Н. А. КАЧИНСКИЙ

ФИЗИКА ПОЧВЫ

ч. II

ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И РЕЖИМЫ ПОЧВ

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов биолого-почвенных факультетов университетов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШАЯ ШКОЛА»
Москва — 1970

631.4
К30

В 1965 г. была опубликована в издательстве «Высшая школа» I часть «Физики почвы» автора, предназначенная для студентов-почвоведов университетов. В первую часть вошли: a) «введение» в физику почвы; b) краткий очерк развития учения о физических свойствах и режимах почвы и c) так называемые «Основные физические свойства почвы»: механический и микроагрегатный состав, удельные веса (объемный, скелета почвы, твердой ее фазы, почвы в целом), порозность, учение о почвенной поверхности и поверхностной почвенной энергии; раздел о структуре почвы.

Вторая часть «Физики почвы» охватывает вопросы: a) водно-физические свойства почвы («функциональные»); b) влажность почвы и типы водных режимов почв; c) о гидрологической роли леса; d) о внутреннем влагообороте страны; e) регулирование водных свойств и водного режима почв на научной основе.

В третью — заключительную часть «Физики почвы», которую автор в настоящее время готовит к печати, войдут главы: a) воздушные свойства и режимы почв; b) тепловые свойства и режимы почв; c) электрические и магнитные свойства почв; d) естественная и искусственная радиоактивность; e) физико-механические свойства почв. Заключение.

Содержание второй части «Физики почвы», как и первой, согласовано с учебными планами почвенных отделений университетов. Она может быть использована в качестве учебного пособия и другими вузами СССР, готовящими специалистов по профилю сельского, лесного хозяйства и мелиорации почв. Кроме того, книга найдет широкое применение в исследовательских работах специалистов по почвоведению, мелиорации почв, земледелию, агрохимии и др.

В книге содержится рис. 124, табл. 36, библ. 316.

4—3—4
118—70

Посвящаю настоящий труд моим многочисленным ученикам

ГЛАВА 1

СОСТАВ И СВОЙСТВА ВОДЫ[1]

Вода — обязательное условие жизни растений и всего живого на земле (на суше, в воде и в атмосфере). Учитывая ее роль в жизни растений, отметим, что она входит в состав живых клеток, является переносчиком питательных веществ в системе почва — растение и средством защиты растений от перегрева в процессе транспирации[2]. Вода является одним из главнейших факторов выветривания горных пород и формирования почвенных типов. Из сказанного явствует, что для познания почв и условий произрастания на них растений необходимо знакомство с основными свойствами воды.

Еще в 1895 г. Ремсей и Шилдс (Ramsay a. Shilds) показали, что водяной пар состоит из молекул H_2O. В жидкой воде молекулы H_2O ассоциируются по две и даже по три, поэтому состав воды вообще можно изобразить формулой $(H_2O)_n$, где n — неизвестное число молекул пара в ассоциации. Переход парообразной воды H_2O+H_2O в $(H_2O)_2$ по Ван Лаару (J. van Laar, 1899) носит характер химической реакции и сопряжен с весьма значи-

[1] При подготовке второй части «Физики почв» к печати существенную помощь автору оказали сотрудники кафедры физики и мелиорации почв Биолого-почвенного факультета МГУ: доктор биологических наук по разделу почвоведения, доцент кафедры А. Ф. Вадюнина; старший преподаватель кафедры З. А. Корчагина; старший научный сотрудник, кандидат биологических наук А. И. Мосолова; младший научный сотрудник, кандидат биологических наук Л. Б. Боровинская; старшие лаборанты М. А. Гусаковская и Л. Д. Захарина. Всем им приношу искреннюю благодарность.

Благодарю также за просмотр рукописи и ценные замечания доктора биологических наук, профессора Казанского Университета А. В. Колоскову и доктора сельскохозяйственных наук, старшего научного сотрудника Института Географии АН СССР проф. Зонна.

[2] Для перевода 1 *г* жидкой воды в пар требуется вблизи $t=100°$ C, согласно двучленной формуле Клаузиуса (Clausius):

$$r = 607 - 0{,}708\ t^\circ\ \textit{мал/кал}\ \text{тепла},$$

где r — скрытая теплота испарения, $t°$ C — температура воды и образующегося пара. При понижении температуры жидкости расход тепла на испарение всегда повышается.

тельным изменением объема воды. В дальнейшем эти положения о составе различных форм воды развивали в своих работах Сутерланд (Sutherland, 1900), Матиас (Mathias, 1903), Гудзон (Hudson, 1905), Розенштиль (Rosenstill, 1911), Гью (Guye, 1911) и Даклакс (Duclax, 1912).

По Сутерланду, пар — моно — молекулы H_2O, или гидрол (Hydrol); лед состоит из молекул тригидрола $(H_2O)_3$, а жидкая вода есть смесь тригидрола и дигидрола. Сутерлянд нашел, что при 0° С плотность дигидрола равна 1,089 и тригидрола — 0,88.

По Рентгену (Roentgen, 1892), холодная вода представляет собой раствор льда в воде. Таяние льда и нагревание жидкой воды сопровождается диссоциацией тригидрола, а испарение воды — диссоциацией тригидрола и дигидрола, при этом на диссоциацию расходуется часть теплоты, притекающей извне.

Лемман (Lemman, 1889) первый ввел понятие о капильно-жидких кристаллах воды. Это положение в дальнейшем развивали: Квинке (Quincke, 1894), Шенк (Schenck, 1889), Ротарский и др.[1].

Научное представление о явлении ассоциирования молекул H_2O, развитое в названных работах, подтвердилось последующими исследованиями, но до 20-х годов нашего века причина ассоциации оставалась непонятной. Она была разъяснена лишь позже, благодаря изучению полярной структуры веществ.

По современному представлению, вода (окись водорода) H_2O — простейшее химическое соединение водорода с кислородом — состоит из молекул — диполей. При соприкосновении с телами (поверхностями), например с почвенными частицами, обладающими электрическим полем, диполи воды поляризуются (ориентируются), обращаясь к поверхности заряженного тела в зависимости от знака его заряда положительным или отрицательным полюсом. При этом, поляризуясь внутри себя, диполи воды могут образовывать цепочки.

О строении диполя воды (тоже — гидрола) нет единой точки зрения. Модели строения, предложенные Браггом, Гэгджинсом, Паулингом и др., существенно отличаются друг от друга. На рис. 1 представлены наиболее распространенные модели молекул H_2O по Гэгджинсу и Паулингу[2].

Как видно на рис. 1, молекула воды по Гэгджинсу представляет тетраэдр с четырьмя полюсами по его вершинам: два из

[1] О. Д. Хвольсон. Курс физики. Т. I, изд. 5, Берлин, 1923.

[2] Maurice L., Huggins. Evidence from crystal structures in regard to atomic structures. Physical review. Volume 27, N 2, 1926, 286—297.

Л. Паулинг. Природа химической связи. Гос. науч.-техн. изд-во хим. лит. М. — Л., 1947, стр. 190.

В. А. Киреев. Краткий курс физической химии. Госхимиздат, М., 1962, стр. 76.

них несут положительные заряды и два — отрицательные. Центр тетраэдра соответствует центру молекулы воды.

По Паулингу, структура молекулы воды имеет вид равнобедренного треугольника. Валентный угол у вершины треугольника, занятой атомом кислорода, равен 104°31′. Расстояние атомных ядер в связи О — Н находится в пределах от 0,85 до 1,1 Å в зависимости от состояния воды (пар, жидкость, кристаллы льда

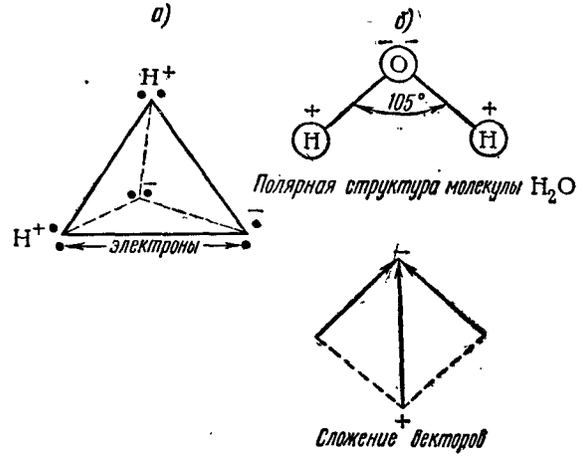


Рис. 1. Модели молекулы H_2O:
а — по Гэгджинсу, *б* — по Паулингу

или кристаллогидраты). Радиус электронной сферы кислородного атома равен 1,3—1,4 Å; значит, ядра водородных атомов располагаются внутри этой сферы. Диаметр всей молекулы воды — 2,76 Å. Дипольный момент ее μ (*дин*$^{1/2}$ *см*^{2}) высок: он равен $1{,}84 \cdot 10^{-18}$ абс. эл.-ст. ед.

В специальной литературе диполи воды изображаются поразному. Например: $H^{\smile}$ — $(^{\prime}O^{\prime}H^{\smile})$ по Писаржевскому или $\begin{matrix} H \diagdown \\ H \diagup \end{matrix} O$ по Чичибабину. Графическое изображение гидрола чаще дается в виде элипсиса с двумя полюсами — положительным и отрицательным (рис. 2).

Результаты определения молекулярного веса водяного пара указывают на то, что он практически состоит из свободных молекул воды (H_2O), а в жидком состоянии вода *ассоциирована*. Наряду с простыми молекулами, она содержит и более сложные молекулярные агрегаты из двух-трех и более молекул, как показано на рис. 3. Такие агрегаты постоянно возникают и вновь

распадаются, что можно выразить схемой:

$$x\,H_2O \rightleftarrows (H_2O)\,x$$

Причиной возникновения молекулярных агрегатов являются так называемые водородные связи[1]. «Водородная связь по своему характеру является, по-видимому, электростатической; она образуется вследствие притяжения ковалентно связанного про-

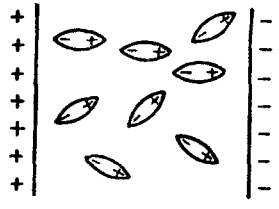


Рис. 2. Ориентационная поляризация в постоянном электрическом поле

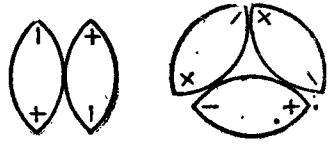
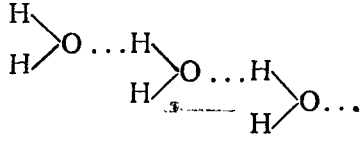


Рис. 3. Схемы ассоциации полярных молекул

тона свободными электронами атома другой молекулы. При этом протон находится не посредине между связываемыми им атомами (даже если они одинаковы), а ближе к тому атому, с которым он связан ковалентно. Так, в случае воды:



одно расстояние O—H при ковалентной связи равно 0,99Å, а другое 1,76 Å»[2].

По В. А. Киреева, «водородная связь образуется как бы второй (побочной) валентностью водородного атома, которую он может проявить по отношению к сильно отрицательным (в рассматриваемом состоянии) атомам, если основная валентность связывает его с атомом, тоже сильно отрицательным в данной молекуле»[3].

Энергия водородной связи, по сравнению со связью ковалентной, мала. Она колеблется от 5 до 10 *ккал/моль*, тогда как энергия нормальной связи $\overset{-}{O}-\overset{+}{H}$ 109 *ккал/моль*, а связи $\overset{+}{H}-\overset{-}{F}$ 148 *ккал/моль*.

[1] Основы учения о водородной связи заложены М. А. Ильинским и Н. Н. Бекетовым в конце прошлого столетия (1887 г.).

[2] А. Е. Чичибабин. Основные начала органической химии. Т. I. Госхимиздат, М., 1954, стр. 113.

[3] В. А. Киреев. Краткий курс физической химии. М., 1962, стр. 79.

В парах воды водородных связей практически нет. При плавлении льда рвется около 15%, а при нагревании воды до 40° С — около половины всех водородных связей.

Водородная связь особенно свойственна агрегатным состояниям вещества. Наиболее распространенной является водородная связь между молекулами, содержащими гидроксильные группы OH.

В заключение настоящего раздела приведем некоторые наиболее характерные константы воды.

Молекула воды содержит по весу 11,2% водорода и 88,8% кислорода. Наибольшая плотность жидкой воды при 4° С равна единице; плотность льда при 0° С — 0,9168.

Удельная теплоемкость воды при 15° С равна 1 *кал/г град*; удельная теплоемкость льда при 0° С = 0,487 *кал/г град*.

Скрытая теплота плавления льда равна 79,4 *кал/г* (при 0° С); скрытая теплота парообразования воды при 0° С — 597,2 и при 100° С — 538,9 *кал/г*.

Чистая вода плохой проводник электричества; ее электропроводность (в $ом^{-1}см^{-1}$) равна $4{,}3\cdot10^{-8}$ при 18° С и $18{,}7\cdot10^{-8}$ при 50° С.

Помимо общеизвестных трех форм воды — твердой, жидкой и газообразной — с 1932 г. в физике и других сопредельных дисциплинах уделяется значительное внимание *тяжелой воде*[1]. Эта форма воды будет кратко охарактеризована в следующем разделе настоящей главы.

[1] Тяжелая вода открыта американскими учеными Э. Уошберн и Г. Юри в 1932 г. В СССР тяжелая вода была получена и исследована А. И. Бродским (1934).

распадаются, что можно выразить схемой:

$$x\,H_2O \rightleftarrows (H_2O)\,x$$

Причиной возникновения молекулярных агрегатов являются так называемые водородные связи[1]. «Водородная связь по своему характеру является, по-видимому, электростатической; она образуется вследствие притяжения ковалентно связанного про-

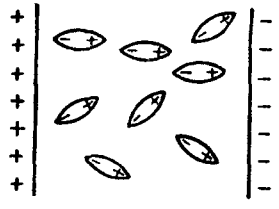


Рис. 2. Ориентационная поляризация в постоянном электрическом поле

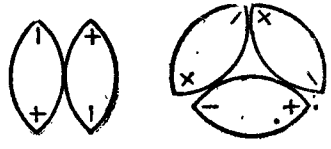
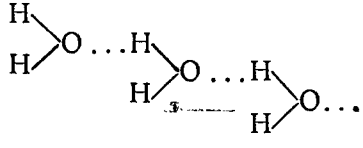


Рис. 3. Схемы ассоциации полярных молекул

тона свободными электронами атома другой молекулы. При этом протон находится не посредине между связываемыми им атомами (даже если они одинаковы), а ближе к тому атому, с которым он связан ковалентно. Так, в случае воды:



одно расстояние O—H при ковалентной связи равно 0,99Å, а другое 1,76 Å»[2].

По В. А. Киреева, «водородная связь образуется как бы второй (побочной) валентностью водородного атома, которую он может проявить по отношению к сильно отрицательным (в рассматриваемом состоянии) атомам, если основная валентность связывает его с атомом, тоже сильно отрицательным в данной молекуле»[3].

Энергия водородной связи, по сравнению со связью ковалентной, мала. Она колеблется от 5 до 10 *ккал/моль*, тогда как энергия нормальной связи $\overset{-}{O}-\overset{+}{H}$ 109 *ккал/моль*, а связи $\overset{+}{H}-\overset{-}{F}$ 148 *ккал/моль*.

[1] Основы учения о водородной связи заложены М. А. Ильинским и Н. Н. Бекетовым в конце прошлого столетия (1887 г.).

[2] А. Е. Чичибабин. Основные начала органической химии. Т. I. Госхимиздат, М., 1954, стр. 113.

[3] В. А. Киреев. Краткий курс физической химии. М., 1962, стр. 79.

В парах воды водородных связей практически нет. При плавлении льда рвется около 15%, а при нагревании воды до 40° С — около половины всех водородных связей.

Водородная связь особенно свойственна агрегатным состояниям вещества. Наиболее распространенной является водородная связь между молекулами, содержащими гидроксильные группы OH.

В заключение настоящего раздела приведем некоторые наиболее характерные константы воды.

Молекула воды содержит по весу 11,2% водорода и 88,8% кислорода. Наибольшая плотность жидкой воды при 4° С равна единице; плотность льда при 0° С — 0,9168.

Удельная теплоемкость воды при 15° С равна 1 *кал/г град*; удельная теплоемкость льда при 0° С=0,487 *кал/г град*.

Скрытая теплота плавления льда равна 79,4 *кал/г* (при 0° С); скрытая теплота парообразования воды при 0° С — 597,2 и при 100° С — 538,9 *кал/г*.

Чистая вода плохой проводник электричества; ее электропроводность (в $ом^{-1}см^{-1}$) равна $4{,}3\cdot10^{-8}$ при 18° С и $18{,}7\cdot10^{-8}$ при 50° С.

Помимо общеизвестных трех форм воды — твердой, жидкой и газообразной — с 1932 г. в физике и других сопредельных дисциплинах уделяется значительное внимание *тяжелой воде*[1]. Эта форма воды будет кратко охарактеризована в следующем разделе настоящей главы.

[1] Тяжелая вода открыта американскими учеными Э. Уошберн и Г. Юри в 1932 г. В СССР тяжелая вода была получена и исследована А. И. Бродским (1934).

