в этих интервалах потенциала влаги происходит смена преимущественного действия капиллярных сил удержания почвенной влаги на сорбционные.

Характер расположения *ОГХ* несколько отличается от рассмотренного выше. Различия состоят в значительном сокращении расстояния (пространства) между зависимостями в разных слоях почвы, а отдельные из них полностью совпадают между собой (в слоях 120—130 и 170—180 см аллювиальной и в слоях 70—80 и 145—155 см дерново-подзолистой почв). В дерново-подзолистой почве *ОГХ* сгруппированы в два «пучка» линий: в слоях 0—10 и 20—30 см они практически совпадают, а в остальных слоях образуют семейство кривых с очень небольшим различием по влажности (в пределах 2,0—2,5 % в зависимости от участка *ОГХ*).

Отмеченные закономерности можно объяснить усилением влияния твердой фазы почвы на состояние почвенной влаги. Влияние специфических особенностей порового пространства

здесь значительно ослаблено, особенно за пределами интервала потенциала —500... —700 кПа. Основным интегральным фактором, определяющим индивидуальные особенности *ОГХ*, являются теперь свойства твердой фазы: гранулометрический состав, удельная поверхность и др. Следует, однако, подчеркнуть, что кривизна функций незначительна; ошибка во влажности почвы, обусловленная экстраполяцией *ОГХ* до прямых, весьма невелика: около 1,0 % в обеих почвах, за исключением зависимости в слоях 0—30 см дерново-подзолистой и 0—45 см аллювиальной луговой почв, где она увеличивается до 3,0 %, но только в интервале $P_к$ от $-(10...13)\cdot10^2$ до $-(14...15)\cdot10^2$ кПа. Отсюда следует, что «спрямление» *ОГХ* вполне допустимо и не приводит к существенным ошибкам при определении влажности.

Таким образом, *ОГХ* в пределах $P_к = 0...$ —80 кПа аппроксимируется в полулогарифмическом масштабе прямыми. Наблюдаемые в ряде случаев отклонения от прямолинейности в интервале $P_к =$ —30... —40 кПа объясняются нарушением сплошности водного тела и особенностями распределения пор по типу четочных капилляров. Отсюда интервал $P_к =$ —30... —40 кПа соответствует, по-видимому, *ВРК*, которая по значению меньше *НВ*. В тех случаях, когда нарушение логарифмической зависимости, преимущественно в почвах песчаного гранулометрического состава, не происходит, можно говорить о том, что при понижении $P_к$ от 0 до —80 кПа каких-либо резких изменений в состоянии почвенной влаги не происходит, а *ВРК*, по-видимому, соответствует *НВ*.

Нарушение логарифмической зависимости в интервале $P_к =$ = —300... —500 кПа в супесчаных и в интервале $P_к =$ —500... —700 кПа в суглинистых почвах свидетельствует о смене преимущественного действия капиллярных сил на сорбционные. Сближение и совпадение *ОГХ* в различных по гранулометрическому составу слоях и горизонтах почв объясняется высокой плотностью, низкой суммарной порозностью и высоким процентным содержанием (от общей порозности) пор малого диаметра (менее 3 мкм) в песчаных и супесчаных почвах.

Зависимости $P_п(W)$, полученные с использованием психрометрического метода в почвах сухой степи, приведены на рис. 3.2. В полулогарифмическом масштабе они выражены линиями, приближающимися к прямым. В рассматриваемом интервале потенциала влаги $-(2...10)\cdot10^2$ кПа свойства *ОГХ* обусловлены главным образом взаимодействием молекул воды с ионами, слагающими диффузный слой [125, 128]. Поведение ионов в растворе около поверхности твердой фазы и формирование диффузного слоя сказываются на некоторых особенностях *ОГХ* в интервале сорбционных сил водоудержания, выражающихся, в частности, в проявлении логарифмической зависимости.

По мере утяжеления гранулометрического состава, как и в ранее рассмотренных случаях, зависимости $P_п(W)$ сдвигаются в сторону большей влажности, что свидетельствует о возрастании

дифференциальной влагоемкости. Рассматриваемые зависимости можно использовать для ориентировочной оценки гидрофизических свойств влаги и степени доступности ее для растений, не прибегая к длительным трудоемким опытам. С этой целью кратко рассмотрим состояние почвенной влаги и ее доступность в интервале психрометрических определений $P_п$.

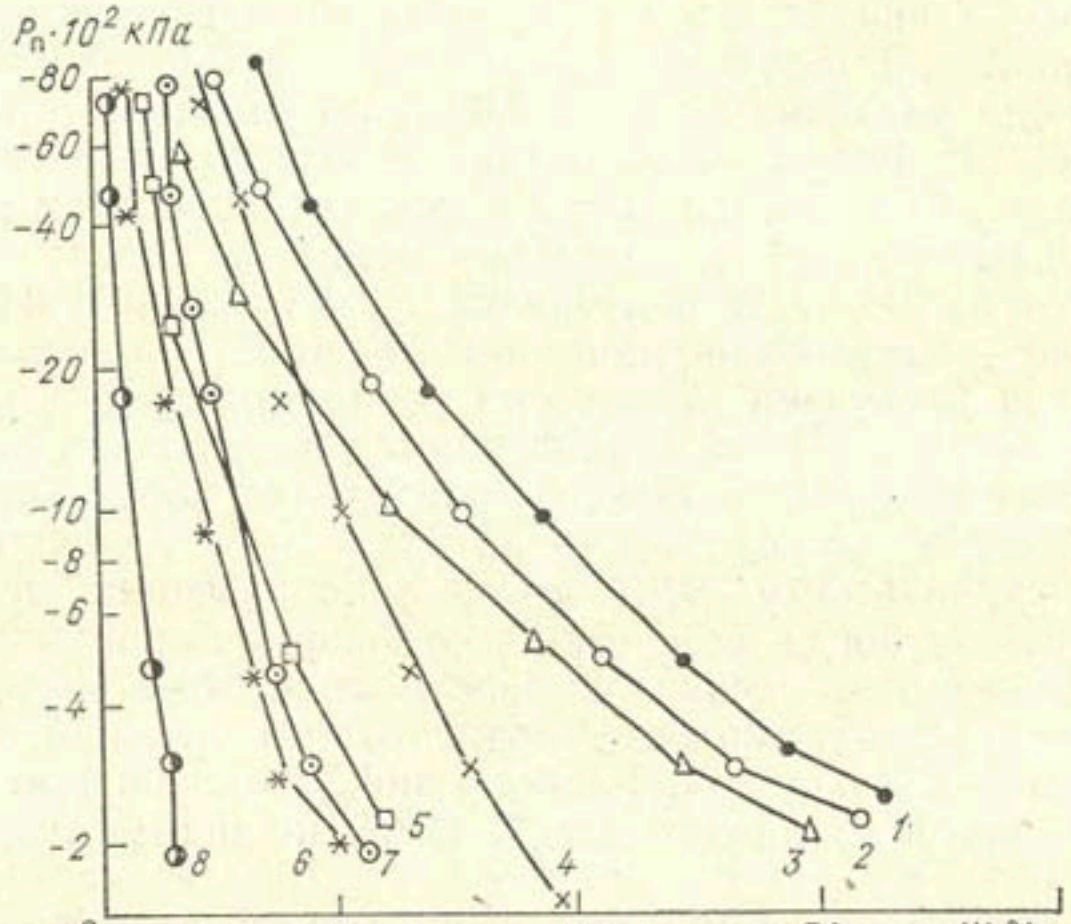


Рис. 3.2. Зависимость полного потенциала почвенной влаги $P_п$ от влажности почвы W, полученная психрометрическим методом.

Черноземовидная суглинистая почва: 1 — гор. А (0—40 см), *2* — гор. B_1 (40—70 см), *3* — гор. B_2 (80—100 см), *4* — гор. $A_{погр}$ (120—150 см); *черноземовидная супесчаная почва: 5* — гор. А (0—40 см), *6* — гор. B_1 (40—80 см), *7* — гор. B_2 (80—120 см), *8* — гор. С (120—200 см).

С уменьшением содержания влаги при высокой влажности почвы (*НВ* и выше) полный потенциал влаги понижается медленно, поскольку потеря влаги происходит в основном из более крупных пор, энергетическое состояние воды в которых характеризуется $P_п$ в интервале от 0 до $-(2...3)\cdot10^2$ кПа. Влага обладает относительно высокой подвижностью и соответствует категории легкодоступной. При дальнейшей ее потере происходит разрыв водного тела, влага уже находится в виде отдельных скоплений — «манжет» — в местах соединения почвенных частиц. Силы удержания ее почвой возрастают; возрастает и усилие, с которым осуществляется ее принудительное дренирование или поглощение корнями растений. Эта влага соответствует категории среднедоступной и характеризуется $P_п$ в интервале от $-(3...5)\cdot10^2$ до $-(8...12)\cdot10^2$ кПа. Дальнейшее уменьшение

содержания влаги приводит к уменьшению размера водных «манжет» и толщины пленок, а отсюда — к значительному увеличению сил удержания ее почвой. В это время влажность соответствует категории труднодоступной влаги и характеризуется потенциалом в интервале от $-(10...12)\cdot10^2$ до $-(20...30)\times\times10^2$ кПа. Поскольку влага теперь находится в тонких пленках и очень узких капиллярах, то даже незначительное уменьшение ее содержания приводит к резкому понижению потенциала, угол наклона этой части *ОГХ* также возрастает. Если в интервале влажности 20—15 % уменьшение ее содержания на 1 % обусловливает понижение $P_п$ на $-(1...2)\cdot10^2$ кПа, то теперь аналогичное уменьшение влажности приводит к понижению $P_п$ уже на $-(5...8)\cdot10^2$ кПа.

Таким образом, потеря влаги из тонких пленок и узких капилляров обусловливает резкое понижение потенциала, и при влажности почвы, близкой к воздушно-сухому состоянию, потенциал влаги может достигать значений $-(2...3)\cdot10^5$ кПа и ниже. На рис. 3.3 приведены *ОГХ* в почвах сухой степи, отражающие интервал влажности от *НВ* до состояния, характеризуемого относительной влажностью воздуха, равной 15 %. Зависимости получены тензиометрическим, психрометрическим и гигроскопическими методами [73]. «Разрывы» между отдельными отрезками *ОГХ*, установленные гигроскопическим и психрометрическим методами, невелики и в сущности лежат в пределах точности определений. Разрывы между участками *ОГХ*, найденные психрометрическими и тензиометрическими методами, соответствуют значениям осмотического потенциала, которые «не учитываются» в тензиометрических измерениях.

Определение *ОГХ* экспериментально требует много усилий, а в интервале средних значений влажности из-за низкой влагопроводности достижение равновесия затруднено, и получение надежного результата нередко становится проблематичным. В связи с этим сегодня наметилась устойчивая тенденция в направлении формализации зависимости. Известно много эмпирических формул, описывающих зависимости, довольно подробная сводка которых содержится в монографиях А. Д. Воронина [27] и И. И. Судницына [125]. Некоторые исследователи, например, Б. Н. Мичурин [65] и В. Г. Онищенко [101], используют метод подобия, а А. Д. Воронин для облегчения и ускорения процедуры построения *ОГХ* предложил расчетно-экспериментальный метод [26]. Сущность его состоит в том, что экспериментально определяют не все точки кривой, а лишь те из них, которые по тем или иным причинам (геометрическая и энергетическая неоднородность твердой фазы почвы, нерегулярность пустот и др.) трудно формализовать, но сравнительно легко измерить [26, 27].

Современное математическое моделирование влагопереноса и других гидрофизических процессов в почвах невозможно без знания *ОГХ*. В практике моделирования наряду с экспериментально определенными значениями потенциала и влажности также ис-

пользуют *ОГХ*, рассчитанную на основе данных о почвенно-гидрологических свойствах [50, 67, 140, 141, 145, 146]. К ним прежде всего относятся: максимальная гигроскопичность $\theta_{мг}$, влажность завядания $\theta_{вз}$, наименьшая влагоемкость $\theta_{нв}$, полная влагоемкость $\theta_{пв}$. Поскольку почвенно-гидрологические константы известны для большинства типов почв, то использование аналитических зависимостей $\Psi(\theta)$ становится в этом отношении вполне возможным.

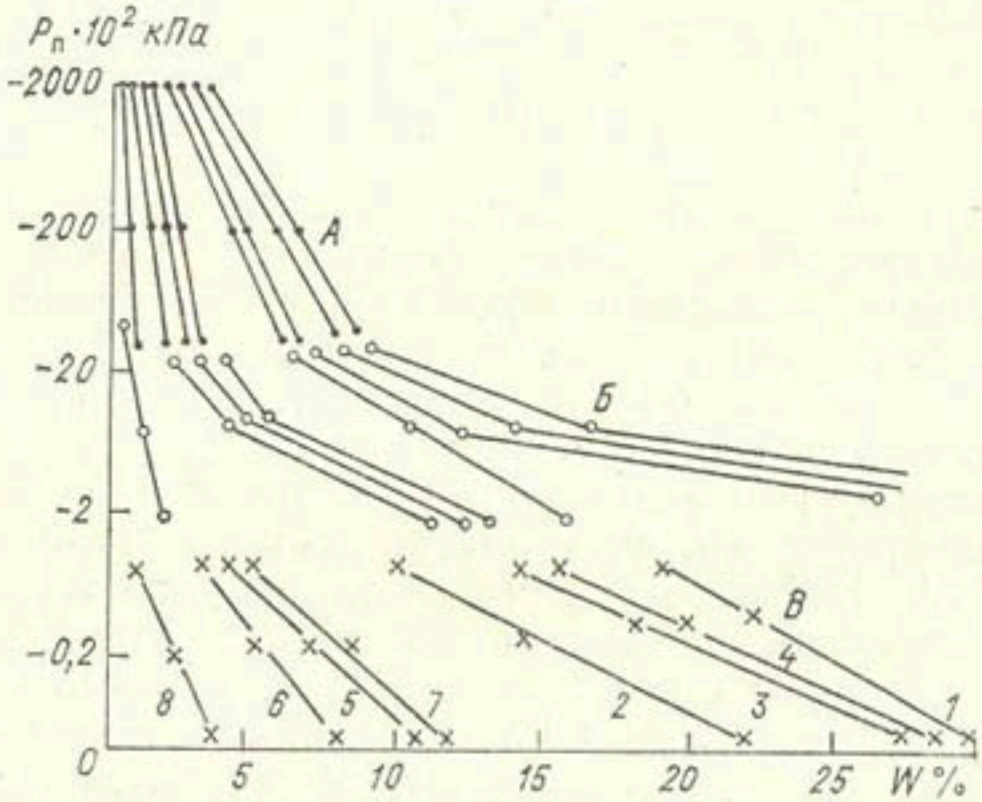


Рис. 3.3. Зависимость потенциала почвенной влаги от влажности почвы.

Методы: *А* — гигроскопический, *Б* — психрометрический, *В* — тензиометрический. *Черноземовидная суглинистая почва:* *1* — гор. А (0—40 см), *2* — гор. B_1 (40—70 см), *3* — гор. B_2 (70—100 см), *4* — гор. $A_{погр}$ (100—140 см); *черноземовидная супесчаная почва:* *5* — гор. А (0—40 см,) *6* — гор. B_1 (40—80 см), *7* — гор. B_2 (80—120 см), *8* — гор. С (120—150 см).

Среди аналитических зависимостей $\Psi(\theta)$ наибольшее распространение получили следующие формулы:

Фагелера (цит. по [140])

$$\Psi(\theta) = \Psi_{мг}\left[\frac{\theta_{мг}}{\theta}\right]_1^3; \tag{3.2}$$

Брукса—Кори (цит. по [140])

$$\Psi(\theta) = \Psi_e\left(\frac{\theta_{пв} - \theta_{мг}}{\theta - \theta_{мг}}\right)^b, \tag{3.3}$$

где коэффициент b находится из соотношения

$$b = \frac{\lg \Psi - \lg \Psi_{вз}}{\lg(\theta_{вз} - \theta_{мг}) - \lg(\theta_{пв} - \theta_{мг})}; \tag{3.4}$$

Павловой—Калюжного [50]

$$\Psi(\theta) = 10\,220 \exp\left(-3{,}58\,\frac{\theta - \theta_{вз}}{\theta_{нв} - \theta_{вз}}\right); \tag{3.5}$$

Мотовилова [67]

$$\Psi(\theta) = \Psi_{мг}\left(\frac{\theta_{мг}}{\theta}\right)^{na}\left(\frac{\theta_{пв}-\theta}{\theta_{пв}-\theta_{мг}}\right)^{0,42}. \qquad (3.6)$$

Эмпирические параметры n, a и $\lg \Psi_{пв}$ определяются из следующих соотношений:

$$a = 1 + 0{,}42 \lg \frac{\theta_{пв}-\theta_{мг}}{\theta_{пв}-\theta_{мг}}, \qquad (3.7)$$

$$n = \frac{\lg \Psi_{мг} - \lg \Psi_{пв}}{\lg_2 \theta_{пв} - \lg \theta_{мг}}, \qquad (3.8)$$

$$\lg \Psi_{пв} = 5{,}2 \cdot 10^{-6} (\theta_{пв})^{3,5} + 2{,}1, \qquad (3.9)$$

где $\Psi_{мг} = \Psi(\theta_{мг})$; $\Psi(\theta_{вз}) = \Psi_{вз}$; $\Psi_{пв} = \Psi(\theta_{пв})$; Ψ_e — давление барботирования. В формулах (3.2)—(3.5), (3.9) влажность почвы задают в весовых единицах, а в формулах (3.6)—(3.8) — в объемных. При расчетах зависимости $\Psi(\theta)$ по формулам (3.2)—(3.9) параметры $\Psi_{мг}$, $\Psi_{вз}$ и $\Psi_{пв}$ используют в виде десятичных логарифмов $\lg \Psi_{мг} = 4{,}7$; $\lg \Psi_{вз} = 4{,}2$; $\lg \Psi_{пв} = 2{,}5$. Таким образом, имея известные значения почвенно-гидрологических констант, зависимость $\Psi(\theta)$ можно найти по формулам (3.2), (3.3), (3.5) или (3.6).

Для проверки точности расчета *ОГХ* по формулам (3.2)—(3.9) использованы данные непосредственных измерений кривой $\Psi(\theta)$ и почвенно-гидрологических констант в дерново-подзолистой почве, подстилаемой мощными песками. Сопоставление зависимостей $\Psi(\theta)$ для разных слоев почвы, измеренных тензиометрическим методом и вычисленных по формулам (3.2)—(3.9), показывает, что рассчитанные потенциалы почвенной влаги существенно отличаются от измеренных. Следовательно, расчет зависимости $\Psi(\theta)$ по независимым измерениям почвенно-гидрологических констант может привести к грубым ошибкам в определении потенциала почвенной влаги, а это в свою очередь приведет к погрешностям в расчетах влагопереноса в почве. Следует, однако, отметить, что в слое 60—90 см, представляющем собой песок, расхождение рассчитанной зависимости от экспериментальной значительно меньше, чем в двух верхних слоях. Вероятно, это объясняется отсутствием в последнем слое в значительных количествах гумуса, физической глины, коллоидных веществ.

Анализ полученных зависимостей позволяет сделать вывод о том, что, по-видимому, использование формул (3.2)—(3.9) для расчета $\Psi(\theta)$ возможно в двух случаях. В первом из них значения почвенно-гидрологических констант можно подобрать по экспериментальной кривой $\Psi(\theta)$ таким образом, чтобы рассчитанная кривая наилучшим образом совпадала с измеренной. Такая работа была проделана с использованием этих формул. Результаты свидетельствуют о том, что наиболее гибкой аналитической зависимостью $\Psi(\theta)$ является формула С. Г. Мотовилова. Рассчитан-

ные по этой формуле координатные точки с высокой точностью ложатся на экспериментальную кривую [140]. Используя уравнение (3.6) и подбирая оптимальные значения почвенно-гидрологических констант, представляется возможным получить практически полную сходимость измеренных и рассчитанных кривых $\Psi(\theta)$.

Второй случай использования аналитических зависимостей предусматривает полное отсутствие непосредственных измерений

Таблица 3.11

Водно-физические свойства дерново-подзолистой почвы, подстилаемой мощными песками

Слой почвы, см	*ПП* г/см³	*МГ* %	*ВЗ* %	*НВ* %	*ПВ* %
Непосредственные измерения					
0—30	1,55	2,5	5,8	26,1	39,4
30—60	1,60	2,2	5,6	22,4	39,4
60—90	1,50	1,5	4,2	13,1	38,4
С использованием формулы (3.6)					
0—30	1,55	6,7	Не определялась	20,2	27,9
30—60	1,60	2,5	То же	14,7	19,8
60—90	1,50	1,5	„	9,2	13,0

потенциала почвенной влаги и почвенно-гидрологических констант. Они могут быть найдены для формулы (3.6) путем решения идентификационной задачи по уравнению (3.10). Расчеты показывают, что значения констант $\theta_{мг}$, $\theta_{нв}$, $\theta_{пв}$, полученные в результате решения идентификационной задачи, хотя и отличаются от независимо измеренных значений, однако находятся в основном в пределах точности их измерения (табл. 3.11).

Таким образом, при решении задач влагопереноса в почве при отсутствии непосредственных измерений $\Psi(\theta)$ целесообразно проводить с использованием аналитической зависимости (3.6). При этом почвенно-гидрологические константы надежнее определять из решения идентификационной задачи для уравнения (3.10), а не задавать их из независимых измерений, поскольку точность расчета влагопереноса по уравнению (3.10) в этом случае существенно возрастает:

$$C(\Psi)\frac{d\Psi}{dt}=\frac{d}{dZ}\left[K(\Psi)\frac{d\Psi}{dZ}-K(\Psi)\right], \qquad (3.10)$$

где $C(\Psi)$ — дифференциальная влагоемкость; $K(\Psi)$ — коэффициент влагопроводности; z — пространственная координата, направленная вертикально вниз; t — текущее время.

3.2. Влияние на ОГХ плотности и сложения почвы

Влияние плотности почвы (*ПП*) на ее водные и тепловые свойства очевидно, поскольку последняя обусловливает качественную и количественную стороны геометрии порового пространства и содержание влаги [62, 65, 101, 222, 290, 327]. От размера пор и их геометрической структуры зависит кривизна менисков на границе раздела и особенности дренирования пор. В природной обстановке плотность почв изменяется как в процессе обработки, так и под действием нагрузок вышерасположенной толщи, а также при поливах и осадках, приводящих к набуханию и усадке при испарении влаги. В связи с этим выявление степени воздействия плотности на потенциал влаги является актуальным. С. Тейлор и И. Бокс [318, 320] предложили учитывать *ПП* в качестве независимой переменной, а нагрузка включена в уравнение полного потенциала. Г. Тоунер [326] теоретически обосновал положение, в соответствии с которым для насыщенных почв потенциал влаги равен механическому давлению, приложенному к ее поверхности. К. Гартж [215] провел сравнительные исследования гранулометрического состава, порозности и потенциала влаги в 100 различных почвах и установил, что уменьшение плотности ведет к увеличению общей порозности и к снижению количества пор, заполненных водой. С Колева [233] в опытах с выщелоченной коричневой лесной почвой установила, что увеличение плотности почвы с 1,2 до 1,7 г/см^3, влияет на содержание влаги в зависимости от значения потенциала влаги. В интервале потенциала —5... —33 кПа увеличение *ПП* приводит к прогрессивному снижению содержания влаги, в интервале —33... —$15 \cdot 10^2$ кПа уплотнение почвы практически не снижает содержание равновесной влажности.

Можно привести еще данные Т. Стапики [310], показывающие, что в тяжелых глинистых почвах при влажности, характеризуемой $P_к$ = —50 кПа, уплотнение сказывается на уменьшении пор аэрации. Почвы среднего гранулометрического состава в значительно большей степени чувствительны к уплотнению (по сравнению с почвами легкого гранулометрического состава), однако при заметном уменьшении влажности влияние плотности быстро падает.

Краткая сводка работ по уплотнению почвы позволяет говорить о том, что увеличение плотности приводит к понижению $P_к$ при постоянном содержании влаги. Нарушение естественного сложения в общем виде сводится к уменьшению *ПП*, а отсюда — к увеличению общей порозности за счет возрастания количества крупных межагрегатных пор, что в свою очередь приводит к снижению количества пор, заполняемых водой. Из изложенного вытекает, что при одном и том же значении потенциала содержание влаги в почвах нарушенного сложения выше по сравнению с почвами ненарушенного сложения. Приведенные на рис. 3.4 данные подтверждают это положение. Зависимости $P_к(W)$ свидетель-

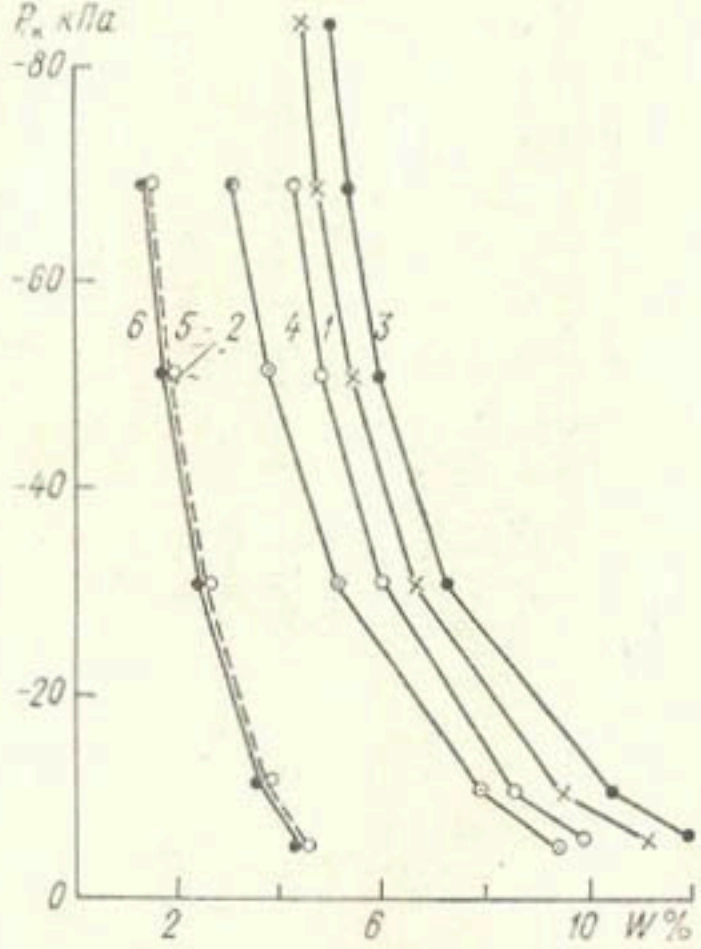


Рис. 3.4. Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала влаги $P_к$ от влажности в черноземовидной супесчаной почве.

1, 3, 5 — образцы почвы ненарушенного сложения, *2, 4, 6* — образцы почвы нарушенного сложения; *1, 2* — гор. A_1 (0—40 см), *3, 4* — гор. B_2 (80—120 см), *5, 6* — гор. С (120—200 см).

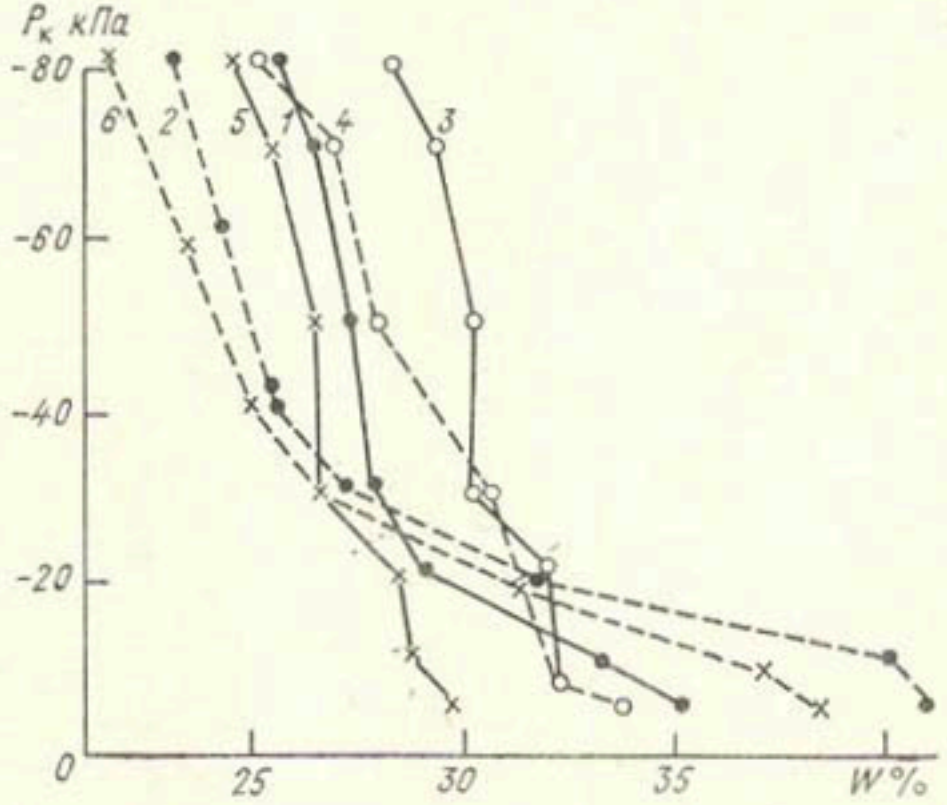


Рис. 3.5. Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги $P_к$ от влажности в светло-каштановой почве при различном ее сложении.

Ненарушенное сложение: 1 — гор. переходный по гумусу (10—30 см), *3* — гор. карбонатно-иллювиальный (30—105 см), *5* — гор. карбонатный (105—150 см); *нарушенное сложение: 2* — гор. переходный по гумусу (10—30 см), *4* — гор. карбонатно-иллювиальный (30—105 см), *6* — гор. карбонатный (105—150 см).

ствуют о том, что при постоянном значении потенциала содержание влаги заметно различается в зависимости от сложения почвы. Максимальные различия значений потенциала имеют место преимущественно в области высокой влажности (около *НВ*) и могут достигать здесь 50 %. В песчаном горизонте С черноземовидной супесчаной почвы различия в $P_к$ отсутствуют, и *ОГХ* совпадают между собой. Это обстоятельство объясняется отсутствием в песчаной почве агрегированности и структуры, в связи с чем нарушение сложения не приводит к заметному изменению суммарной порозности и геометрии порового пространства.

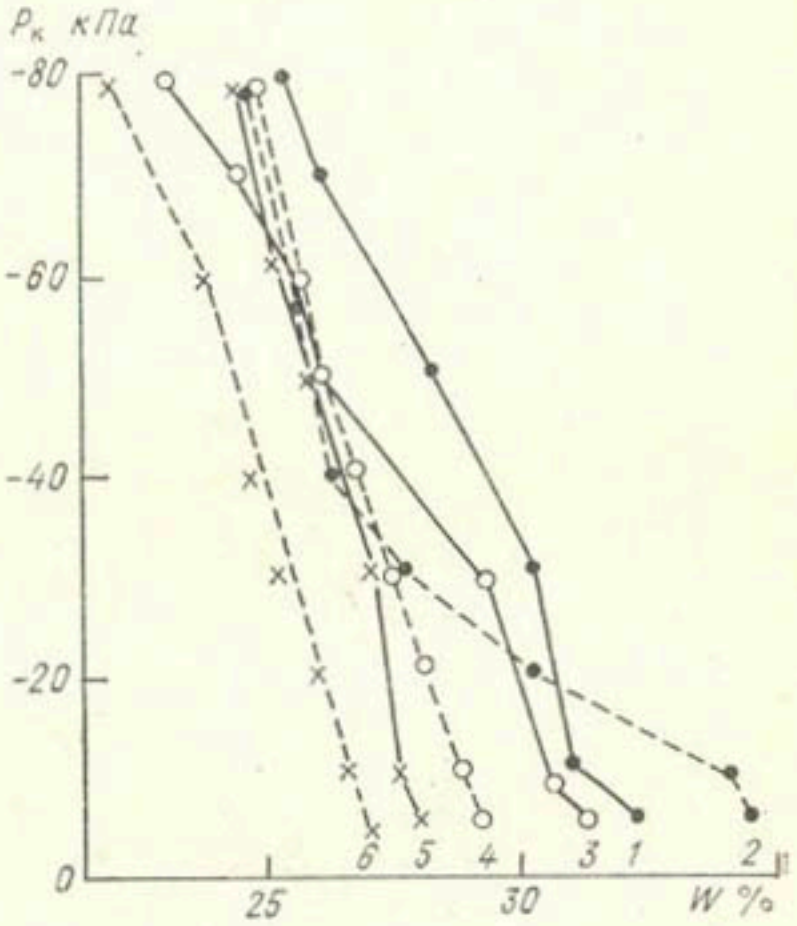


Рис. 3.6. Зависимость потенциала почвенной влаги $P_к$ от влажности в солончаковом солонце при различном его сложении.

Ненарушенное сложение: 1 — гор. солонцовый (10—30 см), *3* — гор. второй подсолонцовый (55—135 см), *5* — гор. гипсовый (135—190 см); *нарушенное сложение: 2* — гор. солонцовый (10—30 см), *4* — гор. второй подсолонцовый (55—135 см), *6* — гор. гипсовый (135—190 см).

Соотношение потенциалов влаги в засоленных почвах нарушенного и ненарушенного сложения заметно отличается от незасоленных. На рис. 3.5 и 3.6 приведены зависимости $P_к(W)$ в светло-каштановой почве и солончаковом солонце солонцового комплекса Северного Прикаспия. Некоторые гидрофизические свойства этих почв приведены в табл. 3.12. Анализ *ОГХ* свидетельствует о том, что максимальное различие во влажности при постоянном $P_к$ наблюдается в интервале его значений от —30... —40 до —70... —80 кПа, т. е. при влажности, соответствующей *НВ* и несколько ниже. В этих интервалах $P_к$ и влажности влияние сложения на потенциал происходит примерно так же, как и в незасоленных почвах. Совершенно другая картина наблюдается в интервале $P_к$ от —5 до —20... —30 кПа: здесь при одинаковом содержании влаги в образцах ненарушенного и нарушенного сложения потенциал ниже в засоленных почвах.

ОГХ в светло-каштановой почве пересекается в точках, расположенных в интервале $P_к$ = —20... —30 кПа, соответствующем интервалу влажности 31—27 % (от массы почвы), т. е. в пределах увлажнения несколько больше, чем *НВ*. В верхней части от точек пересечения (в интервале влажности, приближающей к *НВ* и менее) потенциал ниже в образцах ненарушенного

сложения. Вниз от точек пересечения *ОГХ*, в интервале влажности от *НВ* до *ПВ*, $P_к$ ниже в образцах нарушенного сложения. По мере увеличения содержания солей точки пересечения *ОГХ* сдвигаются в область более низких значений потенциала. Эта особенность наиболее отчетливо проявляется в солончаковом солонце, т. е. в почве с более высоким содержанием водорастворимых солей [76].

Таблица 3.12

Некоторые гидрофизические свойства почв солонцового комплекса Северного Прикаспия [114]

Глубина, см	*ПП* г/см³	*ПТФ* г/см³	*П* %	*НВ* %	*МГ* %	Глубина, см	*ПП* г/см³	*ПТФ* г/см³	*П* %	*НВ* %	*МГ* %
Солончаковый солонец						Светло-каштановая почва					
0—10	1,43	2,62	50	22	7,9	0—10	1,16	2,65	55	20	4,9
20	1,51	2,64	43	22	8,7	20	1,21	2,68	52	19	4,9
30	—	2,65	49	23	—	30	1,43	2,72	50	19	8,5
40	1,03	2,65	55	21	—	40	1,40	2,72	48	19	7,8
50	—	2,66	61	21	11,5	50	1,43	2,72	45	19	8,1
60	—	2,64	59	22	—	60	1,50	2,72	44	19	6,2
70	—	2,61	57	21	—	70	1,62	2,73	42	19	5,8
80	1,20	2,58	55	24	—	80	1,66	2,73	41	19	5,8
90	—	2,56	53	24	14,4	90	1,66	2,74	41	19	6,3
100	1,25	2,55	51	24	—	100	1,67	2,74	—	19	6,4
110	1,37	2,55	—	24	—	110	1,58	2,78	44	18	6,8
120	—	2,55	—	24	16,9	120	—	2,79	—	18	8,8
130	1,38	2,54	44	23	—	130	—	2,79	45	18	8,8
140	1,45	2,54	—	22	—	140	1,58	—	—	19	8,6
150	1,47	2,54	42	21	17,5	150	—	2,79	45	19	8,1
160	1,47	2,55	—	20	—	160	1,60	—	—	19	8,0
170	—	2,55	—	20	18,0	170	—	2,80	45	19	7,7
180	—	2,55	41	19	—	180	1,60	—	—	20	7,4
190	—	2,55	—	19	—	190	—	2,77	44	20	7,2
200	—	2,50	40	19	—	200	—	—	—	20	7,1
210	—	—	—	21	18,8	210	1,53	—	—	20	6,8

В верхнем слое солончакового солонца (10—30 см) содержание солей составляет всего 0,2 % (по массе), зависимости $P_к(W)$ пересекаются в области высоких значений потенциала (около —20 кПа). В слое 55—135 см содержание солей возрастает до 2,4 %, пересечение зависимостей наблюдается уже при $P_к =$ $=$ —50 кПа. При увеличении содержания солей до 3,0 % в гипсовом горизонте зависимости потенциала влаги от влажности не пересекаются вообще в пределах тензиометрических определений. При этом значения $P_к$ при постоянной влажности заметно ниже в монолитах по сравнению с образцами нарушенного сложения. Причины, обусловливающие описанные особенности соотношения потенциалов влаги в образцах ненарушенного и нарушенного сложения, заключаются в одновременном воздействии на *ОГХ* свойств твердой фазы почвы и суммарного содержания солей.

3.3. Влияние на ОГХ водорастворимых солей

Вопросу воздействия солей на состояние почвенной влаги посвящены обстоятельные работы многих отечественных и зарубежных ученых [8, 35, 76, 77, 102, 112, 125, 220, 257, 286].

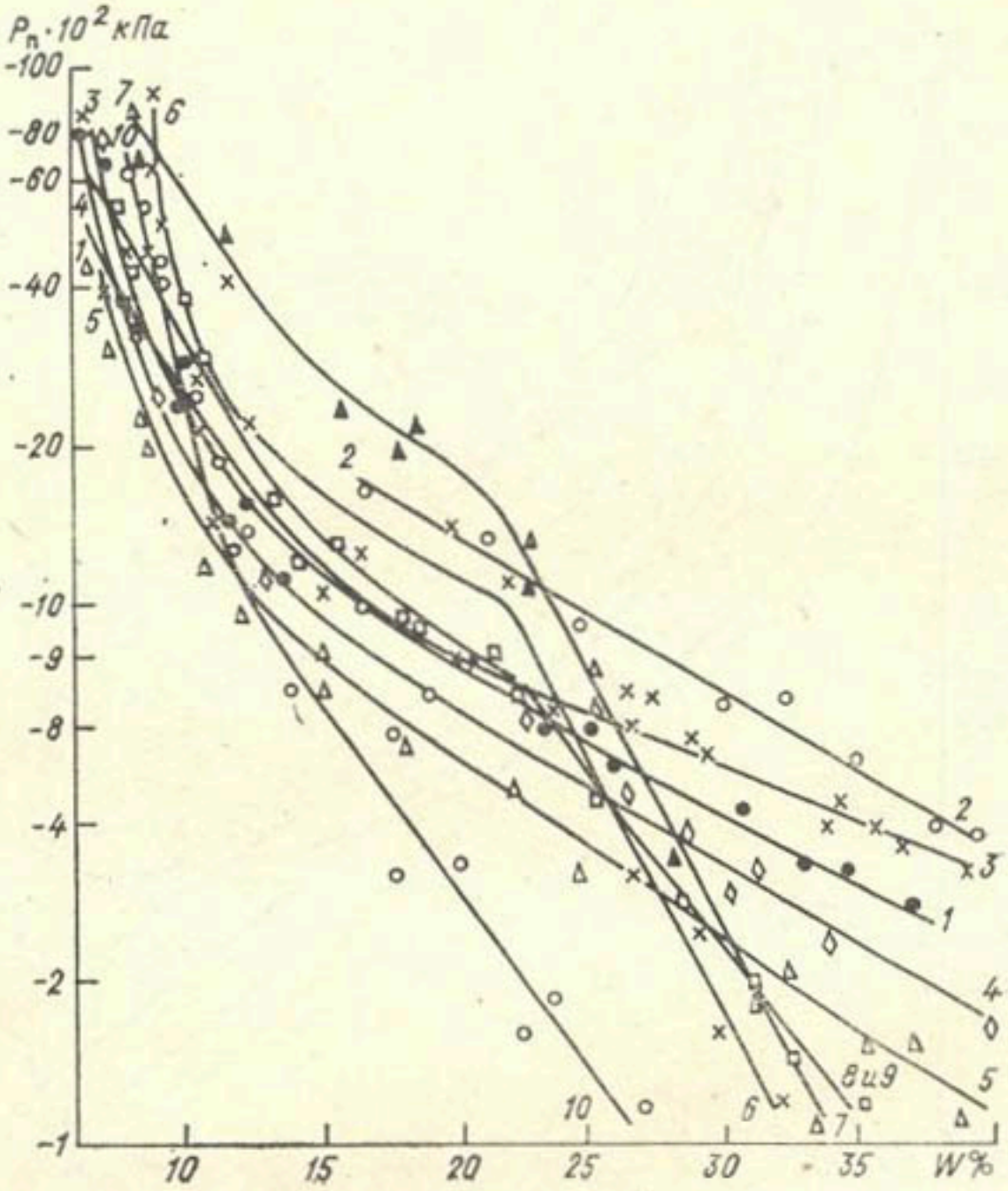


Рис. 3.7. Зависимость полного потенциала почвенной влаги $P_п$ от влажности в темноцветной почве.

1 — дернина (0—5 см), *2* — гор. гумусовый (5—28 см), *3* — гор. переходный по гумусу (43—75 см), *4* — гор. иллювиально-карбонатный (75—115 см), *5* — гор. карбонатный (113—165 см), *6* — слой 190—210 см, *7* — слой 210—300 см, *8* — слой 300—400 см, *9* — слой 400—500 см, *10* — слой 500—600 см.

Исследования влияния солей на *ОГХ* проведены на почвах солонцового комплекса Северного Прикаспия [76], подробное описание генетико-морфологических, физических и физико-химических свойств которых выполнено А. А. Роде и М. Н. Польским [114]; некоторые из этих свойств приведены в табл. 3.12, а зависимости $P_п(W)$ — на рис. 3.7—3.9. В полулогарифмическом масштабе они имеют вид гипербол и аппроксимируются степенной функцией. Расположение их в координатах подчинено определенной последовательности, обусловленной различием в со-

держании илистой фракции и солей. В пределах *ОГХ*, особенно в солончаковом солонце и светло-каштановой почве, можно выделить два вида отрезков по наклону к абсциссе: первый вид характеризуется $P_п$ в интервалах: $-(1...\ 2)\cdot10^2$ кПа в солонце, $-(1...\ 25)\cdot10^2$ кПа в светло-каштановой и $-(3...\ 30)\cdot10^2$ кПа

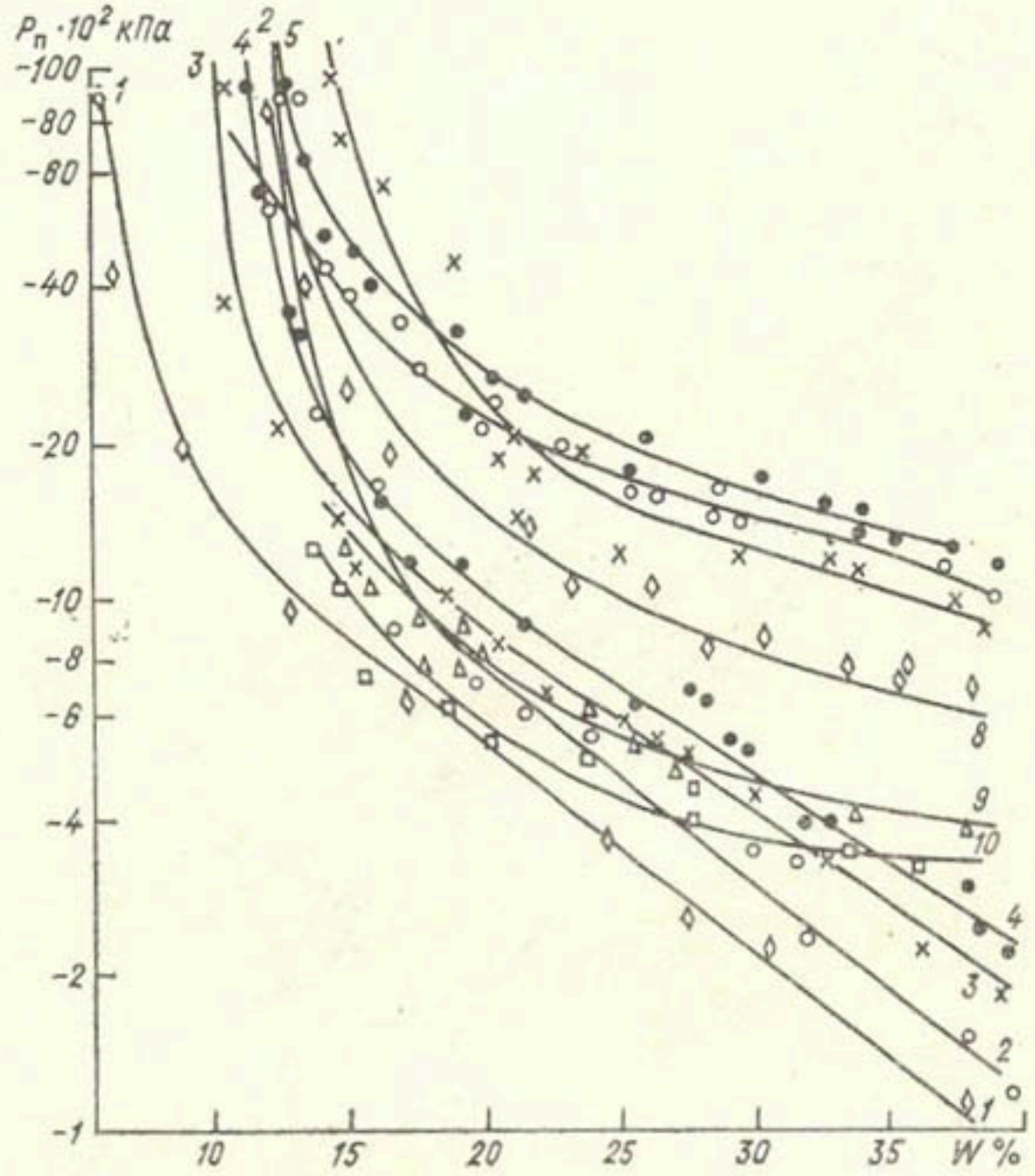


Рис. 3.8. Зависимость полного потенциала почвенной влаги $P_п$ от влажности в светло-каштановой почве.

1 — гор. гумусовый (0—10 см), *2* — гор. переходный по гумусу (10—30 см), *3* — гор. карбонатно-иллювиальный (30—105 см), *4* — гор. гипсовый (105—150 см), *5* — слой 190—200 см, *6* — слой 210—300 см, *7* — слой 300—400 см, *8* — слой 400—500 см, *9* — слой 500—600 см, *10* — слой 600—700 см.

в темноцветной почве. Второй вид характеризуется интервалами $P_п$: $-(20...\ 10)\cdot10^2$, $-(25...\ 100)\cdot10^2$ и $-(30...\ 10)\cdot10^2$ кПа соответственно в этих же почвах.

Первые отрезки отличаются значительно меньшими углами наклона к абсциссе по сравнению со вторыми, однако резкой границы между ними нет, так как кривые плавно изменяются с уменьшением влажности. Эта форма кривых обусловлена совместным, но не равнозначным влиянием свойств твердой фазы почвы и содержанием солей при высокой и низкой влажности. В темноцвет-

ной почве, содержание солей в которой мало́ по сравнению с двумя другими, $P_п(W)$ приближаются к зависимостям в незасоленных почвах.

Рассмотрим изменение $P_п$ при постоянных уровнях влажности в зависимости от содержания солей и илистой фракции. С этой

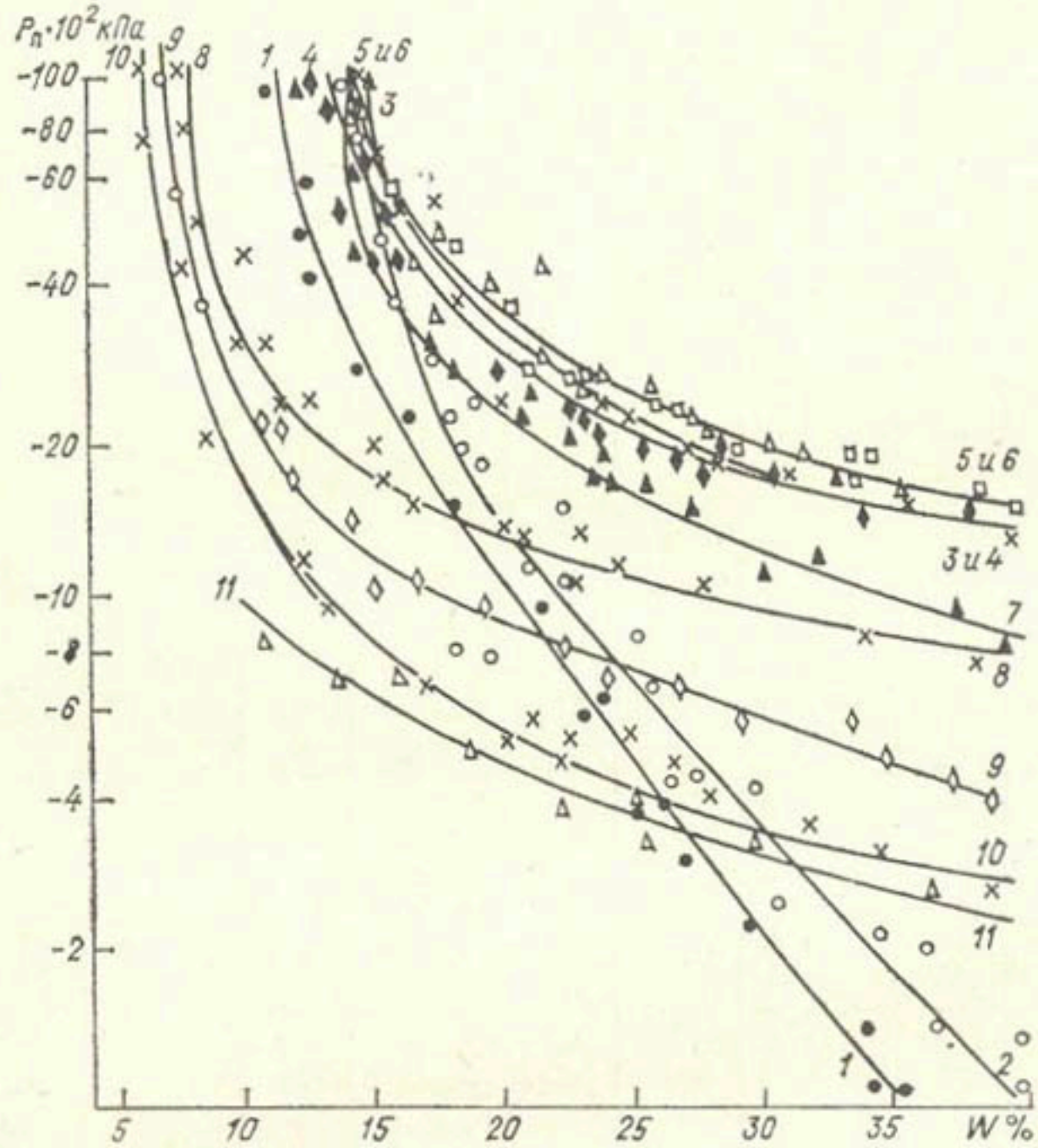


Рис. 3.9. Зависимость полного потенциала почвенной влаги $P_п$ от влажности почвы в солончаковом солонце.

1 — гор. надсолонцовый (0—10 см), *2* — гор. солонцовый (10—30 см), *3* — гор. первый подсолонцовый (30—45 см), *4* — гор. второй подсолонцовый (55—135 см), *5* — гор. гипсовый (135—190 см), *6* — слой 190—210 см, *7* — слой 210—300 см, *8* — слой 300—400 см, *9* — слой 400—500 см, *10* — слой 500—600 см *11* — слой 600—700 см.

целью условно рассечем зависимости в вертикальной плоскости серией перпендикуляров, опущенных параллельно ординате с «шагом» по влажности почвы (по обсциссе) через 10 %. Значения $P_п$ и W, соответствующие точкам пересечения перпендикуляров с некоторыми из зависимостей, приведены в табл. 3.13, в которой также имеются сведения о содержании солей и илистой фракции.

При наличии в почве водорастворимых солей $P_п$ представляет собой результат совместного воздействия твердой фазы почвы,

Таблица 3.13

Соотношение полного потенциала влаги ($P_п$), влажности почв (W), суммарного содержания солей (C) и илистой фракции ($ИЛ$) в почвах солонцового комплекса Северного Прикаспия [76]

Слой почвы, см	W %	$P_п$ кПа	C %	$ИЛ$ %	Слой почвы, см	W %	$P_п$ кПа	C %	$ИЛ$ %
			Солончаковый солонец						
0—10	40	—1,0	0,10	31	10—30	40	—1,0	0,10	33
	20	—10,0				20	—16,0		
30—45	40	—13,0	1,80	37	55—135	40	—13,0	—	—
	20	—31,8				20	—28,0		
135—190	40	—14,0	2,86	30	190—210	40	—14,2	2,61	29
	20	—33,0				20	—33,0		
210—300	40	—8,0	1,75	31	300—400	40	—7,4	0,98	34
	20	—22,5				20	—12,5		
400—500	40	—4,0	0,98	33	500—600	40	—2,8	0,30	32
	20	—7,0				20	—5,6		
			Светло-каштановая почва						
0—10	40	—	0,04	27	10—30	40	—1,2	0,04	37
	20	—5,0				20	—7,9		
30—105	40	—1,8	0,3	36	105—150	40	—2,2	1,8	30
	20	—8,9				20	—10,0		
190—210	40	—12,7	1,45	28	210—300	40	—10,0	1,57	—
	20	—27,0				20	—22,0		
300—400	40	—8,9	1,56	—	400—500	40	—3,1	0,29	—
	20	—23,0				20	—5,6		
			Темноцветная почва						
0—5	40	—3,0	0,04	44	5—28	40	—3,1	0,04	44
	20	—8,0				20	—14,0		
43—75	40	—3,0	0,04	37	75—113	40	—1,6	0,04	33
	20	—8,2				20	—6,5		
113—165	40	—1,0	0,04	33	190—210	40	—	0,04	29
	20	—5,0				20	—12,6		

в частности, илистой фракции, и содержания солей. Последнее в темноцветной почве незначительно и постоянно (в соответствии с данными А. А. Роде и М. Н. Польского) по всему профилю (0,04 %), тогда как содержание илистой фракции существенно различается по генетическим горизонтам. Исходя из этого факта зависимости в этой почве должны бы быть расположены в координатах в таком порядке, в соответствии с которым $ОГХ$ в слое 500—600 см «занимает» наиболее близкое положение к ординате, а $P_п(W)$ в гумусовом горизонте — максимально удалена от нее. На самом деле это не совсем так. Например, зависимости в слоях 190—210, 210—300, 300—400 и 400—500 см в соответствии с содержанием в них илистой фракции должны были бы занять положение в интервале $P_п = -(1...2{,}5)\cdot 10^1$ кПа. По-

видимому, содержание солей, которое принято в соответствии с данными Роде и Польского (1960), не полностью отвечает содержанию солей в нашем разрезе, заложенном поблизости от разреза этих авторов. Это тем более вероятно, что как отмечали сами авторы, темноцветные почвы Прикаспийской низменности рассолены далеко не в одинаковой степени. О том, что в использованных нами образцах темноцветной почвы солей больше, чем по данным Роде и Польского, косвенно свидетельствуют и другие факты. Например, при *НВ* полный потенциал влаги в большинстве генетических горизонтов значительно больше, чем это следует из принятой концентрации солей. Это относится к верхним горизонтам, где повышенное содержание солей может быть обусловлено постоянным привносом их ветром [76].

Сравнение зависимостей $P_п(W)$ в темноцветной почве с таковыми в солонце и светло-каштановой почве свидетельствует о том, что при одном и том же содержании влаги $P_п$ в последних значительно ниже. Так, при влажности 40 % полный потенциал в различных генетических горизонтах темноцветной почвы находится в интервале: $-(2{,}5\ldots 3{,}5)\cdot 10^2$ кПа в толще 0—75 см и в интервале $-(1{,}5\ldots 1{,}9)\cdot 10^2$ кПа в толще 75—600 см. При аналогичной влажности светло-каштановой почвы и особенно солончакового солонца $P_п$ понижается до $-(13\ldots 14)\cdot 10^2$ кПа (слой 30—210 см солонца). Следовательно, хотя содержание солей в темноцветной почве, по-видимому, и больше, чем это следует из данных табл. 3.13, но все же оно намного ниже по сравнению с двумя другими почвами.

Попытаемся выявить раздельное влияние содержания солей и илистой фракции на полный потенциал влаги. С этой целью рассмотрим значения $P_п$ при уменьшении влажности сначала в генетических горизонтах и слоях с одинаковым или близким содержанием илистой фракции, но при различном содержании солей, а затем, наоборот, при близком суммарном содержании солей, но при различном содержании илистой фракции.

В слоях 10—30 и 55—135 см солончакового солонца (рис. 3.9) содержание илистой фракции составляет около 33,0 %, а суммарное содержание солей — соответственно 0,10 и 2,42 % от массы почвы. При влажности последней 40 % $P_п$ в указанных слоях составляет —100 и $-13\cdot 10^2$ кПа соответственно. Следовательно, разность в значениях потенциала составляет $-12\cdot 10^2$ кПа. С уменьшением содержания влаги до 20 % это различие увеличивается до максимума ($-16\cdot 10^2$ кПа). При дальнейшем уменьшении влажности до 15 % разность потенциалов уменьшается до $-13\cdot 10^2$ кПа, при влажности 14 % потенциалы становятся равными, а при $W =$ $= 13$ % $P_п$ в слое 10—30 см становится выше, чем в слое 55—135 см ($-10\cdot 10^3$ и $-8{,}2\cdot 10^3$ кПа соответственно).

Следовательно, полный потенциал влаги в слоях почвы с одинаковым содержанием илистой фракции, но с сильно различающимся содержанием солей в интервале влажности от *ПВ* до *ВЗ* ниже там, где больше солей. В интервале от *ВЗ* до *МГ* потенциал

ниже в слоях с меньшим содержанием солей. Подобная картина соотношения потенциалов в слоях почвы с близким содержанием илистой фракции, но с различным содержанием солей, наблюдается в светло-каштановой почве.

Почвенный слой 135—190 см солончакового солонца характеризуется примерно одинаковым содержанием и илистой фракции, и суммы солей, поэтому зависимости $P_п(W)$ полностью совпадают (рис. 3.9, кривые *5* и *6*). Однако аналогичное совпадение *ОГХ* наблюдается не всегда. Так, например, зависимости *8* и *9* (рис. 3.9) в слоях 300—400 и 400—500 см не совпадают, хотя различие в $P_п$ при одинаковых значениях влажности и невелико. Возможно, что при сравнительно невысоком содержании солей (в этом случае около 1,0 %), различие в содержании илистой фракции, равное всего 1,0 %, и обусловило отмеченное несовпадение. Возможно также, что оказало влияние и различие в составе солей, в частности в соотношении хлора и SO_4^{2-}.

Рассмотрим теперь зависимости $P_п(W)$, характеризуемые близким содержанием солей, но разным содержанием илистой фракции. Слои 30—45 и 210—300 см солончакового солонца (рис. 3.9, кривые *3* и *7*) соответствуют поставленной задаче. Анализ этих зависимостей показывает, что в интервале влажности от 40 до 12 % $P_п$ ниже в слое 30—45 см, т. е. в слое с большим содержанием илистой фракции. Отсюда решающим фактором в понижении потенциала в аналогичных случаях является содержание илистой фракции. Обращает на себя внимание и тот факт, что кривые *1* и *2* в солончаковом солонце имеют очень близкую форму, и в то же время они резко отличаются от остальных зависимостей (кривые *3—11*) данного разреза, которые также по форме близки между собой. То же самое наблюдается и в засоленной светло-каштановой почве (рис. 3.8), где кривые *1—4*, с одной стороны, и кривые *5—10*, с другой, значительно отличаются друг от друга. При этом отличия наиболее резко проявляются в интервале увлажнения 40—15 %. При более низкой влажности (менее 15 %) форма указанных групп кривых почти аналогична. Содержание солей в слоях, характеризуемых кривыми *1—2* (рис. 3.9) и *1—4* (рис. 3.8), во много раз меньше, чем в слоях, характеризуемых остальными кривыми двух почв, за исключением слоя 105—150 см.

Отсюда с учетом ранее изложенного следует, что в сильнозасоленных почвах при высоком и среднем влагосодержании преимущественное влияние на $P_п$ оказывает содержание солей, тогда как при низкой влажности (около *ВЗ* и ниже) — твердая фаза почвы (содержание ила). Что же касается зависимости $P_п(W)$ в слое 105—150 см светло-каштановой почвы (по содержанию солей она должна быть ближе к зависимостям *5—10*, чем к зависимостям *1—3*), то, возможно, это связано с ошибками, обусловленными двумя действиями: отбором осредненных образцов и осреднением суммарного содержания солей в данном слое.

Таким образом, при совместном воздействии на полный потенциал суммарного содержания солей и илистой фракции первые

оказывают преимущественно влияние на $P_п$ в пределах *ПВ — ВЗ*. Заметное влияние содержания илистой фракции на значение потенциала начинает проявляться при влажности, несколько меньшей *НВ*, а преимущественное влияние — при влажности от *ВЗ* и ниже. При одинаковом гранулометрическом составе различных почв, но при существенно различном содержании солей, последние как бы «облегчают» гранулометрический состав, что подтверждается сдвигом зависимостей в сторону ординаты, т. е. в область преимущественного расположения зависимостей для почв легкого гранулометрического состава.

Далее уместно кратко остановиться на соотношении полного потенциала и некоторых гидрофизических констант: *ПВ*, *НВ*, *ВЗ* и *МГ*. Это тем более целесообразно, что по мнению А. А. Роде [112], традиционные методы определения констант [19] практически не пригодны для засоленных почв. Отметим, что в незасоленных почвах при полном насыщении их водой (*ПВ*) полный потенциал по значению близок нулю; $P_п$, соответствующий *МГ*, находится в интервале $-(50...55)\cdot10^2$ кПа, а значения $P_п$, характеризующие *НВ* и *ВЗ*, равны соответственно —30 и $-15\cdot10^2$ кПа [21, 26, 34, 65, 77, 121, 125, 180, 286, 306]. В априори можно полагать, что значения $P_п$, характеризующие константы, будут существенно иными в засоленных почвах. Обратимся к экспериментальным данным (см. табл. 3.12). Анализ показывает, что значения полного потенциала в различных горизонтах темноцветной почвы, характеризующие *НВ*, значительно ниже, чем, например, в пойменной черноземовидной суглинистой незасоленной почве, и находятся в интервале $-(8...14)\cdot10^2$ кПа, тогда как в незасоленной — в интервале $-(2...4)\cdot10^2$ кПа. Соответственно значения $P_п$, характеризующие *ВЗ* и *МГ*, находятся в интервалах $-(17...23)\cdot10^2$ и $-(32...40)\cdot10^2$ кПа. В солончаковом солонце и в светло-каштановой почве значения $P_п$, характеризующие *НВ*, *ВЗ* и *МГ*, еще более низкие, чем в темноцветной почве; нередко они достигают значений, превышающих $-100\cdot10^2$ кПа для *МГ*, а иногда и даже для *ВЗ*. Однако следует отметить, что такое сильное понижение значения полного потенциала, характеризующего *ВЗ*, частично объясняется тем, что *ВЗ* определялась на рассоленных почвах [114], а потенциал — на засоленных.

С использованием данных криоскопических и тензиометрических определений $P_п$ и $P_к$ проведены расчеты $P_{осм}$. По данным этих определений и расчетов построены зависимости $P_п$ от концентрации солей (рис. 3.10). Видно, что зависимость прямолинейна, поскольку при высокой влажности вклад в $P_п$ твердой фазы почвы приближается к нулю, а осмотическая компонента обусловлена только концентрацией солей. При понижении содержания влаги $P_п$ возрастает, а $P_{осм}$ убывает (по абсолютному значению) и в этом случае зависимость $P_п(P_{осм})$ выразится характерной кривой с одним максимумом и двумя минимумами [92]. По данным осмотического, капиллярно-сорбционного потенциалов и значений влажности построены зависимости $P_{осм}(W)$, представленные на рис. 3.11.

Они выражены сильно выположенными кривыми, проходящими под очень небольшим углом к абсциссе. Анализ их показывает, что поскольку между $P_к$ и W, с одной стороны, и $P_{осм}$ и $P_к$, с другой, существует определенная связь [77], то содержание воднорастворимых солей может оказывать некоторое влияние на показания тензиометров.

В незасоленных почвах показания тензиометра отражают понижение свободной энергии воды, осуществляемое за счет влияния

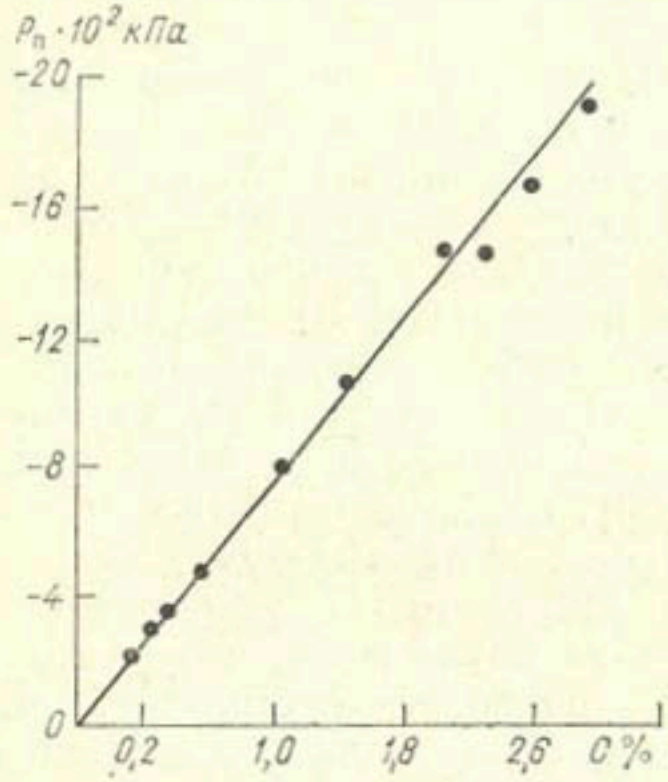


Рис. 3.10. Зависимость потенциала почвенной влаги $P_п$ от содержания водорастворимых солей C.

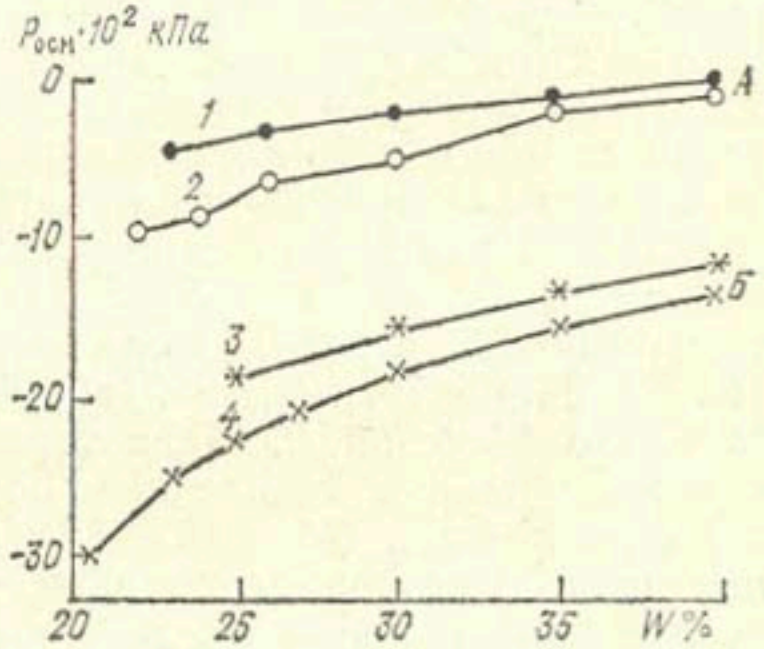


Рис. 3.11. Зависимость осмотического потенциала влаги $P_{осм}$ от влажности в светло-каштановой почве ($А$) и солончаковом солонце ($Б$).

1 — слой 10—30 см, *2* — слой 105—150 см, *3* — слой 30—45 см, *4* — слой 135—190 см.

на нее твердой фазы почвы. При этом растворенные в воде химические элементы свободно проникают в тензиометрическую систему и «связывают», уменьшают свободную энергию воды последнего. Однако в незасоленных почвах концентрация почвенного раствора невелика, поэтому понижение свободной энергии воды тензиометра незначительно, и им вполне можно пренебречь. В засоленных почвах концентрация солей в воде тензиометра со временем может достигать больших значений, однако измерить осмотическую составляющую тензиометром невозможно, поскольку поры керамического датчика прибора пропускают вместе с водой и растворенные в ней химические вещества, т. е. отсутствует осмотическая мембрана (перегородка). В связи с этим протекание в системе почвенный раствор—вода тензиометра осмотических явлений также невозможно. Однако в этой системе имеет место перепад концентрации солей (по обе стороны керамического датчика), обусловливающий и перепад осмотического потенциала, что приводит к дополнительной потере воды из тензиометра в почву сверх

той ее части, которая вызвана градиентом капиллярно-сорбционного потенциала в системе почва—тензиометр.

Для экспериментальной проверки этого положения зависимость $P_к(W)$ в слое 105—150 см светло-каштановой почвы определялась тензиометрами, заправленными дистиллированной водой, и тензиометрами, заправленными раствором поваренной соли в концентрации, соответствующей суммарному содержанию солей в этом слое почвы. Результаты эксперимента приведены на рис. 3.12. Видно, что зависимости существенно различаются между собой. При одном и том же значении потенциала содержание влаги выше в варианте определения $P_к$ тензиометрами с раствором поварен-

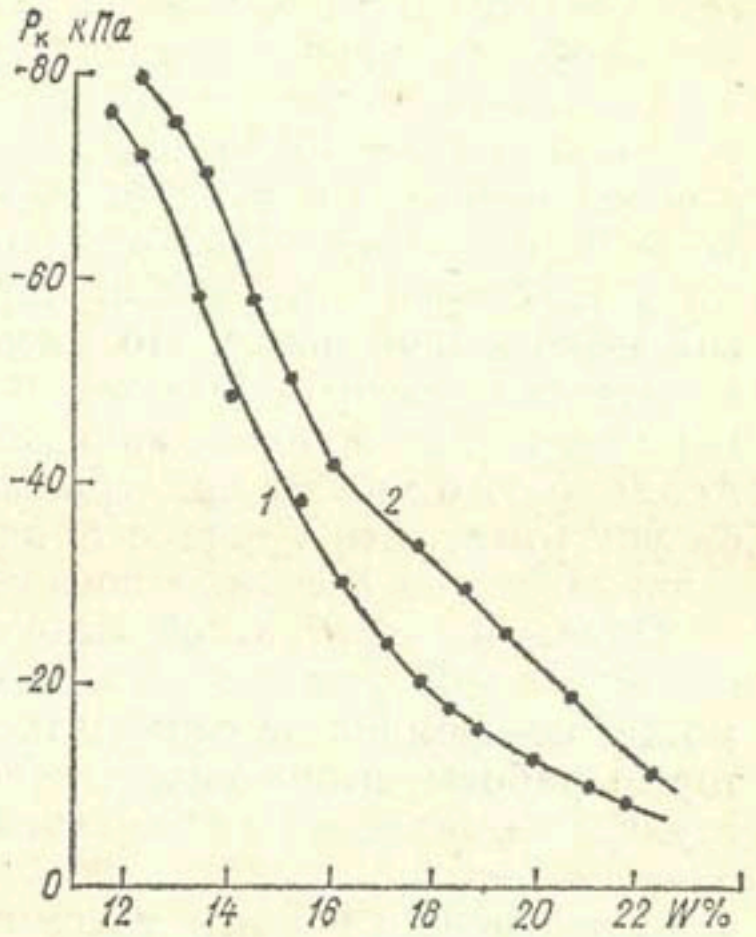


Рис. 3.12. Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала влаги $P_к$ от влажности в слое 105—150 см в светло-каштановой почве солонцового комплекса Северного Прикаспия.

1 — данные тензиометров, заправленных дистиллированной водой, *2* — данные тензиометров, заправленных раствором поваренной соли.

ной соли. Это свидетельствует о том, что при наличии градиента концентрации солей в системе почва—тензиометр (когда тензиометр заправлен дистиллятом) имеет место дополнительный расход воды из тензиометра в почву, проявляющийся на его показаниях аналогично уменьшению влажности почвы. Отсюда следует, что при измерении $P_к$ в засоленных почвах тензиометры необходимо заправлять растворами солей, аналогичными по концентрации, а возможно, и по составу, раствору исследуемой почвы. Однако последнее предположение нуждается в дополнительном изучении.

3.4. Влияние на ОГХ факторов воздушной среды

Температура как фактор среды является важнейшим термодинамическим параметром, функционально связанным с потенциалом влаги. Отсюда вытекает необходимость детального изучения влияния температуры на потенциал и учета этого влияния при разработке рекомендаций по оптимизации гидромелиоративных процессов. Фундаментальные исследования температурного режима почв СССР и их теплообеспеченности выполнены В. Н. Димо [41, 42], теплообмена в системе почва—растение—атмосфера С. В. Нерпиным и А. Ф. Чудновским [97, 98], а неизометрического внутри-

почвенного влагообмена — А. М. Глобусом [35]. Однако воздействие температуры на потенциал, особенно в пределах высокого увлажнения почв, изучено далеко недостаточно. Имеющаяся по данному вопросу литература немногочисленна, а содержащаяся в ней информация иногда противоречива. Так, Дж. Рихтер [275] провел исследования на четырех почвах, различающихся между собой по содержанию илистой фракции (9,0—48,6 %), и установил, что наиболее сильное влияние температуры воздуха на капиллярный потенциал имеет место в глинистых и песчаных почвах: при увеличении $t_в$ от 15 до 45 °С $P_к$ повышается на —50... —10 кПа в обеих почвах. По данным Р. Гарднера [97], увеличение $t_в$ от 0 до 50 °С приводит к повышению $P_к$ на —0,9 кПа на каждый градус в грубозернистом песке, жирной песчаной глине и горно-луговой перегнойной почве. По мнению С. Тейлора [318], влияние $t_в$ в интервале высокой влажности почвы мало и увеличивается по мере уменьшения содержания влаги, достигая максимума при *МГ*. Аналогичного мнения придерживается и А. Кедзиора [227], однако он указывает, что влияние $t_в$ на капиллярный потенциал сильнее сказывается на песчаных почвах по сравнению с глинистыми.

Одним из недостатков выполненных работ является использование температуры воздуха, а не почвы, поскольку динамика $t_в$ может во времени не совпадать с динамикой $t_п$. Кроме того, некоторые работы выполнены в неконтролируемых условиях, что затрудняет выявление воздействия температуры на $P_к$ в «чистом» виде.

В настоящем разделе рассмотрены экспериментальные данные, полученные в лабораторных (контролируемых) условиях. Методика исследований заключалась в следующем. Почву (около 15 кг) помещали в полиэтиленовые сосуды, по центру которых устанавливали тензиометры и термометры. После достижения в почве требуемой влажности ее поверхность мульчировали крупнозернистым песком (толщина слоя 2 см), затем сосуды с почвой герметично закрывали тремя слоями полиэтиленовой пленки. В опытах использовали верхний (0—25 см) слой аллювиальной луговой суглинистой, дерново-подзолистой супесчаной и иловато-торфяной почв. Для каждой из них использовали три уровня (*А*, *Б* и *В*) потенциала $P_к$; изменение уровня $P_к$ в течение опыта осуществлялось только в связи с изменением температур воздуха и почвы. Изменение температуры в интервале от 0 до 36 °С обеспечивалось поочередным размещением сосудов с почвой в отапливаемой и неотапливаемой комнатах. Использованные три уровня $P_к$ при $t_п = 19$ °С по вариантам опыта представлены в табл. 3.14.

Данные табл. 3.14 представляют собой средние значения $P_к$ по каждому варианту изменения температуы (понижение, повышение), которое наиболее часто осуществлялось по циклу: от максимума до минимума и опять до максимума (например, 24—5—24 °С) или наоборот — от минимума до максимума и опять до минимума. Такой ход температуры в дальнейшем будем называть циклом, а изменение ее только в пределах от максимума до мини-

мума или от минимума до максимума — полуциклом. Интервал между замерами $t_п$ и $P_к$ составлял 1—2 ч, а иногда и 0,5 ч [82, 89].

Данные табл. 3.14 свидетельствуют о том, что значение $P_к$ при $t_п = 19$ °С различаются по вариантам: при нисходящем ходе температуры они ниже, а при восходящем — выше. Поскольку, как было ранее установлено [82], влияние температуры на капиллярный потенциал может быть значительным, а ее динамику в есте-

Таблица 3.14

Средние значения потенциала влаги $P_к$, соответствующие вариантам изменения температуры

Вариант изменения $t_в$ и $t_п$	Дерново-подзолистая супесчаная почва			Аллювиальная луговая суглинистая			Иловато-торфяная почва	
	А	Б	В	А	Б	В	Б	В
1-й	36,0	43,2	53,7	35,2	46,9	54,5	43,4	55,2
2-й	33,5	37,5	48,4	33,5	42,2	52,4	39,1	57,4
Среднее	34,8	40,3	51,0	34,3	44,5	53,5	41,2	56,3

Примечание. Здесь 1-й вариант — понижение температуры от максимума до минимума и 2-й — повышение температуры от минимума до максимума.

ственных условиях спрогнозировать практически невозможно, был принят произвольный ход температуры на протяжении всего опыта. Вполне естественно, что как повышение, так и понижение температуры происходило соответственно от максимальных и минимальных ее значений.