ГЛАВА 2

ФОРМЫ ВОДЫ В ПОЧВЕ

В физике различается 4 формы воды: твердая, жидкая, газообразная и тяжелая вода. Для объяснения процессов, протекающих в почве, этих четырех понятий недостаточно. Взаимодействуя с твердой фазой почвы при гетерогенной ее порозности, с содержащимися в ней солями, с корневой системой растений и с эдафоном в целом, вода в почве претерпевает ряд физических и химическнх изменений, без учета которых нельзя понять динамики почвенного процесса и восприятия воды и пищи растениями, микроорганизмами и всем живым населением почвенной среды. Поэтому в данном разделе учения о воде мы дифференцируем ранее названные 4 формы воды, выделяя около 12 подразделений с оттенением свойств каждой формы воды и их роли в динамике почвенного процесса и в развитии живого населения почвы.

В первой главе первой части «Физика почвы» мы отмечали ряд крупных работ о водном режиме и водных свойствах почв русских (дореволюционных), советских и зарубежных исследователей, заканчивая обзор их примерно тридцатыми годами. В последующем, в связи с развитием сельского хозяйства, осушительных и оросительных мероприятий, борьбы с эрозией почв и др. в разных странах и особенно в СССР интенсифицировались работы по изучению водных свойств и режимов почвы. В СССР им посвящены ряд монографий, среди которых назовем классический труд А. Ф. Лебедева «Почвенные и грунтовые воды» и монографии о почвенной влаге П. И. Андрианова, С. И. Долгова, А. А. Роде, Ф. Е. Колясева, А. В. Лыкова, И. З. Журавлева, М. К. Мельниковой, И. С. Васильева, А. Ф. Большакова, методические и региональные статьи С. И. Тюремнова, Н. В. Лобанова, Е. Г. Петрова, В. Г. Корнева, В. А. Франциссона, С. Н. Рыжова, Б. В. Дерягина, С. В. Нерпина, А. В. Думанского, А. Т. Морозова, С. В. Астапова, В. И. Рутковского, С. В. Зонна, П. Д. Варлыгина, В. И. Мина, А. Ф. Вадюниной, С. А. Владыченского, М. К. Дараселия, А. В. Николаева, А. П. Малянова, В. П. Попова, С. А. Вериго, Л. А. Разумовой, А. П. Бирюковой, И. Б. Ревута, В. Б. Гуссак, Е. И. Кочериной, П. У. Бахтина,

В. Н. Димо, Н. Г. Иовенко, П. С. Погребняка, А. С. Скородумова, Е. А. Афанасьевой, А. М. Алпатьева, М. Н. Польского, Н. С. Орешкиной, В. Е. Кореневской, З. А. Корчагиной, А. Д. Воронина, М. М. Абрамовой, Д. В. Федоровского, А. Д. Воронина, О. В. Шаповаловой, Ф. Г. Бакулина, И. Н. Вотякова, Т. А. Литвиновой и многих других. Этому же вопросу посвящен ряд наших публикаций, начиная с 1922 г.

Среди зарубежных работ известны монографические обобщения Е. А. Митчерлиха, Г. Д. Буйякоса, П. Фагелера, Б. А. Кнна, Л. А. Ричардса, Л. Д. Бевера, Т. Д. Маршалла, Г. Д. Курона, Ф. Цункера, Ф. Секера и др.

Из русских дореволюционных исследований, где наиболее обстоятельно освещается вопрос о формах воды в почве, следует указать на труды С. М. Богданова, Г. Н. Высоцкого и П. С. Коссовича. Крупнейшей работой о формах воды в почве в советский период явилась указанная выше работа А. Ф. Лебедева, в которой, с одной стороны, критически обобщены материалы предшественников, с другой — дан свой богатейший экспериментальный материал. Эта работа легла в основу всех последующих изысканий о почвенной влаге. Выделенные А. Ф. Лебедевым формы воды в тех или иных вариантах, иногда под новыми названиями, используются в современных классификациях. Естественно, что после Лебедева (после 1936 г.) вопрос о формах влаги в почве продолжает развиваться. Уточнены прежние понятия, введены некоторые новые. Здесь необходимо обратить внимание на множественность форм воды в современных классификацнях. Если с позиций почвоведения нельзя согласиться с физиками, которые выделяют лишь четыре формы воды — твердую, жидкую, газообразную и тяжелую воду, — то в то же время вызывает тревогу чрезмерная дробность категорий воды в работах почвоведов, где количество категорий воды, если согласиться со всеми авторами работ, превышает уже тридцать. Вопрос тем более запутывается, что у каждого автора своя терминология, иногда очень примитивная, часто лишенная строгого физического смысла. Среди таких терминов назовем: «вода стекающая», «вода просачивающаяся», «вода стыковая», «влагоемкость полевая», «вода разрыва капилляров» (как будто она разрывает капилляры) и др. Мы убеждены, что в этом вопросе необходимо провести работу по систематизации понятий и терминов, как это сделано, например, в области механического анализа почв.

Ниже кратко излагаем классификацию форм воды в почве, стремясь по возможности синтезировать работы по этому разделу агрофизики. Классификация составлена на основе литературных матерналов как отечественных, так и зарубежных, и экспериментальных данных лабораторий физики и механики почвы биолого-почвенного ф-та МГУ и почвенного института АН СССР. Причем термины чаще оставляем в основном общеупотребитель-

ные. Формы воды располагаются в порядке убывающей энергетической связи их с твердой фазой почвы.

Вода, химически связанная, или конституционная. Она входит в молекулу вещества гидроксильной группой, например: $Fe_2O_3+3H_2O \rightarrow 2F_e(OH)_3$. По сути дела, вода, как таковая, участвует здесь лишь в исходной реакции, приобретая в конечном продукте реакции иное значение (OH^-). Отношение конституционной воды к минеральной части почвы постоянно. Учитывается конституционная вода как одна из частей потери при прокаливании в разных минералах в интервале температур 400—800° С. Удаление химически связанной воды сопровождается распадом минерала. Наибольшее количество ее содержится в глиниых минералах, поэтому по процентному содержанию конституционной воды можно судить о степени глинистости грунта или почвы. Ниже приводится содержание химически связанной воды (по П. С. Коссовичу) в некоторых породах:

Породы	%
Песок кварцевый боровой (Горьковская область) . .	0,75
Моренный суглинок (Московская область)	3,32
Глинистая красноземная кора выветривания (Чаква)	9,40

Вода кристаллизационная, или кристаллогидратная. Она входит в состав вещества цельными водными молекулами, например, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (гипс) или $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ (мирабилит) и др. Удаляется из почвы нагреванием при температурах 100—200° С или химическим путем, например с помощью карбида кальция (CaC_2). Термически кристаллнзационная вода удаляется не вся сразу, а «скачками», причем удалению каждой молекулы воды соответствует своя температура. Так, первая молекула воды удаляется из гипса при 107°, а вторая — при 170° С. Это указывает на разную прочность связи отдельных молекул воды с минеральной частью почвы. Об этом говорит и факт различной теплоемкости отдельных молекул кристаллизационной воды. Она меньше единицы и тем меньше, чем прочнее молекула воды связана с минеральной основой (чем при более высокой температуре она удаляется). Удаление кристаллизационной воды распада вещества не вызывает, но сопровождается изменением его физических свойств. Например, гипс не пластичен, а полугидрат гипса $CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$ обладает высокой пластичностью. Кристаллизационная вода в больших количествах содержится в солончаках, физические свойства которых сильно зависят от нее, например «пухлость» солончаков, содержащих мирабилит.

Конституционную и кристаллизационную воду часто объединяют под названием воды гидратной. Само собой разумеется, что гидратная вода в почве, как таковая, не передвигается и растениям не доступна.

Вода гигроскопическая. Это вода, адсорбированная сухой почвой в силу поверхностной ее энергии из атмосферы при относительной влажности последней менее 100% или оставшаяся в почве после высушивания ее в такой атмосфере до «воздушно-сухого» состояния.

Чем выше относительная влажность воздуха, тем больше величина гигроскопической влажности. В лабораторных условиях относительная влажность воздуха обычно колеблется в пределах 50—70%.

Природа адсорбции воды почвой подробно разбиралась нами в главе V первой части «Физики почвы». Здесь лишь отметим, что гигроскопичность почв возрастает по мере утяжеления их механического состава. Особенно высокая положительная корреляция наблюдается между величиной гигроскопической влажности почвы, содержанием в ней гумуса и илистой фракции (частиц с $d < 0{,}001$ *мм*).

Адсорбируется гигроскопическая вода преимущественно на наиболее активных участках поверхности почвенных частиц. По представлению большинства исследователей, при этом диполи воды не сплошь покрывают почвенные частички, а располагаются островками, как это следует из уравнения Лэнгмюра и изотермы адсорбции паров воды (по методу БЭТ)[1] (см. рис. 5).

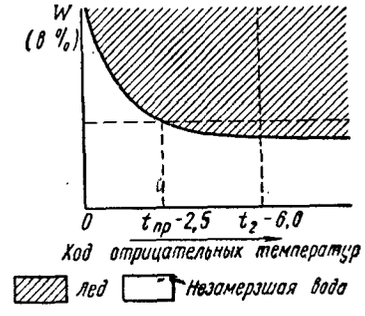


Рис. 4. Схематическое изображение изменения количества незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах в зависимости от температуры. Суглинок тяжелый (по Ф. Г. Бакулину)

Вода максимально-гигроскопическая. Это вода, адсорбируемая почвой в силу поверхностной энергии из атмосферы с относительной влажностью 95—100%. Она, как и гигроскопическая вода, представлена диполями воды, строго ориентированными к поверхности твердых частиц почвы и в такой степени уплотненными, что они как бы припаяны к последней; это прочно связанная вода. Строгая ориентация диполей воды и высокая степень уплотнения их обусловливают свойства воды максимально-гигроскопической, резко отличные от свойств свободной воды. Гигроскопическая и максимально-гигроскопическая вода — тверды (квази — тверды). Как следует из рентгенограмм Колькмейра, по строению они кристалличны. Плотность этих форм воды, по данным А. И. Раковского, Г. Полянского и некоторым другим, колеблется от 1 до 2; теплоемкость <1, диэлектрическая посто-

[1] См. «Физика почвы», часть I, глава V.

янная 2—3 (у свободной воды — 81) [1]. Гигроскопическая и максимальная гигроскопическая вода не растворяют ряд соединений (сахар, неорганические кислоты, основания и др.); не замерзают, по указанию различных авторов, в зависимости от адсорбционной способности почвы при отрицательных температурах от (—) 10 до (—) 78° С. Так, Буйякос, на основе своего эксперимента, утверждает, что вода в почве «ниже гигроскопической точки», «связанная вода» вовсе в почве не замерзает [2].

Ф. Г. Бакулин нашел, что «для каждой отрицательной температуры имеется своя характерная предельная влажность, ниже которой лед в грунте отсутствует». Если влага очень мала, то вся она может находиться в жидком состоянии» [3] (рис. 4).

Как видно на рис. 4, в интервале отрицательных температур ниже нуля до «предельной температуры» (—) 2 — (—) 2,5° С количество замерзающей воды резко уменьшается. Дальнейшее снижение температуры обусловливает лишь незначительное добавочное количество замерзающей воды. При этом кривая, характеризующая общее количество замерзшей воды, становится почти параллельной оси абсцисс. Уместно напомнить, что предельная температура, ниже которой резко сокращалось количество замерзающей воды в опытах Буйякоса, равнялась — 4° С.

И. Н. Вотяков в своих экспериментах установил, что «в области отрицательных температур максимальная гигроскопическая влажность грунта (незасоленного) совпадает при данной температуре с процентным содержанием незамерзшей воды. Это свидетельствует о том, что при данной отрицательной температуре не замерзает только та часть воды, которая способна адсорбироваться при этой же температуре с выделением тепла» [4].

В заключение сошлемся еще на работу Т. А. Литвиновой. По экспериментальным данным Т. А. Литвиновой, замерзание всей жидкой фазы воды при определении ее калориметрическим методом наблюдалось в каолините от —10 до —20° С, в суглинке легком от —20 до —30° С, в суглинке пылеватом от —40 до —50° С, в глине аллювиальной от —50 до —60° С, в глине морской от —60 до —70° С. В монтмориллоните при —70° С еще

[1] Диэлектрическая постоянная — коэффициент K в уравнении Кулона, определяющем напряжение электрического поля $E=\frac{1}{K}\cdot\frac{e}{r^2}$,

где e — уединенный электрический заряд, расположенный в центре шарообразной сферы с радиусом r.

[2] George Bouyoucos. A new classification of the coil moisture. Soil science, vol. XI. N I, 1921, pp. 33—47.

[3] Ф. Г. Бакулин. Льдистость и осадки при оттаивании многолетнемерзлых четвертичных отложений Воркутского района. Изд-во АН СССР. М., 1958, стр. 67—69.

[4] И. Н. Вотяков. Связь между содержанием незамерзшей воды в мерзлых грунтах и гигроскопической влажностью грунтов. Известия СО АН СССР, Новосибирск, 1960, стр. 17—25.

содержалось 7% незамерзшей воды. Лишь при температуре —193,8° С (температура испарения жидкого азота) ни в одном из исследуемых грунтов незамерзшей воды обнаружено не было [1].

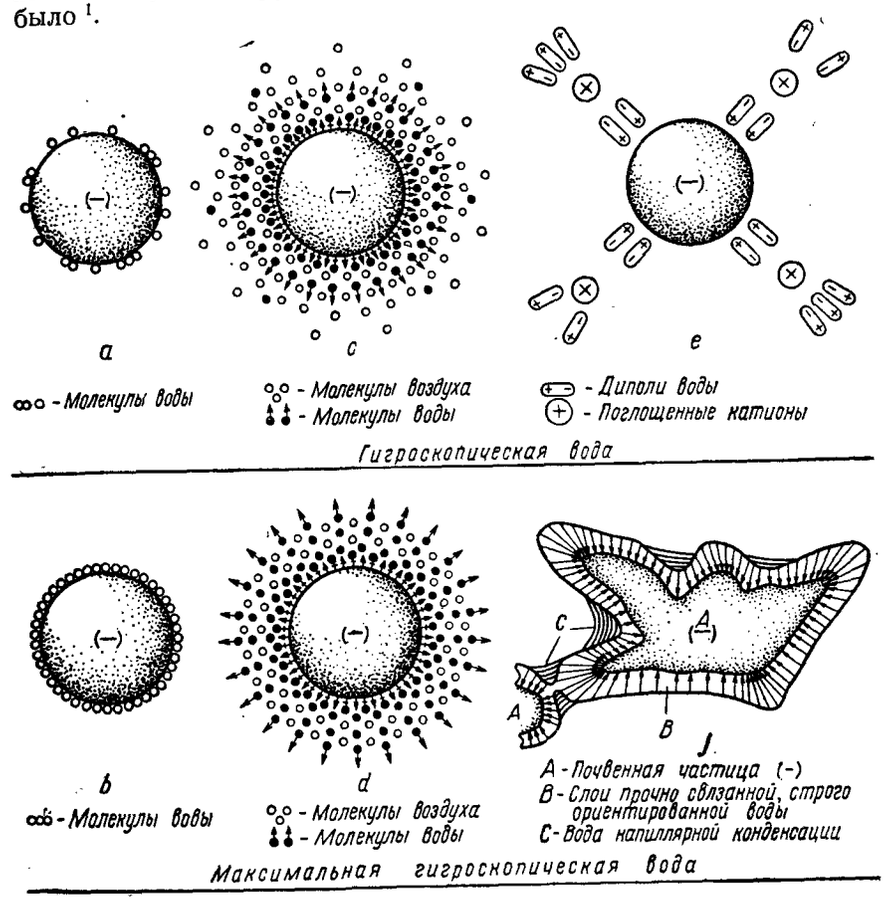


Рис. 5. Схема строения гигроскопической и максимальной гигроскопической почвенной влаги по данным различных авторов

a, b — по Родевальду, Митчерлиху, Лебедеву, Андрианову; *c, d* — то же, по Цункеру; *e* — гигроскопическая вода по Кюну; *j* — максимальная гигроскопическая вода по Качинскому

Количество слоев адсорбированной воды при максимальной гигроскопичности почвы в представлении различных авторов варьирует в широких пределах (рис. 5).

Так по Родевальду, Митчерлиху, А. Ф. Лебедеву, П. И. Андрианову максимальная гигроскопическая влага одевает почвен-

[1] Т. А. Литвинова. Влияние удельной поверхности и ультрапористости мерзлых грунтов на содержание в них незамерзшей воды. М., 1961.

ные частицы мономолекулярным слоем. По Г. Бакеру и Е. Гатчеку в такой стадии увлажнения почвы отмечается 5—7 слоев молекул H_2O; по П. Эренбергу — 10 слоев; по Ф. Цункеру, Н. Маринеску, М. М. Филатову — сотни слоев.

В данном случае неправильно искать какое-то определенное (одинаковое) число слоев водных молекул вокруг почвенных частиц, так как адсорбционная способность их различна в зависимости от величины частиц, их формы, химического и минералогического состава. При прочих равных условиях всегда будет ряд: адсорбционная способность бентонита>мусковита>ортоклаза>кварца. Кроме того, даже на поверхности одной и той же частицы на участках плоских, вогнутых, острых поверхностная энергия будет выражена по-разному и обусловит различную мощность адсорбированного слоя воды (см. рис. 5, j).

Степень уплотнения слоев водных молекул и испытываемое ими давление различны: в самом поверхностном слое при насыщении почвы до максимальной гигроскопичности осмотическое давление составляет около 50 *атм*. По мере приближения слоев к поверхности почвенной частицы испытываемое ими давление резко возрастает, достигая десятков тысяч атмосфер. Этот процесс хорошо иллюстрируется явлением теплоты смачивания: при адсорбировании почвой первых порций воды тепла выделяется в десятки раз больше, нежели при адсорбировании такого же количества ее в последующей фазе адсорбции. Так по Митчерлиху (1923) 100 *г* «болотной почвы» при адсорбции первого грамма воды выделяли 220 *кал*, а при адсорбции второго грамма — лишь 25 *кал*. Для глины соответственно были получены величины — 240 и 7 *кал*.

Начальная сила адсорбции для легких почв (Цункер, 1930) равна 41 800 *кг/см*^{2}, а при максимальной гигроскопичности (Фагелер, 1932) в периферическом слое $p=49{,}92\pm0{,}8$ *атм*. Это (последнее) давление точно соответствует упругости пара над 10-процентной H_2SO_4 при 20° С, поэтому максимальную гигроскопичность почвы определяют, по Митчерлиху, насыщая воздушно-сухую почву парами воды в замкнутом пространстве (в эксикаторе) при вакууме над 10-процентной H_2SO_4 или, по А. В. Николаеву, над насыщенным раствором K_2SO_4. При этом в эксикаторе устанавливается относительная влажность при 20° С в 96—98%. Важно иметь именно такую влажность, а не 100%; это предохраняет почву от выпадения росы в случае незначительного понижения температуры при опыте. Процесс насыщения почвы парами воды заканчивается в две-три недели, когда насыщаемая почва приобретает постоянный вес [1].

[1] Подробную технику определения максимальной гигроскопичности почв см. Н. А. Качинский. Изучение физических свойств почвы и корневых систем растений. Сельхозгиз, 1931, стр. 27—34; А. Ф. Вадюнина и З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961, стр. 199—202.

Известны и другие предложения для определения максимальной гигроскопичности почвы. Так Эренберг и Пик (P. Ehrenberg u. H. Pick, 1910), а позже Курон (H. Curon, 1930) предложили брать для определения максимальной гигроскопичности сырую почву и удалять из нее капиллярную воду путем высушивания над серной кислотой. Однако известно, что кривая десорбции воды не совпадает с кривой адсорбции (явление гистерезиса) [1] и для удаления из почвы капиллярной воды требуется раствор H_2SO_4 значительно большей концентрации, нежели 10-процентный (по Курону — 50-процентный раствор). Но и в этом случае обезвоживание почв различного химического и механического состава, различной структуры и пр. проходит не одинаково и конечные величины максимальной гигроскопичности получаются заниженными и неустойчивыми.

В. А. Францессон (1951) предложил для обезвоживания сырой почвы до уровня максимальной гигроскопичности, как и в случае насыщения парами воды воздушно-сухой почвы, использовать H_2SO_4 сначала 10-процентной концентрации, потом 3-процентной. Естественно, что в этом случае, вследствие явления гистерезиса, десорбция паров воды заканчивается на пределе влажности почвы значительно более высоком, нежели в процессе адсорбции паров воды воздушно-сухой почвой над 10-процентной H_2SO_4 или над насыщенным раствором K_2SO_4. Поэтому «максимальная гигроскопичность» почвы по методу Францессона примерно в полтора раза превышает величину максимальной гигроскопичности, найденную по методам Митчерлиха, А. В. Николаева (с K_2SO_4) и др.

Об адсорбированной (прочно связанной, строго ориентированной) почвенной воде можно судить по теплоте смачивания почвы, по нерастворяющему объему ее в отношении некоторых соединений, например, сахара (метод Думанского, 1934), по депрессионной кривой замерзания воды в почве (Буйякос, 1917, Г. И. Покровский, 1938, П. И. Андрианов, 1940 и др.) [2], но все эти методы технически более сложны, нежели метод определения максимальной гигроскопичности почвы, путем насыщения ее при равновесном давлении водяного пара над 10-процентной H_2SO_4 или при том же давлении над насыщенным раствором K_2SO_4 при вакууме в замкнутом пространстве (в вакуум-эксикаторе).

При насыщении почвы водой до максимальной гигроскопичности явление адсорбции, в силу томпсоновского момента [3], сопровождается процессом капиллярной конденсации: частичной перегонкой паров с выпуклых поверхностей, где упругость их

[1] См. «Физика почвы», часть I, глава V.
[2] Подробнее об этих методах см. стр. 171—190.
[3] См. «Физика почвы», часть I, глава VII.

наибольшая, к вогнутым, где упругость пара, насыщающего пространство, ниже. Таким образом, суммарное количество воды вокруг частицы имеет двоякую природу, складываясь из воды адсорбированной и воды капиллярной конденсации. Оба эти процесса объединяют в понятие «сорбции воды».

По этой же причине толщина адсорбированных пленок воды при максимальной гигроскопичности, если частицы шарообразны, будет больше на крупных частицах, нежели на мелких, так как кривизна поверхности водных пленок на первых частицах, а значит и упругость паров над ними, менее нежели на вторых (рис. 6).

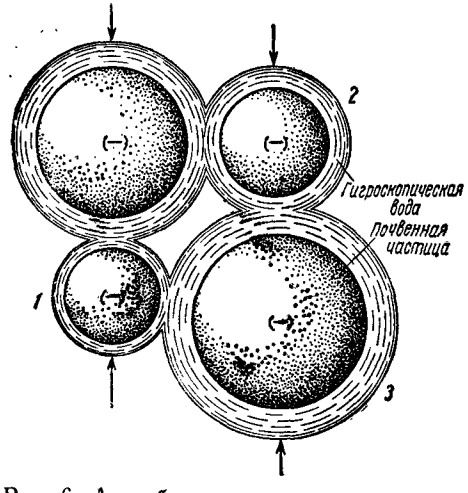


Рис. 6. Адсорбция воды на различных по крупности сферических частицах почвы (по Ф. Цункеру)

Гигроскопическая и максимально-гигроскопическая вода удаляются из почвы нагреванием ее до 100—105° С или химической сушкой. Передвигаются эти формы воды в почве лишь в виде пара, поэтому они не могут быть переносчиками солей. Возникает вопрос, могут ли соли (преимущественно катионная их часть) передвигаться в пленках гигроскопической и максимально-гигроскопической влаги диффузно? М. К. Мельникова и В. М. Прохоров[1] на основании своих экспериментов утверждают, что «Диффузия микроколичеств ионов Sr^{2+} в почве не прекращается при весьма малом содержании в ней влаги, соответствующем воздушно-сухому состоянию». Главным условием для диффузного передвижения катионов (в опыте авторов Sr^{2+}) они считают сплошность водной пленки. Их опыт с воздушно-сухой дерново-подзолистой суглинистой почвой длился от 389 до 1647 *сут*. Скорость диффузии микроколичеств Sr^{2+} возрастала при увеличении толщины пленки адсорбированной воды от 3, 4 до 5 Å. Полученный М. К. Мельниковой и В. М. Прохоровым экспериментальный материал, безусловно, представляет теоретический интерес. Однако в природных, а тем более в сельскохозяйственных условиях роль этого процесса должна быть ничтожной хотя бы уже потому, что в природе нет условий, где бы почва годами оставалась в воздушно-сухом состоянии, а также потому, что скорость процесса переноса Sr^{2+} измерялась величинами, едва отличными от нуля (среднее смещение x, определяемое формулой, в опытах не превышало 2,2 *мм* за весь период наблюдений).

[1] М. К. Мельникова, В. М. Прохоров. О диффузии катионов в воздушно-сухой почве. Коллоидный журнал, т. XXVIII, № 3, 1965, стр. 406—411.

Культурным растениям гигроскопическая и максимально-гигроскопическая вода недоступны, так как осмотическое давление клеточного сока в их корнях ниже 50 *атм*. Запас воды в почве в пределах максимальной гигроскопичности называют «мертвым» запасом. Некоторые солянки, в клеточном соке которых осмотическое давление повышается до 70 *атм* и более, могут использовать часть максимальной гигроскопической воды, оставляя в почве 0,7—0,8 от ее количества.

По содержанию максимальной гигроскопической воды можно судить о глинистости почвы и о размерах ее поверхностной энергии. Так в песках максимальная гигроскопичность составляет лишь несколько десятых долей процента к весу почвы, в суглинках эта величина возрастает до 3—5—8%, в тяжелых глинах — до 10—15%, а в торфах — до 20% и более.

Изучение максимальной гигроскопичности в профиле почвы, сформированной на однородной по механическому составу породе, хорошо выявляет элювиальные и иллювиальные горизон-

Таблица 1

Максимальная гигроскопическая влага в процентах к весу сухой почвы
(средние величины из 5 повторностей, по данным автора)

1. Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая. Стерня ржи. Московская область. Собакино-опытное		2. Серая лесная глинистая земля. Стерня ржи. Рязанская область. Старожилово-опытное		3. Западнопредкавказский глинистый выщелоченный чернозем. Стерня пшеницы. Краснодарский край. Опытное хозяйство „Круглик" № 1		4. Светло-каштановая солонцеватая тяжелосуглинистая почва. Стерня пшеницы. Волгоградская область. Красноармейский район	
горизонты, глубины в *см*	максимальная гигроскопичность	горизонты, глубины в *см*	максимальная гигроскопичность	горизонты, глубины в *см*	максимальная гигроскопичность	горизонты, глубины в *см*	максимальная гигроскопичность
$A_п$ (0—18)	3,2	$A_п$ (0—20)	4,6	$A_п$ (0—20)	8,3	$A_п$ (0—30)	8,0
A_2 (18—30)	2,5	A_2 (20—36)	4,4	A_2 (20—40)	7,8	B_1 (30—40)	9,6
B_1 (30—55)	5,3	B_1 (36—68)	7,3	A_3 (40—80)	8,7	B_2 (40—50)	8,2
B_2 (55—85)	8,2	B_2 (68—90)	7,8	A_4 (80—100)	8,8	C_1 (50—100)	8,0
B_3 (85—150)	7,5	C_1 (90—150)	7,5	B_1+B_2 (100—150)	8,6	C_2 (100—160)	8,4
B_4 (150—200)	5,1	C_2 (150—200)	6,5	C (150—200)	8,4	C_3 — гипсовый пояс — (160—200)	9,5

ты: в первых — величина ее уменьшается, во вторых — возрастает (табл. 1).

Как видно из табл. 1, величины максимальной гигроскопичности различаются в отдельных почвенных типах не только по абсолютным величинам, что связано с материнской породой почв и их гумозностью, но и по закономерностям изменений этих величин в профиле почв. В дерново-подзолистой почве наименьшая величина максимальной гигроскопичности (2,5%) отмечается в элювиальном горизонте A_2. В перегнойно-аккумулятивном горизонте ($A_п$) она возрастает до 3,2%, главным образом в соответствии с увеличением в нем, по сравнению с A_2, содержания гумуса. Резкое возрастание величины максимальной гигроскопичности в дерново-подзолистой почве отмечается в иллювиальном горизонте (в B_1, B_2 и B_3), причем, начиная с B_3, процесс иллювиальности ослабевает; соответственно уменьшается и максимальная гигроскопическая влага.

Аналогичный профиль для максимальной гигроскопичности отмечен и в серой лесной земле, но горизонты элювиальный и иллювиальный здесь выявляются слабее, что вполне соответствует этому типу почв.

Для глинистого чернозема, богатого коллоидами, характерна высокая величина максимальной гигроскопичности (>8%), выравненная по всему профилю почвы. Лишь в горизонте A_2 этого (выщелоченного) чернозема максимальная гигроскопичность несколько снижена.

Примерно такие же величины максимальной гигроскопической воды, как и в черноземе, отмечены в светло-каштановой солонцеватой, тяжелосуглинистой почве. Максимум ее в последней почве выявляется в иллювиальном (солонцеватом) горизонте B_1 и в «гипсовом поясе», содержащем много кристаллизационной воды гипса, часть которой при сушке почвы могла быть учтена в сумме воды максимальной гигроскопической.

Заканчивая характеристику воды максимальной гигроскопической, отметим еще, что на основе этой величины рассчитывается в почве объем неактивной порозности[1], а также влага завядания растений, о которой подробней будет сказано несколько позже.

Вода пленочная. При насыщении почвы водой до максимальной гигроскопичности не исчерпывается полностью ее (почвы) поверхностная энергия. Если такую почву погрузить в воду, то мощность слоя адсорбированной воды вокруг почвенных частиц возрастет. Добавочная вода сверх максимальной гигроскопической, которая адсорбируется почвой из жидкой фазы, будет водой *пленочной*. Эту воду нельзя смешивать с максимальной гигроскопической, что иногда делают в почвенной литературе, так как свойства этих двух форм воды совершенно разные.

[1] См. «Физика почвы», часть I, глава IV.

Количество пленочной воды, как и других ее форм, зависит от свойств почвы. Иногда пленочной воды в почве по весу столько же, сколько и максимальной гигроскопической, но чаще пленочной воды бывает значительно больше. Пленочная вода меньшими силами, нежели максимальная гигроскопическая, притягивается к поверхности почвы, поэтому она менее уплотнена; диполи ее менее строго ориентированы к поверхностям почвенных частиц. Это будет вода рыхло связанная почвой, слабо ориентированная, причем рыхлость слоев возрастает к периферии адсорбированной сферы, характеризуясь давлением (напряжением) от 50 *атм* (по границе слоев пленочной воды с максимальной гигроскопической) и примерно до 3—4 *атм* у периферии адсорбированных водных пленок. Поскольку осмотическое давление пленочной воды достаточно высокое и мобильность ее низкая, она с трудом усваивается растениями. В пределах ее лежит влага завядания растений, верхний предел которой измеряется в различных почвах величиной 1,2—2,5 максимальной гигроскопичности и часто в расчетах принимается за 1,5 максимальной гигроскопичности при напряжении влаги в 15—20 *атм*. Различают завядание растений начальное (временное), легко устранимое при поливах почвы, и глубокое (длительное), болезненное для растений.

А. Ф. Лебедев сумму двух форм воды — максимальной гигроскопической и пленочной (в нашем понимании) — объединил под названием *максимальной молекулярной влагоемкости*. Для нахождения этой величины он предложил три метода: а) метод увлажняемых высоких почвенных колонн (ранее аналогичный метод применяли Ф. Г. Кинг, П. С. Коссович, Г. Н. Боч); б) метод центрифугирования; в) метод пленочного равновесия.

В первом методе колонна однородного грунта (для тяжелых по механическому составу образцов не менее 3 *м* высоты) подвергается сквозному промачиванию при подаче воды сверху. После стекания из колонны гравитационной воды она укладывается горизонтально и послойно определяется влажность почвы. Предполагается, что отрезок почвы в верхней части колонны (исключая самый поверхностный слой) будет содержать воду, соответствующую максимальной молекулярной влагоемкости.

По второму методу эта величина находится путем центрифугирования смоченной почвы при ускорении силы тяжести в 18 000—20 000 *g*. Остаточная в почве вода характеризуется, как максимальная молекулярная влагоемкость почвы.

Наконец, в третьем методе максимальная молекулярная влагоемкость определяется в почве путем помещения сырого образца почвы между листами фильтровальной бумаги и последующего отжатия воды масляным прессом при давлении 66 *кг/см*^{2}.

Предполагается, что в почве, после отжатия излишней воды в подушки из фильтровальной бумаги, останется лишь вода, соответствующая максимальной молекулярной влагоемкости.

Теоретические концепции А. Ф. Лебедева по данному вопросу близки к истине для однородного песчаного материала. В почвах тяжелых по механическому составу при выполнении вышеназванных операций в почвенном образце будет задерживаться вода «угловых» пор и тонко капиллярная вода. В руководимой нами лаборатории физики и механики почв МГУ (Н. Н. Долгополова, 1933) показано, что, повышая давление в третьем методе определения максимальной молекулярной влагоемкости свыше 66 *кг/см*², получим прогрессивно уменьшающуюся влажность почвы **(рис. 7)**.

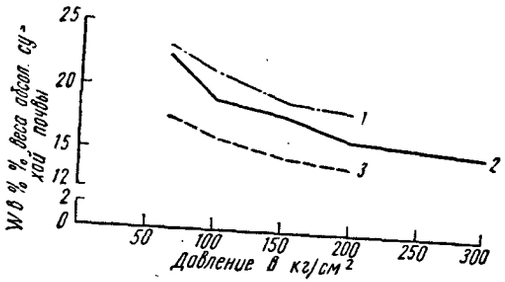


Рис. 7. Количество пленочной воды в зависимости от давления при определении (в % на сухую навеску почвы):

1 — подзолистая суглинистая почва, глубина 1—8 *см*; *2* — обыкновенный глинистый чернозем, глубина 0—10 *см*; *3* — серо-бурая солонцеватая тяжелосуглинистая почва, глубина 0—4 *см*

Аналогичные результаты получили в своих исследованиях Ф. Е. Колясев (1941), П. А. Крюков (1947), С. И. Долгов (1954). Таким образом, максимальная молекулярная влагоемкость Лебедева — это не константа почвы, а константная величина для данного почвенного материала и для данных константных условий ее определения.

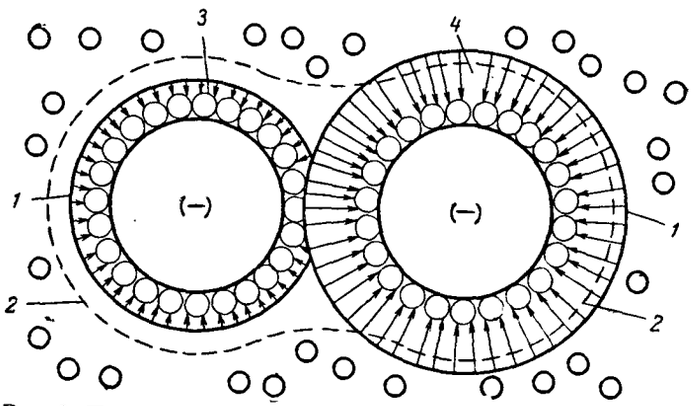


Рис. 8. Передвижение пленочной воды (по А. Ф. Лебедеву):

1 — начальная стадия увлажнения; *2* — конечная стадия увлажнения; *3* — максимальная гигроскопическая влага; *4* — пленочная влага

А. Ф. Лебедев считал, что пленочная вода в почве передвигается вне зависимости от ее веса под влиянием адсорбционных сил почвы из мест с более мощными пленками воды в места менее насыщенные влагой (рис. 8).