В целом за период исследования $t_в$ изменялась в пределах от 31—36 до 0 °С; в тех же пределах изменялась и $t_п$. Анализ динамик температур свидетельствует о том, что все изменения $t_п$ синхронны изменениям $t_в$. При этом, по вполне понятным причинам, во всех вариантах наблюдается некоторое запаздывание $t_п$ относительно $t_в$. Перепады $P_к$ лучше коррелируют с перепадами температуры, чем с абсолютными ее значениями, что объясняется некоторой «инерционностью» потенциала по сравнению с $t_п$ и $t_в$.

Зависимость потенциала влаги от температуры почвы выражена кривой типа параболы и характеризуется гистерезисом (термогистерезисом), она может быть аппроксимирована уравнением типа $У = -AX + BX + C$ (рис. 3.13). Другой важной особенностью зависимостей $P_к(t_п)$ является несовпадение их в пределах циклов и полуциклов изменения температуры. Минимальное расхождение значений $P_к$ от воздействия температуры почвы в пределах какого-либо одного полуцикла ее изменения наблюдается на прямолинейных отрезках зависимостей, а максимальное — на криволинейных. Различие значений капиллярного потенциала в полном цикле изменений температуры значительно выше, чем в полуцикле, и это относится ко всем вариантам опыта.

Приращение потенциала влаги ($\pm\Delta P_к$) и степень несовпадения функций $P_к(t_п)$ существенно меньше при высоких заданных значениях потенциала, т. е. в вариантах А, по сравнению с вариантами Б и особенно с вариантами В. Явление гистерезиса обусловлено, по-видимому, различной скоростью изменения температуры почвы, обусловленной, в свою очередь, разной скоростью изменения температуры воздуха. Оно зависит также от гидрофизических свойств почв, содержания в них влаги и интервала температуры,

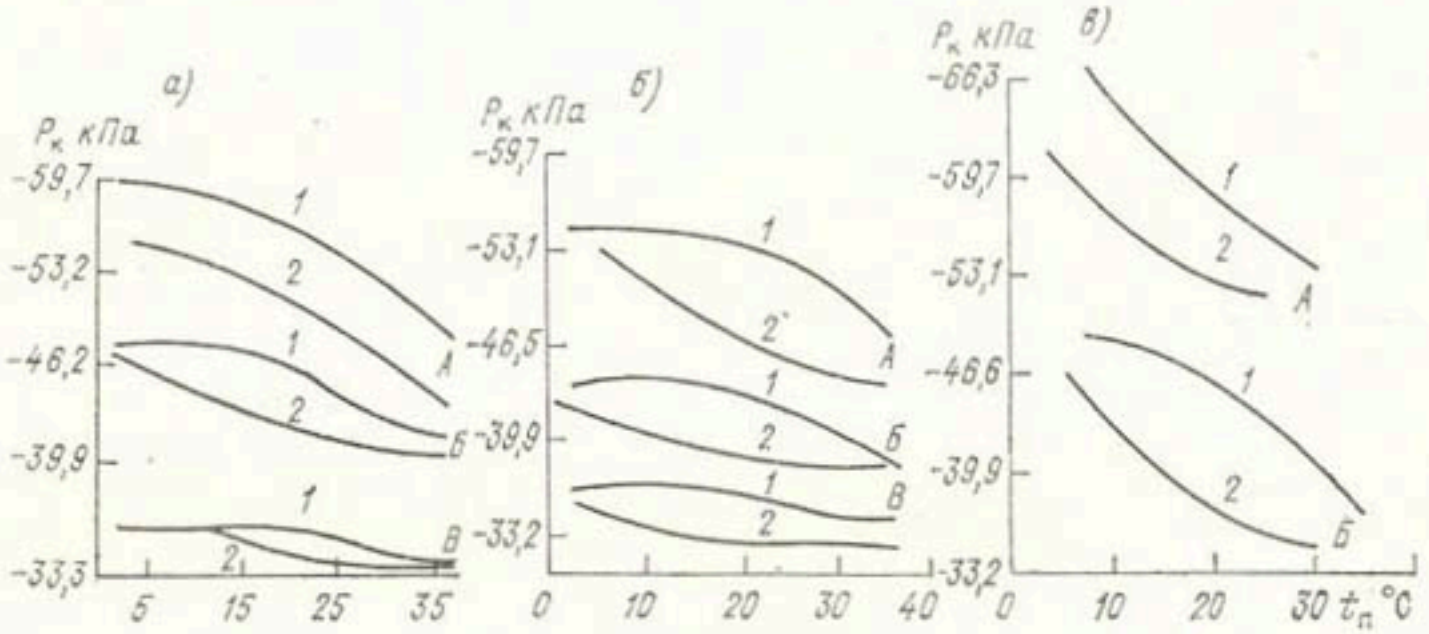


Рис. 3.13. Зависимость потенциала почвенной влаги $P_к$ от температуры $t_п$ в аллювиальной луговой суглинистой (*а*), дерново-подзолистой песчаной (*б*) и иловато-торфяной (*в*) почвах.
А, *Б* и *В* — варианты по $P_к$ при $t_п$ = 19 °С; *1* — при уменьшении температуры, *2* — при увеличении температуры.

в пределах которого осуществляется ее изменение. Сравнение зависимостей по одинаковым вариантам двух различных по свойствам минеральных почв свидетельствует о том, что при высокой влажности (*НВ* и выше) степень влияния $t_п$ на $P_к$ практически одинакова. С уменьшением содержания влаги в почве (вариант Б) различия во влиянии температуры почвы на потенциал увеличиваются: при низких положительных значениях температуры (от 0 до 15 °С) ее влияние выше в супесчаной почве, а при высоких (от 19 до 36 °С) — в суглинистой. Дальнейшее уменьшение влажности обусловливает более значительное влияние $t_п$ на $P_к$ в суглинистой почве по сравнению с супесчаной.

Закономерности влияния температуры почвы на потенциал обусловлены особенностями водоудерживающих сил почвы, определяемыми свойствами твердой фазы и содержанием в ней воды. При высоком содержании влаги значительная ее часть удерживается почвой капиллярными силами и характеризуется высокой активностью. Изменение температуры в этом случае приводит к незначительному изменению ее активности, при этом абсолютное значение повышения $P_к$ зависит от скорости изменения t. В этом интервале влажности влияние твердой фазы почвы проявляется

слабо. С уменьшением содержания влаги до 0,7—0,5 *НВ* силы удержания ее почвой возрастают, она становится более связанной, потенциал понижается, активность воды падает, а вязкость увеличивается. Увеличение температуры почвы здесь в значительно большей степени приводит к повышению активности почвенной влаги и ее свободной энергии и уменьшению вязкости. При повышении $t_п$ от какого-либо ее минимального значения до максимума (например, до 30 °С) $P_к$ повышается, и наоборот, уменьшение температуры от максимума до минимума (например, от 36 до 0 °С) приводит к понижению $P_к$. Повышение $P_к$ при восходящем ходе температуры обусловлено увеличением упорядоченности в расположении молекул воды в почвенной влаге, подтверждаемое возрастанием (одновременно с $P_к$) энтропии [317]. Исключение составляет интервал температур от 0 до 4—6 °С, где при понижении t потенциал влаги повышается. Это можно объяснить, по-видимому, состоянием влаги, близким к фазовому переходу почвенного раствора в кристаллическое состояние [82].

Сравнение зависимостей $P_к(t_п)$ в минеральных почвах, с одной стороны, и в органогенной, с другой, свидетельствует о том, что влияние $t_п$ на $P_к$ во всем исследованном интервале наиболее значительно проявляется в органогенной почве. Функции $P_к(t_п)$ во всех трех почвах, отображающие изменение потенциала в полном цикле изменения температуры, в общем виде представляют собой сильно вытянутые эллипсы, особенно в супесчаной и иловато-торфяной почвах. При этом верхняя часть эллипса (выпуклая) чаще всего отображает зависимость $P_к(t_п)$ в процессе уменьшения температуры, а нижняя — в процессе ее увеличения.

Интервалы колебания $P_к$, его средние значения и отклонение от сравниваемого уровня в аллювиальной луговой суглинистой почве для примера приведены в табл. 3.15. Все минимальные, максимальные и средние значения $P_к$ повышаются при увеличении $t_п$ от 19 °С и понижаются с ее уменьшением. Отклонение ($\pm\Delta P_к$) от уровня сравнения (графа 3) характеризует изменение потенциала как в пределах выделенных небольших интервалов $t_п$, так и по вариантам опыта для каждой из почв. С уменьшением содержания влаги приращение потенциала увеличивается, что находится в полном соответствии с анализом графического материала (рис. 3.13). В полуциклах уменьшения температуры почвы $\pm\Delta P_к$ во всех вариантах меньше по сравнению с полуциклом ее увеличения. Сравнение их по вариантам и почвам показывает, что с уменьшением содержания влаги приращения возрастают. При одном и том же значении влажности в минеральных почвах $\pm\Delta P_к$ возрастают с утяжелением гранулометрического состава. При этом в дерново-подзолистой почве в интервале ее увлажнения от *НВ* до 0,7 *НВ* (варианты А и Б) значения $\pm\Delta P_к$ минимальны и нередко близки к нулю. В иловато-торфяной почве приращения $P_к$ в целом выше, чем в минеральных.

Анализ $\pm\Delta P_к/\Delta t_п$ (изменение $P_к$ на 1 °С) свидетельствует о том, что значения существенно различаются по интервалам тем-

Таблица 3.15

Динамика капиллярно-сорбционного потенциала влаги ($P_к$) при повышении температуры почвы ($t_п$) от минимума до максимума в аллювиальной луговой суглинистой почве

Интервал $t_п$, °С	Вариант (А, Б, В) изменения $P_к$								
	А ($P_к = -52{,}4$ кПа)			Б ($P_к = -42{,}2$ кПа)			В ($P_к = -33{,}5$ кПа)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
34,0—31,0	—50... —46	—48	+4,4	—43... —40	—40	+2,2	—34... —31	—32	+1,5
31,9—28,0	—49... —47	—48	+4,4	—41... —50	—41	+1,2	—34... —32	—32	+1,5
27,9—25,0	—52... —48	—50	+2,4	—44... —41	—41	+1,2	—34... —32	—33	+0,5
24,9—22,0	—53... —47	—50	+2,4	—46... —40	—41	+1,2	—35... —31	—33	+0,5
21,9—19,0	—60... —50	—51	+1,4	—47... —42	—42	+0,2	—35... —34	—33	+0,5
18,9—16,0	—54... —53	—53	—0,6	—45... —42	—44	—1,8	—35... —34	—34	+0,5
15,9—13,0	—55... —53	—54	—1,6	—43... —42	—43	—0,8	—36... —34	—35	—1,5
12,9—10,0	—58... —53	—55	—2,6	—47... —43	—44	—1,8	—35... —34	—35	—1,5
9,9—7,0	—62... —56	—59	—6,6	—46... —45	—45	—2,8	—35... —34	—35	—1,5
6,9—4,0	—56... —54	—55	—2,6	—47... —46	—46	—3,8	—35... —34	—35	—1,5

Примечание. Здесь 1 — интервал $P_к$, кПа; 2 — среднее значение $P_к$, кПа; 3 — отклонение $\overline{P_к}$ от $P_к$ при $t_п = 19$ °С.

пературы. В пределах каждого из вариантов они увеличиваются по обе стороны от $t = 19$ °С. Степень этого увеличения зависит от содержания влаги, типа почвы и направления хода температуры. С уменьшением содержания влаги во всех почвах $\pm\Delta P_к/\Delta t_п$ возрастают с изменением температуры; максимальные значения наблюдаются в варианте Б иловато-торфяной почвы. Сравнение $\pm\Delta P_к/\Delta t_п$ в одних и тех же вариантах различных почв с учетом

Таблица 3.16

Поправки к $P_к$ в различных интервалах понижения (1) и повышения (2) $t_п$ на 1 °С

Вариант по $P_к$ и $t_п$	Интервал $t_п$, °С				
	34—22	22—19	19	19—10	10—0
Дерново-подзолистая супесчаная почва					
А 1	+0,70	+0,23	0	—0,03	0
2	+0,28	0	0	—0,28	—0,28
Б 1	+1,00	+0,60	0	—0,06	—0,06
2	+0,41	+0,18	0	—1,10	—1,10
В 1	+1,41	+0,48	0	—0,11	—0,11
2	+0,86	+0,10	0	—0,30	—0,30
Суглинистая аллювиальная почва					
А 1	+0,41	+0,03	0	0	0
2	+3,0	+0,10	0	—0,38	—0,38
Б 1	+0,79	+0,10	0	—0,35	—0,16
2	+0,39	+0,06	0	—0,54	—1,21
В 1	+0,90	+0,16	0	—0,58	—1,27
2	+1,33	+0,30	0	—0,57	—1,50
Иловато-торфяная почва					
Б 1	+1,06	0,0	0	—1,12	—1,12
2	+0,68	+0,03	0	—1,0	—2,55
В 1	+1,70	+0,77	0	—0,82	—1,55
2	+1,45	+0,13	0	—0,40	—0,40

направления хода температуры свидетельствует об отсутствии общей закономерности в их изменениях. При нисходящем ходе температуры в варианте А минеральных почв они более значительны в супесчаной почве по сравнению с суглинистой. В вариантах Б и В $\pm\Delta P_п/\Delta t_п$, наоборот, выше в суглинистой почве. При нисходящем ходе температуры рассматриваемые значения во всех вариантах опыта выше в суглинистой почве по сравнению с супесчаной.

Различия в значениях $\pm\Delta P_к/\Delta t_п$ по отдельным узким вариантам $t_п$ все же не очень большие, в связи с чем они объединены в пределах более широких интервалов температуры (табл. 3.16).

Таким образом, исследование функции $P_к(t_п)$ свидетельствует о том, что изменение потенциала почвенной влаги в интервале

температур от 0 до 36 °С может быть значительным и зависит от свойств почвы, содержания в ней влаги и хода температуры. В связи с этим становится очевидной необходимость введения поправок к потенциалу во всех случаях, когда имеет место заметный перепад температур. Однако эта проблема представляется исключительно сложной, далеко до конца не решенной и требующей дальнейшего исследования [89].

Атмосферное (барометрическое) давление воздуха, как и температура, является важнейшим параметром воздушной среды. В соответствии с учением о термодинамических потенциалах [26, 34, 112], изобарный потенциал в закрытых системах увеличивается с ростом давления ($P_а$) и уменьшается с ростом температуры. Однако реальное влияние $P_а$ связано с многими факторами, затрудняющими изучение этого вопроса в природной обстановке. К настоящему времени экспериментальная информация по вопросу влияния $P_а$ на $P_к$ практически отсутствует. Поэтому была предпринята попытка изучить общие закономерности влияния $P_а$ на потенциал почвенной влаги в контролируемых условиях.

С этой целью была поставлена серия опытов по следующей методике. Полиэтиленовые сосуды объемом около 15 л заполняли почвой, по центру сосудов устанавливали тензиометры. Почву сосудов увлажняли капиллярно, затем подсушивали путем испарения с поверхности до определенной влажности, характеризуемой равновесным значением $P_к$ при $P_а = 756$ мм рт. ст. Затем открытую поверхность сосудов закрывали крышками и сосуды устанавливали в политермостат с постоянной температурой ($30 \pm 0{,}2$ °С). Влажность почвы в каждом сосуде и $t_в$ в политермостате в течение опыта были постоянными. В таких условиях возможное изменение $P_к$ обусловлено лишь изменением $P_а$. В качестве объектов исследования использовали верхние (0—30 см) слои аллювиальной луговой суглинистой и дерново-подзолистой супесчаной почв. Исходная влажность составляла: 29,2 % в варианте 1 и 26,0 % в варианте 2 (аллювиальная почва); 18,0 % и 14,0 % соответственно в вариантах 1 и 2 (дерново-подзолистая супесчаная почва).

Анализ результатов исследований свидетельствует о том, что изменение $P_а$ проявляется на $P_к$ в целом незначительно. При естественном ходе атмосферного давления в пределах 757—716 мм рт. ст. (95—100 кПа), имевшего место в течение 10-месячных экспериментов, $P_к$ в аллювиальной луговой суглинистой почве изменялся от —6,3 до —8,6 кПа в обоих вариантах, а в дерново-подзолистой почве — в интервале — 5,3... —8,8 кПа в варианте 1 и в интервале —9,1... —11,9 кПа в варианте 2. Функция $P_к(P_а)$ аппроксимируются уравнением прямой, однако теснота связи невелика ($r = 0{,}4...\ 0{,}6$). Одному и тому же значению $P_а$ могут соответствовать разные значения $P_к$. Так, например, в варианте 2 аллювиальной почвы атмосферному давлению 740 мм рт. ст. может соответствовать любое значение потенциала, заключенное в интервале —6,3... —7,8 кПа. Аналогичная картина наблюдается и в других вариантах. Сильный разброс координатных точек относи-

тельно горизонтальной ординаты свидетельствует о «невоспроизводимости» изменений $P_к$ во времени при изменении $P_а$ на одно и то же значение. Так, при уменьшении атмосферного давления на 5 мм рт. ст. в интервале 745—740 мм рт. ст. капиллярный потенциал может принять любое значение, заключенное в интервале —9,1... —10,5 кПа. К аналогичным результатам придем и в том случае, если будем рассматривать особенность расположения точек относительно вертикальной ординаты. Плохую воспроизво-

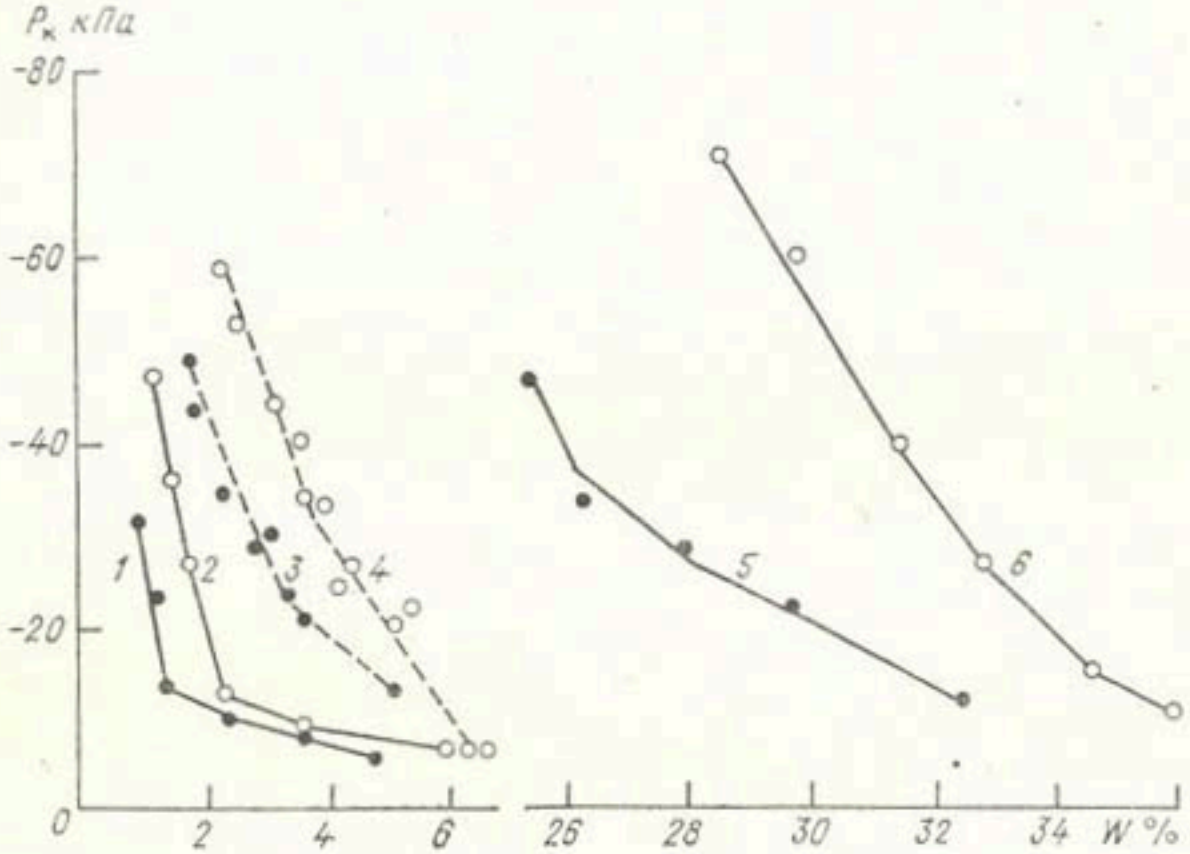


Рис. 3.14. Зависимость потенциала почвенной влаги $P_к$ от влажности дерново-степной песчаной (*1, 2*), черноземовидной супесчаной (*3, 4*) и черноземовидной суглинистой (*5, 6*) почв при различной потенциальной транспирации: 11,5 мм водного слоя в сутки (*1, 3, 5*) и 3,5 мм водного слоя в сутки (*2, 4, 6*).

димость пар $P_а - P_к$ во времени, по-видимому, невозможно объяснить однозначно, скорее всего здесь действует целый ряд причин. Одна из основных, с нашей точки зрения, заключается в различной скорости изменения $P_а$ в разные отрезки времени. При этом степень воздействия изменений $P_а$ на $P_к$ будет неодинаковой при уменьшении его от максимума к минимуму и при увеличении от минимума к максимуму. Подвижность, активность, вязкость и поверхностное натяжение влаги в почве, как более инерционной системы по сравнению с воздухом, характеризуются другой скоростью изменения, отличной от скорости изменения атмосферного давления. Создается эффект «сдвига» по фазе, чередуемый с наложением различных фаз друг на друга.

Понижение $P_а$ обусловливает уменьшение вязкости и поверхностного натяжения почвенного раствора, благодаря чему его свободная энергия и подвижность ионов повышаются. Степень связи влаги с «матрицей» ослабевает, потенциал повышается и создается

эффект увеличения количества воды, хотя на самом деле этого не происходит. Однако благодаря небольшому интервалу изменений $P_а$ (в пределах 756—716 = 40 мм рт. ст.), имевшему место в течение длительных опытов, повышение $P_к$ незначительно: от 17 до 27 мм рт. ст. (—2,1... 3,6 кПа) в пределах вариантов опыта. С практической точки зрения эти изменения $P_к$ следует признать несущественными. Однако в условиях более заметного изменения $P_а$ его воздействие на $P_к$ и почвенную влагу значительно возрастает.

В заключение раздела кратко остановимся еще на одном важнейшем параметре природной среды — испаряемости. Зависимости $P_к(E_0)$ в разных почвах сухой степени при различной E_0 приведены на рис. 3.14. Они свидетельствуют о том, что функции, полученные при одинаковой исходной оптимальной влажности почв (равной примерно HB), но в условиях сильно различающейся испаряемости, очень отличаются друг от друга. Это явление связано, по-видимому, с тем, что при усилении напряженности параметров приземного слоя воздуха поток влаги из тензиометра в почву не соответствует расходу ее из почвы. Иначе говоря, возникает ситуация, обусловливающая появление неравновесных пар потенциал—влажность, о чем частично сказано в главе 2 и более подробно в главе 4.

Однако ситуации, когда E_0 меняется так резко и в таких значительных интервалах, как в рассматриваемых опытах, возникают в природных условиях, по-видимому, редко. Обычные изменения E_0 во многих природных зонах непревышает 2—3 мм/сут, а чаще всего и того меньше. Поэтому реальные различия в функциях и значениях $P_к$, обусловленные изменениями E_0, будут во много раз меньше [131, 132].

3.5. Гистерезис основной гидрофизической характеристики почв

Содержание воды в почве, а отсюда и зависимость потенциала от влажности почвы, подвержены влиянию гистерезиса, под которым понимают несовпадение зависимостей, полученных при испарении (десорбции) и при увлажнении (сорбции) влаги. При одних и тех же значениях влажности значения потенциала, полученные в десорбционных условиях, будут ниже по сравнению со значениями, полученными в процессе сорбции. Изучению гистерезисных явлений посвящено много работ отечественных и зарубежных исследователей [26, 34, 43, 65, 77, 89, 112, 125, 167, 171, 324, 331].

Однако проблема гистерезиса является одной из самых сложных в гидрофизике почв и к настоящему времени далека от окончательного решения. Различают статические и динамические причины, обусловливающие явления гистерезиса [34, 77, 166, 167]. К наиболее важным установленным причинам относятся наличие защемленного воздуха в тупиковых порах и транзитных каналах,

различие в поверхностях раздела вода—воздух и углах смачивания при восходящем и нисходящем движениях влаги. Гистерезис проявляется во всем интервале *ОГХ*, но наиболее заметно — в интервале капиллярно-сорбционного потенциала влаги [221, 258, 294].

Наши исследования, выполненные с использованием различных почв степной, сухостепной зон и южнотаежной подзоны, свидетельствуют о том, что гистерезис проявляется и в пределах десорбционной ветви *ОГХ*. Вероятно, это относится и к сорбционной ветви. Десорбционная ветвь *ОГХ* принята всеми исследователями в качестве основной, особенно в исследованиях прикладного характера. Некоторые результаты наших исследований приведены на рис. 3.15. Десорбционные ветви *ОГХ* в различных слоях южного чернозема (Ростовская опытно-мелиоративная станция) и в слоях аллювиальной луговой суглинистой почвы получены в условиях неоднократно повторяющихся циклов увлажнение—иссушение. Методика заключается в следующем.

Образцы почв большого объема (для черноземов использованы испарители ГГИ-500-100) помещали в металлические емкости высотой 30 см и диаметром 20 см и устанавливали в них тензиометры. Увлажнение образцов водой осуществляли капиллярно снизу через проделанные в дне отверстия. Затем поверхность почвы закрывали полиэтиленовой пленкой и сосуды устанавливали на деревянные подставки для стекания излишней влаги. Через двое суток пленку удаляли, а емкости с почвой помещали в комнатные условия или в поле. Исследования в испарителях проводили в поле. Для того чтобы осадки не попадали в испарители, был сооружен навес. После определенного отрезка времени, достаточного для того, чтобы $P_к$ в образцах понизился до —60... —80 кПа, образцы увлажняли вновь, с последующим определением $P_к$ и влажности (весовым методом) до нижнего предела работы тензиометра. Таким образом, исследования десорбционной ветви *ОГХ* проводили практически в одних и тех же условиях испарения, в одних и тех же почвенных образцах при неоднократном повторении цикла увлажнение—иссушение почвы.

Анализ зависимостей $P_к(W)$ свидетельствует о том, что последние не совпадают между собой в пределах циклов увлажнение—иссушение. Объяснение этому явлению следует искать в неодинаковой степени заполнения порового пространства восходящим потоком воды и в разных объемах защемленного воздуха. Можно также предположить, что угол смачивания из-за неодинаковой остаточной влажности различен в пределах каждого цикла увлажнения. С другой стороны, неоднократно чередующиеся увлажнение и испарение влаги приводит к некоторому необратимому изменению геометрии порового пространства, вызванного как перемещением элементарных почвенных частиц относительно друг друга [100] так и разрушением агрегатов [16, 62], а также осаждением химических и коллоидных веществ на внутренней поверхности пор. Сюда же следует отнести и рассмотренные выше влияние темпе-

ратуры, атмосферного давления и испаряемости на потенциал влаги.

Общим для всех зависимостей является то, что наибольшие различия наблюдаются в интервале влажности от *НВ* до 0,7 *НВ*.

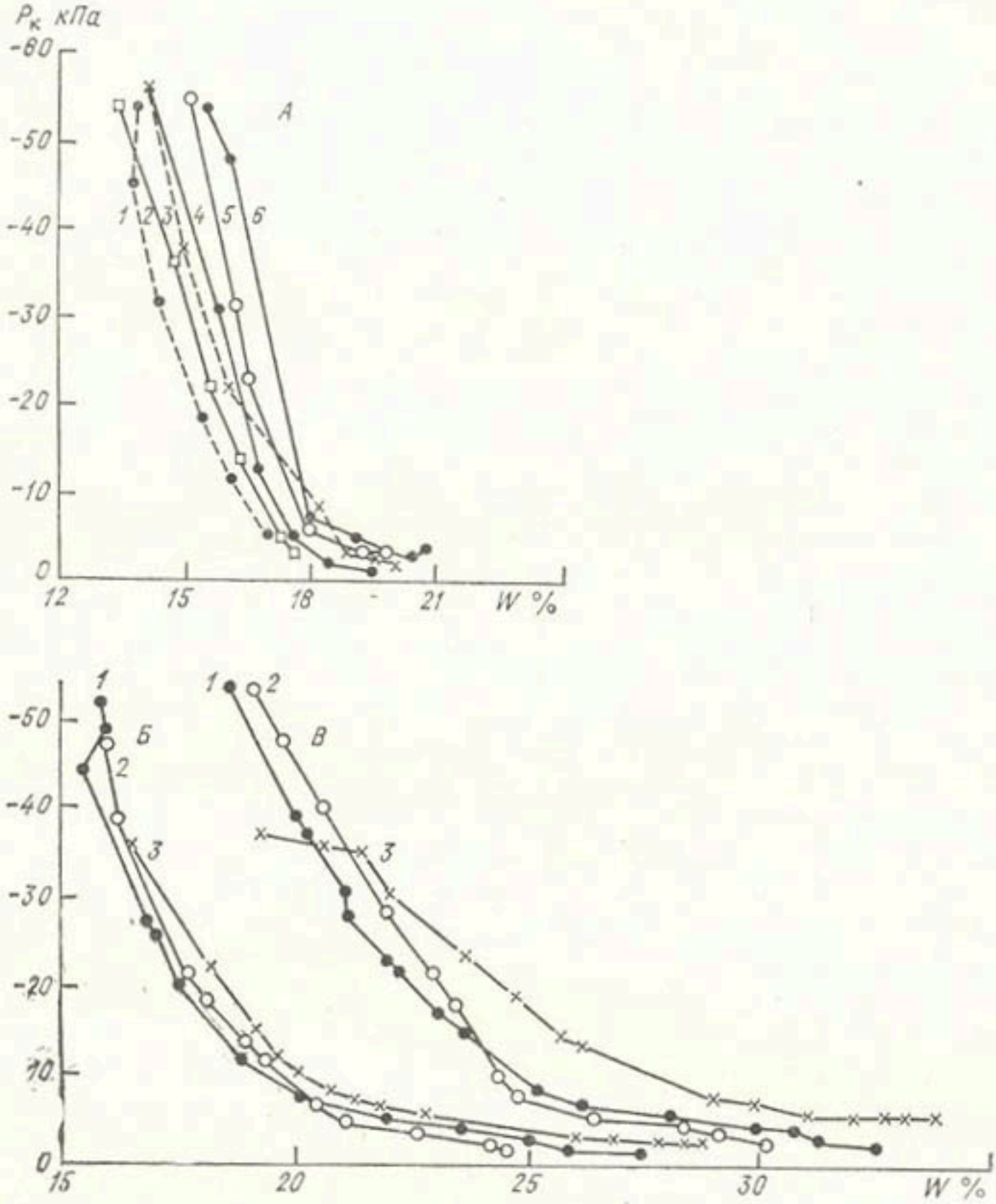


Рис. 3.15. Зависимость потенциала влаги $P_к$ от влажности в слоях 190—200 см (*А*), 80—90 см (*Б*) и 40—50 см (*В*) аллювиальной луговой суглинистой почвы.

1—6 — десорбционные ветви гистерезиса.

При значениях влажности, превышающей *НВ*, расхождение между *ОГХ* минимально. Далее следует, что гистерезис в значительной мере зависит от степени однородности порового пространства почвы. Там, где оно сформировано более или менее одинаковыми

или хотя бы сравнимыми по размеру порами, значение гистерезиса заметно ниже (слой 80—90 см аллювиальной почвы); и, наоборот, там, где поровое пространство характеризуется порами с сильно различающимися диаметрами (слой 190—200 см этой же почвы, сложенной из защебненного, ожелезненного песка), влияние гистерезиса на *ОГХ* сильно возрастает. Подтверждением этому являются результаты исследования десорбционной ветви в мелиориро-

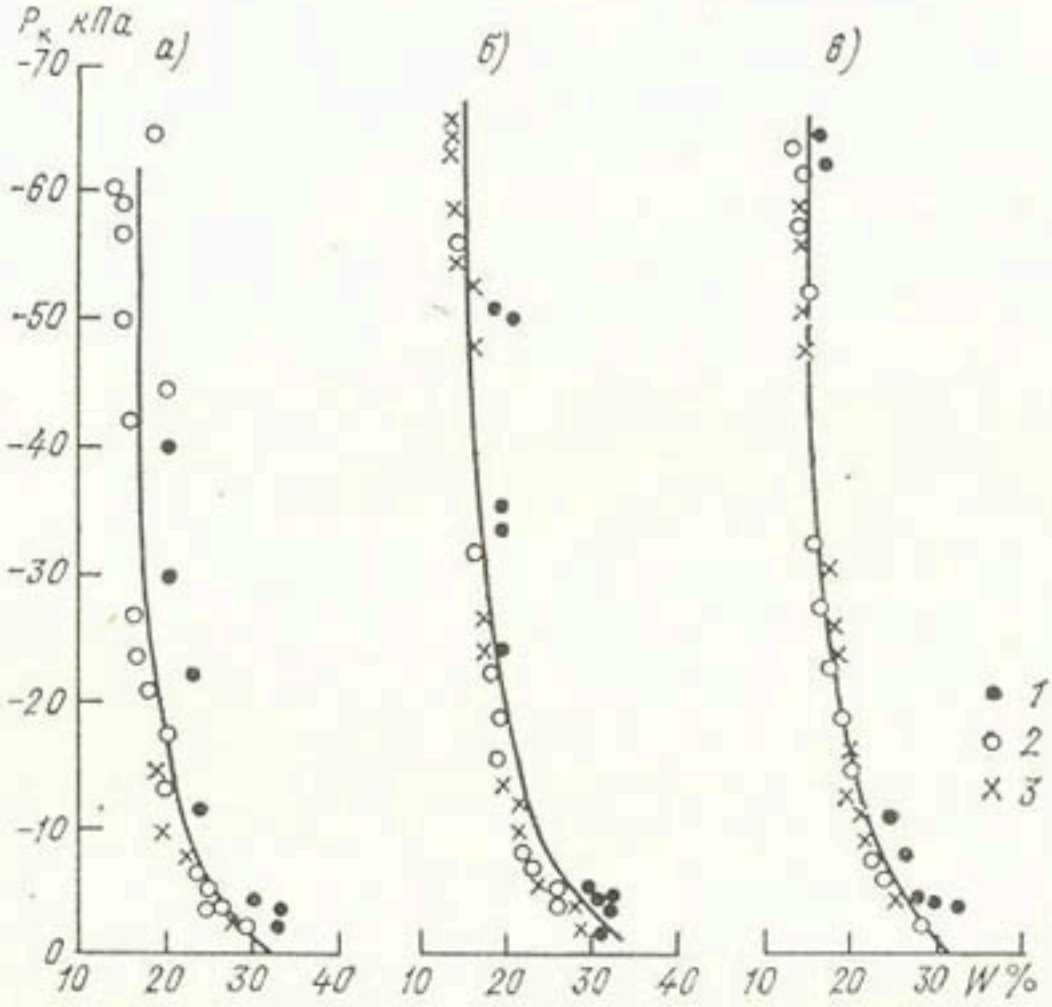


Рис. 3.16. Зависимость потенциала почвенной влаги $P_к$ от влажности в мелиорированном солончаковом солонце Араратской равнины Армении (образцы ненарушенного сложения).

1—3 — циклы увлажнение—иссушение; *а* — слой 0—25 см, *б* — слой 25—50 см, *в* — слой 50—75 см.

ванном солончаковом солонце Араратской равнины Армении (рис. 3.16) и в искусственном материале вилане [92], выполненные по аналогичной методике.

Мелиорированный солончаковый солонец Армении характеризуется высокой степенью однородности литологического состава и гидрофизических свойств, по крайней мере, в пределах метровой толщи (табл. 3.17). Сумма остаточных солей после мелиорации не превышает 0,3 % к массе почвы. В соответствии с этим зависимости $P_к(W)$, характеризующие разные циклы увлажнение—иссушение, полностью совпадают между собой во всех трех слоях почвы (0—25, 25—50 и 50—75 см). Более того, фактическое совпадение зависимостей наблюдается в пределах толщи 0—75 см и по вариантам с нарушенным и ненарушенным сложением (за исключе-

нием слоя 0—25 см). Искусственный материал вилан имеет волокнистую структуру типа стекловолокна с очень близким размером пор и низкую плотность сложения — около 0,2 г/см³. Зависимости $P_к(W)$ в этом материале, полученные в пределах двух циклов увлажнение—иссушение и в различных его слоях, также полностью совпадают между собой.

Установленные гистерезисные явления десорбционной ветви *ОГХ* совместно с ранее описанными особенностями влияния на нее

Таблица 3.17

Некоторые гидрофизические свойства мелиорированного содового солончакового солонца

Слой почвы, см	*ПП* г/см³	*ПТФ* г/см³	*П* %	*МГ* %	*ВЗ* %	*ППВ*	
						%	мм
0—10	1,15	2,72	57,7	7,47	10,10	24,0	27,6
10—20	1,20	2,68	55,2	7,12	9,61	25,98	31,2
20—30	1,35	2,62	48,5	6,81	9,19	23,10	31,2
30—40	1,38	2,57	46,3	6,90	9,31	28,57	39,4
40—50	1,22	2,63	53,6	5,70	7,69	26,41	32,2
50—60	1,50	2,80	46,4	5,45	7,30	27,32	41,7
60—70	1,33	2,67	50,2	5,55	7,43	27,04	36,0
70—80	1,24	2,73	51,6	5,92	7,93	25,71	31,9
80—90	1,46	2,78	47,5	5,72	7,69	24,60	35,9
90—100	1,33	2,75	50,5	6,08	8,14	23,39	31,8

других факторов природной среды (плотность почвы, температура, испаряемость и др.) свидетельствуют о «неустойчивости» *ОГХ*, о ее изменении во времени и пространстве в зависимости от меняющихся факторов среды. Несмотря на то что изменения *ОГХ* во многих случаях могут быть и небольшими все гидрофизические «константы» — *МГ*, *ВЗ* и особенно *ПВ*, *НВ* и *ВРК* — следует выражать не одним каким-либо значением, а интервалом значений. Помимо констант интервалом значений следует выражать и все расчеты запасов почвенной влаги. Это положение в полной мере относится и к критическим значениям потенциала влаги, используемым при диагностике поливов сельскохозяйственных культур, что нами и учтено в главе 6.

Однако в ряде случаев может возникнуть затруднение, связанное с решением вопроса, какое конкретное значение параметра, находящееся в пределах установленного интервала, следует принимать при решении прикладных задач, особенно если размах колебаний параметра невелик (узкий интервал колебаний)? Вопрос этот требует дополнительного исследования, однако сегодня можно говорить о том, что если размах колебаний параметра значителен и существенно превышает точность его определения, то при решении многих прикладных задач следует использовать оба крайних значения, ограничивающих интервал изменений параметра. В слу-

чаях, когда интервалы колебаний параметра невелики и соизмеримы с точностью измерения параметра, целесообразно использовать средние значения.

3.6. Выводы

1. Основная гидрофизическая характеристика почвы в полулогарифмическом масштабе прямолинейна, что свидетельствует о наличии логарифмической зависимости. Наблюдаемые в ряде случаев нарушения последней, как правило, приурочены к интервалу потенциала —30... 40 кПа, что можно объяснить нарушением сплошности водного тела в транзитных каналах почвы и спецификой распределения пор в объеме почвы по типу четочных капилляров. В связи с этим интервал $P_к$ —30... —40 кПа в большинстве почв суглинистого и супесчаного гранулометрического состава характеризует *ВРК*. В тех случаях, когда этого нарушения не происходит, можно говорить о том, что при понижении потенциала влаги от 0 до —80 кПа каких-либо резких, скачкообразных изменений не происходит, а *ВРК* соответствует *НВ* (в основном в песчаных почвах).

Общей закономерностью изменения дифференциальной влагоемкости является прогрессивное ее уменьшение с понижением $P_к$. Наиболее сильное ее снижение наблюдается в интервале потенциала —10... —30 кПа.

2. Нарушение логарифмической зависимости в интервалах потенциала —300... —500 кПа в супесчаных и —500... —700 кПа в суглинистых черноземовидных почвах сухой степи свидетельствует о смене преимущественного действия капиллярных сил на сорбционные. Совпадение *ОГХ* в различных по гранулометрическому составу почвах и отдельных генетических горизонтах объясняется высокой плотностью сложения, низкой суммарной порозностью и высоким процентным содержанием (от общей порозности) пор малого диаметра. Создается мнимый эффект «утяжеления» гранулометрического состава легких почв.

По мере утяжеления гранулометрического состава *ОГХ* сдвигаются в сторону большей влажности, что указывает на возрастание дифференциальной влагоемкости. Нарушение естественного сложения почвы, в общем случае аналогично уменьшению ее плотности и приводит к возрастанию доли крупных межагрегатных пор. При постоянной влажности почвы значение капиллярно-сорбционного потенциала выше в образцах нарушенного сложения по сравнению с монолитами. Наиболее заметное проявление нарушения сложения на $P_к$ наблюдается в образцах суглинистых почв, в песчаных почвах оно весьма незначительно.

3. *ОГХ* в засоленных почвах (в отличие от незасоленных) имеют форму кривых типа гиперболы даже в полулогарифмическом масштабе и аппроксимируются степенной функцией. Они приближены к гиперболе тем больше, чем выше содержание солей

в почвенном растворе. При совместном воздействии солей и илистой фракции на потенциал влаги соли оказывают преимущественное влияние на его значение в интервале *ПВ — ВЗ*. Заметное влияние содержания илистой фракции на потенциал начинает проявляться при влажности, меньше *НВ*, а преимущественное действие — в интервале влажности от *ВЗ* и ниже. При одинаковом гранулометрическом составе различных почв, но при существенно различном содержании в них солей, последние как бы облегчают гранулометрический состав, благодаря чему *ОГХ* сдвигаются в сторону ординаты, т. е. в область расположения зависимостей преимущественно для почв легкого гранулометрического состава.

Зависимость между содержанием солей и полным потенциалом влаги прямолинейна и свидетельствует о том, что в интервале влажности почвы от *ПВ* до *НВ* (и несколько ниже) $P_п$ обусловлен главным образом содержанием солей, а капиллярно-сорбционная компонента играет в нем незначительную роль.

Соотношение капиллярного потенциала в образцах нарушенного и ненарушенного сложения засоленных почв при одном и том же значении влажности неодинаково в интервале $P_к$ 0... —80 кПа. В интервале потенциала —80... —(30—30) кПа его значение ниже в образцах нарушенного сложения; в интервале —(30—20)... 0 кПа $P_к$ ниже в образцах ненарушенного сложения.

В засоленных почвах в системе почвенный раствор—вода тензиометра может иметь место градиент концентрации солей, что приводит к дополнительной потере воды из тензиометра в почву сверх той ее части, которая вызвана градиентом $P_к$. Поэтому в засоленных почвах тензиометры следует заправлять растворами солей, аналогичными по концентрации раствору исследуемой почвы.

4. Установлено явление гистерезиса зависимости $P_к(W)$ в условиях восходящего и нисходящего хода температуры почвы. Зависимость потенциала влаги от температуры в интервалах высокого и среднего увлажнения почв выражены кривыми типа параболы. При влажности *НВ* и выше влияние температуры на потенциал влаги незначительно, но по мере уменьшения ее содержания до 0,7 *НВ*, термосоставляющая капиллярно-сорбционного потенциала прогрессивно возрастает. Степень влияния температуры зависит от типа почвы, его гранулометрического состава, гидрофизических свойств и содержания влаги. Термогистерезис наблюдается во всем исследованном интервале температуы — от 0 до 36,0 °С. В органогенных почвах влияние температуры на потенциал выше по сравнению с минеральными. При повышении температуры от условного минимума до условного максимума значения потенциала повышаются, и, наоборот, уменьшение температуры от максимума к минимуму приводит к его понижению.

Изменения атмосферного давления воздуха, наблюдаемые в средней полосе Европейской части СССР, влияют на состояние почвенной влаги и на $P_к$ незначительно.

Большие изменения испаряемости (3,5—11 мм/сут) приводят к тому, что зависимости $P_к(W)$, полученные в одних и тех же образцах почв и при постоянных аэрометеорологических условиях, не совпадают между собой, что объясняется проявлением неравновесных пар потенциал—влажность при высокой интенсивности потока влаги из почвы к испаряющей поверхности.

5. Явление гистерезиса проявляется не только при сравнении *ОГХ*, полученных в условиях сорбции и десорбции, но и при сравнении десорбционных ветвей *ОГХ*, полученных в условиях неоднократного повторения циклов увлажнение—иссушение почвы. Установленное явление гистерезиса десорбционной ветви *ОГХ* объясняется различной степенью насыщения порогового простанства почвы восходящим потоком воды.

Различное количество аккумулированной почвой влаги при восходящем потоке обусловлено разными объемами защемленного воздуха в тупиковых порах и углами смачивания, зависящими от остаточной влажности (перед новым увлажнением после очередного испарения), а также изменением геометрии порового пространства в процессе неоднократного увлажнения и высушивания.

Совместное влияние на *ОГХ* факторов природной среды (плотности, температуры, испаряемости и др.) обусловливает изменение во времени последней. Это обстоятельство, в свою очередь, вызывает необходимость выражения значений гидрофизических «констант», запасов почвенной влаги и категорий ее доступности для растений не в виде одного какого-либо значения, но в виде интервала значений.

Глава 4. ВЛАГОПРОВОДНОСТЬ ПОЧВ. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ—ПОЧВА—АТМОСФЕРА

4.1. Общие представления о влагопроводности почв

Термодинамические аспекты движения влаги в почве описаны во многих работах [18, 27, 32, 35, 43, 60, 71, 77, 98, 112, 125, 142, 145, 161, 166, 172, 212, 249, 253, 254, 261 и др.]. Поэтому кратко остановимся лишь на основных положениях, необходимых для понимания рассматриваемого ниже экспериментального материала.

В изотермических условиях различие значений потенциала влаги в двух точках почвы означает отсутствие равновесного состояния и указывает на возможность влагопереноса. Движущей силой переноса является градиент потенциала. Однако потенциал, как и другие термодинамические характеристики, определяется для условий равновесных обратимых процессов и процессов, бесконечно близких к равновесным [26, 34, 60, 125]. Классическая термодинамика не занималась вопросами необратимых процессов, ограничиваясь определением равновесных термодинамических функций, характеристикой условий равновесия и изучением направленности самопроизвольных процессов. Созданию термодинамики необратимых неравновесных процессов способствовало сходство форм феноменологических законов, используемых для описания переноса массы вещества и энергии. Одним из таких феноменологических законов является закон Дарси [34, 125, 178], применяемый в количественных расчетах движения почвенной влаги

$$I = -\lambda \frac{dP}{dl}. \tag{4.1}$$

Другими примерами феноменологических законов может служить закон теплопроводности Фурье

$$\theta = \lambda \frac{dP}{dl}, \tag{4.2}$$

где Q — поток тепла, λ — теплопроводность; а также закон Ома

$$I = \frac{U}{K} = K_R U, \tag{4.3}$$

где I — сила тока; U — напряжение; K_R — коэффициент электропроводности.

Каждый из этих законов выражает поток субстрации (тепло, электричество, вода) как линейную функцию какого-либо фактора, характеризующего отклонение процесса от равновесного. Коэффи-

циенты проводимости в этих уравнениях отражает способность среды проводить поток данной субстрации. Формальное сходство законов переноса способствовало созданию единой теории, а сложность микроскопических картин каждого процесса вынуждала применять к ним обобщающие термодинамические методы. Следовательно, процесс переноса воды, электрического тока и тепла в почве может быть описан единым выражением (законом)

$$I = -K\, dP/dl. \tag{4.4}$$

Одним из основных фундаментальных положений термодинамики необратимых процессов является принцип локального равновесия. Согласно этому принципу при небольших отклонениях от равновесия к отдельным частям неравновесной системы применимы уравнения состояния, а термодинамические функции (потенциал, энтропия и др.) определяются значениями тех же переменных, что и в случае равновесного состояния, т. е. подчиняются уравнению Гиббса [139, 159]. Другим существенным элементом термодинамики необратимых процессов является допущение, что при одновременном наличии в системе нескольких термодинамических сил и потоков нескольких субстанций, поток каждой субстанции является результатом воздействия всех термодинамических сил [77, 125].

При наличии градиента потенциала скорость передвижения влаги будет зависеть не только от значения градиента, но и от коэффициента влагопроводности. Последний определяется из модифицированного уравнения Дарси. Применимость закона Дарси для описания воды в ненасыщенной почве можно проиллюстрировать анализом состояния и движения различных форм влаги. В ненасыщенной почве сплошность водного тела нарушена. В таких условиях отдельные участки капиллярной влаги разделены участками, где элементарные почвенные частицы покрыты тонкими пленками. При описании движения влаги в капиллярах можно использовать формулу Пуазейля [125]

$$\mu = \frac{r^4\, dP\tau\pi}{8V\, dl}, \tag{4.5}$$

где μ — коэффициент вязкости жидкости; dP — перепад потенциала на концах капилляра; dl — длина капилляра; r — радиус капилляра; V — объем жидкости, протекающей через капилляр за время τ. Произведя преобразование уравнения (4.5) и заменив $V/\pi r^2\tau$ на $I_к$, а $r^2\tau/8\mu$ на $K_к$, получаем

$$I_к = -K_к\, dP/dl, \tag{4.6}$$

т. е. пропорциональную зависимость.

Движение воды в пленках можно описать законом трения Ньютона

$$\Omega = \mu \frac{du}{dy}, \tag{4.7}$$

где Ω — движущая сила, приложенная к единице поверхности пленки и направленная вдоль нее; u — скорость потока; y — расстояние от подстилающей поверхности. Поскольку Ω измеряется в единицах давления, то ее можно записать, преобразуя уравнение (4.7) и заменяя ее на dP, как

$$P = \mu \frac{du}{dy}, \quad du = \frac{P}{\mu} dy. \tag{4.8}$$

После интегрирования уравнения (4.8) получим

$$u = \frac{P}{\mu} h, \tag{4.9}$$

где h — толщина пленки; u — скорость потока на поверхности пленки.

Можно рассмотреть еще один случай, характеризуемый содержанием влаги, меньшим *МГ*. Передвижение воды в таких случаях представляется возможным описать законом Фика

$$I_{\text{п}} = D \frac{dc}{dl} = D_{\text{к}} \frac{dP}{dl}, \tag{4.10}$$

где D — коэффициент диффузии; dc/dl — градиент концентрации пара; dP/dl — градиент упругости пара; K — коэффициент пропорциональности.

Потенциал почвенной влаги связан с упругостью пара зависимостью

$$P = -\frac{RT}{V} \ln P/P_0, \tag{4.11}$$

где T — температура; R — универсальная газовая постоянная; P_0 — упругость насыщенного пара при данной температуре T; V — мольный объем жидкой воды. Проинтегрировав это выражение, получим

$$dP = \frac{RT}{VP} dP, \tag{4.12}$$

где $d = RT/VP$. Подставляя полученное выражение в уравнение (4.10), получаем

$$I_{\text{п}} = -\frac{D_{\text{к}}}{d} \text{ или } I_{\text{п}} = -K_{\text{п}} \frac{dP}{dl}. \tag{4.13}$$

Таким образом, во всех рассмотренных случаях пропорциональность между плотностью потока и градиентом потенциала очевидна, в связи с чем уравнение Дарси может быть использовано в качестве основы в исследованиях различных видов движения почвенной влаги.

Коэффициент влагопроводности ненасыщенных почв сильно зависит от содержания влаги. Для почв СССР это впервые было показано С. И. Долговым [43]. Небольшое уменьшение содержания влаги может обусловить весьма заметное уменьшение влаго-

проводности, что можно объяснить снижением объемной проводимости [34]. Вязкость влаги, граничащей с поверхностью почвы, отличается от вязкости нормальной воды, что также вызывает увеличение сопротивления потоку влаги. По некоторым данным [112, 125] снижение подвижности воды начинается на расстоянии 40 Å от поверхности глины, насыщенной обменным натрием.

Зависимость $K_п$ от влажности и потенциала влаги характеризуется во всем интервале увлажнения гистерезисом [213, 214, 269, 339].

В основе теории движения почвенной влаги лежит предположение о том, что последняя не отличается от ньютоновской жидкости. Ньютоновская жидкость не обладает начальным сопротивлением сдвигу и характеризуется постоянной при данной температуре вязкостью. Кроме того, также принимается, что градиент потенциала в изотермических условиях однозначно определяет величину и направление потока при заданной влажности и плотности почвы. Однако, как показывают некоторые исследования, поведение почвенной влаги не всегда находится в соответствии с этими допущениями. Согласно некоторым исследованиям [26, 34 125], при движении влаги в ненасыщенных почвах имеет место пороговый градиент ΔP, необходимый для начала движения, т. е. выполняющий функции «толчка». По мнению ряда исследователей, наличие порового градиента связано с наличием в воде особой структуры, создающей надмолекулярные комплексы, взаимодействующие между собой и с поверхностью твердой фазы почвы.

Установлены и другие явления, не связанные с аномальными свойствами почвенного раствора [259, 267]. Суть их заключается в возможном наложении на напорный поток другого, вызываемого им потока, связанного с капиллярно-осмотическими, электроосмотическими процессами, с нагрузкой или влиянием температуры [229, 284, 287, 334].

4.2. Исследование и анализ методов определения коэффициента влагопроводности почв

Для каждого типа почв зависимость коэффициента влагопроводности $K_п$ от влажности почвы и потенциала почвенной влаги в значительной степени индивидуальна. Методика определения $K_п$ разрабатывается на протяжении довольно длительного времени, но, несмотря на значительные успехи, она далеко еще не завершена [9, 26, 29, 32, 34, 77, 112, 125, 216, 244, 245, 298, 300]. Все методы определения $K_п$ можно разделить на две группы: методы стационарного и нестационарного потока влаги. Методы первой группы более просты, однако их использование ограничивается узким интервалом значений $K_п$ и необходимостью обеспечения высокой интенсивности испарения с поверхности. В настоящее время наибольшее распространение получили методы нестационарного потока влаги, в частности зондовый [125, 163, 206, 211, 260, 329].

Его теория и методика успешно разрабатывались отечественными и зарубежными учеными [26, 32, 34, 57, 77, 198, 199, 274]. Зондовый метод обычно применяется в интервале влажности почв от *ПВ* до середины интервала *НВ—ВЗ* [71, 130]. Для реализации метода используется капилляриметрическая установка (см. гл. 2). Располагая данными по кинетике вытекания влаги из образца, строят зависимость $1/Q$ от логарифма времени (Q_∞ — количество вытекшей воды при заданном разрежении) или зависимость $\ln(Q_\infty - Q_t)f(\tau)$. По ним определяют тангенс угла наклона B, используемый в расчетах $K_п$ по формулам И. Ричардса [274] и В. Гарднера [198]. Формула Гарднера имеет вид

$$K_п = \frac{1}{4\pi B\,\Delta P}, \qquad (4.14)$$

где ΔP — интервал разрежения (потенциала) в системе; $1/Q$ — интенсивность потока воды на единицу длины пористого керамического фильтра (датчика).

Тангенс угла наклона B определяют только по прямолинейному начальному отрезку кривой. Возможное в дальнейшем искривление зависимости заключается, по-видимому, в нестрогости предпосылок, принятых при выводе формулы о постоянстве значений $K_п$ и $\Delta W/\Delta P$ в пределах заданного интервала потенциала. Полученные значения $K_п$ приурочивают к середине интервала ΔP. По мере понижения потенциала тангенс угла наклона B возрастает от $1{,}6\cdot10^3$ до $7{,}2\cdot10^5$. Формула Гарднера не учитывает сопротивление керамического фильтра потоку влаги, в связи с чем полученные значения $K_п$ включают суммарное сопротивление почвы и датчика. Многими исследователями, в том числе и Гарднером, предложены различные формулы, позволяющие вычленить сопротивление пористых датчиков, однако почти все они предназначены для условий линейного потока влаги.

Формула Ричардса включает параметр, позволяющий учитывать отдельно сопротивление керамического датчика. Эта формула имеет вид

$$K_п = \frac{-BQ_\infty}{V\,\Delta P\alpha^2}. \qquad (4.15)$$

где α — коэффициент, значение которого зависит от сопротивления керамического датчика и размеров почвенного образца и датчика; Q_∞ — суммарное количество вытекшей при данном разрежении воды; V — объем образца; ΔP — интервал разрежения. Коэффициент рассчитывается с использованием функций Бесселя по методике, описанной Ричардсом (цит. по [130]).

Как и всякий лабораторный метод, зондовый метод характеризуется таким объективным недостатком, как необходимость ограничения объема почвы, влияние которого на получаемую информацию может быть значительным. Поэтому была предпринята попытка определить в условиях нестационарного потока в больших колоннах почвы и лизиметрах [90, 91]. Схема почвенной колонны

представлена на рис. 4.1. Высота ее около 170 см, а испаряющая поверхность помещенной в нее почвы 400 см². В нижней части колонны предусмотрена камера для грунтовых вод (*ГВ*), заполненная песчано-гравийной засыпкой. К нижней части камеры герметично подсоединен пьезометр с краном, предназначенный одновременно для слива воды и для замеров ее расхода из *ГВ*. На одной из боковых стенок колонны, на различной высоте от *ГВ*, размещены тензиометры, расстояние между которыми не превышает 20 см (13—20 см).

Тензиометры установлены под углом 30° к поверхности почвы и «занимают» слой толщиной около 5 см. Расчеты запасов влаги по зависимости $P_к$ (W) осуществлены для слоев толщиной 10 см. Наблюдения за расходом воды по пьезометру в первые сутки опытов проводились не реже 1 ч, в последующие — не реже одного-двух раз в сутки; в соответствии с этим проводились и замеры по глубинам установки тензиометров капиллярного потенциала влаги.

Интенсивность потока влаги из *ГВ* определяется по уравнению

$$I = \frac{Q \cdot 10}{S\tau}, \qquad (4.16)$$

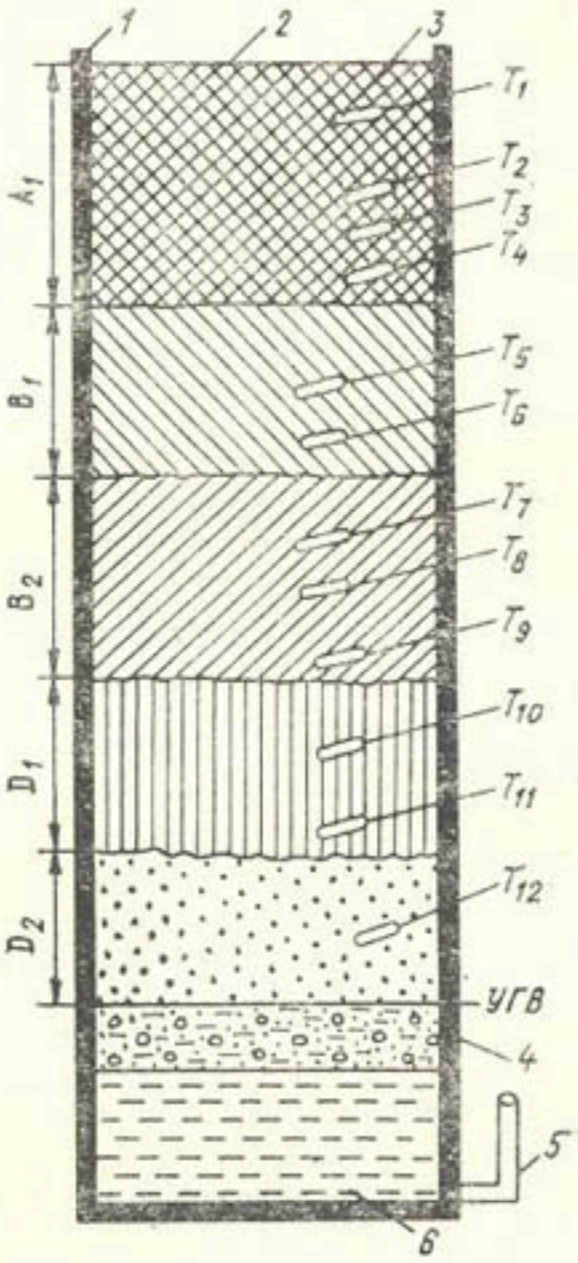


Рис. 4.1. Схема почвенной колонны.
1 — корпус, *2* — почва, *3* — датчик тензиометра, *4* — фильтр, *5* — пьезометр, *6* — грунтовые воды; T_1—T_{12} — тензиометры.

где Q — расход воды по пьезометру, см³; S — площадь колонны, см²; τ — время, ч или мин.

Рассматриваемый метод применим в основном для условий капиллярной каймы (*КК*), а также в периоды после обильных поливов или интенсивных осадков. В связи с этим в высоких колоннах, особенно с песчаными и супесчаными почвами, определение $K_п$ следует проводить только в толще расположения *КК*, высоту которой можно регулировать поднятием *ГВ*. Расчеты коэффициента влагопроводности в условиях восходящего потока необходимо проводить для тех отрезков времени, когда поровое пространство почвы максимально насыщено водой, сформирована *КК* и расход влаги из *ГВ* в зону аэрации стабилизирован. Об окончании процесса насыщения почвы водой судят по значениям потенциала влаги на различных глубинах колонны. С этой целью значения потенциала влаги наносят на график $P_к(\tau)$. Резкое повышение

потенциала на графике означает достижение влагой $ГВ$ уровня расположения того или иного тензиометра, а выполаживание динамики $P_к$ (стабилизация) свидетельствует о достаточно полном насыщении почвы водой. Когда значения $P_к$ «выстраиваются» в прямую линию, параллельную абсциссе, можно говорить об окончании процесса формирования капиллярной каймы. Возможные незначительные флуктуации функции $P_к(\tau)$ обусловлены неизбеж-

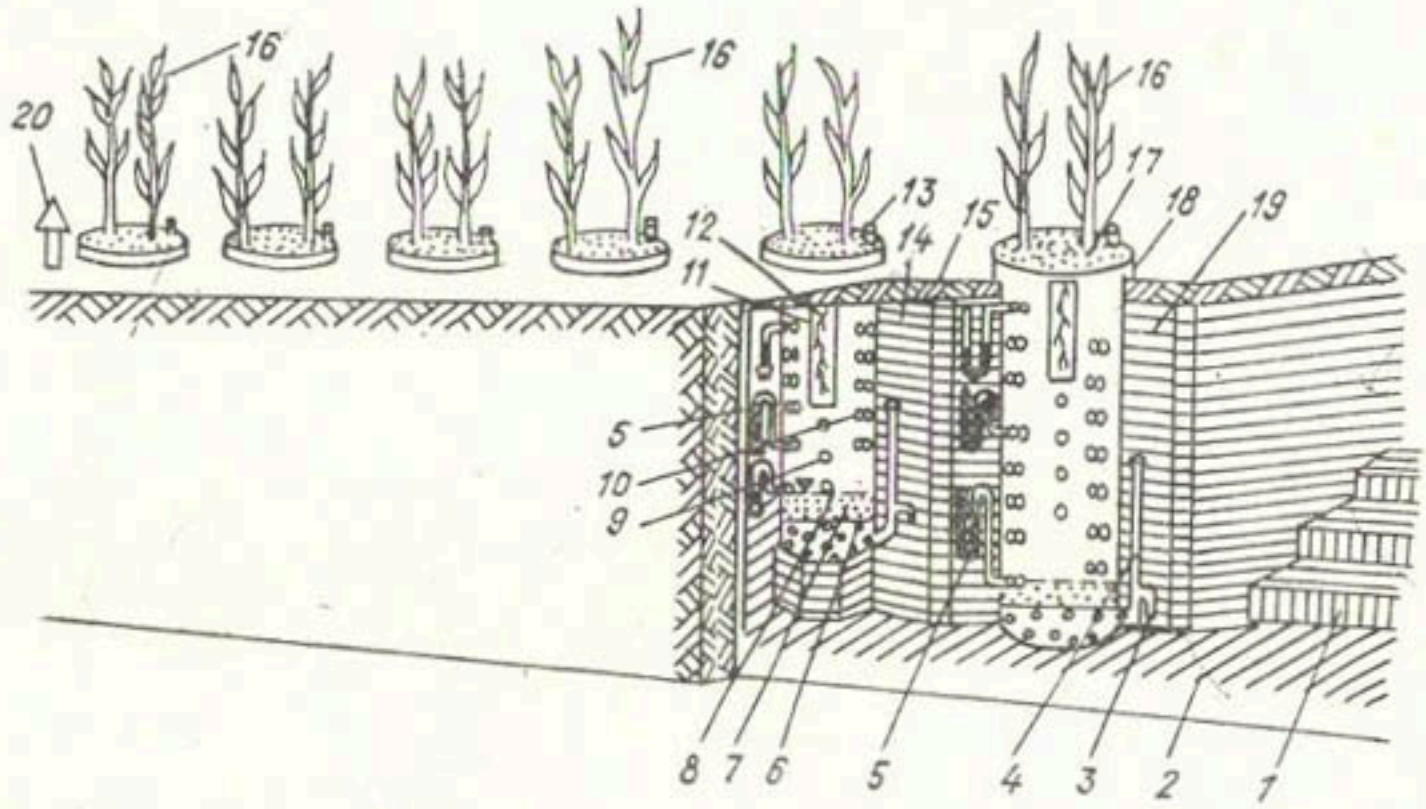


Рис. 4.2. Схема устройства лизиметрического павильона.

1 — ступеньки павильона, *2* — пол павильона, *3* — сливной кран пьезометра, *4* — пьезометр, *5* — тензиометры, *6*, *7* — песчано-гравийная засыпка, *8* — уровень грунтовых вод, *9* — запасные отверстия, закрытые прогудроненными деревянными пробками, *10* — отверстия со штуцерами для термометров, *11* — окно для наблюдений за интенсивностью роста корней растений, *12* — корни растений, *13* — обсадная труба для долива воды и измерения влажности почвы нейтронным влагомером, *14* — левая сторона павильона, *15* — земляная засыпка, *16* — растения, *17* — почва, *18* — лизиметр, *19* — правая сторона павильона, *20* — вентиляционная труба.

ным влиянием на состояние влаги температуры и атмосферного давления.

Исследования в колоннах проводили на аллювиальных луговых суглинистых и дерново-подзолистых супесчаных почвах ненарушенного и нарушенного сложения. Эти же почвы использованы в лизиметрах, которые обычно предназначены для изучения элементов водного баланса почв и миграции удобрений [11, 66, 106, 124, 136, 138]. Однако нами [85, 107] предложен лизиметр, который одновременно можно использовать и для изучения параметров влагопереноса. Лизиметр (рис. 4.2) изготовлен из толстостенного листового железа; его внешняя и внутренняя поверхности покрыты антикоррозийным материалом. На передней рабочей стенке (сфере) просверлены отверстия диаметром около 3 см и приварены штуцера — отрезки металлической трубы соответствующего диаметра. Отверстия, расположенные в вертикальной плоско-

сти на расстоянии 25 см друг от друга, предназначены для установки через них датчиков тензиометров и термометров. Лизиметры в количестве 6 штук установлены в галерее длиной 10 м, шириной 1 м и высотой 2 м. Пол, стенки и потолок галереи армированы тесом, а ее верхняя часть выведена под уровень поверхности почвы посредством земляной подсыпки толщиной около 15 см. Использование лизиметров и колонн, оснащенных тензиометрами, описано в работах [182, 218, 282, 332, 336].

Расчеты $K_п$ с применением лизиметров проводили по уравнению (4.1), однако в отличие от колонн необходимо предварительно из массива данных отобрать те из них, которые приходятся на бездождные периоды с устойчивым восходящим потоком влаги, характеризуемым соответствующим градиентом потенциала по высоте лизиметра. Если погодные условия таковы, что восходящий поток влаги периодически нарушается нисходящими потоками, то над лизиметрами необходимо изготовить навес, предохраняющий от осадков. Рассматриваемый метод неприменим для корнеобитаемой зоны почвы, поскольку здесь имеет место неучитываемый уравнением (4.1) расход почвенной влаги на десукцию растениями. В то же время лизиметрический метод исследования $K_п$ может быть с успехом использован для изучения расхода влаги к фронту промерзания в зимнее время [92]; некоторые особенности движения ее к фронту промерзания показаны в работе [157].

В заключение раздела укажем, что метод синхронных профилей влажности и потенциала, применяемого в интервале средней и низкой влажности почвы, достаточно хорошо апробирован рядом отечественных и зарубежных исследователей [77, 125, 191]. Поэтому останавливаться на технике определения $K_п$ по этому методу здесь не будем.

4.3. Основные свойства зависимости коэффициента влагопроводности от потенциала влаги и влажности почвы

Результаты исследования $K_п$ в почвах сухой степи в виде зависимости от $P_к$ и W приведены на рис. 4.3—4.4. Анализ их свидетельствует о том, что функции $K_п(P_к)$ и $K_п(W)$, полученные с использованием формул Гарднера и Ричардса, заметно различаются между собой. Эти различия объясняются, по-видимому, отклонением условий проведения опытов от тех требований, которые заложены в основе методологии Гарднером и Ричардсом. В соответствии с этими требованиями отношение радиуса образца почвы к радиусу керамического датчика должно быть не менее 10, а в опытах — не менее 4. Кроме того, не было выполнено условие бесконечности длины зонда: соотношение длины и радиуса фильтра должно быть не менее 20—30, а в опытах — не менее 12.

Однако эти требования практически не выполнимы. Чтобы выполнить первое требование, следует значительно увеличить размеры образца почвы. В таком случае время, необходимое для

установления равновесия в системе почва — тензиометр, резко возрастает. Для удовлетворения второго требования нужны нестандартные фильтры с соответствующим соотношением длины и радиуса. Но такие фильтры отечественная промышленность не выпускает. В случае же использования таких фильтров длительность определений опять-таки резко возрастает. Поскольку методика расчета $K_п$ по Ричардсу позволяет учитывать сопротивление кера-

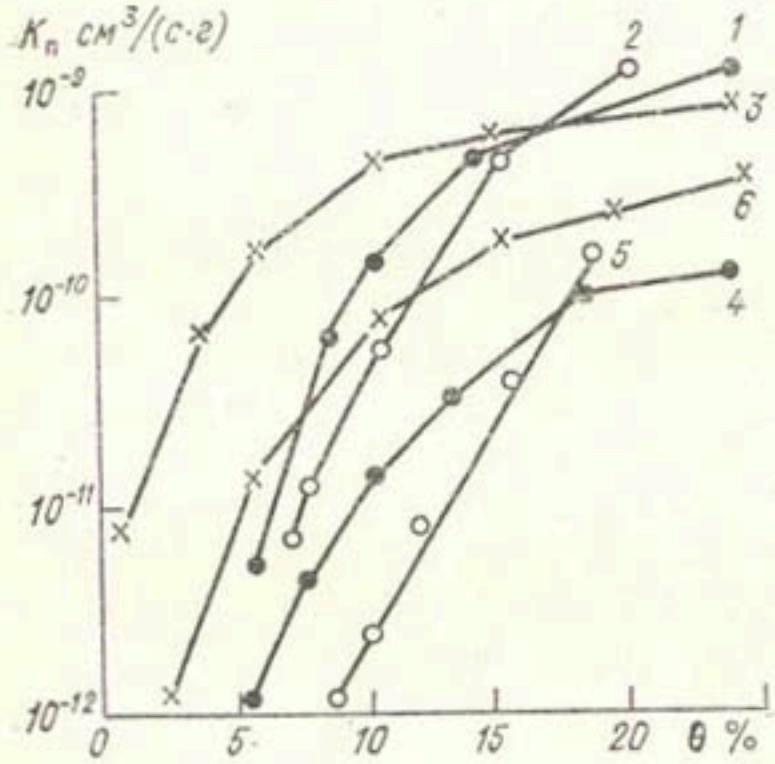


Рис. 4.3. Зависимость коэффициента влагопроводности $K_п$ от объемной влажности θ в черноземовидной супесчаной почве.

По методу Гарднера: 1 — гор. А (0—40 см), *2* — гор. B_2 (80—120 см), *3* — гор. °С (120—200 см), *по методу Ричарда: 4* — гор. А (0—40 см), *5* — гор. B_2 (80—120 см), *6* — гор. С (120—200 см).

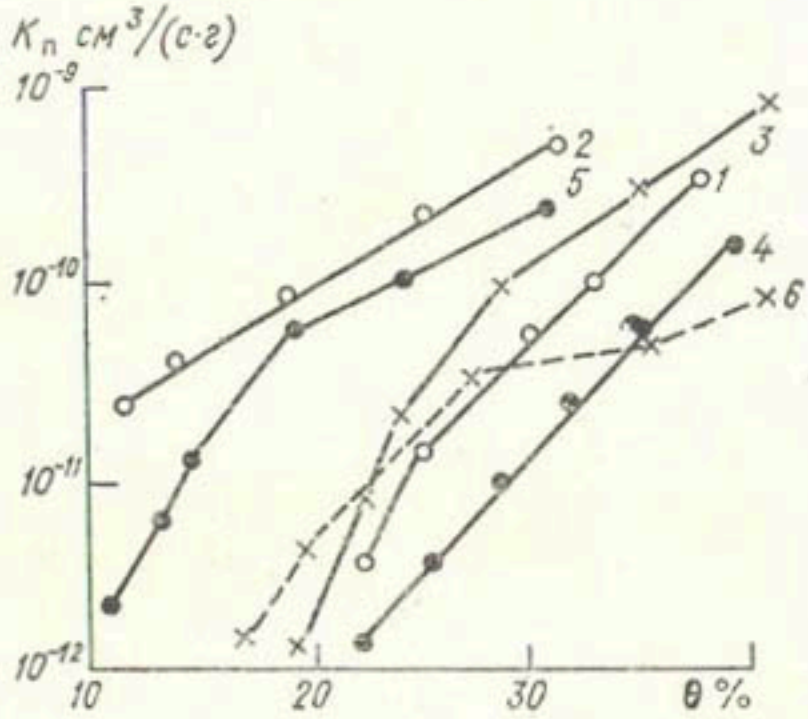


Рис. 4.4. Зависимость коэффициента влагопроводности $K_п$ от объемной влажности θ в пойменной черноземовидной суглинистой почве.

По методу Гарднера: 1 — гор. А (0—40 см), *2* — гор. B_1 (40—70 см), *3* — гор. $A_{погр}$ (120—150 см); *по методу Ричардса: 4* — гор. А (0—40 см), *5* — гор. *В* (40—70 см), *6* — гор. $A_{погр}$ (120—150 см).

мического фильтра, то в лабораторных исследованиях необходимо использовать его формулу; в полевых условиях целесообразно применять формулу Гарднера, так как требования бесконечности среды и зонда здесь полностью выполняются.

Функции $K_п(P_к)$ и $K_п(W)$ в суглинистой почве (определенные по обеим формулам) значительно меньше различаются между собой, чем в супесчаной. Это явление может быть объяснено тем, что в суглинистой почве большое количество пор малого диаметра создает условия, в большей степени соответствующие требованиям бесконечности среды. Физическая сущность этого явления заключается в том, что при уменьшении влажности объемная проводимость почвы, обусловленная мелкими порами, снижается меньше, чем в супесчаной, поровое пространство которой сложено порами среднего и крупного размера. Следует указать и на тот факт, что зависимости $K_п(P_к)$ при сравнении их в разных почвах отличаются между собой меньше, чем зависимости $K_п(W)$.

Значения $K_п$ в черноземовидной супесчаной почве при $P_к = -5$ кПа лежат в интервале $5{,}6 \cdot 10^{-10}$ (гор. B_1) ... $8{,}3 \cdot 10^{11}$ (гор. А) см³/(с·г). С понижением потенциала до —80 кПа $K_п$ уменьшается от $1{,}7 \cdot 10^{-12}$ (гор. B_1) до $4{,}2 \cdot 10^{-12}$ (гор. А) см³/(с·г). Интервал изменения $K_п$ в пойменной черноземовидной суглинистой почве заметно уже, чем в черноземовидной супесчаной. В целом зависимости $K_п(P_к)$ и $K_п(W)$ свидетельствуют о том, что при относительно небольшом понижении потенциала (в интервале 0... —85 кПа) $K_п$ уменьшается в 90—150 раз. Такое значительное уменьшение влагопроводности объясняется уменьшением площади поперечного сечения влагопроводящих путей, при этом влага концентрируется в более мелких порах и тонких пленках. От радиуса пор и толщины пленок зависит влагопроводность почвы. Считается, что последняя пропорциональна квадрату радиуса пор и толщины пленок [77, 125]. В соответствии с законом Пуазейля уменьшение диаметра капилляра всего лишь в пять раз приводит к уменьшению скорости движения влаги в нем в $5^4 = 625$ раз. При уменьшении влажности водное тело почвы, разделенное на части воздушными пузырьками, все более концентрируется внутри агрегатов или около контактов частиц.

Зависимости $K_п(P_к)$ и $K_п(W)$ в суглинистой почве более плавные по сравнению с супесчаной. Это можно объяснить тем, что в суглинистой почве благодаря большей удельной поверхности поверхностная проводимость приближается к объемной. Поверхностная проводимость связана с движением воды по пленкам, а объемная обусловлена наличием транзитных капиллярных путей [34]. В тяжелых по гранулометрическому составу почвах имеется больше возможностей для соединения транзитных капилляров в единую систему, что приводит к более плавному уменьшению влагопроводности при снижении содержания влаги.

В теории зондовых методов заложены два упрощающих допущения: 1) в исследуемом диапазоне $P_к$ значение $K_п$ остается постоянным или его изменения ничтожно малы; 2) в этом же диапазоне $P_к$ влажность почвы линейно зависит от потенциала. На самом деле, как показали исследования, $K_п$ может значительно изменяться в заданном интервале потенциала, а зависимость $P_к(W)$ имеет нелинейный характер. В связи с этим определение $K_п$ необходимо проводить в узких интервалах $P_к$ (многоэтапная процедура кинетики отсасывания воды из почвенного образца). Однако И. И. Судницын [125] предложил уравнение потока, в основе которого лежит одноэтапная процедура отсасывания влаги.