Замечания о роли веса воды нужно, очевидно, понимать так, что при передвижении данной формы воды вес играет весьма подчиненную роль по сравнению с адсорбционной силой почвы.

По данным Ф. Е. Колясева, М. К. Мельниковой, Б. В. Дерягина, С. В. Нерпина, причинами, вызывающими передвижение

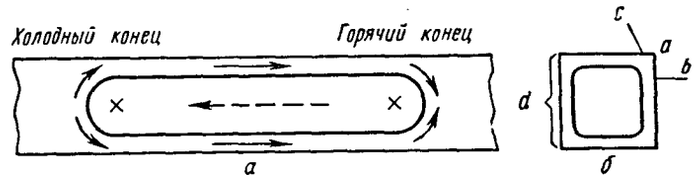


Рис. 9. Передвижение пленочной воды под влиянием температурного градиента:

а — запаянный стеклянный капилляр с *d* от 2—15 до 100—300 *мк*, внутри его вода и пузырек воздуха длиной до 20 *мм* (×); *б* — поперечное сечение того же капилляра; пристенно расположилась пленочная вода; в углах квадрата — водные мениски (*c*, *a*, *b*)

пленочной воды, могут быть: а) градиент напора воды; б) градиент химического потенциала (осмос); в) температурный градиент и г) градиент влажности почвы.

Поскольку пленочная вода передвигается в почве в жидком виде, она может быть переносчиком солей. Однако в силу затормаживающего влияния притягательного воздействия почвы и повышенной вязкости пленочной воды подвижность ее, по наблюдениям А. Ф. Лебедева и других, слабая — несколько десятков сантиметров в год, поэтому в солевом режиме почв и в вопросах продуктивного питания растений роль ее второстепенная.

В последние годы высказывается и другая точка зрения. Так Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова в ряде лабораторных опытов констатировали скорость передвижения пленочной воды в несколько десятков сантиметров в час. На рис. 9 представлена схема одного из их опытов.

Левый конец капилляра нагревался, правый охлаждался. Температурный градиент составлял 5 *град/см*. Стрелками показано направление потока жидкой фазы и пузырька воздуха. Процесс возможной перегонки парообразной воды из «горячего» конца капилляра в «холодный» и дистилляции ее в «холодном» конце капилляра рассчитывался по уравнению Фика с поправками, позволяющими применить его к пористым телам. В конечном расчете авторы опыта установили быстроту передвижения

пленочной воды в капилляре от 0,38 до 0,48 *мм/мин* или от 22,8 до 28,8 *см/ч* от «горячего» конца капилляра к «холодному»[1].

На основании описанного и аналогичных лабораторных опытов, авторы приходят к заключению, что в почвах при неполном их увлажнении основной формой передвижения воды является передвижение ее в пленочном виде.

Выше было сказано, что наблюдения в природе не подтверждают такую точку зрения. Мы имеем несколько замечаний и к описанному выше опыту.

1. Опыт проводился в замкнутом пространстве, что в почве при неполном ее увлажнении исключено.

2. Примененный в опыте температурный градиент — 5 *град/см* — чрезвычайно велик и в природе не наблюдается.

3. Длина пузырька воздуха в капилляре достигала 20 *мм*. Все же дальнейшие рассуждения и выводы касаются лишь жидкой фазы в капилляре. Очевидно предполагается, что перепад температур в самом пузырьке воздуха на его движении никак не сказывается. Такое допущение нам представляется сомнительным.

К теории Б. В. Дерягина и М. К. Мельниковой о передвижении пленочной воды в почве мы еще вернемся в разделе «Водоподъемная способность почв и мобильность в них влаги».

Вода капиллярная[2]. Удерживается и передвигается в почве в основном под влиянием капиллярных (менисковых) сил, которые начинают проявляться в порах с диаметром менее 8 *мм*, но особую силу получают в порах с диаметром от 100 до 3 *мк*.

В порах крупнее 8 *мм* капиллярный момент не выражен, так как сплошной вогнутый мениск, под которым проявляется отрицательное давление, не образуется. Поры с диаметром менее 3 *мк* в значительном своем объеме выполнены связанной (адсорбированной) водой, а потому передвижение в них капиллярной воды сильно затормаживается или полностью исключено (в неактивных порах). В соответствии со сказанным наиболее интенсивное (на большее расстояние) передвижение воды по капиллярам наблюдается в почвах средних по механическому составу, типа лёссовидных суглинков.

Под влиянием менисковых сил капиллярная вода может передвигаться во все стороны; сила тяжести воды при этом (гидростатическое давление) играет подчиненную роль, частично

---

[1] Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова. Исследования движения воды под влиянием температурного градиента. Сб., посвященный 70-летию акад. А. Ф. Иоффе. Изд-во АН СССР, 1950, стр. 482—487.

М. К. Мельникова. Передвижение и равновесие влаги в почве при неполном увлажнении. М., 1963.

[2] Сущность капиллярных явлений в почвах излагается в главе 5. Здесь же мы даем лишь некоторые основные характеристики капиллярной влаги.

противодействуя капиллярному подъему воды вверх и способствуя ему при передвижении капиллярной воды вниз и по уклону.

На направлении и интенсивности передвижения капиллярной воды сказываются градиент влажности и температурное поле, а также градиент химического потенциала (осмос): капиллярная вода передвигается из зоны большего увлажнения (с меньшим капиллярным потенциалом) в зону меньшего увлажнения (с большим капиллярным потенциалом). Термокапиллярный потенциал способствует передвижению капиллярной воды из более нагретой в менее нагретую зону, что сопряжено с возрастанием

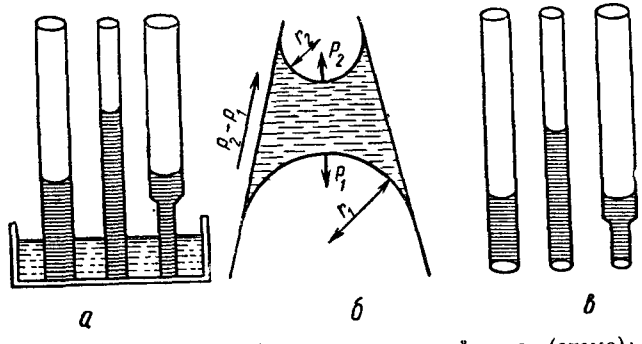


Рис. 10. Различные формы капиллярной воды (схема):

а — вода капиллярная «подпертая»; *б* — вода капиллярная «подвешенная»; r_1 и r_2 — радиусы менисков; P_1 и P_2 отрицательное давление под менисками; *в* — вода капиллярная «посаженная» (на нижние мениски)

в том же направлении поверхностного натяжения влаги и повышением вязкости воды. Наконец, на передвижение капиллярной воды сказывается и химический потенциал, повышающий или понижающий осмотическое давление раствора и поверхностное натяжение в мениске. В конечном счете направление капиллярного потока влаги будет зависеть от алгебраической суммы всех взаимно переплетающихся влияний градиентов: капиллярного и термокапиллярного, градиента напора воды, градиента химического потенциала.

Гидростатическое давление капиллярная вода в грунтовые воды, даже подпираясь ими, не передает, но сама при передвижении, как отмечено выше, ему подвержена.

Различают капиллярную воду *подпертую* и *подвешенную*. В первом случае капилляры нижней своей частью соприкасаются с грунтовой водой или верховодкой (рис. 10, *а*). Во втором случае они от водоносных слоев почвы оторваны и удерживаются в ней равнодействующей силой менисков с преобладанием ее в верхней части смоченного слоя (рис. 10, *б*). Типичный случай капиллярной подвешенной воды будет наблюдаться в почве

после полива ее или дождя при условии глубокого залегания грунтовых вод или верховодки и при механическом составе почвы, постепенно укрупняющемся от поверхности почвы к нижним ее слоям.

Выделяем еще воду капиллярную *«посаженную»* (на мениски), которая образуется при движении воды внутри почвы при резкой смене механического ее состава, например при наличии песчаных прослоек или линз, а также по границе с внутрипочвенными пустотами (рис. 10, *в* и рис. 11) [1].

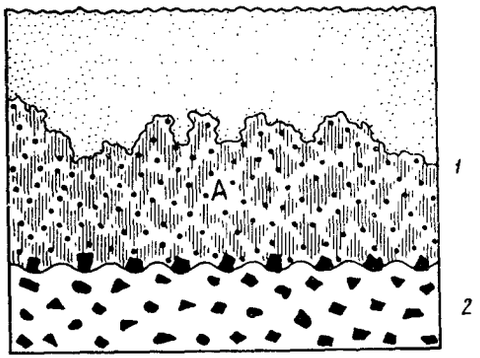


Рис. 11. Вода в почве капиллярная «посаженная», А:

1 — суглинистый слой; *2* — песчаная прослойка (рис. Ф. Цункера)

Капиллярная вода бывает «закрытая» и «открытая» (для проникновения воздуха). Типичный случай первой категории наблюдается непосредственно над уровнем грунтовых вод или верховодки, когда все капилляры заполнены водой, хотя в этой воде всегда в большем или меньшем количестве содержится растворенный воздух. На рис. 12 схематично изображено сочетание различных форм воды в почве.

По мере движения вверх от питающего водного слоя капиллярный подъем воды в серии крупных капилляров будет приостанавливаться. Просветы их будут заполняться воздухом, перемежающимся с водными участками тонких капилляров. Это будет зона открытой капиллярной воды (рис. 12, *в*). Типичной зоной открытой капиллярной воды будет вода капиллярная, подвешенная в структурной почве после дождя или через некоторый период после полива. Капиллярная вода передвигается под влиянием менисковых сил от пересыщенных водой слоев вверх и в стороны. Она передвигается и в зоне воды капиллярной, подвешенной от более смоченных участков к менее смоченным. В этом случае крупные капилляры питают мелкие, являясь для них как бы микроводоемами (рис. 13). Теоретически возможный подъем капиллярной воды от уровня водоносного слоя измеряется 10 *м*. Практически наблюдаемый наибольший капиллярный подъем в природе отмечен до 4—6—7 *м*.

[1] Здесь же оговариваемся, что мы отнюдь не представляем себе систему пор в почве как совокупность трубок разной формы и диаметра. Но некоторые закономерности капиллярных явлений, без ущерба для сути теории, легче продемонстрировать на трубках так же, как мы это делаем, применяя иногда схему идеальной почвы, состоящей из шаров одинакового или разного диаметра при различных их укладках, или когда применяем понятия «эффективного» диаметра пор, механических элементов почвы и др.

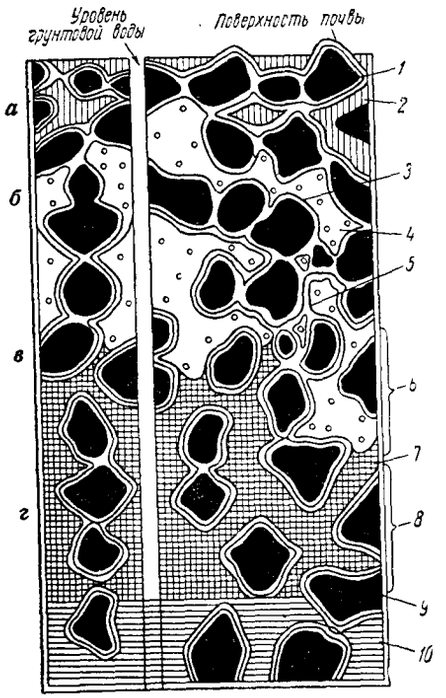


Рис. 12. Формы воды в почве (схема Ф. Цункера, видоизмененная автором):

1 — частица почвы; *2* — вода выпавшего дождя, просачивающаяся в почву; это свободная (гравитационная) вода, легко доступная растениям; *3* — вода, связанная почвой, не усвояемая растением, или гигроскопическая вода; *4* — почвенный воздух с парами воды; *5* — вода пленочная, рыхлосвязанная почвой, с трудом усвояемая растением; *6* — зона открытой капиллярной воды — вода и воздух заполняют поры почвы вперемежку; *7* — вода капиллярная, легко усвояемая растением; *8* — зона замкнутой капиллярной воды — все поры заполнены водой; *9* — уровень грунтовой воды; *10* — грунтовая вода

Напряжение капиллярной незасоленной воды при наличии в капиллярах и воды адсорбированной колеблется примерно от 3—4 *атм* (в тонких капиллярах) до

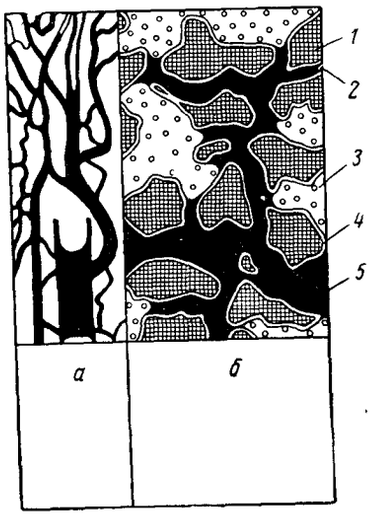


Рис. 13. Схема капиллярного рассасывания воды при отрыве почвенных вод от открытого водного зеркала (схема автора):

а — схема трубок: крупный капилляр, питающий тонкие; *б* — схема почвенных частиц: крупные капилляры, заполненные водой, питают мелкие капилляры; *1* — почвенная частица; *2* — тонкие капилляры, сосущие воду из крупных; *3* — зона крупных пор, лишенных капиллярной воды; *4* — вода, связанная почвой; *5* — зона крупных пор, заполненных водой

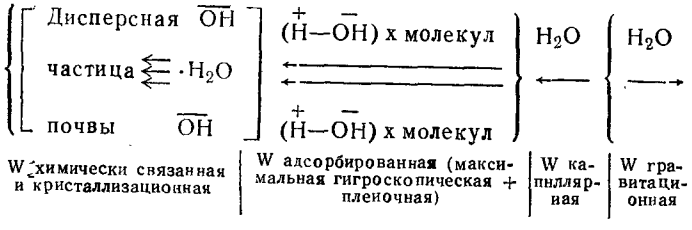
0,5 — в крупных. Эти величины ниже осмотического давления, обычно наблюдаемого в клеточном соке корней растений, поэтому капиллярная вода легко доступна растениям и является основным источником их водного питания. Эта форма воды тем

более ценна, что именно в таком виде (в виде капиллярной воды) можно делать запасы воды в почве и длительно их сохранять.

Капиллярный механизм является основным при передвижении солей в почве из нижних горизонтов в верхние.

Вода гравитационная, или свободная. Она заполняет в почве крупные некапиллярные поры и передвигается под влиянием силы тяжести вниз или в стороны по уклону водонепроницаемых слоев. Через эту форму воды в почве, в случае ее сплошности (верховодка, грунтовые воды), передается гидростатическое давление. Она является источником всех остальных форм воды в почве, а также грунтовых вод и верховодки, но и в свою очередь может конденсироваться из парообразной воды. Возникновение в почве элювиальных и иллювиальных горизонтов в основном связано с передвижением гравитационной воды. В незасоленных почвах осмотическое давление этой воды будет всегда меньше 0,5 *атм*, поэтому она легко доступна для растений и, в случае проточности, может быть источником нормального их водного питания. Болотная растительность нормально развивается и на застойной гравитационной воде.

Степень связи разобранных различных форм воды с твердой фазой почвы можно иллюстрировать схемой:



Вода твердая (лед — полигидрол). В зонах промерзания почв играет большую роль в почвообразовательных процессах вода твердая. Процесс замерзания воды в почве наблюдается последовательно от свободных ее (воды) форм к связанным. Свободная вода в незасоленной почве замерзает при отрицательных температурах, близких к 0° С. Отрицательные температуры, при которых замерзает капиллярная вода, возрастают по мере уменьшения диаметра капиллярных пор до десятков градусов[1]. Вода, соответствующая максимальной гигроскопичности, в почвах с высокой адсорбционной способностью не замерзает и при —78° С. Эта закономерность определяет роль промораживания почвы в процессах структурообразования. Природные отрицательные температуры не влияют на структуру сухой почвы. Промораживание оптимально смоченной почвы (не свыше общей ее влагоемкости) сопровождается улучшением структуры почвы: за счет спрессования комков и зерен водой, замерзшей в крупных порах, и за счет возрастающей коагуляции коллоидов в незамерзших объемах воды вследствие повышения в них концентрации электролитов. Промораживание переувлажненной почвы, которая как бы налита водой, сопровождается разрывом льдом комков и зерен и почти полным обесструктуриванием почвы. Кроме того, замерзшая в таком состоянии почва весной до ее оттаивания является абсолютным водоупором, в то время как структурная почва, замерзшая при средних степенях увлажнения, обладает даже в замерзшем состоянии заметной водопроницаемостью.

[1] Капиллярную воду мы не считаем свободной: мениск в капилляре возникает при силовом взаимодействии воды и почвы; эта форма воды из почвы не стекает.

В форме льда почва может накапливать значительные запасы воды, что является положительным для местностей с сухой весной, например для Дальнего Востока. Однако этот же процесс на заболоченных территориях вызывает пучение грунтов.

Вода парообразная. Согласно исследованиям Лебедева, при влажности почвы свыше максимальной ее гигроскопичности относительная влажность почвенного воздуха равна 100%. Это препятствует просушиванию корней растений. Из этого же факта вырисовывается механизм передвижения парообразной воды в почве.

Так как влажность всех почв, за исключением самого поверхностного слоя, всегда выше максимальной гигроскопической, то относительная влажность воздуха в них на глубинах 100%. А так как упругость водяного пара, насыщающего пространство, повышается вместе с температурой, то, следовательно, в силу различий в упругости парообразная вода в почве будет передвигаться из слоев более нагретых в слои менее нагретые. Выявление данной закономерности позволяет предугадывать размеры и направление конденсационных процессов в почве, что важно для познания водного и теплового режимов почв и для обеспечения почв влагой.

Упругость водяного пара в почве в соответствии с известным уравнением Томпсона зависит также от толщины водных пленок в почве. При изотермических условиях диффузия водяного пара будет направлена в ту сторону, где адсорбционно смачивающие пленки тоньше (Мельникова, 1963).

Вода внутриклеточная. Содержится в отмерших и недоразложившихся остатках растений в почве, например в дерновых горизонтах и лесных подстилках, при запахивании сидератов, пласта трав и др. До высвобождения этой формы воды из клеток отмершей растительной ткани растениям она недоступна. Большой процент такой воды содержится в болотных почвах и особенно в недоразложившихся торфах.

Тяжелая вода занимает особое место среди других форм воды. Отличительные свойства ее зависят не от взаимодействия этой воды с почвой, а от химического ее состава. Тяжелая вода была открыта Э. Уошберн и Г. Юри в 1932 г. В СССР она была получена и исследована А. И. Бродским (1934), изучена И. В. Курчатовым, И. И. Жуковым, Г. Я. Мякишевым и др.

Как известно, молекула обычной воды состоит из двух атомов водорода и одного атома кислорода. Водород — простейший из всех химических элементов, встречающихся в природе. В центре его атома заключен протон, вокруг которого быстро движется один электрон. Протон несет положительный заряд, равный по величине отрицательному заряду электрона. Масса протона, примерно, в 2000 раз превышает массу электрона.

Тяжелая вода содержит вместо обычного водорода — «тяжелый водород» — дейтерий, атомы которого в два раза тяжелее обычного. Это объясняется тем, что ядро его, помимо протона, имеет еще одну тяжелую частицу — нейтрон. Масса нейтрона, примерно, равна массе протона, но он не несет электрического заряда. Химические свойства водорода и дейтерия одинаковы, так как оба они имеют по одному электрону и могут вступать в реакцию с кислородом, образуя воду: при участии «легкого водорода» — обычную H_2O; при участии дейтерия — «тяжелую воду» — D_2O.

Водород и дейтерий — изотопы, т. е. занимают одно и то же место в периодической системе элементов Д. И. Менделеева. Газообразный водород представляет собой смесь изотопов, в которой основную массу составляет «легкий» водород; дейтерий же находится в незначительном количестве. В природной воде лишь одна пятитысячная часть молекул воды включает дейтерий с образованием D_2O; остальная масса молекул содержит легкий изотоп водорода.

Физические свойства «тяжелой» и «легкой» воды весьма различны[1]. Так, плотность «тяжелой» воды 1,11. Замерзает она при 3,8° С, кипит при 101,6° С. Максимальную плотность «тяжелая» вода имеет не при 4° С, как обычная вода, а при 11,6° С. Показатель преломления у нее, как и скорость теплового движения молекул, значительно меньше, чем у обычной воды[2].

По своему влиянию на живые организмы «тяжелая вода» представляет некоторый аналог микроэлементов или витаминов: в малых концентрациях она или безвредна для жизнедеятельности организмов, или даже стимулирует ее. Так, по данным Э. Х. Фрицмана (1935), грибы (*Aspergillus* Sp.) при концентрации в питательных растворах «тяжелой» воды до 0,4% росли в 16 раз быстрее, нежели в контроле с обычной водой. Аналогичное действие тяжелая вода при концентрации ее в питательной среде 0,54% оказала на развитие бактерий (*Bacterium coli* и др.).

[1] Мы характеризуем «тяжелую воду» — D_2O и не касаемся «сверх тяжелой воды», в состав которой входит изотоп водорода — тритий. Ядро последнего содержит один протон и два нейтрона, атомный вес равен 3.

[2] И. В. Курчатов. Что такое тяжелая вода, 1956.
Г. Я. Мякишев. «Наука и жизнь», М., 1956, № 6.

В больших концентрациях «тяжелая» вода убивает организмы. Семена в ней не прорастают; микробы, черви, головастики, рыбы гибнут, что, по-видимому, обусловлено меньшим тепловым движением молекул «тяжелой» воды по сравнению с водой обыкновенной.

Значительные исследования о влиянии «тяжелой» воды на развитие растений выполнены Ю. А. Поляковым и Н. С. Германовой[1]. Изучая влияние различных доз «тяжелой» воды на развитие ячменя и овса (1953), они пришли к выводу, что «тяжелая» вода оказывает отрицательное действие на рост и развитие растений, если ее концентрация достигает в питательной среде 30—40%. Механизм отрицательного действия недостаточно выяснен. По-видимому, он объяснялся большой инертностью «тяжелой» воды.

В заключение отметим, что «тяжелая вода» может быть получена длительным электролизом обыкновенной природной воды. Электрический ток разлагает в первую очередь более подвижные молекулы обычной воды, вследствие чего концентрация тяжелой воды повышается. На использовании разницы в массах обычного водорода и дейтерия основаны и другие способы получения «тяжелой воды».

Наряду с графитом и бериллием «тяжелая вода» используется в атомных котлах для замедления движения нейтронов. Это необходимо для нормального протекания цепных реакций. Входящий в состав тяжелой воды дейтерий, наряду с тритием, используется также для получения термоядерных реакций.

*
* *

В США и Западной Европе большим распространением пользуется классификация форм воды в почве, предложенная Буйюкосом[2]. Привожу ее для сравнения.

Как видно из данных табл. 2, классификация форм воды в почвах по Буйюкосу менее детализирована, нежели в приведенной выше.

Различные формы воды в почве обычно присутствуют в ней одновременно в многообразных сочетаниях в зависимости от степени увлажнения почвы и температурных условий, в зависимости от водного ее баланса в данный отрезок времени.

[1] Ю. А. Поляков. Токсическое действие тяжелой воды на сельскохозяйственные растения. «Почвоведение». М., 1953, № 7.

[2] См. ссылку на стр. 12.

Таблица 2

Классификация форм воды в почве по Буйюкосу
(метод определения — дилатометрический)

Категория воды	Температура замерзания
Гравитационная, свободная	Замерзает при переохлаждении до (—)1,5—(—)4° С.
Капиллярноадсорбированная, несвободная	Замерзает в интервале отрицательных температур (—)4—(—)78° С
Связанная (combined) вода твердого раствора или вода гидратации (hydration)	Не замерзает при (—)78° С

Водный баланс почвы, помимо климатических факторов, определяется тремя процессами: а) поступлением воды в почву из атмосферы и из глубоких слоев земли; б) задержанием воды в почвенной толще в силу ее влагоемкости и в) расходом воды из почвы на физическое и транспирационное испарение ее в атмосферу и на проникновение в глубокие слои земли за пределы почвенной толщи. Интенсивность этих процессов зависит от характера свойств почвы: а) водопроницаемости ее; б) водоудерживающей способности и влагоемкости; в) водоподъемной и испаряющей способности почв. В такой последовательности мы эти свойства и рассмотрим.

ГЛАВА 3

ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ПОЧВЫ

Для генетической, агрономической и мелиоративной характеристики почвы исключительно важно знать ее водопроницаемость. От этого свойства зависит степень восприятия почвой атмосферных осадков или поливных вод, формирование поверхностного и внутрипочвенного стока воды, интенсивность процессов водной эрозии, формирование почвенных горизонтов и др.

Под водопроницаемостью почвы мы понимаем способность почвы воспринимать воду, подаваемую с поверхности ее, проводить эту воду от слоя к слою в ненасыщенных водой горизонтах и, наконец, фильтровать воду сквозь определенную толщу горизонтов, вполне насыщенных водой.

Проникает вода в почву в силу своего веса по крупным порам аэрации, одновременно рассасываясь в стороны под влиянием поверхностной энергии почвы и капиллярных явлений.

Процесс восприятия воды сухой или ненасыщенной водой почвы называют впитыванием воды и измеряют его «коэффициентом впитывания», в отличие от «коэффициента фильтрации», которым характеризуют интенсивность прохождения воды сквозь почвенные или грунтовые слои, вполне насыщенные водой. В природной полевой обстановке, в большинстве случаев, четкое разграничение этих двух процессов отсутствует. Поверхностные горизонты почвы, первыми воспринимающие воду, и насыщаются ею в первую очередь. В то время, когда в отношении их уже можно применить понятие о фильтрации воды, подстилающие их горизонты будут воду только впитывать.

Фильтрацию воды в чистом виде можно наблюдать лишь на территориях, длительно заливаемых водой, как, например, в днищах водоемов, рек, каналов и при сквозных промывках почв от солей. В агрономической практике в подавляющем большинстве случаев мы встречаемся с явлением впитывания воды почвой, поэтому и при описании методики определения водопроницаемости мы будем иметь в виду, главным образом, этот процесс.

Выражают величину водопроницаемости почвы в *мм* или *см* водного столба в единицу времени; в *л/м*^{2} или в *м*^{3}/*га*. При этом

целесообразно помнить, что столб воды в 1 *мм* в расчете на 1 *га* = 10 $м^3$ воды.

Интенсивность и характер водопроницаемости почвы зависит от механического и химического их состава, от структурности, плотности сложения, порозности, влажности почв и длительности их увлажнения.

Водопроницаемость разрушенных (измельченных) почв в сильнейшей степени зависит от их механического состава, а песков — от крупности слагающих их зерен. Поэтому в почвенных работах, выполненных с использованием разрушенных почвенных образцов (по методам Вольни и его школы), утверждалось, что наименее водопроницаемы глинистые почвы. Средней водопроницаемостью обладают суглинки, а наиболее водопроницаемы — пески. Подобные характеристики вошли в ряд учебников по почвоведению (К. Д. Глинка, С. П. Кравкова и др.), но в настоящее время они могут быть приняты в соображение лишь с большими ограничениями и только для сильно распыленных почв. Дело в том, что в природе мы имеем дело с почвами в той или иной степени оструктуренными. А оструктуренность почв в корне меняет все физические их свойства и особенно водопроницаемость. Например, тяжелоглинистый краснозем, обладающий отличной по форме и весьма водопрочной комковато-зернистой структурой, характеризуется значительно более высокой водопроницаемостью, нежели слабо оструктуренные суглинистые подзолистые почвы или даже слоистые аллювиальные пески (см. «Физика почвы», часть I, раздел «Структура почвы»). Чем структурнее почва и чем более водопрочны ее агрегаты, тем более высокой и качественной водопроницаемостью она будет обладать.

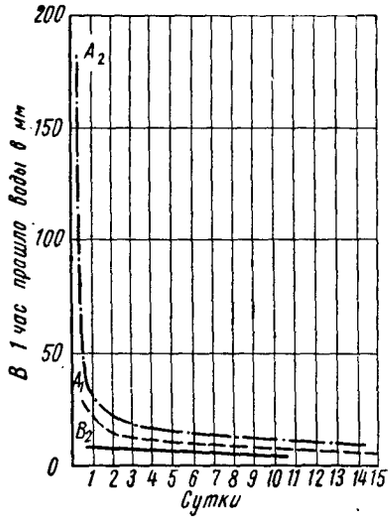


Рис. 14. Динамика водопроницаемости различных генетических горизонтов дерново-подзолистой суглинистой почвы. Собакино-опытное, Московской обл. Пашня (данные автора)

При определении и характеристике водопроницаемости почвы всегда нужно иметь в виду следующие особенности этого свойства.

1. Водопроницаемость почвы весьма динамична и, как правило, уменьшается во времени (рис. 14). Причина динамичности

водопроницаемости лежит в обесструктуривании и набухании почвы при длительном увлажнении, а также в возрастающем трении воды сперва о почву, а позже — о водные пленки, покрывающие почвенные частицы, при охвате процессами смачивания или фильтрации все большей и большей ее толщи. Чем более водоупорны агрегаты почвы, тем менее динамична ее водопроницаемость. Иногда закономерный характер изменения водопроницаемости почвы во времени нарушается наличием в почве защемленного воздуха. По мере вытеснения его из почвы интенсивность водопроницаемости может временно возрастать, образуя пики на кривой. Но в конечном счете она во времени падает, стремясь к постоянной величине.

Из анализа рис. 14 следует также, что водопроницаемость почв, как и другие физические их свойства, сильно изменяются в профиле почвы по генетическим ее горизонтам. Так в обследованной нами дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почве наибольшей водопроницаемостью в ненарушенном состоянии обладает горизонт A_2, сильно пронизанный ходами червей. Удовлетворительной водопроницаемостью отличается и пахотный слой. Что касается иллювиальных горизонтов, особенно B_2, то в силу уплотненности водопроницае-

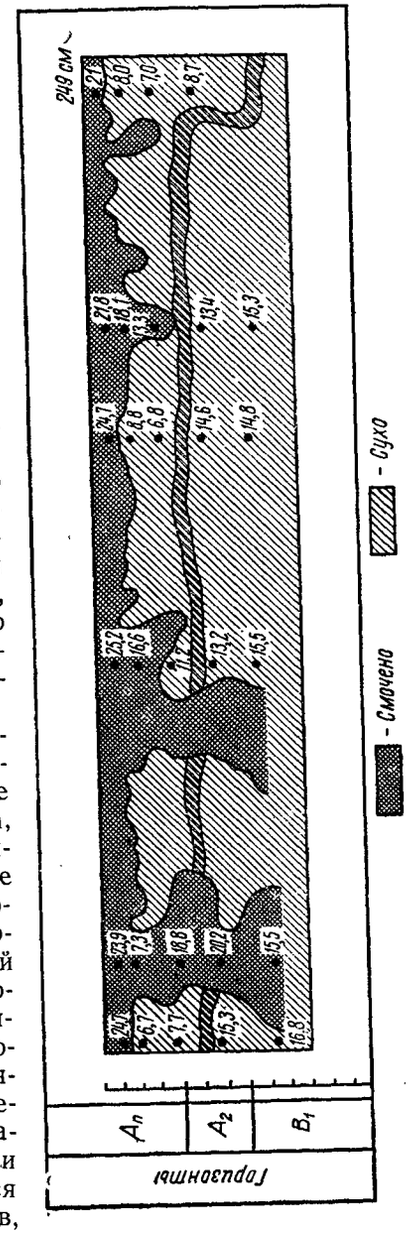


Рис. 15. Проникновение дождевой воды в просушенную с поверхности дерново-подзолистую тяжелосуглинистую почву. Собакино-опытное, Московской обл. Залежь. Зарисовка с натуры в профиль. Цифрами обозначена влажность почвы в весовых процентах (зарисовка автора)

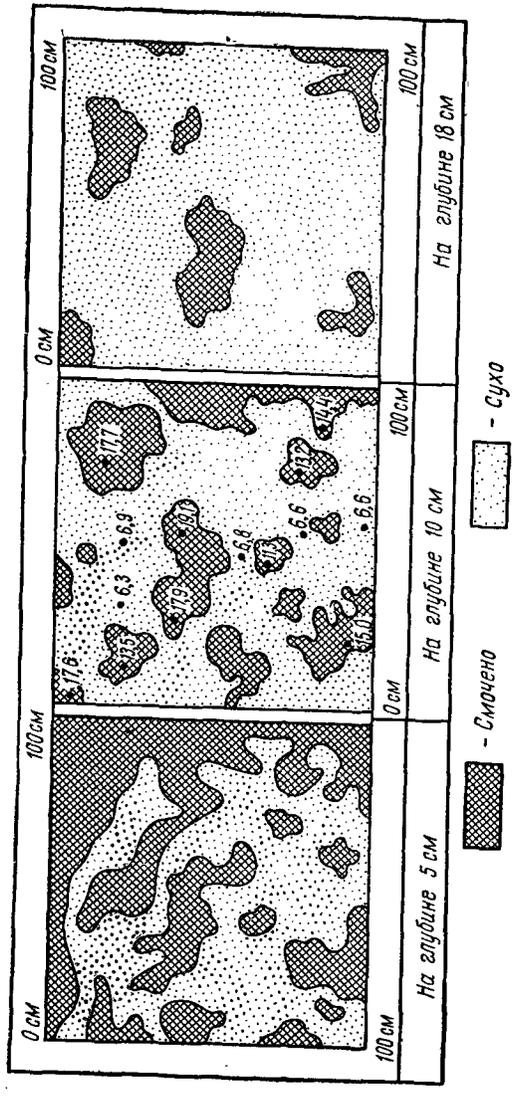


Рис. 16. Смоченность просушенной с поверхности дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы на разных глубинах после дождя Собакино-опытное, Московской обл. Залежь. Зарисовка с натуры в плане. Цифрами обозначена влажность почвы в весовых процентах (зарисовка автора)