Зависимость $K_п(P_п)$, определенная по методу синхронных профилей влажности и потенциала влаги, аналогична рассмотренным в [92]. С понижением потенциала от $-3 \cdot 10^2$ до $-55 \cdot 10^2$ кПа $K_п$ уменьшается в несколько тысяч раз. Причины этого явления те же; к этому следует добавить, что с уменьшением содержания влаги до *ВЗ — МГ* вязкое трение внутри жидкости увеличивается не по линейному, а по параболическому закону [125]. В соответствии с этим уменьшение влажности от *НВ* до *МГ* обусловливает пони-

Таблица 4.1

Значения коэффициента влагопроводности почвы $K_п$ (мм/сут), полученные с использованием капилляриметрической установки, в почвах подзоны южной тайги

Слой почвы, см	Интервал потенциала, кПа							
	0...—10	—10...—20	—20...—30	—30...—40	—40...—50	—50...—60	—60...—70	—70...—80
	Аллювиальная луговая суглинистая почва							
0—10	12,8	11,0	13,5	6,5	2,5	1,9	1,4	1,0
20—30	14,7	10,2	7,5	6,9	4,0	3,1	1,3	0,9
45—55	17,5	10,4	8,5	7,0	4,4	3,4	4,4	1,5
70—80	12,5	11,0	6,3	4,3	1,9	1,2	—	1,3
95—105	23,8	12,5	5,8	1,4	1,2	0,9	—	1,2
120—130	47,5	9,8	6,4	5,3	6,3	6,1	3,2	1,8
145—155	36,0	14,4	9,8	3,9	2,6	2,0	1,7	1,1
170—180	68,0	5,5	1,8	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3
190—200	43,0	5,2	5,2	1,8	1,5	1,3	1,7	1,4
	Дерново-подзолистая супесчаная почва							
0—10	38,0	13,3	2,8	1,2	1,3	1,4	1,5	1,1
20—30	73,5	15,4	5,1	1,4	1,4	1,9	1,5	1,1
45—55	98,0	42,5	7,3	6,3	5,2	5,0	3,9	1,3
70—80	110,0	45,0	1,8	1,3	1,6	1,9	1,4	1,0
95—105	27,6	4,8	2,5	1,5	1,3	1,3	1,2	1,0
120—130	1,3	4,7	0,3	0,1	0,9	0,2	0,03	0,02
145—155	0,4	1,7	0,1	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
170—180	0,4	2,2	0,2	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01

Значение коэффициента фильтрации $K_ф$

Параметр	Слой			
	0—10	20—30	45—55	70—80
	Аллювиальная луговая			
$ПП$ г/см^3	1,20	1,25	1,20	1,35
$K_ф$ мм/сут	1840	1390	880	590
$K_ф$ м/сут	1,84	1,39	0,88	0,59
$K_ф$ см^3/(с·г)	$2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}6 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-7}$
	Дерново-подзолистая			
$ПП$ г/см^3	1,50	1,45	1,60	1,60
$K_ф$ мм/сут	1430	1110	5620	2460
$K_ф$ м/сут	1,43	1,11	5,62	2,46
$K_ф$ см^3/(с·г)	$1{,}6 \cdot 10^{-6}$	$1{,}7 \cdot 10^{-6}$	$6{,}6 \cdot 10^{-6}$	$2{,}8 \cdot 10^{-6}$

жение влагопроводности в пойменной черноземовидной суглинистой почве от $1 \cdot 10^{-10}$ до $1 \cdot 10^{-14}$ см^3/(с·г), а в черноземовидной супесчаной — от $6 \cdot 10^{-10}$ до $4 \cdot 10^{-15}$ см^3/(с·г).

Аналогичные (с использованием капилляриметрической установки) исследования были выполнены и в аллювиальной луговой суглинистой и дерново-подзолистой супесчаной почвах (табл. 4.1). Анализ этих данных показывает, что с понижением $P_к$ от 0 до —80 кПа $K_п$ в различных слоях аллювиальной луговой почвы уменьшается в 10—15 раз, а в дерново-подзолистой — в 35—76 раз. В интервале высоких значений $P_к$ (0. . . —10 кПа) $K_п$ характеризуется максимальными значениями во всех слоях почвы. Максимальное значение $K_п$ наблюдается в слоях 170—180, 145—155 и 120—130 см: 68,5; 36,0 и 47,5 мм/сут соответственно. В дерново-подзолистой почве, наоборот, максимальное значение $K_п$ наблюдается в верхних слоях: 0—10, 20—30, 45—55 и 70—80 см. Такое соотношение максимальных значений $K_п$ в различных по гранулометрическому составу почвах объясняется спецификой порового пространства этих почв, в котором главная роль принадлежит объему мелких пор. В интервале высоких значений $P_к$ значения $K_п$ заметно выше в почвах легкого гранулометрического состава, а в интервалах средних и низких значений потенциала влаги $K_п$, наоборот, выше в суглинистой почве.

Максимальные значения влагопроводности в любой почве практически одинаковы со значениями коэффициента фильтрации $K_ф$, а минимальные стремятся к нулю. Равенство $K_п$ и $K_ф$ обычно имеет место в условиях нисходящего потока при влажности, равной *ПВ*. Данные, характеризующие коэффициент фильтрации в рассматриваемых почвах, приведены в табл. 4.2. Они свидетельствуют о том, что значения $K_ф$ на порядок превышают значения

Таблица 4.2

в почвах подзоны южной тайги

почвы, см				
95—105	120—130	145—155	170—180	190—200
суглинистая почва				
1,35	1,50	1,50	1,60	1,60
350	980	7690	1640	24 740
0,35	0,98	7,69	1,64	24,74
$4 \cdot 10^{-7}$	$1{,}1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-5}$
супесчаная почва				
1,60	1,60	1,60	1,60	1,60
4440	3930	1340	1340	1530
44,4	3,93	1,34	1,34	1,53
$5{,}2 \cdot 10^{-6}$	$4{,}6 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$	$1{,}5 \cdot 10^{-6}$	$1{,}8 \cdot 10^{-6}$

$K_п$. Максимальные значения $K_ф$, как правило, отмечаются в тех же слоях обеих почв, что и $K_п$. Это говорит об объективности информации по влагопроводности и фильтрации почв, полученной разными методами и в различных условиях проведения опытов. Следует также отметить, что значения $K_ф$ в супесчаной почве менее резко изменяются в пределах почвенного профиля по сравнению с суглинистой, что свидетельствует о большей однородности порового пространства супесчаной почвы.

Таблица 4.3

Значения коэффициента влагопроводности $K_п$ (мм/сут) в слоях почвы (от *УГВ*) нарушенного и ненарушенного сложения (исследования на колоннах) в почвах подзоны южной тайги

Аллювиальная луговая суглинистая почва						Дерново-подзолистая супесчаная почва					
ненарушенное сложение			нарушенное сложение			ненарушенное сложение			нарушенное сложение		
l см от *УГВ*	$P_к$ кПа	$K_п$ мм/сут	*l* см от *УГВ*	$P_к$ кПа	$K_п$ мм/сут	*l* см от *УГВ*	$P_к$ кПа	$K_п$ мм/сут	*l* см от *УГВ*	$P_к$ кПа	$K_п$ мм/сут
13	14	0,93	14	14	0,75	18	20	0,72	15	7	0,30
24	13	1,03	30	10	0,51	31	16	0,80	30	26	1,13
37	14	0,93	42	11	0,25	51	18	0,72	45	62	0,52
50	13	0,82	56	25	1,34	66	14	0,40	57	80	0,43
65	28	1,62	67	26	1,70	80	136	6,31	73	144	5,85
79	27	1,67	86	54	2,15	101	454	14,05	94	162	3,78
96	41	2,10	101	27	1,36	118	600	0,33	113	246	8,41
110	30	1,86	114	64	3,67	135	605	0,19	140	590	0,65
121	180	14,20	127	119	6,87	155	618	—	150	600	—
131	129	11,22	140	130	7,50	—	—	—	—	—	—

Сравнение данных, характеризующих влагопроводность в почвах различного генезиса, показывает, что различие ее значений соответственно в суглинистых и супесчаных почвах сухой степи и подзоны южной тайги значительно ниже, чем различия, обусловленные гранулометрическим составом и гидрофизическими свойствами. Это, в свою очередь, свидетельствует о превалирующем влиянии на влагопроводность почв гидрофизических свойств по сравнению со свойствами, обусловленными различиями в генезисе.

Поскольку в табл. 4.2 $K_ф$ выражен в различных единицах, то представляется целесообразным привести здесь перерасчет этих единиц. Для перевода $K_п$ и $K_ф$, выраженных в единицах потока [$см^3/(с \cdot г)$] в единицы слоя воды (мм/сут, м/сут), необходимо первые умножить на ускорение свободного падения ($\rho = 981$ $см/с^2$) и далее умножить на $864 \cdot 100$. Например, $2{,}5 \cdot 10^{-7}$ $см^3/(с \cdot г) \cdot 981 \times$ $\times 864 \cdot 100 = 210$ мм/сут.

Значения $K_п$, полученные с использованием колонн в почвах подзоны южной тайги, приведены в табл. 4.3. Средняя интенсив-

ность расхода *ГВ* в зону аэрации составляет 0,87 мм/сут в монолите аллювиальной луговой почвы и 0,75 мм/сут в варианте с нарушенным сложением этой же почвы, а в дерново-подзолистой — примерно 0,65 мм/сут в обоих вариантах. Видно, что значения $K_п$ заметно различаются как в пределах типов почв, так и в пределах вариантов по сложению. Значения возрастают с удалением от *УГВ*, что объясняется значительным увеличением градиента потенциала в том же направлении.

4.4. Формирование и состояние влаги в капиллярной кайме при восходящем потоке из грунтовых вод

Из анализа вышесказанного (разд. 4.2 и 4.3) следует важный вывод о необходимости детального изучения закономерностей формирования влаги не только в ненасыщенной водой почве, но и в капиллярной кайме (*КК*), поскольку от состояния ее здесь зависит интенсивность движения влаги в надкапиллярной зоне. Это тем более важно с точки зрения практики, поскольку в Нечерноземной зоне грунтовые воды (*ГВ*) нередко расположены довольно близко от поверхности и играют существенную роль во многих почвенных процессах: влагоснабжении растений, выщелачивании питательных веществ из почвы, оглеении, заболачивании и др.

Изучению вопроса капиллярных явлений при восходящем потоке посвящено много работ, однако большинство из них выполнено на малопредставительных пробах с использованием малоинформативных методов. И хотя в учении о *КК* к настоящему времени достигнуты немалые успехи [9, 16, 58, 60, 83, 90, 111, 112, 124, 137, 139, 158, 164, 293, 335, 342], все же многие вопросы этой проблемы остаются недостаточно изученными. Используемый в настоящем разделе экспериментальный материал получен автором в течение многолетних исследований на колоннах с аллювиальными луговыми и дерново-подзолистыми почвами подзоны южной тайги ненарушенного и нарушенного сложения, причем исследования повторялись неоднократно в разные годы (1980—1984 гг.).

При соприкосновении ненасыщенного профиля почвы колонны с ГВ последние под действием градиента потенциала, направленного сверху вниз, начинают перемещаться в почву, насыщая ее профиль водой до предельно возможного состояния. Испарение с поверхности верхней открытой части колонны обусловливает постоянный поток воды из *ГВ* в зону аэрации и далее в атмосферу. Однако степень заполнения порового пространства почвы водой все время разная, она зависит от испаряемости, а следовательно, от интенсивности потока влаги из *ГВ*, температуры воздуха и атмосферного давления. Если в колонне на разных ее уровнях установить тензиометры, то по их показаниям можно судить о скорости движения фронта смачивания, о времени пол-

ного (максимально возможного) насыщения порового пространства водой и о максимальной высоте капиллярного подъема. Вместе с тем можно произвести расчеты $K_п$ и интенсивности потока на любой глубине колонны. При этом подчеркнем, что применение тензиометров позволяет использовать в исследованиях почвы с любой (в пределах интервала оптимального увлажнения)

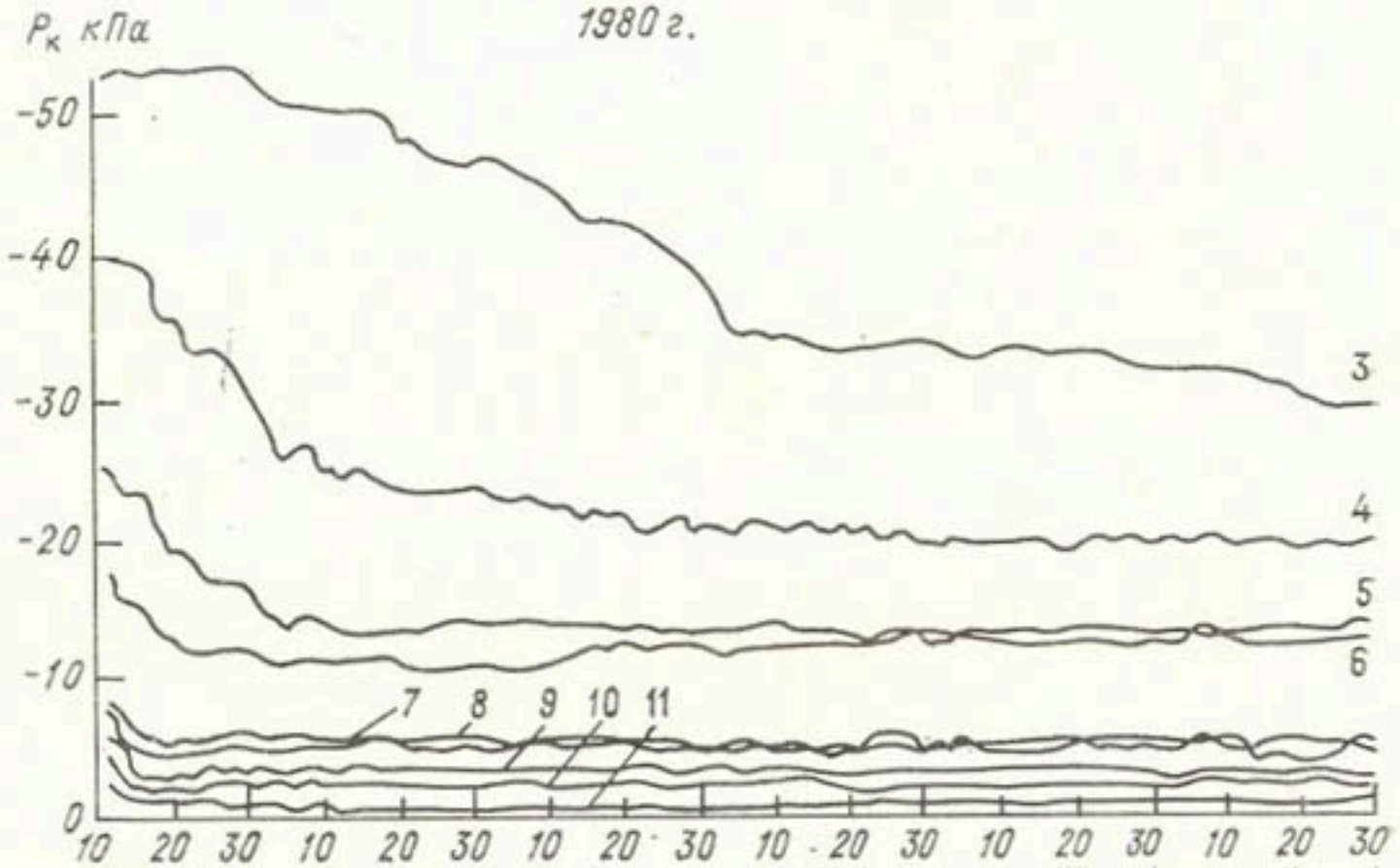


Рис. 4.5. Динамика потенциала почвенной влаги $P_к$ в аллювиальной луговой суглинистой почве нарушенного сложения.

Цифры у кривых — номера тензиометров.

№ тензиометра	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Расстояние от *УГВ*, см	127	110	101	86	67	56	42	30	14

исходной влажностью. Именно в этом направлении и были выполнены наши исследования. Динамика потенциала влаги в аллювиальной почве ненарушенного и нарушенного сложения представлена на рис. 4.5 и 4.6, а информация о начальных и конечных значениях $P_к$ — в табл. 4.4.

Динамика $P_к$ в обеих колоннах характеризуется двумя участками (по абсциссе): первый относится к периоду заполнения порового пространства при движении фронта смачивания, а второй (выположенный) — к окончанию процесса насыщения порового пространства почвы, включая и перераспределение ее в объеме. Длительность первого колеблется от 2 ч в слое 11-го тензиометра до 149 ч в слое 4-го тензиометра. Максимальная высота капиллярного подъема установлена по показаниям 3-го тензиометра и составляет 127—125 см в обоих вариантах.

В табл. 4.5 приведены характеристики капиллярных явлений в аллювиальной луговой почве естественного и нарушенного сло-

жения. Содержащиеся в ней данные свидетельствуют о том, что скорость капиллярного подъема в почве нарушенного сложения уменьшается снизу вверх (от *УГВ*). На расстоянии 14 см от *УГВ* она составляет 1,08 мм/мин, а на высоте 101 см — 0,12 мм/мин. Наиболее резкое уменьшение скорости капиллярного подъема наблюдается на верхней границе *КК* (127 см от *УГВ*) — 0,034 мм/мин, т. е. более чем в 30 раз. Аналогичным образом

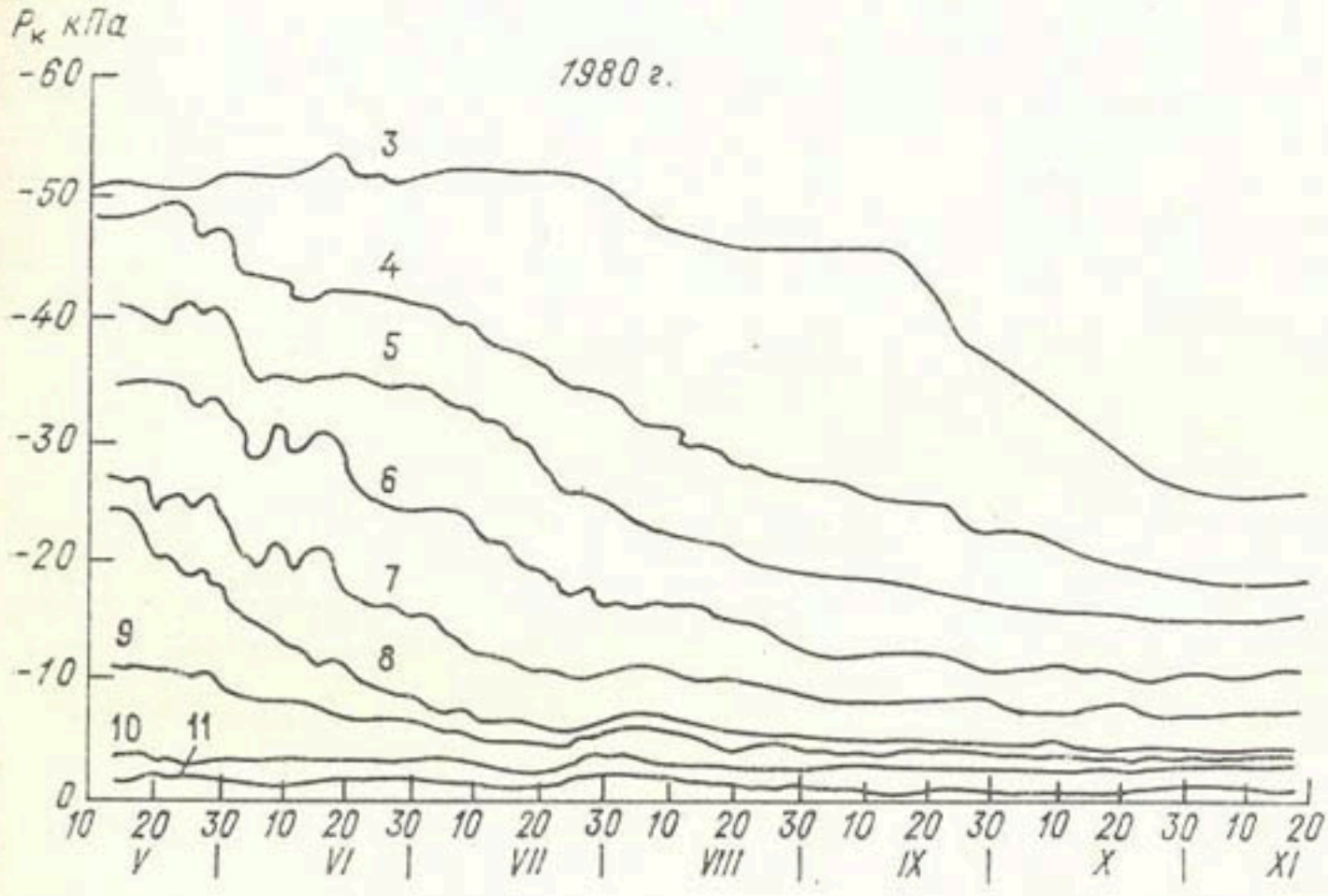


Рис. 4.6. Динамика потенциала почвенной влаги $P_к$ в аллювиальной луговой суглинистой почве ненарушенного сложения.

Цифры у кривых — номера тензиометров.

№ тензиометра	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Расстояние от *УГВ*, см	127	114	96	79	65	50	37	24	13

характеризуется и I: ее значение на высоте 14 см от *УГВ*, равное $3{,}3 \cdot 10^{-3}$ мм/мин, уменьшается до $3 \cdot 10^{-4}$ мм/мин на высоте 127 см от *УГВ*. Такая закономерность изменения этих параметров с увеличением расстояния от *УГВ* вполне понятна, поскольку по мере продвижения воды вверх она заполняет все меньшие и меньшие по диаметру поры, а наиболее крупные из них остаются занятыми воздухом, что приводит к уменьшению объемной проводимости потока влаги.

Суммарные расходы влаги за время τ_1 и τ_2 также существенно различаются между собой. Физическая сущность этого различия заключается в том, что движение фронта смачивания, которое обычно наблюдается визуально в стеклянных сосудах [51, 52], осуществляется преимущественно по мезо- и микропорам, а наиболее крупные из них остаются незанятыми водой (заполнены воздухом).

Информация о запасах влаги и их изменении в течение почти шести месяцев [90, 92] свидетельствует о положительном балансе влаги в колоннах. Сравнение влагозапасов с *НВ* указывает на их увеличение к концу опыта. Стабилизация запасов влаги в толще почвы, ограниченной сверху 4-м тензиометром (114 см от *УГВ*), закончилась по истечении 92 суток от начала опыта.

Таблица 4.4

Соотношение показаний тензиометров и отметок (высот) их расположения в *КК*

Параметр	Номер тензиометра в порядке расположения от *УГВ*										
	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Аллювиальная луговая суглинистая почва ненарушенного сложения (колонна 2)											
H см	13	24	37	50	65	79	96	114	121	131	153
l см	13	11	13	13	15	14	17	14	11	10	22
$P_к$ см вод. ст.	—14	—27	—41	—54	—82	—109	—150	—190	—381	—	—
Аллювиальная луговая суглинистая почва нарушенного сложения (колонна 1)											
H см	14	30	42	56	67	86	101	110	127	140	159
l см	14	16	12	14	11	19	15	13	13	13	19
$P_к$ см вод. ст.	—14	—26	—29	—54	—54	—109	—136	—190	—320	—	—
Дерново-подзолистая супесчаная почва ненарушенного сложения (колонна 1)											
H см	—	0	18	31	51	66	80	101	—118	135	155
l см	—	0	18	13	20	15	14	21	21	17	22
$P_к$ вод. ст.	—	—20	—20	—36	—36	—68	—204	—371	—450	—	—
Дерново-подзолистая супесчаная почва нарушенного сложения (колонна 2)											
H см	—	10	25	41	55	67	83	104	123	150	160
l см	—	0	15	15	15	12	16	21	19	27	10
$P_к$ вод. ст.	—	—7	—14	—30	—54	—60	—204	—326	—572	—	—

Примечание. Здесь *H* — высота расположения середины датчика тензиометра над *УГВ*; *l* — расстояние между соседними тензиометрами; $P_к$ — потенциал влаги, соответствующий окончанию процесса насыщения почвы водой.

И хотя наблюдения продолжались еще в течение нескольких месяцев, содержание влаги в колоннах практически не изменилось.

Два первых от *УГВ* тензиометра были установлены в слой очень плотной супеси. Конечные запасы влаги составили здесь 36 и 33 мм (около 98 % *ПВ*). Вышерасположенная толща представлена средним суглинком с общей средней порозностью около 45 % (при колебании от 57 до 38 %). Третий тензиометр (№ 9 от *УГВ*) был установлен на границе супеси и суглинка; запасы влаги здесь не претерпели заметных изменений и в среднем составляли 82—73 % *ПВ*. На верхней границе *КК* запасы влаги составили 31 мм — около 67 % *ПВ*, что соответствует 93 % *НВ*.

Суммарное значение аккумулированной в почвенном профиле влаги из *ГВ* составило 52,3 мм при общем расходе последних 121,9 мм. Следовательно, на физическое испарение с поверхности за 169 суток израсходовано 69,6 мм, или в среднем 0,40 мм/сут.

Сравнивая конечные значения потенциала влаги с высотами, на которых расположены датчики тензиометров (см. табл. 4.4), можно констатировать следующее. Показания приборов с не-

Таблица 4.5

Некоторые характеристики капиллярных явлений в аллювиальной луговой суглинистой почве

Номер тензиометра	h	τ_1	τ_2	Q_1	Q_2	$v_к$	$I \cdot 10^3$
Колонна 1 (нарушенное сложение)							
11	14	2	15	0,4		1,08	0,33
10	30	6	18	0,4	1,2	0,81	1,1
9	42	9	138	0,4	2,0	0,76	0,74
8	56	23	139	0,8	2,4	0,39	0,58
7	67	27	169	0,8	3,9	0,40	0,49
6	86	74	486	1,6	15,6	0,19	0,36
5	101	120	606	2,3	29,3	0,14	0,32
4	114	149	2517	2,8	66,4	0,12	0,31
3	127	600	2470	15,9	80,1	0,034	0,30
Колонна 2 (монолит)							
9	37	20	2388	6,2	41,05	0,31	1,2
8	50	39	—	6,2	44,05	0,22	1,2
7	65	50	—	6,2	71,8	0,21	1,2
6	79	80	2916	7,3	31,3	0,16	1,1
5	96	98	3324	7,3	88,2	0,16	1,1
4	110	140	3780	9,6	91,2	0,13	0,90
3	121	550	3648	12,9	95,9	0,04	0,39

Примечание. Здесь и в табл. 4.7 h — высота установки тензиометра над *УГВ*, см; τ_1 — время подъема *ГВ* до тензиометра, ч; τ_2 — время максимального насыщения слоя почвы, ч; Q_1 — расход воды за время τ_1, мм; Q_2 — то же за время τ_2, мм; $V_к$ — средняя скорость капиллярного подъема за время τ_1, мм/мин; I — средняя интенсивность капиллярного потока влаги, мм/мин.

большой и допустимой погрешностью совпадают с отметками высот только до глубины 67 см над *УГВ*. На глубине установки 9-го и 7-го тензиометров значения $P_к$, выраженные в сантиметрах водного столба, меньше отметок высот (расстояний от УГВ). Показания 7-го и 6-го тензиометров совпадают между собой, что может свидетельствовать о «переувлажнении» данного слоя почвы, т. е. о большем содержании здесь воды, чем это должно быть в соответствии с положением слоя *КК* над *УГВ*. Причина этого явления заключается, по-видимому, в перераспределении влаги в двух различных по гранулометрическому составу слоях: сцементированной супеси и вышерасположенного среднего суглинка. При этом водоудерживающие силы суглинка существенно

возрастают от присутствия значительного количества железистых образований, сконцентрированных в нижней части суглинистой толщи. «Излишняя влага», изъятая из нижнего супесчаного слоя, заполняет макропоры вышележащего слоя, которые при отсутствии этого явления должны бы быть заняты воздухом. В связи с этим можно предположить, что при формировании профиля колонны с нарушенным сложением почвы граница между слоями различного гранулометрического состава становится более выраженной за счет возможного переуплотнения пограничных слоев. Однако такой сильно уплотненный тонкий слой почвы имеет место и в колоннах с ненарушенным сложением почвы. Этот слой выполняет функции водоупора, поток влаги к испаряющей поверхности осуществляется здесь под действием градиента потенциала. Обратное (вниз) движение влаги через уплотненный слой невозможно из-за малого напора гидравлически связанной воды, расположенной выше водоупора и составляющего до верхней границы капиллярной каймы 15—20 см вод. ст. Этот столб воды не в состоянии преодолеть давление микропор, преимущественно слагающих поровое пространство водоупора.

С глубины 67 см от УГВ и выше расхождение между показаниями тензиометров и отметками высот возрастает, что свидетельствует об истощении *КК*. Зависимость $P_к$ от глубины колонны [90] свидетельствует о нарушении равновесного распределения потенциала именно с отметки 67 см от *УГВ*. С увеличением высоты над УГВ движение воды осуществляется преимущественно по микропорам и мезопорам. Сплошность водного тела здесь нарушается, а гидростатическое давление, по-видимому, имеет локальный характер. В нижней части *КК* мощностью около 67 см насыщение порового пространства водой составляет около 98 % *ПВ*, средняя зона *КК* (34 см) характеризуется также высокой степенью обводненности (82—73 % *ПВ*). Верхняя зона мощностью 26 см обводнена в меньшей степени, чем средняя (около 67 % *ПВ*). Следует отметить, что повторение исследования на колоннах в дальнейшем (1983—1984 гг.) подтвердили полученные ранее результаты и сделанные выводы.

Сравнение конечных значений $P_к$ первой (нарушенное сложение) и второй (монолит) колонн свидетельствует об их идентичности и о том, что нарушение естественной структуры и сложения не приводит к заметному изменению водоудерживающих сил почвы. Сравнивая значения Q_2 и время полного насыщения почвы водой обеих колонн, видим, что в монолите они выше по сравнению с колонной нарушенного сложения, а скорость подъема воды и интенсивность потока, так же как и в первой колонне, уменьшаются в направлении снизу вверх и несколько выше в монолите.

Максимальная высота капиллярного подъема, как отмечали, практически одинакова в обеих колоннах. Этот факт можно объяснить тем, что нарушение сложения хотя и приводит к увеличению макропор, но, вероятно, незначительно, и в то же время они составляют значительную часть порового пространства суглини-

стой почвы. В соответствии с данными табл. 4.6 микропоры в аллювиальной луговой почве составляют 53—80 % суммарного содержания пор, а сумма макро- и мезопор в большинстве случаев — от 25 до 63 %.

Конечное содержание влаги в монолите примерно такое же, как и в первой колонне, хотя начальные запасы и были значительно ниже. Суммарный расход в течение опыта составил

Таблица 4.6

Объем пор (% от объема почвы) по данным тензиометрических определений

Категория пор	Слой почвы, см								
	0—10	20—30	45—55	70—80	95—105	120—130	145—155	170—180	190—200
Аллювиальная луговая суглинистая почва									
Макро- и мезопоры	18,3	20,7	20,6	10,1	9,1	14,9	17,4	14,9	9,9
Микропоры	38,8	33,2	25,4	39,1	27,7	23,5	17,7	16,8	26,2
Суммарный объем пор	57,1	53,9	39,0	49,0	36,8	38,4	34,5	31,9	37,1
Дерново-подзолистая супесчаная почва									
Макро- и мезопоры	12,9	20,4	18,3	18,6	16,9	16,1	29,0	26,4	25,6
Микропоры	25,4	29,5	14,0	15,5	10,4	10,6	16,2	7,3	7,0
Суммарный объем пор	38,3	49,9	32,3	37,1	27,3	26,7	45,2	33,7	32,6

111,44 мм, т. е. практически такой же расход, что и из первой колонны. Однако на физическое испарение с поверхности израсходовано меньше — 56,5 мм, что составляет около 0,33 мм/сут. Конечные значения $P_к$ (см. табл. 4.4) свидетельствуют о том, что они полностью совпадают с отметками их установки над *УГВ* только в пределах 55-сантиметровой толщи (от *УГВ*). Вверх от этой отметки расхождения, как и в первой колонне, прогрессивно возрастают, что свидетельствует о возрастании дефицита влаги в *КК*.

Таким образом, подводя итог анализу капиллярных явлений и особенностям формирования влаги в *КК* в условиях бесперебойного подпитывания аллювиальной луговой почвы от *ГВ* и свободного испарения с поверхности, можно констатировать дифференциацию *КК* по степени обводненности. По этому признаку, подкрепленному данными о распределении поля потенциала, *КК* подразделена нами на три зоны, различающиеся по сплошности водного тела, по наличию (или отсутствию) гидростатического давления. Последнее является одним из основных критериев в анализе состояния влаги в *КК*. Такое представление бази-

руется на территории термодинамического потенциала применительно к насыщенной зоне. В соответствии с ней потенциал влаги на свободной поверхности ГВ равен нулю, вниз от этого уровня его положительное значение равно слою воды над датчиком тензиометра, а вверх от *ГВ* он меньше нуля и равен высоте *КК* (до слоя установки датчика прибора). Однако это положение относится лишь к той части *КК*, где влага гидравлически связана между собой во всем пространстве и объеме. При отсут-

Таблица 4.7

Некоторые характеристики капиллярных явлений при восходящем потоке влаги в дерново-подзолистой супесчаной почве

Номер тензиометра	h	τ_1	τ_2	Q_1	Q_2	$v_к$	$I \cdot 10^{-3}$
			Колонна 1 (монолит)				
10	0	2	25	0,4	0,8	0,83	0,33
9	18	23	51	0,6	5,8	0,13	0,43
8	31	40	1224	1,0	6,6	0,13	0,41
7	51	65	1512	1,5	9,6	0,13	0,38
6	66	90	1632	1,8	27,6	0,12	0,36
5	80	200	3384	4,0	56,0	0,066	0,36
			Колонна 2 (нарушенное сложение)				
10	10	10	310	0,4	7,2	0,166	0,70
9	25	31	479	0,8	9,8	0,13	0,41
8	40	55	1080	1,2	21,2	0,12	0,36
7	55	76	1176	1,5	24,0	0,12	0,32
6	67	101	1289	1,9	26,0	0,11	0,31
5	83	220	3360	4,2	40,3	0,062	0,30

ствии сплошности водного тела показания тензиометров будут отражать $P_к$ (капиллярно-сорбционный потенциал), обусловленный уже недостатком насыщения порового пространства (дефицитом влаги).

Установленные особенности формирования и поведения влаги в *КК* аллювиальной луговой суглинистой почвы подтверждаются данными, полученными и в дерново-подзолистой супесчаной почве. Параметры, характеризующие капиллярные явления в этой почве, приведены в табл. 4.7 и 4.8. Максимальный капиллярный подъем влаги в первой колонне (монолит) составил 100 см, а во второй (нарушенное сложение) — 83 см. Водный баланс положительный, конечные запасы влаги в обеих колоннах составили: в надкапиллярной зоне — меньше *НВ*, в верхней части *КК* — от *НВ* до 0,8 *НВ*, в остальной части колонны — больше *НВ*. В первой колонне за 6-месячный период наблюдений расход *ГВ* составил 75,2 мм, из них только 12,4 мм аккумулировалось в *ЗА*, а 62,8 мм пошли на физическое испарение с поверхности (в среднем 0,99 мм/сут). Максимальная скорость капиллярного подъема в самой нижней части колонны составила 0,83 мм/мин, а мини-

мальная (в верхней части *КК*) — 0,07 мм/мин. В средней части колонны скорость подъема влаги характеризуется значениями 0,13—0,12 мм/мин. Интенсивность потока влаги, как и в суглинистой почве, уменьшается снизу вверх. Гидростатическое давление передается до глубины 66—67 см от *УГВ*. Примерно аналогичные закономерности изменения параметров капиллярных явлений наблюдаются и во второй колонне (нарушенное сложение), однако абсолютные значения многих из них иные. Сравнение их

Таблица 4.8

Параметры, характеризующие капиллярные явления в дерново-подзолистой супесчаной почве

τ_1	τ_2	τ_3	Q_1	Q_2	Q_3	$v_к$	$I \cdot 10^{-3}$	h_1	L_1	L_2	ΣW	E
Колонна 1												
8,3	140	170	4,0	56,0	75,3	0,23	4,1	100	66	34	12,4	0,37
Колонна 2												
9,1	140	170	4,2	40,0	49,9	0,12	3,9	83	66	17	9,1	0,24

Примечание. Здесь τ_1 — время подхода фронта смачивания к 5-му тензиометру, ч; τ_2 — время стабилизации влаги на уровне 5-го тензиометра, ч; τ_3 — длительность наблюдения, ч; Q_1 — расходы воды за время τ_1, мм; Q_2 — то же за время τ_2, мм; Q_3 — общий расход *ГВ*, мм; $v_к$ — средняя скорость капиллярного подъема, мм/мин; I — средняя интенсивность капиллярного потока влаги, мм/мин; h_1 — максимальная высота подъема воды от *УГВ*, см; L_1 — мощность первой зоны *КК*, см; L_2 — мощность второй зоны *КК*, см; $\sum W$ — аккумулированная влага в почве, мм; E — испарение с поверхности почвы, мм/сут.

между собой свидетельствует о том, что максимальная высота капиллярного подъема и его средняя скорость, интенсивность потока влаги, объем расхода *ГВ*, количество аккумулированной влаги и физическое испарение с поверхности выше в монолите по сравнению с почвой нарушенного сложения.

Мощность первой зоны *КК* в обоих вариантах практически одинакова, а мощность второй — различная: в монолите она в два с лишним раза выше. Следовательно, нарушение естественного сложения супесчаной почвы приводит к уменьшению высоты и скорости капиллярного подъема и интенсивности потока влаги из *УГВ*. Капиллярная кайма в супесчаной почве подразделяется на две зоны. В первой зоне (66—67 см от *УГВ*) вода насыщает поровое пространство почвы до 59—52 % *ПВ*, а во второй (34—16 см) — до 40—38 %. Первая зона *КК* характеризуется сплошностью водного тела, благодаря чему гидростатическое давление передается на всем ее протяжении. Во второй зоне, судя по показаниям тензиометров, влага разобщена и представляет собой отдельные, разъединенные друг от друга, разной протяженности водные участки. Нарушение естественного сложения приводит

к тому, что на некоторых уровнях первой зоны *КК* наблюдается существенное расхождение показаний тензиометров и глубин их установки над *УГВ*. Это расхождение обусловлено несвойственным для данных высот *КК* излишне высоким содержанием влаги.

Сравним некоторые характеристики капиллярных явлений в аллювиальной и дерново-подзолистой почвах между собой. Максимальная высота капиллярного подъема в суглинистой почве значительно выше, а мощность первой зоны *КК*, где наблюдается полная гидравлическая связь влаги, наоборот, несколько ниже по сравнению с супесчаной. Кажущееся противоречие вполне объяснимо. Почвенный профиль аллювиальной почвы в значительно большей степени неоднороден и более резко дифференцирован на генетические горизонты и слои, значительно различающиеся между собой по гидрофизическим свойствам, особенно в нижней части, по сравнению с дерново-подзолистой почвой. Тяжелый гранулометрический состав и высокий процент микропор от суммарной порозности обусловливает здесь и небольшую высоту поднятия влаги из *ГВ*. Но в то же время резкие границы перехода генетических горизонтов и отдельных слоев (прослоек) обусловливают и предпосылки для разрыва капиллярных связей при относительно высоком содержании влаги.

В супесчаной почве поровое пространство заметно однороднее, соотношение пор разного размера более постоянно по высоте профиля по сравнению с суглинистой. Поэтому различие между высотой подъема и мощностью первой зоны *КК* здесь меньше. Средние значения скорости подъема и интенсивность потока соответственно в 1,5 и 3,0 раза выше в монолите суглинистой почвы по сравнению с монолитом супесчаной. Время подхода фронта смачивания к нижней части третьей зоны *КК* суглинистой заметно меньше по сравнению с супесчаной.

Одно из главных положений, вытекающих из анализа материала, заключается в установлении нарушения сплошности водного тела в средней и верхней частях *КК* суглинистой и в верхней (второй) зоне *КК* супесчаной почв, т. е. в условиях содержания влаги, превышающего *НВ*. Однако это положение не противоречит известным представлениям, выдвинутым А. А. Роде (1965 г.), в соответствии с которыми разрыв капиллярных связей в суглинистых почвах характеризуется влажностью, меньшей или равной НВ. Дело заключается в том, что в соответствии с принятой методикой определения НВ последнюю определяют в условиях, близких к равновесным. В этих условиях, характеризуемых отсутствием заметного движения влаги (теоретически оно должно отсутствовать), содержание ее при *НВ* действительно может характеризоваться наличием гидравлической связи во всем объеме промоченной толщи или в значительной ее части, обеспечивающей передачу гидростатического давления.

Иная картина распределения влаги, даже при заметно большем ее содержании, чем *НВ*, наблюдается в условиях восходящего потока и испарения с поверхности. В этих условиях, харак-

теризуемых нестационарностью потока, объем защемленного воздуха, особенно в крупных порах, может быть большим [117, 147, 260]. С другой стороны, испарение влаги с поверхности почвы, особенно при высокой испаряемости, может приводить к разрыву капиллярных транзитных путей. Физическая сущность этого явления заключается в несоответствии интенсивности потока почвенной влаги (расход влаги из *ГВ*) интенсивности испарения с поверхности. Ликвидации разрывов, поступающей из *ГВ* влагой препятствуют пузырьки воздуха, которые при определенных условиях могут соединяться в различные по размерам воздушные полости.

Вместе с тем мы полагаем, что сработка *КК* при испарении влаги с поверхности может достигать значительных размеров по мощности и затрагивать вторую зону *КК*. В связи с этим можно предположить, что в условиях, когда *УГВ* находится близко к поверхности почвы, например, на глубине 40—50 см, сработка *КК* будет осуществляться вплоть до зеркала *ГВ*. С целью проверки этого положения проведены исследования с использованием лизиметрического устройства (см. рис. 2.10) в условиях *УГВ*, расположенного последовательно на глубинах 55, 40, 30 и 20 см от поверхности. Тензиометры, установленные на этих же уровнях, при изменении *УГВ* оказывались на разном расстоянии от *ГВ*, в том числе и под их уровнем. Результаты исследования приведены на рис. 4.7.

Анализ полученных материалов свидетельствует о том, что при *УГВ*, равном 55 см, показания только первого тензиометра, установленного в пределах зеркала *ГВ*, соответствуют отметке *УГВ*; показания остальных приборов указывают на наличие водного дефицита в *КК* даже в самой ее нижней части (на расстоянии 5 см от *УГВ*). С увеличением расстояния от *УГВ*, в пределах от 15 до 35 см, расхождения между показаниями приборов и отметками УГВ возрастают с —8 до —36 см вод. ст. Это свидетельствует о том, что вся *КК*, представляющая собой в данном случае в сущности ЗА, является толщей активного влагооборота; потеря влаги происходит одновременно из всей 55-сантиметровой толщи. Вполне естественно, что с понижением *УГВ* (соответственно до 40, 30 и 20 см от поверхности) расхождение показаний тензиометров, расположенных над *УГВ*, и расстояний их установки до *УГВ* возрастают в связи с уменьшением обводненности порового пространства почвы. Интенсивность расхода *ГВ* при *УГВ* = 55 см составляет 0,7—1,1 мм/сут, а при *УГВ* = 20 см 1,5—1,7 мм/сут. Следовательно, при понижении *УГВ* с поверхности почвы мощность *КК* (запасы влаги в ней) и интенсивность расхода *ГВ* уменьшаются. Максимальная интенсивность расхода *ГВ* наблюдается в процессе заполнения порового пространства (компенсация недостатка водонасыщения) при поднятии *УГВ*, т. е. при установке *ГВ* на новом, более высоком уровне. Так, например, при поднятии *УГВ* с 55 до 40 см интенсивность потока возрастает в течение одних суток до 3 мм, а затем падает до

1,1—1,5 мм/сут. Максимальное значение интенсивности расхода *ГВ* имеет место при повышении их уровня с 40 до 30 и с 30 до 20 см: в течение первых суток это значение составляет 11—15 мм/сут.

Возвращаясь к вопросу об использовании тензиометров для измерения *УГВ* в полевых условиях, рассмотренного в гл. 3,

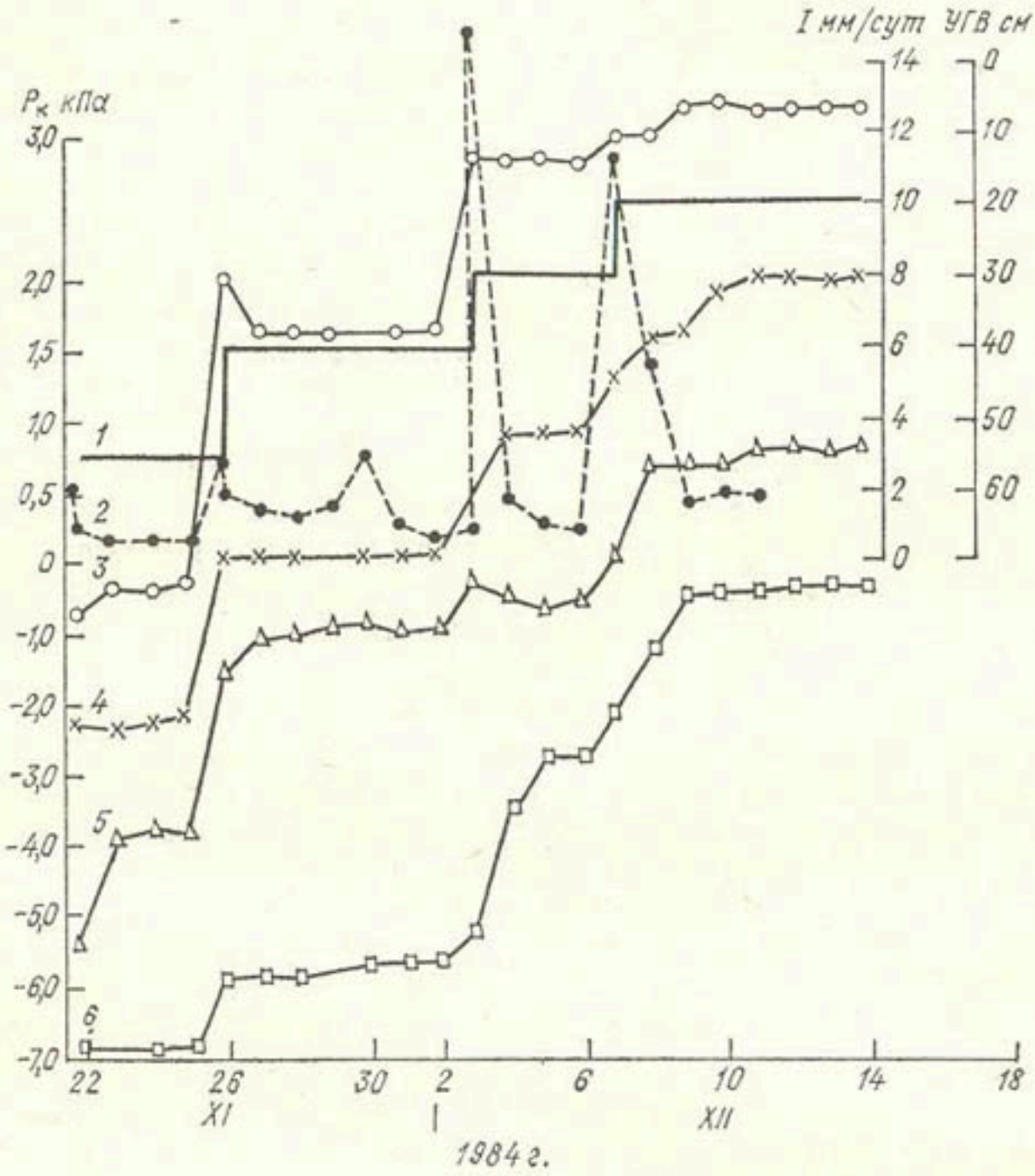


Рис. 4.7. Динамика потенциала влаги $P_к$, *УГВ* и интенсивности расхода грунтовых вод *I*.

1 — *УГВ*, *2* — *I*, *3* — $P_к$ на глубине 5 см от *УГВ*, *4* — $P_к$ на глубине 15 см от *УГВ*, *5* — $P_к$ на глубине 25 см от *УГВ*, *6* — $P_к$ на глубине 35 см от *УГВ*.

отметим, что причины расхождения *УГВ*, определенных по скважине и по показаниям тензиометров, объясняются именно нестационарностью течения влаги в *КК* и значительно большей сработкой ее, чем предполагалось раньше [51, 52, 138]. Это обстоятельство накладывает ограничение на использование тензиометров с целью определения УГВ во всех случаях, характеризуемых интенсивным расходованием влаги *КК* на испарение. В условиях

состояния влаги в *КК*, близкого к равновесному, и в условиях, характеризуемых незначительным изменением обводненности *КК*, тензиометры, по-видимому, могут быть использованы и для этих целей. Однако вопрос требует дальнейших исследований.

И в заключение раздела подведем итог представлению о состоянии влаги в *ЗА* двух почв подзоны южной тайги. В аллювиальной луговой суглинистой почве при мощности *ЗА* = 170 см надкапиллярная зона составляет 48 см (0—48 см от поверхности), содержание влаги в ней различно: в нижней части оно может достигать *НВ*, в средней и верхней — меньше *НВ*, в целом от 63 до 28 % *ПВ*. Состояние влаги здесь неравновесное, гидравлическая связь и гидростатическое давление отсутствуют. Далее, в направлении от поверхности почвы, расположена третья зона *КК* мощностью около 25 см (48—73 см). Содержание влаги в ней характеризуется интервалом значений между *КК* и *НВ* и составляет 73—63 % *ПВ*. Равновесного состояния влага не имеет, гидравлическая связь — локальна. Вторая зона *КК* мощностью 45 см расположена в толще 73—118 см от поверхности, содержание влаги составляет 92—73 % *ПВ* и соответствует *КВ*, гидравлическая связь — от полной до локальной. Ниже, в толще 118—173 см (вплоть до *УГВ*), расположена первая зона *КК* мощностью 55 см; содержание влаги в ней характеризуется интервалом *КВ—ПВ*, или на уровне 92—98 % *ПВ*, гидравлическая связь — во всем объеме почвенной толщи.

В дерново-подзолистой супесчаной почве надкапиллярная зона составляет толщу, расположенную от поверхности до 70 см, содержание влаги здесь находится в интервале *НВ* — 0,7 *НВ*, или 38—20 % *ПВ*. Под ней расположена вторая зона *КК* мощностью 33 см (в слое 70—103 см от поверхности); содержание влаги здесь колеблется в интервале *НВ—КВ*, или 38—40 % *ПВ*, гидравлическая связь и гидростатическое давление проявляются локально. Ниже, вплоть до *УГВ*, расположена первая зона *КК* мощностью 66 см (в слое 103—170 см). Содержание влаги характеризуется интервалом 52—60 % ПВ; состояние равновесное, гидравлическая связь постоянна во всем объеме и на всем протяжении.

4.5. Движение влаги из грунтовых вод к фронту промерзания

Изучение данного вопроса имеет большое значение для целей расчета водных балансов *ГВ* и *ЗА*, а также при обосновании оптимальных параметров дренажа, прогнозировании *УГВ* и водного режима почв. Исследования проводили в лизиметрах, тензиометры в зимнее время заправляли раствором спирта в соотношении вода : спирт, равном 4 : 1. Многолетние наблюдения за параметрами влагопереноса, температурой воздуха и почвы, снежным покровом и *УГВ* в лизиметрах и на полевых площадках

[91, 92] свидетельствуют о том, что в сравнительно теплые зимы периода 1979—1983 гг. расход влаги из ГВ был невелик и составлял 0,04—0,18 мм/сут. Дневная температура воздуха редко опускалась ниже —4... —8 °С, зимние периоды отличались частыми оттепелями и достаточно мощным снежным покровом (251—45 см), благодаря чему температура в поверхностном слое почвы (0—20 см) характеризовалась положительными значениями (0,3—1,8 °С) и почва практически оставалась талой. В этих условиях градиент $P_к$ не превышал —0,2... —0,6 кПа/см. Невысокие значения расходов влаги не способствовали значительному понижению *УГВ* (6—10 см) и грунтовые воды нередко находились на уровне осеннего периода, а иногда даже и выше [91, 92].

В связи с этим анализ движения влаги из *ГВ* к фронту промерзания проведен по данным зимнего периода 1984 г. Маломощный снежный покров установился только к середине января (5—6 см); декабрь и первая половина января были теплыми и бесснежными, а почва талой. Ее температура в этот период была положительной и увеличивалась с глубиной по почвенному профилю (табл. 4.9). Вертикальный градиент $t_п$ в лизиметрах 18 января составлял 0,007—0,01 °С/см. В начале третьей декады наблюдалось заметное понижение $t_в$, что обусловило понижение $t_п$ в лизиметрах до —2,8... —3,2 °С. Максимальные отрицательные значения температуры почвы составили —0,6... —7,0 °С к середине февраля. Максимальный градиент $t_п$ наблюдался также в этот период и составлял в толще почвы лизиметров 0,1... 0,16 °С/см. В дальнейшем в связи с повышением температуры воздуха градиент $t_п$ значительно уменьшился. Распространение отрицательных температур в соответствии с данными табл. 4.9 ограничивается слоем 70—80 см. Уровень ГВ в 1—6-м лизиметрах составил соответственно 131, 125, 91, 167, 92 и 92 см к концу первой декады января. В течение следующего месяца *УГВ* прогрессивно понижался, и к 22 февраля достиг 147, 145, 121, 171, 178 и 130 см соответственно в лизиметрах 1—6. В дальнейшем, несмотря на повышение температуры воздуха (и почвы), понижение *УГВ* продолжалось; к концу первой декады марта он достиг максимальных значений, при этом в лизиметре 6 *УГВ* полностью сработался (табл. 4.10).

Таким образом, за 58 суток (18.01—11.03) *УГВ* понизился на 24, 37, 32, 7, 88 и 44 см соответственно в каждом из лизиметров. С учетом коэффициента водоотдачи, равного 0,10 в аллювиальной луговой (лиз. 1—3) и 0,17 в дерново-подзолистой (лиз. 4—6) почвах, расход влаги из *ГВ* составил 24, 37, 32, 12, 150 и 75 мм соответственно из лизиметров 1—6. Исходя из этого, средняя интенсивность потока влаги к фронту промерзания составляет 0,45; 0,70; 0,60; 0,23 и 1,42 мм/сут соответственно в лизиметрах. Приведенные данные свидетельствуют о существенном различии значений потоков влаги как в пределах типов почв, так и по лизиметрам.

Содержание влаги в почвах лизиметров (за исключением четвертого) характеризуется интервалом ее значений от *КВ* до *ПВ*; в лизиметре 4 влажность в слое 0—50 см находится на уровне *НВ*, в слое 50—100 см — в пределах *НВ—КВ*, а в слое 100—167 см соответствует *ПВ*. Высота капиллярного подъема, опре-

Таблица 4.9

Динамика температуры почвы $t_п$ (°С) в зимний период. 1984 г.

Дата	$t_в$ °С	Глубина слоя почвы, см						
		20	40	60	80	20	40	60
		Лизиметр 1				Лизиметр 3		
10.01	—3,0	0,6	0,5	0,7	0,9	0,5	0,6	0,8
15.01	—5,8	0,4	0,4	0,7	1,0	0,5	0,5	0,7
18.01	—6,1	0,4	0,5	0,7	1,0	0,4	0,6	0,8
27.01	—11,2	—2,8	0,0	0,3	0,2	—3,0	0,0	0,2
1.02	—13,3	—3,6	—1,2	—0,4	0,0	—3,7	—1,6	—0,6
3.02	—13,8	—4,0	—2,2	—0,2	0,0	—4,2	—2,3	—0,4
6.02	—11,8	—5,2	—2,2	0,0	0,0	—5,5	—2,2	—0,1
8.02	—11,6	—5,0	—2,4	—1,0	0,0	—5,2	—2,6	—0,9
10.02	—11,0	—5,0	—3,0	—1,0	0,0	—5,1	—3,6	—0,8
15.02	—15,8	—6,0	—3,0	—0,2	0,0	—6,2	—3,4	—0,5
20.02	—7,7	—6,4	—3,0	—0,3	0,0	—6,3	—3,2	—0,4
22.02	—6,9	—6,4	—4,0	—0,3	0,0	—6,7	—4,5	—0,4
27.02	—3,0	—5,4	—1,01	—0,6	0,0	—6,0	—2,0	—0,7
6.03	—0,2	—1,6	—0,8	—0,7	—0,5	—1,8	—1,0	—0,7
11.03	—1,2	—2,4	—0,8	—0,4	—0,5	—2,5	—1,0	—0,5
		Лизиметр 4				Лизиметр 6		
10.01	—0,3	0,3	0,5	0,6	0,8	0,5	0,5	0,7
15.01	—5,8	0,5	0,5	0,6	0,7	0,4	0,5	0,7
18.01	—6,1	0,5	0,5	0,6	0,9	0,5	0,5	0,8
27.01	—11,2	—3,2	—0,2	0,1	0,0	—3,3	0,0	0,2
1.02	—13,3	—4,2	—1,5	—0,3	0,0	—3,5	—1,8	—0,4
3.02	—13,8	—4,8	—2,3	—0,3	—0,1	—3,8	—1,9	—0,6
6.02	—11,8	—5,3	—2,0	—0,1	—0,1	—4,8	—2,1	—0,2
8.02	—11,6	—5,2	—2,1	—0,9	0,0	—5,3	—2,3	—0,8
10.02	—11,0	—6,0	—2,9	—1,3	0,0	—5,3	—2,9	—0,8
15.02	—15,8	—7,0	—3,3	—1,2	0,0	—5,9	—3,1	—0,6
20.02	—7,7	—7,0	—3,4	—0,5	0,0	—6,1	—3,0	—0,5
22.02	—6,9	—7,0	—3,9	—0,4	0,0	—6,5	—3,8	—0,3
27.02	—3,0	—6,2	—1,4	—0,5	0,0	—6,7	—3,0	—0,6
6.03	—0,2	—2,1	—1,0	—0,6	0,0	—2,1	—1,4	—0,6
11.03	—1,2	—2,0	—1,0	—0,6	—0,4	—2,4	—1,1	—0,5

деленная на колоннах [83, 91], составляет 125 и 100 см соответственно в аллювиальной и дерново-подзолистой почвах. Следовательно, в начале января КК находилась в слое промерзания или, по крайней мере, в слое сильного охлаждения почвы. Поэтому с понижением $t_п$ наблюдается заметное понижение и *УГВ* во всех лизиметрах, характеризуемое слабым влиянием гидрофизи-

ческих свойств почв. В дальнейшем с понижением *УГВ* капиллярная кайма опускается вниз, верхняя ее часть срабатывается; она приобретает «пилообразный» вид. В этих условиях влияние гидрофизических свойств почв становится существеннее.

Сравнение динамик понижения *УГВ* в лизиметрах 3 и 6 с одинаковыми исходным *УГВ* и мощностью *ГВ* (около 36 см)

Таблица 4.10

Динамика *УГВ* (см) в лизиметрах в зимний период 1984 г.

Дата наблюдений	Номер лизиметра					
	1	2	3	4	5	6
18.01	131	125	91	167	82	92
25.01	139	131	100	166	103	97
27.01	142	132	100	170	103	99
30.01	143	130	100	167	126	110
1.02	138	131	105	172	153	117
3.01	143	133	107	169	166	127
6.01	128	128	112	169	163	136
8.01	136	137	117	172	175	Нет воды
10.01	145	137	117	172	174	„
15.01	145	138	121	170	176	„
17.01	146	141	121	170	177	„
20.01	147	143	122	170	177	„
22.01	147	145	121	172	178	„
27.01	151	152	122	175	180	„
6.03	153	163	123	174	180	„
11.01	155	162	123	174	180	„

показывает, что в лизиметре 3 интенсивность расхода *ГВ* заметно ниже по сравнению с лизиметром 6. Это явление можно объяснить различным строением *ЗА* и порового пространства двух почв. Из всей совокупности свойств твердой фазы почвы наибольшее значение здесь имеет размер пор по диаметру, их конфигурация и геометрия порового пространства. Именно эти свойства почвы определяют остаточное содержание влаги в *ЗА* после ее последовательного дренирования, водоудерживающие силы и теплопроводность системы твердая фаза почвы — почвенный раствор.

Зависимость *УГВ* от $t_п$ на глубине 20 см от поверхности, выраженная кривыми типа гиперболы [92], свидетельствует об уменьшении водоотдачи с понижением УГВ и $t_п$. Поровое пространство дерново-подзолистой почвы сложено крупными внутриагрегатными порами, а ее верхнего слоя (0—40 см) — еще и крупными межагрегатными порами-каналами. В нижней части профиля межагрегатная порозность не выражена из-за отсутствия устойчивой структуры, поэтому основная роль здесь принадлежит крупным межагрегатным порам-каналам. Несмотря на высокую

плотность супесчаной почвы диаметр пор достигает 1—3 мм, что объясняется неправильной формой первичных (элементарных) частиц, слагающих агрегаты.

Поровое пространство аллювиальной луговой суглинистой почвы иное. Здесь хорошо развиты и межагрегатные, и внутриагрегатные поры; агрегаты прочные, а поры преимущественно мелкие (1,0—0,1 мм). Следовательно, исходя из описанных особенностей порового пространства, размера и качества пор этих двух почв, можно полагать, что вымораживание влаги из крупных пор супесчаной почвы происходит значительно быстрее, поскольку водоудерживающие силы в них ниже, чем в мелких порах суглинистой почвы. Влияние отрицательных температур на структуру и некоторые физические свойства показаны в работе [77].

С другой стороны, поток влаги из *ГВ* в условиях высокой обводненности порового пространства по крупным порам характеризуется большей скоростью. Такое представление подтверждается, например, данными Шамдлера [91], в соответствии с которыми скорость капиллярного потока влаги из *ГВ* уменьшается с увеличением фракций глины, приводящим к уменьшению диаметра пор. Скорость потока влаги на высоте 80 см от *УГВ* составила (по его данным) в глинистой почве 0,2 мм/сут, а в песчаной она в 1,4 раза выше.

Сравнение интенсивностей понижения *УГВ* в лизиметрах 5 и 6 (одна и та же почва) показывает, что в лизиметре 5 она значительно выше. Это явление можно объяснить как различной мощностью *ГВ*, так и тем, что в лизиметре 5 водоносным горизонтом является часть почвенно-грунтового профиля, сложенного мелкозернистым песком, а в лизиметре 6 — песчано-гравийная засыпка (мощностью около 36 см). В связи с этим можно предположить, что в лизиметре 6 скорость поступления влаги из *ГВ* через фильтр в почву ниже, чем в лизиметре 5, где *ГВ* находятся в сравнительно однородной песчаной толще. Снижение скорости движения влаги в лизиметре 5 может заключаться в наличии своего рода барьера на границе контакта слоя песка и плотного фильтра. Вместе с тем с понижением *УГВ* в пределах дренажной засыпки скорость ее восходящего потока также должна уменьшаться, поскольку влагопроводность дренированной ее части будет ниже, чем в песчаной толще лизиметра 5. Аналогичная ситуация наблюдается и при сравнении интенсивностей потока влаги из *ГВ* в лизиметрах 2 и 3.

Расход влаги ГВ к фронту промерзания обусловлен одновременно градиентами $P_к$ и $t_п$. Установлено [10, 82], что температурная чувствительность $P_к$ в интервале $t_п = 6... 60\,°C$ может быть значительной. Расчеты интенсивности потоков влаги и параметров влагопереноса проведены в почвенной толще, ограниченной сверху отметкой 50 см, а снизу *УГВ*. Верхняя толща исключена из расчетов в связи с нарастанием во времени слоя промерзания и из-за опасения ненадежности информации о $P_к$

в промерзающем слое. В соответствии с этим мощность *ЗА*, в которой проведены расчеты параметров влагопереноса, изменялась в течение наблюдений в пределах: 75—110, 50—73, 117—124, 42—130 и 42—86 см в лизиметрах 2—6. Значения $P_к$ приведены в табл. 4.11.

Анализ данных табл. 4.11 свидетельствуют о том, что $P_к$ понижается с понижением $t_п$ и УГВ. Зависимость $P_к(t_п)$ — гиперболического типа [92] — свидетельствует о наиболее сильном

Таблица 4.11

Динамика потенциала влаги $P_к$ (кПа) в лизиметрах в зимний период 1984 г.

Дата наблюдений	Глубина (см) лизиметров (Л)									
	Л.2		Л.3		Л.4		Л.5		Л.6	
	50	125	50	100	50	150	50	150	50	100
18.01	—3,7	—0,9	—3,3	—7	—5,8	—0,6	—3,5	—0,5	—3,7	—0,7
25.01	—3,9	—0,9	—3,3	—7	—6,0	—0,8	—3,2	—0,7	—3,4	—0,6
27.01	—3,7	—0,7	—3,5	—6	—6,4	—0,9	—3,3	—0,6	—3,5	—0,6
30.01	—15,8	—1,0	—13,0	—7	—8,6	—8,8	—12,1	—0,8	—10,0	—2,7
1.02	—38,1	—1,2	—30,0	—9	—24,5	—0,8	—34,3	—0,8	—30,3	—3,7
3.02	—47,3	—1,2	—37,0	—10	—30,0	—1,0	—45,1	—2,1	—40,0	—4,8
6.02	—49,0	—1,5	—40,0	—18	—48,7	—1,3	—46,2	—2,7	—43,1	—5,7
8.02	—51,0	—1,7	—47,9	—19	—52,0	—1,5	—49,8	—4,4	—43,7	—7,8
10.02	—54,7	—1,8	—53,2	—20	—56,0	—1,8	—51,7	—4,5	—45,2	—8,5
15.02	—56,0	—1,8	—53,5	—25	—57,5	—1,8	—52,1	—4,8	—48,0	—10,0
21.02	—55,0	—2,0	—53,0	—27	—58,0	—1,8	—52,7	—5,6	—48,5	—13,7
27.02	—54,0	—2,5	—53,5	—32	—58,5	—1,9	—54,7	—6,7	—48,9	—16,1
6.03	—53,2	—3,3	—54,0	—34	—57,1	—1,9	—57,3	—6,5	—49,0	—19,7
11.03	—	—3,3	—54,0	—38	—55,2	—1,9	—56,8	—7,5	—49,0	—24,1

влиянии $t_п$ на $P_к$ в условиях высокого стояния *ГВ*. Влияние твердой фазы почвы здесь проявляется слабо, поскольку индивидуальные свойства почв сглажены, снивелированы высоким содержанием влаги в почве. Содержание влаги в слое 50—60 см, т. е. на верхней границе расчетной толщи, составило 18 февраля: 33, 36, 9, 14 и 15 %, а 11 марта — 28, 29, 6, 2 и 5,2 % соответственно в лизиметрах 2—6. С учетом содержания влаги при *НВ* в этом слое (26—28 % в аллювиальной и 8—9 % в дерново-подзолистой почвах) приходим к выводу о том, что значительные потери влаги из *ЗА* имеют место лишь в лизиметрах 5 и 6. Тем не менее значения $P_к$ во всех лизиметрах находятся в довольно узком интервале — от —48 до —52 кПа.

Такой характер изменения $P_к$ обусловлен различным вкладом гидрофизических свойств (матрицы) и температуры почвы. С уменьшением содержания влаги (на одно и то же значение в обеих почвах) влияние матрицы сильнее сказывается в суглинистой почве по сравнению с супесчаной. Вместе с тем, поскольку в супесчаной почве обводненность порового пространства ниже,

чем в суглинистой, влияние $t_п$ на $P_к$ в первой из них также выше по сравнению со второй. В нижней части *ЗА* увеличение $P_к$ заметно меньше, чем в верхней, что объясняется как меньшим градиентом $t_п$, так и большим содержанием влаги (в связи с близким *УГВ*). Суммарная интенсивность потока влаги ($I_с$) через верхнюю часть *ЗА* наиболее значительна в лизиметрах 5 и 6 за период с 18.01 по 27.01 и составляет1,2—5,4 мм/сут, а минимальная — в лизиметре 4 (0,5 мм/сут). В лизиметрах 2 и 3 $I_с$ составляет 0,8—0,9 мм/сут (табл. 4.12). С понижением $t_п$ и *УГВ* интенсивность потока увеличивается, по крайней мере, до тех пор, пока *ГВ* расположены в почвенно-грунтовой толще. В начальный период, характеризуемый высоким *УГВ*, интенсивность потока влаги, обусловленная градиентом $P_к(I_р)$, значительно выше интенсивности потока, обусловленного градиентом $t_п(I_t)$. Вполне естественно предположить, что движение влаги от *ГВ* к фронту промерзания осуществляется как в жидком, так и в парообразном состоянии. По мнению И. Л. Калюжного и К. К. Павловой [50], вклад парообразного потока по мере увеличения льдистости резко сокращается. При уменьшении свободной пористости до 0,1—0,2 парообразный перенос становится пренебрежимо мал.

В дальнейшем с понижением $t_п$, УГВ и капиллярного потенциала роль последнего во влагопереносе существенно возрастает. Период времени, в течение которого осуществляется смена преимущественного действия движущих сил ($\Delta P_к$ и $\Delta t_п$), в лизиметрах различен, что связано с особенностями строения *ЗА* и ее мощностью. В лизиметре 6 с самого начала наблюдений расход влаги под действием $\Delta P_к$ несколько выше, чем под действием $\Delta t_п$ (табл. 4.12). Сравнение расходов влаги, обусловленных соответственно градиентом потенциала и градиентом температуры почвы в лизиметрах 5 и 6 (с одинаковым исходным *УГВ*), свидетельствует о заметном их различии. В лизиметре 5 превышение I_p над I_t наблюдается только во второй половине февраля, тогда как в лизиметре 6 I_p и I_t практически мало различаются с самого начала наблюдений. Причина этого, по всей видимости, заключается в том, что в условиях предельного увлажнения и малой мощности *ЗА* лизиметра 6 (100 см) происходит более сильное охлаждение почвы, и это приводит к более интенсивному расходу влаги к фронту промерзания.

Таким образом, в малоснежные и совсем бесснежные зимние периоды суммарный расход влаги из *ЗА* в *ГВ* к фронту промерзания достаточно велик, максимальные значения расхода могут достигать 5—6 мм/сут. В начальный период (перед промерзанием почвы) интенсивность потока влаги, обусловленная градиентом температуры почвы, значительно выше интенсивности потока влаги, вызванного градиентом потенциала. В дальнейшем по мере уменьшения УГВ, понижения температуры и потенциала роль последнего во влагопереносе существенно возрастает; интенсивность потока влаги под действием градиента потенциала становится выше интенсивности термопереноса.

Таблица 4.12

Соотношение расходов влаги из *ГВ* под действием градиентов потенциала ($\Delta P_к$) и температуры почвы ($\Delta t_п$)

Период наблюдений	Длительность периода, сут	Параметры влагопереноса из *ГВ* лизиметров (Л) к фронту промерзания									
		Л.2					Л.3				
		I_c	$K_п$	$\Delta P/\Delta t$	I_P	I_t	I_c	$K_п$	$\Delta P/\Delta t$	I_P	I_t
18.01—1.02.84	10	8,0	0,5	0,4	2,0	6,0	9,0	0,67	0,54	3,6	5,4
1.02—6.02	6	7,0	0,18	4,57	5,4	1,6	7,0	0,19	5,56	6,0	1,0
6.02—10.02	4	—	—	—	—	—	5,0	0,16	6,44	4,0	1,0
15.02—27.02	13	4,7	0,15	9,2	4,8	0	—	—	—	—	—

Период наблюдений	Длительность периода, сут	Параметры влагопереноса из *ГВ* лизиметров (Л) к фронту промерзания														
		Л.4					Л.5					Л.6				
		I_c	$K_п$	$\Delta P/\Delta t$	I_P	I_t	I_c	$K_п$	$\Delta P/\Delta t$	I_P	I_t	I_c	$K_п$	$\Delta P/\Delta t$	I_P	I_t
18.01—1.02.84	10	5,1	0,1	0,45	0,5	4,6	18,7	1,1	0,64	7,0	11,8	11,9	1,1	0,58	6,4	5,5
1.02—6.02	6	—	—	—	—	—	17,0	0,27	3,45	5,6	11,4	32,3	0,62	4,85	18,0	14,3
6.02—10.02	4	5,1	0,1	4,15	1,7	3,4	18,7	0,25	3,60	3,60	5,1	—	—	—	—	—
15.02—27.02	13	0,5	0,1	4,53	5,9	2,6	6,8	0,12	3,65	5,6	1,2	—	—	—	—	—

4.6. Влагообмен в системе грунтовые воды—зона аэрации—атмосфера

Выявленные общие закономерности движения влаги являются необходимым и достаточным условием для познания механизмов ее поведения в почве. Однако протекание этих закономерностей в природных условиях осложняется, опосредуется влиянием разнонаправленных потоков влаги. Поэтому для более глубокого познания закономерностей формирования влаги в такой сложной системе, как система грунтовые воды — зона аэрации—атмосфера, дополнительно использован метод водного баланса, отражающий совокупность всех поступлений влаги в почву и ее расходов. Вместе с тем мы не преследуем цели исследования водного баланса как такового, но только лишь общих закономерностей его и особенностей влагообмена в системе, основанных на анализе соотношения $+\Delta W$, $-\Delta W$, $+\Delta H$ и $-\Delta H$. Эти закономерности имеют, с нашей точки зрения [83, 85, 88], существенно большее значение, чем конечные результаты расчетов водного баланса, поскольку они лежат в основе познания условий формирования водного режима почв подзоны южной тайги с близким расположением *ГВ* и сравнительно высоким атмосферным увлажнением.

В исследованиях использованы лизиметры, описанные ранее (см. разд. 4.2). Оснащение их тензиометрами позволило произвести расчеты поступлений и расходов влаги в отдельных слоях почвенного профиля. Влажность почвы, а затем и ее запасы определяли с использованием *ОГХ*. Исследования проводили на различных типах аллювиальных (преимущественно суглинистого гранулометрического состава) и дерново-подзолистых супесчаных почв, распространенных в долине среднего течения р. Москвы (Одинцовский р-н Московской обл.).

Приходной статьей водного баланса являются осадки, а расходной — эвапотранспирация. Часть осадков, поступивших на поверхность почвы, аккумулируется последней, другая их часть (в случае обильных осадков) достигает зеркала грунтовых вод. В результате эвапотранспирации запасы влаги в *ЗА* уменьшаются, восполнение их осуществляется не только за счет осадков и поливов (*ПО*), но и за счет испарения (расхода) *ГВ*. С учетом этих замечаний уравнение водного баланса лизиметра можно записать как

$$E_c = OC + \text{ПО} \pm \Delta W \pm \Delta H. \qquad (4.17)$$

Знак («—») при ΔW и ΔH означает расход влаги из почвы (или из *ЗА*) и грунтовых вод, а знак «плюс» («+») — соответственно аккумуляцию. При расчетах по формуле (4.17) $-\Delta W$ и $-\Delta H$ суммируются с *ОС*, а $+\Delta W$ и $+\Delta H$ вычитаются из них.

4.6.1. Аккумуляция, расход и баланс влаги в системе грунтовые воды—зона аэрации—атмосфера дерново-подзолистой и аллювиальной луговой почв лизиметров

Рассмотрим сначала соотношение $\pm\Delta W$ и $\pm\Delta H$ в условиях компенсационного режима *ГВ* на примере 1979 г.; экспериментальные данные представлены в табл. 4.13—4.14 и на рис. 4.8. Каждое из значений (декадное, месячное и за вегетацию) $\pm\Delta W$ и $\pm\Delta H$ табл. 4.14 (и аналогичных таблиц этой главы) отражает конечный результат соотношения аккумуляции и расходов

Таблица 4.13

Месячные суммы осадков и осадки за вегетационные периоды 1977—1983 гг.

Год	Сумма осадков, мм					Осадки за V—IX, мм	Коэффициент увлажнения
	V	VI	VII	VIII	IX		
1977	83,8	67,6	53,4	39,5	48,0	292,3	0,95
1978	49,8	82,1	82,5	70,6	86,9	371,9	1,1
1979	35,7	28,1	143,6	65,0	77,9	350,3	1,04
1980	87,8	123,0	127,4	91,9	50,3	480,6	1,64
1981	30,8	71,4	32,0	111,9	142,0	388,1	1,1
1982	48,1	64,7	120,9	51,7	48,7	334,1	1,1
1983	7,0	99,7	60,6	36,9	56,0	260,2	0,87
Среднее многолетнее	54,0	58,5	80,0	80,0	50,9	323,4	

влаги за определенный период соответственно в *ЗА* ($\pm\Delta W$) и в *ГВ* ($\pm\Delta H$). Они характеризуют направление формирования водного режима почвы и *ГВ* (указывают на преимущество аккумуляции или расхода влаги), водный баланс системы *ГВ—ЗА* (накопительный, компенсационный и др.) и особенно влагообмен в системе в зависимости от условий природной среды. Исходя из сумм *ОС*, вегетационный период этого года в целом следует отнести к влажному, однако май и июнь оказались засушливыми (36 и 28 мм соответственно).

Анализ данных табл. 4.13—4.14 и рис. 4.8 свидетельствует о том, что при высоких месячных суммах *ОС* расход влаги из *ЗА* и *ГВ* заметно ниже аккумуляции. Так, например, в июне E_c составила 55,3; 57,4 и 58,1 мм в лизиметрах 4—6, а расход влаги из *ЗА* и *ГВ*: 18,3 и 8,9 мм, 18,3 и 10,9 мм и 15 и 15 мм соответственно. Отсюда суммарная доля этих составляющих E_c достигает в лизиметрах 4—6 49, 50 и 51 % соответственно, т. е. около половины месячного расхода влаги на E_c. Доля расхода влаги из почвы и *ГВ* в эвапотранспирации, исходя из приведенных данных, достигает 26—32 % и 16—26 % (в зависимости от *УГВ*) соответственно, а для аккумуляции влаги: 19—22 % в *ЗА* и 12—

Таблица 4.14

Значения элементов водного баланса (мм) в лизиметрах (*Л*) с дерново-подзолистой супесчаной почвой. 1979 г.