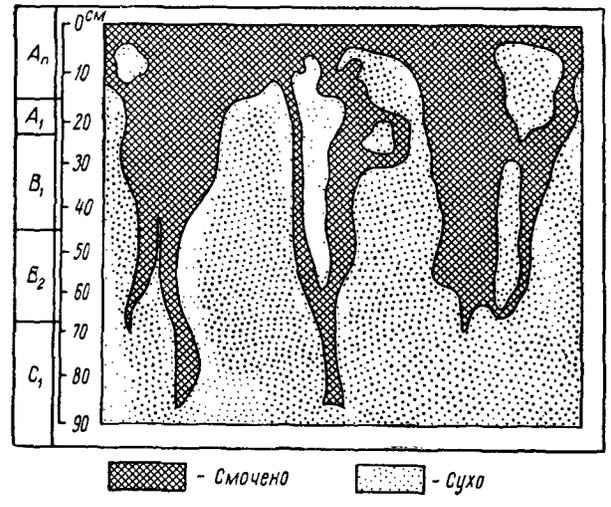


Рис. 17. Характер проникновения поливной воды в просушенную каштановую солонцеватую глинистую почву. Крым. Грамматиково (зарисовка автора)

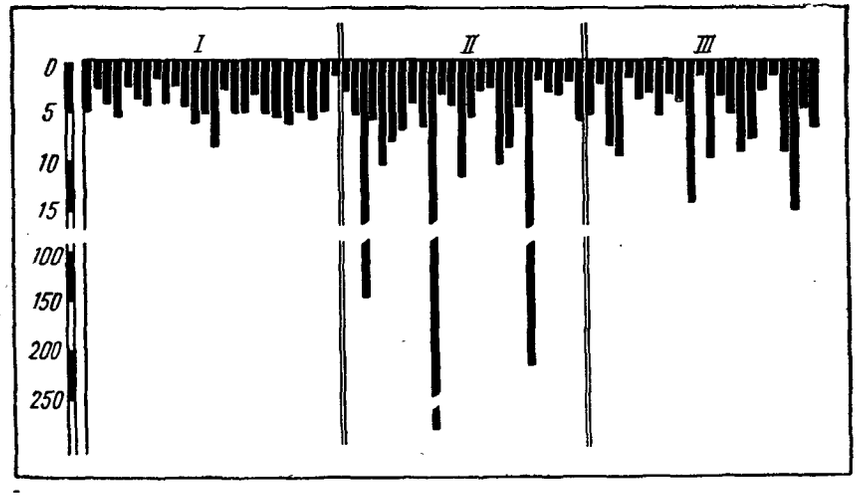


Рис. 18. Варьирование водопроницаемости в почвах разного типа. Водопроницаемость в *см/ч* водного столба (по данным автора):

I — чернозем обыкновенный, глинистый, слабо перерытый землероями. Травы. Поселок Андреевский, Куйбышевская обл.; *II* — солонец *средистолбчатый, тяжелосуглинистый*; целина; Большая Майтуга, Куйбышевская обл.; *III* — чернозем южный, тяжелосуглинистый; стерня яровой пшеницы; Романовка, Куйбышевская обл.

мость их крайне мала. После длительного увлажнения она близка к нулю.

В целях правильной характеристики почвы со стороны ее водопроницаемости это свойство нужно изучать в динамическом разрезе, продолжая наблюдения в течение нескольких часов, а иногда и в течение нескольких суток или даже месяцев.

2. Водопроницаемость почвы сильно варьирующее свойство. В зависимости от невыровненности сложения почвы, наличия в ней кротовин, червоточин, дендрин, трещин она может варьировать для одной и той же почвы в весьма широких пределах. Водопроницаемость характеризуется турбулентным (неравномерным) движением воды (рис. 15, 16, 17). Поэтому определять это свойство нужно обязательно с контролем.

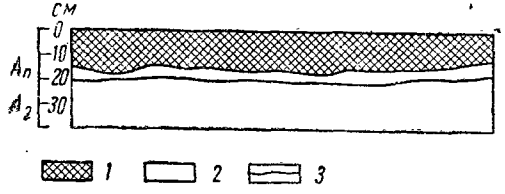


Рис. 19. Характер проникновения дождевой воды в супесчаную на песке почву. Собакино-опытное, Московской обл. (зарисовка автора с натуры в профиль):
1 — смочено; 2 — сухо; 3 — граница горизонтов

На рис. 18 приведены результаты определения водопроницаемости различных почв, выполненного с контролем 25.

Как видно на рис. 18, самой выровненной водопроницаемостью из сравниваемых почв обладает обыкновенный чернозем. В нем слабо выражены трещины. Сложение его равномерное на всей площади.

Полной противоположностью обыкновенному чернозему является солонец. Его резко выраженная трещиноватость и неравномерность уплотнения в различных точках поля обусловливают сильно варьирующую водопроницаемость, причем местами она приобретает провальный характер. В области трещин на солонце водопроницаемость достигает 100, 200 *см* и более столба воды в час.

Южный чернозем, как и нужно было ожидать, занимает среднее положение между двумя названными почвами.

В агрономическом смысле наиболее ценной считается водопроницаемость, выровненная в пределах поля (рис. 19) и устойчивая по величине во времени. В этом случае движение воды в почве ламинарное (равномерное), параллельными струйками. При такой водопроницаемости все поле после дождя смачивается одинаково. При поливах легко рассчитать поливную норму воды для промачивания почвы на заданную глубину.

Резко изменчивая по территории водопроницаемость, характеризующаяся то застоями, то провалами воды на разных точках поля, расценивается, как отрицательный для оценки почвы

показатель. Поле увлажняется неравномерно, возникает пестрополье в развитии растений. «Провальная» вода пропадает бесполезно и даже (при поливах) наносит вред. «Проваливаясь» в глубокие горизонты, она вызывает подъем уровня грунтовых вод или верховодки и может способствовать засолению и заболачиванию почвы. Методы агротехники — планировка территории, культурная обработка почвы плугом с предплужником, культивации — должны быть направлены на создание в пределах поля по возможности выровненной водопроницаемости с ламинарным движением воды в почве.

В основу методов определения водопроницаемости почвы должны быть положены полевые методы, изучение почвы в естественном ее залегании в природных или производственных условиях. Лабораторные методы при изучении водопроницаемости должны быть вспомогательными, дополняющими и разъясняющими некоторые стороны полевого метода.

Методы определения водопроницаемости почв должны разрабатываться в соответствии с целью исследования: для ирригационных работ, для характеристики почвы в условиях богарного земледелия; для выявления генетических особенностей почв или почвенного комплекса и др.

Полевые методы

Особенно большое значение изучение водопроницаемости почв имеет при решении ирригационных проблем. Без данных по водопроницаемости почв нельзя правильно рассчитать график поливов полей, учесть возможные потери воды на оросительной сети и др. Для этих целей наиболее правильными методами определения водопроницаемости почвы будут методы, моделирующие производственные процессы. Например, при орошении почв затоплением («по квартиркам») водопроницаемость желательно определить путем полива опытных обвалованных делянок. При поливе сельскохозяйственных культур по «тупым», «проточным» или «сквозным» бороздам водопроницаемость нужно определять в соответствующих опытных бороздах. Причем, вода в каждом опыте должна подаваться на опытную делянку или в опытную борозду таким образом, как это предполагается делать при производственном орошении территории — затоплением, напуском по полосам, по борозде, дождеванием и др. Во всех случаях в опытах должны строго регистрироваться: а) поливаемая площадь; б) длительность полива; в) напор воды на поверхности почвы; г) температура воды в затопленном чеке («квартирке»), в борозде, в водозаборе для дождевания; д) испарение воды за время полива с водной поверхности.

При малых расходах воды на полив, для учета ее можно пользоваться специальными закрытыми баками с Мариотовым при-

мость их крайне мала. После длительного увлажнения она близка к нулю.

В целях правильной характеристики почвы со стороны ее водопроницаемости это свойство нужно изучать в динамическом разрезе, продолжая наблюдения в течение нескольких часов, а иногда и в течение нескольких суток или даже месяцев.

2. Водопроницаемость почвы сильно варьирующее свойство. В зависимости от невыровненности сложения почвы, наличия в ней кротовин, червоточин, дендрин, трещин она может варьировать для одной и той же почвы в весьма широких пределах. Водопроницаемость характеризуется турбулентным (неравномерным) движением воды (рис. 15, 16, 17). Поэтому определять это свойство нужно обязательно с контролем.

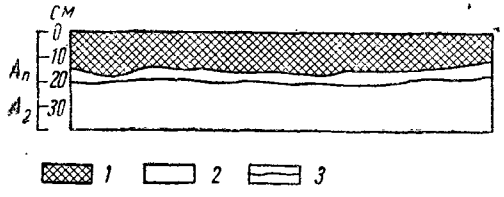


Рис. 19. Характер проникновения дождевой воды в супесчаную на песке почву. Собакино-опытное, Московской обл. (зарисовка автора с натуры в профиль):
1 — смочено; *2* — сухо; *3* — граница горизонтов

На рис. 18 приведены результаты определения водопроницаемости различных почв, выполненного с контролем 25.

Как видно на рис. 18, самой выровненной водопроницаемостью из сравниваемых почв обладает обыкновенный чернозем. В нем слабо выражены трещины. Сложение его равномерное на всей площади.

Полной противоположностью обыкновенному чернозему является солонец. Его резко выраженная трещиноватость и неравномерность уплотнения в различных точках поля обусловливают сильно варьирующую водопроницаемость, причем местами она приобретает провальный характер. В области трещин на солонце водопроницаемость достигает 100, 200 *см* и более столба воды в час.

Южный чернозем, как и нужно было ожидать, занимает среднее положение между двумя названными почвами.

В агрономическом смысле наиболее ценной считается водопроницаемость, выровненная в пределах поля (рис. 19) и устойчивая по величине во времени. В этом случае движение воды в почве ламинарное (равномерное), параллельными струйками. При такой водопроницаемости все поле после дождя смачивается одинаково. При поливах легко рассчитать поливную норму воды для промачивания почвы на заданную глубину.

Резко изменчивая по территории водопроницаемость, характеризующаяся то застоями, то провалами воды на разных точках поля, расценивается, как отрицательный для оценки почвы

показатель. Поле увлажняется неравномерно, возникает пестрополье в развитии растений. «Провальная» вода пропадает бесполезно и даже (при поливах) наносит вред. «Проваливаясь» в глубокие горизонты, она вызывает подъем уровня грунтовых вод или верховодки и может способствовать засолению и заболачиванию почвы. Методы агротехники — планировка территории, культурная обработка почвы плугом с предплужником, культивации — должны быть направлены на создание в пределах поля по возможности выровненной водопроницаемости с ламинарным движением воды в почве.

В основу методов определения водопроницаемости почвы должны быть положены полевые методы, изучение почвы в естественном ее залегании в природных или производственных условиях. Лабораторные методы при изучении водопроницаемости должны быть вспомогательными, дополняющими и разъясняющими некоторые стороны полевого метода.

Методы определения водопроницаемости почв должны разрабатываться в соответствии с целью исследования: для ирригационных работ, для характеристики почвы в условиях богарного земледелия; для выявления генетических особенностей почв или почвенного комплекса и др.

Полевые методы

Особенно большое значение изучение водопроницаемости почв имеет при решении ирригационных проблем. Без данных по водопроницаемости почв нельзя правильно рассчитать график поливов полей, учесть возможные потери воды на оросительной сети и др. Для этих целей наиболее правильными методами определения водопроницаемости почвы будут методы, моделирующие производственные процессы. Например, при орошении почв затоплением («по квартиркам») водопроницаемость желательно определить путем полива опытных обвалованных делянок. При поливе сельскохозяйственных культур по «тупым», «проточным» или «сквозным» бороздам водопроницаемость нужно определять в соответствующих опытных бороздах. Причем, вода в каждом опыте должна подаваться на опытную делянку или в опытную борозду таким образом, как это предполагается делать при производственном орошении территории — затоплением, напуском по полосам, по борозде, дождеванием и др. Во всех случаях в опытах должны строго регистрироваться: а) поливаемая площадь; б) длительность полива; в) напор воды на поверхности почвы; г) температура воды в затопленном чеке («квартирке»), в борозде, в водозаборе для дождевания; д) испарение воды за время полива с водной поверхности.

При малых расходах воды на полив, для учета ее можно пользоваться специальными закрытыми баками с Мариотовым при-

способлением и водомерными трубками. Использование таких баков позволит механически поддерживать заданный уровень воды на поверхности почвы и вести точный расчет ее расхода на полив в заданные интервалы времени.

При более значительных расходах воды в опытах впитывание и фильтрацию ее можно легко учитывать с помощью водосливов — треугольного или трапецеидального. Например, для учета расхода воды при поливе сквозными бороздами следует поставить водослив в головной части опытной борозды и (одновременно) в выводной (нижней по рельефу). Разность в расходе воды по первому и второму водосливам покажет количество воды, впитавшейся в почву на площади опытной борозды. На рис. 20 показана схема установки в борозде трапецеидального водослива итальянского инженера Чиполетти.

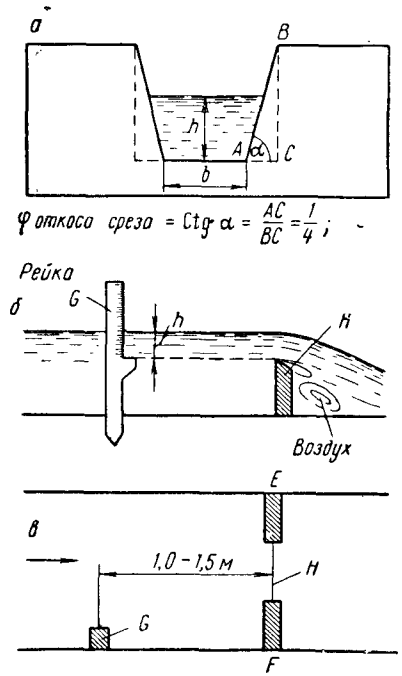


Рис. 20. Измерительный водослив Чиполетти (*а*), продольный разрез установки на канале (*б*) и план установки водослива на канале (*в*):

h — напор воды над порогом водослива; *G* — рейка в расширении канала (в успокоителе воды); *H* — водослив; *в* — порог водослива; *EF* — щит, перегораживающий канал

Чиполетти математически доказал, что если угол откоса водослива $(\mathrm{C}\,\mathrm{tg}\,\alpha) = \frac{1}{4}$ $h < \frac{1}{3} b$, уровень воды вниз по течению от водомера ниже уровня порога b и пространство H под сливной струей заполнено воздухом, то расход потока через водослив определяется формулой

$$Q = 1{,}86bh\sqrt{h}\ м^3/сек, \qquad (1)$$

где Q — расход потока; b — ширина порога водослива в *м*; h — напор воды над порогом водослива в *м*.

Зная расход воды через верхний по рельефу водослив (Q_1) и водослив в нижней части борозды (Q_2), рассчитывают количество воды, впитавшейся в борозду (q):

$$Q_1 - Q_2 = q\ м^3.$$

Зная опытную площадь поливной борозды (P), расход воды в опыте на водопроницаемость (q) и длительность опыта (T), находят водопроницаемость в кубических метрах в единицу времени на единицу площади фильтрации по формуле[1]

$$K = \frac{q}{P \cdot T}\ м^3/ч, \qquad (2)$$

где K — коэффициент впитывания воды или фильтрации. Высчитав расход воды на единицу площади, легко определить расход на гектар.

Если водопроницаемость определялась в опытной борозде, то для пересчета полученных величин на гектар нужно знать площадь опытной борозды (проекцию ее на проверхность почвы) и сумму поверхности всех борозд, приходящихся на гектар. В случае необходимости или для большего удобства водопроницаемость, полученную в $м^3/ч$ на 1 $м^2$, легко перевести в *мм* водного столба. Для этого числовое значение K в $м^3/м^2$ следует помножить на 1000.

Определение водопроницаемости почвы в поле с помощью переносных приборов. Описанные выше методы определения водопроницаемости, близкие по технике к производственным условиям, дают наилучшие показатели. Однако очевидно, что эти методы требуют на свое осуществление большое количество воды, рабочей силы и времени, поэтому они находят широкое применение лишь в условиях стационарных почвенных исследований. Кроме того, не на все вопросы, возникающие перед почвоведом, можно ответить с помощью названных методов. Например, их весьма затруднительно применить для выявления пестрополья в водопроницаемости почв, для определения водопроницаемости отдельных генетических горизонтов и в ряде других случаев.

В условиях обычной экспедиционной обстановки необходимы другие более доступные методы, требующие меньше усилий и воды и позволяющие более оперативно использовать их в разных модификациях. Для этих целей сконструирован ряд приборов. Среди них приборы Копецкого (1914), Нестерова (1916), Дояренко (1924), Фрекмана и Янерта (Frecman a. Janert, 1924), Качинского (1926), Карпинского А. А. (1931), Ливенгаупта (1932), Захарова (1934), Князюка (1934), Кузмина (1936), Рыжова (1947), Качинского и Корчагиной (1950) и др. В большинстве этих приборов используется принцип малых заливаемых площадок, отграничиваемых цилиндрами, вдавливаемыми в почву. В цилиндр (в разных приборах по-разному) наливается вода и учитывается интенсивность впитывания ее в почву. В отличие

[1] Здесь мы пока не касаемся при определении водопроницаемости роли напора воды, создаваемого на поверхности почвы, а также температуры воды и почвы. Об этом будет сказано ниже при разборе формулы Дарси и др.

от других в приборе Фрекмана и Янерта вода подается в тот или иной горизонт почвы через боковые отверстия в металлической трубе, которая погружается в почву с помощью соответствующего бура.

Наибольшей методической разработке в дальнейшем подверглись два метода: а) метод заливаемых площадей с концентрически врезанными в почву двумя цилиндрами или двумя квадратами и в) дифференциальный метод трубок. На различных вариантах этих методов, как широко вошедших в производство, мы и остановимся в дальнейшем.

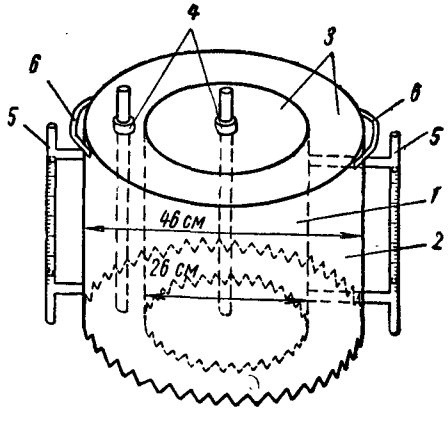


Рис. 21. Прибор Дояренко для определения водопроницаемости почвы:

1 — учетный цилиндр; *2* — защитный цилиндр; *3* — крышка, объединяющая оба цилиндра; *4* — отверстия для наливания воды в цилиндры, закрывающиеся пробками с мариоттовыми трубками; *5* — водомерные трубки; *6* — ручки для переноса прибора

Метод заливаемых площадей с использованием концентрических цилиндров впервые был предложен в 1916 г. профессором лесоводства Петровской сельскохозяйственной Академии Н. С. Нестеровым. При определении водопроницаемости он использовал два цилиндра, которые концентрически врезались в поверхность почвы. Диаметр первого (внутреннего) цилиндра 15 *см*, диаметр второго (наружного) — 30 *см*. В оба цилиндра одновременно наливалась вода и прослеживалась интенсивность ее впитывания в почву, при этом уровень стояния воды в цилиндрах постоянно пополнялся. Учетным был внутренний цилиндр. Назначение наружного цилиндра — защитное: проникающая из него в почву вода должна была ограничивать растекание воды в стороны от внутреннего учетного цилиндра. Вследствие этого расчет воды, использованной на водопроницаемость из внутреннего цилиндра, без больших погрешностей, производился на площадь его поперечного сечения.

А. Г. Дояренко видоизменил прибор Нестерова (рис. 21). Оба цилиндра (диаметр внутреннего — 23 *см*, наружного — 43 *см*) он объединил общей крышкой с отверстиями для наливания воды в них. После установки прибора на поверхность почвы и наполнения обоих цилиндров водой, отверстия в крышке герметически закрываются пробками, через которые проходят мариоттовые трубки. Нижний конец трубок устанавливается на заданной высоте от поверхности почвы. Это должно обеспечить проникновение воды в почву под постоянным ее напором, равным расстоянию конца мариоттовой трубки от поверхности почвы. Расход воды прослеживается по водомерным трубкам.

Прибор Дояренко не вошел в практику. В предложенной им конструкции не выдерживалась изоляция расхода воды из внутреннего и наружного цилиндров. При «вдавливании» прибора в почву между двумя цилиндрами создавались проходы (щели) для воды и цилиндры действовали не как учетный и защитный, а как сообщающиеся сосуды.

В 1932 г. в экспедициях Нижне-Волго-проекта и в 1934 г. при обследовании степи Богаз в Азербайджане мы возвратились к принципу Нестерова — определению водопроницаемости почвы в открытых малых заливаемых площадях, увеличив площадь наблюдения в опыте и заменив цилиндры более удобными в пользовании квадратами.

Для устранения растекания воды из центрального квадрата, помимо периферического квадрата, был испытан и метод «изолированных колонн». В последнем случае почва под квадратом 100×100 *см*^{2} окапывается в форме прямоугольной призмы до глубины 120 *см*. Боковые стенки призмы смачиваются и плотно обертываются клеенкой ворсом внутрь. На разных глубинах в почве (в призме) устанавливаются электроды с выводом изолированных от воды проводов на поверхность для учета по электропроводности почвы моментов проникновения просачивающейся воды на различных глубинах в почве. Траншея вокруг призмы снова закрывается землей. Земля утрамбовывается. Нижний край квадрата на поверхности почвы подводится под клеенку так, чтобы вода не выходила сверх клеенки. В квадрат до заданного уровня наливается вода и проводятся наблюдения за расходом ее во времени. По мере впитывания воды из квадрата количество ее пополняется с учетом расхода.

Для теоретического обоснования необходимой величины заливаемой опытной площадки в 1934 г. было тщательно исследовано в экспедиционной обстановке влияние формы и величины заливаемых площадей на водопроницаемость почвы. Основные выводы из этого исследования таковы.

1. На тяжелых, тонкопористых почвах с однородным сложением, лишенных крупных пор аэрации (в описанном случае солончак), при определении водопроницаемости методом малых площадок отмечается слабое растекание воды в стороны, которое не вызывает увеличения водопроницаемости почвы. Для таких почв можно определять водопроницаемость методом малых заливаемых площадок 50×50 и 100×100 *см*^{2}, не прибегая к изоляции их водным слоем или механическими приспособлениями.

2. На почвах с «нормальным» сложением, где сочетаются неактивные поры, капилляры и воздушные ходы и где выявлен

иллювиальный горизонт (опыт проводился на буро-серой солонцеватой почве), при заливании малых площадок 50×50 и 100×100 *см*² наблюдается значительное растекание воды в стороны, вызывающее рост показателей водопроницаемости почвы. В этих условиях для получения действительных величин водопроницаемости необходимо учетную площадку изолировать периферическим водным слоем или какими-либо механическими приспособлениями. Ширина изолирующего водного слоя с каждой стороны учетной площадки должна быть не менее 25 *см*.

Если предполагается поливать территорию по бороздам, определение водопроницаемости целесообразно вести рамочным методом. Размер рам 20×150 *см*².

Рамы нужно устанавливать по три в ряд на расстоянии предполагающихся поливных борозд, учет вести по средней раме и принимать полученные величины без всяких дальнейших поправок (Качинский, 1934).

Ввиду сильного варьирования водопроницаемости, во всех случаях работу нужно вести с достаточным для получения устойчивых средних величин контролем (не менее трех), устанавливая квадраты в ряд на расстоянии 50 *см* один от другого, плотно врезая каждый квадрат в почву на глубину 5—6 *см*. Необходимо следить, чтобы вода из квадратов не пробивалась наружу.

3. На сильно трещиноватых почвах (в нашем случае поливная солончаковая серо-бурая почва) метод малых площадок (для определения водопроницаемости почвы) не применим. Данным методом на трещиноватых почвах можно определять водопроницаемость лишь промежуточных (между трещинами) участков. В этих условиях необходимо проводить наблюдения по учету характера и объема трещин и скорости «заживления» их при поливах.

Аналогичный с описанным опыт по учету влияния формы и величины заливаемых площадей на водопроницаемость почвы был проведен кафедрой физики и мелиорации почв в дерново-подзолистой зоне (1960). Выводы из работы:

1. Метод малых заливаемых площадей (учетная рама 0,25×0,25 *м*², защитная рама 0,5×0,5 *м*²) оценен как наиболее приемлемый из полевых методов определения водопроницаемости почв, хотя и он не снимает полностью боковое растекание воды и для своего проведения требует большое ее количество.

2. Метод почвенных изолированных колонн размером 100×100×120 *см*³ — наиболее точный из методов при стационарных почвенных исследованиях. По точности характеристик он может служить стандартом при сравнительном изучении других полевых методов водопроницаемости почв. Однако в силу большой трудоемкости этот метод мало пригоден для полевых экспедиционных условий.

Определение водопроницаемости почвы с ее поверхности по методу заливаемых квадратов повсеместно вошло в почвенную практику не только в СССР, но и в ряде зарубежных стран. Чаще применяют квадраты деревянные или из котельного железа размерами: внутренний 25×25 *см*² и периферический 50×50 *см*². Более точные результаты в определениях получаются при увеличении поперечников обоих квадратов вдвое. Нижний обрез квадратов делается на клин и, в случае применения деревянных квадратов, обивается жестью так же, как и верх их.

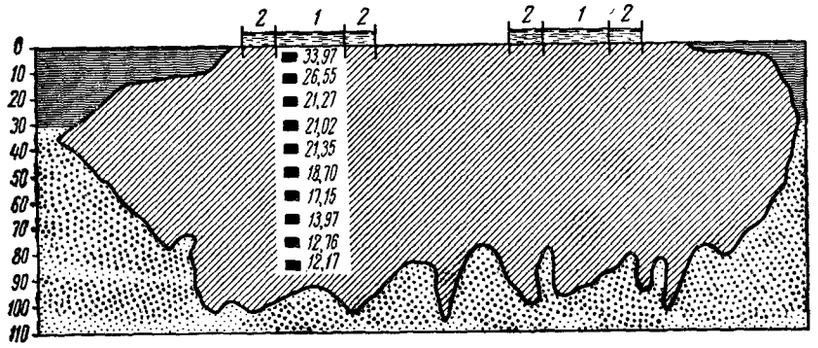


Рис. 22. Определение водопроницаемости почвы в поле методом малых заливаемых площадей:

1 — учетная площадь; *2* — защитная от растекания воды площадь, гарантирующая вертикальную инфильтрацию воды с площади *1*

Вода в квадраты подается из баков с мариоттовой установкой или наливается мерными кружками из ведер. Напор воды на поверхности почвы обычно 5 *см*. Наряду с учетом расхода воды учитывается ее температура и в отдельном сосуде испарение с водной поверхности, а также влажность почвы перед началом определения.

В начальный период наблюдений, когда водопроницаемость почвы более высокая, расход воды учитывается за короткие интервалы времени — 5 и 10 *мин*. Позже, по мере замедления водопроницаемости, интервалы отсчетов увеличиваются до 30 *мин* и 1 *ч*. Для характеристики почвы в орошаемых условиях наблюдения следует продолжать до 6 *ч*; в богарных условиях можно ограничиться трехчасовыми наблюдениями.

На рис. 22 показано определение водопроницаемости в поле методом заливаемых квадратов, на рис. 23 — профильная зарисовка определения водопроницаемости почвы по методу изолированных колонн и на рис. 24 метод определения водопроницаемости почвы в поле путем дождевания малых площадей (1960).

Водопроницаемость почвы рассчитывается по формуле

$$K = \frac{Q_1 - Q_2}{P \cdot T}, \quad \ldots \qquad (3)$$

где K — водопроницаемость почвы в *см/сек*; Q_1 — количество воды, поданное на учетную площадку в *мл*; Q_2 — количество воды, стекшей с учетной площадки в *мл*; P — площадь учетной площадки в *см*^{2}; T — время опыта в *сек*.

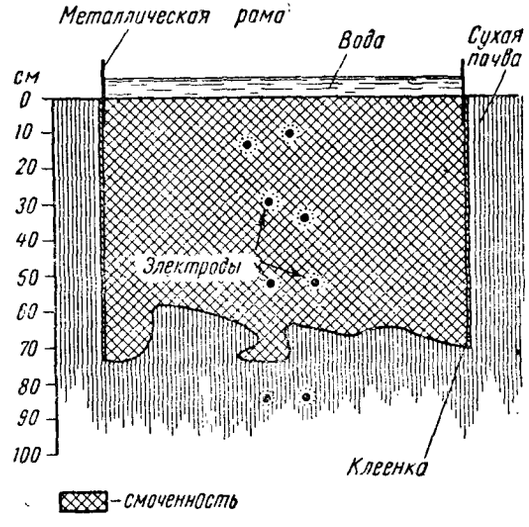


Рис. 23. Профильная зарисовка определения водопроницаемости почвы в поле по методу изолированных колонн. Серая солонцеватая легкоглинистая почва. Степь Богаз в Азербайджане

В табл. 3 приведены форма записи и результаты определения водопроницаемости двух почв методом заливаемых квадратов.

Как видно из данных таблицы, водопроницаемость обеих почв сильно уменьшается во времени, но у чернозема она значительно выше, чем у солонца и, в силу более водопрочной структуры, менее динамична во времени. В черноземе к концу 6 *ч* водопроницаемость уменьшилась с 400,048 *мм/ч* до 18,036 *мм/ч*, т. е. в 22,2 раза, а у солонца — с 223,056 *мм/ч* до 0,72 *мм/ч*, т. е. в 309,8 раза.

Определение водопроницаемости почвы методом трубок. Метод заливаемых квадратов дает положительную количественную характеристику водопроницаемости, но он имеет и свои отрицательные стороны. Он трудоемок и водоемок, а это затрудняет применение его в широком масштабе в полевой обстановке.

Кроме того, этот метод дает представление о водопроницаемости почвы с поверхности почвенного профиля по совокупности. Он непригоден для изучения водопроницаемости отдельных генетических горизонтов почвы, так как уже при однократном определении водопроницаемости этим методом мы промачиваем почву

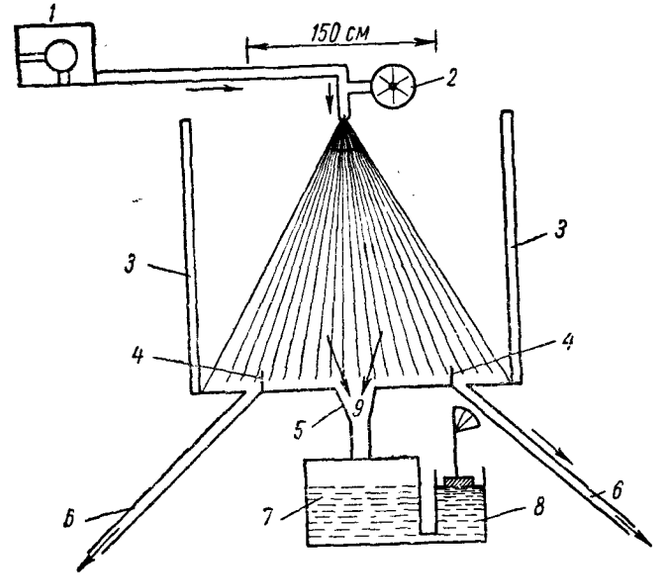


Рис. 24. Схема переносной установки для определения водопроницаемости почвы в поле (метод проф. Таннера, 1958):

1 — помпа с водой; *2* — трубопровод с дождевателем, манометром и распылителем; *3* — ограда типа ширмы для защиты от ветра и разбрызгивания воды с площадью охвата 2×2 *м*^{2}; *4* — учетный металлический квадрат, врезаемый в почву; *5* — водослив с учетного квадрата; *6* — водосливы с периферической площади; *7* — закрытый водоприемник; *8* — регистратор объема стекающей воды; *9* — сток

на большие глубины и тем самым меняем исходную водопроницаемость глубинных горизонтов. Можно, конечно, при работе на каждом горизонте рыть новый разрез, но это очень осложнило бы работу.

В целях изучения варьирования водопроницаемости одной и той же почвы или почвенного комплекса в различных точках поля, а также для изучения водопроницаемости отдельных генетических горизонтов почвы предложен дифференциальный трубочный метод (Качинский, 1924). Он описан в нескольких вариантах (1926, 1930, 1931, 1934). В практику широко вошел наиболее доступный вариант метода с использованием металлических трубок диаметром 5—6—8 *см* и высотой 13 *см*. Нижний конец их заострен. На высоте 3 *см* от нижнего конца нанесена круговая

Таблица 3

Водопроницаемость почвы (в *мм/ч*) в различные интервалы отсчетов, приведенная к 10° С (метод заливных квадратов). Напор воды на поверхности почвы 5 *см*. Определение проведено с поверхности почвы.

(Волгоградская область)

Почва	Угодье	Влажность почвы		Интервалы непрерывных наблюдений									
				минуты									
		Абсолютная в % веса сухой почвы	Относительная в %	5	5	5	5	5	5	5	10	10	10
Обыкновенный среднеглинистый иловатый чернозем. Совхоз „Серп и молот" Волгоградской области	Стерня ржи	13,32	32,18	400,05	252,65	180,46	162,40	147,60	124,32	108,29	90,21	72,18
Солонец корковый глинистый иловатый. Совхоз „Серп и молот" Волгоградской области	Целина	6,01	14,48	223,06	26,75	0,18	1,08	1,08	1,08	0,90	1,08	0,18

Продолжение табл. 3

Почва	Угодье	Интервалы непрерывных наблюдений											
		Минуты						часы					
		В среднем для 1-го часа	30	30	В среднем для 2-го часа	30	30	В среднем для 3-го часа	4-й	5-й	6-й
Обыкновенный среднеглинистый иловатый чернозем. Совхоз „Серп и молот" Волгоградской области	Стерня ржи	150,37	63,00	51,55	57,27	41,18	35,28	38,23	29,41	29,41	18,04
Солонец корковый глинистый иловатый. Совхоз „Серп и молот" Волгоградской области	Целина	21,85	3,38	3,24	3,31	1,08	1,44	2,16	1,44	0,72	0,72

черта, до которой при определении водопроницаемости трубки врезаются в почву. Осгающийся внутри трубки просвет высотой в 10 *см* заполняется водой. Чтобы при заполнении трубки не разрушить струей поверхность почвы, вода в трубки наливается с помощью специального предохранителя (рис. 25), который состоит из трубки с просветом в 3 *мм* и цилиндрической коробочки (головки с вогнутым дном). Трубка ввинчивается в коробочку. Вогнутое дно предохраняет почву от деформации при соприкосновении ее с коробочкой. На боковой поверхности коробочки, на высоте 0,5 *см* от нижнего края, просверлено десять круглых отверстий с таким расчетом, чтобы суммарная площадь их поперечного сечения приблизительно в десять раз превосходила площадь внутреннего сечения трубки предохранителя. При таком соотношении просвета трубки и отверстий коробочку нельзя наполнить водой, наливаемой с высоты до полуметра. Вода из отверстий льется на почву не под давлением водного столба, заполняющего трубку, а слабыми, ниспадающими с высоты 0,5 *см* струйками.