Декада	*ОС* мм	Л.4			Л.5			Л.6		
		$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c
Май										
1-я	21,3	+4,0	+3,3	14,0	+6,0	+3,0	12,3	+4,0	+4,0	13,3
2-я	11,4	—4,0	—1,0	16,4	—2,0	—1,0	14,4	—1,0	—1,0	13,4
3-я	3,0	—8,0	—3,0	14,0	—7,9	—3,1	14,0	—6,0	—3,5	12,5
Σ_V	35,7	—8,0	—0,7	44,4	—3,9	—1,1	40,7	—3,0	—0,5	39,2
Июнь										
1-я	10,8	—8,0	—2,0	20,8	—7,1	—3,0	20,9	—6,0	—4,1	20,9
2-я	13,2	—5,3	—3,4	21,9	—5,0	—3,9	22,1	—4,0	—4,9	22,1
3-я	4,1	—5,0	—3,5	12,6	—6,3	—4,0	14,4	—5,0	—6,0	15,1
Σ_{VI}	28,1	—18,1	—8,9	55,3	—18,4	—10,9	57,4	—15,0	—15,0	58,1
Июль										
1-я	51,5	+10,5	+4,5	36,5	+13,0	+5,0	35,5	+10,0	+5,0	36,5
2-я	43,7	+8,0	+5,0	30,7	+10,0	+6,3	27,0	+9,5	+7,0	27,2
3-я	48,4	+8,5	+7,0	32,9	+8,0	+8,4	32,0	+6,0	+8,9	33,5
Σ_{VII}	43,6	+27,0	+16,5	100,1	+31,0	+19,7	92,9	+26,5	+20,9	97,2
Август										
1-я	13,1	—3,0	—1,0	17,1	—3,0	—1,0	17,1	—1,0	—3,2	17,3
2-я	28,0	—0,5	—1,4	29,9	+1,0	—1,8	28,8	+0,5	—1,5	29,0
3-я	23,9	+2,1	—2,3	24,1	+2,0	—2,9	24,8	+1,0	—2,5	25,4
Σ_{VIII}	65,0	—1,4	—4,7	71,1	0,0	—5,7	70,7	+0,5	—7,2	71,7
Сентябрь										
1-я	10,0	—3,0	—4,0	17,0	—3,0	—3,0	16,0	—4,0	—4,1	18,1
2-я	44,8	+7,0	+2,8	35,0	+6,0	+2,0	36,8	+5,7	+4,9	31,2
3-я	23,1	+2,9	+5,1	15,1	+5,7	+6,3	11,1	+3,0	+7,5	12,6
Σ_{IX}	77,9	+6,9	+3,9	67,1	+8,7	+5,3	63,9	+4,7	+11,3	61,9
Σ_{V-IX}	350,3	+6,2	+6,1	338	+17,4	+7,3	326	+12,7	+9,5	328

15 % в *ГВ*. Отношение расхода влаги из *ЗА* и *ГВ* характеризуется значениями: 2,0; 1,7 и 1,0 в лизиметрах 4—6. Они свидетельствуют о том, что с уменьшением мощности *ЗА* доля *ГВ* в E_c увеличивается, а расход влаги из *ЗА* уменьшается, и наоборот.

В сентябре, характеризуемом средним значением суммы *ОС*, аккумуляция влаги в *ЗА* и *ГВ* превалирует над расходными статьями, что указывает на высокое содержание здесь влаги (около НВ). Наиболее четко эта особенность проявляется во влажном июле ($OC = 143{,}6$ мм): E_c составляет 100, 93 и 97 мм соответственно в лизиметрах 4—6. В целом количество аккуму-

лированной влаги в *ЗА* понижается, а приращение *ГВ* возрастает с уменьшением мощности *ЗА*, однако не всегда. Отношение $+\Delta W : +\Delta H$ в июле составляет 2,6; 1,6 и 1,2 по лизиметрам, что свидетельствует о бóльшей аккумуляции влаги в *ЗА*, чем в *ГВ*. Сравнение сумм *ОС* и E_c в различные по увлажнению периоды указывает на то, что в засушливые месяцы (или декады)

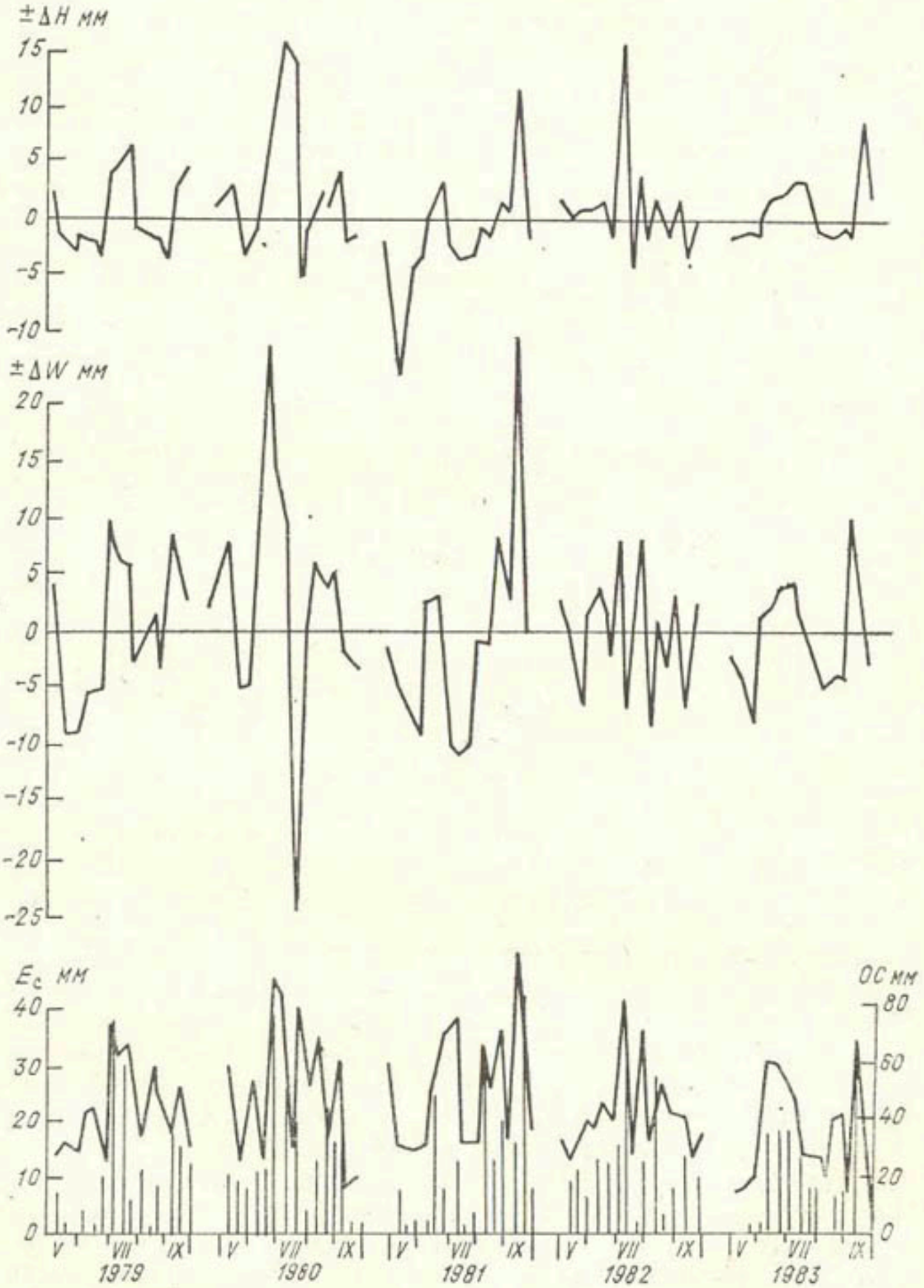


Рис. 4.8. Аккумуляция и расход влаги в *ЗА* ($\pm\Delta W$) и *ГВ* ($\pm\Delta H$) в дерново-подзолистой почве.

E_c превышает сумму *ОС*, во влажные — наоборот. Другая особенность состоит в том, что в первых случаях баланс влаги в *ЗА* всегда оказывается нулевым (с учетом невязки), а во вторых случаях (с повышенной суммой *ОС*) — далеко не всегда.

Эти соотношения приходных и расходных статей баланса лизиметров можно объяснить тем, что во влажные периоды некоторая часть *ОС*, особенно при ливневом характере их выпадения, теряется с поверхности лизиметров путем разбрызгивания и растекания за пределы приемной их части. Поскольку поверхностный сток непосредственно в лизиметрах не измеряли, то теряемая за счет его часть осадков приводит к завышению E_c. С увеличением месячных сумм *ОС* суммарный расход возрастает. Если в мае при сумме $ОС = 36$ мм E_c в среднем за месяц по лизиметрам с различной мощностью *ЗА* составила около 40 мм, то в июле — около 96 мм (мощность *ЗА* при компенсационном режиме *ГВ* составляет 200, 150 и 100 см соответственно в лизиметрах 4—6). Сравнение E_c в лизиметрах с различной мощностью *ЗА* показывает, что ее значения в большинстве случаев различаются несущественно, а имеющие место достоверные отличия не носят систематического характера, что можно объяснить высокими суммами и интенсивностями *ОС*. В этих условиях различия расходов *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы (при разных *УГВ*) компенсируются значительной аккумуляцией влаги *ОС* в *ЗА* во всех лизиметрах.

Несмотря на то что май и июнь 1979 г. были засушливыми, баланс влаги за вегетацию свидетельствует о некотором накоплении в *ЗА* (в среднем 12 мм) и *ГВ* (в среднем 7,6 мм).

Роль вида растений и фаз его развития в сработке *КК* и в расходе *ГВ* может быть значительной, особенно в аридных регионах. Так, например, по данным С. И. Харченко [138], проводившим лизиметрические исследования на Северном Кавказе и в Казахстане, расход *ГВ* носит довольно выраженный временный характер, где максимумы его приходятся на соответствующие периоды развития растительного покрова. С увеличением мощности корневой зоны и глубины распространения корней интенсивности сработки *КК* и расхода *ГВ* возрастают. Для хлопчатника, выращиваемого в лизиметрах с $УГВ = 1{,}3$ м, максимальный расход *ГВ* наблюдается в августе. По нашим данным (табл. 4.14 и 4.15), синхронности между фазами развития свеклы и расходом *ГВ* не наблюдается. Это является вполне понятным, поскольку в условиях высокого атмосферного увлажнения и большого содержания влаги в верхних слоях почвы корневая система ограничивает свой рост в глубину, да и в средних по увлажнению условиях ее корни концентрируются в основном в слое 0—30 см (табл. 4.16). Урожай свеклы заметно выше только в варианте с $УГВ = 100$ см, в двух вариантах ($УГВ = 150$ и 200 см) различия в урожайности, учитывая большую ошибку пересчета данных, следует признать как недостоверные. Аналогичная картина наблюдается в лизиметрах с аллювиальной луговой суглинистой почвой.

Таблица 4.15

Урожайность сельскохозяйственных культур в лизиметрах (Л) с дерново- подзолистой супесчаной почвой

Год	Культура	Л.1		Л.2		Л.3		Л.4		Л.5		Л.6		Лизиметрическая площадка, ц/га
		г	ц/га	г	ц/га	г	ц/га	г	ц/га	г	ц/га	г	ц/га	
1978	Овес	461	17,1	458	15,2	473	15,8	447	14,9	522	17,4	474	15,8	—
1979	Свекла	1099	366	1200	400	1112	370	1092	364	1110	370	1158	386	453
1980	Картофель	500	172	537	179	421	170	531	177	480	160	390	130	190
1981	„	525	175	548	182	469	156	555	185	579	193	480	160	210
1982	„	594	198	619	206	463	154	570	190	600	200	474	158	240
1983	„	565	188	579	193	498	166	552	184	561	187	495	165	230
1984	„	557	188	580	193	501	167	563	187	572	191	511	170	220

Таблица 4.16

Распределение корней сельскохозяйственных культур в дерново-подзолистых супесчаных почвах на песках [13]

Глубина, см	Гранулометрический состав	Кормовая свекла		Кукуруза		Картофель		Многолетние травы		Озимая пшеница	
		г/м³	%	г/м³	%	г/м³	%	г/м³	%	г/м³	%
0—10	Супесь	378,8	50,9	1144,6	53,6	599,7	46,6	614,8	51,6	200,8	52,2
20	„	230,6	31,0	563,7	26,7	373,1	28,9	292,9	24,6	117,1	30,5
30	„	87,8	11,8	404,6	19,0	262,6	20,3	235,4	19,8	65,1	17,0
0—30	„	697,2	88,4	2112,9	98,6	1235,4	92,0	1143,1	92,2	383,0	99,4
30—40	„	40,5	5,1	14,9	0,65	43,9	3,2	37,5	3,0	1,1	0,3
50	„	6,0	0,8	1,0	0,05	10,7	0,8	7,2	0,6	0,2	0,04
60	Песок	46,5	5,7	15,9	0,70	54,6	4,0	44,7	3,6	1,3	0,3
70	„	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,2	0,0	0,0
80	„	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,1	0,0	0,0
90	„	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
100	„	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,3	0,0	0,0
Всего		790,2	100,0	2144,7	100,0	1344,6	100	1239,9	100,0	385,6	100,0

Компенсационный режим *ГВ* лизиметров с весны 1980 г. был изменен на переменный, который поддерживали и в последующие годы. Наиболее обильным по осадкам оказывается вегетационный период 1980 г., а минимальная их сумма наблюдается в вегетационный период 1983 г. (260 мм). Поскольку вегетационные периоды 1981 и 1982 гг. по осадкам являются как бы промежуточными относительно первых двух лет (см. табл. 4.13), ограничимся подробным рассмотрением только данных за 1980 и 1983 гг. (табл. 4.17 и 4.18).

Максимальная сумма осадков в 1980 г. наблюдалась в июне и июле (соответственно 123 и 127,4 мм), в мае и августе они также значительны (около 90 мм) и только в сентябре заметно меньше (50,3 мм). Совместное рассмотрение данных по лизиметрам и по годам показывает, что аккумуляция влаги в *ЗА* и *ГВ* намного превышает ее расходы из *ЗА* и *ГВ* и составляет 14... 20 % в *ЗА* и 25... 29 % в *ГВ* от месячной суммы осадков. В мае отношение $+\Delta W : +\Delta H$ составляет: 0,8; 0,7 и 1,0; а в июне 2,2; 1,4 и 0,4 соответственно в лизиметрах 4—6. В мае аккумуляция влаги в различной по мощности *ЗА* оказалась практически одинаковой (5,5—5,9 мм), а приращение *ГВ* выше в 4-м лизиметре по сравнению не только с 5-м, но и с 6-м. Одновременно с преимущественной аккумуляцией влаги в третьей декаде мая наблюдается и интенсивный расход ее из *ЗА* в *ГВ*.

УГВ в течение вегетационного периода 1980 г. повысился в лизиметрах до 163, 117 и 84 см соответственно, отсюда мощность *ЗА* уменьшилась на 37, 33 и 16 см в лизиметрах 4—6. Сопоставление значений аккумулированной влаги в *ЗА* и *ГВ* с *УГВ* свидетельствует об отсутствии какой-либо закономерности влияния мощности *ЗА* на аккумуляцию влаги в почве и на приращение *ГВ*. Увеличение месячных сумм осадков в июне и июле обусловило значительное увеличение фильтрационных потоков в *ГВ*, благодаря чему отношение $+\Delta W : +\Delta H$ в лизиметрах 4 и 5 увеличилось, а в лизиметре 6 уменьшилось. Причина этого явления заключается в том, что в лизиметре 6 при $УГВ = 84$ см *КК* достигает поверхности почвы. В этих условиях содержание почвенной влаги соответствует интервалу *ПВ — КВ*. Отсюда запасы влаги в *ЗА* приближаются к максимально возможным. Одновременно с этим высокая водонасыщенность *ЗА* обусловливает и высокие потери осадков с поверхности за счет разбрызгивания и стекания за пределы лизиметра. Такое представление является в достаточной степени очевидным, поскольку в условиях, когда *КК* выходит на поверхность или находится близко от нее, аккумулирующая емкость почвы стремится к нулю, а сопротивление водного слоя полностью промоченной толщи резко возрастает.

Исходный *УГВ* в вегетационный период 1983 г. в лизиметрах 4 и 5 (163 и 120 см) практически не изменился относительно 1980 г., а в лизиметре 6 он повысился до 99 см, т. е. до исходного уровня при компенсационном режиме. Май 1983 г. был засушливым (7 мм), максимальное количество осадков выпало в июне

Таблица 4.17

Значения элементов водного баланса (мм) в лизиметрах (Л) с дерново-подзолистой супесчаной почвой. 1980 г.

Декада	*ОС* мм	Л.4			Л.5			Л.6		
		$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c
Май										
1-я	33,7	+3,1	+1,2	29,4	+3,0	+1,9	28,8	+1,9	+4,3	27,54
2-я	47,2	+8,1	+9,3	29,8	+7,3	+9,1	30,8	+5,4	+7,9	33,92
3-я	6,9	−5,3	−2,9	15,1	−5,0	−3,9	15,8	−1,8	−6,7	15,47
Σ_V	87,7	+5,9	+7,6	74,3	+5,3	+7,1	75,4	+5,5	+5,5	76,83
Июнь										
1-я	21,4	−4,7	−0,9	27,0	+1,8	+3,2	16,4	+0,9	+3,9	16,68
2-я	20,7	+4,3	+3,2	13,2	−2,0	+1,0	21,7	+1,5	+2,9	16,31
3-я	80,9	+25,5	+9,0	46,4	+24,3	+12,4	44,2	+14,2	+29,4	37,38
Σ_{VI}	123,0	+25,1	+11,3	86,6	+24,1	+16,6	82,3	+16,6	+36,2	70,27
Июль										
1-я	80,4	+14,5	+2,4	41,9	+11,9	+25,9	42,6	+7,8	+30,3	42,33
2-я	37,8	+10,3	+12,4	14,8	+10,6	+11,8	15,4	+4,0	+17,2	16,64
3-я	9,4	−25,6	−5,1	40,1	−20,1	−4,8	34,3	−2,3	−10,7	22,49
Σ_{VII}	127,6	−0,8	+31,6	96,8	+2,4	+32,9	92,3	+9,5	+36,8	81,36
Август										
1-я	26,0	−0,4	−0,3	26,7	−1,7	−1,0	28,7	−2,8	−3,1	31,97
2-я	43,8	+6,1	+2,5	35,2	+5,1	+4,1	34,6	+3,9	+5,0	34,9
3-я	22,1	+4,3	+1,3	16,5	+2,9	+0,8	18,4	+1,1	−1,1	22,0
Σ_{VIII}	91,2	+10,0	+3,5	78,4	+6,3	+3,9	81,7	+2,2	+0,9	88,8
Сентябрь										
1-я	42,3	+5,3	+4,7	32,5	+8,0	+8,5	25,8	+7,3	+7,9	27,1
2-я	3,6	−2,1	−2,3	8,0	−1,3	−2,3	7,2	−1,6	−5,7	10,9
3-я	4,4	−2,9	−2,0	9,3	−3,1	−2,0	9,5	−2,4	−5,3	12,1
Σ_{IX}	50,3	+0,1	+0,4	49,8	+3,6	+4,2	42,5	+3,3	−3,1	50,1
Σ_{V-IX}	480,6	+40,3	+54,4	386	+41,7	+64,7	374,2	+37,1	+76,3	376,2

Таблица 4.18

Значения элементов водного баланса (мм) в лизиметрах (Л) с дерново-подзолистой супесчаной почвой. 1983 г.

Декада	*ОС* мм	Л.4			Л.5			Л.6		
		$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c
					Май					
1-я	4,4	—2,2	—1,2	7,8	—2,2	—2,4	9,0	—3,5	—10,5	18,4
2-я	2,2	—4,5	—1,0	7,7	—3,1	—5,0	10,3	—4,5	—8,5	15,2
3-я	0,4	—7,9	—1,2	9,5	—6,1	—4,0	10,5	—2,3	—15,0	17,7
Σ_V	7,0	—14,6	—3,4	25,6	—11,4	—11,4	29,8	—10,3	—34,0	51,3
					Июнь					
1-я	33,0	+1,3	+1,3	30,4	+2,1	+2,2	28,7	+3,0	+3,2	26,8
2-я	35,0	+2,2	+1,7	31,1	+2,4	+3,1	29,5	+2,8	+4,1	28,1
3-я	31,7	+3,8	+2,4	25,5	+4,0	+3,7	24,0	+3,0	+5,9	22,8
Σ_{VI}	99,7	+7,3	+5,4	87,0	+8,5	+9,0	82,2	+8,8	+13,2	77,7
					Июль					
1-я	30,6	+4,0	+3,0	23,6	+4,0	+2,1	24,5	+3,1	+4,2	23,3
2-я	18,4	+1,8	+3,0	13,6	+2,0	+3,0	13,4	+2,0	+4,0	12,4
3-я	11,6	—2,0	0,0	13,6	—3,4	—2,4	17,4	—4,1	—5,2	20,9
Σ_{VII}	60,6	+3,8	+6,0	50,8	+2,6	+2,7	55,3	+1,0	+3,0	56,6
					Август					
1-я	6,2	—3,9	—1,1	11,2	—3,9	—1,9	12,0	—3,7	—4,8	14,7
2-я	13,2	—5,0	—2,0	20,2	—4,0	—3,1	20,3	—4,5	—7,1	24,8
3-я	17,5	—3,8	—1,0	22,3	—2,3	—3,7	23,3	—2,7	—8,4	28,6
Σ_{VIII}	39,6	—12,7	—4,1	53,7	—10,0	—8,7	55,6	—10,3	—20,3	68,1
					Сентябрь					
1-я	0,0	—4,1	—1,9	6,0	—5,0	—2,1	7,1	—5,5	—5,5	10,5
2-я	55,6	+10,7	+8,3	35,6	+10,9	+14,1	30,6	+8,0	+19,2	28,4
3-я	0,4	—3,7	+1,7	3,4	—4,1	+1,1	3,4	—3,2	—7,9	11,5
Σ_{IX}	56,0	+2,9	+8,1	45,9	+1,8	+13,1	41,1	—0,7	+0,6	50,4
Σ_{V-IX}	260,0	—13,3	+12,0	261,5	—8,5	+4,7	264	—12,1	—31,8	304,1

(99,7 мм), а в июле и августе 61 и 37 мм соответственно. В связи с этим максимальные значения аккумуляции влаги осадков наблюдаются в июне и июле, в мае же аккумуляция практически отсутствует. Доля расхода влаги из *ЗА* и *ГВ* в эвапотранспирации составляет 2—38 % (в отдельные периоды до 66 %) и 14—38 % (в зависимости от *УГВ*) соответственно. Различия между расходом влаги из разных лизиметров несущественны (20—24 мм) и носят случайный характер.

Сравнивая динамики элементов водного баланса в различных лизиметрах при компенсационном и переменном режимах *ГВ* (табл. 4.19), можно говорить о том, что они характеризуются практически одними и теми же закономерностями их проявления. Причина этого заключается прежде всего в том, что увеличение уровня *ГВ* при переменном их режиме во всех трех лизиметрах оказалось относительно небольшим: в среднем за три года *ГВ* повысились в лизиметре 4 на 35 см, в лизиметре 5 на 32 см, а в лизиметре 6 всего лишь на 8 см. Различия в мощности ЗА между лизиметрами 4 и 5, а также между лизиметрами 5 и 6 составляют при компенсационном режиме 50 см, а при переменном 43 и 41 см соответственно.

Наиболее важным является то, что в условиях высокого атмосферного увлажнения запасы влаги в *ЗА* также были высокими, даже в слое 0—30 см лизиметра 4 при компенсационном режиме *ЗВ* не опускались ниже 0,75 *НВ*. В течение вегетационных периодов 1980—1983 гг. в лизиметрах выращивали картофель. В соответствии с данными табл. 4.15 его урожай, как по годам, так и по лизиметрам, был сравнительно невысок, по крайней мере, заметно ниже, чем на полевых участках. Различия по годам составляют 13, 40 и 35 ц/га в лизиметрах 4—6 соответственно. В самом влажном году (1980 г.) урожай картофеля минимален во всех лизиметрах, а самый низкий — в 6-м. Причина этого заключается в переувлажнении *ЗА*, и особенно в лизиметре с наименьшей ее мощностью (в 6-м). Вместе с тем интересно отметить, что урожай картофеля в 1983 г., характеризуемый наименьшей обеспеченностью осадками, практически не отличается от урожая 1982 г., что объясняется большим суммарным расходом влаги из нижней части *ЗА* и из *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы в 1983 г.

Средние многолетние значения сумм элементов водного баланса приведены в табл. 4.20 и 4.21. В многолетнем цикле зависимость средневегетационных аккумуляции и расходов влаги от мощности *ЗА* сильно опосредованна, снивелированна в связи с высокими суммами *ОС*. Сумма аккумулированной влаги в почве и *ГВ* превышает расход ее из *ЗА* и *ГВ* (на 20—24 мм).

Максимальная доля расходов влаги из *ЗА* и *ГВ* в E_c может достигать в длительные засушливые периоды до 38 %; а максимальная доля аккумуляции в *ЗА* и *ГВ* влаги осадков — до 29 % их суммы. Разница между приращением и расходом *ГВ* представляет собой ту часть фильтрационного питания, которая устойчиво накапливается в лизиметрах, обусловливая приращение *ГВ* в ве-

Таблица 4.19

Соотношение суммарных (за вегетацию) значений элементов водного баланса (мм) в лизиметрах с дерново-подзолистой почвой по годам

Элемент водного баланса, мм	1979 г.			1980 г.		
	Л.4	Л.5	Л.6	Л.4	Л.5	Л.6
OC	350,3	350,3	350,3	480,6	480,6	480,6
$+\Delta W$	43,0	52,2	40,7	76,6	74,9	48,0
$-\Delta W$	36,6	34,2	27,0	41,0	33,4	10,9
$+\Delta H$	27,7	31,0	37,3	68,0	78,7	109,1
$-\Delta H$	21,6	23,7	30,8	13,5	14,0	32,8
E_c	338,0	325,6	330,1	385,9	374,2	367,2

Элемент водного баланса, мм	1981 г.			1982 г.			1983 г.		
	Л.4	Л.5	Л.6	Л.4	Л.5	Л.6	Л.4	Л.5	Л.6
OC	388,1	388,1	388,1	334,1	334,1	334,1	260,2	260,2	260,2
$+\Delta W$	53,9	56,2	37,0	31,8	32,8	27,0	23,8	25,4	21,9
$-\Delta W$	41,2	54,8	57,4	34,6	30,8	25,6	37,1	33,9	34,0
$+\Delta H$	18,7	35,0	52,7	30,5	29,9	39,2	21,4	29,3	40,6
$-\Delta H$	33,2	26,5	39,1	12,8	15,5	34,9	9,4	24,6	72,4
E_c	415,3	381,1	354,5	313,6	322,0	331,2	261,5	264,0	304,1

сенне-летний период. В течение холодного периода часть накопленной таким образом влаги срабатывается (расходуется) путем восходящего потока к фронту промерзания.

Значения элементов водного баланса в аллювиальной луговой почве приведены на рис. 4.9 и в табл. 4.22—4.23. Так же как и в дерново-подзолистой супесчаной почве, в засушливые май—

Таблица 4.20

Средние многолетние суммы (за вегетацию) элементов водного баланса (мм) в лизиметрах с дерново-подзолистой супесчаной почвой

Номер лизиметра	OC	E_c	$+\Delta W$	$-\Delta W$	$+\Delta H$	$-\Delta H$
4	361,2	343,7	45,8	40,1	33,2	20,0
5	361,2	334,1	46,7	38,1	40,8	20,9
6	361,2	337,2	38,3	27,6	56,2	41,9

июнь 1979 г. (табл. 4.22 и рис. 4.9) испарение влаги из *ЗА* превышает аккумуляцию, а расход *ГВ* — их питание. Наиболее значительный расход влаги наблюдается в июне: 43, 54 и 60 % суммы осадков соответственно в лизиметрах 1—3. Месячная сумма осадков в июле значительно превышает среднюю многолетнюю норму (см. табл. 4.13). В декадном балансе расходы влаги из *ЗА* и *ГВ*,

Таблица 4.21

Соотношение средних многолетних сумм элементов водного баланса в лизиметрах за вегетационный период

Номер лизиметра	OC мм	E_c мм	$+(\Delta W+\Delta H)$ мм	$-(\Delta W+\Delta H)$ мм	Аккумуляции—расход влаги, мм
4	361,2	343,7	70,0	60,1	19,9
5	361,2	334,1	87,5	59,0	28,5
6	361,2	337,2	94,5	69,5	25,0
Среднее	361,2	338,3	87,0	62,8	24,2

собственно говоря, не наблюдаются; они полностью снивелированы превосходящими по значению аккумуляциями влаги в *ЗА* и приращением *ГВ*. Относительно питания *ГВ* можно отметить, что с уменьшением мощности *ЗА* последние увеличиваются незначительно: приращение *ГВ* составило 17,3; 17,0 и 19,7 мм соответственно по лизиметрам, или 18—21 % месячной суммы осадков.

Следовательно, различия в мощности *ЗА* в условиях высоких сумм осадков незначительно влияют на расход и приращение *ГВ*. Объяснение этому явлению дано ранее, здесь дополнительно отметим, что при интенсивных осадках, и особенно при ливневом их

характере выпадения, влага нисходящих потоков смыкается с *КК*. При этом на границах смыкания нисходящих и восходящих потоков происходит замещение значительного объема воздуха, приво-

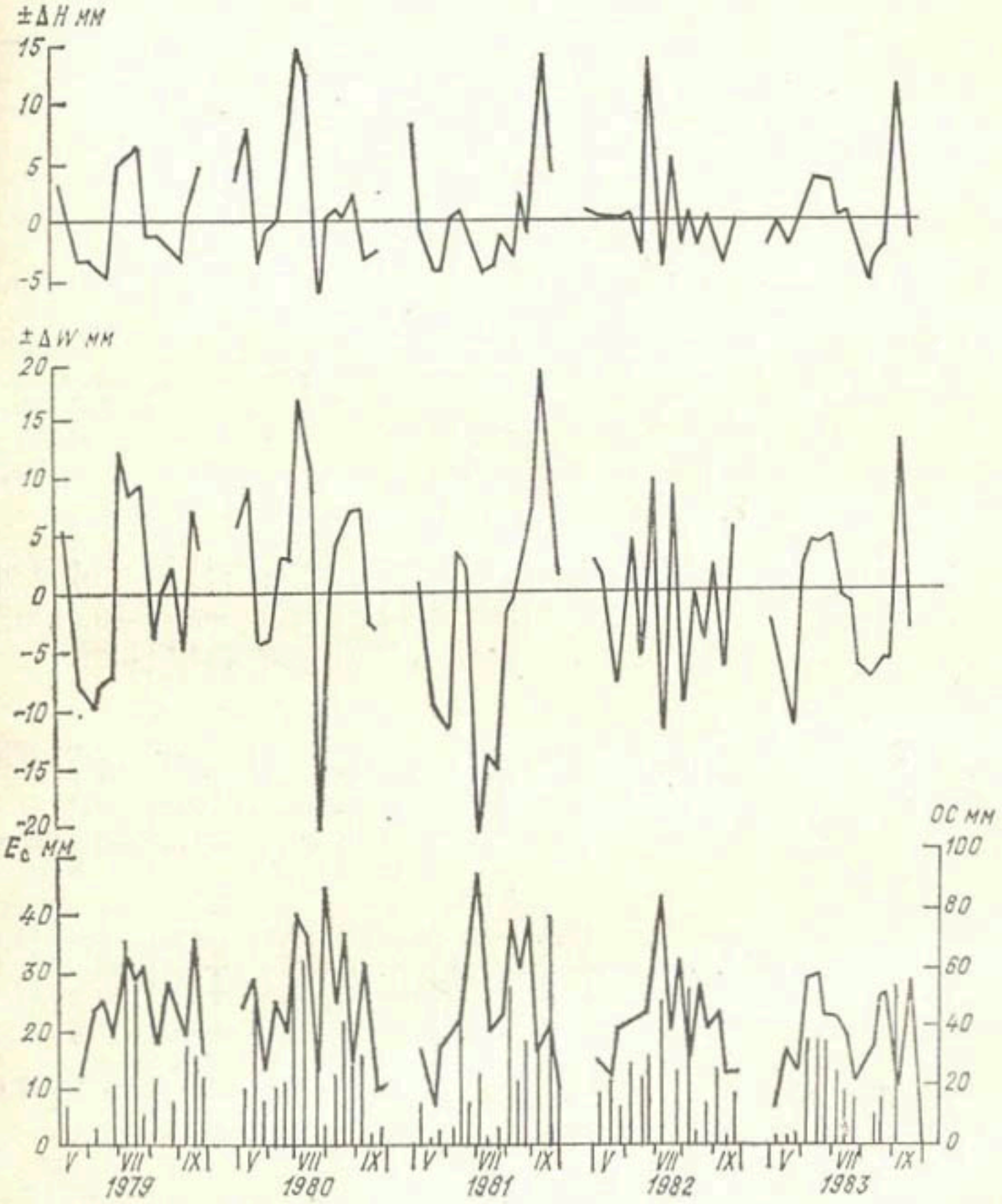


Рис. 4.9. Аккумуляция и расход влаги в *ЗА* ($\pm\Delta W$) и *ГВ* ($\pm\Delta H$) в аллювиальной луговой почве.

дящее к уменьшению скорости фильтрации. Это обстоятельство, совместно с высокой обводненностью *ЗА*, приводит к отражению части осадков за пределы лизиметра. Вполне естественно, что чем выше *КК* к поверхности, тем быстрее происходит смыкание разнонаправленных потоков влаги. Поэтому отраженная часть осадков

Таблица 4.22

Значения элементов водного баланса (мм) в лизиметрах (Л) с аллювиальной луговой суглинистой почвой. 1979 г.

Декада	*ОС* мм	Л.1			Л.2			Л.3		
		$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c
					Май					
1-я	21,3	+6,0	+3,4	11,9	+5,1	+4,0	12,2	+4,8	+5,5	11,0
2-я	11,4	0,0	—0,5	12,0	—1,1	—0,7	13,1	—1,2	—1,4	14,0
3-я	3,0	—8,1	—3,2	14,3	—8,0	—3,7	14,7	—7,3	—4,2	14,5
Σ_V	35,7	—2,1	—0,3	38,2	—3,9	—0,4	40,0	—3,7	—0,1	39,5
					Июнь					
1-я	10,8	—9,4	—3,2	23,4	—8,3	—4,3	23,4	—7,1	—5,0	22,9
2-я	13,2	—7,8	—4,1	25,1	—7,0	—5,4	25,6	—7,3	—5,7	26,2
3-я	4,1	—6,9	—5,0	16,0	—6,5	—5,5	16,1	—5,7	—6,3	16,1
Σ_{IV}	28,1	—24,1	—13,1	64,5	—21,8	—15,2	65,1	—20,1	—17,0	65,2
					Июль					
1-я	51,5	+12,1	+4,9	34,5	+14,3	+4,0	33,2	+11,7	+4,5	35,3
2-я	43,7	+8,7	+5,6	29,4	—9,8	+5,1	28,8	+10,1	+6,9	26,7
3-я	48,4	+9,9	+6,8	31,7	+9,0	+7,9	31,5	+5,7	+8,3	34,3
Σ_{VII}	143,6	+30,7	+17,3	95,6	+33,1	+17,0	93,5	+27,5	+19,7	96,4
					Август					
1-я	13,1	—3,5	—1,2	17,9	—3,0	—1,7	17,8	—1,5	—2,9	17,5
2-я	28,0	0,0	—1,3	29,3	+0,9	—1,4	28,5	+1,0	—1,1	28,1
3-я	23,9	+3,0	—2,2	23,1	+3,2	—2,4	23,1	+1,9	—2,3	24,3
Σ_{VIII}	65,0	—0,5	—4,7	70,2	+1,1	—5,5	69,4	+1,4	—6,3	69,9
					Сентябрь					
1-я	10,0	—4,8	—3,2	18,0	—4,1	—4,0	18,1	—4,0	—4,4	18,8
2-я	44,8	+7,3	+1,5	36,0	—7,1	+2,3	35,5	+6,5	+6,3	32,0
3-я	23,1	+4,1	+4,3	15,7	+3,9	+4,9	14,3	+3,5	+6,0	13,6
Σ_{IX}	77,9	+6,6	+2,6	69,7	+6,8	+3,2	67,9	+6,0	+7,9	64,0
Σ_{V-IX}	350,3	+10,6	+1,6	338,2	+15,3	—0,9	336,2	+11,1	+2,6	336,6

будет различной в разных лизиметрах, что может обусловливать одинаковую величину питания *ГВ* в лизиметрах с различной мощностью *ЗА*. Давление защемленного воздуха и его влияние на фильтрационные потоки может быть значительным. Так, по данным Д. Линдена и Р. Диксона [241] давление защемленного воздуха при поливе достигало 18—20 см вод. ст., а напор в смоченной толще — лишь 8—10 см вод. ст. Фильтрация обратно пропорциональна перепаду между давлением защемленного воздуха и гидростатистическим давлением.

Сравнение элементов водного баланса в двух почвах в засушливый и во влажный периоды (месяцы) свидетельствует о том, что расход *ГВ* выше в аллювиальной почве, а питание последних практически одинаково. Такое соотношение элементов баланса *ГВ* является понятным с учетом большей интенсивности потока влаги из *ГВ* в засушливые периоды из суглинистой почвы по сравнению с супесчаной. С другой стороны, когда *ЗА* предельно обводнена, гидрофизические свойства различных почв проявляются на фильтрационных потоках слабо, объемная проводимость максимальная в обеих почвах, а поверхностная проводимость приближается к нулю.

В связи с тем что в июле *ЗА* находилась преимущественно в переувлажненном состоянии (*ЗВ-КВ*), расход влаги из нее в августе (по сумме *ОС* близок к среднему многолетнему) превалирует над аккумуляцией. В сентябре картина иная: аккумуляция влаги в *ЗА* и *ГВ* превалирует над ее расходом. Несмотря на засушливые май и июнь, соотношение элементов водного баланса за вегетацию складывается (так же, как и в дерново-подзолистой почве) в пользу приходных статей. При этом сумма $+\Delta W$ и $+\Delta H$ в лизиметрах 1 и 4 практически одинакова; в лизиметрах 2 и 5 она составила соответственно 24,7 и 16,2 мм, а в лизиметрах 3 и 6 — 22,2 и 13,7 мм. Если в отдельные периоды, характеризуемые высокими суммами осадков, генетико-морфологические особенности двух различных почв слабо проявляются на влагообмене в системе *ГВ—ЗА*, то в разрезе более длительного периода индивидуальные свойства почв проявляются более заметно. Однако в целом влияние гидрофизических свойств двух разных почв в условиях высокого атмосферного увлажнения не столь существенно различается, как это обычно наблюдается в засушливых условиях. Объясняется это явление рядом причин: 1) обильными осадками и высокими суммами их за вегетационный период, обусловливающими интенсивный нисходящий поток влаги в разных по гидрофизическим свойствам почвах; 2) лимитированием ресурса тепла и отсутствием длительных засушливых периодов, которые приводят к значительному дефициту почвенной влаги, по-разному проявляющемуся в различных по гидрофизическим свойствам почвах; 3) незначительным, в сущности, различием мощности *ЗА* и близкими значениями максимального подъема влаги в обеих почвах, что обусловливает интенсивный восходящий поток влаги к испаряющей поверхности в обеих почвах.

Анализ соотношения элементов водного баланса в условиях переменного режима *ГВ* можно также ограничить двумя годами (1980 и 1983 гг.). Отличительной особенностью их в 1980 г. является, так же как и в супесчаной дерново-подзолистой почве, значительное превышение аккумуляции влаги в *ЗА* и *ГВ* над ее расходами (табл. 4.23). Значение аккумулированной влаги, особенно в *ГВ*, возрастает от мая к июлю, где она достигает максимума. В результате этого *ГВ* повысились к концу июля до 152, 126 и 89 см. Эти уровни несколько превышают, особенно в лизи-

Таблица 4.23

Значения элементов водного баланса (мм) в лизиметрах (Л) с аллювиальной луговой суглинистой почвой. 1980 г.

Декада	*ОС* мм	Л.1			Л.2			Л.3		
		$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c
					Май					
1-я	33,7	+5,6	+3,4	24,7	+4,2	+4,3	24,5	+3,0	+4,1	26,6
2-я	47,2	+9,1	+8,4	29,7	+9,2	+9,3	28,7	+7,0	+9,2	31,0
3-я	6,9	−4,2	−3,1	14,2	−3,8	−4,4	15,1	−2,7	−6,4	16,1
Σ_V	87,8	+10,5	+8,7	68,6	+9,6	+9,2	68,3	+7,3	+6,9	73,6
					Июнь					
1-я	21,4	−4,0	−1,0	26,4	+0,9	+3,0	17,5	+0,5	+4,0	16,9
2-я	20,7	+3,2	0,0	17,5	+1,0	+3,1	16,5	+1,0	+3,7	16,0
3-я	80,9	+2,9	+11,0	40,9	+22,0	+11,5	47,4	+17,0	+28,0	35,9
Σ_{VI}	123,0	+28,2	+10,0	84,8	+23,9	+17,6	81,5	+18,5	+35,5	68,8
					Июль					
1-я	80,4	+17,0	+28,0	35,4	+13,1	+27,3	40,0	+9,1	+29,9	41,4
2-я	37,8	+11,0	+13,0	13,8	+9,0	+12,1	16,7	+5,2	+17,1	15,8
3-я	9,4	−28,0	−6,0	43,4	−21,0	−5,3	35,7	−1,9	−11,0	22,3
Σ_{VII}	127,6	0,0	+35,0	92,6	+1,1	+34,5	92,4	+12,4	+36,0	79,2
					Август					
1-я	26,0	+0,5	+0,2	25,3	−3,3	−1,3	30,6	−7,3	−4,0	37,3
2-я	43,8	+4,6	+1,3	37,9	−3,9	+3,9	36,9	+2,9	+6,7	35,2
3-я	22,1	+4,7	0,0	14,4	+3,7	−0,5	18,9	+1,3	−2,4	23,4
Σ_{VIII}	91,9	+12,5	+1,5	77,9	+3,4	+2,1	86,4	−3,1	−1,0	96,0
					Сентябрь					
1-я	42,3	+7,4	+3,0	31,9	+11,3	+9,0	22,0	+7,0	+8,9	26,4
2-я	3,6	−2,7	−3,4	9,7	−1,4	−4,1	9,1	−1,9	−6,1	11,6
3-я	4,4	−3,1	−2,8	9,9	−3,9	−2,9	11,2	−3,5	−6,4	14,3
Σ_{IX}	50,3	+1,6	−2,8	51,5	+6,0	+2,6	42,3	+1,6	−3,6	52,3
Σ_{V-IX}	480,6	+52,8	+52,4	375,4	+44,0	+65,4	371	+36,7	+74,0	370

метре 3, уровни, сложившиеся к концу вегетационного периода 1979 г. (153, 130 и 97 см). Отсюда максимальное приращение *ГВ* имеет место в лизиметре 1, а минимальное — в лизиметре 3. Как видим, в аллювиальной почве различие в мощности *ЗА* проявляется на питании *ГВ* нечетко и по-разному. Например, в июне оно составило 10,1; 17,6 и 35,5 мм соответственно по лизиметрам. Но уже в следующем месяце приращение *ГВ* во всех трех лизиметрах практически одинаково: 35,0; 34,5 и 36,0 мм.

Изложенное дает основание говорить о так называемом эффекте максимального насыщения *ЗА* водой. Сущность его заклю-

Таблица 4.24

Значения элементов водного баланса (мм) в лизиметрах (Л) с аллювиальной луговой суглинистой почвой. 1983 г.

Декада	*ОС* мм	Л.1			Л.2			Л.3		
		$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c	$\pm\Delta W$	$\pm\Delta H$	E_c
Май										
1-я	4,4	—2,0	—1,6	8,0	—2,0	—3,0	9,4	—1,8	—3,7	9,9
2-я	2,2	—14,6	0,0	16,8	—13,0	—1,2	16,4	—15,2	—5,0	22,4
3-я	0,4	—10,7	—2,0	13,1	—14,3	—2,0	16,7	—15,4	—2,1	17,9
Σ_V	7,0	—27,3	—3,6	37,9	—29,3	—6,2	42,5	—32,4	—10,8	50,2
Июнь										
1-я	33,0	+2,9	+1,0	29,1	+2,1	+1,3	29,6	+2,0	+2,5	28,5
2-я	35,0	+4,7	+1,0	29,3	+4,0	+2,5	28,5	+3,1	+2,5	29,4
3-я	31,7	+4,5	+4,0	23,2	+4,0	+6,1	21,6	+3,0	+8,4	29,3
Σ_{VI}	99,7	+12,1	+6,0	81,6	+10,1	+9,9	79,7	+8,1	+13,4	78,2
Июль										
1-я	30,6	+5,0	+3,6	22,0	+3,9	+4,1	22,6	+2,7	+6,3	21,6
2-я	18,4	0,0	+0,4	18,0	—1,0	+2,3	17,1	—1,5	+10,0	19,9
3-я	11,6	—0,1	+1,0	10,7	+1,1	+1,2	9,3	+0,5	—4,1	15,2
Σ_{VII}	60,6	+4,9	+5,0	50,7	+4,0	+7,7	49,0	+1,7	+2,2	56,7
Август										
1-я	6,2	—6,6	—2,4	15,2	—6,1	—4,5	16,8	—2,2	—4,9	13,3
2-я	13,2	—7,2	—5,0	25,4	—5,1	—3,0	21,3	—3,7	—7,0	23,9
3-я	17,5	—5,8	—3,0	26,3	—1,1	—6,5	25,1	11,7	—6,0	25,2
Σ_{VIII}	36,9	—19,6	—10,4	66,9	—12,3	—14,0	63,2		—17,9	62,4
Сентябрь										
1-я	0,0	—6,6	—2,1	8,2	—4,4	—4,0	8,4	—2,3	—6,3	8,6
2-я	55,6	+13,3	+12,7	29,6	+10,2	+13,0	32,4	+7,1	+19,5	29,0
3-я	0,4	—3,1	0,0	3,5	—3,1	—0,5	4,0	—1,9	—4,4	6,7
Σ_{IX}	56,0		+10,6	41,3	+2,7	+8,5	44,8	+2,9	+8,8	44,3
Σ_{V-IX}	260,0		+7,6	278,4	—26,8	+6,1	281	—27,3	—4,2	292

чается в том, что в условиях, характеризуемых отсутствием бокового растекания *ГВ* и невысокой мощностью *ЗА*, фильтрационный поток влаги через зону аэрации в *ГВ* в определенный момент резко ослабевает. Значительная часть осадков отражается насыщенной влагой (в условиях подпора *ГВ*).

Соотношение суммарных (за вегетацию) значений элементов водного

Элемент водного баланса, мм	1979 г.			1980 г.		
	Л.1	Л.2	Л.3	Л.1	Л.2	Л.3
ОС	350,3	350,3	350,3	480,6	480,6	480,6
$+\Delta W$	51,1	53,2	45,2	94,8	74,4	52,0
$-\Delta W$	40,5	37,9	34,1	42,0	37,3	17,3
$+\Delta H$	26,5	28,2	36,5	68,3	83,3	111,1
$-\Delta H$	24,9	29,1	33,3	15,9	22,4	36,3
E_c	338,2	336,0	336,0	375,4	382,6	371,1

Суммы месячного испарения в 1980 г. значительно выше по сравнению с 1979 г. (табл. 4.24). В связи с тем, что E_c в относительно засушливые периоды обычно бывает выше по сравнению с влажными, а средняя вегетационная сумма осадков находится в пределах средней многолетней нормы, то и E_c (за вегетационный период) должно быть выше в засушливые периоды. Поскольку,

Таблица 4.26

Средние многолетние суммы (за вегетацию) элементов водного баланса (мм) в лизиметрах с аллювиальной луговой суглинистой почвой

Номер лизиметра	*ОС*	E_c	$+\Delta W$	$-\Delta W$	$+\Delta H$	$-\Delta H$
1	361,2	337,8	57,9	53,1	37,7	19,0
2	361,2	340,3	51,5	50,4	43,6	22,6
3	361,2	334,1	39,6	34,3	59,4	36,0

однако, полученные данные говорят об обратном, то объясняется это явление, как отмечали выше, завышением расчетов E_c во влажные периоды за счет недоучета той части осадков, которая отражается за пределами приемной части лизиметров.

Соотношение элементов водного баланса в 1983 г., как в течение отдельных периодов, так и за вегетацию, находится в хорошем согласии с суммой осадков и равномерностью их выпадения. В мае наблюдается преимущественно расход влаги, а в июне — аккумуляция. Минимальное значение E_c наблюдается в мае: 37,9; 42,5 и 50,2 мм, а максимальное — в июне: 81,6; 19,7; 78,2 мм соответственно в лизиметрах 1—3. Август оказался засушливым (36 мм *ОС*), соотношение элементов баланса влаги аналогично здесь маю.

Максимальная аккумуляция влаги в *ЗА* и *ГВ* достигает соответственно 23 и 28 % месячной суммы осадков и в целом незначительно превышает ее расходы из *ЗА* и *ГВ*, хотя в отдельные годы это превышение оказывается весьма существенным (табл. 4.25). В условиях компенсационного и переменного режимов *ГВ* расход

Таблица 4.25

баланса (мм) в лизиметрах с аллювиальной луговой почвой по годам

1981 г.			1982 г.			1983 г.		
Л.1	Л.2	Л.3	Л.1	Л.2	Л.3	Л.1	Л.2	Л.3
381,1	388,1	338,1	334,1	334,1	334,1	260,0	260,0	260,0
75,8	66,2	49,1	37,5	38,3	32,1	30,4	25,3	18,4
80,0	87,5	47,5	46,5	39,2	27,0	56,7	50,1	45,7
45,7	48,3	74,2	24,5	27,8	36,1	23,7	30,6	39,2
23,1	16,5	28,3	15,2	20,3	38,5	16,1	24,7	43,5
362,7	376,6	340,6	333,8	327,5	331,4	278,7	278,9	291,6

последних увеличивается в направлении уменьшения мощности *ЗА*. Суммарный расход в средние по увлажнению годы меньше или равен сезонной сумме *ОС*, в засушливые периоды — выше суммы осадков.

Превышение аккумулированной влаги в *ЗА* над ее расходом из *ЗА* незначительно (4—5 мм). Баланс влаги в *ЗА* можно отнести

Таблица 4.27

Соотношение средних многолетних сумм элементов водного баланса в лизиметрах за вегетационный период

Номер лизиметра	*ОС* мм	E_c мм	$(+\Delta W)+(+\Delta H)$ мм	$(-\Delta W)+(-\Delta H)$ мм	Аккумуляция—расход влаги, мм
1	361,2	337,8	95,6	72,1	23,5
2	361,2	340,3	95,1	73,0	22,1
3	361,2	334,1	99,0	70,3	28,7
Среднее	361,2	337,1	96,6	71,8	24,8

к компенсационному, а в *ГВ* — к компенсационно-накопительному. Разница между средней многолетней аккумуляцией и расходом влаги из *ГВ* составляет 18—23 мм и представляет собой величину питания *ГВ* (табл. 4.26 и 4.27).

Средняя многолетняя сезонная величина E_c несколько выше в лизиметре 1 по сравнению с лизиметром 3. То же самое отмечалось и в вариантах дерново-подзолистой почвы. Среднемноголетние суммы аккумуляции и расхода влаги в системе *ЗА—ГВ* в аллювиальной луговой суглинистой почве заметно выше, чем в дерново-подзолистой супесчаной.

4.6.2. Формирование влаги в почве грунтовых вод и дренажного стока в условиях орошения и осушения

Закономерности формирования влаги в почвах грунтовых вод и дренажного стока в условиях одновременного орошения и осушения определяются приходными статьями водного баланса территории и в значительной степени зависят от гидрофизических свойств почвогрунтов *ЗА*, рельефа местности, растительности и испаряемости. В условиях неглубокого от поверхности залегания *ГВ* (1—2 м) водный режим *ЗА* в значительной степени определяется интенсивностью естественного и искусственного дренирования территории. Знание закономерностей и особенностей формирования *ГВ* и дренажного стока крайне необходимо для прогнозирования водного режима почв и оперативного его регулирования. Некоторые аспекты этой проблемы описаны в работах [8, 11, 24, 48, 53, 63, 88, 90, 92, 204, 277, 309, 322].

4.6.2.1. Почвенно-гидрологические условия мелиоративной системы «Горки-2»

Мелиоративная система площадью около 260 га расположена в Одинцовском районе Московской области, на землях Госплемптицезавода «Горки-2» и конезавода № 1. Эта территория входит в южнотаежную подзону дерново-подзолистых почв Среднерусской провинции южного пологого склона Клинско-Дмитровской гряды, представляющей собой плоскую, местами слабовсхолмленную слаборасчлененную моренную равнину [38]. Наличие с севера, северо-запада и востока протяженных водных резервуаров (река Москва и речка Слезня) накладывает заметный отпечаток на формирование и режим *ГВ* и *ЗА*. Значительная расчлененность поверхности осложняет протекание почвенно-гидрологических и мелиоративных процессов. В пределах системы находятся мелиоративные сооружения, включающие современные дождевальные машины (д/м) и два дренажных участка [38, 86]. Мелиоративную систему в определенном смысле можно отнести к замкнутой естественной модели, которую можно использовать при решении разнообразных задач прикладного характера в области гидрологии и мелиорации почв.

Интенсивная обработка почв под пропашными культурами, сооружение мелиоративных систем, прекращение затопления пойм (в связи с зарегулированием стока рек) — все это привело к нарушению исторически сложившегося почвенного покрова, к разрушению комковато-зернистой и образованию комковато-глыбистой структуры почвы и ее уплотнению. Плодородие пойменных почв снизилось, почвенный покров замето дифференцировался.

Аллювиальные дерновые почвы формировались в основном на повышенных элементах прирусловой и центральной пойм в условиях интенсивного аллювиального процесса, обусловливающего отложение большого количества эллювия легкого гранулометри-

ческого состава. Эти почвы обычно заняты кормовой свеклой и многолетними травами. Мощность гумусового горизонта составляет на пашне 35 см, а под лугом 21 см. Вместе с тем в связи с низким содержанием азота эти почвы нуждаются а азотных удобрениях, особенно под пропашные культуры (свекла, картофель).

Аллювиальные луговые почвы также распространены в пределах центральной части поймы, преимущественно на выровненных участках, и представлены двумя подтипами: дерново-луговыми и луговыми. Они формировались под разнотравно-злаковой растительностью в условиях грунтового увлажнения. Аллювий, как правило, тяжелого иловато-пылеватого гранулометрического состава. Под гумусовым горизонтом этих почв залегает переходный горизонт B_0 с многочисленными признаками оглеения (трубочки, чехлики, коробочки). С глубиной степень оглеения сильно возрастает, и горизонт В постепенно переходит в горизонт ВС, а затем и в горизонт С. В дерново-луговых почвах оглеение (в виде сизых пятен) значительно слабее.

Аллювиальные лугово-болотные почвы приурочены к депрессивным формам рельефа в центральной и притеррасной частях поймы. Они формируются в условиях длительного избыточного увлажнения. Почвенно-грунтовые воды обычно находятся на уровне 70—100 см от поверхности. В зависимости от условий почвообразования выделяют подтипы: лугово-болотные, болотные иловато-перегнойно-глеевые и болотистые иловато-торфяные. В профиле аллювиальных луговых болотных почв выделяют одернованный гумусовый, переходный гумусовый оглеенный и лежащие под ним минеральные глеевые горизонты.

В отличие от двух первых типов аллювиальных луговых почв заметных различий в свойствах лугово-болотных почв в зависимости от использования не обнаружено. Обоим аналогам этой почвы свойственно высокое содержание гумуса (5—6 %), слабокислая реакция, высокая степень насыщенности основаниями; подвижного фосфора здесь заметно выше, чем в луговых и дерновых подтипах, тем не менее внесение фосфорных и калийных удобрений является необходимым.

Значительная часть почвенного покрова оросительной системы относится к легким дерново-подзолистым супесчаным и песчаным почвам, подстилаемым с глубины 60—70 см глубокими песками или мореной (50—60 см). Эти почвы хорошо окультурены и характеризуются большим содержанием гумуса (до 3,0 %), высокой емкостью поглощения (сумма обменных оснований достигает 30—50 мг-экв); они предельно насыщены основаниями (80—90 %), богаты кислотно-растворимыми P_2O_5, реакция почвенного покрова близка к нейтральной. Обеспеченность элементами питания неодинакова по отдельным элементам — фосфором высокая, а калием низкая. Дерново-подзолистым супесчаным и песчаным почвам свойственна высокая плотность сложения (1,6—1,7 г/см^3). В нижних слоях профиля она увеличивается в отдельных случаях до 1,8—1,9 г/см^3. Порозность и полная влагоемкость невысокие и

составляют 38—45 %, понижаясь в горизонтах, сложенных мореной, до 30 %. Наименьшая влагоемкость составляет в супесчаных горизонтах 16—21 %, а в песчаных 7—9 % (от массы почвы).

Наибольшая площадь орошается дождевыми машинами (д/м): «Фрегат» (64 га), «Волжанка» (42 га)и «Днепр» (32 га); другие

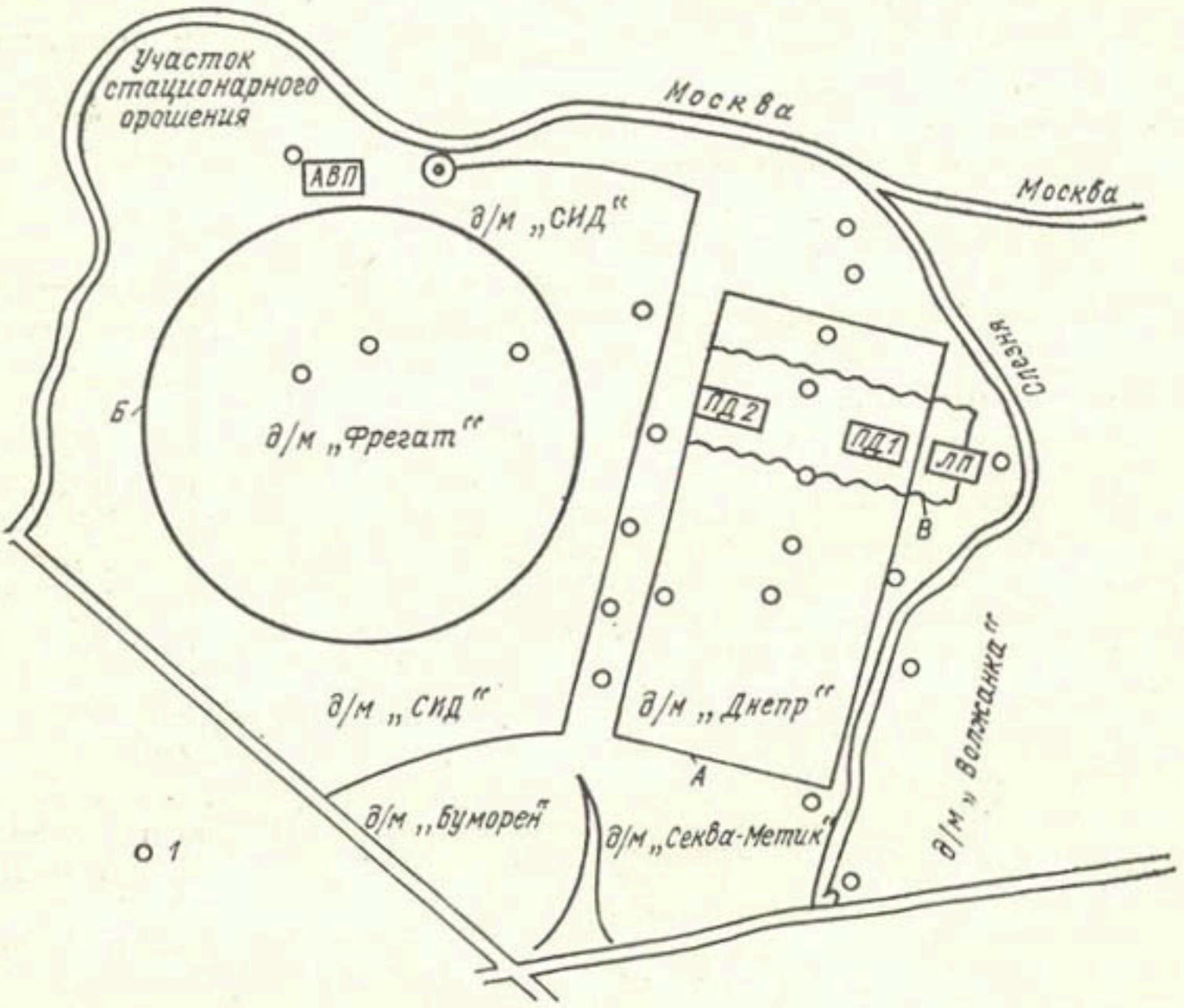


Рис. 4.10. Схема размещения дождевальных машин (д/м), грунтовых скважин (*1*) и дренажа на мелиоративной системе «Горки-2».

А, Б и *В* — границы участков, орошаемых д/м «Днепр» и «Фрегат», и второго дренажного участка соответственно; *АВП* — площадка для наблюдений в варианте автоматического полива (аллювиальная дерновая суглинистая почва); *ПД1* и *ПД2* — площадки для наблюдений в пределах второго дренажа (аллювиальная луговая суглинистая и аллювиальная лугово-болотная почвы; *ЛП* — площадка для наблюдений на участке расположения лизиметрического павильона (аллювиальная луговая суглинистая на суглинке почва).

д/м («Секва-Мэтик», «Буморен»), стационарное и синхронно-импульсное дождевания, приуроченные к окраинам системы, орошают сравнительно небольшие площади (рис. 4.10). Вода к машинам подается по подземным водоводам, уложенным на глубине 0,7—1,5 м от поверхности почвы; забор воды производится двумя группами насосов автоматизированной насосной станции. Общая производительность насосов составляет 315 л/с. Дождевальные машины «Днепр» и «Фрегат» относятся к полустационарным си-

стемам, «Буморен» и «Секва-Мэтик» — к позиционным. Суммарная площадь орошения составляет примерно 176,5 га. Суммарный расход воды всеми дождевальными машинами равен 995 м³/ч, а суммарный расход воды на полив достиг по годам: 1975 г. — 663 м³/га, 1976 г. — 120 м³/га, 1977 г. — 261 м³/га, 1979 г. — 813 м³/га.

Одной из важнейших технологических характеристик работы дождевальных машин является степень равномерности покрытия

Таблица 4.28

Показатели степени равномерности полива дождевальной машиной „Днепр"

Показатель работы д/м „Днепр"	д/м „Днепр"		
	начальная часть	средняя часть	конечная часть
Напор, кПа	411	420	425
Площадь полива, м²	4556	3665	3752
Средний расход воды, т/с	23,65	17,45	17,39
Средняя интенсивность дождя, мм/мин	0,310	0,285	0,278
Коэффициент полива	0,34	0,46	0,49
Коэффициент недостаточного полива	0,37	0,28	0,26
Коэффициент избыточного полива	0,29	0,26	0,25

поверхности почвы оросительной водой. Наиболее полно в этом отношении изучена д/м «Днепр». Равномерность полива в сильной степени зависит от скорости и направления ветра, напора воды на входе и выходе машины, рельефа местности.

Неравномерность полива по площади обусловлена также и различием в диаметрах капель дождя как по длине струи, так и в пределах длины машины. Диаметр капель составляет 0,48; 0,75 и 1,85 мм соответственно в начале, середине и конце струи для начальной части машины (1-я и 2-я тележки). Для середины машины (8-я и 9-я тележки) диаметр капель увеличивается до 0,57; 0,77 и 2,10 мм соответственно в начале, середине и конце струи. В самом конце машины (14-я и 15-я тележки) диаметр капель дождя достигает еще больших значений — 0,63; 1,05 и 2,17 мм соответственно в начале, середине и конце струи. Некоторые показатели равномерности полива д/м «Днепр» приведены в табл. 4.28. Они свидетельствуют о том, что все показатели для средней и конечной частей д/м «Днепр» близки между собой и в то же время они отличаются, правда, не очень существенно от тех же показателей для начальной части агрегата. Это различие обусловлено большей площадью, орошаемой начальной частью машины, и более высокой интенсивностью дождя. Благодаря этому коэффициент полива ниже, а коэффициенты недостаточного и избыточного по-

лива выше по сравнению с остальными двумя участками, орошаемыми средней и конечной частями машины.

Другим важнейшим технологическим показателем полустационарных дождевальных машин является колееобразование и повреждаемость сельскохозяйственных культур при движении агрегатов. В табл. 4.29 приведены некоторые показатели колееобразования и повреждаемости растений при орошении кормовых корнеплодов. Видно, что значения всех показателей заметно выше после двух

Таблица 4.29

Показатели колееобразования и повреждаемости растений д/м „Днепр" (норма полива 150 м³/га)

Показатель	Колееобразование и повреждаемость культур	
	после 1-го прохода	после 2-го проходов
Площадь полива, м²	345 060	345 060
Глубина колеи, м	0,07	0,08
Ширина колеи, м	0,27	0,43
Удельное давление колес, кг/см²	0,76	—
Площадь, занятая колеями, м²	3280,5	5224
Площадь зоны отчуждения, м²	3645	5589
Средняя занимаемая площадь на пути колеса, м²	0,30	0,46
Количество поврежденных растений, шт.	948	1276
Количество поврежденных растений на 1 га, шт.	26	35
Процент поврежденных растений на 1 га	0,94	1,46

проходов по сравнению с одним. Они существенно зависят от влажности поверхностного слоя почвы и вида культуры.

Сравнение сумм осадков за вегетацию (см. табл. 4.13) и поливов (оросительные нормы) свидетельствуют о том, что удельный вес поливов в приходной статье водного баланса в целом невелик. Однако необходимо иметь в виду, что поливы проводят в наиболее целесообразные периоды времени, т. е. когда это действительно необходимо для растений. Поэтому поливы даже малой нормой всегда бывают более эффективны, чем интенсивные осадки, но не вовремя выпадающие и проводящие к переувлажнению *ЗА*, выщелачиванию из почвы элементов питания растений и к загрязнению окружающей среды удобрениями.

Два дренажных участка площадью соответственно 30 га (первый) и 5 га (второй) являются автономными; сброс дренажных вод осуществляется соответственно в р. Москву и речку Слезню. Первый дренаж расположен в пределах прирусловой и центральной частей поймы и сравнительно узкой полосой направлен с северо-запада на юго-восток, второй — в пределах центральной поймы с аллювиальными почвами, преимущественно луговыми и лугово-болотными. Гончарные трубы с коллекторами находятся на глубине 1,45—1,70 см от поверхности.

Грунтовые воды (*ГВ*) приурочены преимущественно к флювиогляциальным и аллювиальным отложениям — песчаным и песчано-гравийным. В пределах мелиоративной системы *ГВ* формируются, по-видимому, над юрскими глинами, являющимися для них региональным водоупором. Группа скважин вдоль дорог (скв. 5, 12—15) составляет первый вертикальный (перпендикулярный фарватеру р. Москвы) створ; скважины 17—22 — второй створ; скважины 10, 9, 4, 26 и 6 — третий створ. Несмотря на сравнительно небольшую протяженность участка (80—100 м), рельеф его существенно меняется от прирусловой поймы к первой и второй надпойменным террасам. Для первого створа скважин изменение высоты от берега реки до террас составляет 5,43 м, для второго — 3,73, для третьего — 4,63 м.

Наиболее глубокое залегание грунтовых вод отмечается на повышенных участках территории и составляет 4—7 м от поверхности почвы (скв. 6, 7), а наиболее высокое — 0,5—1,6 м — в прирусловой пойме на пониженных элементах рельефа (скв. 9, 26, 27). Характер и амплитуды колебаний *УГВ* как по периодам года, так и в годовом цикле различны, что обусловлено процессами питания и разгрузки грунтовых вод, которые в значительной степени не совпадают между собой по времени. На эти процессы существенное влияние оказывает режим уровней воды в р. Москве.

Наиболее интенсивный водообмен в зоне аэрации наблюдается в скв. 5, 11, 22, 21, 19, расположенных в пределах прирусловой части поймы, представленной современными аллювиальными отложениями (песками, супесями и суглинками) различного гранулометрического состава и в скв. 2, 8, 18, 30, 31, установленных в центральной пойме, представленной двучленным аллювиальным наносом (суглинки на супесях и песках). В геоморфологическом отношении эта часть поймы представляет собой выровненную слабовогнутую поверхность. Амплитуды колебаний для отдельных скважин по геоморфологическим структурам приведены в табл. 4.30.

Данные свидетельствуют о том, что какой-либо четкой закономерности в изменении амплитуд колебаний в целом по скважинам фактически не наблюдается. Это можно объяснить тем, что на формирование *УГВ* влияют многие факторы: режим уровня воды р. Москвы, осадки, дренаж, поливы, мощность зоны аэрации и процесс разгрузки в зимне-осенний период. Минимальные амплитуды наблюдаются в зимний период, а максимальные — в весенний; амплитуды вегетационного периода занимают промежуточное положение.

Береговая фильтрация воды в глубь массива в меженный период составляет, по-видимому, 120—150 м. Анализ имеющихся данных свидетельствует о том, что влияние р. Москвы может распространяться в глубь массива на более значительные расстояния во время паводков и обильных дождей. Так, в результате закрытия шлюзов плотины, расположенной выше по течению реки

Таблица 4.30

УГВ и амплитуды колебаний скважин, расположенных на различных геоморфологических структурах долины реки Москвы

Геоморфологическая структура	Номер скважины	УГВ в периоды, м			Максимальные амплитуды колебаний по периодам, см		
		зимний	весенний	вегетационный	зимний	весенний	вегетационный
Прирусловая пойма	21	2,87 / 130,28	2,45 / 130,70	2,70 / 130,45	4	30	15
	22	2,75 / 129,30	1,46 / 130,59	2,65 / 129,40	7	83	37
Центральная пойма	17	2,34 / 133,44	1,65 / 134,13	2,0 / 133,78	8	70	25
	18	2,15 / 132,87	1,70 / 133,32	1,85 / 133,17	10	80	35
	19	2,60 / 131,11	1,95 / 131,76	2,05 / 131,66	15	65	10
	20	2,76 / 131,57	2,25 / 132,08	2,35 / 131,98	10	38	25
	1	2,32 / 132,14	1,65 / 132,81	1,85 / 132,61	20	78	65
	2	2,95 / 131,25	0,95 / 133,25	1,3 / 132,90	20	110	50
Высокая пойма (водораздел)	6	3,9 / 134,77	3,4 / 135,24	3,5 / 135,14	12	50	36
	7	—	6,9	—	—	—	—
Пониженные элементы рельефа	26	0,6 / 133,56	0,3 / 133,96	0,1 / 134,25	15	35	60
	27	1,35 / 133,58	0,5 / 134,43	0,2 / 134,91	20	85	85

Примечание. В числителе — *УГВ* от поверхности почвы, в знаменателе — в абсолютных отметках.

(в Петрово-Дальнем), в конце паводка вечером 18 апреля 1978 г. уровень воды к середине для 19 апреля повысился на 3,64 м. Это вызвало затопление пониженных мест прирусловой поймы и, в частности, территории, где расположена скважина 22 (табл. 4.31).

В течение двух суток, с 18 по 20 апреля, наблюдалось наиболее интенсивное проникновение речной воды в пределы прилегающего массива, благодаря чему *УГВ* повысился на 2,02 м в скв. 35, на

1,39 м в скв. 43 и на 0,65 м в скв. 21; в остальных скважинах грунтовые воды остались на прежнем уровне. Отсюда следует, что береговая фильтрация распространилась в глубь массива, по крайней мере, на 360 м. К 22 апреля уровень реки понизился почти до уровня 16 апреля, в связи с чем *УГВ* также понизились (за исключением скв. 21) на 0,51 и 0,97 м соответственно в скв. 43 и 35. Понижение *УГВ* в скв. 21, 22, 35, 43 наблюдалось и в последующие дни, однако интенсивность снижения заметно уменьшилась.

Таблица 4.31

Динамика *УГВ* (м) в скважинах прирусловой поймы во время паводка в апреле 1978 г.

Номер скважины	Число месяца							
	16	18	19	20	22	24	26	28
22	1,99	2,02	—	—	0,41	1,42	1,72	1,72
21	2,83	2,83	2,70	2,27	2,18	2,18	2,35	2,48
35	3,68	3,70	2,48	1,68	2,75	3,18	3,37	3,40
43	3,31	3,36	2,64	1,97	2,48	2,92	3,16	3,01
5	0,44	0,51	0,52	0,52	0,52	0,46	0,44	0,45
1	1,94	1,84	1,83	1,81	1,83	1,85	1,64	1,85

Примечание. Прочерк означает, что 19 и 20 апреля скважина 22 и прилегающая территория были затоплены водой.

Режим грунтовых вод на участках с высоким стоянием грунтовых вод в значительной степени определяется, помимо рельефа, водно-физическими свойствами почв и подстилающих пород. Чаще всего на этих участках аллювиальные луговые почвы суглинистого гранулометрического состава, сильно оглеенные с нарушенной структурой, закольматированы и характеризуются низким коэффициентом фильтрации. Почвенный профиль даже в бездождевые периоды часто находится в переувлажненном состоянии. Понижение уровня грунтовых вод здесь имеет место только в позднеосенний и зимний периоды, когда уровень реки при открытых шлюзах становится минимальным. В это время условия дренирования всего участка во много раз улучшаются, что также способствует оттоку грунтовых вод из пониженных мест и увеличению их потока по направлению к естественным дренам (р. Москве и речке Слезне).

Иная картина наблюдается на аллювиальных луговых суглинистых и супесчаных почвах, расположенных на выровненных и повышенных участках тех же геоморфологических структур (прирусловая и центральная части поймы). Здесь грунтовые воды расположены сравнительно глубоко от поверхности — в пределах 2,5—4,2 м. Содержание влаги в профиле этих почв, даже после сильных дождей, редко превышает наименьшую влагоемкость, да и то лишь в самом верхнем слое.

Наиболее стабилен режим *ГВ* на первой и второй надпойменных террасах. Здесь преимущественно распространены дерново-подзолистые супесчаные почвы, подстилаемые мощными песками или мореной. Эти почвы, хотя и характеризуются высокой плотностью сложения, но обладают вполне удовлетворительными фильтрационными свойствами; *ГВ* залегают здесь на глубине 3—7 м. Анализ динамики *ГВ* в пределах каждого вертикального створа свидетельствует о том, что интенсивность изменения их уровней в скважинах с более близким к поверхности залеганием *ГВ* заметно выше по сравнению со скважинами, где *УГВ* находятся сравнительно глубоко. Однако эта закономерность выражена не очень четко.

В целом режим *ГВ* долины среднего течения р. Москвы в многолетнем цикле складывается по типу компенсационного. Однако это еще не означает, что опасность проявления негативных явлений исключается. Высокие *УГВ* могут приводить к оглеению почвенного профиля и болотному типу почвообразования. Вместе с тем, учитывая, что до введения гидромелиоративных сооружений *УГВ* в ряде мест участка был значительно выше, чем сейчас, и болотные почвы формировались в историческое время, вероятность усиления процессов, связанных с болотным типом почвообразования, значительно уменьшилась для абсолютно большей части территории мелиоративной системы.

Особую важность приобретает знание режима *ГВ* и амплитуд колебания *ГВ* в вегетационный период, когда их уровенный режим определяется не только осадками, но и поливами. Наибольшее приращение *ГВ* отмечается в скважинах 17—20,13 и 15 (центральная пойма). Это свидетельствует о том, что *ГВ* здесь получают наибольшее питание, при этом поверхностный сток затруднен из-за особенности рельефа поймы. Разгрузка *ГВ* происходит преимущественно в естественные дрены (р. Москва и речка Слезня) и путем отвода дренажем. Наибольший уклон *ГВ*, направленный в сторону р. Москвы, составляет 0,007—0,008; в целом он не превышает 0,002—0,003. Уклон *ГВ* в сторону р. Слезни значительно меньше (0,005—0,0007).

Объем дренажного стока (*ДС*) зависит от многих факторов природной среды: суммы и интенсивности осадков, поливов, фильтрационных свойств почвы, глубины залегания коллекторно-дренажной сети, влагоемкости почв, типа растительного покрова, *УГВ*, сезона года и др. [53, 88, 109, 110]. Динамика *ДС* по сезонам периода 1981—1983 гг. приведена в табл. 4.32.

Анализ данных табл. 4.32 показывает, что максимальное среднее многолетнее значение *ДС* приходится на весну, минимальное — на зиму. Максимальная годовая сумма *ДС* составляет 6211,4 м^3 (1982 г.), минимальная — 938,8 м^3 — 1981 г. Отсюда следует, что *ДС* по годам может изменяться в 6—7 раз. Годовая сумма *ДС* — величина очень неустойчивая и подвержена сильному изменению во времени. Сравнение сумм *ОС* и *ДС* свидетельствует о сильной зависимости дренажного стока от осадков. Еще более значительны

изменения *ДС* по сезонам года и внутри каждого сезона: летом — от 201 до 1927 м³, осенью — от 313 до 1280 м³, зимой — от 124 до 127 м³ и весной — от 366 до 3718 м³. Приведенные цифры показывают, что максимальный размах изменений объема *ДС* наблюдается весной (более чем в 10 раз), летом (в 9 раз) и осенью (в 8 раз), а минимальный — зимой в (1,5 раза). Такой характер распределения *ДС* по сезонам года хорошо согласуется с динамикой *ГВ* и ходом приходных и расходных статей водного баланса систмы *ГВ — ЗА*.

Таблица 4.32

Динамика дренажного стока по сезонам в пределах второго дренажа

Год	Суммарный объем *ДС* (м³) по сезонам				Суммарный объем *ДС* (м³) за месяцы		
	лето	осень	зима	весна	I—XII	IV—X	XII—III
1981	200,7	1830,2	191,5	366,4	2588,8	2086,9	191,5
1982	1926,6	270,6	296,7	3717,5	6211,4	4556,1	1207,3
1983	500,7	313,4	123,8	879,0	1816,9	1286,7	458,6
Среднее	876,0	804,7	204,0	1654,3	3539,0	2676,6	619,1

Средний многолетний объем *ДС* за теплый период составляет 2677 м³, а за холодный — всего лишь 619,1 м³. Зимой из-за усиления естественного дренирования территории *УГВ* заметно понижается. Питание (формирование) дренажного стока в этот период происходит за счет дренирования *КК*, обусловленного колебанием температуры воздуха и почвы и атмосферного давления. Суточная динамика дренажного стока синхронна осадкам, что свидетельствует о тесной связи между ними ($r = +0{,}85$), при этом сумма осадков до 10 мм осенью и весной и до 15 мм летом не оказывает заметного влияния на объем *ДС*. Минимальный наблюденный объем *ДС* имеет место летом в засушливые периоды и зимой и составляет примерно 0,1 м³/(га·сут), а максимальный достигает 53,5 м³/(га·сут); в большинстве же случаев объем *ДС* находится в интервале 5—10 м³/(га·сут).

Формирование дренажного стока, как отмечалось, осуществляется прежде всего за счет непосредственной сработки *ГВ*. Связь между *ДС* и *ГВ* аппроксимируется прямой и уравнением ($r = = 0{,}72$) типа [86, 87]

$$X = 153{,}3 - 0{,}85Y, \qquad (4.18)$$

где X — суммарный объем *ДС* за месяц; Y — *УГВ*. Учитывая стохастический характер выпадения *ОС*, а отсюда *ДС* и *УГВ* [288, 291], коэффициент корреляции месячных значений *ДС* и *УГВ* можно признать вполне высоким, а связь между ними довольно тесной. Анализ данных по *ЗВ*, *ДС*, *ОС* и *УГВ* свидетельствует о высокой динамичности системы *ЗА—ГВ*. Так, например, в июле

1981 г. выпало около 153 мм осадков, что привело к синхронному увеличению объема *ДС* с 0,2 до 17 м³/(га·сут.) и понижению *УГВ* с 167 до 120 см; общие запасы влаги в метровом слое аллювиальной луговой почвы увеличились при этом с 350 до 425 мм. При малой месячной сумме осадков объем *ДС* резко уменьшается. Так, например, в мае 1983 г. сумма осадков составила всего лишь 6 мм. В связи с этим *ДС* в течение месяца уменьшился с 8,3 до 1,2 м³/(га·сут.), запасы влаги — с 385 до 330 мм, а *УГВ* — с 87 до 158 см. Отсюда следует, что формирование дренажного стока зависит от соотношения запасов влаги в *ЗА*, *УГВ* и *ОС*. В случаях, когда *ЗА* максимально насыщена водой и *УГВ* находятся близко от поверхности (1,0—1,5 м), даже невысокая сумма осадков может заметно увеличить дренажный сток.

4.6.2.3. Водный режим почв в условиях орошения и осушения

Анализ закономерностей формирования влаги в *ЗА*, *ДС* и *ГВ* по полевым материалам, полученным обычным порядком, не позволяет выявить их особенности в основном из-за неопределенности выпадения осадков и неудовлетворительной частоты наблюдений. Поэтому были предприняты исследования непосредственно в полевых условиях при поливах малой нормой и при выпадении значительных суточных сумм осадков с более частыми наблюдениями за *ЗВ*, *УГВ* и *ДС* как до, так и после полива [91, 96]. Исследования проводили в летний и осенний периоды 1980—1981 гг. на аллювиальных луговых и лугово-болотных (мелиорированных) суглинистых почвах в пределах мелиоративной системы «Горки-2». На аллювиальной луговой почве возделывались (последовательно по годам) капуста и картофель (ПД1), а на лугово-болотной — многолетние травы (ПД2). Орошение осуществлялось д/м «Днепр». Протяженность его по фронту составляла 448 м, ширина захвата на одной позиции (стоянке) — 27 м, а расстояние между гидрантами — 54 м. Отсюда орошаемая площадь на одной стоянке д/м «Днепр» в створе какого-либо гидранта составляла 12 096 м², или 1,2 га.

Вегетационный период 1980 г. был влажным с суммой *ОС* = = 481 мм, обусловивших сильное увлажнение *ЗА* в течение значительной части вегетационного периода, сравнительно высокие уровень *ГВ* и объем *ДС* [3, 2—4 м³/(га·сут)]. В большую часть теплого периода содержание влаги в *ЗА* (за исключением слоя 0—20 см) превышало *НВ*. В этих условиях осадки суммой 20—25 мм приводили к фильтрационным потокам влаги в *ГВ*, часть которых формировала дренажный сток. Многочисленные данные параллельных наблюдений за *ОС*, *УГВ* и *ДС* свидетельствуют о том, что *ОС* суточной суммой 10—15 мм не вызывают заметного приращения *ГВ* и *ДС*, поскольку они полностью аккумулируются в верхней части (0—30 см) метровой толщи почвы. В связи с высокими *ЗВ* в *ЗА* поливы в 1980 г. практически не проводили, за исключением мая после посадки капусты. Первый опыт с норми-

рованной подачей воды д/м «Днепр» был осуществлен 22 мая 1981 г. нормой 20 мм на каждой из двух позиций (от гидрантов 14 и 13), лежащих соответственно в створах ПД1 и ПД2. Результаты измерения интенсивности дождя в разных частях орошаемой площади свидетельствуют о том, что на первой позиции (гидрант 14) расчетное и среднее измеренное значение практически совпадают, а на второй (гидрант 13) — существенно различаются между собой. При этом *ОС* по дождемерам в обоих случаях различаются в 10 раз и более. Фактическая средняя норма полива составила 19,1 и 22,2 мм соответственно по створам 14 и 13 гидрантов. Поскольку оба створа находятся в пределах рассматриваемого участка, в дальнейшем будем использовать одну — осредненную — норму полива (20,7 мм).

Перед поливом и после него (21 и 24 июля соответственно) была определена влажность почвы (табл. 4.30). Было установлено, что *ГВ* в пределах ПД1 находились значительно ниже по сравнению с ПД2; средние их значения по группе скважин составляли соответственно 177 и 106 см. Амплитуда колебаний *УГВ* на первой площадке составляла 51 см, а на второй — всего 18 см, средний уклон *ГВ* — 0,016 и 0,003 соответственно. Заметное повышение *ГВ* на обеих площадках наблюдалось спустя 4 ч, а максимальный подъем — через 7 ч после прекращения полива. В течение последующих 15 ч наблюдалась сработка *ГВ* и к 10 ч следующего дня их уровень понизился до прежних значений (перед поливом). Интервалы времени, в течение которых происходило повышение и последующее понижение *УГВ*, совпадал на обеих площадках, хотя абсолютные значения их изменений и различны. Средний коэффициент фильтрации при поливе составил 1,68 мм/ч в аллювиальных луговых и 1,85 мм/ч в лугово-болотных почвах.

Объем *ДС* перед поливом минимален [около 0,1 м³/(га·сут)], и в отличие от *ГВ* его приращение наблюдалось уже по истечении 1 ч после полива, а максимальное значение [1,2 м³/(га·сут)] — по истечении 2 ч; затем объем *ДС* резко уменьшился до 0,56 м³/(га·сут), в течение 1 ч поддерживался на этом уровне, кратковременно увеличиваясь до 0,76 м³/(га·сут), после чего уменьшился до 0,22 м³/(га·сут) (рис. 4.11). Минимальное наблюденное значение *ДС* (по истечении 3 сут) составляло 0,012 м³/(га·сут). Общие *ЗВ* до полива в первом полуметровом слое составили по площадкам: 166,1 и 175,8 мм соответственно; после полива они увеличились до 183,7 мм на обеих площадках (табл. 4.33). Отсюда приращение влаги в слое 0—50 см составило 17,6 и 7,9 мм соответственно. В метровом слое увеличение *ЗВ* более значительно и составило 22,4 и 64,9 мм.

Существенно большее приращение *ЗВ* (почти в 3 раза) в нижней части метрового слоя лугово-болотной почвы объясняется высоким *УГВ* и большим расходом *ГВ* и *ЗА*. Средний *УГВ* после полива составил 80 см, а на первой площадке — 160 см. Запасы влаги при *НВ* составили: в слое 0—50 см — 181—188 мм (ср. 185 мм), в слое 0—100 см — 349 мм (ср. 355 мм).

Сравнение *ЗВ* до и после полива в пределах метрового слоя свидетельствует о том, что на первой площадке большая часть поливной воды аккумулировалась в верхнем метровом слое и особенно в слое 0—20 см, где наблюдался ее максимальный дефицит. Приращение влаги в отдельных более глубоких слоях почвы не носят систематического характера и обусловлены, по всей видимости, другими причинами: расходом *ГВ* в *ЗА* и процессами, свя-

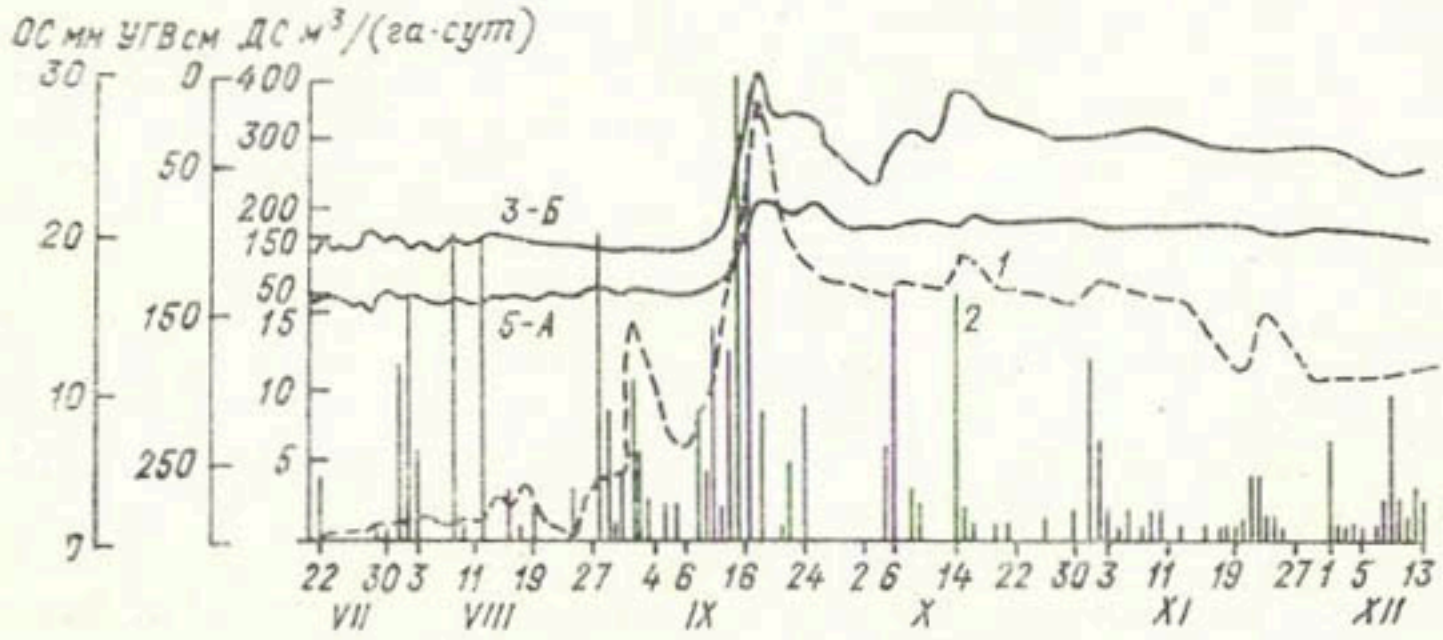


Рис. 4.11. Динамика грунтовых вод, осадков и дренажного стока с июля по декабрь 1981 г.

1 — дренажный сток, *2* — осадки, *3-Б—УГВ* в 3-й скважине 2-й площадки, *5-А — УГВ* в 5-й скважине 1-й площадки.

занными с перераспределением влаги по вертикали. В слое 0—50 см суммарное содержание влаги после полива достигло значений *НВ*, а в слое 0—100 см: на первой площадке ниже, а на второй — значительно выше *НВ* (318 и 471 мм соответственно).

Поскольку после полива наблюдается повышение *УГВ*, возможное только за счет фильтрационных потоков влаги, почвенный профиль, исходя из теоретических соображений, должен был бы увлажниться до состояния, превышающего *НВ*, по крайней мере, в нижней его части. Однако этого не наблюдается. Эта особенность распределения влаги в *ЗА* и поведения *ГВ* и *ДС* объясняются рядом причин. Во-первых, из-за неровности рельефа местности, пестроты почвенного покрова и подстилающих пород происходит перераспределение поливной воды по поверхности и внутри почвенной толщи. Во-вторых, фильтрация поливной воды осуществляется прежде всего по наиболее крупным межагрегатным порам и трещинам [186, 234, 285]. Благодаря этому часть поливной воды проходит через почвенный профиль свободным «транзитом», мало участвуя в его насыщении [322]. Следует указать и на то, что часть поливной воды и почвенной влаги (около 4,8 мм) испарилась за истекшие трое суток, уменьшив *ЗВ* в почве. Такое представление о распределении поливной воды согласуется с незначительным и кратковременным приращением *УГВ*, быстрым спадом его и возвратом на прежний (предполивной) уровень. Мезоморфо-

логические исследования свидетельствуют о том, что аллювиальные почвы характеризуются высокой пористостью: объем пор составляет около 50 % в верхней и 40 % в нижней частях профиля. Поры крупного диаметра составляют здесь более 40 % общего объема пор. В процессе длительного возделывания пропашных культур, усугубляемого отсутствием севооборота, структура пахотного слоя из комковато-зернистой превратилась в глыбисто-комко-

Таблица 4.33

Значения запасов влаги *ЗВ* (мм) в различных слоях почвы и их изменений (ΔW) в летне-осенний период 1981 г.

Дата определения влажности	Номер площадки	Слой почвы, см							
		0—20		20—40		40—60		60—80	
		ЗВ	ΔW	*ЗВ*	ΔW	*ЗВ*	ΔW	*ЗВ*	ΔW
21.07.81	1	54,2	—	72,0	—	70,9	—	59,0	—
22.07	1	76,3	+22,1	74,4	+2,4	64,2	—6,7	57,0	—2,0
22.07	2	67,6	—	73,3	—	68,9	—	76,5	—
24.07	2	74,2	+6,6	73,5	+0,2	72,5	+3,6	83,1	+6,6
12.08	1	67,3	—9,0	71,2	—3,2	64,7	+0,5	60,0	+3,0
4.09	1	100,8	+33,5	97,2	+16,0	82,6	+17,9	72,5	+12,5
28.09	1	78,2	—22,6	83,9	—13,3	71,2	—11,4	68,1	—4,4

Дата определения влажности	Номер площадки	Слой почвы, см					
		80—100		0—50		0—100	
		ЗВ	ΔW	*ЗВ*	ΔW	*ЗВ*	ΔW
21.07.81	1	39,4	—	166,1	—	295,6	—
22.07	1	46,2	+6,8	183,7	+17,6	318,0	+22,4
22.07	2	117,8	—	175,8	—	404,3	—
24.07	2	167,9	+50,1	183,7	+7,9	471,2	+64,9
12.08	1	85,7	+39,5	174,0	—9,7	348,9	+30,9
4.09	1	79,9	—5,8	244,7	+70,7	433,0	+85,9
28.09	1	70,7	—9,2	208,8	—35,9	372,2	—60,8

ватую, способствующую образованию большого количества крупных трещин на контактах соприкосновения глыб и комков.

Повторение эксперимента с нормированной подачей поливной воды было осуществлено 28 июля 1981 г. нормой 22,5 мм. В отличие от первого во втором опыте, дополнительно к территории с опытными площадками, был проведен полив такой же нормой и соседней с ними территории с дерново-подзолистыми почвами (первая надпойменная терраса). Полученные данные свидетельствуют о том, что динамика подъема и спада *УГВ* примерно такая же, как и в первом опыте, но характеризуется меньшими абсолютными зачениями. Несмотря на то что полив прилегающей к опыт-

ным площадкам территории продолжался еще в течение нескольких дней, дальнейшее приращение *ГВ* на площадках не наблюдалось. Это связано с тем, что дерново-подзолистые почвы характеризуются при одинаковой влажности меньшими водоудерживающими силами по сравнению с аллювиальными. Поэтому при одних и тех же значениях соотношения приходных и расходных статей водного баланса на поверхности почвы расход влаги из первых будет выше по сравнению со вторым. Вместе с тем *ГВ* на первой надпойменной террасе имеют более низкое (от поверхности) залегание, чем в центральной пойме (аллювиальные почвы).

Таблица 4.34

Осадки (*ОС*) за летне-осенний период 1981 г.

Дата	*ОС* мм	Дата	*ОС* мм	Дата	*ОС* мм	Дата	*ОС* мм	Дата	*ОС* мм
7.07	15,8	6.08	20,1	29.08	9,0	12.09	14,3	24.09	9,2
16.07	0,7	10.08	0,6	30.08	0,5	13.09	1,4	27.09	2,9
17.07	1,0	12.08	0,5	31.08	4,6	14.09	12,7	5.10	7,4
22.07	4,3	13.08	19,6	1.09	10,5	16.09	30,2	6.10	16,6
30.07	0,1	16.08	3,2	2.09	6,3	17.09	27,1	8.10	3,2
1.08	0,5	18.08	0,3	3.09	3,1	18.09	9,0	13.10	7,9
2.08	11,5	19.08	2,4	6.09	2,4	19.08	0,5	14.10	16,8
3.08	15,8	24.08	3,3	7.09	2,1	20.09	3,3	15.10	1,9
4.08	6,2	25.08	0,4	10.09	9,0	21.09	0,5	16.10	0,6
5.08	1,4	27.08	21,4	11.09	4,8	22.09	5,3	19.10	0,8

Наблюдения за осадками, влажностью почвы, *УГВ* и *ДС* были продолжены и в дальнейшем, вплоть до декабря месяца (рис. 4.11). Объем *ДС*, согласно полученным данным, в течение августа и до 15 сентября не выходил за пределы 0,8—0,9 м³/(га·сут.), находясь большей частью в интервале значений 0,2—0,6 м³/(га·сут.). И только в период с 1 по 3 сентября он увеличился до 8—8,8 м³/(га·сут), что объясняется весьма значительным количеством осадков, выпавших в период с 27 август по 3 сентября и составивших в сумме около 55 мм (табл. 4.34). Однако *ГВ* в этот период остались практически на прежнем уровне, что может быть объяснено почти полным «перехватом» фильтрационных потоков коллекторно-дренажной сетью. Запасы влаги в слое 0—50 и 0—100 см составили соответственно 131 и 122 % *НВ*.

Сравнение динамики *ГВ* при поливной норме 21,0—22,5 мм и при сумме *ОС*, равной 55 мм, показывает следующее. В первом случае при влажности метрового слоя почвы меньше *НВ* и при малой норме полива часть поливной воды все же образует фильтрационный сток, достигает *ГВ* и формирует кратковременное повышение их уровня. Во втором случае, характеризуемом значительно большей суммой *ОС* и более высокими *ЗВ* метрового слоя почвы, приращение *ГВ* не наблюдается. Отмеченная особенность влияния приходных статей водного баланса на *УГВ* объясняется

различной интенсивностью *ОС* и поливов. Сумма *ОС* за 8 сут составила 55 мм, отсюда средняя интенсивность 0,27 мм/ч, а минимальное и максимальное значения — соответственно 0,02 и 0,44 мм/ч. Следовательно, даже максимальная средняя интенсивность *ОС* в 50 раз меньше интенсивности полива (около 22 мм/ч).

Максимальный объем *ДС* [77 м³/(га·сут)] наблюдался 19 сентября после выпадения за период с 14 по 18 сентября 79,9 мм осадков (средняя интенсивность около 17 мм/ст, или 0,70 мм/ч). Весьма высокие интенсивность и сумма *ОС* обусловили значительный подъем *ГВ*. На первой площадке максимальное повышение *УГВ* составило 52—92 см (в пределах створа скважин), а на второй *УГВ* поднялся до поверхности почвы. Поскольку весьма значительный подъем *ГВ* обусловил сквозное промачивание почвенной толщи, а расход влаги на E_c существенно понизился (в связи с уменьшением притока тепла осенью), появились благоприятные условия для формирования большого объема дренажного стока. Действительно, с конца сентября и в течение всего октября, объем *ДС* составляет 10—14 м³/(га·сут.). За этот период *ГВ*, особенно на первой площадке, стабилизировались на новом, более высоком уровне, по сравнению с летом (рис. 4.11).

В течение ноября осадки, хотя и выпадали довольно часто, однако их суммы небольшие (5—7 мм) за исключением самых первых чисел месяца. Поскольку приходная часть водного баланса незначительна, объем *ДС* постепенно уменьшается, а *УГВ* понижается. К концу ноября *УГВ* в среднем по створу скважин на первой площадке достиг своего летнего положения, а объем *ДС* уменьшился до 10—12 м³/сут. В то же время *УГВ* на второй площадке не мог стабилизироваться за этот период и находился на отметке заметно выше летней. В дальнейшем, в течение второй половины ноября и первой декады декабря, сумма осадков была невелика, но осадки выпадали часто. *УГВ* на обеих площадках медленно понижался, а объем *ДС* находился на уровне 11—12 м³/сут. Температура воздуха в первой декаде декабря колебалась от 0 до 3,5 °С и при наличии значительного снежного покрова (10—15 см) поверхность почвы оставалась талой. Нередко наблюдавшиеся оттепели обусловили благоприятную ситуацию для некоторого повышения объема *ДС* и *УГВ*. Колебание температуры почвы и атмосферного давления воздуха может приводить к уменьшению водоудерживающих сил почвы в зоне капиллярной каймы, дренированию части влаги из нее и повышению *УГВ* и объема *ДС*.

Таким образом, закономерности формирования грунтовых вод и дренажного стока обусловлены соотношением приходных и расходных статей водного баланса почвы и в значительной степени зависят от ее водно-физических свойств и исходного содержания влаги. Незначительные осадки или поливы нормой 20—25 мм при исходном содержании влаги, равном 0,8—0,6 *НВ*, не оказывают заметного влияния на уровень грунтовых вод и объем дренажного стока. Большая часть поливной воды, поступившей на поверхность почвы, аккумулируется в ее профиле, а меньшая ее часть стекает

по крупным порам-каналам и трещинам в грунтовые воды, обусловливая кратковременное повышение их уровня.

Увеличение нормы поливной воды или суммы осадков до 40 мм при дефиците почвенной влаги в пределах 0,8—0,6 *НВ* приводит к кратковременному повышению *УГВ* на 15—25 см и увеличению в течение нескольких суток объема дренажного стока с 1—3 м³/сут [модуль — 0,002—0,007 л/(га·с)] до 40—45 км³/сут [модуль — 0,09 — 0,1 л/(га·с)].

Исходя из динамики грунтовых вод, интенсивность их разгрузки при сумме осадков за неделю до 50 мм значительно опережает скорость пополнения *ГВ* за счет фильтрационных потоков. В связи с этим значительный подъем *ГВ* (>30 см) наблюдается редко, в основном в тех случаях, когда сумма осадков превышает 50 мм, а средняя интенсивность дождя составляет не менее 0,4 мм/ч.

4.7. Выводы

1. Из всех рассмотренных методов определения коэффициента влагопроводности почв к наиболее перспективным следует отнести метод колонн и лизиметрический, поскольку в них представляется возможным смоделировать условия протекания почвенных процессов и движение влаги, максимально приближенные к природным. В лабораторных условиях надежные результаты возможно получить с использованием предложенного нами варианта зондового метода, который целесообразно использовать также и в полевых условиях.

Понижение потенциала влаги в пределах 0... —80 кПа обусловливает уменьшение $K_п$ на один-два порядка в связи с резким уменьшением объемной проводимости и сокращением площади поперечного сечения влагопроводящих транзитных путей. С понижением потенциала до $-10 \cdot 10^2$ кПа $K_п$ уменьшается уже во многие сотни, до тысячи раз.

2. Максимальная высота капиллярного подъема влаги в монолитах аллювиальной луговой суглинистой и дерново-подзолистой супесчаной почв составляет 125 и 100 см соответственно. Нарушение естественного сложения и структуры не приводит к существенному уменьшению водоудерживающих сил почвы и практически не отражается на скорости подъема *ГВ* и на балансе почвенной влаги. Более заметно оно сказывается на интенсивности капиллярного потока влаги.

Капиллярная кайма по степени насыщения ее грунтовой водой и сплошности водного тела подразделяется в аллювиальной луговой суглинистой почве на три зоны. Первая мощностью 55 см от *УГВ* максимально насыщена водой (до 98 % *ПВ*), содержащаяся в ней влага гидравлически связана во всей толще. Вторая зона *КК* мощностью 41—46 см (от 55 до 96—101 см *УГВ*) в значительно меньшей степени насыщена *ГВ* (82—73 % ПВ). Третья зона *КК* протяженностью от 98—101 до 121—125 см (23—34 см) обводнена

меньше второй и по состоянию влаги является переходной к *НВ*, особенно в ее верхней части. Содержание влаги здесь колеблется от 67 до 73 % *ПВ*. Гидравлическая связь во второй и третьей зонах *КК*, по-видимому, имеет локальный характер.

Капиллярная кайма в дерново-подзолистой супесчаной почве подразделяется на две зоны. В первой мощностью 66—67 см от *УГВ* насыщение порового пространства *ГВ* составляет 59—52 % *ПВ*, а во второй мощностью 34—16 см (в зависимости от сложения) — до 40—38 %. В первой зоне *КК* влага характеризуется сплошностью водного тела, во второй она разобщена и представляет собой отдельные, различной протяженности участки, разъединенные скоплениями защемленного и свободного воздуха.

3. В условиях близкого залегания от поверхности *ГВ* интенсивность их расхода на испарение может достигать больших значений, а *КК* представляет собой зону активного влагооборота — расход влаги осуществляется одновременно из всей ее части. При понижении *УГВ* в условиях высокой E_c может происходить разрыв транзитных влагопроводящих путей, заполняемых воздухом. Это приводит к потере сплошности водного тела и к ликвидации гидростатического давления в отдельных участках *КК*. Явление нарушения сплошности водного тела при влажности значительно превышающей *НВ*, не противоречит известному представлению о том, что в надкапиллярной зоне аналогичный разрыв капиллярных связей наблюдается при влажности, меньшей или равной *НВ*. Это объясняется тем, что определение *НВ* проводят в условиях, приближающихся к равновесным, характеризуемым отсутствием движения влаги.

Значительные расхождения значений *УГВ*, определенных по скважине и по показаниям тензиометров, объясняется нестационарностью течения влаги в *КК*, что накладывает ограничение на использование тензиометров для определения *УГВ*. В условиях, близких к равновесному состоянию влаги (при *УГВ* глубже 3,0—3,5 м), тензиометры, по-видимому, могут успешно использоваться и для определения *УГВ*.

4. В сравнительно теплые зимние периоды с достаточно мощным снежным покровом (25—45 см) почва остается практически талой и лишь сильно охлаждаетея. В этих условиях суммарный расход влаги из талой почвы и *ГВ* к фронту охлаждения, обусловленный градиентами потенциала и температуры почвы, невелик и обычно составляет 0,04—0,18 мм/сут. В малоснежные зимние периоды суммарный расход влаги из талой почвы и *ГВ* увеличивается до 1,2—5,9 мм/сут. В начальные периоды после установления отрицательных температур в почве интенсивность потока влаги из почвы и *ГВ*, обусловленная градиентом температуры, значительно выше интенсивности потока, вызванного градиентом потенциала. В дальнейшем, по мере понижения *УГВ* и потенциала влаги, роль последнего во влагопереносе существенно возрастает: интенсивность потока влаги под действием градиента потенциала становится выше интенсивности термопереноса.

Расход влаги в засушливые вегетационные периоды увеличивается в направлении уменьшения мощности *ЗА*, во влажные периоды эта закономерность нарушается, опосредуется влиянием фильтрационных потоков. Эвапотранспирация в это время выше из лизиметров с высоким *УГВ*, во влажные — достоверного различия в значениях E_c не наблюдается. Увеличение расхода влаги из *ГВ* в связи с возрастом растений также не наблюдается, что обусловлено высоким содержанием влаги в корнеобитаемом слое почвы в течение значительной части вегетационного периода.

5. Доля расхода влаги из *ЗА* и *ГВ* в эвапотранспирации составляет 10—38 и 19—38 % соответственно в зависимости от типа почв, *УГВ* и вида растительности. Аккумуляция влаги осадков в *ЗА* и *ГВ* составляет 18—21 и 25—29 % их суммы. В длительные засушливые периоды суммарный расход влаги из *ЗА* и *ГВ* может достигать 40—50 % и даже 66 % от E_c. Разница между приращением и расходом *ГВ* составляет 18—23 мм и представляет собой инфильтрационное питание *ГВ* лизиметров.

В зоне аэрации за вегетацию складывается в многолетнем циклоне нулевой баланс влаги, а режим ее протекает по типу компенсационного. В *ГВ* накопление влаги превалирует над расходом, в связи с чем режим *ГВ* протекает по типу компенсационно-накопительного.

6. Закономерности формирования *ГВ* и *ДС* обусловлены соотношением приходных и расходных статей водного баланса на поверхности почвы. Осадки суммой или поливы нормой 20—25 мм при исходном (предполивном) содержании влаги, равном 0,8—0,6 *НВ*, не оказывают заметного влияния на *УГВ* и *ДС*. Большая часть поливной воды, поступившей на поверхность дерново-подзолистых и аллювиальных луговых почв, аккумулируется в их профилях, а значительно меньшая стекает по крупным порам, трещинам и ходам землероев в *ГВ*, обусловливая лишь кратковременное их повышение.

Глава 5. ДОСТУПНОСТЬ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ И ВЛАГОПОТРЕБЛЕНИЕ РАСТЕНИЙ С ПОЗИЦИЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА

5.1. Термодинамические аспекты потребления почвенной влаги растениями различных экологических групп

Ранее (см. гл. 1) было показано, что движение влаги в системе почва—растение—атмосфера возможно лишь при условии неравновесия, характеризуемого наличием градиента (перепада) потенциала, направленного из приземного слоя воздуха в растение и далее в почву. Движение влаги всегда (или почти всегда) осуществляется против градиента потенциала, а первопричиной возникновения градиентов и потока влаги является расход ее через устьица растений в атмосферу [77, 125, 201, 203, 217, 280, 295, 300, 337].

Вода передвигается в почве к поверхности корней и через них поступает в растение. Движущей силой переноса влаги из почвы в корни растений служит градиент потенциала между почвой, окружающей корень, и самим растением [200]. Поглощенная корнями почвенная влага передвигается по стеблю в основном через ксилему, где поток жидкости обусловлен градиентом потенциала, направленным из листьев к стеблю. Отрицательное давление в проводящей системе ксилемы передается вследствие сил сцепления между молекулами воды через непрерывную жидкую фазу в корень и далее в почву. Теория сцепления удовлетворительно объясняет механизм поднятия воды выше уровня, эквивалентного атмосферному давлению, т. е. выше 10 м [121, 185].

Движение влаги из ксилемы стебля в листья осуществляется несколькими путями [121]. Первый — через паренхиму мезофила к поверхности раздела жидкость—пар и далее уже в виде пара через устьица в наружный воздух. По второму пути жидкость устремляется через паренхиму к поверхности эпидермиса, а затем в парообразном виде — через кутикулу в воздух. Третий путь связан с гуттацией и становится возможным лишь в условиях максимального снижения транспирации при высоком содержании влаги в почве. Основным путем движения влаги является первый путь, поскольку кутикуллярная транспирация составляет обычно не более 5—15 % устьичной, а условия для гуттации в природе встречаются довольно редко [121, 125, 190, 194, 195]. Водному режиму растений, характеристике водного питания и некоторым вопросам движения влаги в системе почва—растение—атмосфера посвящено много работ отечественных и зару-

бежных исследователей [22, 25, 29, 43, 72, 80, 92, 98, 112, 151, 187, 188, 189, 207, 216, 248].

Вышеизложенное позволяет сделать предположение о том, что в системе почва—растение—атмосфера существует тесная зависимость между термодинамическими характеристиками влаги. Данные рис. 5.1 подтверждают это предположение. Зависимости

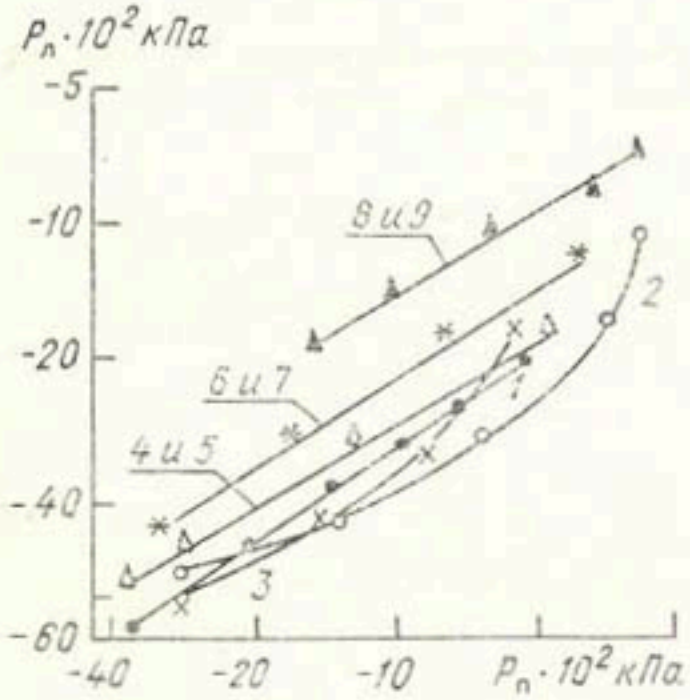


Рис. 5.1. Зависимость потенциала влаги в листьях различных растений ($P_л$) от потенциала почвенной влаги ($P_п$).

Черноземовидная суглинистая почва: 1 — пшеница, 3 — житняк; 4 — просо, 6 — овес, 8 — салат; *черноземовидная супесчаная почва:* 2 — пшеница, 5 — просо, 7 — овес, 9 — салат.

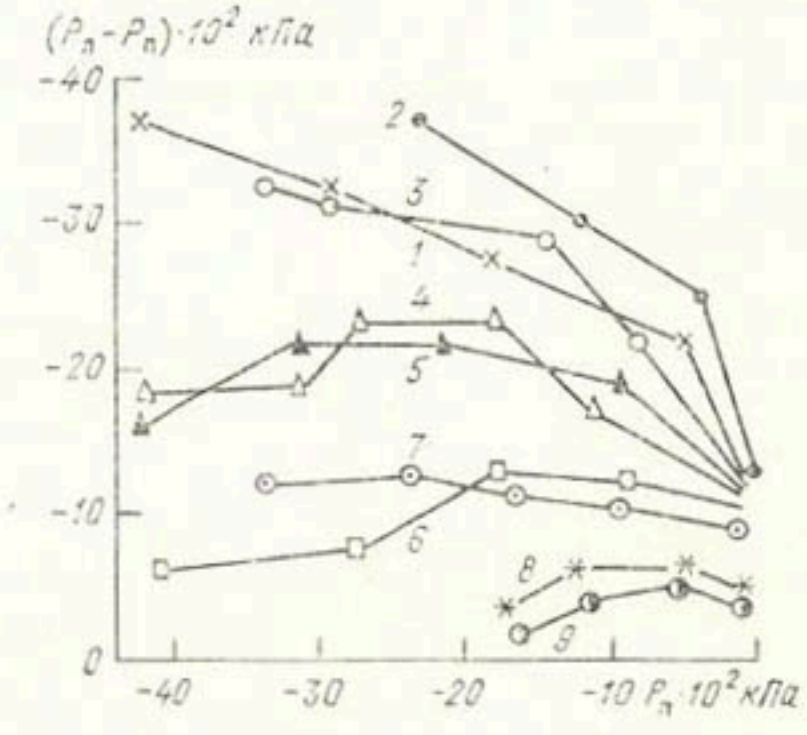


Рис. 5.2. Зависимость перепада потенциала влаги в системе почва—растение ($P_л$—$P_п$) от потенциала почвенной влаги ($P_п$).

Черноземовидная суглинистая почва: 1 — пшеница, 3 — житняк, 4 — просо, 6 — овес, 8 — салат; *черноземовидная супесчаная почва:* 2 — пшеница, 5 — просо, 7 — овес, 9 — салат.

потенциала влаги в почве и листьях растений получены в условиях вегетационного опыта; в полулогарифмическом масштабе они выражены фактически прямыми линиями. Методику постановки и проведения экспериментов здесь не приводим — она подробно описана в работах [77, 126, 127].

Анализ зависимостей (рис. 5.1) свидетельствует о том, что искривление их прямолинейности наблюдается для житняка и пшеницы на черноземовидной супесчаной почве при высоком содержании влаги. Отличительной особенностью этих культур [68] является наличие высокого первоначального потенциала, вызванного, по-видимому, их физиологическими особенностями, обусловленными ксероморфизмом. Зависимости для салата (гигрофита) расположены в области высоких значений потенциала и характеризуются наибольшим углом наклона к абсциссе. Для житняка, проса и засухоустойчивой пшеницы они расположены в интервале низких значений потенциала, характеризуются наименьшим углом наклона к абсциссе, а для овса (типичный мезофит) — в интервале средних значений. Отмеченные особенности указывают

на различную природу исследуемых растений, наибольшая роль в которой принадлежит степени засухоустойчивости, характеризующей потенциальные возможности влагопотребления, особенно в экстремальных условиях. В соответствии с этим максимальное значение потенциала влаги в листьях салата составляет от

Таблица 5.1

Соотношение перепада потенциала влаги в системе почва — растение ($P_л - P_п$) и потенциала почвенной влаги ($P_п$)

Культура	Черноземовидная почва			
	суглинистая		супесчаная	
	$(P_п) \cdot 10^2$ кПа	$(P_л - P_п) \cdot 10^2$ кПа	$(P_п) \cdot 10^2$ кПа	$(P_л - P_п) \cdot 10^2$ кПа
Салат	—5	—5	—5	—3
	—10	—6	—10	—4
	—20	—3	—20	—2
	—30	—	—30	—
	—40	—	—40	—
Овес	—5	—10	—5	—10
	—10	—12	—10	—121
	—20	—13	—20	—13
	—30	—6	—30	—12
	—40	—5	—40	—
Просо	—5	—10	—5	—11
	—10	—18	—10	—18
	—20	—23	—20	—21
	—30	—20	—30	—20
	—40	—17	—40	—17
Пшеница	—5	—11	—5	—11
	—10	—24	—10	—27
	—20	—27	—20	—33
	—30	—33	—30	—
	—40	—33	—40	—
Житняк	—5	—11	—5	—12
	—10	—24	—10	—26

$-16 \cdot 10^2$ до $-18 \cdot 10^2$ кПа, в листьях овса — от $-40 \cdot 10^2$ до $45 \cdot 10^2$ кПа, а в листьях житняка (типичный ксерофит) и засухоустойчивых проса и пшеницы — от $-55 \cdot 10^2$ до $65 \cdot 10^2$ кПа.

Еще более рельефно влияние биологических особенностей растений на энергетическое состояние влаги в их листьях проявляются при анализе зависимости перепада потенциала влаги в системе почва—растение от потенциала почвенной влаги (рис. 5.2 и табл. 5.1). При высоком содержании влаги в почве в интервале $P_п$ от 0 до $-5 \cdot 10^2$ кПа перепады полного потенциала влаги минимальны: для овса и ксерофитных культур они составляют от

$-10 \cdot 10^2$ до $12 \cdot 10^2$ кПа, а для салата равны $-3 \cdot 10^2$ кПа. По мере уменьшения содержания почвенной влаги, влагопроводности и $P_п$ перепад потенциала плавно увеличивается для салата и резко (более интенсивно) для проса, пшеницы и житняка. Достигнув максимального значения, перепад потенциала вновь уменьшается.

Максимальное значение перепада потенциала для салата составляет всего $-6 \cdot 10^2$ кПа, что в полной мере объясняет гибель салата при относительно высоком содержании влаги и $P_п$. Максимальный перепад потенциала наблюдается у ксерофитных растений (от $-31 \cdot 10^2$ до $33 \cdot 10^2$ кПа); овес занимает промежуточное положение ($-13 \cdot 10^2$ кПа). В соответствии с характером изменений $P_п$ и перепада полного потенциала функция $(P_л - P_п) f(P_п)$ характеризуется одним максимумом и двумя минимумами (рис. 5.2). Физическая сущность этого явления может быть представлена следующим образом.

В условиях высокого содержания влаги в почве (около HB и чуть ниже) поток ее в растение компенсирует расход на транспирацию. В это время «усилия» растений направлены в основном на преодоление сопротивления системы почва—ксилема стебля движению влаги, поскольку силы влагоудержания незначительны и перепад потенциала минимален, но достаточен для обеспечения такой плотности потока, который компенсировал бы потери влаги на эвапотранспирацию (суммарное испарение). При дальнейшем уменьшении содержания влаги в почве ее потенциал ($P_п$) понижается и тем интенсивнее, чем влаги в почве становится меньше. Это приводит к быстрому (интенсивному) понижéнию потенциала влаги в растениях ($P_л$), при этом скорость понижения $P_л$ превосходит скорость понижения $P_п$, в результате чего перепад потенциала в системе увеличивается до максимального значения. Наконец, содержание влаги в почве становится настолько малым, что скорость понижения $P_п$ становится равной скорости понижения $P_л$ ($P_п = P_л$), а затем и превышает ее. В этих условиях возрастание перепада потенциала приостанавливается, а в дальнейшем происходит его уменьшение.

Изложенные представления иллюстрируются рис. 5.3—5.5. Из рис. 5.3 видно, что при непрерывном уменьшении влажности почвы потенциал влаги в почве и листьях растений также непрерывно понижается, однако T/T_0 некоторое время продолжает оставаться на уровне единицы, что свидетельствует о полной компенсации расхода влаги на транспирацию потоком ее из почвы. В дальнейшем на 12-е сутки в суглинистой и на 10-е в супесчаной почве T/T_0 проса становится меньше единицы и с этого времени относительная транспирация начинает быстро уменьшаться. Для других культур это уменьшение наблюдается значительно раньше. По скорости (или по времени) снижения T/T_0 ($T/T_0 < 1$) растения можно расположить в ряд: салат—овес—пшеница—житняк—просо, свидетельствующий о возрастании засухоустойчивости и увеличении возможности потребления

влаги. С этим вполне согласуется динамика влажности, $P_п$ и $P_л$. В почве легкого гранулометрического состава изменения $K_п$, $P_п$, $P_л$ и T/T_0 более динамичны, а снижение T/T_0 наблюдается значительно раньше, чем в суглинистой почве, что обусловлено различием гидрофизических свойств этих почв, главная роль в которых принадлежит водоудерживающим силам.

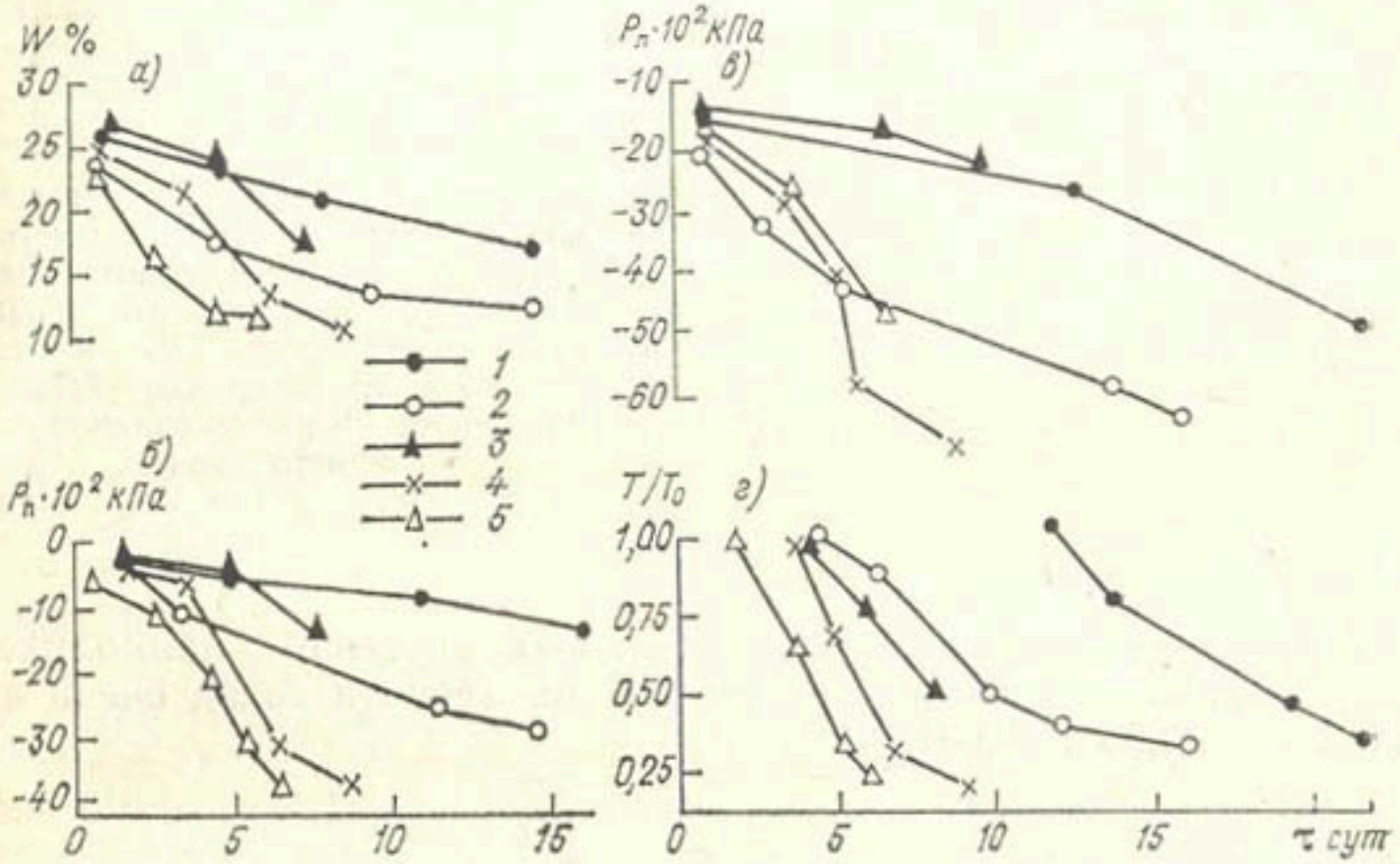


Рис. 5.3. Динамика влажности почвы (*а*), потенциала влаги в почве (*б*) и листьях растений (*в*) и относительной транспирации (*г*).
Черноземовидная суглинистая почва (гор. А, 0—40 см): *1* — просо, *2* — житняк, *3* — пшеница, *4* — овес, *5* — салат.

Зависимости, приведенные на рис. 5.4, дают наглядное представление о потенциале влаги в почве и листьях растений проса, о $K_п$, T/T_0 и их соотношениях в условиях непрерывно уменьшающейся влажности почвы. С понижением содержания влаги в пойменной черноземовидной суглинистой почве до 0,7 *НВ* относительная транспирация поддерживается на уровне единицы. В этот период значение перепада потенциала возрастает от $-10 \cdot 10^2$ до $20 \cdot 10^2$ кПа, однако $K_п$ уменьшается с $1 \cdot 10^{-10}$ до $1 \cdot 10^{-11}$ см^3(с·г). С уменьшением содержания влаги до 0,55 *НВ* перепад потенциала возрастает до $-23 \cdot 10^2$ кПа, $K_п$ уменьшается до $6 \cdot 10^{-14}$ см^3/(с·г), а относительная транспирация падает до 0,48. С приближением содержания влаги к *ВЗ* перепад потенциала остается на прежнем уровне, $K_п$ уменьшается незначительно до $1 \cdot 10^{-14}$ см^3/(с·г), а T/T_0 падает до минимального значения 0,2. Аналогичная картина наблюдается и в вариантах с другими культурами на аллювиальной луговой почве и на черноземовидной супесчаной почве. Различие заключается лишь в абсолютных значениях ($P_л - P_п$), $P_п$, $K_п$ и T/T_0.

Зависимости T/T_0 ($P_п$, $P_л$) представлены на рис. 5.5. В интервале T/T_0, характеризуемом началом снижения потока влаги на границе раздела жидкость—воздух, функция аппроксимиру-

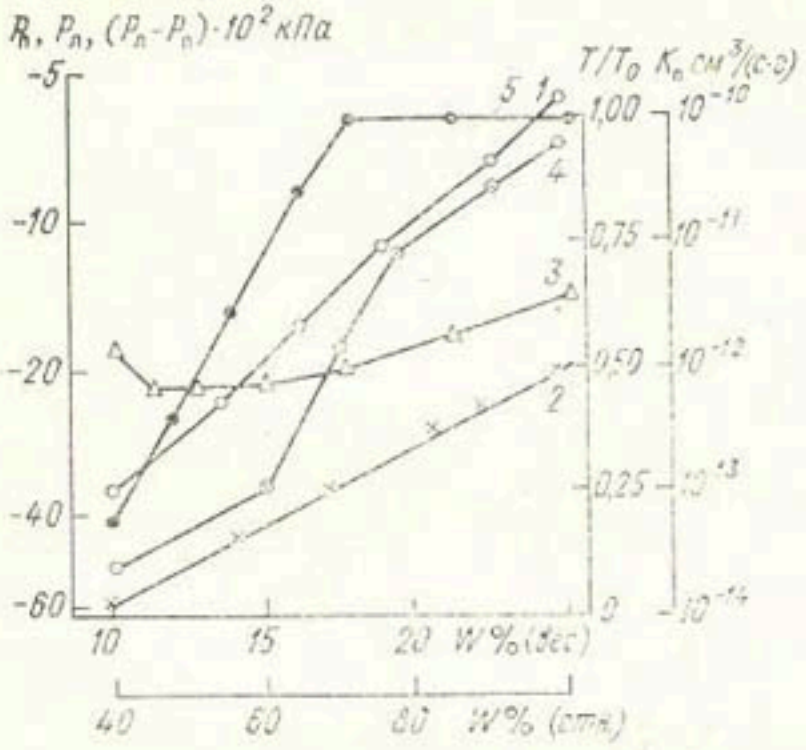


Рис. 5.4. Зависимость потенциала влаги в почве ($P_п$) и листьях проса ($P_л$), перепада потенциала ($P_л$—$P_п$), коэффициента влагопроводности почвы ($K_п$) и относительной транспирации (T/T_0) от влажности черноземовидной суглинистой почвы.

1 — $P_п$, *2* — $P_л$, *3* — $(P_л-P_п)$, *4* — $K_п$, *5* — T/T_0.

ется прямыми, причем для ксерофитных растений прямолинейность выражена в наиболее явном виде. Теснота связи очень высокая ($r = 0{,}96 \ldots 0{,}98$).

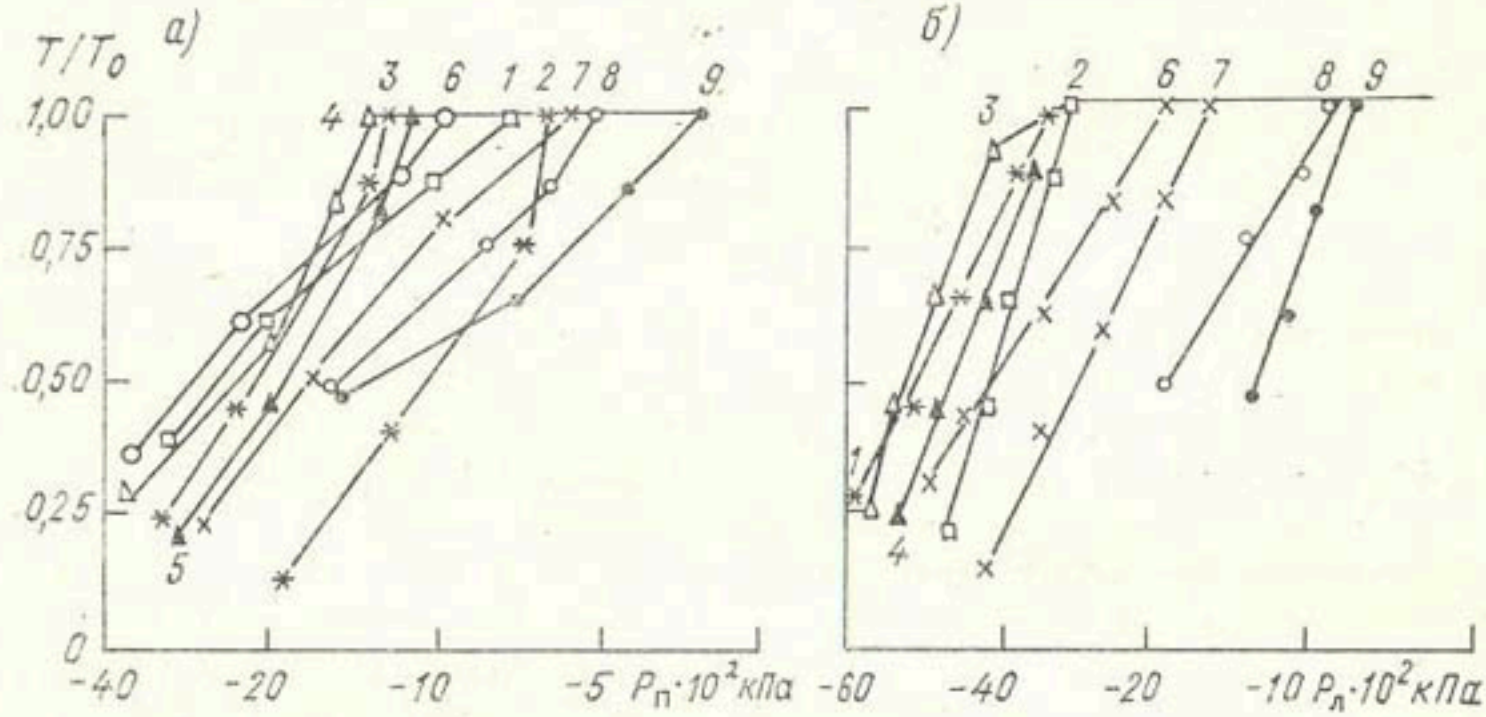


Рис. 5.5. Зависимость относительной транспирации (T/T_0) различных растений от потенциала влаги в почве (*а*) и листьях растений (*б*).

Пойменная черноземовидная суглинистая почва: *1* — пшеница, *3* — житняк, *4* — просо, *6* — овес, *8* — салат; *черноземовидная супесчаная почва:* *2* — пшеница, *5* — просо, *7* — овес, *9* — салат.

Начало снижения T/T_0 в различных растениях наблюдается при следующих значениях $P_п$: —200 кПа (супесчаная) и —400 кПа (суглинистая) в салате, —500 и —900 кПа в овсе, $-11\cdot10^2$ и $-13\cdot10^2$ кПа в просе, —700 и —800 кПа в пшенице и

$10 \cdot 10^2$ кПа в житняке. Отсюда самое низкое значение $P_п$, соответствующее началу снижения T/T_0, наблюдается при выращивании проса и житняка, а самое высокое — при выращивании салата. Конечное значение T/T_0, характеризующее устойчивое завядание растений, составляет 0,18—0,20. Для салата $T/T_0 = 0{,}47$. Последняя цифра свидетельствует о том, что у гигрофитов (салата) *ВЗ* наступает не постепенно (более или менее плавно), а резко, с высокой интенсивностью. С физической точки зрения это можно объяснить тем, что у гигрофитов из-за высокой требовательности к воде не выработались в процессе эволюции соответствующие реакции на экстремальные условия среды, выражающиеся в данном случае в резком снижении доступности почвенной влаги. Поэтому потребление влаги этими растениями быстро прекращается при исчерпании потенциальных возможностей, характеризуемых отсутствием перепада потенциала, когда значения потенциала в листьях и почве равны между собой ($P_п = P_л = -17 \cdot 10^2$ кПа). Вместе с тем потенциал в момент понижения содержания влаги до *ВЗ* составляет в листьях овса, проса и пшеницы соответственно $-25 \cdot 10^2$, $-30 \cdot 10^2$ и $-20 \cdot 10^2$ кПа в супесчаной и $-36 \cdot 10^2$, $-40 \cdot 10^2$ и $40 \cdot 10^2$ кПа в суглинистой почвах.

Зависимость T/T_0 от $P_л$ (рис. 5.5) в полулогарифмическом масштабе также аппроксимирована прямыми линиями (с начала снижения T/T_0). Потенциал влаги соответствующий началу снижения T/T_0 составляет в листьях салата —900 и —1000 кПа в супесчаной и суглинистой почвах, в листьях овса соответственно $-18 \cdot 10^2$ и $-20 \cdot 10^2$ кПа; в листьях проса, пшеницы и житняка около $-32 \cdot 10^2$ кПа. Предельное значение $P_л$, соответствующее *ВЗ*, достигает в супесчаных почвах в листьях салата — $18 \cdot 10^2$, овса и пшеницы $-50 \cdot 10^2$, проса и житняка $-65 \cdot 10^2$ кПа. К аналогичным результатам придем и при анализе зависимостей T/T_0 от перепада потенциала ($P_л - P_п$). Видно (рис. 5.6), что с увеличением степени ксерофитности, увеличивающейся в направлении от салата к просу и житняку, начало снижения T/T_0 «сдвигается» в сторону больших значений перепада потенциала влаги.

Рассмотренные функциональные зависимости потенциалов влаги в системе почва—растение—атмосфера, имеющие универсальный характер, проявляются в аналогичном виде (рис. 5.7) и в полевых условиях [68]. Зависимости $P_п$, $P_л$, $K_п$, ($P_л - P_п$) и T/T_0 от влажности (средняя в 0—100 см слое) черноземовидной супесчаной почвы установлены при выращивании овса в испарителях площадью 500 см² и высотой 100 см непосредственно в полевых условиях. Полив испарителей, осуществляемый для поддержания влажности почвы на уровне *НВ*, был прекращен в фазе выхода в трубку. Особенности потребления почвенной влаги овсом, характеризуемые соотношением потенциалов в системе почва—растение и T/T_0, в сущности те же, что и в условиях вегетационного опыта. Перепад потенциала характеризуется двумя минимумами и одним максимумом ($-18 \cdot 10^2$ кПа). Относитель-

ная транспирация, соответствующая максимальному $(P_л - P_п)$, составляет 0,20; в лабораторных опытах $T/T_0 = 0{,}25$, а $(P_л - P_п) = -12 \cdot 10^2$. Начало снижения T/T_0 также наблюдается на вторые сутки после прекращения полива испарителей.

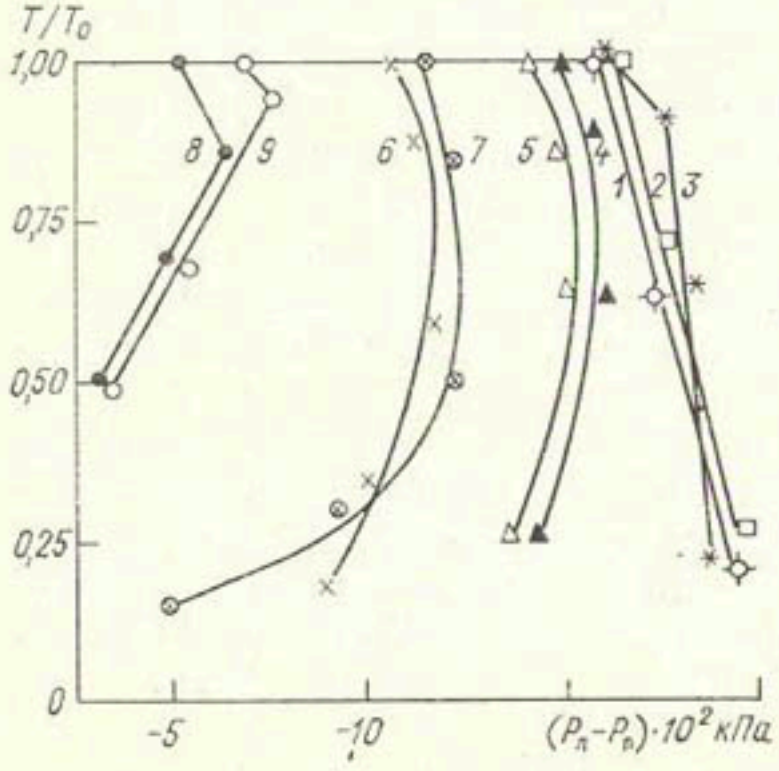


Рис. 5.6. Зависимость относительной транспирации (T/T_0) от перепада потенциала влаги $(P_л - P_п)$.

Пойменная черноземовидная суглинистая почва: 1 — пшеница, 3 — житняк, 4 — просо, 6 — овес, 8 — салат; *черноземовидная супесчаная почва:* 2 — пшеница, 5 — просо, 7 — овес, 9 — салат.

Усвоение (потребление) почвенной влаги растениями и неусваиваемый «мертвый» запас влаги определяются соотношением потенциалов влаги в системе почва—растение. Данные, характеризующие остаточную влажность почвы, будут рассмотрены

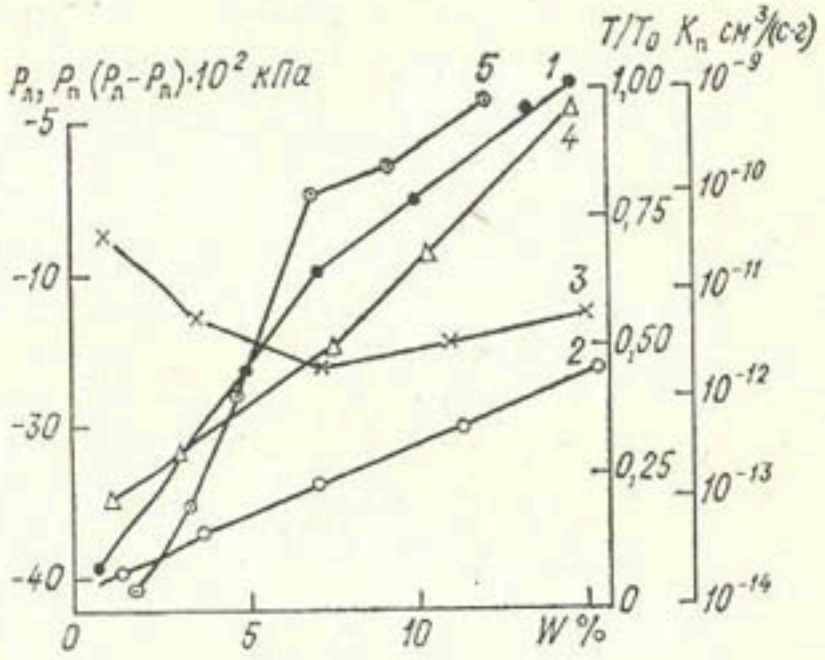


Рис. 5.7. Зависимость потенциала влаги в почве $(P_п)$, в листьях овса $(P_л)$, перепада потенциала $(P_л - P_п)$, коэффициента влагопроводности $(K_п)$ и относительной транспирации (T/T_0) от влажности черноземовидной супесчаной почвы в испарителях.

$1 - P_п$, $2 - P_л$, $3 - (P_л - P_п)$, $4 - K_п$, $5 - T/T_0$.

ниже, однако информация, содержащаяся на рис. 5.1—5.7 достаточна для констатирования следующего положения: интервал потребляемой влаги увеличивается, а «мертвый» запас уменьшается в направлении от гигрофитов к мезофитам и далее к ксерофитам. Аналогичные данные были получены А. Г. Дояренко еще в 30-х годах. По его данным [44] «мертвый» запас воды в почве под растениями с сосущей силой 16 атм. $(16 \cdot 10^2$ кПа) составлял в южном

черноземе 14 % и в светло-каштановой почве 10 %. При использовании растений с сосущей силой 32 атм. «мертвый» запас снижается в этих почвах до 9,5 и 7,3 % соответственно. В дальнейшем наши данные были подтверждены другими исследователями [209, 296].

Снижение роста и накопление полезной продукции растениями проявляется при снижении содержания почвенной влаги до нижней границы оптимального увлажнения. Дальнейшее уменьшение влажности почвы приводит сначала к перманентному, а затем к устойчивому завяданию растений. В настоящее время можно считать вполне установленным, что влажность устойчивого завядания растений зависит как от свойств почвы, так и от физиологического состояния самого растения: его вида и возраста, принадлежности к экологической группе, холодо- и засухоустойчивости, мощности корневой системы и проникновения ее в почву и т. д.

Изучению степени доступности почвенной влаги для растений посвящены обстоятельные исследования С. И. Долгова [43], в которых впервые анализ усвояемости почвенной влаги растениями выполнен с точки зрения ее подвижности. Процесс иссушения почвы С. И. Долгов подразделяет на три фазы. Первая фаза — от наивысшей влажности до наименьшей влагоемкости. Для нее характерно увеличение транспирации по мере уменьшения влажности почвы, вызванное, очевидно, увеличением пор аэрации. Вторая фаза — от наименьшей влагоемкости до влажности устойчивого завядания растений. Следует отметить, что этот термин был предложен им впервые вместо широко используемого термина «коэффициент завядания».

Во второй фазе происходит постепенное снижение транспирации растений по мере уменьшения влажности почвы. Причиной снижения доступности влаги является как увеличение водоудерживающих сил почвы с уменьшением влажности, так и снижение подвижности влаги. При этом автор справедливо отмечает, что уменьшение подвижности влаги играет основную роль в прогрессивном снижении транспирации.

Третья фаза включает влажность почвы в интервале от влажности устойчивого завядания растений до максимальной гигроскопичности и характеризуется очень низкой и мало меняющейся скоростью транспирации. Основную причину малой скорости транспирации при низком содержании влаги в почве автор объясняет очень низкой подвижностью влаги при этой степени увлажнения почвы. Это положение всецело подтверждено последующими исследованиями различных авторов [33, 41, 72, 127].

Большое теоретическое значение и сегодня имеет определение С. И. Долгова состояния почвенной влаги, соответствующей влажности устойчивого завядания растений, данное им с позиций представлений о подвижности почвенной влаги. По его определению [43], влажность устойчивого завядания растений характеризуется «переходом почвенной влаги из подвижного состояния

в состояние трудно подвижное и даже, может быть, неподвижное для капельно-жидкой почвенной влаги».

Основной экспериментальный метод определения *ВЗ* (метод вегетационных миниатюр), используемый в широких масштабах и в наши дни, является несовершенным и не отражает реальных ситуаций природной среды. К наиболее существенным недостаткам его относятся прежде всего следующие:

1) остаточная влажность почвы, соответствующая *ВЗ*, определяемая в фазе 3-го листа в лабораторных условиях и на предельно малом объеме почвы, не соответствует (и не может соответствовать) остаточной влажности для «взрослых» растений и тем более в полевых условиях [68];

2) потребности растений во влаге и в других факторах жизнеобеспечения в фазе 3-го листа и потребности «взрослого» растения (например, в фазе выметывания метелки для кукурузы) суть разные вещи [135];

3) использование в качестве растения-индикатора одного или двух растений (обычно овса или ячменя) является далеко недостаточным, а перенесение полученных данных на другие культуры, тем более на такие, как овощные или плодовые, является, в сущности, недопустимым [92];

4) неприменимость метода вегетационных миниатюр на засоленных почвах [114].

Поскольку, как отмечали выше, перепад потенциала влаги в системе почва—растение является движущей силой по переносу влаги и определяет нижнюю границу доступной для растений влаги, то его значения могут быть положены в основу методики оценки ВЗ (наряду с использованием для этих целей $P_п$ и $P_л$).

Сущность этого предложения заключается в одновременном определении полного потенциала влаги в почве и листьях растений непосредственно в поле или в лабораторных условиях психрометрическим или криоскопическим методами, описанными в главе 2. В тех случаях, когда приборы установлены в лаборатории, расположенной недалеко от сельскохозяйственных полей, пробы почв и растений можно быстро доставлять в специальных эксикаторах-термостатах, выполненных из материалов с низкой теплопроводностью, например, из тефлона. Определение потенциалов следует проводить периодически с некоторым интервалом времени и обязательно при появлении признаков завядания: подвядание, скручивание листьев, потеря тургора, ярко-зеленого цвета и появление желтоватого оттенка и т. п.

В соответствии с данными табл. 5.2 перепады потенциала влаги в двух разных почвах близки между собой: для салата около —200 кПа, для овса $-10 \cdot 10^2$ кПа и для ксерофитных растений от $-(5 \ldots 10) \cdot 10^2$ до $-20 \cdot 10^2$ кПа. Это свидетельствует о примерно равной степени доступности почвенной влаги для растений в пределах каждой экологической группы. В то же время значения $P_п$, $P_л$ и $(P_л - P_п)$ существенно различаются по экологическим группам растений, что указывает на недопустимость

использования в оценках *ВЗ* по потенциалу почвенной влаги лишь одного его значения, как это принято в настоящее время [152, 295, 306].

Конечно, приведенные данные еще не решают полностью обсуждаемой проблемы, поскольку их все еще недостаточно для исчерпывающих обобщений, однако методические подходы ее решения становятся вполне определенными. Поэтому дальнейшие

Таблица 5.2

Соотношение потенциалов влаги в почве и листьях растений различных экологических групп и остаточной влажности ($W_{ост.}$)

Параметр	Гигрофиты (салат)	Мезофиты (овес)	Ксерофиты (просо, пшеница, житняк)	*МГ*	*ВЗ = МГ* · 1,34
Черноземовидная супесчаная почва					
$P_л \cdot 10^2$ кПа	—(16... 18)	—(40... 42)	—(50... 65)	1,80	2,41
$P_п \cdot 10^2$ кПа	—(14... 16)	—(30... 32)	—(50... 45)	1,80	2,41
$W_{ост.}$ %	4,0	2,9	2,1	1,80	2,41
Черноземовидная суглинистая почва					
$P_л \cdot 10^2$ кПа	—(18... 20)	—(45... 47)	—(50... 65)	7,7	10,31
$P_п \cdot 10^2$ кПа	—(16... 18)	—(35... 37)	—(45... 47)	7,7	10,31
$W_{ост.}$ %	15,7	10,5	9,4	7,7	10,31

исследования этой проблемы должны быть направлены на отработку технологических приемов и техники определений потенциалов влаги в различных природных условиях; заметное изменение последних может приводить к значительному влиянию на влагопотребление растений.

Укажем также и на целесообразность общей оценки влагообеспеченности растений по отношению перепада потенциала в системе почва—растение к потенциалу почвенной влаги. Физическая сущность подхода заключается в дифференцированной оценке движущих сил по переносу влаги из почвы в листья растений. Результаты расчетов $\Delta P/P_п$ для различных растений и почв сухостепной зоны и подзоны южной тайги приведены в табл. 5.3. Анализ этих данных свидетельствует о том, что отношения ΔP к $P_п$ представляют собой значения, не очень сильно различающиеся для разных групп растений во всех интервалах потенциала почвенной влаги, выделенных с шагом —500 кПа; интервал их колебаний заметно сужается в пределах каждой экологической группы (гигрофиты, мезофиты и ксерофиты).

Наибольшие значения $\Delta P/P_п$ для различных культур, и особенно для засухоустойчивых, наблюдаются в интервале потенциала 0... —500 кПа. С понижением $P_п$ до —1000 кПа $\Delta P/P_п$ резко уменьшается, затем несколько увеличивается, что соответствует максимуму функции $(P_л - P_п)f(P_п)$. При дальнейшем понижении $P_п$ до $-15 \cdot 10^2$ кПа, а затем и до $-(25... 55) \cdot 10^2$

отношение перепада потенциала $P_п$ непрерывно уменьшается, достигая значений 0,5 для житняка и пшеницы, 0,4 для проса и 0,1 для овса. Эти значения соответствуют *ВЗ*. Вполне естественно, что снижение T/T_0 наблюдается значительно раньше и приурочено в выделенных вариантах к следующим интервалам (табл. 5.3) $P_п$: $-(15...\ 20)\cdot 10^2$ кПа для житняка и пшеницы, $-(10...\ 15)\cdot 10^2$ кПа для проса, кукурузы и древесных культур,

Таблица 5.3

Значения $\Delta P/P_п$ в интервалах $P_п$ при $T/T_0=1$

Почва	Культура	$\Delta P/P_п$	Интервал $P_п\cdot 10^2$ кПа
Черноземовидная суглинистая	Житняк	1,5	—(15... 20)
	Пшеница	1,5	—(15... 20)
	Просо	1,4	—(10... 15)
	Овес	1,5	—(5... 10)
	Салат	1,2	—(0... 2,5)
	Яблоня	1,4	—(10... 15)
Черноземовидная супесчаная	Пшеница	1,5	—(15... 20)
	Просо	1,4	—(10... 15)
	Овес	1,5	—(5... 10)
	Сосна	1,3	—(10... 15)
Дерново-подзолистая супесчаная	Кукуруза	1,4	—(10... 15)
	Картофель	1,4	—(2,5... 5,0)
Аллювиальная луговая суглинистая	Картофель	1,4	—(2,5... 5,0)
	Свекла	1,2	—(2,5... 10,0)
	Овес	1,4	—(2,5... 5,0)

$-(2{,}5...\ 10)\cdot 10^2$ кПа для овса, картофеля и свеклы и $-(0...\ 2{,}5)\cdot 10^2$ кПа для салата. Учитывая, что в интервалах $P_п$, характеризуемых началом снижения T/T_0, могут возникать, как будет показано анализом хемилюминесценции, некоторые негативные явления в тканях растений, в качестве рациональных значений целесообразно использовать значения $\Delta P/P_п$, соответствующие предыдущему (на один «шаг» большему) интервалу потенциала почвенной влаги (табл. 5.4).

Анализ данных табл. 5.3 и 5.4 показывает, что отношение перепада потенциала к потенциалу почвенной влаги для всех исследованных культур, выращенных на разных почвах и в разных условиях (в вегетационном опыте и в поле), составляет значения, лежащие в интервале 1,5—1,2; при этом интервалы $P_п$, при которых T/T_0 становятся меньше 1 ($T/T_0<1$), различаются между собой (табл. 5.4). Тот факт, что $\Delta P/P_п$ в разных почвах различаются не очень сильно, объясняется взаимным компенсированием различий перепадов потенциала и $P_п$ при расчете их соотношений. Соотношение $\Delta P/P_п$ у древесных культур при высоком содержании влаги (0... —250 кПа) заметно ниже, хотя при более низких значениях $P_п$ оно приближается к $\Delta P/P_п$ травянистых культур. Отмеченное различие объясняется более мощной

Таблица 5.4

Значение $\Delta P/P_п$ в различных интервалах потенциала $P_п$

Культура	Интервал $P_п \cdot 10^2$, кПа								Начало снижения T/T_0 в интервалах потенциала, кПа
	—(0... 2,5)	—(2,5... 5,0)	—(5... 10)	—(10... 15)	—(15... 20)	—(20... 25)	—(25... 30)	—(30... 35)	
Черноземовидная суглинистая почва									
Пшеница	4,0	2,0	2,4	1,7	1,5	1,2	1,1	1,0	—(10... 15)
Житняк	4,0	2,0	2,4	2,0	1,5	1,5	1,0	0,9	—(10... 15)
Просо	4,0	2,0	1,8	1,4	1,1	0,9	0,7	0,5	—(5... 10)
Овес	3,6	1,8	1,1	0,8	0,6	0,4	0,3	0,2	—(2,5... 5,0)
Салат	1,6	0,8	0,6	0,3	0	0	0	0	—(0... 2,5)
Яблоня	2,0	1,8	1,5	1,4	0,9	0,8	—	—	—(5... 10)
Черноземовидная супесчаная почва									
Пшеница	4,0	2,0	2,6	2,0	1,7	1,5	1,3	0,5	—(10... 15)
Просо	4,0	2,0	1,8	1,3	1,1	0,8	0,7	0,3	—(5... 10)
Овес	3,6	1,8	1,1	0,8	0,6	0,5	0,4	—	—(2,5... 5,0)
Салат	1,6	0,8	0,5	0,1	0	0	0	—	—(0... 2,5)
Сосна	2,8	2,2	2,5	1,3	0,95	0,8	—	—	—(5... 10)
Дерново-подзолистая супесчаная почва									
Кукуруза (1)	3,2	2,0	1,9	1,3	1,2	—	—	—	—(5... 10)
Кукуруза (2)	3,1	2,4	2,0	1,6	1,4	1,2	1,0	0,9	—(5... 10)
Аллювиальная луговая суглинистая почва									
Картофель (1)	2,0	1,4	0,9	0,7	—	—	—	—	—(2,5... 5,0)
Овес (2)	2,8	1,4	0,9	0,8	0,7	0,4	0,3	0,25	—(2,5... 5,0)
Свекла (1)	1,6	1,2	0,8	0,7	—	—	—	—	—(2,5... 5,0)

Примечание. Здесь (1) означает в полевых условиях, (2) — в условиях вегетационного опыта.

корневой системой, осваиваемой и более мощную толщу почвы, древесных культур по сравнению с травянистыми.

Изложенный подход к оценке влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, основанный на характеристике движущих сил в системе почва—растение—атмосфера и относительной транспирации, является, по нашему мнению, перспективным. Однако успехи его использования на практике будут в значительной степени зависеть от надежности полевых методов определения потенциалов влаги и относительной транспирации. Поэтому важнейшей задачей ближайшего времени является дальнейшее усовершенствование полевого варианта психрометрического метода и апробирование предложенного метода определения T/T_0 на травянистых культурах [92].

Уменьшение содержания влаги в почве до значения, характеризуемого началом снижения T/T_0, обусловливает возникновения водного дефицита в тканях растений, который с этого момента приводит к перестройке в них физиолого-биохимических процессов [68]. Влияние водного дефицита на протекание физиологических процессов в растении к настоящему времени изучены достаточно полно. Однако при высоком содержании влаги в почве, характеризуемом $T/T_0 = 1$, также может возникать небольшой дневной дефицит. В таких условиях заметным проявлением его может быть снижение интенсивности клеточного деления [203] и снижение интенсивности удлинения верхушек стеблей [242].

С дальнейшим уменьшением содержания влаги в почве происходит накапливание дефицита влаги, уже «не снимаемого» в ночные часы. Возрастание дефицита в листьях обусловливает ускоренное разрушение РНК, хотя синтез ее и может продолжаться, а интенсивность клеточного деления при этом снижается относительно медленно [202]. По мере обезвоживания тканей происходит опробкование корней [92]. После полива «возвращение» растения к нормальной жизнедеятельности протекает в течение нескольких дней и нередко полного восстановления жизнедеятельности не происходит.

Изложенные представления дают основание заключить, что транспирация растений представляет собой механизм, чутко реагирующий на недостаток влаги в почве. Вместе с тем ухудшение протекания ряда физиолого-биохимических процессов происходит в растении раньше, чем наблюдается снижение транспирации. Кроме того, полуденная депрессия транспирации [121] нарушает ее естественную динамику, отражающую уменьшение содержания влаги в почве и возрастание водного дефицита в растении. В связи с этим представляется очень важным установить снижение интенсивности протекания физиологических процессов в растении в интервале дефицита почвенной влаги, когда T/T_0 находится еще на уровне 1. С этой целью была выбрана универсальная биофизическая характеристика, так называемое сверхслабое свечение листьев растений, или хемилюминесценция [23]. Хемилюминесценция функционально связана с температурой растений:

при достижении последней критических значений хемилюминесценция резко возрастает, дает «всплеск».

Физическая сущность и методика исследований заключается в следующем [2, 23, 94]. Зеленый лист растения равномерно нагревают при скорости повышения $t = 8\,^{\circ}C$/мин и регистрируют кванты света, испускаемые последним в видимой части вследствие светоимпульсной индуцированной люминесценции. Температура, при которой регистрируется максимальная интенсивность хемилюминесценции, зависит как от биолого-физиологических особенностей растений, так и от обводненности тканей и интенсивности транспирации, определяющей температуру листа. Пробы листьев отбирали с определенного яруса растений, выращиваемых в условиях вегетационного опыта, в одно и то же время суток. Термограммы получали с использованием модифицированной установки [2].

Анализ полученных материалов [94] свидетельствует о наличии причинно-следственных связей между W, T/T_0 и теплоустойчивостью ($ТУ$). С уменьшением влажности почвы в течение первых двух суток $T/T_0 = 1$, а $ТУ$ увеличивается и достигает максимума к началу снижения транспирации. В последующие четверо суток влажность почвы прогрессивно уменьшается до $ВЗ$, T/T_0 — до критического уровня (0,25), а теплоустойчивость падает до значения, ниже исходного. Максимум ее значений в овсе приходится на начало снижения T/T_0, в салате и пшенице она уменьшается значительно раньше снижения относительной транспирации. Однако причины этого явления в двух последних культурах разные. В салате-гигрофите максимум теплоустойчивости наблюдается уже к концу первых суток, в пшенице — на третьи и в овсе — на вторые сутки. Такая последовательность объясняется разной степенью засухоустойчивости этих культур.

Основной вывод заключается в том, что теплоустойчивость растений снижается при уменьшении влажности почвы раньше, чем T/T_0 и это снижение ТУ в различных растениях, находящихся в одинаковых аэродинамических условиях и при одинаковом (относительном) содержании влаги, зависит от биолого-физиологических особенностей растений, выражающихся, например, в различной степени засухоустойчивости. Увеличение $ТУ$ в пределах интервала влажности почвы, когда $T/T_0 = 1$, свидетельствует о протекании приспособительных процессов в тканях растений. По-видимому, за внешне обнаруженными явлениями скрываются глубокие изменения в структуре и метаболизме растительных клеток, обусловленные их обезвоживанием в процессе уменьшения содержания влаги в почве. В пользу этого суждения свидетельствует падение $ТУ$ при дальнейшем возрастании водного дефицита и ужесточении условий, превышающие адаптационные возможности растений. В соответствии с расчетами [94], выполненные с учетом массы надземной массы и площади листовой поверхности растений, последние могут функционировать при повышении окружающей температуры на 10—13 °С сверх оптималь-

ной. Следовательно, отношение площади листовой поверхности к биомассе имеет весьма существенное значение как параметр при оценке степени засухоустойчивости растений.

Другой важный вывод заключается в возможности и целесообразности использования значений *ТУ* в рекомендациях по оптимизации и регулированию водного режима почв и влагообеспечен-

Таблица 5.5

Остаточная влажность почвы, масса надземной биомассы и корней различных растений в конце вегетационных опытов

Почва	Культура	Остаточная влажность почвы, %	Масса сухой надземной биомассы, %	Масса сухих корней, г	Отношение массы надземной биомассы к массе корней	Суммарная масса надземной биомассы и корней, г
Черноземовидная супесчаная	Овес	2,9	9,0	5,5	—	1,45
	Салат	4,0	5,6	3,6	1,56	9,2
	Пшеница	2,1	6,9	3,8	—	10,7
	Просо	1,8	3,1	3,5	—	6,7
Пойменная черноземовидная суглинистая	Салат (1)	15,0	5,3	4,6	1,16	9,9
	Салат (2)	16,5	3,9	3,1	1,26	7,0
	Пшеница	9,0	9,3	4,5	—	13,8
	Просо (1)	9,0	6,1	—	—	—
	Просо (2)	9,7	4,1	—	—	—

Примечание. Здесь (1) и (2) означает варианты с различной плотностью фитоценоза.

ности растений. Предложен метод оценки и регулирования влагообеспеченности растений. Сущность его заключатся в том, что момент достижения растением критической теплоустойчивости принят за диагностический показатель необходимости регулирования водного режима [52].

Как уже отмечалось выше, остаточная влажность почвы, соответствующая *ВЗ*, заметно различается по культурам. В соответствии с данными табл. 5.5 самая высокая *ВЗ* (средняя по сосуду) наблюдается под салатом: 4 % в супесчаной и 16,5 % в суглинистой черноземовидной почвах, а минимальная — под просом: 1,9 и 9,0 % соответственно. Это подтверждают выводы об усилении адаптационных реакций растений в направлении гигрофиты—мезофиты—ксерофиты. Несмотря на то что объем почвы вегетационных сосудов ограничен, все же различие в биомассе растений довольно заметно влияет на *ВЗ* и T/T_0. Во всех случаях *ВЗ* заметно ниже в вариантах с большей биомассой по сравнению с вариантами с меньшей биомассой. Так, у салата с сухой биомассой 5,3 г *ВЗ* составила 15 %, а с биомассой 3,9 г — 16,5 %. Эти различия следует отнести к достоверным, поскольку

определение влажности весовым методом проводились с точностью 5 г, т. е. 0,1—0,2 % от измеряемой величины. Еще более заметно влияние различной по значению биомассы на T/T_0 проса (рис. 5.8). Просо с большей биомассой начинает снижать T/T_0 на 4-е и 9-е сутки на супесчаной и суглинистой почвах, а с меньшей биомассой — на 7-е и 11-е сутки соответственно.

С физической точки зрения рассматриваемые различия *ВЗ* и T/T_0 в вариантах с различной биомассой объясняются неравнозначностью условий влагопотребления. В вариантах с большей биомассой наблюдается и большая масса корней, полнее осваивающая объем почвы сосуда. В этих условиях потребление влаги осуществляется непосредственно в местах ее скопления, тогда как при меньшей массе корней растения могут использо-

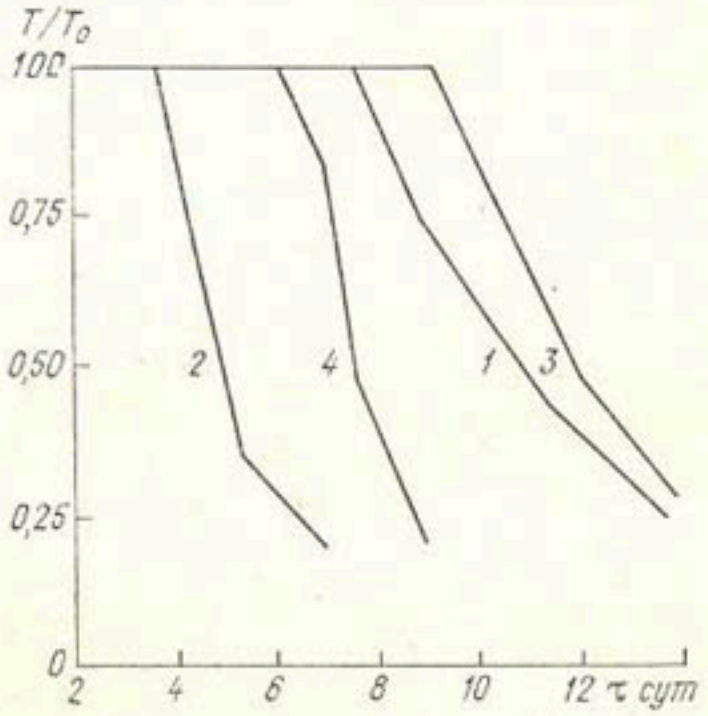


Рис. 5.8. Влияние наземной биомассы на интенсивность транспирации проса на различных почвах.

Пойменная черноземовидная суглинистая: *1* — биомасса 6,3 г, *3* — 4,1 г; *черноземовидная супесчаная:* *2* — биомасса 3,1 г, *4* — 2,4 г.

вать микроскопления влаги лишь в условиях достаточно быстрого подтока ее к поглощающим корневым волоскам.

Последовательность краткосрочных почвенных засух в опытах с овсом и их длительность показаны в табл. 5.6. Из таблицы видно, что некоторые растения были подвержены водному дефициту в фазе кущения; в фазе трубкования засухе подвергали растения, уже перенесшие засуху и ранее не подвергавшиеся ей; в фазе колошения — перенесшие ранее одну-две засухи и более ей не подвергавшиеся. По истечении месяца после посева семян все выращиваемые растения находились в фазе кущения, подавляющее число растений имело шесть листьев. Средняя высота их варьировала от 65 до 75 см, транспирация достигала около 600 г/сут на сосуд. Первая засуха длительностью 7 сут обусловила уменьшение влажности почвы с 30 до 9 %, а транспирации — с 600 до 26 г/сут. У растений, подвергшихся двум засухам, уменьшение *W* и *AT* составило: 28—9 % и 545—170 г/сут при первой засухе. Затем почва была увлажнена до НВ, и в таком состоянии ее поддерживали в течение трех суток. За время второй засухи *AT* понизилась до 80 г/сут., *ВЗ* составила 9 %, а в момент гибели растений — 7 %. В третьем варианте (слой почвы 60—90 см) растения были подвержены первой засухе в фазе кущения, второй — в фазе выхода в трубку и третьей — в фазе колошения.

Изменение влажности и абсолютной транспирации при первой и второй засухах аналогично варианту, где растения подвергали только одной засухе; при третьей засухе снижение *АТ* происходило заметно медленнее: через 5 сут после прекращения полива она понизилась лишь до 245 мг на сосуд в сутки. Отчасти это могло быть обусловлено уменьшением суммарной площади листьев за счет отмирания некоторых (в основном нижних) из них

Таблица 5.6

Схема опытов по моделированию почвенных засух (почва — пойменная черноземовидная суглинистая, культура — овес)

Очередность засухи	Длительность, сут	Фаза развития	Номер сосуда	Слой почвы, см
Первая	4	Кущение	4	0—30
			10	30—60
			15	60—90
Первая	4	Выход в трубку	3	0—30
			7	30—60
			13	60—90
Вторая	4	То же	4	0—30
			10	30—60
			15	60—90
Первая	9	Колошение	6	0—30
			11	60—90
Вторая	9	„	3	0—30
			7	30—60
			13	60—90
Третья	9	„	4	0—30
			10	30—60
			15	60—90

[68]. При трех засухах снижение T/T_0 (рис. 5.9 *а*) наблюдается при $W = 25\ \%$. В дальнейшем, по мере снижения влажности, T/T_0 снижается с возрастающей скоростью. При влажности, равной 12 %, T/T_0 составила 0,35, и растения начали увядать.

При второй засухе заметное плавное снижение T/T_0 наблюдается только в интервале $W = 20\ldots 13{,}5\ \%$; T/T_0 в этот момент все еще значительна — 0,75. Однако при уменьшении влажности до 11 % она снижается до 0,20. В условиях третьей засухи $T/T_0 = 1$ наблюдается в интервале влажности 30—24 %, в интервале влажности 24—13 % T/T_0 снижается медленно, и только в интервале 13,0... 9,5 % она быстро достигает минимального значения (0,20). В вариантах с более легким по гранулометрическому составу слоем почвы (60—90 см) T/T_0 все еще значительна (0,9) при снижении влажности почвы до 9,5 % при первой засухе и до 8 % [65] при второй и третьей засухах (рис. 5.9 *б*).

Под влиянием цикла засух интервал доступной для растений влаги увеличивается, влажность почвы в момент устойчивого завядания уменьшается: в слое 0—30 см — от 12 до 10,5 %, в слое 30—60 см — от 11 до 9 % и в слое 60—90 см — от 7,5 до 6,5 %. Значения *ВЗ*, определенные экспериментально и рассчи-

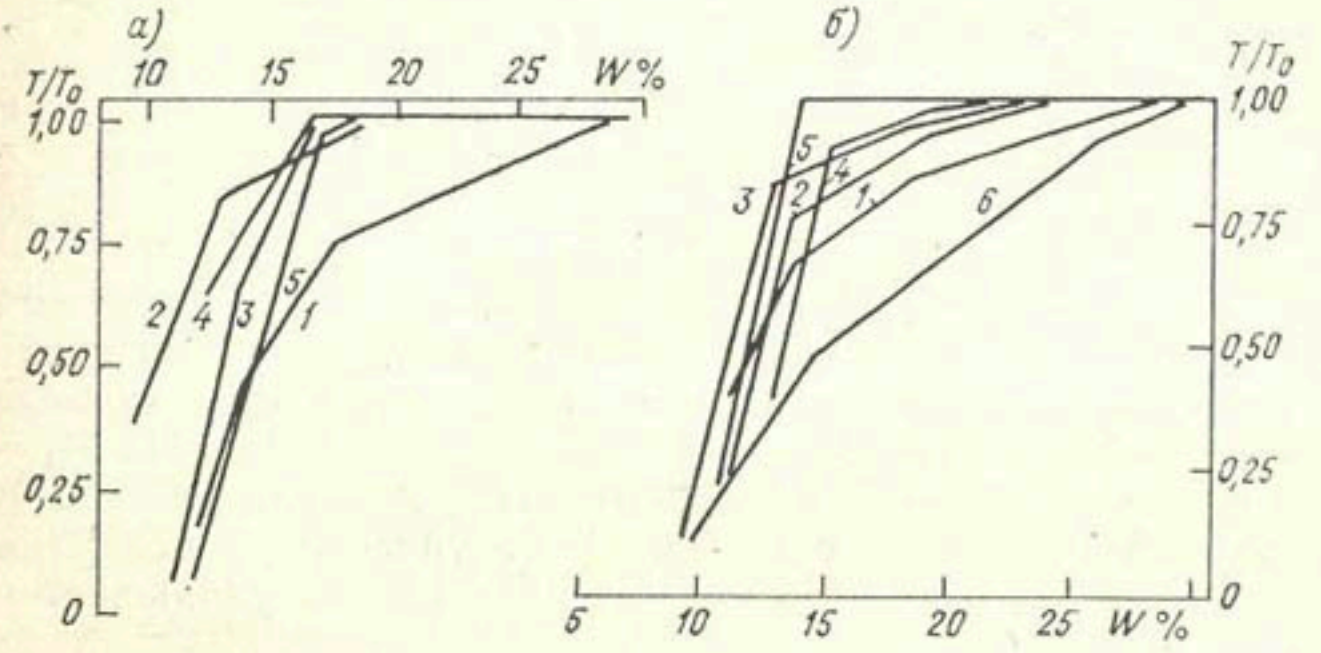


Рис. 5.9. Зависимость относительной транспирации (T/T_0) овса от влажности пойменной черноземовидной суглинистой почвы.

а) Слой 0—30 см: 1 — первая засуха (сосуд 2), *2* — вторая (сосуд 2), *3* — третья (сосуд 2), *4* — первая (сосуд 1); *5* — вторая засуха (сосуд 1); *б) Слой 30—60 см: 1* — первая засуха (сосуд 6), *2* — вторая (сосуд 6), *3* — третья (сосуд 6), *4* — первая (сосуд 5), *6* — первая засуха (сосуд 4).

танные с использованием коэффициента 1,34, составляют 10,5—11,4, 9,6—10,5 и 6,0—6,3 % соответственно. Увеличение интервала доступной влаги под воздействием кратковременных повторяющихся засух объясняется понижением потенциала влаги в листьях.

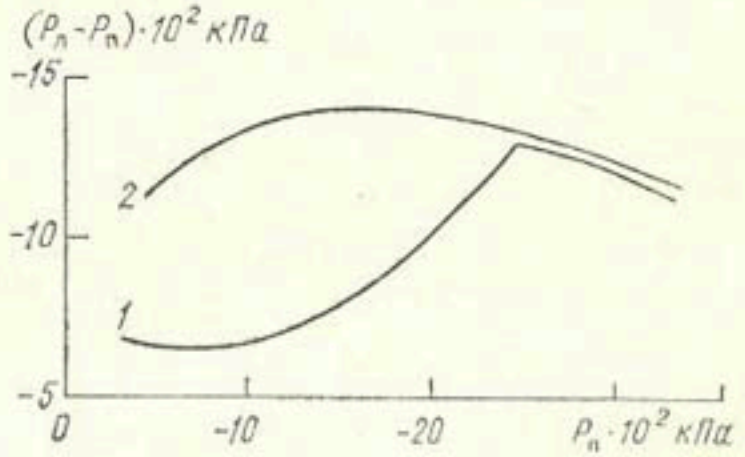


Рис. 5.10. Зависимость перепада потеницала влаги в системе почва—растение ($P_л$—$P_п$) от потенциала почвенной влаги $P_п$ для овса, перенесшего одну (*1*) и две (*2*) засухи.

В соответствии с данными рис. 5.10 растения, перенесшие в начальные периоды своего развития непродолжительную засуху, при наступлении в дальнейшем неблагоприятных условий произрастания (повторной засухи) способны при одном и том же содержании влаги в почве развивать более высокую сосущую

силу (более низкий $P_л$) по сравнению с растениями, не испытавшими ранее засухи. Так, в варианте, в котором слой почвы составляет 0—30 см, при влажности 10 % и $P_п = -15 \cdot 10^2$ кПа $P_л$ равен при первой засухе $-23 \cdot 10^2$ кПа, а при третьей $-29 \cdot 10^2$ кПа. Аналогичные соотношения потенциалов влаги в системе почва—растение наблюдаются и в других вариантах. Перепад потенциала возрастает не только с понижением $P_п$, но и с увеличением числа засух. При этом различия в $P_л$ и $P_п$ для растений, перенесших одинаковое количество засух, оказываются незначительными. Перепад потенциала при одной засухе в фазе колошения в интервале $-5 \cdot 10^2 > P_п > -19 \cdot 10^2$ кПа медленно возрастает с $7 \cdot 10^2$ до $-9 \cdot 10^2$ кПа, в интервале $-19 \cdot 10^2 > P_п > -25 \cdot 10^2$ кПа он быстро увеличивается до $-14 \cdot 10^2$ кПа и в интервале $-25 \cdot 10^2 > P_п > -55 \cdot 10^2$ кПа уменьшается до $-12 \cdot 10^2$ кПа. Для растений, перенесших три засухи, изменение $(P_л - P_п)$ иное: в интервале $-500 > P_п > -10 \cdot 10^2$ кПа $P_л - P_п$ увеличивается с $-12 \cdot 10^2$ до $-15 \cdot 10^2$ кПа, в интервале $-10 \cdot 10^2 > P_п > -25 \cdot 10^2$ кПа остается практически неизменным, а в интервале $-25 \cdot 10^2 > P_п > -36 \cdot 10^2$ кПа он уменьшается до $-12{,}5 \cdot 10^2$ кПа.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что при воздействии цикла последовательных засух $(P_л - P_п)$ достигает максимума в интервале среднедоступной влаги и сохраняется на этом уровне довольно длительное время, вплоть до нижней границы труднодоступной влаги. Для растений, перенесших только одну засуху, максимум $(P_л - P_п)$ наблюдается только в интервале труднодоступной влаги. Следовательно, растения прошедшие в своем развитии цикл кратковременных почвенных засух, оказываются лучше и в большей степени адаптированными к экстремальным условиям по сравнению с растениями, находившимися в оптимальных условиях природной среды.

Измерения надземной биомассы во всех вариантах показывают, что масса биомассы в контрольных вариантах (не подвергавшихся засухам) составила 23 г, в вариантах при одной засухе — 21 г, при двух засухах — 17 г и трех засухах — 13 г. Если принять биомассу в контрольных вариантах за 100 %, то при воздействии засух она снижается до 92, 74 и 56 % соответственно. Отсюда следует, что засухи весьма значительно снижают выход полезной продукции, но в то же время приобретенная устойчивость к ним, проявляющаяся в более экономном расходовании влаги и увеличении нижней границы ее доступности, обусловливает возрастание выживаемости растений в трудных ситуациях. Наиболее сильно влияние почвенных засух проявляется на растениях, находящихся в фазе колошения, т. е. в период когда формируется основа урожая зерна (колоски).

5.2. Оценка водного режима и влагообеспеченности древесных насаждений в сухостепной зоне методами термодинамического потенциала влаги

Рост леса в значительной степени зависит от количества влаги в почве, но вместе с тем он сам оказывает огромное влияние на водный режим ее не только под пологом, но и на окружающей территории. Наиболее глубокое и целенаправленное изучение гидрологической роли леса началось после опубликования В. В. Докучаевым в 1892 г. своего классического труда «Наши степи прежде и теперь». На основании огромного экспериментального материала, собранного им при изучении степей Европейской территории России, В. В. Докучаев пришел к выводу о том, что в результате углубления дна рек, оврагов и балок в последнее время происходит постепенное иссушение почвогрунта и понижение уровня грунтовых вод.

Вопрос об изменении влажности почвы и режима грунтовых вод под влиянием лесной растительности различного состава и полноты служит предметом изучения и полемики между различными исследователями вплоть до настоящего времени.

Наши исследования проведены в период 1969—1972 гг. в Арчединском лесхозе Волгоградской области на пробных площадках сосновых насаждений 10-летнего и 40-летнего возраста, а также в яблоневом саду 20-летнего возраста. Природные условия, почвы и их гидрофизические свойства описаны в работах [30, 31, 45, 122, 129].

Рельеф территории с сосняками представляет собой довольно ровное плато, полого опускающееся по направлению к р. Арчеде. Грунтовые воды залегают на глубине 5—6 м, в связи с чем сосновые насаждения существуют почти исключительно за счет атмосферных осадков (корни сосны редко и в небольшом количестве проникают глубже 3 м). Годовая сумма осадков в среднем за последние (предшествующие периоду исследований) 15—20 лет составляет около 425 мм, из них только 180 мм выпадает в вегетационный период. Почти все осадки задерживаются кронами сосны и в почвенной толще.

Испаряемость достигает около 900 мм в год, из них 720 мм приходится на вегетационный период. Отсюда отношение $ОС$ к E_c в пределах года не превышает 0,5, а в вегетационный период и того меньше. Сухость климата ограничивает рост сосны: ее бонитет, как правило, не превышает 3—4 классов, и уже к 50—70-ти годам насаждения расстраиваются и частично отмирают, несмотря на то что культуры высаживались узкими полосами (шириной около 30 м), разделенные такими же полосами степной растительности. Яблоневый плодоносящий сад расположен в пределах высокой поймы р. Арчеды. Расстояние между плодовыми деревьями составляет 6 м, почва содержится в состоянии чистого пара, $ГВ$ залегают глубже 5 м.

Как уже отмечалось в главе 1, абсолютная транспирация существенно зависит от аэрометеорологических условий, поэтому в исследованиях влагообеспеченности растений используют относительную транспирацию, представляющую собой отношение действительной транспирации (реально существующей) к потенциальной (T_0) или максимально возможной при оптимальном увлажнении почвы и данных параметрах приземного слоя воздуха.

Обычно в полевых условиях AT определяется по методу Л. А. Иванова с сотрудниками [49] путем взвешивания срезанных побегов и другими методами [125, 292]; T_0 приравнивается к испаряемости с водной поверхности [104] и рассчитывается по метеорологическим формулам, например, по формуле Н. И. Иванова [52]. Эти формулы используются в основном при расчетах испаряемости с водной поверхности и потенциальной транспирации для больших по площади биоценозов при условии полной сомкнутости и выровненности растительного покрова. Применение их на небольших опытных участках или на неоднородном растительном покрове может привести к существенным ошибкам. Эти ошибки обусловлены как ограниченностью размеров исследуемых участков и недостаточной сомкнутостью покрова, так и специфическими особенностями растительности, различиями температуры и влажности воздуха в разных ярусах растительных обществ, неодинаковыми скоростью ветра и интенсивностью радиации на разной высоте от поверхности почвы. Эти причины обусловливают физическое испарение в условиях сомкнутого покрова, где оно иногда может достигать 10 % от E_0.

Кроме того, большинство используемых формул позволяет определять испаряемость только как среднюю за месяц величину, в то же время часто необходимо располагать данными за более короткий промежуток времени: несколько часов, одни сутки или несколько дней. Поэтому мы пытались экспериментально определить AT и T_0 на одной и той же ветви сосны. При таком подходе исключается влияние особенностей растительного объекта и варьирование окружающих условий.

Срезанную с сосны ветвь сначала использовали для определения T, для чего ее сразу же после отделения от дерева взвешивали, потом экспонировали в месте срезания в течение 3 мин, затем опять взвешивали. После этого помещали ее в сосуд с водой и выдерживали там в продолжение часа. По истечении этого времени ветвь вынимали из воды, отряхивали от капельно-жидкой влаги, быстро промокали фильтровальной бумагой и взвешивали, затем вновь экспонировали в месте срезания 3 мин, и опять взвешивали. Последовательные взвешивания после экспонирования увлажненной в воде ветви производили пять-шесть раз.

Одновременно (для контроля) T_0 определяли также классическим методом — путем помещения срезанных побегов черешками в резервуар с водой (цилиндр объемом 100 см^3). Резуль-

таты параллельных определений, приведенные в табл. 5.7, свидетельствуют о том, что *AT* ветви, увлажненной в воде, в начальный отрезок времени (около 18 мин) была гораздо выше, чем *AT* ветви, помещенной черешком в цилиндр с водой. Но с течением времени *AT* увлажненной ветви быстро уменьшилась, а контрольной ветви осталась на постоянном уровне [130 мг/(г·ч)] в течение 30 мин. На 20-й минуте опыта *AT* увлажненной ветви снизилась до 130 мг/(г·ч) и стала равной *AT* контрольной ветви.

Таблица 5.7

Динамика абсолютной транспирации [мг/(г·ч)] ветви сосны, насыщенной водой, и ветви, помещенной черенком в резервуар с водой

Метод определения	Время, мин					
	5	10	15	20	25	30
Ветвь помещена в резервуар с водой	130	130	130	130	130	130
Ветвь насыщена водой	375	275	200	130*	75	50

* Момент достижения ветвью первоначальной (при срезании с дерева) массы.

В это же время масса ветви уменьшилась до первоначальной, следовательно, вся капельно-жидкая влага на поверхности хвои и стеблей испарилась, а транспирация осуществлялась только за счет воды, содержащейся в тканях хвои.

По существу *AT* предварительно насыщенной водой хвои могла бы быть и ниже T_0 при массе ветви, равной первоначальной (в момент срезания с дерева), так как в засушливых условиях часто наблюдается сильное обезвоживание хвои и *AT* значительно меньше T_0. Однако многочисленные определения показали, что *AT* предварительно насыщенных водой веток значительно (иногда в 10 раз) выше, чем *AT* только что срезанных веток и практически всегда равна транспирации ветви, опущенной черенком в воду. Вероятно, это вызвано тем, что за время подсыхания насыщенных водой веток до первоначальной массы (обычно за 6—15 мин) устьица не успевают среагировать на снижение обводненности тканей, остаются еще к этому моменту полностью открытыми, что обеспечивает равенство $AT = T_0$.

Таким образом, сущность метода заключается в предварительном насыщении хвои водой и последующем подсушивании ее до состояния, при котором устьица еще полностью открыты и транспирация максимальна, но вся жидкая влага с наружной поверхности растений уже испарилась.

Расчет потенциальной транспирации удобно производить графически [4, 35]. Для этого на оси ординат откладывают массу ветви, а на оси абсцисс — скорость изменения ее массы, т. е. *AT*.

Из точки на оси ординат, соответствующей первоначальной массе ветви (в момент срезания), проводится прямая, параллельная оси абсцисс, и из точки ее пересечения с полученной кривой на ось абсцисс опускают перпендикуляр, отсекающий на ней отрезок, соответствующий T_0. Все точки, расположенные выше точки пересечения, характеризуют интенсивность испарения с участием капельно-жидкой влаги, а точки, расположенные ниже — транспирацию при проявлении водного дефицита в тканях хвои, когда устьица начинают прикрываться, а абсолютная транспирация (AT) — уменьшаться.

Для проверки метода были проведены одновременные расчеты T_0 по метеорологическим данным и определения по предлагаемому методу [4]. Совпадение полученных разными способами сведений о T_0 было довольно высокое ($r = 0{,}9$), что подтверждает применимость этого метода. Однако определение T/T_0 с использованием метеорологических данных о T_0 — задача крайне трудная, так как для определения T целого опытного участка соснового насаждения пришлось бы непрерывно и одновременно определять AT в десятках разных точек кроны на хвое разного возраста. Пользуясь же предлагаемым методом, можно ограничиться 4—5-ю разовыми определениями AT и T_0, чтобы получить удовлетворительные по точности результаты (с точностью не менее 10—15 %) об относительной транспирации опытного участка насаждений.

Близкие значения T_0, определенные разными методами, свидетельствуют о надежности предлагаемого метода. Его преимущества обусловливаются тем, что он дает возможность определить AT и T_0 на одной и той же ветви растения. Учитывая существенное варьирование транспирации хвои в зависимости от возраста и ярусов (и даже в пределах одного и того же возраста и яруса), следует отметить, что применение этого метода может значительно увеличить точность определения T/T_0.

Информация, характеризующая метеорологические условия, запасы влаги и потенциала в различных слоях почвы и хвое сосновых насаждений 10-летнего возраста, а также T/T_0 приведена на рис. 5.11 и 5.12. В соответствии с этими данными метеорологические условия исследуемых лет близки к средним многолетним и по годам, однако $ЗВ$ в вегетационные периоды заметно различаются. В начале вегетационных сезонов $ЗВ$ в метровых слоях почвы (0—100 и 100—200 см) заметно различаются, но к концу вегетации составляют величины одного порядка. Доступная для растений влага расходуется 10-летними культурами к середине августа, а 40-летними — только в сентябре. Во втором метровом слое почвы доступная влага в сравнительно небольшом количестве (15—10 мм) сохраняется до конца вегетационного периода. Следовательно, на черноземовидных супесчаных почвах сухой степи под сосновыми культурами толщу 0—100 см можно отнести к зоне полного, а толщу 100—200 см — к зоне неполного влагооборота [92, 129].

Анализ динамики $P_п$ свидетельствует о том, что почвенную влагу на участках под 10-летними соснами в течение всех вегетационных периодов следует отнести к категории труднодоступной, за исключением начальных периодов вегетации, а также после выпадения осадков. Почвенная влага под 40-летними

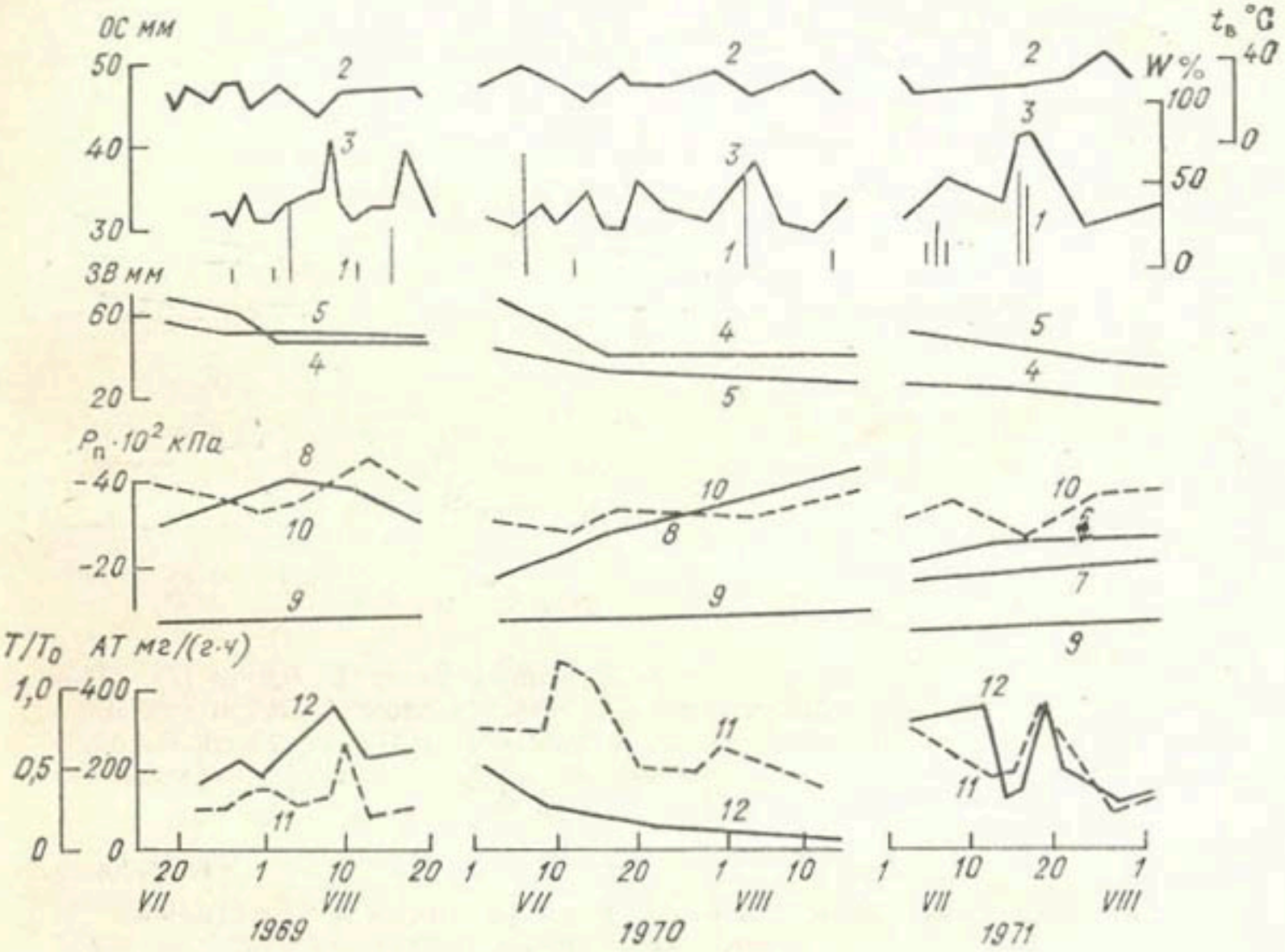


Рис. 5.11. Динамика осадков (*1*), температуры воздуха (*2*), относительной влажности воздуха (*3*) в 13 ч, запасов влаги в слоях почвы 0—100 см (*4*) и 100—200 см (*5*), потенциала почвенной влаги в слоях 0—50 см (*6*), 50—100 см (*7*), 0—100 см (*8*) и 100—200 см (*9*), потенциала влаги в хвое сосны (*10*), абсолютной транспирации (*11*) и относительной транспирации (*12*) в сосновых насаждениях 10-летнего возраста.

культурами переходит в категорию труднодоступной только к середине августа, а в мае—июле и начале августа она относится к категории среднедоступной, кратковременно переходя в категорию легкодоступной после осадков. Резервы влаги для обоих видов сосновых насаждений заключаются во втором метровом слое, потенциал влаги в котором практически не опускается ниже —500... —700 кПа. Наибольший дефицит влаги наблюдается в молодых культурах, поскольку общее содержание корней у них в 2,7 раза меньше по сравнению с 40-летними соснами (табл. 5.8). Наибольшее количество поглощающих корней (<1 мм) расположено в верхнем (0—50 см) слое почвы, а на

глубине 150 см их содержание у 10-летних растений снижается в 10 раз. При этом у 40-летних сосен содержание корней < 1 мм в верхнем слое в два раза меньше, чем у 10-летних, а в слое

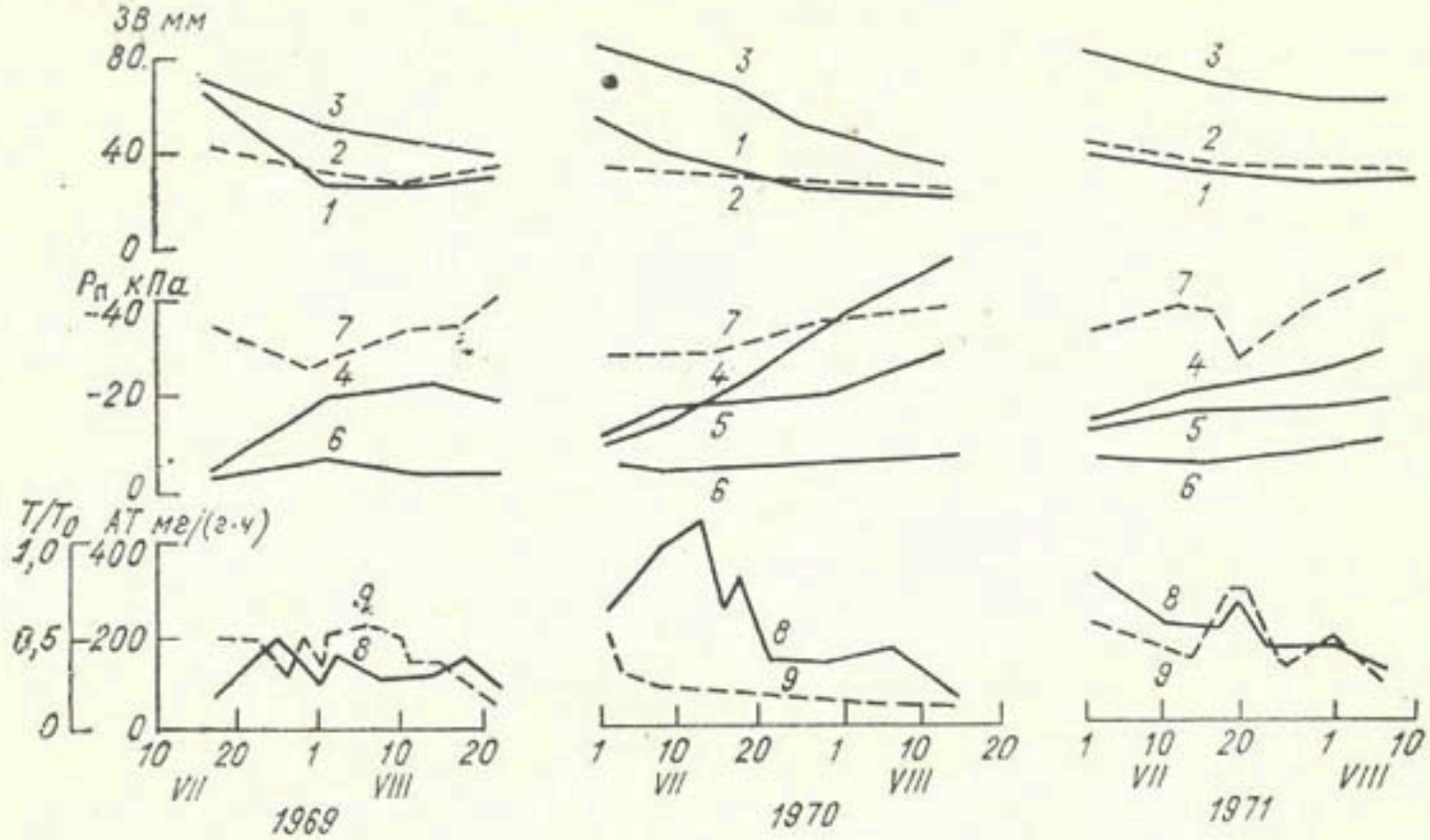


Рис. 5.12. Динамика запасов влаги в почвенных слоях 0—0,5 м (*1*), 0,5—1,0 (*2*), 1—2 м (*3*), потенциала почвенной влаги в слоях 0—0,5 м (*4*), 0,5—1,0 (*5*), 1—2 м (*6*), потенциала влаги в хвое сосны (*7*), абсолютной транспирации (*8*) и относительной транспирации (*9*) в сосновых насаждениях 40-летнего возраста.

Таблица 5.8

Распределение корней в почве под 10-летними и 40-летними посадками сосны

Слой почвы, см	Содержание корней (г/м²) под посадками сосны							
	10-летней				40-летней			
	<1 мм	%	>1 мм	%	<1 мм	%	>1 мм	%
0—50	93,6	58	17,2	28	125,6	32	626	75,5
50—100	56,8	35	29,2	47	137,2	35	120	14,5
100—150	11,34	7	16	25	132	33	84	10,0
0—150	161,7	100	62,4	100	394,8	100	830	100
Запасы хвои, т/га	11,4				12,0			

почвы 50—100 см соотношение обратное: под 10-летними посадками корней в два раза меньше, чем под 40-летними. Учитывая значительное содержание корней в первой половине второго метрового слоя почвы и его относительно высокую влагопроводность

[около $1 \cdot 10^{-9}$ см/(с·г)], можно считать, что более или менее нормальная жизнедеятельность сосновых насаждений обязана запасам влаги именно этого слоя почвы, а также устойчивости сосны к иссушению почвы [129].

Сосны 10-летнего возраста значительно сильнее иссушают прежде всего верхнюю полуметровую толщу, что объясняется большей концентрацией здесь мелких корней и отсутствием достаточно мощной подстилки, сберегающей влагу, как это имеет место под 40-летними посадками (3—5 см). Вместе с тем следует отме-

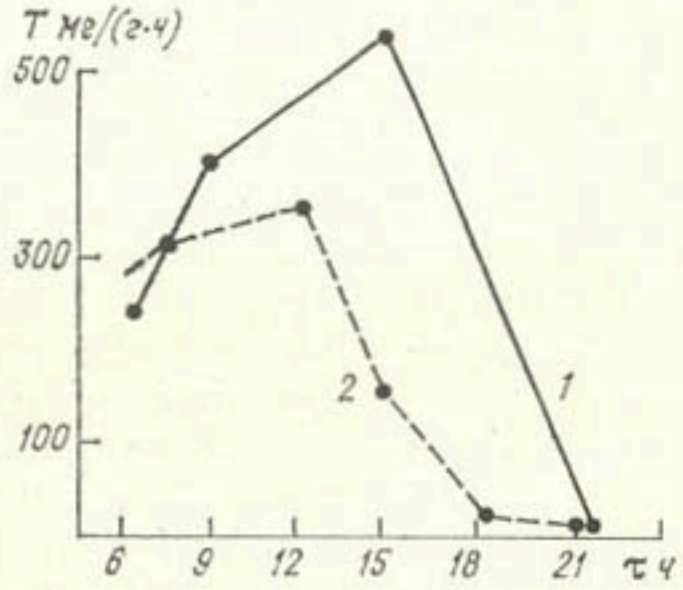


Рис. 5.13. Суточный ход транспирации сосновых насаждений 10-летнего (*1*) и 40-летнего (*2*) возраста.

тить, что 10-летние посадки как раз вступают в фазу смыкания, характеризуемую наибольшими расходами влаги [29] по сравнению с 40-летними, находящимися в стадии расстройства и усыхания. Последнее соображение подтверждается данными суточного хода *AT* (рис. 5.13), определенного в июле после продолжительных *OC* суммой около 20 мм. Максимальное значение *AT* составляет 350 и 550 мг/(г·ч) соответственно в хвое старых и молодых посадок, минимальное примерно одинаково [около 25 мг/(г·ч)]. Уменьшение запасов хвои сосны с их возрастом отмечали многие исследователи. Особенно этот вопрос изучен Н. А. Воронковым [29]. На основании обширных наблюдений (28 пробных площадок) он приходит к заключению, что наибольшие запасы хвои отмечаются в 81—112-летнем возрасте, когда посадки находятся в стадии смыкания. По его данным запасы хвои на среднегумусированных связнопесчаных и легкосупесчаных почвах достигают 24—26 т/га. В насаждениях более старого возраста запасы хвои уменьшаются до 12—14 и даже до 6—8 т/га. Следует отметить, что по нашим данным (табл. 5.8) запасы хвои сосен 10-летнего и 40-летнего возраста на черноземовидных супесях (Пильнянское лесничество Арчединского лесхоза) очень близки по значению — около 12 т/га. Существенное расхождение наших данных с данными Н. А. Воронкова, очевидно, объясняются тем, что в посадках сосны, в которых проводились наши исследования, не были своевременно осуществлены рубки ухода, благодаря чему сосны 40-летнего возраста находятся в стадии усыхания. С другой стороны, сосны 10-летнего возраста, находящиеся в стадии смыка-

ния, испытывают постоянный недостаток в почвенной влаге, который особенно сильно ощущается в середине периода вегетации.

Одной из основных причин усыхания сосновых культур в зоне сухих степей является длительное голодание молодняка в стадии смыкания, поскольку, как отмечалось ранее, культуры сосны в условиях сухой степи именно в этом возрасте имеют наибольшую массу хвои. По данным Н. А. Воронкова [29], если смыкание посадок происходит в засушливые периоды, то уже к 12—20 годам деревья суховершинят, а часто и гибнут. В ослабленных недостатком влаги культурах поселяются различные сосновые вредители (подкорковый клоп, личинки майского хруща и др.), ускоряющие гибель ослабленных деревьев. Поэтому большое значение имеет своевременное проведение различных мер по борьбе за улучшение водного режима почвы именно в молодом возрасте.

Потенциал влаги в хвое обоих видов насаждений достигает, особенно в полуденные часы, весьма низких значений — от $-35 \cdot 10^2$ до $-45 \cdot 10^2$ кПа, а иногда даже и до $-50 \cdot 10^2$ кПа. После выпадения осадков и в ночные часы, когда транспирация практически отсутствует и извлекаемая корнями влага аккумулируется в хвое, потенциал влаги в последней повышается до $-(20...15) \cdot 10^2$ кПа. В среднем в течение большей части времени P_x находится в интервале $-(36...45) \cdot 10^2$ кПа и значительно превышает потенциал влаги в почве (в 4—6 раз). Однако наблюдаются непродолжительные периоды, когда толща почвы 0—1 м иссушается очень сильно и $P_п$ оказывается ниже P_x, особенно под молодыми культурами. Под старыми соснами аналогичная ситуация наблюдалась однажды, в конце вегетационного периода 1970 г. Аналогичные данные были получены в дальнейшем Н. Л. Взнуздаевым [22].

Во влажные периоды (после дождей) и в условиях низкой инсоляции $P_п$ не опускается ниже $-500...-700$ кПа, AT равна 200... 400 мг/(г·ч), а T/T_0 составляет 0,5... 0,7. С понижением $P_п$ в верхних слоях до $-(120...40) \cdot 10^2$ кПа AT уменьшается до 75—50 мг/(г·ч), а T/T_0 — до 0,2—0,1. Аналогичные данные по транспирации сосняков были получены еще ранее Н. А. Воронковым [29]. К началу наблюдений запасы влаги в черноземовидной почве (в первом метровом слое) составили около 0,45 HB, а $P_п$ и P_x — соответственно $-7 \cdot 10^2$ и $-24 \cdot 10^2$ кПа. Перепад потенциала влаги в системе почва—хвоя составлял $-17 \cdot 10^2$ кПа, $K_п = 1 \cdot 10^{-12}$ см^3/(с·г), а $T/T_0 = 0{,}60$. С уменьшением содержания влаги в этом слое почвы до 0,3 HB потенциал влаги в почве и хвое понизился до $-13 \cdot 10^2$ и $31 \cdot 10^2$ кПа соответственно. Отсюда перепад потенциала увеличился лишь на -100 кПа, $K_п$ уменьшился до $6 \cdot 10^{-14}$ см^3/(с·г), а T/T_0 — до 0,35. С уменьшением содержания влаги в верхнем метровом слое до $ВЗ$ влагопроводность резко уменьшается, а перепад потенциала остается практически на прежнем уровне. В связи с этим плотность потока влаги к корням сосны резко падает, что приводит к существенному ухудшению влагообеспеченности. При этом, ес-

тественно, потребление влаги культурами в таких ситуациях осуществляется и из нижнего (второго метрового) слоя почвы, где запасы влаги значительны и относятся к категориям легко- и среднедоступной. Однако в связи с меньшим содержанием здесь корней удельный вес поглощенной в этом слое влаги (отнесенный к массе корней) во много раз меньше.

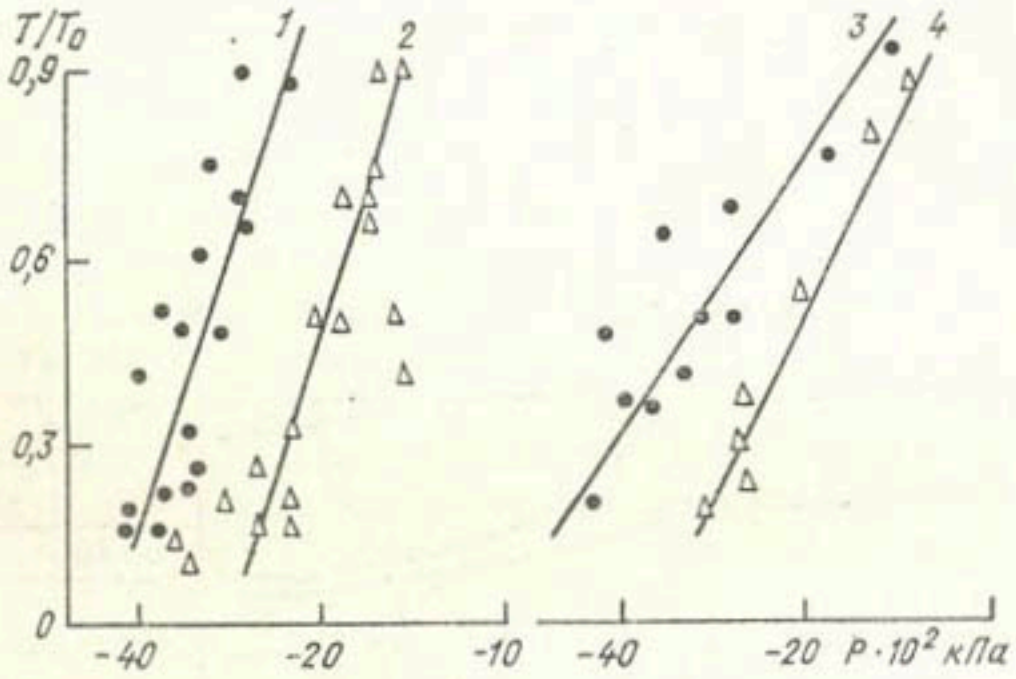


Рис. 5.14. Зависимость относительной транспирации (T/T_0) от потенциала влаги (P) в почве, хвое сосны и листьях яблони.

1 — $P_х$ в хвое сосны, 2 — $P_д$ в черноземовидной супесчаной почве, 3 — $P_д$ в листьях яблони, 4 — $P_п$ в пойменной черноземовидной суглинистой почве.

Зависимость T/T_0 от потенциала влаги в слое почвы 0—100 см и в хвое (рис. 5.14), так же как и для травянистых растений, от начала снижения транспирации прямолинейна и характеризуется высокой теснотой связи ($r=0{,}74\ldots 0{,}88$). Эти зависимости можно аппроксимировать эмпирическими уравнениями типа

$$T/T = 0{,}70 - 0{,}58B \lg|-P_п| \text{ и } T/T = 0{,}39 - 0{,}17B \lg|-P_п| \quad (5.1)$$

соответственно для 10-летних и 40-летних культур сосны или

$$T/T = 0{,}90 - 0{,}50B \lg|-P_х|. \quad (5.2)$$

Осадки на территории произрастания яблоневого сада составили в вегетационные периоды 1969—1971 гг. 55, 88 и 58 мм соответственно. Запасы влаги в слое 0—1 м уменьшились за периоды наблюдений в 1969 г. от 193 до 160 мм, в 1970 г. от 200 до 100 мм и в 1971 г. от 120 до 110 мм. Во втором метровом слое запасы влаги изменились от 125 до 120 мм, от 160 до 115 мм и от 120 до 85 мм (рис. 5.15). Соотношение зависимостей потенциалов влаги в слое 0—100 см и листьях яблони, коэффициента влагопроводности и относительной транспирации от содержания влаги в динамике в общем виде аналогично тому, что представлено для сосняков на рис. 5.11 и 5.12.

Максимальная влагообеспеченность сада почвенной влагой не превышала 0,65 *НВ*. Потенциал влаги в системе почва—лист составил $-11 \cdot 10^2$ и $-24 \cdot 10^2$ кПа соответственно, коэффициент влагопроводности $-1 \cdot 10^{-13}$ см^3/(с·г), а $T/T_0 = 0{,}90$. С уменьшением содержания почвенной влаги до 0,5 *НВ* потенциал влаги в почве

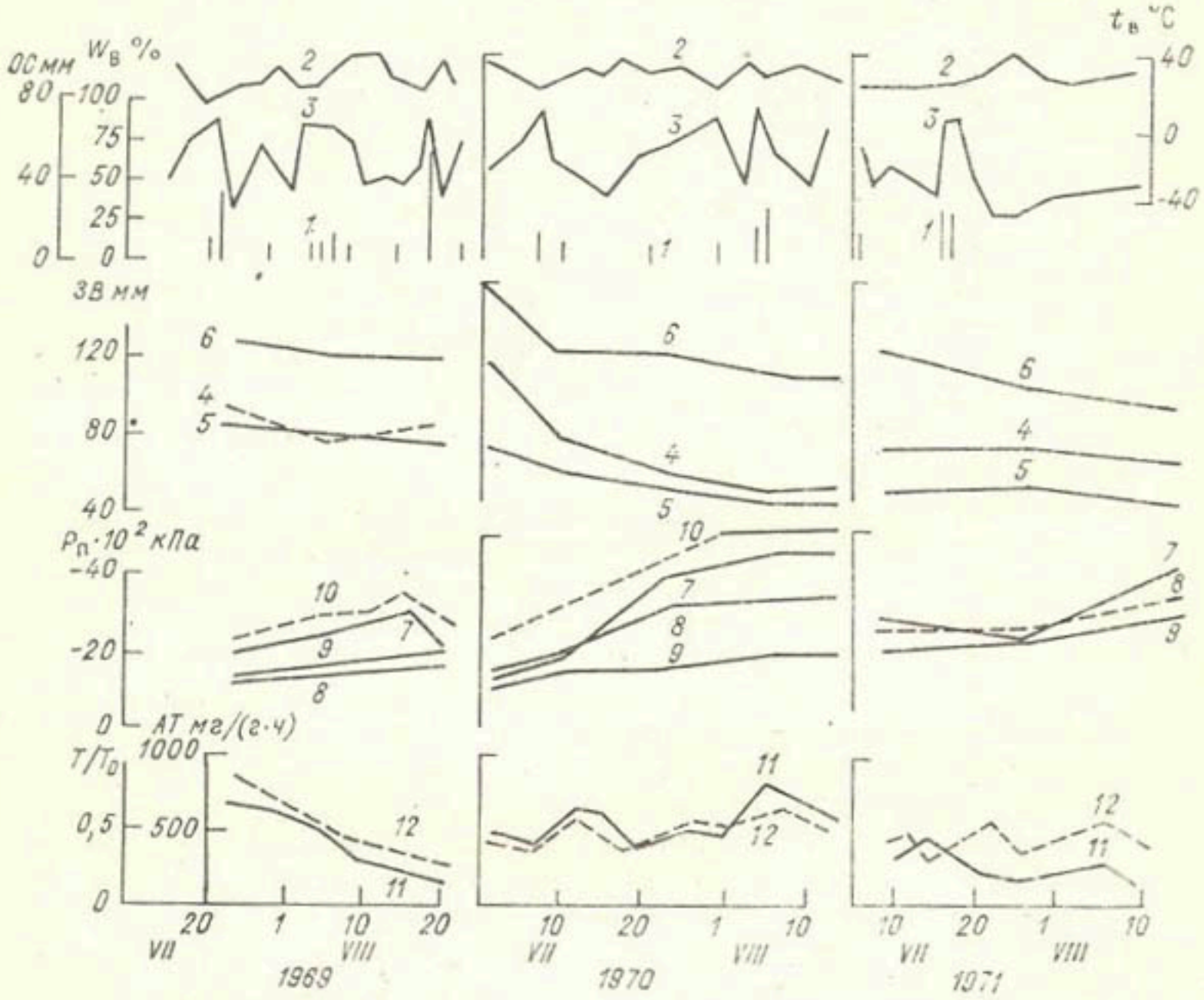


Рис. 5.15. Динамика осадков (*1*), температуры воздуха (*2*), влажности воздуха (*3*), запасов влаги в слоях почвы 0—50 см (*4*), 50—100 см (*5*), 100—200 см (*6*), потенциала почвенной влаги в слоях 0—50 см (*7*), 50—100 см (*8*), 100—200 см (*9*), потенциала влаги в листьях яблони (*10*), абсолютной (*11*) и относительной (*12*) транспирации.

и листьях понизился соответственно до $-18 \cdot 10^2$ и $-36 \cdot 10^2$ кПа, коэффициент влагопроводности уменьшился до $6 \cdot 10^{-14}$ см^3/(с·г), а T/T_0 — до 0,4. Минимальное значение содержания влаги в почве составило 0,45 *НВ* (несколько выше *ВЗ*). В соответствии с этим потенциал влаги в почве и листьях яблони понизился до $-23 \cdot 10^2$ и $-39 \cdot 10^2$ кПа, коэффициент влагопроводности остался на прежнем уровне [$6 \cdot 10^{-14}$ см^3/(с·г)], а T/T_0 уменьшилось до 0,29. Так же как и для культур сосны, установлена зависимость T/T_0 ($P_п$, $P_л$), характеризуемая высоким значением коэффициента корреляции (0,95).

5.3. Вопросы физического и математического моделирования движения влаги при влагопотреблении растений

К настоящему времени моделирование в почвоведении, особенно в гидрофизике и мелиорации почв, принимает все большие масштабы во всем мире. При этом физическое моделирование, лежащее в основе практически всех экспериментов в лабораторных и полевых исследованиях, насчитывает больший «стаж» и отличается более существенными успехами по сравнению с математическим. Математическое моделирование более молодое направление, имеющее однако уже сейчас значительные достижения [8, 35, 67, 92, 103, 133, 140, 141, 146, 250, 283, 183, 193, 338]. Оба вида моделирования следует рассматривать в единстве как составные части единого метода познания почвенных процессов, как метод научного исследования.

Математическое моделирование процессов передвижения влаги в системе почва—растение—атмосфера является одним из наиболее сложных и далеко до конца не решенных вопросов.

Попытка «охвата» проблемы в целом встречает огромные трудности и пока не приводит к большим успехам. Одна из причин этого заключается в недостаточной изученности физической сущности сложных процессов движения влаги в системе при различных краевых и граничных условиях и сложности математического аппарата, описывающего эти процессы. Этому способствует, вероятно, и тот факт, что некоторые математические модели являются «пассивными», они не вскрывают физической сущности явлений, а лишь отражают наблюдаемые результаты. Следует указать и на слабое соответствие моделей природным процессам, на все еще недостаточный объем надежных экспериментов по проверке разрабатываемых методик моделирования.

В настоящем разделе мы не преследуем цели окончательной разработки какой-либо математической модели, но лишь делаем попытку обобщения некоторых результатов, отражающих общие закономерности движения влаги в системе почва—растение—атмосфера и при потреблении ее сельскохозяйственными культурами. Такое обобщение может быть расценено в некотором отношении как методологический подход к проблеме математического моделирования указанных гидрофизических процессов, и в то же время оно представляется полезным и непосредственно для практических целей. Физико-математическая основа такого подхода предложена И. И. Судницыным [133].

Среди многочисленных моделей, упрощая ситуацию, можно выделить два основных направления: 1) эмпирико-статистическое и 2) функционально-физическое. Первая группа моделей рассматривает, не вникая в физическую сущность процессов, статистически достоверные зависимости между почвенно-гидрологическими и метеорологическими параметрами. Для построения таких моделей используют большие массивы данных за длительный срок и для обширных территорий. Эти модели удовлетворительно «ра-

ботают» в пределах исследованного диапазона условий, но пригодность их для других территорий и почвенно-экологических условий не гарантирована. В целом применимость таких моделей для ограниченных по площади участков и коротких интервалов времени сомнительна.

Функционально-физические модели в виде системы дифференциальных и интегральных уравнений описывают потоки влаги в системе почва—растение—атмосфера. Они, как правило, громоздки и могут быть решены численными методами лишь для сравнительно небольших объектов (например, движение воды в почве без растений, к корневой системе правильной формы и т. п.). Более сложные случаи с трудом поддаются даже приблизительным расчетам, особенно для больших районов с широким спектором природных условий, поскольку сопряжения на границах условно однородных участков, усугубляют трудности вычислений.

Признавая большую полезность обеих видов моделей, необходимо отметить, что практика интенсивного использования земель наиболее сильно нуждается в прогностических моделях для территорий среднего и малых размеров (менее 1 км^2) и коротких (менее декады) периодов времени. Для таких условий модели обеих типов в чистом виде не дают хороших результатов, что обусловливает необходимость синтезирования моделей промежуточного типа, использующих физический подход при выборе параметров и статистический — при оценке вероятности соотношения между этими выбранными параметрами. Большая часть таких моделей учитывает метеорологическую обстановку (через T/T_0), состояние почвенной влаги (через $P_п$), плотность растительного покрова и др.

Полученные рядом исследователей, в том числе и нами, экспериментальные данные, характеризующие энергетическое состояние воды в системе почва—растение—атмосфера, позволяют ввести эти факторы в модель влагопотребления растений. Хотя эта модель является ориентировочной, но даже в таком виде она будет стимулировать исследования в данном направлении, необходимые для ее усовершенствования и уточнения. Построение такой полуэмпирической модели включает следующие этапы [133].

А. 1. В качестве базы используются зависимость относительной транспирации мезофитов от потенциала почвенной влаги суглинистой почвы при $T_0 = 4$ мм/сут.

$$T/T_0 = \frac{\lg(P_з) - \lg(P_п)}{\lg(P_з) - \lg(P_{кр})} = \frac{1{,}4 - \lg(P_п)}{1{,}4 - 1{,}0} = 3{,}5 - 2{,}5\,(P_п), \qquad (5.3)$$

где $P_п$, $P_з$ и $P_{кр}$ — соответственно потенциал влаги в некоторый момент времени, при $ВЗ$ и при начале снижения T/T_0.

2. При моделировании влагопотребления растениями-гигрофитами $P_з$ и $P_{кр}$ увеличиваются (с учетом знака) на $-4 \cdot 10^2$ кПа,

а при моделировании влагопотребления ксерофитами — они уменьшаются на ту же величину.

3. При моделировании влагопотребления на почвах иного гранулометрического состава вносятся коррективы: для супесчаных почв $P_{кр}$ и $P_з$ увеличиваются на $-2 \cdot 10^2$ кПа, а для песчаных — на $5 \cdot 10^2$ кПа.

4. При моделировании «жестких» метеорологических условий $P_{кр}$ и $P_з$ увеличиваются (при увеличении T_0 на 1 мм/сут) на —40 кПа для гигрофитов, на —70 кПа для мезофитов и на —100 кПа для ксерофитов.

5. Если растение в ходе предшествующих периодов развития перенесли почвенную засуху, то $P_з$ и $P_{кр}$ уменьшаются на —300 кПа.

6. При расчете T учитывается степень сомкнутости растительного покрова (α): $T = \alpha T_0^{макс}$, где $T_0^{макс} - T_0$ для сомкнутого растительного покрова.

Б. Если основная масса корней распределена по профилю почв глубже 30—40 см, то расчеты производят по уравнению

$$T/T_0 = A\sum_1^n - B\sum_1^n \frac{\lg (P_к)\, C_к}{\sum_1^n C_к}, \qquad (5.4)$$

где $P_к$ и $C_к$ — потенциал почвенной влаги и концентрация корней в слое «к»; $1 \ldots n$ — порядковые номера слоев почвы равной толщины, начиная от поверхности и кончая глубиной распространения корней; $\lg (P_к)$ — средневзвешенный логарифм в потенциале влаги корнеобитаемой толщи почвы.

Все факторы, влияющие на T/T_0, учитываются так же, как и в варианте А. Если полученное в результате расчетов значение T/T_0 превысит 1, то разницу $(T/T_0 - 1)$ следует вычесть из расходов, найденных для слоев пропорционально этим расходам.

В. Параллельно с потреблением влаги растениями рассчитывается поток влаги в почве по уравнению

$$\frac{\overline{W}_i^{J+1} - \overline{W}_i^J}{\Delta\tau} = \overline{K}\left(\overline{P}_{i+1/2}^J\right) \frac{\overline{P}_{i+1/2}^{J+1} - \overline{P}_i^{J+1}}{\Delta l^2} - \overline{K}\left(\overline{P}_{i-1/2}^J\right) \frac{\overline{P}_i^{J+1} - \overline{P}_{i-1}^{J+1}}{\Delta l^2}, \qquad (5.5)$$

где $\Delta\tau$ — время; K — влагопроводность почвы, являющаяся функцией $P_п$; Δl — расстояние между точками (слоями почвы); i, J — порядковые номера слоев почвы и интервалов времени. При этом считается, что $K_п$ и $P_п$, равные среднему арифметическому для соответствующих слоев, приурочены к серединам этих слоев.

Интервал времени не должен быть слишком большим, чтобы распределение $P_п$ по профилю почвы не претерпело существенных изменений (например, для данного слоя изменилось бы не более чем на 10 % от первоначального значения). Это относится и к расчетам по вариантам А и Б.

Г. Если в течение расчетного периода в почву поступает влага из грунтовых вод или с поверхности (осадки, поливы), то поток ее рассчитывается аналитическими методами, т. е. по уравнениям, описывающим динамику процессов (см. гл. 4), или по способу, описанному в варианте В. При выпадении малого количества осадков в течение короткого периода времени (например, менее 50 мм за 10 сут) на «сухую» (т. е. при влажности менее 0,7 *НВ* или при $P_п$ ниже —1000 кПа) почву промоченная толща высокой влажности обычно резко отграничена от нижележащего «сухого» слоя почвы. В этом случае можно считать, что эвапотранспирация осуществляется только из промоченной толщи по закономерностям, описанным в варианте А.

И в заключение остановимся на одном исследованном нами совместно с Ю. А. Чеботаревым [141] варианте, объединяющем математическую модель влагопереноса в почве и подход к прогнозированию урожая культур. Модель влагопереноса удовлетворительно согласуется с экспериментальной информацией и достаточно достоверно отражает особенности протекания многих гидрологических процессов в почве. В ее основу положено уравнение (5.6)

$$C(\Psi)\frac{d\Psi}{d\Psi}=\frac{d}{dZ}\left[K(\Psi)\frac{d\Psi}{dZ}-K\Psi\right]-E_s(z,t)-S(z,t)-F(z,t), \quad (5.6)$$

где $C(\Psi)$ — дифференциальная влажность почвы; Ψ — капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги; $K(\Psi)$ — водопроницаемость; $E_s(z,\ t)$ — интенсивность испарения почвенной влаги из единицы объема почвы; $S(z,\ t)$ — интенсивность потребления почвенной влаги корнями растений из единицы объема почвы; $F(z,\ t)$ — интенсивность образования гравитационной влаги в единице объема почвы.

Транспирация $T(t)$, испарение $E(t)$ и приток влаги к грунтовым водам $\Phi(t)$ находятся из уравнений:

$$T(t)=\int_0^R=S(z,\ t)\,dz;\ E(t)=\int_0^L E_s(z,\ t)\,dz;$$

$$\Phi(t)=\int_0^L F(z,\ t)\,dz, \quad (5.7)$$

где R — глубина распространения корней растений; L — мощность почвы.

Обзор литературы по программированию урожаев сельскохозяйственных культур позволил сформулировать вариант модели, в основе которой находится математическое описание ростовых процессов по Россу [117].

$$\frac{dm_J}{d\tau}=a_J\frac{dM}{d\tau}+b_JM, \quad (5.8)$$

где $M(\tau)$ — общая сухая биомасса растения; m_J — сухая биомасса J-го органа растения; a_J и b_J — функции роста; τ — сумма эффективных температур.

В соответствии с известными представлениями о потенциальном урожае [136] формирование общей биомассы растения определяется уравнением

$$M(t)\frac{T(t)}{E_0(t)}\int_0^1 \frac{n(\tau)}{g(\tau)}Q(\tau)\,d\tau, \qquad (5.9)$$

где $E_0(t)$ — испаряемость; $n(\tau)$ — КПД растения; $g(\tau)$ — калорийность растения; $Q(\tau)$ — дневные суммы ФАР.

Согласно поставленной задаче проведена серия экспериментальных исследований. Для отработки модели влагопереноса в почве использованы данные длительных наблюдений за водным режимом в компенсационных лизиметрах. Для моделирования формирования урожая сельскохозяйственных культур поставлены специальные опыты по определению функций роста культур. Экспериментальные исследования и предварительные расчеты по отдельным блокам модели дают основание надеяться на успешное использование моделей.

5.4. Выводы

1. Зависимости между потенциалами влаги в почве и листьях растений, а также между относительной транспирацией растений и потенциалами влаги в системе почва—растение аппроксимируются прямыми и являются индивидуальными для каждой из экологических групп.

При высоком содержании влаги в почве, в интервале НВ — влажность, при которой наблюдается снижение T/T_0, уменьшение содержания влаги хотя и приводит к значительному понижению влагопроводности почвы, однако возрастание перепада потенциала в системе почва—лист поддерживает плотность потока воды на требуемом уровне, соответствующем испаряемости и относительная транспирация находится на уровне единицы. Дальнейшее понижение содержания влаги в почве приводит к еще большему снижению влагопроводности, и теперь уже возрастание перепада потенциала не в состоянии поддерживать плотность потока на прежнем уровне, в результате чего часть устьиц растений закрывается и относительная транспирация уменьшается до минимальной.

2. Начало снижения T/T_0 наблюдается при различном значении потенциала почвенной влаги: в салате (гигрофит) при —200 и —400 кПа, в овсе (типичный мезофит) при —500 и —900 кПа; в пшенице, просе и житняке (засухоустойчивые культуры) в интервале $-(8\ldots 10)\cdot 10^2$ и $-(22\ldots 13)\cdot 10^2$ кПа соответственно на супесчаной и суглинистой черноземовидных почвах. Значение $P_п$ в момент устойчивого завядания салата, овса, проса и пшеницы

составляет на супесчаных почвах $-18 \cdot 10^2$, $-36 \cdot 10^2$, $-40 \cdot 10^2$ и $-45 \cdot 10^2$ кПа соответственно.

Потенциал влаги в листьях растений, соответствующий *ВЗ*, достигает значений: в салате $-16 \cdot 10^2$ и $-18 \cdot 10^2$ кПа, в овсе $-40 \cdot 10^2$ и $-45 \cdot 10^2$ кПа соответственно на черноземовидных супесчаных и суглинистых почвах, а листья проса, пшеницы и житняка способны понижать потенциал влаги до $-(60 \ldots 65) \times 10^2$ кПа.

Интервал доступной почвенной влаги и степень ее доступности для растений возрастают, а «мертвый» ее запас уменьшается в направлении салат—овес—просо—пшеница—житняк, т. е. в направлении усиления свойств ксерофитности и засухоустойчивости.

Растения с большей биомассой начинают снижать транспирацию гораздо раньше по сравнению с растениями, имеющими меньшую биомассу. Вместе с тем первые иссушают почву до более низких значений влажности (до меньшего «мертвого» запаса) по сравнению со вторыми. Растения, перенесшие кратковременные почвенные засухи на ранних этапах своего развития, значительно снижают выход полезной продукции, однако выработавшиеся в них адаптационные механизмы позволяют им развивать более низкие значения потенциалов влаги в листьях, благодаря чему они становятся в дальнейшем более устойчивыми к неблагоприятным условиям среды.

3. Обоснована целесообразность использования (наряду с $P_п$ и $P_л$) перепада потенциала в системе почва—растение и его отношения к потенциалу почвенной влаги $(P_л - P_п)/P_п$ при оценках влагообеспеченности растений и определениях их *ВЗ*. Показано, что $(P_л - P_п)/P_п$ до начала снижения T/T_0 составляет значения в интервале 1,2—1,5. Эти соотношения слабо различаются для разных растений в пределах каждой экологической группы: гигрофиты, мезофиты и ксерофиты. Влияние морфологогенетических и гидрофизических свойств почв в пределах каждой из экологических групп на отношение перепада потенциала к потенциалу почвенной влаги оказывается незначительным.

Вскрыта зависимость сверхслабого (хемилюминесцентного) свечения листьев растений, являющегося биофизическим показателем их теплоустойчивости, от содержания влаги в почве и относительной транспирации. В мезофитных растениях появление критических значений *ТУ* («всплеск» сверхслабого свечения) совпадает по времени со снижением относительной транспирацией, в гигрофитах и ксерофитах *ТУ* снижается раньше снижения T/T_0.

4. Зависимость T/T_0 от потенциалов влаги в почве и хвое сосны и листьях яблони, так же как и для травянистых культур, прямолинейна. В условиях недостатка атмосферного увлажнения и глубоких *УГВ* потенциал влаги в верхнем метровом слое черноземовидных почв сухой степи к концу вегетационного периода понижается до $-40 \cdot 10^2$ кПа, а потенциал влаги в хвое сосны и листьях яблони — до $-(30 \ldots 50) \cdot 10^2$ кПа. Снабжение влагой куль-

тур в этих условиях становится возможным лишь благодаря наличию значительного перепада потенциала в системе почва—растение, а также за счет второго метрового слоя почвы, где потенциал влаги не опускается ниже —(500... —700) кПа. Однако поскольку концентрация корней сосны в этом слое во много раз меньше, чем в верхнем метровом слое, то в течение значительной части вегетации посадки сосны, особенно 10-летнего возраста, испытывают острый недостаток во влаге. Относительная транспирация в эти периоды нередко снижается до 0,3—0,2.

Глава 6. ПРОБЛЕМА РЕГУЛИРОВАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ И ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ РАСТЕНИЙ НА ОСНОВЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА

6.1. Потенциал почвенной влаги и наименьшая влагоемкость. Определение запасов влаги по потенциалу

Хотя диагностика полива сельскохозяйственных культур с использованием потенциала влаги возможна и достаточна без дополнительных определений почвенной влаги, для решения ряда вопросов агрофизики и мелиорации почв требуется знать пределы содержания влаги в почве. Известно, что растения могут нормально развиваться и максимально производить полезную продукцию на данном конкретном поле только при условии оптимального содержания почвенной влаги и элементов питания. Границы оптимального содержания влаги в почве колеблятся от *НВ* до 0,8—0,6 *НВ* (в зависимости от свойств почвы, вида растений, фаз его развития и погодных условий). Данное положение, подтвержденное многими исследованиями, реализовано на практике при орошении сельскохозяйственных культур [43, 52, 77, 112, 125]. Полив обычно назначают, когда содержание влаги в расчетном слое почвы понизится до значения, находящегося в пределах 0,8—0,6 *НВ*. Этот предел содержания влаги, выраженный в долях (или процентах) от *НВ*, принято называть нижней границей оптимального увлажнения почв, поскольку уменьшение содержания влаги приводит к прогрессивному снижению растительной продукции. В качестве верхней границы оптимального увлажнения почвы большинством исследователей и практиков принимается *НВ*, поскольку при этой категории влаги обычно имеет место оптимальное соотношение воды и воздуха. Вместе с тем в мелиоративной практике в качестве верхней границы оптимального увлажнения почв принимается предельная полевая влагоемкость (*ППВ*), которая обычно определяется для условий сравнительно высокого стояния грунтовых вод, когда они оказывают заметное влияние на содержание влаги в исследуемых слоях почв (обычно до 3,0 м от поверхности). На содержание влаги при *ППВ* оказывают влияние подпитка и подпор со стороны *ГВ*, а также подпор и подпитывание верховодкой, образующейся на контактах слоев почв различного механического состава и разной плотности. Поэтому содержание влаги в пределах этой категории может изменяться от *НВ* (для условий залегания $ГВ > 3{,}0$ м и литологической однородности почвенного профиля) до *ПВ* (при высоком уровне грунтовых вод — выше 0,1 м). В связи с этим содержание влаги при *ППВ*, строго говоря, не может быть принято в качестве верхней границы оптимального увлажнения в целом для всех случаев. В условиях

колебания влажности почвы, характеризующей *ППВ*, содержание почвенного воздуха также сильно изменяется в пределах от оптимального (15—20 % при *НВ*) до ничтожно малых значений при *ПВ*. По сравнению с *ППВ* категория влаги *НВ* имеет достаточно обоснованную физическую сущность.

Наименьшая влагоемкость, согласно определению А. А. Роде [112], представляет собой наибольшее количество влаги, удерживаемое почвой в подвешенном состоянии капиллярно-сорбционными силами в условиях глубокого залегания *ГВ*. Из определения *НВ* следует, что для каждой конкретной почвы, характеризуемой тем или иным гранулометрическим составом и гидрофизическими свойствами, *НВ*, строго говоря, должна быть постоянной во времени величиной, при условии, конечно, отсутствия испарения с поверхности почвы и внутрипочвенного горизонтального притока влаги.

Однако, как показали работы многих исследователей, содержание влаги, соответствующее наименьшей влагоемкости даже при отсутствии испарения с поверхности и горизонтального ее притока, все же меняется во времени [34, 125, 153, 173, 174, 275, 315, 316]. Правда, скорость и абсолютное значение изменения содержания влаги обычно весьма незначительны, что и дает основание использовать наименьшую влагоемкость в качестве почвенно-гидрологической константы, особенно для прикладных целей [14, 19, 39, 77]. Поскольку влага при *НВ* в некоторых суглинистых и глинистых почвах может стекать (правда очень медленно) вниз по почвенному профилю, то это приводит к некоторой условности в установлении сроков определения влажности после заливки площадок.

Вопрос о сроках бурения при определении *НВ* подробно рассмотрен в работе [14], поэтому нет необходимости еще раз останавливаться на нем. Отметим лишь, что несовпадение сроков бурения у различных исследователей и является одной из причин большого разброса значений $P_к$, характеризующих *НВ* для почв с одинаковым гранулометрическим составом и близкими гидрофизическими свойствами [77]. Другая причина этого несовпадения заключается во влиянии на состояние почвенной влаги гистерезисных явлений, температуры и давления воздуха. Поскольку в качестве верхней границы оптимального увлажнения почвы принимается содержание влаги, соответствующее *НВ*, то уяснение соотношения последней и капиллярно-сорбционного потенциала также имеет существенное методическое и прикладное значения.

Довольно подробный список работ по соотношению $P_к$ и *НВ* приведен в работе [77], поэтому здесь данный вопрос рассмотрим лишь в общем виде. Несмотря на то что значения $P_к$, по данным разных авторов и даже по данным одного и того же автора, довольно часто не совпадают, все же представляется возможным сгруппировать их, выделив несколько групп интервалов значений потенциала. В пределах интервалов каждой группы находятся все значения $P_к$, которые могут иметь место в природных условиях, при изменении тех или иных факторов.

Анализ материалов автора и литературных данных позволяет в качестве таких интервалов рекомендовать следующие: для песчаных почв — от —5 до —8 кПа, для супесчаных — от —8 до —15 кПа, для легкосуглинистых — от —15 до —30 кПа, для среднесуглинистых — от —30 до —40 кПа и для тяжелосуглинистых — от —40 до —70 кПа. Эти интервалы значений $P_к$ и были использованы при разработке лабораторного экспресс-метода определения наименьшей влагоемкости [5].

Процедура определения *НВ* заключается в следующем. В заранее отобранные в поле монолиты, находящиеся в цилиндрах, помещают по центру датчики капилляриметрической установки; последнюю заполняют водой и создают в ней избыточное (сверх атмосферного) давление в пределах от —10 до —40 кПа (в зависимости от гранулометрического состава почвы). Поток воды из бюретки в почву следует поддерживать до тех пор, пока в капилляре цилиндра не покажется вода. Увлажнение образцов можно также проводить обычным способом — путем подпитывания их снизу. После этого давление в установке сбрасывают до атмосферного. Затем в системе создают разрежение, равное одному из приведенных выше значений потенциала, которое поддерживают до прекращения выхода воды из почвенного образца. В течение этого времени из образца удаляется вся излишняя (сверх *НВ*) влага. Оставшаяся влага удерживается в почве силами, равными потенциалу, соответствующему *НВ* в этой почве (заданному разрежению).

Определение содержания влаги в образце, соответствующего *НВ*, проводится с использованием уравнения

$$W = \frac{Q_1 - Q_2}{P} 100, \qquad (6.1)$$

где W — влажность почвы, соответствующая *НВ*, %; Q_1 — количество воды, идущее на насыщение почвенного образца, г; Q_2 — количество воды, дренированное при данном разрежении (потенциале влаги), г; P — масса абсолютно сухого образца, г.

Определение влажности по *ОГХ* является простой процедурой, при этом с одинаковым успехом можно пользоваться как самой зависимостью $P_к(W)$, так и табличными данными. В практике сельского хозяйства, а также в мелиоративных целях, содержание почвенной влаги часто выражают через ее запасы. В связи с этим предпринимались попытки определить запасы влаги по зависимости потенциала от запасов почвенной влаги (*ЗВ*) [77].

Тензиометры полевого типа были установлены в слоях 10—20, 40—50 и 90—100 см южного суглинистого чернозема и светло-каштановой почвы. Анализ зависимостей $P_к(W)$ показал, что значения последних в разных слоях южного чернозема практически совпадают между собой ($r = 0{,}82 \ldots 0{,}86$). В то же время в светло-каштановой почве они заметно различаются по слоям. Объяснить это можно большей однородностью почвенного профиля чернозема по сравнению со светло-каштановой почвой. Кроме того, в первом

случае (для чернозема) $P_к$ и $ЗВ$ определяли в одних и тех же слоях и по параллельным (парным) значениям их строили $ОГХ$.

Во втором случае (для светло-каштановой почвы) $P_к$ определяли в слоях установки тензиометров, а $ЗВ$ рассчитывали нарастающим итогом для слоев 0—20, 0—50 и 0—80 см. Полученные зависимости в полулогарифмическом масштабе аппроксимируются уравнением прямой, коэффициент корреляции при этом составляет: 0,91 для слоя 70—80 см; 0,80 для слоя 10—20 см и 0,86 для слоя 40—50 см.

Еще большее расхождение зависимостей $P_к$ от $ЗВ$ имеет место в южном черноземе под кукурузой [100]. Здесь, так же как и для светло-каштановой почвы, $P_к$ определяли в слоях установки тензиометров (10—20, 40—50 и 90—100 см), а $ЗВ$ рассчитывали нарастающим итогом для почвенных слоев 0—20, 0—50 и 0—100 см; значения r этих зависимостей находятся в пределах от 0,84 до 0,97. Приведенные данные позволяют сделать следующий вывод: определение $ЗВ$ необходимо проводить по зависимостям потенциала от $ЗВ$ для каждого конкретного слоя почвы. Распространение этих зависимостей на другие слои является недопустимым, за исключением, возможно, песчаных и лёссовых почв.

Известны попытки ряда исследователей использовать для определения содержания влаги эмпирические уравнения [77]. Так, Штольц и др. [358] использовали уравнение типа

$$P_к = AW^{-c}, \tag{6.2}$$

где A и c — постоянные эмпирические коэффициенты; W — влажность почвы. Уравнение прямой для логарифмической зависимости $P_к(W)$ применено И. И. Судницыным [125]

$$W = A - \frac{1}{B \ln (P_к)}, \tag{6.3}$$

где W — влажность почвы; A и B — постоянные эмпирические коэффициенты. П. Ости [256] предложил уравнение регрессии

$$W = 0{,}494Г + 0{,}218П + 0{,}79ТП + 0{,}008КП, \tag{6.4}$$

где Г, П, ТП, КП — содержание фракции глины, пыли, тонкого и крупного песка соответственно; W — влажность почвы. Известны и другие работы в этом направлении [77, 125]. Однако следует отметить, что главным недостатком этих и подобных им уравнений является их «эмпиричность», поэтому они могут быть использованы только в местах и в условиях их получения. Кроме того, нахождение таких уравнений также сопряжено с выполнением экспериментальных работ, которые в ряде случаев могут быть довольно значительными по объему и длительными по времени. Вместе с тем уравнения могут быть использованы для формализации $ОГХ$ и при математическом моделировании гидрофизических и гидромелиоративных процессов (см. главы 2 и 5).

6.2. Принципиальные и методологические аспекты диагностирования полива сельскохозяйственных культур на основе капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги

Поскольку основные термодинамические свойства влаги в системе почва—растение—атмосфера и критерий влагообеспеченности (T/T_0) связаны между собой функциональными зависимостями, то, как показано в главе 5, любой из этих параметров может быть положен в основу методики оптимизации и регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений. Однако ни один из рассмотренных выше термодинамических параметров не обеспечен такими экспериментальными данными, как капиллярно-сорбционный потенциал в пределах измерения его тензиометрами. Именно благодаря тензиометрам, работающим, в сущности, по принципу корня растений, очень простым по конструкции и весьма надежным в эксплуатации, капиллярно-сорбционный потенциал влаги нашел сегодня такое широкое использование не только в исследованиях и научно-прикладных целях, но и на практике во всем мире [26, 34, 77, 129, 143, 152, 156, 169, 184, 246, 247, 262, 263, 272, 301, 343—345].

Поскольку потенциал характеризует доступность почвенной влаги для растений, то необходимость в дополнительных определениях влажности почвы при использовании тензиометров для целей орошения полностью отпадает [310]. Нужны лишь предварительные исследования, направленные на выявление так называемых критических значений потенциала ($P_к$), соответствующих началу снижения относительной транспирации, или нижней границе оптимального увлажнения почвы. Эти критические значения используют в качестве диагностических показателей. Установление $P_{кр}$ в содержании почвенной влаги означает, что необходимо проводить орошение. В сущности $P_{кр}$ представляет собой скользящую точку в пределах оптимального увлажнения, зависящую от состояния факторов природной среды.

Другим не менее важным моментом является выбор оптимальной глубины установки тензиометров в почву, потенциал влаги которой наиболее полно при наименьших экономических затратах отражал бы протекание гидрофизических процессов в системе почва—растение. Вопросы тензиометрии, разумеется, не ограничиваются только этим, они многочисленны, и по совокупности их вполне обоснованно можно объединить в самостоятельный раздел. Многие из них уже рассмотрены в монографии ранее. Поэтому здесь остановимся только на тех из них, которые по своему физическому смыслу полнее всего отвечают понятию оптимизации и регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений. Более подробно эти вопросы изложены в других публикациях автора [81—83, 91, 92].

В большинстве работ научно-прикладного характера интервал критических значений $P_к$ соответствует оптимальному диапазону

увлажнения почвы. Этот диапазон представляет собой содержание влаги в почве, «ограниченное» сверху HB — верхняя граница оптимального увлажнения почв — и снизу 0,8—0,6 HB — нижняя граница оптимального увлажнения почв. При этом в качестве критерия оптимальности водного режима и влагообеспеченности почв используется урожайность культур [10, 11, 13, 15, 77, 112, 125, 251, 324]. Однако необходимость динамических критериев влагообеспеченности растений, как показано ранее, является очевидной.

А. Майяну с сотрудниками провели обширные вегетационные опыты по изучению влияния $P_к$ на урожайность биомассы овса и люцерны [246]. Максимальный выход продукции на песчаных, суглинистых и глинистых почвах они получили в условиях полива при $P_к = -33$ кПа. При понижении потенциала влаги до —60 кПа урожайность биомассы овса уменьшилась на 10—40 % в зависимости от вида почвы, а урожайность биомассы люцерны — в 1,5—2,0 раза. Максимальный урожай сельскохозяйственных культур в США [152] наблюдается в условиях полива при $P_к$, равном для огурцов —25... —35 кПа, для дынь —50... —60 кПа, для помидоров —60... —70 кПа и для плодовых —70... —80 кПа. В соответствии с обзором Х. Билораи [156] поливы салата-латука, душистого горошка, сахарной свеклы, картофеля, апельсинов, грейпфрута и бананов проводят при достижении $P_к$ соответственно следующих значений: —40... —60, —50... —100, —40... —60, —30... —50, —20... —100 и —30... —150 кПа.

Интересные исследования в этом направлении проведены в Индийском сельскохозяйственном институте на аллювиальном супесчаном суглинке среднего плодородия [219]. Полив участков с картофелем проводили при достижении $P_к$ значений —50 и —33 кПа. Тензиометры были установлены на глубине 22,5 см от поверхности. Полученные результаты свидетельствуют о том, что влияние $P_к$ на урожай картофеля на разных стадиях его развития не одинаково. В первые 20 суток после посадки величина $P_к$ не влияла на урожай. В стадии образования и удлинения столонов (20—40-е сутки после посадки) снижение значения $P_к$ до —50 кПа привело к значительному снижению урожая картофеля (до 30 %). С. Дубец и К. Крогман [184] провели исследования трех методов определения сроков полива картофеля на черноземовидном суглинке: по морфологическим признакам растений, по водному балансу и по потенциалу влаги. Оптимальное значение $P_к$, по мнению авторов, находится в интервале —40... —60 сантибар (—40... —60 кПа). Средняя за три года урожайность картофеля оказалась на 3024 и 6899 кг/га выше по сравнению с вариантами установления сроков полива по водному балансу и по морфологическим признакам соответственно.

Вопрос о диагностике полива растений с использованием потенциала влаги этими примерами далеко не исчерпан. В нашей стране прикладным вопросам тензиометрии посвящены работы К. Н. Шишкова [143], И. И. Судницына [125] и других авторов, подробная сводка которых содержится в работе [77].

Длительные исследования этого вопроса, выполненные автором, и анализ литературных данных позволили подразделить диапазон $P_к$, измеряемого тензиометрами, на несколько интервалов, характеризуемых различным состоянием почвенной влаги и преимущественным использованием их для орошения растений тех или иных экологических групп [77].

Интервалу $P_к$ от 0 до —10 кПа соответствует влажность почвы при *НВ* легкого гранулометрического состава. В этом интервале $P_к$ полив растений следует прекращать, чтобы прекратить фильтрацию воды в нижележащие слои почвы и выщелачивание питательных веществ из верхних плодородных слоев почвы.

В интервале потенциала от —10 до —30 кПа целесообразно проводить поливы огородных и овощных культур, а также трав. В интервале потенциала от —30 до —60 кПа следует проводить поливы большинства культурных растений-мезофитов (в основном зерновые культуры). Интервал потенциала от —60 до —85 кПа указывает на то, что для большинства сельскохозяйственных травянистых культур имеющаяся влага становится уже недостаточной для оптимального обеспечения их водой и питательными веществами. В этом интервале возможно проводить поливы плодовых культур с мощной корневой системой.

Конечно, такое деление диапазона потенциала на интервалы является несколько условным по ряду причин и прежде всего потому, что влагообеспеченность — соответствие плотностей потока влаги из почвы в растение и из растения в атмосферу — зависит от вида культуры и его возраста, испаряемости, температуры воздуха и атмосферного давления, а также от вида почвы и ее гидрофизических свойств. Относительно влияния на $P_{кр}$ вида почвы и ее свойств можно вполне определенно констатировать, что оно в диапазоне высокого увлажнения невелико и «перекрывается» или находится в пределах только что указанных интервалов. Поэтому не случайно во многих рассмотренных работах интервалы потенциала привязаны только к растениям и к фазам их развития. Обоснование $P_{кр}$ проведено нами с учетом не только возраста растений, но и гранулометрического состава почв (табл. 6.1).

Влияние на $P_к$ вида растений устанавливается обычно экспериментальным путем, а метеорологических параметров — путем выяснения соотношений $P_{кр}$ и T/T_0. Практическим выражением результатов исследования является табл. 6.1, содержащая информацию об интервалах $P_{кр}$ для многих сельскохозяйственных и древесных культур. Эти интервалы $P_к$ установлены нами на основании указанных выше исследований с учетом и литературных данных.

Важной самостоятельной задачей является решение вопроса об оптимальных глубинах установки тензиометров в почву. Сложность заключается в том, что корневая система растений проникает в почву на различную глубину, которая к тому же меняется в течение вегетации. Для овощных культур, корневая система которых в основном не проникает глубже 30—40 см по профилю почвы, установку тензиометров можно ограничить слоем 10—20 см.

Таблица 6.1

Интервалы $P_{кр}$ (кПа) для различных растений с учетом фаз их развития и гранулометрического состава почв

Культура	Фаза развития	Супесчаная почва	Суглинистая почва
Салат	От посева до смыкания	—10... —15	—10... —15
Петрушка	От смыкания до конца вегетации	—15... —20	—15... —30
Капуста белокачанная	От посадки до образования качана, формирование качана	—15... —20 —20... —28	—15... —25 —25... —35
Огурцы	Посадка — цветение	—10... —15	—15... —25
	Цветение — завязь плодов	—15... —25	—25... —35
	Рост и созревание плодов	—25... —40	—35... —45
Сельдерей, морковь	От посева до заметного созревания корнеплода	—10... —15	—10... —15
	До полного созревания плода	—15... —20	—15... —25
Салат	От посева и в течение 10—14 суток	—10... —15	—10... —15
	До конца вегетации	—15... —20	—15... —25
Клубника	От посадки до цветения	—10... —15	—10... —15
	Завязь ягод и их рост	—15... —20	—15... —20
	Созревание ягод	—20... —25	—20... —30
Фасоль	От посева до цветения	—10... —20	—15... —25
	Цветение — налив бобов	—20... —25	—25... —30
	Созревание бобов	—25... —35	—30... —40
Свекла	Посев семян — рост ботвы до смыкания	—10... —15	—10... —30
	Рост и формирование корнеплода	—15... —25	—20... —35
Картофель	Посадка — цветение	—10... —20	—15... —20
	Рост клубней	—20... —30	—20... —35
Пшеница, ячмень, овес, рожь	Посев — кущение	—15... —20	—15... —20
	Стеблевание — цветение	—20... —25	—20... —25
	Налив зерна — молочная спелость	—25... —30	—25... —30
	Вызревание зерна	—30... —35	—30... —40
Кукуруза	Посев — кущение	—10... —15	—10... —15
	Выход в трубку — выметывание метелки	—15... —25	—20... —25
	Цветение — налив зерна	—20... —30	—20... —35
	Молочная спелость — вызревание зерна	—30... —40	—35... —50
Помидоры	Посадка рассады — цветение	—15... —20	—15... —25
	Цветение — завязь плодов	—20... —25	—20... —30
	Рост плодов	—25... —30	—25... —35
	Вызревание плодов	—30... —40	—34... —40
Просо	Посев — кущение	—15... —20	—15... —20
	Цветение — налив зерна	—25... —30	—30... —35
	Созревание зерна	—30... —40	—35... —45
Травы	Посев — кущение	—10... —15	—10... —15
	От полного смыкания травостоя до скашивания	—15... —25	—20... —30
Виноградники и плодовые сады	Цветение — завязь плодов	—20... —35	—30... —40
	Рост плодов	—30... —40	—40... —50
	Созревание плодов	—40... —60	—50 .. —60

Гораздо сложнее обстоит дело на плодородных суглинистых почвах под зерновыми культурами, корневая система которых проникает на глубину до 100 см и более. Исследования в этом направлении свидетельствуют о том, что для всех культур с глубокопроникающей в почву корневой системой установку тензиометров вполне возможно ограничить только двумя ярусами почвы — 1/4 и

Таблица 6.2

Глубина установки (см) тензиометров в почве в зависимости от мощности корневой системы растений

Глубина корнеобитаемого слоя почвы	Ярус почвы	
	верхний (1/4 корнеобитаемого слоя)	нижний (3/4 корнеобитаемого слоя)
Теплицы	10—20	Не устанавливаются
До 45 см	10—20	30—40
До 60 см	10—20	40—50
До 90 см	20—30	65—75
До 120 см	25—35	85—95

3/4 глубины распространения основной массы корней. Такой способ размещения приборов в почве позволяет иметь информацию о потенциале влаги на двух основных глубинах корнеобитаемого слоя почвы. При этом по показаниям тензиометров верхнего яруса осуществляют полив растений, а по показаниям тензиометров нижнего яруса полив прекращают.

Такой подход к решению вопроса о глубине установки тензиометров позволяет заранее определить оптимальные глубины размещения приборов в почве в зависимости от глубины распространения корневой системы растений и фаз их развития [68, 70, 74]. Примеры расчета глубины установки тензиометров в зависимости от мощности корневой системы приведены в табл. 6.2.

Следует обратить внимание и на то, что установка приборов в верхний (0—10 см) слой почвы нежелательна, так как в полевых условиях, и особенно при несоблюдении оптимального режима орошения, на суглинистых почвах появляются трещины, приводящие к нестабильности работы тензиометров. Правда, в этих случаях нами рекомендованы тензиометры с датчиками в виде воронки, у которой пористым является только плоскость основания. Такие тензиометры более устойчивы при появлении трещин [77].

Другим затруднением использования тензиометров, как впрочем и любых влагомерных приборов, является необходимость извлекать их из почвы при ее обработке. Чтобы этого избежать, тензиометры для пропашных культур рекомендуем устанавливать в рядки. Надземная часть тензиометров при этом должна иметь высоту, меньшую, чем расстояние между поверхностью почвы и

корпусом почвообрабатывающих орудий. Возможен и такой вариант, как отчуждение небольшой площадки, на которой устанавливаются приборы.

Третий вариант решения этой задачи заключается в использовании «гибких» тензиометров, корпус которых выполнен из эластичных материалов. При прохождении по полю обрабатывающих машин такой прибор пригибается к поверхности почвы [77].

Обычно норма полива определяется расчетным способом [11, 14, 39, 112]. Этот способ можно применять и при диагностике полива по тензиометрам. Однако поливные нормы можно устанавливать и исходя из показаний тензиометров. Рекомендуемая методика сводится к следующему [79, 81]. При достижении критических значений потенциала по показаниям тензиометров верхнего яруса производится полив, который продолжается до тех пор, пока по показаниям тензиометров нижнего яруса значения потенциала не повысятся до интервала —5... —10 кПа, после чего полив прекращают. При этом могут иметь место различные варианты соотношений показаний приборов верхнего и нижнего ярусов. Например, тензиометры верхнего яруса показывают $P_{кр}$, а тензиометры нижнего яруса — оптимальные значения: —5... —10 кПа. В этих случаях и начало, и окончание полива следует проводить по показаниям тензиометров верхнего яруса.

Основная трудность при определении нормы полива по тензиометрам заключается в том, что их показания в процессе полива не всегда соответствуют фактическому насыщению почвы водой, поскольку более или менее равномерное распределение поливной воды в орошаемом слое наступает значительно позже. Несоответствие показаний тензиометров и степени увлажнения почвы в это время объясняется тем, что сброс разрежения (повышение потенциала влаги) в тензиометре осуществляется довольно быстро, в течение 20—30 мин после того, как к керамическому датчику прибора подступит поливная вода. При этом последняя может проникнуть к датчику по возможному зазору между ним и стенкой почвенной скважины. Поэтому изменение показаний тензиометров до установленного значения не означает еще, что потенциал влаги в окружающей почве повысился до того же уровня.

С учетом изложенного можно рекомендовать следующую процедуру установления оптимальной поливной нормы. Сначала поливная норма определяется исходя из гидрофизических свойств почвы, начальных и текущих запасов влаги, т. е. обычным путем [14]. Показания тензиометров после полива такой нормой помогут уточнить ее в дальнейшем. Если, например, показания приборов нижнего яруса при данной норме не повысились по истечении одних-двух суток до —5... —10 кПа, то при следующем поливе его норму следует увеличить на 10 %, и увеличение ее необходимо продолжить до тех пор, пока показания тензиометров нижнего яруса после очередного полива не установятся на нужном уровне. Аналогичным образом следует поступить и в том случае, когда начальная поливная норма окажется завышенной. В этом случае

поливную норму следует уменьшить на 10 % при каждом последующем поливе.

Что же касается вопроса о количестве тензиометров, устанавливаемых по площади орошаемых полей, то вопрос этот относится к сложной проблеме репрезентативности почвенно-гидрологических и почвенно-мелиоративных показателей, которая к настоящему времени исследована далеко не до конца. В каждом конкретном случае ее решают применительно к почвенно-экологическим условиям территории, исходя из степени однородности почвенного покрова и подстилающих пород в пространстве, растительности, рельефа местности, *УГВ* и других. Например, в степной зоне на черноземах, отличающихся сравнительной однородностью почвенного покрова, можно рекомендовать одну площадку с тензиометрами (в 2—3-кратной повторности на обоих ярусах) для целого поля с одной культурой, даже если оно и является сравнительно большим — от 50 до 100 га. В условиях Нечерноземной зоны количество площадок с тензиометрами для такого же поля будет определяться *УГВ*, рельефом местности и количеством почв на уровне подтипа с учетом гранулометрического их состава. Например, в условиях мелиоративной системы Горки-2 с аллювиальными почвами, тензиометры устанавливали на дерновых суглинистых и супесчаных, луговых суглинистых и супесчаных почвах, площади которых составляют от 5 до 15 га.

Установленные традиционным путем (по влажности почвы) поливные нормы часто оказываются заниженными или, наоборот, завышенными в различные промежутки времени вегетационного периода (в связи с изменением в ту или иную сторону факторов природной среды). Тензиометры же позволяют осуществлять гибкую тактику орошения путем оперативного изменения его режима.

6.3. Проблемы и принципы автоматизации орошения растений

Все большая интенсификация сельскохозяйственного производства обусловливает необходимость введения в практику орошаемого земледелия соответствующих, удовлетворяющих потребностям современного хозяйствования, прогрессивных технологий полива. Наиболее законченной формой такого прогрессирующего развития технологии являются автоматические системы орошения.

Орошение как технологический процесс включает методы и устройства диагностики сроков и норм полива и способы подачи воды на орошаемое поле. Если вторая составная часть полива в значительной степени механизирована и автоматизирована, то первая часть — весьма далека от этого. В настоящее время известны многие автоматизированные системы орошения, однако они относятся только к забору воды из источников водоснабжения, подаче ее на поле и к распределению поливной воды в пределах орошаемого массива полей. Такие системы нельзя отнести к полностью автоматическим, поскольку в них, как правило, отсутствует

важнейший блок — почвенный. С точки зрения гидрофизики почв полностью автоматической или автоматизированной системой орошения является такая, в которой бы ее работа (действие) осуществлялась от соответствующего сигнала из почвы, отражающего состояние почвенной влаги и указывающего на необходимость его регулирования [77, 81, 86]. В качестве такой системы можно указать на автоматическую систему И. И. Судницына с соавторами (МГУ), работающую на гидравлическом принципе [125].

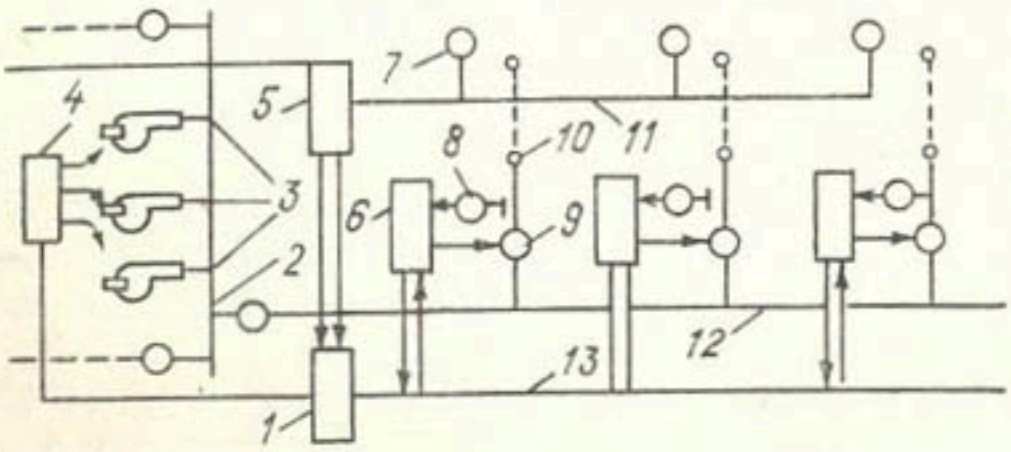


Рис. 6.1. Структурная схема автоматической системы полива сельскохозяйственных культур.

1 — блок управления, *2* — магистральный трубопровод, *3* — насосные агрегаты, *4* — блок выбора насосных агрегатов, *5* — блок контроля, *6* — контролируемый пункт, *7* — тензиометры с контактным вакуумметром, *8* — реле давления, *9* — электрогидрореле, *10* — дождевальные аппараты, *11* и *13* — каналы связи, *12* — распределительный трубопровод.

Нами [7, 110] предложена автоматическая система полива сельскохозяйственных культур, прошедшая испытание в производственных условиях — при стационарном орошении на мелиоративной системе Горки-2. Здесь же она использовалась в течение нескольких лет. Принципиальная схема системы представлена на рис. 6.1 и 6.2.

Система действует в автоматическом режиме от выходного сигнала с тензиометров типа АМ-20-II. Преобразование капиллярного потенциала почвенной влаги, непрерывно регистрируемого группой тензиометров (*Т*), осуществляет контактный вакуумметр, который размещен непосредственно на циферблате последних. С помощью контактного вакуумметра капиллярный потенциал преобразуется в электрический ток в виде сигналов (импульсов), идущих в блок визуального контроля (*БВК*). Последний анализирует поступающую информацию и по заданной программе выдает сигналы на блок выбора насосных агрегатов (*БВНА*), который выбирает насосные агрегаты в зависимости от их состояния, например, от степени загруженности последних на момент полива. Блок выдержки времени (*БВВ*) и выходные блоки (*ВБ*) позволяют осуществлять выборку любого числа тензиометров, установленных на поле, и назначать в соответствии с их показаниями полив.

Система орошения работает следующим образом. При достижении в почве заданного потенциала почвенной влаги ($P_{кр}$) ком-

бинированный датчик (тензиометр плюс вакуумметр) *7* посылает по линии связи *11* электрический сигнал на *БВК* (рис. 6.2). На последнем загорается лампочка, сигнализирующая о срабатывании конкретного датчика, т. е. в этот момент показания тензиометра достигли заранее заданного критического значения потенциала почвенной влаги. Программное устройство *ПУ* имеет возможность выделить на дешифраторе *АТ* и схеме совпадения *СС* выходной сигнал при срабатывании неограниченного числа тен-

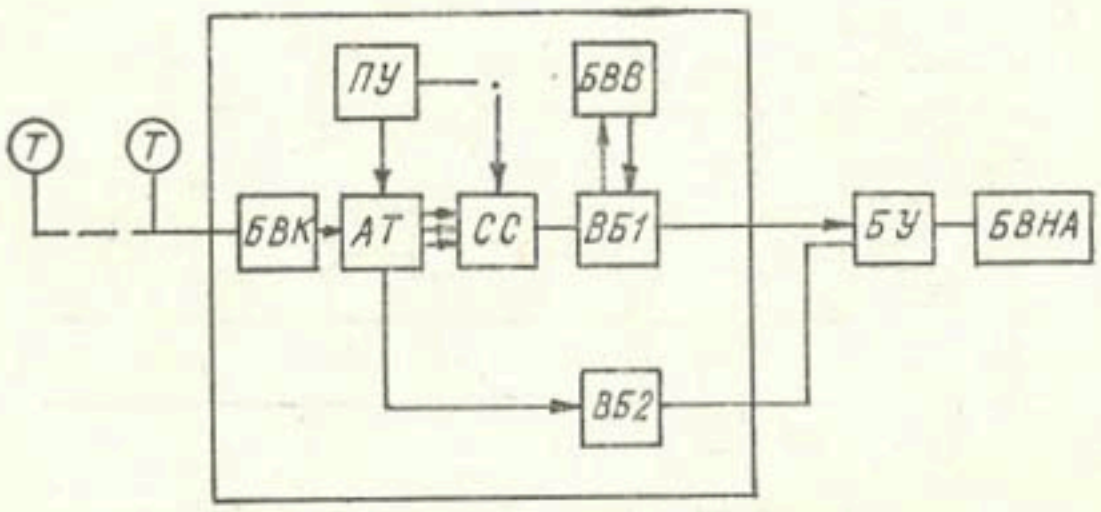


Рис. 6.2. Схема блока контроля состояния тензиометров.
Т — тензиометры, *БВК* — блок визуального контроля, *АТ* — дешифратор, *ПУ* — программное устройство, *СС* — схема совпадения, *ВБ1* и *ВБ2* — выходные блоки, *БВВ* — блок выбора времени, *БУ* — блок управления, *БВНА* — блок выбора насосных агрегатов.

зиометров. Если, например, на орошаемом поле установлено 10 тензиометров, показания которых в данный отрезок времени различаются между собой, *ПУ* фиксирует только те сигналы от тензиометров, которые соответствуют заданному критическому значению потенциала, и записывают их в память. При достижении показаний тензиометров, например, четырех из 10 значений критического потенциала влаги, *ПУ* выделит на выходах дешифратора и схемы совпадения выходной сигнал при срабатывании любых четырех тензиометров из 10. Количество тензиометров, при срабатывании которых программное устройство выделяет сигнал, задается предварительно [7, 110].

Возникший на дешифраторе и схеме совпадения сигнал поступает на *ВБ1*, где формируется разрешающий сигнал, и далее на блок управления (*БУ*), который через блок выбора насосных агрегатов (*БВНА*) включает насосные агрегаты *3*. Блок выдержки времени блокирует *БУ* от повторного запуска на время начавшегося полива. Блок управления посылает сигнал телеуправления на заданный контролируемый пункт *6*, где включается питание для электрогидравлического реле гидрозадвижки *9* на распределительном трубопроводе *12*. При открывании задвижки вода поступает в трубопровод, и давление в нем начинает возрастать. Сигнал с реле давления *8* поступает в блок управления *1* и выключает счетчик времени полива.

После окончания заданного времени полива электрогидравлическое реле контролируемого пункта *6* отключается, гидрозадвижка *9* закрывается и давление в трубопроводе *12* начинает уменьшаться. Сигнал с реле давления *8* поступает в *БУ*, который производит выбор по линии связи *13* следующего контролируемого пункта *6*, обеспечивающего подачу питания электрогидрореле задвижки с гидроприводом, и вода поступает на следующий распределительный трубопровод.

Отключить насосные агрегаты (прекратить полив) можно двумя способами. По первому варианту автоматическая система выключает насосные агрегаты тогда, когда на орошаемое поле подается заданное количество воды. По второму — полив прекращается в момент, когда показания тензиометров уменьшаются до оптимальных значений потенциала влаги, которые также задают заранее. В этом случае на дешифраторе *АТ* появляется сигнал, который далее поступает на второй выходной блок *ВБ2* и блок управления *БУ*. Последний преобразует его в запрещающий сигнал и через *БВНА* выключает насосные агрегаты *3*. После окончания полива блок управления *1* прекращает питание электрогидравлического реле гидрозадвижки *9* и распределительного трубопровода *12* — гидрозадвижка закрывается. Вся система автоматического полива представляет собой единое и целостное устройство, в котором каждый блок и узел находятся во взаимосвязи и зависимости — работа устройства без какого-либо блока невозможна.

Система использовалась в течение многих лет на участке со стационарным орошением площадью 10 га. В наиболее репрезентативном месте этого поля было установлено пять тензиометров под углом 30° к поверхности почвы. Тензиометры системы оснащены вакуумметрами и подсоединены к линии связи, а через нее «привязаны» к автоматизированной насосной станции. Полив может осуществляться как заранее заданной нормой, так и по $P_{кр}$. В качестве последнего используются значения —12 кПа в начальные фазы развития кукурузы и —20 кПа начиная с июня. При поливах по последнему варианту (по $P_{кр}$) насосные агрегаты отключаются тогда, когда заданное заранее количество тензиометров (например, 3 из 5) «сбросят» разрежение до —5 кПа.

Динамика потенциала влаги в слое установки тензиометров в аллювиальной дерновой суглинистой почве под кукурузой (в автоматическом варианте диагностики) показана на рис. 6.3. Видно, что динамика $P_к$ представляет собой чередование максимумов и минимумов, соответствующих началу и окончанию полива; межэкстремальными значениями потенциала характеризуется межполивной период, отличительной особенностью которого является прогрессивное понижение $P_к$ до заданного значения $P_{кр}$. Аналогичный характер изменения потенциала в межполивной период и в течение полива наблюдается и под другими культурами и на других почвах [93, 100]. Отличительной чертой динамики потенциала влаги, например, в южном среднесуглинистом черноземе

под виноградником является значительное иссушение в межполивной период почвенного профиля вплоть до 100 см от поверхности и такое же глубокое промачивание в периоды поливов большими нормами (полив по бороздам). Совсем иная динамика потенциала наблюдается на осушенном торфянике Белоруссии под картофелем [77]. В условиях высокого стояния *ГВ* заметному иссушению подвергается только верхний слой, да и то лишь в июле. В остальное время изменения $P_к$ (с глубины 40 см) незначительны, и его динамика представлена довольно плавными линиями.

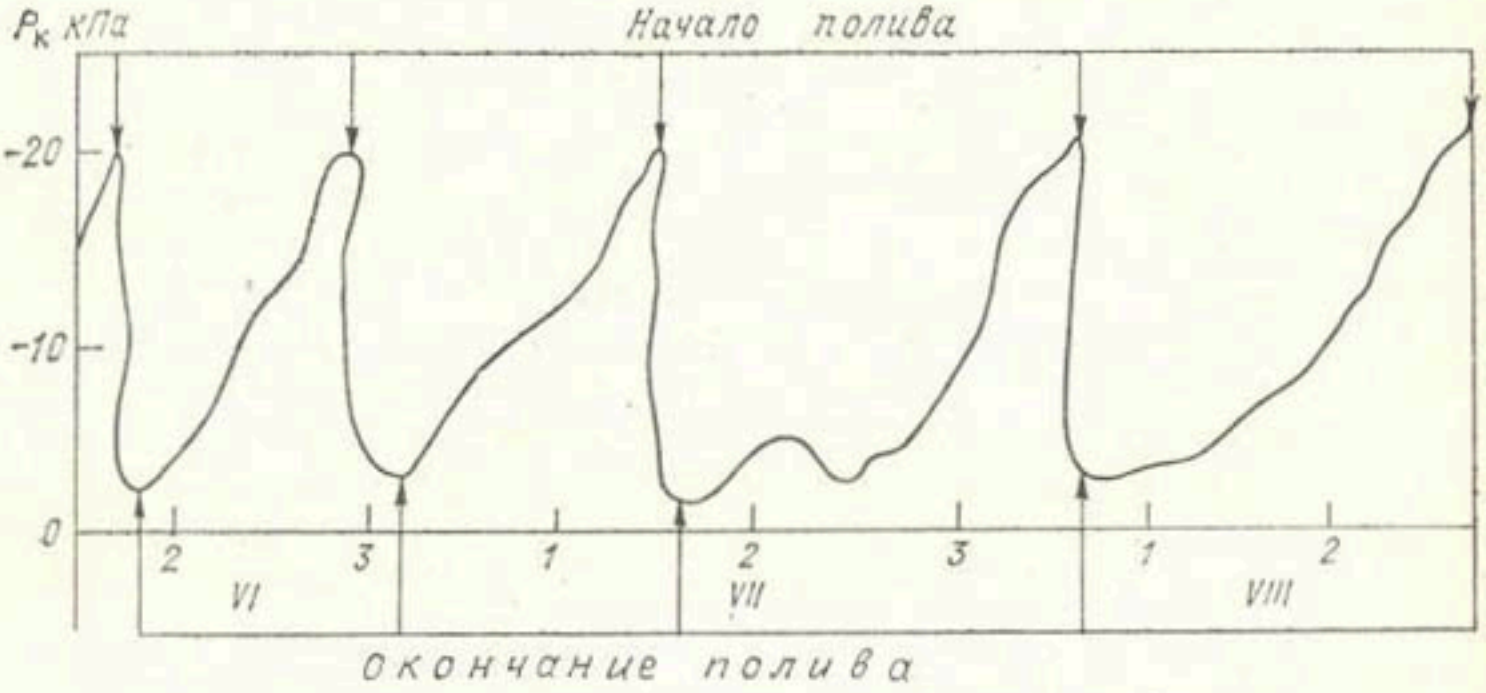


Рис. 6.3. Динамика потенциала влаги в слое 20—25 см аллювиальной дерновой суглинистой почвы в условиях автоматического полива кукурузы (1979 г.).

Опыт эксплуатации автоматической системы орошения культур свидетельствует о широкой возможности ее использования в производственных условиях. Стационарный способ орошения является наиболее удобным, но не единственным. Систему можно успешно применять при любом способе дождевания.

В экономическом отношении полная автоматизация полива очень выгодна. Затраты на сооружение автоматической системы окупаются в течение двух-трех лет. Рентабельность и эффективность автоматической системы при ее эксплуатации обусловлены увеличением урожая сельскохозяйственных культур не менее чем на 10 % от их продуктивности на орошаемой по предполивной влажности почве. Одновременно с этой прибавкой применение автоматической системы позволяет экономично расходовать воду, что весьма важно при недостатке поливной воды. Рациональное использование воды при поливах уменьшает вынос элементов питания растений и загрязнение окружающей среды. По нашим данным, при интенсивном орошении сумма выноса дренажными водами только пяти элементов минерального питания (общий азот, калий, кальций, магний и натрий) составляет около 320 кг/га. В зависимости от почвенно-климатических, гидромелиоративных и агропроизводственных условий потери элементов питания в резуль-

тате выноса дренажными водами и фильтрационными токами в грунтовые воды могут быть значительно бóльшими. Оптимизация водного режима почв, особенно при орошении, исключает усиление таких нежелательных процессов, как оглеение почвенного профиля, заболачивание и др. Кроме того, использование полностью автоматических систем диагностирования и проведения полива позволяет максимально сократить число работников, занятых определением влажности почвы и на поливе. Практически подобные автоматические системы может обслуживать один оператор, причем его занятость составляет не более 2—3 ч.

Еще в 20-е годы пионер отечественной тензиометрии В. Г. Корнев [55, 56] разработал, а в дальнейшем успешно апробировал в полевых условиях несколько вариантов системы (устройства) с тензиометрическим принципом действия, предназначенной для подпочвенного орошения растений. В этой системе функцию пористого датчика тензиометра выполняет пористая керамическая труба, которую укладывают на дно траншеи в корнеобитаемом слое почвы. Труба соединяется с резервуаром, заполненном водой, который может быть расположен как на поверхности почвы (или на уровне трубы), так и под уровнем последней. Принцип работы такой системы заключается в «использовании» потенциала влаги в системе почва—вода пористой трубы. Испарение влаги из почвы приводит к понижению потенциала почвенной влаги, что влечет за собой расход влаги из системы. Компенсация воды в системе осуществляется из резервуара.

На основе этого принципа в Агрофизическом институте [1] разработана в сущности аналогичная система, но предназначенная для использования грунтовых вод (*ГВ*). При реализации этой системы *ГВ* с помощью насоса перемещают по вертикальным непористым трубам в горизонтальные пористые — трубы-увлажнители. Недостаток такого устройства заключается в сильном ограничении дренирования *ГВ* принудительным способом. Если бы *ГВ* представляли собой обширный резервуар со свободной водой, то это устройство действовало бы безотказно. Однако поскольку грунтовые воды — это лишь предельно насыщенный водой водоносный горизонт почвогрунтов, то интенсивный забор их насосом быстро приведет к дренированию небольшой зоны почвы, непосредственно прилегающей к нижним концам вертикальных труб. Эта дренируемая зона также быстро заполнится воздухом из близлежащих ненасыщенных водой слоев почвы, и дальнейший забор *ГВ* станет невозможным, поскольку вместе с водой в пористую трубу-увлажнитель будет поступать и свободный воздух. Наличие в системе большого количества воздуха приведет к потере в ней вакуума, и она окажется в нерабочем состоянии. Более того, эта система будет работать только до тех пор, пока вертикальные трубы находятся в *ГВ*, поскольку вода «запирает» систему подобно крану. При понижении зеркала *ГВ* система выйдет из строя, поскольку она становится с этого момента открытой, не загерметизированной.

Предложенная нами [78] система полива грунтовыми водами (рис. 6.4) является автоматической в полном смысле этого слова, поскольку забор *ГВ* осуществляется не принудительно, а пассивно, путем поступления воды в пористую трубу, расположенную в *ГВ*. Эта пористая труба герметично соединена с другой пористой трубой-увлажнителем, расположенной в корнеобитаемом слое почвы. Вертикальные трубы являются непористыми и могут быть выполнены из пластмассы и других синтетических материалов. Нижняя

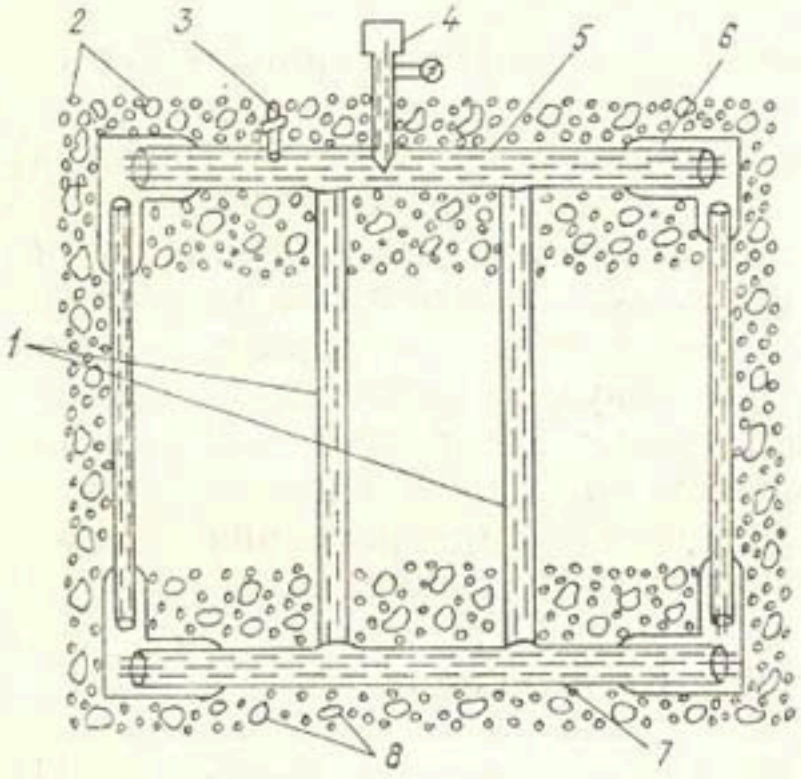


Рис. 6.4. Схема системы (устройства) полива сельскохозяйственных культур грунтовыми водами.
1 — непористые трубы, *2* — корнеобитаемый слой почвы, *3* — вентиль, *4* — тензиометр, *5* — пористая труба-увлажнитель, *6* — соединительная муфта, *7* — нижняя пористая труба, *8* — слой почвы, в котором залегают грунтовые воды.

труба в условиях глубокого залегания *ГВ* может быть расположена в *КК*. После установки устройства в почву систему заполняют водой (через вентиль *3*).

Физическая сущность, принцип и пределы действия системы вытекают из следующего анализа. Расход влаги из слоя установки пористой трубы-увлажнителя приводит к понижению потенциала влаги. В то же время (сразу после установки) и в течение какого-то времени потенциал свободной воды системы будет равен нулю. Следовательно, в системе почва—пористая труба возникает перепад потенциала, что вызывает движение воды из *ГВ* в верхнюю пористую трубу и далее в почву. Установление градиента потенциала в системе почва—верхняя пористая труба—нижняя пористая труба—грунтовые воды вызывает устойчивый поток воды из *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы. Таким образом, образуется саморегулируемая система подпочвенного орошения, где движущей силой по переносу влаги является градиент потенциала влаги в системе.

Максимальная глубина *ГВ*, которые могут быть использованы для орошения с помощью предложенной системы, определяется максимальным перепадом $P_к$ минус гидростатическое давление воды в вертикальных трубах. Максимальное значение капиллярно-сорбционного потенциала, измеряемое тензиометрами, составляет

примерно —85 кПа. Гидростатическое давление будет равно высоте вертикальных непористых труб, т. е. высоте забора *ГВ*. Поскольку капиллярно-сорбционный потенциал и гидростатическое давление — величины разнонаправленные, то движущие силы становятся меньшими на значение последнего. В соответствии с этим проведенные расчеты показывают, что предельная глубина залегания нижней трубы находится в 5—6 м от поверхности, при этом расчеты основываются на представлении, что дренирование *ГВ* и особенно *КК* осуществляется до влажности почвогрунтов, соответствующей *НВ*.

В заключение рассмотрим условия дренирования *ГВ* системой, расположенной на глубине 5 м от поверхности. Максимальный перепад потенциала влаги в системе зона иссушения—грунтовые воды составляет —80 кПа. С вычетом гидростатического давления (—50 кПа) перепад уменьшится до —30 кПа. Полученное значение перепада потенциала соответствует значению *НВ* почвогрунтов суглинистого гранулометрического состава и заметно выше $P_к$, характеризующего *НВ* для почвогрунтов более легкого гранулометрического состава. Следовательно, *ГВ*, потенциал влаги которых принят за нуль, будут свободно перемещаться вверх, к фронту испарения до тех пор, пока потенциал в зоне *ГВ* не понизится до —30 кПа. Очевидным является, что предложенная система будет выполнять функцию дренажа при выпадении обильных осадков, после паводков и чрезмерных поливов, которые, к сожалению, все еще имеют место в практике ирригации.

6.4. Особенности приемов регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений в Нечерноземной зоне

Нечерноземная зона страны представляет собой огромный регион протяженностью с запада на восток от берегов Балтийского моря до Урала (Свердловская обл.). Площадь зоны только в пределах РСФСР достигает 283 млн. га, из них сельхозугодий 46,7 млн. га, что составляет около 20 % земель, используемых в сельском хозяйстве РСФСР. Нечерноземная зона существенно различается по геоморфологическому строению, почвообразующим и подстилающим породам, климатическим и экологическим условиям, а также по размерам мелиорированных территорий.

Площадь осушенных почв за период с 1965 по 1983 г. увеличилась в целом по СССР с 7528 до 13 924 тыс. га, в том числе в РСФСР с 2804 до 4453 тыс. га.

Осушение и орошение оказывают мощное антропогенное воздействие на природно-территориальные комплексы. В результате мелиоративных мероприятий на значительных площадях сведена естественная болотная и кустарниковая растительность, заметно понижен уровень грунтовых вод, что привело в ряде мест к переосушению почв, быстрой минерализации органического вещества и другим негативным последствиям. Ландшафты из аккумулятив-

ных превращаются в эллювиальные и эллювиально-аккумулятивные

Мелиорация как крупномасштабное антропогенной явление оказывает существенное влияние не только на осушенные почвы, но и на прилегающие к ним территории, а также на другие элементы ландшафта — воды, приземный воздух, растительность. Это воздействие мелиорации осуществляется по двум направлениям: 1) непосредственное влияние, обусловливающее частичное обезвоживание прилегающих к осушенным участкам территорий, понижение уровня грунтовых вод, вынос химических элементов-мигрантов за пределы дренажных систем, изменение микроклимата и состава фитоценозом; 2) вторичное воздействие, заключающееся в последующих изменениях генетических, физических и физико-химических свойств почв и почвенных процессов.

Несмотря на значительный рост площадей осушаемых и орошаемых почв урожайность сельскохозяйственных культур остается низкой, особенно в РСФСР. Средняя годовая урожайность зерновых по пятилеткам составила здесь 14,4, 17,7 и 18,0 ц/га соответственно в 1966—1970, 1971—1975 и 1976—1980 гг.

Невысокая отдача мелиорированного гектара объясняется целым рядом объективных и субъективных причин, среди которых следует указать на все еще низкий уровень научно-технического обоснования мелиоративных проектов и плохое качество их выполнения, нередкое отсутствие в хозяйствах севооборотов, рациональных систем обработки почв и внесения удобрений, особенно органических. Сюда же следует отнести недостаточную изученность основных свойств мелиорированных почв, почвенные режимы и процессы, протекающие в них при различной длительности осушения и одновременно орошении. Нередко проекты по осушению и орошению основаны на небольшом числе почвенных выработок, не охватывающих всех компонентов структуры почвенного покрова территории, подлежащей мелиорации. При этом обследование почв проектантами осуществляется поспешно, что приводит к получению некачественной информации. Низкий уровень обоснования проекта, с одной стороны, и нередко низкое качество строительства мелиоративных систем, с другой, приводит к тому, что мелиоративные системы часто не работают вообще (сразу же после ввода в эксплуатацию) или не обеспечивают оптимального водного режима зоны аэрации.

При орошении почвы методом дождевания большое значение имеет интенсивность, размер (диаметр) капель дождя и прочие параметры процесса, обусловливающие степень влияния дождя на структуру почвы. Необходимо также отметить повсеместное уплотнение верхнего слоя почв тяжелыми почвообрабатывающими орудиями и тракторами и то, что многие хозяйства не всегда используют рекомендации по улучшению плодородия почв, содержащиеся в проектах и трудах научно-исследовательских и проектных организаций. В последние десятилетия имеет место всемерное расширение клина пропашных культур на пойменных почвах, приведшее

уже к серьезному разрушению зернисто-комковатой и образованию комковато-глыбистой структуры почв и нарушению природного равновесия.

Заканчивая на этом краткое рассмотрение негативных явлений при мелиорации почв и причин, обусловливающих эти явления, укажем на некоторые полезные гидромелиоративные и агротехнические приемы, которые должны содержаться в каждом проекте. Последний обязан рационально решать проблему оптимизации водного режима почв и влагообеспеченности растений на мелиорируемых землях. В нем должны найти отражение приемы по восстановлению плодородия почв, нарушенных в процессе строительства мелиоративных систем и проведения культуртехнических работ. Прогрессивное повышение плодородия введенных в сельскохозяйственное использование мелиорированных почв обеспечивается путем включения в проект научно обоснованных систем земледелия, способов обработки почв и сроков внесения удобрений. Проект должен включать мероприятия по борьбе с водной и ветровой эррозиями (подбор специальных культур, снегозадержание, организация поверхностного стока, применение структурообразователей и т. д.), мероприятия по предотвращению потерь элементов питания растений из почвенного профиля, по утилизации дренажного стока, предотвращению накопления в почвах и растениях токсических веществ и др.

Особо важное значение приобретает рациональное решение проблемы регулирования водного режима почв Нечерноземной зоны путем орошения. В практике ирригации сложилось так, что орошение как агротехнический прием в Нечерноземной зоне стало практиковаться значительно позже по сравнению с аридными регионами. Это привело в ряде случаев к тому, что приемы регулирования, положительно зарекомендовавшие себя, например, в сухостепной зоне, были перенесены в условия Нечерноземья. Однако почвенно-экологические условия этих зон существенно не однозначны; различия заключаются не только в атмосферном увлажнении, но и в гидрофизических и химических свойствах почв, биолого-физиологических свойствах возделываемых культур, сроках вегетации и в других факторах экологической среды. Влияние многих из этих факторов на влагопотребление и на состояние влаги в системе почва—растение—атмосфера рассмотрены ранее (см. гл. 3—5). Здесь кратко остановимся лишь на условиях атмосферного увлажнения, мощности корнеобитаемого слоя почв и *УГВ*. Эти факторы являются наиболее важными при разработке приемов регулирования водного режима почв и в значительной степени определяют стратегию и тактику орошения.

Поскольку в аридной зоне E_0 значительно превышает сумму *ОС* практически за любой промежуток времени, то необходимость орошения здесь во многих случаях является очевидной. Значительно сложнее дело обстоит в Нечерноземной зоне. С одной стороны, последняя относится к достаточным и даже в ряде случаев к избыточным по атмосферному увлажнению территориям. Исходя

из этого факта казалось бы, что *ОС* должно бы быть вполне достаточно для удовлетворения потребностей растений во влаге. Однако в связи с высокой неравномерностью их выпадения в отдельные периоды растения могут испытывать, и действительно испытывают, недостаток во влаге. Дело осложняется еще и тем, что корневые системы большинства сельскохозяйственных культур сосредотачиваются в верхнем (30—40 см) слое почвы [13, 15]. Основными причинами, ограничивающими рост корней в глубину, являются: наличие на глубине 30—40 см (а иногда и выше) подзолистого (или оподзоленного), глеевого (или оглеенного) неплодородного бесструктурного слоя; высокие плотность аллювиального горизонта и запасы влаги в верхнем корнеобитаемом слое в течение значительной части вегетации.

В этих условиях сравнительно непродолжительные засушливые периоды приводят к возникновению в корнеобитаемом слое значительного водного дефицита почвенной влаги. Наиболее пагубное влияние засушливых периодов на рост и развитие растений наблюдается на ранних стадиях вегетации, на которые, как правило, и приходятся бездождные периоды (см. гл. 4). Приток влаги из *ГВ*, имеющий место в течение всего вегетационного периода в довольно значительных количествах, только частично удовлетворяет потребности растений во влаге. Еще хуже обстоит дело на территориях, где *ГВ* залегают глубже 2—3 м от поверхности.

Таким образом, с другой стороны, несмотря на высокие суммы *ОС*, орошение в подзоне южной тайги для ряда культур, особенно для овощных и трав, следует признать целесообразным. Эта целесообразность обусловливается еще и тем, что, например, в Московской области из 100 лет 29 были засушливыми. Однако орошение как агротехнический прием в подзоне южной тайги имеет ряд существенных отличий от такового в аридной зоне. Эти отличия, по нашему мнению, заключаются в следующем.

Учитывая малую мощность (по сравнению с районами традиционного орошения) корнеобитаемого слоя почвы и сравнительно высокие суммы *ОС*, поливные нормы должны быть небольшими — в пределах 20—30 мм. В сущности данное положение в значительной степени относится и к аридным зонам, поскольку поливы большими нормами одновременно с положительным действием приводит и к ряду негативных последствий: образованию поверхностного и внутрипочвенного стоков, ирригационной эрозии, большим непроизводительным потерям влаги путем испарения. Внутрипочвенный сток приводит к нежелательному в ряде случаев подъему *ГВ* и вымыванию питательных веществ из почвы, а отсюда — к значительным потерям удобрений и загрязнению окружающей среды.

Вторая особенность, имеющая значение и для других регионов, заключается в использовании динамичных, гибких методов и способов диагностики полива. Эти методы должны обеспечивать практиков сельскохозяйственного производства доступной для быстрого принятия решений информацией, которая в интегральном

виде всесторонне и в то же время надежно отражала бы протекание почвенных процессов и характеризовала состояние влаги по степени ее доступности для растений в любой промежуток времени. К таким методам вполне обоснованно следует отнести тензиометрический, а потенциал влаги является именно такой информацией, которая полностью удовлетворяет поставленным требованиям.

Третья особенность орошения в Нечерноземной зоне вообще, и в подзоне южной тайги в частности, заключается в необходимости учета испарения *ГВ* при разработке режимов орошения. Однако практическое выполнение этого условия сопряжено с большими трудностями, поскольку вопрос доли *ГВ* во влагообеспеченности растений для условий Нечерноземной зоны является далеко не выясненным, а экспериментальное определение сопряжено со значительными трудностями. И в этом отношении тензиометрический метод имеет явное преимущество перед некоторыми другими методами диагностики полива. Такой вывод базируется на том основании, что потенциал влаги в интегральном виде отражает результат взаимодействия всех элементов водного баланса, складывающегося на данной территории. Показания тензиометров как бы фиксируют мгновенный результат, следствие, непрерывно протекающих процессов. При таком положении можно считать безразличным, сколько, например, за данный отрезок времени поступило воды из *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы, поскольку показания тензиометров в интегральном виде отражают доступность почвенной влаги, содержащейся именно в этот отрезок времени.

Далее следует указать на необходимость тщательного экономического обоснования эффективности орошения именно в Нечерноземной зоне. Если в аридных зонах в условиях высокого водного дефицита почвенной влаги орошение, в сущности, почти всегда экономически выгодно, то в Нечерноземной, по-видимому, далеко не всегда. Например, работами Г. С. Базыкиной [13, 15] показано, что орошение кукурузы в долине р. Москвы во влажные и средние по увлажнению годы экономически невыгодно; расходы на полив не окупаются невысокими прибавками урожая этой культуры. К этому надо добавить, что в практике ирригационного строительства имели место «увлечения», приведшие к чрезмерному строительству гидромелиоративных сооружений там, где без них вполне можно обойтись, где это экономически нерентабельно.

В целом же целесообразность орошения в ряде районов Нечерноземной зоны подтверждается практикой сельскохозяйственного производства, в частности, в Северо-Западных областях РСФСР и в Прибалтийских советских республиках, где в условиях орошения неизменно получают высокие и устойчивые урожаи многих культур.

С целью иллюстрации преимущества тензиометрического метода диагностики полива перед традиционным методом рассмотрим данные по *ЗВ* в различных слоях аллювиальных почв, полученные во влажные годы на мелиоративной системе «Горки-2» (табл. 6.3). Наиболее показательны в этом отношении данные 1981 г., поскольку в этом году проводили наиболее частные определения *ЗВ*;

Таблица 6.3

Динамика запасов влаги в вегетационный период 1981 г.

Дата определения	ОС мм	Содержание влаги (мм) в слоях почвы (см)										
		Лизиметрическая площадка			Площадка „Дренаж 1"			Площадка „Автоматический полив"			Площадка „Дренаж 2"	
		0—20	0—50	0—100	0—20	0—50	0—100	0—20	0—50	0—100	0—20	0—50
21.04	—	—	—	—	44,6	149	346	46,8	130	297	50,0	155
24.05	3,3	44,5	138	313	50,0	160	350	26,3	71	131	—	—
9.06	3,4	29,2	99	277	52,2	153	333	24,0	68	—	72,0	184
18.06	19,8	—	—	—	72,5	192	460	36,8	122	298	71,0	180
27.06	48,3	—	—	—	—	—	—	51,7	139	303	—	—
30.06	48,3	45,2	143	322	36,8	154	337	—	—	—	61,3	199
9.07	26,0	56,2	150	311	58,5	169	344	—	—	—	64,6	160
10.07	20,0	—	—	—	—	—	—	69,3	159	333	68,6	173
21.07	1,7	34,6	106	265	37,6	123	287	—	—	—	62,3	161
24.07	4,3	49,8	130	285	60,1	155	322	42,0	97	290	78,8	185
28.07	—	—	—	—	37,7	133	300	—	—	—	52,9	147
29.07	—	36,1	120	3010	48,1	130	289	75,6	169	360	68,6	168
12.08	56,1	73,1	167	357	59,8	143	308	93,0	208	436	77,2	187
4.09	132,6	—	—	—	90,8	124	328	79,8	176	362	93,0	208
28.09	132,6	72,1	184	376	72,0	181	354					

по атмосферному увлажнению этот год относится к влажным, а поливы некоторых участков (*ЛП*) не проводили вообще, а на остальных — они были далеко не регулярными и приуроченными преимущественно к начальным фазам развития растений.

Анализ приведенных данных с учетом *ОС* (табл. 6.1—6.3) и *ЗВ*, характеризующих *НВ* и 0,7 *НВ* (табл. 6.4), свидетельствует о том, что *ЗВ* в слое 0—20 см аллювиальной луговой суглинистой почвы (*ЛП*) примерно в 60 % случаев снижаются до 0,7 *НВ* и

Таблица 6.4

Запасы влаги (мм) в различных слоях аллювиальных почв, соответствующих *НВ* (числитель) и 0,7 *НВ* (знаменатель)

Площадка	Слой почвы, см				
	0—2	0—30	0—50	50—100	0—100
ЛП	73—77 / 51—54	110—115 / 77—80	180—186 / 126—132	150—160 / 105—112	350—360 / 242—245
ПД1	75—77 / 53—54	110—115 / 77—79	176—182 / 123—127	151—165 / 106—115	327—347 / 229—243
ПД2	68—74 / 48—52	100—108 / 70—76	165—172 / 116—120	—	—
АВП	70—74 / 49—52	105—112 / 74—78	164—171 / 115—120	132—140 / 92—98	296—311 / 207—217

ниже. Примерно то же самое можно сказать и о *ЗВ* в слое 0—50 см этой почвы и о других типах аллювиальных почв (*ПД1* и *ПД2*), исключая лугово-болотные. В последних *ЗВ* даже в слое 0—20 см не опускаются ниже оптимальных значений за исключением единичных случаев. Правда, *ЗВ* в слое 0—100 см во всех аллювиальных почвах практически не снижаются за пределы оптимального увлажнения. Поскольку *ЗВ* определяли не чаще одного раза в десять суток, то дефициты влаги, имевшие место в короткие промежутки времени, могли оказаться «скрытыми» выпавшими за этот период осадками. Поэтому обратимся к информации о $P_к$, который определяли не реже одного раза в двое суток, а в засушливые периоды — ежедневно (табл. 6.5).

Анализ данных этих таблиц показывает, что не только текущие, но даже средние декадные значения $P_к$ нередко оказываются ниже установленных $P_{кр}$, находящихся в интервале —20... —40 кПа на глубине 10—30 см от поверхности (см. табл. 6.1). Даже в лугово-болотной почве (слой 10—20 см) в июле и августе 1983 г. [92] наблюдается понижение потенциала влаги до $P_{кр}$. Поскольку наличие подзолистого слоя на глубине 30—40 см ограничивает рост корней в глубину, то, следовательно, и потребление влаги из нижележащих, лучше обводненных слоев почвы является ограниченным.

Таблица 6.5

Динамика потенциала влаги (кПа) по декадам в вегетационный период 1981 г.

Месяц, декада	Осадки, мм	Слой почвы, см								
		Лизиметрическая площадка					Площадка „Автоматический полив"			
		10—20	30—40	50—60	70—80	90—100	15—25	40—50	65—75	90—100
Июнь 1	5,7	—26,3	—23,1	—22,7	—20,1	—13,9	—	—13,7	—13,7	—
2	48,0	—26,0	—27,1	—24,2	—22,7	—24,6	—15,8	—14,9	—14,3	—2,9
3	17,7	—21,1	—18,5	—19,7	—19,8	—24,7	—13,2	—10,6	—13,2	—2,7
Среднее		—24,5	—22,9	—22,2	—20,9	—21,1	—14,5	—13,1	—13,7	—2,9
Июль 1	26,0	—27,9	—29,8	—21,6	—20,3	—19,8	—12,7	—12,1	—13,7	—3,4
2	1,7	—54,1	—33,3	—23,8	—19,5	—19,5	—19,9	—16,1	—14,4	—3,4
3	4,5	—45,4	—42,0	—32,5	—24,0	—19,3	—13,2	—11,2	—13,7	—3,6
Среднее		—42,5	—35,0	—26,0	—21,3	—19,5	—15,3	—13,1	—13,9	—3,5

Месяц, декада	Осадки, мм	Слой почвы, см									
		Площадка „Дренаж 2"					Площадка „Дренаж 1"				
		10—20	30—40	50—60	70—80	90—100	10—20	30—40	50—60	70—80	90—100
Июнь 1	5,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	48,0	—22,7	—13,3	—15,3	—14,7	—12,9	—17,7	—19,1	—15,6	—16,5	
3	17,7	—18,6	—12,4	—13,7	—12,7	—10,0	—10,6	—16,1	—15,3	—16,2	—
Среднее		—20,7	—12,9	—14,5	—13,7	—11,5	—14,1	—17,6	—15,5	—16,4	—15,0
Июль 1	26,0	—49,2	—29,7	—17,2	—13,2	—13,5	—34,5	—40,0	—19,0	—18,1	—15,0
2	1,7	—76,6	—36,2	—22,3	—19,3	—16,0	—58,7	—19,5	—51,6	—17,2	—16,5
3	4,5	—25,1	—40,5	—36,2	—16,2	—16,8	—35,6	—60,5	—24,7	—18,0	—14,5
Среднее		—50,3	—35,5	—25,2	—16,2	—15,4	—42,9	—40,0	—31,7	—17,8	—15,3

Месяц, декада	Осадки, мм	Слой почвы, см								
		Лизиметрическая площадка					Площадка „Автоматический полив"			
		10—20	30—40	50—60	70—80	90—100	15—25	40—50	65—75	90—100
Август 1	56,5	—61,9	—47,3	—69,4	—28,8	—25,9	—7,4	—8,6	—11,2	—3,7
2	26,0	—61,6	—49,8	—53,6	—26,8	—33,1	—12,3	—9,4	—11,2	—7,1
3	39,2	—45,4	—49,5	—33,5	—18,9	—29,3	—11,6	—11,1	—11,6	—3,8
Среднее		—56,3	—48,9	—52,2	—24,8	—29,4	—10,4	—9,7	—11,3	—4,9
Сентябрь 1	33,4	—26,4	—24,4	—35,6	—13,6	—22,4	—10,3	—9,2	—11,6	—3,4
2	104,1	—18,7	—14,7	—34,7	—11,9	—23,1	—9,8	—9,9	—9,2	—4,5
3	15,0	—13,3	—13,9	—15,4	—10,2	—14,0	—	—	—	—
Среднее		—19,5	—17,7	—28,6	—11,9	—19,8	—10,0	—9,5	—10,4	—4,0
Октябрь 1	30,1	—	—14,7	—14,0	—4,5	—10,7	—10,6	—10,3	—	—5,1
2	28,0	—12,8	—11,1	—8,6	—13,2	—17,0	—9,0	—16,5	—8,3	—7,9
3	6,0	—	—	—	—	—	—11,0	—9,9	—9,5	—7,4
Среднее		—12,8	—12,9	—11,3	—8,9	—13,9	—10,2	—12,2	—8,9	—6,8

Месяц, декада	Осадки, мм	Слой почвы, м									
		Площадка „Дренаж 2"					Площадка „Дренаж 1"				
		10—20	30—40	50—60	70—80	90—100	10—20	30—40	50—60	70—80	90—100
Август 1	56,5	—23,5	—31,3	—28,1	—15,4	—15,8	—60,3	—44,4	—41,7	—22,2	—18,1
2	26,0	—15,0	—23,5	—22,2	—16,0	—15,6	—58,9	—80,1	—65,3	—34,1	—33,0
3	39,2	—17,7	—37,0	—20,6	—16,0	—15,4	—46,7	—70,8	—62,0	—38,8	—20,3
Среднее		—18,7	—30,6	—23,6	—15,5	—15,6	—55,3	—65,1	—56,3	—31,7	—23,8
Сентябрь 1	33,4	—7,1	—11,6	—17,2	—14,5	—14,5	—23,9	—49,5	—35,9	—16,8	—17,4
2	104,1	—7,7	—7,5	—6,9	—9,1	—3,7	—7,5	—12,1	—13,5	—15,6	—12,8
3	15,0	—6,2	—6,5	—5,7	—6,6	—5,0	—13,6	—14,5	—15,0	—16,6	—15,0
Среднее		—7,0	—8,5	—9,9	—10,1	—11,1	—15,0	—25,4	—21,5	—16,3	—15,8
Октябрь 1	30,1	—5,7	—8,4	—4,8	—6,7	—6,3	—10,4	—11,0	—5,9	—14,1	—10,8
2	28,0	—3,0	—6,2	—10,6	—9,0	—7,4	—4,4	—9,5	—10,6	—13,7	—5,3
3	6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднее		—4,4	—7,3	—7,7	—7,9	—6,9	—7,4	—10,3	—8,3	—13,9	—8,1

Это вытекает из того положения, в соответствии с которым скорость потока влаги и его плотность в значительной мере определяются наличием или отсутствием барьеров на пути потоков [90]. Иллювиальный горизонт, а также подзолистый и оглеенные слои почв являются именно такими барьерами, определяющими в данном случае интенсивность подпитывания корнеобитаемого слоя грунтовыми водами.

Отсюда именно слой 0—40 см представляет наибольший интерес и значение с точки зрения оптимизации водного режима и влагообеспеченности растений. Сравнение динамики потенциала на глубинах 10—20 и 20—30 см в разных почвах свидетельствует о значительной их синхронности, несмотря на то что полив участка *ЛП* в эти годы (1981 и 1983) не проводили; полив другой разновидности этой аллювиальной почвы (*ПД1*) проводили лишь в засушливые периоды малыми нормами. Нерегулярность полива (вопреки нашим рекомендациям) обусловила понижение здесь потенциала до —60 и даже до —90 кПа в первой декаде июля, в первых двух декадах августа 1981 г. и в течение значительной части августа 1983 г.

Из изложенного вытекает, что в отдельные периоды вегетации (даже во влажные годы) потенциал влаги в корнеобитаемом слое почвы снижается до значений ниже $P_{кр}$. Следовательно, корнеобитаемый слой аллювиальных почв довольно часто характеризуется водным дефицитом. Это положение не находится в противоречии с результатами анализа *ЗВ* и элементов водного баланса (см. гл. 4), поскольку содержание влаги в почве дает нам лишь общее представление о возможной влагообеспеченности растений, тогда как потенциал — о реальной доступности имеющейся влаги с учетом постоянно изменяющихся факторов природной среды. При этом все же главная причина заключается в неравномерности выпадения *ОС* во времени и по площади. Если бы *ОС*, например, в 1981 г. были равномерно распределены в течение вегетации растений, то их вполне хватило бы (как это следует из анализа баланса влаги) для оптимальной влагообеспеченности.

Снижение потенциала влаги в лугово-болотной почве в условиях высокого стояния *ГВ* до значений ниже $P_{кр}$ наблюдается даже во влажные периоды. Причины этого явления заключаются в несоответствии интенсивности потоков влаги из *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы интенсивности E_0. В засушливые периоды с высокой инсоляцией *КК* быстро срабатывается и представляет собой сильно выраженную «пилообразную» форму. Сложное строение почвенного профиля с чередованием слоев и прослоек различного гранулометрического состава резко снижает скорость капиллярного подъема *ГВ* и интенсивность их потока. В аллювиальной дерновой почве благодаря более частым поливам в условиях рационального орошения, осуществляемого с помощью автоматизированной системы, рассмотренной выше, значения потенциала в течение этих лет практически не опускаются ниже $P_{кр}$. Другая причина заключается в образовании на поверхности супесчаного слоя почвы

сильно высохшей прослойки (мульчи) толщиной 2—5 см, что способствует уменьшению физического испарения и сохранению влаги.

Урожаи сельскохозяйственных культур в различных почвах и в разные годы во всех вариантах довольно высокие (табл. 6.6), особенно кукурузы и свеклы. Приращение урожая от полива ку-

Таблица 6.6

Урожайность (ц/га) сельскохозяйственных культур (I — при поливе, II — без полива) на различных аллювиальных почвах

Год	Культура	Луговая суглинистая на песке		Дерновая луговая		Лугово-болотная	Год	Культура	Дерново-подзолистая супесчаная		Луговая суглинистая на суглинке	
		I	II	I	II				I	II	I	II
1977	Кукуруза	—	—	685	634	—	1976	Кукуруза	685	603	—	—
	Свекла	360	330	—	—	—		Свекла	—	—	400	365
	Травы	—	—	310	290	—						
1978	Кукуруза	—	—	729	694	250	1977	Кукуруза	701	681	—	—
	Свекла	370	360	—	—	—		Свекла	371	327	358	338
1979	Кукуруза	—	—	830	737	387	1978	Кукуруза	724	682	—	—
	Свекла	380	327	—	—	—		Свекла	—	680	680	690
	Травы	350	290	—	—	250						
1980	Кукуруза	—	—	730	721	—	1979	Кукуруза	790	650	—	—
	Травы	350	330	—	—	—		Свекла	—	—	695	630
1981	Кукуруза	—	—	670	663	250	1980	Кукуруза	720	710	—	—
	Картофель	—	215	—	—	—		Картофель	—	—	—	190
	Травы	—	—	—	—	270						
1982	Кукуруза	—	—	680	687	—	1981	Кукуруза	678	658	—	—
	Картофель	250	235	—	—	—		Картофель	—	—	—	210
	Капуста	670	630	—	—	—						
							1982	Кукуруза	700	700	—	—
1983	Кукуруза	—	—	810	747	—		Картофель	—	—	—	240
	Картофель	260	240	—	—	—						
	Капуста	680	610	—	—	—	1983	Кукуруза	821	730	—	—
	Травы	—	—	—	—	300		Картофель	—	—	—	230

курузы находится в пределах от 10 до 22 %, причем максимальные прибавки наблюдаются в засушливые вегетационные периоды или в годы с продолжительными засухами.

Подводя итоги анализа материала данного раздела, приходим к следующему выводу. Орошение в Нечерноземной зоне овощных и кормовых культур, а также трав и естественных лугов (а в ряде случаев и зерновых культур) является целесообразным. Однако в связи с отмеченными особенностями почвенно-экологических условий, свойственными этой зоне, поливы должны быть строго

дифференцированными, проводиться малыми нормами (20—30 мм) и в соответствии со строго обоснованными приемами орошения. При этом необходимо использовать тензиометрический метод, в основе которого лежат энергетические представления о поведении влаги в системе *ГВ*—почва—растение—атмосфера. Этот метод позволяет получать (выдавать) в интегральной форме непрерывную информацию о доступности влаги в корнеобитаемом слое почвы. При использовании этого метода отпадает необходимость в трудоемких определениях таких элементов водного баланса, как *ЗВ*, испарение *ГВ*, горизонтальные подток и отток влаги.

Орошение даже в условиях наиболее оптимального его режима приводит к ряду негативных последствий, например, к вымыванию из верхних плодородных слоев почвы элементов питания растений, которые поступают в дренажные и *ГВ*. По существующим проектам дренажные воды сбрасывают в реки, озера, водохранилища, что приводит к загрязнению окружающей среды удобрениями. По нашим данным [109], дренажные воды могут содержать большое количество различных минеральных элементов, вымытых из аллювиальных и дерново-подзолистых супесчаных почв. Среднее годовое количество общего азота в дренажных водах составляет 23 мг/л, кальция — 122 мг/л, магния — 16,5 мг/л, натрия — 12 мг/л. Даже калия, которым бедны легкие супесчаные почвы, содержится до 4,2 мг/л. В водах р. Москвы содержание этих элементов во много раз меньше. С учетом объема *ДС* средний годовой вынос только пяти минеральных элементов составляет около 320 кг/га, в том числе: кальция — 220 кг, общего азота — 40 кг, магния — 30 кг, натрия — 22 кг и калия — около 7 кг/га.

Поскольку интенсивные *ОС* или поливы нормой более 30 мм способны промочить довольно мощный слой почвы и образовать сток воды в *ГВ*, наиболее приемлемым вариантом регулирования водного режима почв является, по-видимому, двустороннее его регулирование, при котором *ДС* не сбрасывают в гидрографическую сеть, а используют для внутрипочвенного орошения. С этой целью устье сбросного коллектора перекрывают специальной заслонкой, и дренажные воды, скапливаясь в нижней части *ЗА*, пополняют и *ЗВ* корнеобитаемого слоя почвы. Период времени, в течение которого допускается высокое стояние *ГВ*, должен быть ограниченным, поскольку в условиях капиллярного увлажнения происходит нарушение воздушного режима корнеобитаемого слоя, приводящее к снижению фотосинтетической деятельности растений.

В тех случаях, когда использование дренажных вод на внутрипочвенное орошение по каким-либо причинам не представляется возможным, последние целесообразно аккумулировать в специальных накопителях и возвращать на поля путем поверхностного полива, например дождеванием. Этот же вариант желательно использовать и при внутрипочвенном поливе как дополнительный прием в связи с необходимостью периодического сброса грунтовых вод для обеспечения нормальной жизнедеятельности растений. Резервуары следует размещать на окраинах поля, а их размеры опреде-

ляются объемом *ДС*. Если же резервуары размещают непосредственно на обрабатываемых площадях, то их необходимо заглублять под поверхность почвы на 30—40 см.

Таким образом, используя научно обоснованные приемы орошения, а также дренажные и грунтовые воды для полива культур можно почти полностью возвратить растениям элементы питания, вымытые из почвы, что будет способствовать уменьшению загрязнения окружающей среды и экономии поливной воды.

6.5. Выводы

1. В качестве значений потенциала влаги, характеризующих *НВ*, приняты интервалы $P_к$: —5... —8 кПа для песчаных —8... 15 кПа для супесчаных, —15... —30 кПа для легкосуглинистых, —30... —40 кПа для среднесуглинистых и —40... —70 кПа для тяжелосуглинистых и глинистых почв. Определение влажности почвы по эмпирическим уравнениям функции ($P_к|W|$) является допустимым лишь для тех условий, для которых они получены.

Поскольку потенциал влаги характеризует доступность почвенной влаги для растений, то дополнительные определения *ЗВ* и влажности почв являются излишними для целей диагностики полива. Необходимы лишь предварительные исследования, направленные на выявление критических значений потенциала, соответствующих началу снижения T/T_0 или нижней границе оптимального увлажнения почв.

При достижении показаний тензиометров $P_{кр}$ необходимо проводить поливы: огородных и овощных культур — при —10... —30 кПа, растений мезофитов — в интервале —30... —60 кПа. Интервал потенциала влаги 0... —10 кПа указывает на необходимость прекращения полива, а интервал —60... —85 кПа — на то, что для большинства травянистых растений имеющаяся влага становится недостаточной для оптимальной влагообеспеченности водой последних. В этом интервале возможно проводить поливы плодовых и вообще древесных культур, отличающихся глубокопроникающими корневыми системами. В качестве оптимальной глубины установки тензиометров при орошении рекомендованы два яруса: $^1/_4$ и $^3/_4$ глубины распространения основной массы корней.

2. Разработана и внедрена в практику ирригации автоматическая система орошения сельскохозяйственных культур, позволяющая экономить трудовые затраты на обслуживание поливов и при их диагностики и обеспечивающая оптимальные условия увлажнения почв и повышение урожайности культур. На основе установленных закономерностей движения влаги в системе почва—растение—атмосфера предложена автоматическая система полива растений грунтовыми водами. Движущей силой по переносу *ГВ* в корнеобитаемый слой почвы является градиент потенциала влаги в системе почва—вода пористых керамических труб—*ГВ*.

3. Нечерноземная зона существенно отличается от аридных по почвенно-экологическим условиям: более высоким атмосферным увлажнением, меньшей глубиной проникновения в почву корневых систем растений, большей пересеченностью рельефа местности, пестротой почвенного покрова и подстилающих пород и другими факторами. В этих условиях даже непродолжительные засушливые периоды приводят к возникновению водного дефицита в маломощном корнеобитаемом слое почвы. Особенностью засушливых периодов является приуроченность их к начальным фазам развития растений.

Орошение в Нечерноземной зоне ряда культур, особенно овощных и трав, представляющееся, на первый взгляд, не таким очевидным, как в аридных регионах, также является целесообразным. Однако в связи с рядом особенностей почвенно-экологических условий этой зоны поливы здесь должны быть строго дифференцированными, проводиться малыми нормами и в соответствии со строго обоснованными именно для данной зоны приемами. Наиболее эффективным методом диагностики полива является тензиометрический, в основе которого лежат энергетические представления о поведении влаги в системе *ГВ—ЗА*—растение—атмосфера и о ее доступности для растений.

4. Орошение большими нормами (более 30—40 мм) обусловливает вымывание легкоподвижных форм минерального и органического питания растений, что в свою очередь, приводит к загрязнению окружающей среды удобрениями. Средняя годовая сумма выноса дренажными водами только пяти минеральных элементов составляет около 320 кг/га, в том числе: кальция 220, общего азота 40, магния 30, натрия 22 и калия около 7 кг/га. Для уменьшения непроизводительных потерь удобрений и загрязнения окружающей среды дренажный сток необходимо аккумулировать в специальных накопителях-резервуарах и использовать его для орошения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. 313527 (СССР). Система для подпочвенного орошения/И. А. Лытаев.— № 313527, кл. А 01 G 25/06, 1969.

2. А. с. 400279 (СССР). Метод определения степени влагообеспеченности растений/З. А. Магомедов, Я. М. Доскач, Н. А. Муромцев.— № 420279; Заявл. 30.09.71; Опубл. 1.10.73. Бюл. № 40.

3. А. с. 381989 (СССР). Способ лабораторной тарировки датчиков влажности почвы/И. И. Судницын, Н. А. Муромцев.— № 381989; Заявл. 22.11.71; Опубл. 22.05.73. Бюл. № 22.

4. А. с. 434914 (СССР). Способ определения потенциальной транспирации растений/И. И. Судницын, Н. А. Муромцев.— № 434914; Заявл. 1.02.74; Опубл. 5.07.74. Бюл. № 25.

5. А. с. 590670 (СССР). Способ определения наименьшей влагоемкости/ Н. А. Муромцев.— № 590670; Заявл. 4.04.75; Опубл. 30.01.78. Бюл. № 4.

6. А. с. 968758 (СССР). Тензиометр для определения влажности почв/ И. С. Рабочев, Н. А. Муромцев, Э. Т. Пягай.— № 968758; Заявл. 15.12.78; Опубл. 23.10.82. Бюл. № 39.

7. А. с. 1014533 (СССР). Автоматизированная оросительная система/ И. С. Рабочев, Н. А. Муромцев, К. Н. Беляев, В. А. Васильев, Ю. И. Чуднов, Ю. С. Яковлев.— № 1014533; Заявл. 25.08.79.

8. Айдаров И. П. Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель.— М.: Агропромиздат, 1985.— 304 с.

9. Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 324 с.

10. Афанасик Г. И., Финский А. Н. Исследование параметров тепловлагопереноса в торфянистых почвогрунтах//Почвоведение.— 1978.— № 3.— С. 132—136.

11. Баер Р. А., Лютаев Б. В. Водный баланс почвогрунтов зоны аэрации орошаемого массива юга Украины//Проблемы ирригации юга черноземной зоны.— М.: Наука, 1980.— С. 12—25.

12. Базыкина Г. С. Исследование зависимости капиллярного давления от влагосодержания при испарении из капиллярно-пористых сред.— Автореф. канд. дис. Л., 1974, с. 5—18.

13. Базыкина Г. С. Водно-физические свойства дерново-подзолистых супесчаных почв Московской области в связи с их орошением//Влияние орошения на плодородие почв легкого механического состава Московской области.— М., 1981.— С. 43—53.

14. Базыкина Г. С., Роде А. А. Методы изучения водного режима почв//Принципы организации и методы стационарного изучения почв.— М.: Наука, 1976.— С. 95—198.

15. Базыкина Г. С., Минаева Г. М. Влагообеспеченность кукурузы на дерново-подзолистых супесчаных почвах Московской области при орошении// Почвоведение.— 1984.— № 11.— С. 78—88.

16. Бобченко В. И. О влиянии предварительного увлажнения на набухание и водопрочность агрегатов//Почвоведение.— 1980.— № 6.— С. 97—98.

17. Бондарев А. Г. Скорость и высота капиллярного подъема минерализованных грунтовых вод в каштановых почвах//Бюл. почв. ин-та им. В. В. Докучаева.— 1974.— Вып. 7.— С. 48—54.

18. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги.— М.: Изд-во АН СССР, 1964.— 243 с.

19. Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов.— М.: Высшая школа, 1974.— 394 с.

20. Варазашвили Л. И., Петрова М. В. Исследование зависимости статистических параметров основной гидрофизической характеристики поч-

вогрунтов от потенциала влаги и от глубины//Почвоведение.— 1974.— № 4.— С. 51—59.

21. Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага. 2-е изд.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 328 с.

22. Взнуздаев Н. Л. Водный потенциал в системе почва—растение в сухих степях//Почвоведение.— 1980.— № 8.— С. 92—98.

23. Владимиров Ю. А., Литвин Ф. Ф. Исследование сверхслабых свечений в биологических объектах//Биофизика.— 1959.— Т. 4, вып. 5.— С. 42—49.

24. Владыченский С. А. Капиллярный подъем воды в песке различной влажности//Почвоведение.— 1962.— № 10.— С. 62—66.

25. Воронин А. Д. Термодинамический метод исследования поведения воды в системе почва—растение//Сельскохозяйственная биология.— 1966.— № 4.— С. 538—548.

26. Воронин А. Д. Структурно-энергетическая концепция гидрофизических свойств почв и ее практическое применение//Почвоведение,— 1980.— № 12.— С. 35—46.

27. Воронин А. Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв.— М.: Изд-во МГУ, 1984.— 204 с.

28. Воронин А. Д., Скалабан В. Д. К вопросу об измерении потенциала почвенной влаги криоскопическим методом//Метеорология и гидрология.— 1973.— № 9.— С. 56—65.

29. Воронков Н А. Водный режим и формирование молодняков сосны на песках Среднего Дона//Науч. докл. высш. шк. Сер. биол. науки.— 1963.— № 3.— С. 32—38.

30. Воронков Н. А. Роль лесов в охране вод.— Л.: Гидрометеоиздат. 1988.— 286 с.

31. Гаель А. Г., Смирнова Л. Ф. Особенности песчаных почв как объекта облесения//Лесоведение.— 1974.— № 6.— С. 9—15.

32. Гамаюнов Н. И. Исследование внутреннего тепло- и влагообмена в торфе.— Автореф. канд. дисс. М.: 1960, с. 5—18.

33. Гарднер В. А. Соотношение почвенной воды в сухих и засушливых условиях//Растение и вода.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— С. 64—116.

34. Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 355 с.

35. Глобус А. М. Неизотермический внутрипочвенный влагообмен.— Автореф. докт. дисс., Л., 1977, 48 с.

36. Глобус А. М. Психрометрический метод измерения потенциала основной гидрофизической характеристики незасоленных почв//Почвоведение.— 1982.— № 3.— С. 108—112.

37. Глобус А. М. Основы системного подхода к почвенно-гидрофизическому обеспечению математического моделирования//Современные методы исследования почв.— М. 1983.— С. 10.

38. Григорьев Г. И. Природные условия Одинцовского опорного пункта// Влияние орошения на плодородие почв легкого механического состава Московской области.— М., 1981.— С. 8—15.

39. Гридасов В. Ф. Определение влагоемкости почв расчетным способом//Метеорология и гидрология.— 1983.— № 2.— С. 113—115.

40. Гусев Н. А. Некоторые закономерности водного режима растений.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 779 с.

41. Дзекунов Н. Е., Жернов И. Е., Файбишенко Б. А. Термодинамические методы изучения водного режима зоны аэрации.— М.: Недра, 1987.— 176 с.

42. Димо В. Н. Тепловой режим почв СССР.— М.: Колос, 1972.— 360 с.

43. Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и доступности ее для растений.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948.— 208 с.

44. Дояренко А. Г. *pF* почв Юго-Востока и сосущая сила саратовских пшениц//Избр. соч.— М., 1963.— Т. — С. 178—186.

45. Дубянский Б. А. Пески среднего Дона и использование их в сельском и лесном хозяйствах.— М.: Сельхозгиз, 1949.— 237 с.

46. Емельянов В. А. Теория и практика сельскохозяйственной радиометрии влажности и плотности почвогрунтов.— Автореф. докт. дис.— М., 1969.— 43 с.
47. Емельянов В. А., Маслов Б. Н. Исследование распределения влагозапасов по профилю орошаемых почв//Почвоведение.— 1984.— № 10.— С. 108—112.
48. Зайдельман Ф. Р. Режим и условия мелиорации заболоченных почв.— 2-е изд.— М.: Колос, 1975.— 320 с.
49. Иванов Л. А., Силина А. А., Цельникер Ю. Л. О методе быстрого взвешивания для определения транспирации в естественных условиях// Бот. журн.— 1950.— №№ 2.— С. 26—34.
50. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Исследование закономерностей переноса водяного пара при промерзании почвы//Труды ГГИ.— 1982.— № 284.— С. 3—14.
51. Качинский Н. А. Физика почвы.— М.: Высшая школа. 1965.— Ч. 1.— 323 с.
52. Качинский Н. А. Физика почв.— М.: Высшая школа, 1970.— Ч. 2.— 467 с.
53. Киндерис З. Д. Формирование дренажного стока в условиях холмистого рельефа.— М., 1984.— 162 с.
54. Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 532 с.
55. Корнев В. Г. Всасывающая сила почвы//Журн. опытной агрономии.— 1921—1923.— Т. 22.— С. 105—111.
56. Корнев В. Г. Подпочвенное орошение.— М.: Сельхозгиз, 1935.— 175 с.
57. Корчунов С. С. Определение влагокоэффициентов в торфе.— Труды ВНИИТП.— 1956.— Вып. 13.— С. 74—88.
58. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды.— М.; Л., 1936.— 315 с.
59. Литвинов Л. С. О почвенной засухе и устойчивости к ней растений.— Львов, 1951.— 175 с.
60. Лыков А. В. Явление переноса в капиллярно-пористых телах.— М.: Гостехиздат, 1954.— 196 с.
61. Максимов Н. А. Физиологические основы засухоустойчивости растений.— М.: Изд-во АН СССР, 1941,— 347 с.
62. Медведев В. В. Характеристика водоудерживающих сил и дифференциальной пористости макро- и микроагрегатов черноземных почв УССР// Агрохимия и почвоведение.— 1969.— Вып. 11.— С. 85—92.
63. Минашина Н. Г. Влияние орошения и дренажа на засоленные почвы.— М.: Колос, 1966.
64. Минашина Н. Г. Мелиорация засоленных почв.— М.: Колос, 1978.— 269 с.
65. Мичурин Б. Н. Энергетика почвеной влаги.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 136 с.
66. Морозов А. Т. Методы расчета передвижения парообразной влаги в почвогрунтах//Труды ин-та гидрол. и мелиор.— 1938.— № 2.— С. 14—22.
67. Мотовилов Ю. Г. Численное моделирование процессов инфильтрации воды в мерзлые почвы//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 9.— С. 67—75.
68. Муромцев Н. А. Влияние краткосрочных почвенных засух на доступность почвенной влаги для растений и на их развитие//Вестн. МГУ. Сер. биология и почвоведение.— 1972.— № 2.— С. 83—88.
69. Муромцев Н. А., Осипова Т. С. О возможности использования гипсовых блоков для определения влажности почвы и потенциала почвенной влаги//Труды ИЭМ (Обнинск).— 1972.— Вып. 29.— С. 50—53.
70. Муромцев Н. А. Диагностирование полива растений по тензиометрам//Почвоведение.— 1974.— Вып. 7.— С. 79—83.
71. Муромцев Н. А. Влагопроводность некоторых почв Доно-Арчединского песчаного массива//Метеорология и гидрология.— 1975.— № 1.— С. 70—75.
72. Муромцев Н. А. Соотношение потенциалов влаги в почве и растениях//Докл. ВАСХНИЛ.— 1976.— № 10.— С. 20—22.

73. Муромцев Н. А. Об использовании термодинамического потенциала почвенной влаги в исследованиях по гидрофизике почв и растений//Почвоведение.— 1976.— № 3.— С. 42—52.

74. Муромцев Н. А. Теоретические и методические основы использования капиллярного потенциала в качестве критерия водных мелиораций//Повышение эффективности использования мелиорированных земель Сибири.— Красноярск, 1976.— С. 14—16.

75. Муромцев Н. А. К вопросу о поправках к капиллярному потенциалу почвенной влаги при измерении его тензиометрами и капилляриметрами// Тез. докл. Всесоюз. съезда почвоведов.— Минск, 1977.— Т. 1.— С. 122—124.

76. Муромцев Н. А. Термодинамические свойства влаги в почвах солонцового комплекса Северного Прикаспия//Вопросы гидрологии и генезиса почв.— М., 1978.— С. 186—208.

77. Муромцев Н. А. Использование тензиометров в гидрофизике почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 121 с.

78. Муромцев Н. А. Автоматическая система орошения сельскохозяйственных культур грунтовыми водами//Докл. ВАСХНИЛ.— 1979.— № 8.— С. 45—46.

79. Муромцев Н. А. О некоторых методических вопросах использования тензиометров в исследованиях водного режима почв//Метеорология и гидрология.— 1979.— № 10.— С. 111—117.

80. Муромцев Н. А. Экологический подход в исследованиях водного режима почв//Системно-экологический подход к современным проблемам сельского хозяйства и науки.— Горький. 1980.— С. 34—40.

81. Муромцев Н. А. Тензиометры как почвенные влагомеры и индикаторы полива растений (методические рекомендации).— М., 1981.— 32 с.

82. Муромцев Н. А. Влияние температуры на потенциал влаги и на доступность ее для растений//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 5.— С. 92—98.

83. Муромцев Н. А. Гидрофизическая характеристика аллювиальных луговых суглинистых и дерново-подзолистых супесчаных почв//Водный и солевой режимы, свойства и продуктивность почв.— М., 1982.— С. 77—86.

84. Муромцев Н. А. Новая модель тензиометра//Докл. ВАСХНИЛ.— 1982.— № 10.— С. 42—43.

85. Муромцев Н. А. Лизиметрический метод исследований в области охраны окружающей среды//Химия в сельском хоз-ве.— 1982.— № 4.— С. 44—45.

86. Муромцев Н. А. Пути рационального использования поливной воды и дренажного стока с целью предотвращения загрязнения окружающей среды// Гидрологические исследования и водное хозяйство в бассейне р. Москвы.— М., 1983.— С. 80—83.

87. Муромцев Н. А. Проблема комплексных исследований по плодородию почв//Генезис и плодородие земледельческих почв.— Горький, 1983.— С. 11—13.

88. Муромцев Н. А. Режим грунтовых вод в пойме р. Москвы в условиях орошения и осушения//Гидрологические факторы плодородия почв.— М., 1983.— С. 36—44.

89. Муромцев Н. А. О термопоправках к потенциалу почвенной влаги при диагностировании полива сельскохозяйственных культур//Вестн. с.-х. науки.— 1984.— № 4.— С. 119—126.

90. Муромцев Н. А. Водоподъемные свойства аллювиальных луговых суглинистых почв//Почвоведение.— 1984.— № 3.— С. 67—77.

91. Муромцев Н. А. Водный режим почв в условиях двухстороннего регулирования//Вестн. с.-х. науки.— 1985.— № 3.— С. 123—130.

92. Муромцев Н. А. Теоретические и прикладные аспекты гидрофизики почв (методы исследования, гидрофизические закономерности, регулирование водного режима почв и растений).— Автореф. докт. дис.— М., 1985.— 46 с.

93. Муромцев Н. А., Судницын И. И. Использование тензиометров при оценке влагообеспеченности растений//Вестн. МГУ. Сер. биология и почвоведение.— 1972.— № 3.— С. 121—123.

94. Муромцев Н. А., Магомедов З. Г., Доскоч Я. М. Зависимость термостойкости растений от термодинамических свойств почвенной влаги// Сельскохозяйственная биология.— 1972.— Т. 7, № 4.— С. 428—435.

95. Муромцев Н. А., Братчиков И. М. Эксплуатационные качества датчиков тензиометров//Почвоведение.— 1981.— № 10.— С. 38—45.
96. Муромцев Н. А., Беляев К. Н., Братчиков И. М. Гидромелиоративная характеристика опытного участка Одинцовского почвенно-гидрологического опорного пункта//Влияние орошения на плодородие почв легкого механического состава Московской области.— М., 1981.— С. 84—94.
97. Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 583 с.
98. Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Энергомассообмен в системе растение—почва—приземный воздух.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 358 с.
99. Нерсесова З. А. Фазовый состав воды при замерзании и оттаивании грунтов//Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов.— 1953.— Сб. 1.— С. 37—52.
100. Окушко А. А., Муромцев Н. А. Тензиометры АМ-20-11 как индикаторы полива почвы//Труды Обнинского отдела ГО АН СССР.— 1968.— Сб. 1, ч. 2.— С. 14—21.
101. Онищенко В. Г., Мичурин Б. Н. Влияние уплотнения на водные свойства почв//Почвоведение.— 1971.— № 5.— С. 32—39.
102. Панов Н. П., Гущин В. П. Изменение водно-физических свойств солончаковых солонцов Южного Заволжья под влиянием орошения//Изв. ТСХА.— 1975.— Вып. 3.— С. 82—91.
103. Пачепский Л. А., Щербаков Р. А., Вараллаи Д., Райкан К. Статистических анализ водоудерживающей способности с другими физическими свойствами почв//Почвоведение.— 1982.— № 2.— С. 56—66.
104. Пенман Х. Л. Растения и влага.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 243 с.
105. Петинов Н. С. К вопросу о закаливании растений почвенной сухостью в условиях орошения//ДАН СССР.— 1983.— Т. 18. № 1.— С. 132—138.
106. Петров Е. Г., Шишов Л. Л. Устройство почвенных лизиметров с помощью пленки из пластических материалов//Докл. ТСХА.— 1962.— Вып. 62.— С. 135—141.
107. Рабочев И. С., Муромцев Н. А., Пягай Э. Т. Лизиметр для одновременного определения элементов водного баланса и параметров влагопереноса почв//Вестн. с.-х. науки.— 1978.— № 12.— С. 109—114.
108. Рабочев И. С., Муромцев Н. А., Пягай Э. Т. Использование тензиометров при диагностировании сроков полива//Почвоведение.— 1979.— № 6.— С. 75—85.
109. Рабочев И. С., Муромцев Н. А. Вынос питательных веществ дренажными водами//Гидротехника и мелиорация.— 1980.— № 9.— С. 78—80.
110. Рабочев И. С., Муромцев Н. А., Беляев К. Н. Автоматизация полива сельскохозяйственных культур//Вестн. с.-х. науки.— 1981.— № 7.— С. 115—121.
111. Растворова О. Г. Физика почвы.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1983.— 193 с.
112. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— Т. 1.— 663 с.
113. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении.— Новосибирск, 1971.— 92 с.
114. Роде А. А., Польский М. Н. Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический составы и физические свойства//Труды почв. ин-та им. В. В. Докучаева.— 1960.— Т. 45.— 190 с.
115. Роде А. А., Романова Г. И. Изменение всасывающего давления в почве в процессе испарения подвешенной влаги//Докл. VIII Междунар. конгр. почвоведов.— М.: Наука, 1964. С. 54—61.
116. Роде А. А., Судницын И. И., Воронин А. Д., Витязев В. Г., Муромцев Н. А. Перспективы использования различных направлений в развитии учения о почвенной влаге//Труды X Междунар. конг. почвоведов.— М.: Наука, 1974.— Т. 1.— С. 25—33.
117. Романов Е. А. Влияние защемленного газа на некоторе процессы в почве//Почвоведение.— 1979.— № 4.— С. 60—67.
118. Романова Г. И. О соотношении между всасывающем давлении в надкапиллярном горизонте и величиной наименьшей влагоемкости в кварцевом песке//Почвоведение.— 1972.— № 4.— С. 76—82.

119. Росс Ю. К. Система уравнений для количественного роста растений.— Фитоактинометрические исследования растительного покрова.— Таллинн: Валгус, 1967.— С. 64—88.

120. Скалабин В. Д. Некоторые термодинамические свойства почвенной влаги и использование их в гидромелиорации.— Автор. канд. дисс. М., 1971, 24 с.

121. Слейчер Р. О. Водный режим растений.— М.: Мир, 1970.— 365 с.

122. Смирнова Л. Ф. Закономерности и факторы ветровой эрозии легких почв и ее распространение на террассовых песках среднего Дона.— Автореф. канд. дисс., М., 1964, 22 с.

123. Степанов Л. Н. Соотношение между капиллярным потенциалом (давлением) и количеством почвеной воды//Почвоведение.— 1979.— № 5.— С. 157—164.

124. Субботин А. И. Обзор лизиметров и основные требования к их конструкциям//Труды ГГИ.— 1968.— Вып. 96.— С. 3—48.

125. Судницын И. И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений.— М.: Изд-во МГУ, 1979.— С. 254.

126. Судницын М. И., Муромцев Н. А. Давление влаги в почве при засухе//Науч. докл. высш. шк. Сер. биол. науки.— 1971.— № 11.— С. 37—42.

127. Судницын И. И., Муромцев Н. А. Давление почвенной влаги и относительная транспирация растений при почвеной засухе//Экология.—1971.— № 4.— С. 105—108.

128. Судницын И. И., Муромцев Н. А., Чан-Конг-Тау. Психрометрический метод определения давления (потенциала) влаги в почве и растениях//Почвоведение.— 1971.— № 4.— С. 47—55.

129. Судницын И. И., Муромцев Н. А. Влагообеспеченность сосновых культур на черноземовидных супесчаных почвах сухой степи//Проблемы лесного почвоведения.— 1973.— С. 93—101.

130. Судницын И. И., Муромцев Н. А., Шеин Е. В. Использование зондового метода для определения коэффициента влагопроводности почв// Науч. докл. высш. шк. Сер. биол. науки.— 1973.— № 1.— С. 137—142.

131. Судницын И. И., Муромцев Н. А., Гинзбург М. Е. Проблемы оптимизации водного режима почв//Вестн. МГУ. Сер. биология и почвоведение.— 1974.— № 3.— С. 32—42.

132. Судницын И. И., Муромцев Н. А., Гинзбург М. Е., Шеин Е. В. Использование измерителей потенциала почвенной влаги для контроля за поливом сельскохозяйственных культур//Прогрессивные способы орошения.— М., 1975.— С. 121—129.

133. Судницын И. И., Муромцев Н. А., Гинзбург М. Е., Шеин Е. В. Физические и математические модели движения почвенной влаги при влагопотреблении растений//Тез. докл. Всесоюз. съезда почвоведов.— Минск, 1977.— Т. 1.— С. 121—123.

134. Толковый словарь по почвоведению.— М.: Наука, 1975. 286 с.

135. Тооминг Х. Г. Солнечная радиация и формирование урожая.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 200 с.

136. Урываев П. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае.— Л.: Гидрометеоиздат, 1958.— 235 с.

137. Фелициант И. О. О закономерностях капиллярного передвижения и накопления влаги в слоистых грунтах//Почвоведение.— 1961.— № 10.— С. 59—69.

138. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 373 с.

139. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 427 с.

140. Чеботарев Ю. А., Муромцев Н. А. Об использовании основной гидрофизической характеристики почв//Почвоведение.— 1985.— № 2.— С. 156—159.

141. Чеботарев Ю. А., Муромцев Н. А. Моделирование влагопереноса в почве и прогнозирование урожая сельскохозяйственных культур.— Бюл. почв, ин-та им. В. В. Докучаева.— 1985.— Вып. 36.— С. 33—35.

142. Чураев Н. И., Святцев М. И. Зависимость потенциала влаги торфов от влагосодержания и степени уплотнения//Почвоведение.— 1970.— № 5.— С. 103—111.

143. Шишков К. Н. Почвенный влагомер и его применение в мелиорации//Гидротехника и мелиорация.— 1950.— № 3.— С. 76—80.

144. Шишков К. Н., Окушко А. А., Муромцев Н. А. Тензиометры и их применение для определения влажности почвы и сроков полива//Труды ИЭМ.— 1970.— Вып. 13.— С. 74—89.

145. Щадилов В. Е. Численный метод расчета совместного влаго-тепло- и солепереноса при определении почвенных условий//Моделирование, управление и автоматизация гидромелиоративных систем.— Л., 1975.— С. 125—134.

146. Язлычев А. И. Методика и программа расчета на ЭЦВМ эффективного коэффициента конвективной диффузии солей в зоне аэрации//Мелиорация земель в Туркменистане.— 1977.— № 3.— С. 69—75.

147. Aggarwal G. C., Sharma P. K. Measurement of blocked air pore volume in soils (porous media)//Proc. Indian Nat. Sci. Acad.— 1977, A 43, N 2.— P. 105—109.

148. Ahti Erkki. Maave den jänmityksen mittaamisesta tensiometrillä//Folia forest.— 1971, N 112.— 10 s.

149. Babcock K. L., Overstreet R. Thermodynamics of soil moisture. A New Application//Soil Sci.— 1955, 80.— P. 257—263.

150. Backer L., de Klute A. Comparison of pressure and suction methods for soilwater content-pressure-head determinations//Soil Sci.— 1967, 104, N 1.— P. 46—55.

151. Badji Feyen, Basstanic Luc. Effet du deficit en eau du sol sur l'evapottranspiration et la production de feverdes: une evaluation de modelles//Agronomic.— 1982, 2, N 3.— P. 213—218.

152. Baver L. D. Soil physics.— New-York, 1956.— 489 p.

153. Bazargani J. I., Swartzendruber D. Fluctuational variation in the relationship between water capacity and soilwater suction//Israel J. Chem.— 1968, 6, N 3.— P. 357—366.

154. Berliner R., Barak P., Chen V. An improved procedure for measuring water retention curves at low suction by the hanging-water-column method//Canad. J. Soil Sci.— 1980, vol. 60, N 3.— P. 591—594.

155. Blackwell P. S., Elsworth M. J. A system for automatically measuring and recording soil water potential and rainfall//Agr. Water Manag.— 1980, 3, N 2.— P. 135—141.

156. Bielorai H. Prediction of irrigation needs//Ecol. Stud.— 1973, 5.— P. 359—368.

157. Biermans M. B. G. M., Dijkema K. M., de Vries D. A. Water movement in porous media towards on ice front//J. Hydrol.— 1978, 37, N 1—2.— P. 137—148.

158. Bloemen G. W. Calculation of steady state capillary rise from the groundwater table in multi-layered soil profiles//Z. Pflanzenernähr. Bodenk.— 1980, 143, N 6.— P. 701—719.

159. Bolt G. H., Iwata S., Peck A. J. a.o. Physics Terminology Bull., i.s.s.s., 48, 1975, p. 16—22.

160. Bouyokos G. I., Cook R. L. Construction operation and accuracy of the gray hydrocol sensor//Soil Sci.— 1969, N 1.— P. 77—82.

161. Bresler E. Solute movement in soils.— Ecol. Stud.— 1973, 5.— P. 165—175.

162. Brown R .W., Collins J. M. A screencaged thermocouple psychrometer and calibration chamber for measurements of plant and soil water potential.— Agron. J.— 1980, vol. 72, N 5.— P. 851—854.

163. Brutsaert W. The concise formulation of diffusive sorption of water in a dry soil.— Water Resour. Res.— 1976, 12, N 6.— P. 1118—1124.

164. Bybordi M. Effect of abrupt textural change on potential profiles during steady-state infiltration.— Soil Sci.— 1975, 120, N 2.— P. 92—95.

165. Campbell G. S. Improved thermocouple psychrometers for measurement of soil water potential in a temperature gradient.— J. Phys.— 1979, E12, N 8.— P. 739—743.

166. Cary I. W. Water flux in moist soil: termal versus suction gradients.— Soil Sci.— 1965, 100, N 3.— P. 168—175.

167. Cary I. W. Soil water hysteresis: temperature and pressure effects.— Soil Sci.— 1975, 120, N 4.— P. 308—311.

168. Cassel D. K., Krueger T. H., Schroer F. W., Norum E. B. Solute movement through disturbed and undisturbed soil cores.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc.— 1974, 38, N 1.— P. 36—40.

169. Catzeflis J. Les tensiometres comme indicateurs du moment d'arrosage.— Rev. suisse viticult., arboricult. et horticult.— 1976, N 8, 6.— P. 238—240.

170. Childs E. C. Concepts of soil water phenomena.— Soil Sci.— 1972, 113, N 4.— P. 246—253.

171. Clausnitzer J. Die Hysterese der Wasserretentionskurve in Sandböden.— Arch. Acker.— und Pflanzenbau und Bodenk.— 1978, 22, N 2.— S. 79—87.

172. Clothier B. E., Scotter D. R., Kerr J. P. Water retention in soil underlain by a coarse-textured layer: theory and a field application.— Soil Sci.— 1977, 123, N 6.— P. 392—399.

173. Collis-George N. Free energy consideration effect in moisture profiles at eguilibrium and effect of external pressure.— Soil Sci.— Vol. 91, N 5.— P. 317—322.

174. Cornet A. Observations sur la capacite de retention, ses relations avec les valeurs de potential et la texsture des sols sableux du Nord Senegal.— Cah. ORSTOM. Biol.— 1980, N 42.— P. 53—59.

175. Čorović R. Tenziometar za merenje vlažnosti zemljišta u polju i u staklamara i rad sa njimo.— Agrohemija.— 1973, br. 11/12.— S. 479—483.

176. Czachor H. Laplaces pressure in nonocylindrical capillary tubes.— Zesz. probl. post. nauka rol.— 1982, N 281.— P. 33—39.

177. Damaskova H. Stanoveni hydraulickych charakteristik půd v terenu.— Rostl. vyroba.— 1981, 27, N 2.— 215—224.

178. Darcy H. Les fontaines de la ville de Dijon.— Paris, 1856.

179. Deans J., Milne R. En electrical recording moisture tensiometer.— Plant Soil.— 1978, 50, 2.— P. 509—513.

180. De Jong R., Loebel K. Empirical relations between soil components and water retention at 1/3 and 15 atmospheres.— Can. J. Soil Sci.— 1982, 62, N 2.— P. 343—350.

181. Denmead O. T., Shaw R. H. Avialability of Soil Water to plants as effect by soil moisture content and meteorological conditions.— Agron. J.— 1962, vol. 54.— P. 385—390.

182. Dirksen Ch. Field test of soil water flux meters. St. Joseph, Mich., 1974. 12 p. (Amer. soc. of agric. engineers. Paper N74-2039).

183. Донева Е. Моделиране процеса на влагообмена в нанаситена почва.— Хидрол. и метеорол.— 1978, 27, № 4.— С. 50—56.

184. Dubets S., Krogman K. Comporison of methods of scheduling irrigations of potatoes.— Amer. Potato J.— 1973, vol. 50, N 11.— P. 408—414.

185. Dixon H. H. Transpiration and the Ascent of sap in Plants.— N. Y., 1914.

186. Ehwald E. Zur Bedeutung und Problematik der Leitfähigkeit des Bodens für Wasser.— Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenk.— 1977, 21, N 1.— S. 1—8.

187. El-Shafei Y. Z., El-Naggar J. M. Change of soil-moisture tensions during water capillary rise and evaporation pracesses.— Z. Kulturtechn. und Flurberein. 1981, 22, N 1.— P. 13—20.

188. Feddes R. D. Beregenings programmes.— Tuinbouw, Mededelingen.— 1969, vol. 32, N 10/11.— S. 440—453.

89. Feddes R. A., Bresler E., Neuman S. P. Field test of an improved numerical model for water uptake by root systems.— Sci. Activ. 1971—1974. Inst. Soils and Water. Bet Dagan, 1975, 48.

190. Federer C. A. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water.— Water Resour. Res.— 1979, 15, N 3.— P. 555—562.

191. Flühler H., Ardakani M. S., Stolzy L. H. Error propagation in determining hydraulic conductivities from successive water content and pressure head profiles.—Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1976, 40, N 6.— P. 830—836.

192. Fokkens B. The determination of the soil moisture characteristic curve down to a matric suction of zero inclusive. Trans. 8 th Internat. Congr. Soil Sci., Bucharest, 1964, vol. 2.— Bucharest, s. a., p. 359—366.

193. Francis I., Larson Curtis L., Slack Donald C. Modeling soil moisture and effects of basin tillage.— Trans ASAE.— 1982, 25, N 5.— P. 1262—1267.

194. Fuchs M. Water transfer from the soil and the vegetation to the atmosphere.— Ecol. Stud.— 1973, 5.— P. 143—152.

195. Fuchs M. The estimation of evapotranspiration.— Ecol. Stud.— 1975. 5.— P. 241—247.

196. Gardner W. The movement of soil by capillary.— Soil Sci.— 7.— 1919.— P. 311—317.

197. Gardner R. Relation of temperature to moisture tension of soil.— Soil Sci.— 1955, Vol. 79, N 4.— P. 257—265.

198. Gardner W. R. Measurement of capillary conductivity and diffusivity with a tensiometer.— Trans. 7th Internat. Congr. Soil Sci., Madison, Wisc., 1960. Vol. 1. Groningen, s. a., p. 300—400.

199. Gardner W R. Factors coverning the pattern of water utilization in a plant root zone.— A rid Zone Res.— 1961, N 16.— P. 93—97.

200. Gardner W. R. Soil suction and water movement.— Pore Pressure and Suction Soils. London, 1961, 137—140. Discuss., p. 143—151.

201. Gardner W. R., Ehlig C. F. Some observations on the movement of water to plant roots.— Agron. J.— 1962, 54, N 5.— P. 453—456.

202. Gardner W. R., Mayhugh M. S. Solutions and tests of the diffusion eguation for the movement of water in soil.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc.— 1958, 22.— P. 1165—1172.

203. Gardner W. R., Nieman R. H. Lower limit of water availability to plants.— Soil Sci.— 1964, N 143.

204. Gasco J. M., Ibanez V. Criterios para la estimacion ad regimen de humedad de los suelos.— An. I N I A. Ser.: Gen.— 1979, N 6.— P. 61—76.

205. Gates C. T. The response of the young to plant to a brief period of water shortage. II. The Individual leaves.— Aust. J. biol. Sci.— 1964, 8.

206. Gradwell M. W. Subsoil hydraulic conductivities of majer New Zealand soil groups at water contents near field capacity.— N. Z. J. Agr. Res.— 1979, 22, N 4.— P. 603—614.

207. Grafe B. Schätzung der potentiellen Evaporation aus meteorologischen Größen.— Arch. Acker- und Pflanzenbau.

208. Gerard C. J. Influence of antecedent soil moisture suction on saturated hydraulic conductivity of soils.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc.— 1974, 38, N 3.— P. 506—509.

209. Giedrojc B., Wilozynski A. The influence of meteorological factors and capillary potential of soil on field water consumption by crops.— Zesz. probl. post. nauk rol.— 1982, N 281.— P. 85—93.

210. Golovanov A. I., Palacios V. O. Interaccion entre la humedad superficial del' suelo y el manto freatico.— Agrociencia.— 1979, N 36.— P. 29—39.

211. Greacen E. L., Pomsana P., Forrest J. A. The use of Marshall's model for describing the field hydraulic conductivity of a soil.— Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. Т. 1. Комис. 1.— М.: Наука, 1974.— С. 319—326.

212. Groenevelt P. H., Parlange J.-Y. Thermodynamic stability of swelling soils.— Soil Sci.— 1974, 118, N 1.— P. 1—5.

213. Hadas A. Water retention and flow in soils.— Ecol. Stud.— 1973, 5.— P. 89—109.

214. Hadas A., Hillel D. Steady-state evaporation through non-homogeneous soils from a shallow water table.— Sci. Activ., 1971—74. Inst. Soils and water. Pet Dagan.— 1975.— P. 58—59.

215. Hartge K. H. Die Ermittlungen der Wasserspannungskurve aus der Körnungssummenkurve und dem Gesamtporenvolumen.— Z. Kulturtechn. und Flurbereinig.— 1969, vol. 10, N 1.— S. 20—27.

216. Hensley M. A. Comparison of two methods for determining plant available water in a soil profile.— Agrochemophysica.— 1980, 12, N 3.— P. 39—43.

217. Hoffman Glenn J., Splinter William E. Water potential measurements of an intact plant-soil system.— Agron. J.— 1968, 60, N 4.— P. 408—413.

218. Hudson J. C. Use of large soil monoliths in the study of soil/plant relationships.— Trop. Agr.— 1974, 51, N 2.— P. 304—311.

219. Hukkeri S. B., Dastane N. G., Chauhan D. S. Effect of soil-moisture stress of different stages of growthon the field of potato.— Indian J. Agri-cult. Sci.— 1970, vol. 40, N 4.— P. 318—325.

220. Jensen C. R. Decreases in osmotic potential in soil water during desiccation.— Acta agr. scand.— 1979, 29, N 4.— P. 374—378.

221. Ilmcki P. Hysterese der Wasserspannungskurve in organogenen Böden. Z. Pflanzenernähr. und Bodenk.— 1982, 145, N 4.— S. 363—374.

222. Ingram J. Soil moisture.— Research.— 1961, 14, N 2.— P. 63—70.

223. Iwata S. Thermodynamics of soil water. IV. Chemical potential os soil water.— Soil Sci.— 1974, 117, N 3.— P. 135—139.

224. Iwata S. On the definition of soil water potentials as proposed by the I.S.S.S. in 1963.— Soil Sci.— 1972, 114, N 2.— P. 88—92.

225. Jakovljević M., Vajgand V., Filipović R. Ispitivanje raznih osobina gipsanih blokova u cilju povećanja tačnosti metode.— Acta biol. iugosl.— 1973, A 22, N 3.— P. 431—446.

226. Jayawardane N. S. A method for computing and comparing upward flow of water in soils from a water table using the flux/unsaturated conductivity ratio.— Austral. J. Soil Res.— 1977, 15, N 1.— P. 17—25.

227. Kedziora Andrzej. Wplyw zmian temperatury i wilgotności gleby na wartość potencjalu kapilarnego wody glebowej.— Prz. geofiz.— 1973, 18, N 1—2.— P. 73—87.

228. Kessler B. Nuellic acids as factors in olrought resistance in higher plants.— Recent ADV Bot.— 1961, N 2.

229. Kissel D. E., Ritchie J. T. The effect of overburden pressure on chloride and water movement in swelling clay soil.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc.— 1974, 38, N 3.— P. 391—394.

230. Klute A., Gordner W. K. Tensiometer response time//Soil Sci.— 1962, vol. 93, N 3.— P. 204—207.

231. Knighton M. Dean, Streblow D. A more versatile soil water sampler.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1981, 45, N 1.— p. 158—159.

232. Колева С. Зависимость между влажност и потенциал при различна плътност на почвата.— Почвознание и агрохимия.— 1973, 8, № 4.— С. 25—29.

233. Колева С. Зависимост ви опроводимостта от влажността и потенциала на влагата при различна плътност на почвата.— Почвознание и агрохимия.— 1974 (1975), 9, № 6.— С. 31—41.

234. Kosturkiewiez A., Biaty W. Podsiaki i przesiaki w bilansie wodnym gleb piaszezystych o roznej glebokosci wystepowania wody gruntowej.— Rocz. AR Pozn.— 1978, 105.— C. 55—66.

235. Krahn I., Fredlund D. G. On total, matric and osmotic suction.— Soil Sci.— 1972, 114, N 5.— P. 339—348.

236. Kniper P. I. C. Water uptake of higher plants as affected by root temperature. Meded. Landb. Hogesch. Wageningen, 1964.

237. Kozlowski T. T. Water Meteobolism in Plante.— N.-Y., 1964.

238. Laine J., Mannerkoski H. Tensiometrin käytto turvemaiden kosteusolojen kuvauksessa.— Suo.— 1975, vol. 26, N 2.— P. 17—24.

239. Laroussi Ch., Touzi T. De Backer L. W. Hydraulic conductivity of saturated porous media in relation to their geometrical characteristics.— Soil Sci. 1981, 132, N 6.— P. 387—393.

240. Lenhard R. J., Bloomsburg G. L. Capillary pressure-seturation relationships for a forest soil.— Trans. ASAE.— 1979, 22, N 2.— P. 357—360.

241. Linden D. R, Dixon R M., Guitjens J. C. Soil air pressure under successive border irrigations and simulated rain.— Soil Sci.— 1972, 124, N 3.— P. 135—139.

242. Loonis W. E. Daily growth of maire.— Am. Bot. J.— 1934, 21.

243. Long F. L., Huck M. G. An automated system for measuring soil water potential gradients in a zhizotron soil profile— Soil Sci.— 1980, 129, N 5.— P. 305—310.
244. Low Ph. F. Application of the Gibbs-Duhem equation to a clay-water system.— Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. Т. 1. Комис. 1. М.: Наука, 1974.— P. 42—46.
245. Low Ph. F. Water in clay-water systems.— Agronomie.— 1982, 2, N 10.— P. 909—914.
246. Maianu A. L., Axenova I., Albescu J., Maniu A. Influenta raportubui dintrsuctiuma matricala si cla cerc. pedob., 1971, 39, p. 39—48.
247. Malicki S. An electrocapacitance capillary hugrometric sensor.— Zesz. probl. post nauk rol.— 1982, N 281.— P. 135—138.
248. Marinato M., Palacios V. Relaciones entre potencial del suclo y de la hoja y su efesto en la evapotranspiracion del cultivo detrigo.— Agrociencia.— 1979, N 38.— P. 53—63.
249. Marshall, Tepp Movement of water and chlorides in relatively dry soil.— Soil sci.— 1954, 77. N 2.— P. 147—152.
250. Meyer W. S., Green G. C. Field test of an irrigation scheduling computer model.— Water S. A.— 1981, 7. N 1.— P. 43—48.
251. Monzon V. Problemas de la humedad en el suelo.— Volunhidraul.— 1977, 14, N 41.— P. 34—44.
252. Nagpal N. K. Comparison among and evaluation of ceramic porous cup soil water samplers for nutrient transport studies.— Can. J. Soil Sci.— 1982, 62, N 4.— P. 685—694.
253. Nielsen D. R., Davidson I. M., Biggar I. W., Miller R. I. Water movement — through panoche clay loam soil.— Hilgardia.— 1964, 35, N 17.— P. 491—506.
254. Nielsen D. R., Biggar J. W. Water and solute movement in field soils.— Isot. and Radiat. Research Soil-Plant Relationships. Vienna, 1979, p. 165—182.
255. Olszta W. The prediction of orrigition using mathematical modilling method.— Zesz. probl. post. nauk rol.— 1982, N 281.— P. 163—176.
256. Osty P. L. Influence des constituants du sol sur son humiditéa pF3.— Ann. agron.— 1971, vol. 22, N 4.— P. 451—476.
257. Oswal M. C., Khanna S. S. Effect of soil-water functional relationships.— J. Indian Soc. Soil Sci.— 1981, 29, N 1. P. 7—11.
258. Pabin Jan. Wplyw zjawiska histerezy na wynyki tensjometrycz nych oznaczen wilgotnosci gleby lekkiej.— Rocz. glebozn.— 1978, 29, N 2.— C. 3—12.
259. Park Chang Seo, O' Connor G. A. Salinity effects on hydraulic properties of soil.— Soil. Sci.— 1980, 130, N 3.— P. 167—174.
260. Peck A. I. Entrapment, stability and persistence of air bubbles in soil water.— Austral. J. Soil Res.— 1969, 7, N 2.— P. 79—90.
261. Penman H. L. Evaporation in nature.— Rep. Prog. Phys.— 1948, vol. 11.
262. Pooley, Shelaon G. Tensiometers in irrigated agriculture. St. Joseph, Mich., 1973. 4c. (Amer. soc. of agric. engineers. Paper. N 73-2533).
263. Perroux K. M. Controlled water potential in subirrigated pots.— Plant and Soil.— 1979, 52, N 3.— P. 385—392.
264. Puckett W. E., Dane J. H. Testing tensiometers by a vacuum method.— Soil Sci.— 1981, 132, N 6.— P. 444—445.
265. Pupisky H., Shainberg I. Salt effects on the hydraulic conductivity of sandy soil.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1979, 43, N 3.— P. 429—443.
266. Ranjit K. Model of the soil-moisture characteristic.— J. Indian Soc. Soil Sci.— 1976, 24, N 4.— P. 353—355.
267. Rao P. S. C., Rao P. V., Davidson A. M. Estimation of the soil. water flux.— Soil Sci. Soc. Amer. J— 1977, 41, N 6.— P. 1208—1249.
268. Rawlins S. L. Theory for thermocouple psychrometers used to measure water potential in soil and plant samples.— Agric. Meteorol.— 1966, 3, N 5—6.— P. 293—310.
269. Renger H., Giesel W., Lorch S., Strebel O. Vergleich von Labor und Gelandemessungen der Wasserleitfähigkeit des ungesattigten Bodens.—

Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. Т. 1. Комис. 1. М.: Наука, 1974, с. 309—318.

270. Richards L. A., Gardner W. Tensiometers for measuring the capillary tension of soil water.— J. Amer. Soc. Agr.— 1936, vol. 28.— P. 352—358.

271. Richards L. A. Soil moisture tensiometer materials and construction.— Soil Sci.— 1942, vol. 53.— P. 241—248.

272. Richards L. A. Pressure plate apparatus for studying moisture sorption and transmission by soil.— Soil Sci.— 1943, vol. 56, N 3.— P. 331—339.

273. Richards L. A. Advances in soil physics.— Tr. 7th Int. Congr. Soil Sci.— 1960, vol. 1, Madison, p. 67—79.

274. Richter I. Zur Abhängigkeit des Bödenwassertessides von der Temperatur.— Z. Pflanzenernähr. und Bodenk.— 1972, 131, N 3.— S. 254—261.

275. Richter Jörg. A simple numerical solution for the vertical flow equation of water through unsaturated soils.— Soil Sci.— 1980, 129, N 3.— P. 138—144.

276. Riggle F. R., Slack D. C. Rapid determination of soil water characteristic by thermocouple psychrometry.— St. Joseph. Mich., 1978.— 24 p. (ASAE techn. paper/Amer. soc. of agric. engineers; N78-2026).

277. Riggle F. R., Slack D. C. Rapid determination of soil water characteristic by thermocouple psychometry.— Trans. ASAE.— 1980, 23, N 1.— P. 99—103.

278. Ritchie Joet. Water dynamics in the soilplant — atmosphere system.— Plant and Soil.— 1981, N 1—3.— P. 81—96.

279. Rivers E. D., Shipp R. F. Soil water retention as related to particle size in selected sands and loamy sands.— Soil Sci.— 1979. 126, N 2.— P. 94—100.

280. Robbins C. W., Willardson L. S. An instrumented lysimeter system for monitoring salt and water movement.— Trans. ASAE.— 1980, 23, N 1.— P. 109—111.

281. Rojas A., Palacios V. E. Modelo de simulacion digital del sistema suelo-planta-atmosfera para estimar rendimentos de cultivos.— Agrociencia.— 1979, N 38, 173.— P. 17—33.

282. Rose D. A. The effects of dissolved salts on water movement.— Water Relat. Plants. London, Blackwell Scient. Pubbs, 1963, p. 57—64.

283. Rushton K. R., Ward Catherine. The estimations of groundwater recharge.— J. Hydrol.— 1979, 41, N 3—4.— P. 345—361.

284. Russo D., Bresler E. Soil-water-suction relationships as affected by soil solution composition and concentration.— Agrochem. Soils, Oxford e. o., 1980. P. 287—296.

285. Saha R. S., Tripathi R. P. Effect of temperature on hydraulic conductivity of soil.— J. Indian Soc. Soil Sci.— 1979, 27, N 3.— P. 220—224.

286. Sagar Budhi, Preller Christian. Stochastic model of water table under drainage.— J. Irrig. and Drain. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.— 1980, 106, N 3.— P. 189—202.

287. Sands R., Reid C. P. P. The osmotic potential of soil water in plant/soil systems.— Austral. J. Soil Res.— 1980, 18, N 1.— P. 13—25.

288. Singh A. K., Sinha A. K. Soil moisture profile-effect of compaction and initial moisture.— Nat. Acad. Sci. Lett.— 1981, 4, N 5.— P. 187—189.

289. Sisson J. B., Wierenga P. J. Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1981, 45, N 4.— P. 699—704.

290. Slabbers P. J. Practical prediction of actual evapotranspiration.— Irrig. Sci.— 1980, 1, N 3.— P. 185—196.

291. Slanga N. Contributii la procedeuj de caracterizare a conditiilor si relatiilor pedofreatice.— An. Inst. cerc. pedol. si agrochim.— 1978, 43.— P. 187—199.

292. Slaple W. J Predicting hysteretic effects in evaporation from tare soil.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1979, 43, N 4.— P. 769—772.

293. Slatyer R. O. Absorption of water by plants.— Bot. Rew., 1960, 26.— P. 118—129.

294. Slusarczyk Edward Wptyw wielkości biomasy na pobierame wody z gleby.— Zesz. probl. post. nauk. rol. 1978, N 205.— C. 115—126.

295. Smiles D. E., Vaehaud G., Vanclin M. A test of the unigueness of the soil moisture characteristic during transient, nonhysteretic flow of water in a rigid soil//Soil Sci. Soc. Amer. Proc.— 1971, vol. 35, N 4.— P. 534—539.
296. Smiles D. E., Harvey A. G. Measurement of moisture diffusivity of wet swelling systems//Soil Sci.— 1973, 116, N 6.— P. 391—399.
297. Schmugge T. J., Jackson T. J., McKim H. L. Survey of methods for soil moisture determination.— Water Resour. Res.— 1980, 16, N 6.— P. 961—979.
298. So H. B., Aylmore L. A. G., Quirk J. P. Measurement of water fluxes and potentials in a single root-soil system. II Applications of tensiometer-potometer system.— Plant and Soil.— 1978, 49, N 3.— P. 461—475.
299. Sommer C. Methode zur kontinuierlichen Wasserversorgung von Vegetationsgefäßen nach dem Bodenwasserpotential.— Landbauforsch. Völkenrode.— 1978, 28, N 1.— S. 17—20.
300. Шопски Н. Основната хидрофизична (влажностна) характеристика на почвата в зависимост от степента на нестационарност на влагообмена.— Хидрол. и метеорол.— 1981, 30, № 5.— С. 32—38.
301. Stanga N. Contributii la procedeul de caracterizare a domeniului de umezire excesiva a solurilor.— An. Inst. cer. pedol. si agrochim.— 1974 (1977), 42.— S. 219—225.
302. Staple W. I. Moisture tension, diffusivity and conductivity of a loam soil during wetting and drying//Canad. J. Soil Sci.— 1965, 45, N 1.— P. 78—86.
303. Stengel P. Utilisation de l'analyse des systemes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ.— Ann. agron.— 1979, 30, N 1.— S. 27—51.
304. Stevenson D. S. Inreliabilities of pressure plate 1500 kilopascal data in predicting soil water contents at which plants become wilted in soil-peat mixes.— Can. J. Soil.— 1982, 62, N 2.— P. 415—419.
305. Stoker O. Physiological and morfological changes in plants dus water diffusivity to UNESKO.— Arid. Zone Res.— 1960, 15.
306. Stolzy L. H., Weeks L. V., Szuszkiemicz T. E., Canoon I. A. Use of neutron equipment for estimating soil suction.— Soil Sci.— 1959, vol. 88, N 6.— P. 313—316.
307. Stolzy L. H. Interrelationship between water-soil and plants in the drip irrigation system.— Proc. Symp. Drip Irrig. Hortic. Foreign Experts Participating, Shierniwice, 1980. Shierniewice, s. a., p. 39—47.
308. Studer R. Methode de determnation des reserves hydriques des sols.— Ann. Inst. nat. rech. agron.— 1961, A 12, N 6.— S. 599—608.
309. Stuff R. G., Dale R. F. A Soil Moisture Budget Model Accounting for Shallow Water Table Influences.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1978, 42, N 4.— P. 637—643.
310. Stupica T. Stremembe v razmerju velikoste pori in zbitosti fol zaradi. tlacenja.— Zb. Biotehn. fak. univ. Ljubljani, 1974, 23.— P. 35—55.
311. Sunkel R. Zum Wasseraufstieg aus dem Grundwasser in den Wurzelraum.— Pseudogley and Gley. Weinheim/Bergstr., 1973.— S. 475—481.
312. Talha M., Hamdi H., Morsi M. M. Moisture characteristics and pore size distribution in relation to salinity, alkalinity and texture of some alluvial soils of Egypt.— Egypt. J. Soil Sci.— 18, N 1.— P. 51—64.
313. Thangamuthu G. S., Rajagopal A. Relationship between field capacity and moisture equivalent in south Indian soils.— Madras Agr. J.— 1974, 61, N 9.— P. 604—607.
314. Taylor S. A. Field determination of soil moisture.— Agric. Eng.— 1955, vol. 36.— P. 654—659.
315. Taylor S. A., Stewart G. L. Some thermodynamic properties of soil water.— Soil Sci. Soc. America Proc.— 1960, 24, N 4.— P. 243—247.
316. Taylor S. A. Measurements soil water potential — Arid. Zone Res.— 1965, N 26.— P. 149—157.
317. Taylor S. A. Physical edaphology. San Francisko, Freemon, 1972, 533 p.
318. Taylor S. A., Box I. E. Influence of confining pressure and bulk density on soil water matric potential.— Soil Sci.— 1961, vol. 91, N 1.— P. 6—10.

319. Thihatmer J. Beziehnungen zwischen Grundwasserstand und Bodenwassergehalt in verschiedenen Sanden.— Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenk.— 1980, 24, N 2.— S. 71—76.

320. Thomas Grant W., Phillips Ronald E. Consequences of water movement in macropores.— J. Environ, Qual.— 1979, 8, N 2.— P. 149—152.

321. Thony J. L., Vachand G. Automatic measurement of soil-water pressure using a capacitance manometer.— J. Hydrol.— 1980, 46, N 1—2.— P. 189—196.

322. Thorne M. D. Moisture management.— Crops and Soil Mag.— 1979, 32, N 3.— P. 10—12.

323. Topp G. C., Klute A., Peter S. D. B. Comparison of Water content-pressure head data obtained by equilibrium steady-state and unsteady state methods.— Soil Sci., Soc. Amer. Poc.— 1967, vol. 31, N 3.— P. 312—314.

324. Towner G. D. Influence of soil-water suction on some mechanical properties of soils.— J. Soil Sci.— 1961, 12, N 1.— P. 180—187.

325. Towner G. D. Theory of time responce of tensiometers.— J. Soil Sci.— 1980, vol. 31, N 4.— P. 607—621.

326. Towner G. D. A method for improving cheaply the response of pressure transducer tensiometer systems.— Agric Water Manag.— 1982, 5, N 4.— P. 285—293.

327. Tripathi R. P., Childyal B. P. Evaluation of pore-size distribution methods for calculating the hydraulic conductivity of soil.— J. Indian Soc. Soil Sci.— 1975, 23, N 3.— P. 273—279.

328. Tripathi R. P., Ghildyal B. P. Transport and evporation of water from soil columns under conditions of high water-table.— J. Indian Soc. Soil Sci.— 1978, 26, N 4.— P. 313—319.

329. Trimas F., The measurement of soil-water husteretic relationships on a soil monolith.— J. Soil Sci.— 1979, 30, N 3.— P. 529—534.

330. Vachaud G., Tehel J., Royer J. M., Bolcato R. Controle automatique in situ des transferts d'eau dans la zone non saturee.— Isotope and Radiat. Techn. Soil Phys. and Irrig. Stud. 1973. Vienna, 1974, 251—268. Discuss., s. 218—270.

331. Vetterlein E. Ergebnisse von Messungen sowie Verfahren zur Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit in Sandböden.— Arch. Acker. und Pflanzenbau und Bodenk.— 1979, 23, N 10.— S. 593—600.

332. Vishnoi R. K., Tripathi R. P. Influence of initial water content and temperature gradients on water transport in soil.— J. Indian Soc. Soil Sci.— 1979, 27, N 2.— P. 110—115.

333. Vries Th. de. Het vochtleverend vermogen van de grond.— Bedrüfsontwikkeling.— 1974, 5, N 2.— 149—158.

334. Wagenet R. J., Starr J. L. A method for the simultaneous control of the water regime and gaseous atmosphere in soil colums.— Soil Sci. Amer. J.— 1977, 41, N 3.— P. 658—659.

335. Walkotten William J. A recording soil moisture tensiometer.— Portland, Oreg., 1972. 12 p.

336. Warrick A. W., Lomen D. O. Amoozegarthree dimensional, steady conditions.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1980, 44, N 5.— P. 911—914.

337. Watson K. K., Whiasler F. D. System dependence of the water content-pressure head relationship.— Soil Sci. Soc. America Proc.— 1968, 32, N 1.— P. 121—123.

338. Watson K. K., Reginato R. J., Jackson R. D. Soil water hysteresis in a field soil.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc.— 1975, 39, N 2.— P. 242—246.

339. Watson K. K., Whisler F. D. The use of dunamic soil water characteristics in a numerical desorption model.— Soil Sci.— 1978, 125, N 2.— P. 83—91.

340. White I. Measured and approximate flux-concentration relations for absorption of water by soil.— Soil Sci. Soc. Amer. J.— 1979, 43, N 6.— P. 1074—1080.

341. Williams Lec T. H. An automatic scanning and recording tensiometer system.— J. Hydrol.— 1978, 39, N 1—2.— P. 175—183.

342. Zarogiannis V. Versuche zur Brauchbarkeit des Irrometers bei der Bodenfeuchtebestimmung.— Bodenkultur.— 1980, Bd. 31, H. 4.— S. 359—372.
343. Zila L., Brežný O. Poznatky z testovania nového typu československého tenziometra.— Ved. Práce Výsk. Ustavu Závlah. Hospod. Bratislava, 1977, 12.— S. 89—97.

Предметный указатель

Автоматизация орошения, полива 230, 232
Автоматические системы орошения, полива 230, 231, 233, 236, 246, 249
Аккумуляция влаги в почве 129, 133, 145—149, 151—156, 159, 163, 174, 175, 179, 182, 210
Активность почвенной влаги 6, 98, 99, 103
Аридная зона 6, 152, 149, 239, 240, 241, 250
Атмосферное давление воздуха 62, 102, 103, 105, 110, 118, 177, 183, 226
Атмосферные параметры 5, 9, 54

Баланс влаги 146, 149, 158, 159
Биологические (биофизические) коэффициенты 9
Биофизические методы 9, 13, 21
Богарное земледелие 13

Вакуумметры 23—25, 46, 51, 53, 232
Вакуумные пробоотборники 51, 52
Вегетационные сосуды 35
Верхняя граница оптимального увлажнения почвы 10, 220, 21, 225
Верховодка 220
Вынос химических веществ из почвы 234, 238—240, 248, 250
Высота капиллярного подъема почвенной влаги 126, 130, 131, 133, 139, 181, 246
Влагоемкость почвы дифференциальная 62, 63, 69, 73, 76, 77, 78, 109
— — капиллярная 137, 151
— — наименьшая 8, 10, 17, 52, 55, 69, 109, 220—222, 225, 243, 249
— — полная 17, 44, 52, 90—93, 151, 177—182
— — предельно полевая 8, 220
Влагометрия почв 8—10, 22—26
Влагообеспеченность почв и растений 6, 8, 9, 20, 193, 196, 198, 204—210, 212, 218, 220, 224, 225, 237, 239, 241, 246, 249
Влагообмен 33, 96, 145, 158, 159
Влагообменные блоки 22
Влагооборот 181, 206
Влагоперенос 51, 81, 82, 137, 143, 181, 216, 217
Влагопотребление растений 9, 12, 183, 189, 190, 193, 211, 213—215, 246
Влагопроводность почвы 13, 17, 27, 41, 121, 141, 143, 185, 208—212, 215, 217
Влагоудержание 186
Влажность завядания растений 11, 18, 20, 55, 64, 69, 90, 91—93, 189, 191—193, 218
Влажность разрыва капиллярных связей 17, 76, 77, 109
Внутренняя энергия 14, 15
Внутриагрегатные поры 141
Внутрипочвенный сток 240
Внутрипочвенное орошение 248
Водная нить 19
Водный баланс почвенной влаги 9, 145, 146, 152—154, 159, 241, 246
Водный дефицит влаги в почвах и растениях 44, 135, 196, 197, 199, 240
Водный режим почв и растений 5, 137, 145, 146, 196, 197, 198, 203, 210
Водно-балансовый метод 9, 13, 21
Водообмен 169
Водоотдача 138, 140
Водорастворимые соли 87, 89—95
Водосборная территория 9
Водоснабжение растений 8, 13
Водоудерживающие силы почвы и

растений 98, 128, 141, 177, 179, 180, 187
Водоупор 166
Восходящий поток почвенной влаги 118, 157, 158
Вязкость воды 6, 99, 103, 115

Геометрия порового пространства почвы 79—82, 105, 110, 140
Гигрометр 23
Гигроскопическая влага 69
Гигроскопический метод 22, 60, 79
Гигрофиты 189, 190, 193, 197, 198, 214, 215, 218
Гидравлическая связь почвенной влаги 54, 130, 132, 134, 137, 180, 181
Гидрологическая роль леса 203
Гидрологический режим 11
Гидрология почв 6, 213
Гидромелиоративные процессы 21, 95, 223
Гидростатическое давление влаги 37, 62, 63, 130, 131, 134, 137, 158, 181, 236, 237
Гидрофизика почв 5, 6, 31, 104, 213, 223
Гидрохимия почв 31, 50, 51
Гипсовые блоки 54, 59, 60
Гистерезис ОГХ 34, 62, 94, 98, 97, 104—108, 110, 221
Гистерезис зависимости коэффициента влагопроводности от влажности и потенциала почвенной влаги 115
Градиент потенциала влаги 6, 17, 20, 39, 112, 113, 118, 130—133, 143, 181, 183, 188, 189, 230, 249
— температуры воздуха, почвы 138—144, 181
Граничные условия 213
Гранулометрический состав почвы 11, 18, 33, 63, 110
Грунтовые воды 13, 14, 43, 48, 49, 93, 117, 125, 177—182, 203
Гумидный регион, район 6, 52
Гуттация 183

Давление 15
— барботирования 17, 26, 27
— почвенной влаги 12
Датчики 22, 24, 26, 37, 51, 52, 119, 235
Движение влаги в почве 6, 19, 112, 137, 145, 181, 183, 213
Движущая сила по переносу почвенной влаги 6, 19, 113, 183, 193, 196, 236, 249
Депрессия транспирации 196
Десорбция почвенной влаги 104, 119
Дефицит влаги в почвах и растениях 8, 9, 132, 180, 207, 217, 247, 250
Диагностика водного режима почв, орошения, полива 24, 198, 220, 224, 225, 229, 230, 235, 240, 248—250
Диагностические показатели 224
Динамика влажности, запасов влаги в почве 136, 169—177, 203, 207, 212, 242
— грунтовых вод 139, 169—174, 177, 180
— дренажного стока 169, 170—177
— метеорологических параметров 203, 207, 212
— потенциала почвенной влаги 27, 100, 136, 142, 187, 207, 208, 233, 234, 244, 245
— температуры воздуха почвы 137, 139, 170, 208
— транспирации растений 187, 196, 197, 200, 208
Динамические критерии влагообеспеченности почв и растений 11, 12, 225
Динамические условия 43
Диффузный слой ионов 165—168
Доля грунтовых вод во влагообеспеченности почв 146, 154, 182
Достоверность измерения влажности и потенциала влаги 41—43
Доступность почвенной влаги растениям 5, 12, 78, 189, 191, 192, 201, 206, 207, 218, 246—250
Дренаж, дренажный сток 137, 174—179, 237, 339, 248—250

Жароустойчивость растений 11

Зависимость гиперболического типа 87, 109, 140, 142
— логарифмическая 62, 63, 109
— коэффициента влагопроводности от влажности и потенциала почвенной влаги 119—125
— потенциала влаги от влажности почвы 34, 118, 222, 229
— функциональная 12, 15, 59
— эмпирическая 79, 223, 249
Загрязнение природной среды удобрениями 13, 240, 248, 250
Закон Дарси 17, 112, 113
Законы термодинамики 14—17
Засоление почвы 9, 17, 192
Засухоустойчивость растений 185, 188, 190, 193, 197, 198, 218
Зеркало грунтовых вод 135, 145, 235
Зона аэрации 13, 43, 125, 137, 140, 143, 162, 182
Зондовые методы определения коэффициента влагопроводности почвы 115, 116, 121, 180
Зоны капиллярной каймы 130, 131, 133, 135, 137, 180, 182

Изобарно-изотермический потенциал 13, 14
Изотермические условия 112, 115

Илистая фракция 29, 89—95, 110
Инерционность тензиометра 41
Интенсивность потока почвенной влаги 137, 141, 143, 180, 181
— транспирации растений 19, 197, 206
Ирригация 6
Испаряемость 9, 11, 21, 26, 104, 110, 146—149, 162, 203, 207, 217, 239, 246

Капилляриметры и капилляриметрические установки 17, 22, 359
Капиллярная кайма 43, 47, 58, 118, 125—136
Керамические фильтры 23, 25, 27, 28, 32
Климатические условия 5
Кольматация пор 29, 171
Компенсационный лизиметр 118, 151
— режим ГВ 146, 151, 162, 182
— тензиометр 25, 26
Концентрация клеточного сока растений 10
Коэффициент влагопроводности почвы 17, 35, 36, 41, 113, 115, 121—124, 186—190, 212
— корреляции 71, 188, 206, 211, 212, 222, 223
— фильтрации 122, 123, 124, 180
Краевые условия 213
Кривая водоудерживаемости почвы 22, 62
Криоскопический метод 22, 54, 57, 93, 192
Кристаллизация воды 56, 57
Критерии влагообеспеченности почв и растений 224, 225, 237, 239
Критические значения потенциала почвенной влаги 224, 227, 229, 246
Ксероморфизм 184, 189
Ксерофиты 185, 186, 188, 189, 192, 193, 198, 215, 218
Ксилема 183
Кутикула 183

Лизиметр 40, 116, 118, 119, 138—143, 145, 146—153, 180
Локальное равновесие 113

Макропоры 130, 133
Максимальная гигроскопичность 17, 18, 68, 81, 90—93, 193
Манометр 22, 36, 37
Манометрическая разность 44, 45
Межагрегатные поры 141
Мезоморфология 69, 70, 177
Мезопоры 130—133
Мезофил 183
Мезофиты 189, 190, 193, 198, 214, 215, 218, 249
Мелиорация почв 3, 5, 7, 220, 238
Мембранный пресс 22, 53, 73, 76
«Мертвый» запас почвенной влаги 190, 191, 218
Метеорологические параметры, условия 10, 11, 12, 205, 206
Методы и способы определения почвенных параметров 20—22, 33, 41—43, 43—50, 54—60, 115—119, 180, 192, 222
— тарировки (калибровки) датчиков влажности почвы 34—37
Микропоры 130—131
Многофазные системы 15
Моделирование 213, 214
— влагообеспеченности растений 213, 214, 223
— интенсивности транспирации растений 213
— математическое 213, 214, 223
— почвенных процессов 213, 214, 215
— физическое 213, 214
Модуль дренажного стока 180

Набухание почвы 31
Насос Комовского 51, 52
Негативные проявления мелиорации 194, 239, 240, 248
Ненасыщенная водой почва 113, 115
Необратимые процессы 113
Неравновесные значения, процессы, состояния 43, 104, 112
Нестационарный поток влаги в почве 115, 116, 136, 181
Нечерноземная зона 6, 13, 230, 237, 239, 241, 250
Нижняя граница оптимального увлажнения почв 10, 191, 220, 224, 249
Нисходящий поток влаги в почве 118, 123, 157
Норма, орошения, полива 229, 230, 240, 248, 250
Ньютоновская жидкость 115, 171

Объем пор 179, 182
Объемная проводимость почвы 115, 121, 126, 158, 180
Оптимальный интервал содержания влаги в почве 8, 10, 12, 18, 52, 109
Оптимизация 8, 12
— влагообеспеченности и водного режима почв и растений 3, 6, 12, 13, 197, 224, 235, 238, 239, 246
Органогенные почвы 99, 110
Орошаемое земледелие 9, 13
Орошение сельскохозяйственных культур 11, 220, 224, 226, 230, 234, 235, 237, 240, 241, 249
Осмометр 22
Основная гидрофизическая характе-

ристика почв 22, 34, 54, 63—82, 90—93, 104, 108, 109, 222, 223
Остаточная (после завядания растений) влажность почвы 190, 192, 193, 198
Осушение 237, 238
Относительная влажность воздуха 57, 79
— упругость водяного пара 16, 57

Паренхима 183
Перепад потенциала почвенной влаги 183, 185—189, 194—199, 202, 210, 212, 217, 218, 219, 236, 237
— температуры воздуха и почвы 99, 101, 138, 141, 143, 181
Пленочно-адсорбционная влага 18
Пленочно-стыковая влага 18
Поверхностный сток 149
Поверхностное натяжение воды 103
Поверхностная проводимость почвы 121, 158
Подвижность почвенной влаги 6, 78, 191
Подпочвенное орошение 235, 236
Полив 220, 225, 233, 236
Поливная вода 13, 41, 229
Поливная норма 229, 230, 240
Поправки 37, 44, 45, 101, 102
Поры аэрации 83, 191
Поровое пространство почвы 72, 73, 77, 105, 109, 110, 117, 123—126, 130, 140
Потенциал влаги 14, 15, 16, 22
— в почвах и растениях 19, 184—186, 187, 201, 202
— гравитационный 16, 19
— капиллярно-сорбционный 16, 18, 53, 62, 95, 97, 103, 105, 109, 224, 237
— матричный 16
— нагрузки 16
— осмотический 16, 18, 20, 57, 79
— полный 15—19, 22, 54, 90—93, 183—212
— тензиометрического давления 16, 17
Поток влаги в почве 10, 14, 17, 183, 186, 191, 210, 215
Почвенная засуха 198, 199—208, 218
Почвенный профиль 34, 37
— раствор 14, 30, 50, 51, 52, 53, 103, 115
Почвенно-гидрологические константы 6, 82, 90—93, 108, 221
Почвенно-климатические зоны 7, 193, 203, 237
Почвенно-экологические условия 6, 11, 247
Приходные статьи водного баланса 177—179, 182
Прогнозирование урожая 216
Программирование урожая 216
Продуктивная влага 55—58
Психрометрический метод 22, 54, 57—59, 77, 92

Равновесие 41, 43, 48, 49
Равновесные системы 12, 15, 19, 181
— процессы 112, 113, 130, 229
Размер пор 26, 27
Разрежение 24, 28, 3—6, 38
Расход грунтовых вод 135, 138—144, 177—182, 241
— почвенной влаги 145, 146, 149, 151, 156, 159, 181, 209, 210
Расходные статьи водного баланса 177—179, 182
Регулирование водного режима почв и растений и их влагообеспеченности 7, 10, 13, 197, 198, 220, 224, 237, 239, 248
Режим орошения 230, 239, 241, 248
Репрезентативность 33, 230, 233
Рыхлосвязанная влага 55

Свободная энергия 18, 99, 103
Свободная энергия Гиббса 13—15
Синхронные профили влажности и потенциала влаги 119, 121, 122
Система грунтовые воды—зона аэрации—почва—растение—приземный воздух 6, 11, 21, 145, 213, 214, 217, 224, 239
Сложение почвы 11, 84, 109
Соотношение элементов водного баланса 146—163
Сорбционные блоки 59
Сорбция 52, 76, 104, 109, 110
Сосущая сила почвы, растений 10, 37, 201
Сплошность водного тела (почвенной влаги) 17, 75, 77, 109, 113, 129, 134
Статические условия 13, 109
Стационарный поток влаги 115
Структура почвы 12, 63
Суммарное испарение 146—163, 177, 182
— ая порозность 75, 130—133

Тарировка датчиков влажности 34, 35, 37
Твердая фаза почвы 6, 18, 76, 88—90, 98
Температура абсолютная 14
— воздуха 35, 62, 96—101, 137—144
— почвы 56, 62, 96—101, 137—144
Тензиометры 13, 22, 23—26, 33, 48, 224, 231, 232, 233, 241, 248—250
Теория сцепления 183
Теплобалансовый метод 9

Теплообеспеченность 95
Теплообмен 95
Теплоустойчивость растений 197, 198, 218
Термогистерезис 97, 98, 110
Термодинамика 112, 113
Термодинамический метод, подход 6, 12, 13, 21, 113, 184, 220, 224, 241
Толщина водных пленок 121
Точность измерения, метода, определения 10, 24, 36, 41, 47, 48, 58, 82, 108, 199, 206
Термометры 34, 95, 96
Термоперенос 143, 181
Транспирация абсолютная 10, 189, 199, 200, 204—206
— действительная 12, 204—210, 215, 216
— кутикулярная 183
— относительная 11, 12, 20, 186—200, 204—208, 210, 214, 215, 217, 224, 249
— потенциальная 12
— устьичная 183

Угол смачивания 43, 110, 105
— наклона ОГХ к абсциссе 29, 63, 71, 79, 88, 116, 184
Удельная поверхность почвы 63, 75
Упругость водяного пара 15
Уровень грунтовых вод 9, 34, 44, 46, 48, 49, 138—144, 177—182, 203
Усадка почвы 31
Установка тензиометров в почву 33, 34, 48, 224, 226, 228, 233, 249
Устьице 21, 183, 205, 217

Феноменологические законы 5, 122
Фильтрация воды в почву 13, 27, 31
Фильтрационные потоки влаги 151, 158, 162
Фитоценоз 11, 12, 124
Формирование влаги в почве 145, 146, 155, 158
— грунтовых вод 146—177, 182
— дренажного стока 164, 177, 182
Фронт испарения влаги 237
— промерзания почвы 138—143
— смачивания почвы 126
Функция 35, 109, 118, 193

Хемилюминесценция 194, 196, 218
Химический потенциал воды 6, 13, 14
Химические элементы в почве 49
Холодоустойчивость растений 11

Четочные капилляры 109

Эвапотранспирация 13, 145, 154, 157, 180, 182, 186, 216
Экологические группы растений 192, 198, 217, 218, 226
Экологическая система 6, 11
Электродвижущая сила 57, 58
Электропроводность почвы 52
Элементы баланса 9
— — водного 9, 147, 153—156, 159—163, 248
— — теплового 9
Эмпирические характеристики 8
Энтропия 15, 99, 113

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 5

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСНОВНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ ПОЧВА—РАСТЕНИЕ—АТМОСФЕРА И ПРОБЛЕМА РЕГУЛИРОВАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ И РАСТЕНИЙ 8

1.1. Проблема регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений и термодинамический подход в исследованиях . . . . . —
1.2. Основные термодинамические характеристики почвенной влаги . . . 13
1.3. Капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги и роль капиллярных сил в понижении свободной энергии воды 17
1.4. Передвижение воды в системе почва—растение—атмосфера 19
1.5. Выводы 21

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ, СПОСОБЫ, ПРИБОРЫ И УСТРОЙСТВА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛА ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ 22

2.1. Методологические, методические и конструктивные аспекты тензиометрии . . . . . —
2.1.1. Типы тензиометров и особенности их конструкции . . . . —
2.1.2. Конструктивные особенности и эксплуатационные свойства керамических датчиков тензиометров 26
2.1.3. Способы установки тензиометров в почву и методы тарировки 33
2.1.4. Поправки к показаниям тензиометров и расчет потенциала влаги 37
2.1.5. Пределы и достоверность измерения потенциала влаги и влажности почвы тензиометрами 41
2.1.6. Методы определения потенциала влаги в капиллярной кайме и грунтовых водах и уровня грунтовых вод тензиометрами 43
2.1.7. Использование тензиометров для отбора проб почвенного раствора 50
2.2. Определение полного потенциала почвенной влаги 54
2.2.1. Определение полного потенциала криоскопическим методом . . . . . —
2.2.2. Определение полного потенциала психрометрическим методом 57
2.2.3. Определение полного потенциала влаги методом сорбционных влагообменных блоков (датчиков) 59
2.3. Выводы 61

ГЛАВА 3. ОСНОВНАЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВ И ЕЕ СВОЙСТВА 62

3.1. Свойства основной гидрофизической характеристики почв . . . . . —
3.2. Влияние на *ОГХ* плотности и сложения почвы 83
3.3. Влияние на *ОГХ* водорастворимых солей 87
3.4. Влияние на *ОГХ* факторов воздушной среды 95
3.5. Гистерезис основной гидрофизической характеристики почв 104
3.6. Выводы 109

ГЛАВА 4. ВЛАГОПРОВОДНОСТЬ ПОЧВ. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ—ПОЧВА—АТМОСФЕРА . . . 112

4.1. Общие представления о влагопроводности почв . . . . . —
4.2. Исследование и анализ методов определения коэффициента влагопроводности почв 115
4.3. Основные свойства зависимости коэффициента влагопроводности от потенциала влаги и влажности почвы 119
4.4. Формирование и состояние влаги в капиллярной кайме при восходящем потоке из грунтовых вод 137
4.5. Движение влаги из грунтовых вод к фронту промерзания 145
4.6. Влагообмен в системе грунтовые воды—зона аэрации—атмосфера
4.6.1. Аккумуляция, расход и баланс влаги в системе грунтовые воды—зона аэрации—атмосфера дерново-подзолистой и аллювиальной луговой почв лизиметров 146
4.6.2. Формирование влаги в почве грунтовых вод и дренажного стока в условиях орошения и осушения 164
4.7. Выводы 180

ГЛАВА 5. ДОСТУПНОСТЬ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ И ВЛАГОПОТРЕБЛЕНИЕ РАСТЕНИЙ С ПОЗИЦИЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА 183

5.1. Термодинамические аспекты потребления почвенной влаги растениями различных экологических групп . . . . . —
5.2. Оценка водного режима и влагообеспеченности древесных насаждений в сухостепной зоне методами термодинамического потенциала влаги 203
5.3. Вопросы физического и математического моделирования движения влаги при влагопотреблении растений 213
5.4. Выводы 217

ГЛАВА 6. ПРОБЛЕМА РЕГУЛИРОВАНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ И ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ РАСТЕНИЙ НА ОСНОВЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОДХОДА 220

6.1. Потенциал почвенной влаги и наименьшая влагоемкость. Определение запасов влаги по потенциалу . . . . . —
6.2. Принципиальные и методологические аспекты диагностирования полива сельскохозяйственных культур на основе капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги 224
6.3. Проблемы и принципы автоматизации орошения растений 230
6.4. Особенности приемов регулирования водного режима почв и влагообеспеченности растений в Нечерноземной зоне 237
6.5. Выводы 249

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 251

Предметный указатель 265