Трубка и коробочка предохранителя изготовляются из латуни или нержавеющей стали. Коробочка делается разъемной, чтобы ее можно было периодически чистить.

К металлической трубке предохранителя с помощью каучуковой трубки присоединяется воронка. Вода в трубки для определения водопроницаемости наливается через воронку из чайника. В начале опыта коробочка предохранителя опускается в трубки до поверхности почвы. По мере наливания воды ее постепенно поднимают с таким расчетом, чтобы она не отрывалась от поверхности воды в трубке. При соблюдении этого приема гарантируется ненарушенность поверхности почвы (об этом свидетельствует полная прозрачность воды в трубках). Так как водопроницаемость в различных точках почвы сильно варьирует, определять ее методом трубок нужно с большим контролем (не менее 10). Трубки устанавливаются на поверхности изучаемых слоев или горизонтов рядами в шахматном порядке на расстоянии 15 *см* одна от другой (рис. 26).

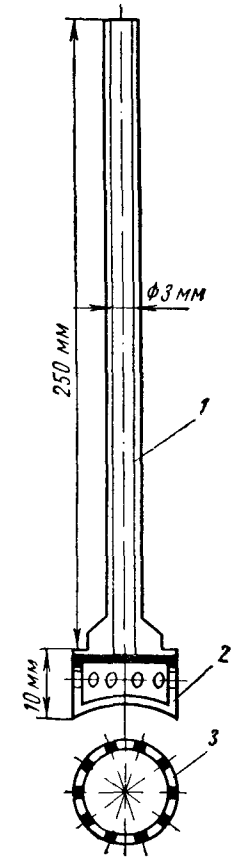


Рис. 25. Предохранитель для наливания воды в трубки при определении водопроницаемости почвы:

1 — трубка, к которой с помощью каучука присоединяется стеклянная воронка; *2* — металлическая коробка с отверстиями для подачи воды на поверхность почвы; *3* — поперечный разрез коробочки

Моменты наливания воды в каждую трубку и полного впитывания ее в почву фиксируются. В случаях слабой водопроницаемости почв вода в трубках застаивается длительно. В этом случае не дожидаются полного впитывания воды в почву, а по истечении 3 *ч* с помощью мерной линейки производят замер столба воды, впитавшегося в почву.

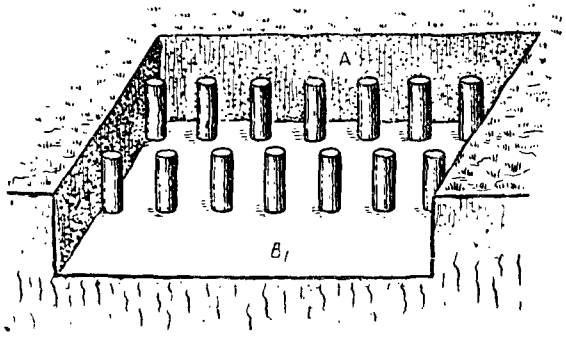


Рис. 26. Определение водопроницаемости почвы дифференциальным методом трубок:
а — схема установки трубок на испытуемом горизонте; *б* — одновременное изучение водопроницаемости нескольких горизонтов почвы

Рядом с трубками для определения водопроницаемости устанавливается несколько таких же трубок с закрытым дном для учета испарения воды за период наблюдений и ее температуры. Водопроницаемость рассчитывается в *мм/мин* или *мм/ч* для каждой трубки порознь, а затем в среднем для всех трубок.

В описанном методе водопроницаемость учитывается при давлении переменного столба воды от 10 до 0 *см*.

Метод трубок можно использовать и для определений с постоянным давлением столба воды. Для этой цели автором (совместно с З. А. Корчагиной) сконструирован специальный прибор (рис. 27). Основной частью прибора является цилиндр из прозрачного плексигласа (*1*), герметически закрытый металлической крышкой (*2*). Внутренний диаметр цилиндра 7,4 *см*, высота его 18 *см*. К нижнему концу цилиндра герметически присоединено режущее кольцо, перекрытое с поверхности металлической сеткой, предохраняющей почву от размыва водой при заполнении прибора, и снабженное по верхнему краю кольцевыми плечиками (*3*). В крышку цилиндра вставлена выемная трубка Мариотта, которую после заполнения цилиндра водой можно установить на заданной высоте от поверхности почвы (*4*). Для выпуска из цилиндра воздуха (при заполнении его водой) в верхней части его предусмотрен редукционный клапан (*5*). Цилиндр отградуирован в линейных и объемных сантиметрах.

Прибор в почву погружается с помощью металлического жома, надевающегося снаружи на прибор и опирающегося при этом нижним концом на кольцевое плечо режущего бура (*6*).

Напор воды на поверхности почвы регулируется мариоттовой трубкой. Расход воды учитывается в те же интервалы времени, как и в методе заливаемых квадратов.

В комплект прибора входит пять цилиндров. Это позволяет иметь пятикратную повторность в работе.

На рис. 28 приведены результаты определения водопроницаемости почв по горизонтам дифференциальным методом трубок. Как видно из данных рис. 28, профиль водопроницаемости четко характеризует особенности каждой почвы. Разрез *1* — глинистый, сырой, обладает хорошей водопроницаемостью лишь в перегнойно-аккумулятивном гор. A_1. В нижних оглеенных горизонтах водопроницаемость его резко падает, сокращаясь в гор. C_1 почти до нуля. Легкий по механическому составу и более сухой разрез *2* характеризуется высокой водопроницаемостью в супесчаных горизонтах $A_д$, A_1. В глинистой прослойке на глубине 15—35 *см* водопроницаемость этой почвы уменьшается в 103 раза, но снова возрастает в супесчаных нижних горизонтах.

Дифференциальный метод определения водопроницаемости почвы с использованием трубок неоднократно сопоставлялся в производственных условиях с методом малых заливаемых площадей Г. Г. Тарасюком (1934), С. А. Владыченским (1956), Н. А. Качинским (1960). В результате этих исследований сделан согласный вывод, что дифференциальный метод трубок с переменным водным столбом в наблюдениях нужно рассматривать как качественно-количественный метод, который следует применять для выявления варьирования водопроницаемости почвы на

изучаемой территории и для сравнения водопроницаемости отдельных генетических горизонтов почвы. В сочетании с методом заливаемых квадратов он дает весьма ценные дополнительные характеристики почв.

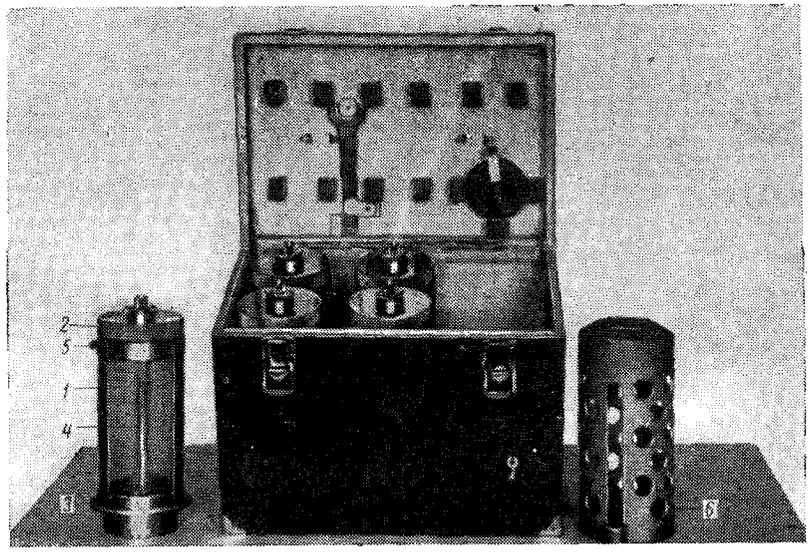


Рис. 27. Прибор для определения водопроницаемости почвы методом трубок с постоянным напором воды:

1 — цилиндр из прозрачного плексигласа, герметически закрытый металлической крышкой (*2*); *3* — режущее кольцо, перекрытое с поверхности металлической сеткой и снабженное по верхнему краю кольцевыми плечиками; *4* — трубка Мариотта; *5* — редукционный клапан для выпуска из цилиндра воздуха; *6* — металлический жом для погружения режущей части прибора в почву

Определение водопроницаемости с использованием прибора Качинского — Корчагиной с постоянным напором воды на поверхности почвы (при работе с пятерным контролем) обеспечивает устойчивые количественные характеристики водопроницаемости — несколько преувеличенные (за счет растекания воды в стороны) по сравнению с методом заливаемых концентрических квадратов [1].

Метод лизиметров при изучении водопроницаемости почв и состава почвенного раствора. При стационарных и полустацио-

[1] Н. А. Качинский и др. Водопроницаемость почвы и методы ее регулирования. Почвенный институт АН СССР им. В. В. Докучаева. М., 1960.

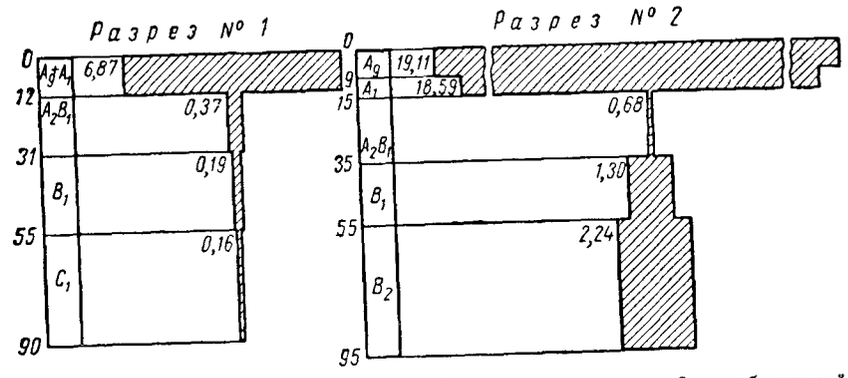


Рис. 28. Водопроницаемость почв в *мм/мин* (в среднем для 3 *ч* наблюдений). Дифференциальный метод трубок. $T=10°$ С; переменное давление столба воды 10—0 *см*. Контроль в определениях 10. Зейско-Буреинская низменность, Амурская обл. Ключ 17, раз. 1 и 2. Почва № 1 — дерново-луговая черноземовидная глинистая оглеенная в нижних горизонтах. Почва № 2 — дерново-луговая темноцветная аллювиальная супесчаная с глинистой прослойкой на глубине 15—35 *см*

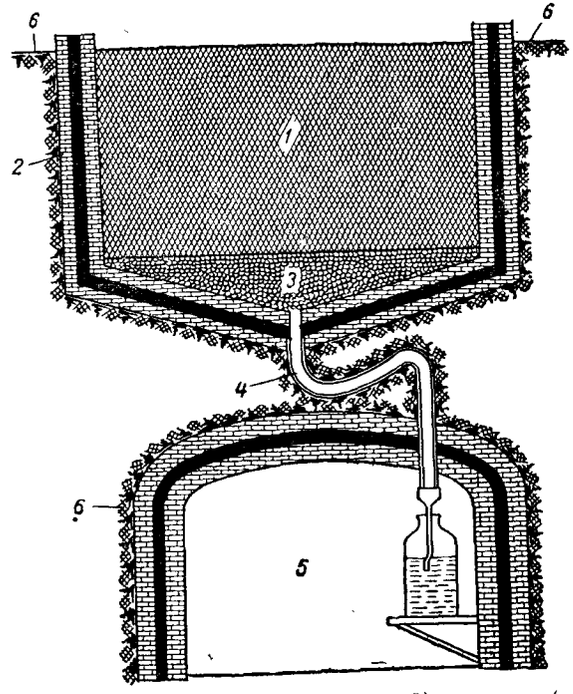


Рис. 29. Закрытый (изолированный) лизиметр (поперечный разрез):

1 — почвенная колонка; *2* — кирпичная кладка с гидроизоляцией; *3* — фильтр из песка и гравия; *4* — водосливная трубка, перекрытая сверху нержавеющими сетками; *5* — водоприемник; *6* — целик почвы

нарных почвенных исследованиях для изучения водопроницаемости почв, состава почвенного раствора и процесса конденсации жидкой влаги в почве из парообразной ее формы издавна используется метод лизиметров. Можно выделить два типа конструкции лизиметров.

1. Первый тип лизиметров, построенный по *методу изолированных* почвенных колонн с насыпным или естественным грунтом, под которые устанавливается воронка или трубка для улавливания и учета фильтрующейся сквозь почву воды (рис. 29). Этим методом широко пользовался еще проф. Бараков (1908), а позже аналогичные лизиметры были выстроены на ряде опытных станций дореволюционной России. Этот же метод применялся Почвенным институтом Академии наук при изучении водопроницаемости и почвенного раствора почв Заволжья (1933) и почвенным институтом Московского университета при обследовании степи Богаз в Азербайджане (1934).

2. *Второй тип лизиметров* — это воронки, которые из открытого почвенного разреза устанавливаются в нишах, вырываемых под различными горизонтами почвы. Воронки с сетками в донышке заполняют мелким кварцевым гравием и врезают верхним краем в потолок ниши.

После установки воронок ниши тщательно забиваются вынутой из них землей. Почва над воронками остается ненарушенной. От воронок отводятся трубки в расположенный рядом водоприемник, где и учитывается фильтрующаяся сквозь почвенный слой вода. Воронки, сетки и водоотводящие трубки должны быть из нержавеющего материала. Для воронок лучше использовать цинк или нержавеющую сталь. Наилучшими трубками являются свинцовые.

Методом ворончатых (открытых) лизиметров пользовались Эбермайер (1901), Вельбель (1902, 1905), Геммерлинг (1922), Качинский (1927), Иоффе (1932, 1933), Дараселия (1937) и др.

В 1960 г. (по проекту Н. А. Качинского) закончена постройка серии лизиметров на почвенном стационаре Московского госуниверситета на Ленинских горах. Она включает станцию открытых ворончатых лизиметров, установленных под различными почвенными горизонтами с двойным контролем до глубины двух метров (рис. 30) [1] и 48 закрытых (изолированных) лизиметров с кубатурой каждого ($3 \times 3 \times 1{,}5$) $м^3$ (см. рис. 29).

Восемь изолированных лизиметров перекрыты вегетационным домиком. Это позволяет ставить опыты и в зимнее время. Для учета фильтрационных вод под лизиметрами устроена водоприемная галерея. В лизиметрах проводятся эксперименты: а) по изучению первичного почвообразовательного процесса на

[1] «Открытыми» этот тип лизиметров называется потому, что они получают воду с неограниченной площади поля.

морене в дерново-подзолистой зоне и б) сравнительное изучение методов окультуривания дерново-подзолистых почв.

Каждый из названных типов лизиметров имеет свои достоинства и недостатки. Ближе к естественным природным условиям наблюдения осуществляются с помощью ворончатых лизиметров. В этом случае изучаемый слой почвы остается ненарушенным и не теряет связи с соседними участками. Основным

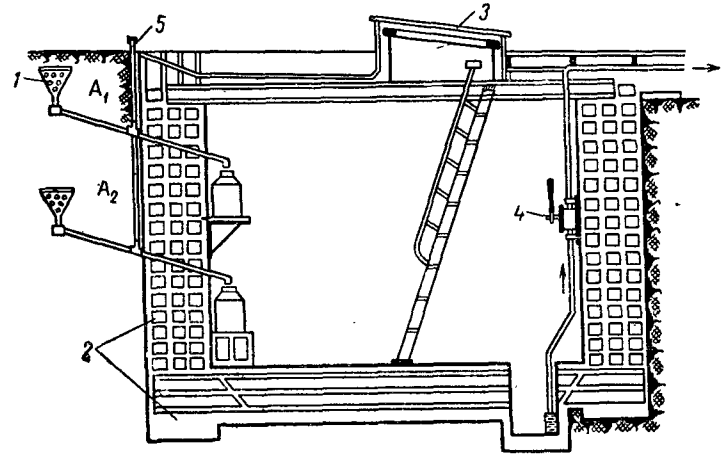


Рис. 30. Лизиметрическая станция с воронками в открытом грунте:

1 — водоулавливающие воронки; *2* — кирпичная кладка с гидроизоляцией; *3* — потолочное перекрытие и входной люк со сходнями; *4* — насос для откачки воды из водоприемника; *5* — контрольные трубки, подающие в канализацию воздух

недостатком метода ворончатых лизиметров является то, что остается неизвестной площадь, с которой собирается вода в лизиметр, а поэтому о водопроницаемости отдельных слоев можно иметь лишь качественное представление.

Отмеченный недостаток всецело устраняется в лизиметрах первого типа (по принципу изолированных колонн), однако здесь возникает другой дефект: искусственное устранение бокового движения воды. Все водопроводящие ходы (червоточины, трещины, ходы корней и т. д.), открывающиеся на гранях изолируемой колонны почвы, закрываются цементом, битумом, грунтовой пастой и т. д. «Работающей» остается лишь часть ходов, которые целиком укладываются в поперечник колонны, не доходя до ее стенок. Кроме того, весьма трудно осуществить совершенный спай почвы с изолирующей колонну стенкой, ввиду чего иногда наблюдается пристенная утечка воды. Чем колонна у́же, тем заметнее будут все отмеченные недостатки и тем, следовательно, сильнее будет искажена естественная водопроницаемость.

Существенным недостатком метода изолированных колонн является и то, что в данном случае затруднено непосредственное наблюдение над водопроницаемостью отдельных горизонтов. Для целей такого наблюдения обычно под нижнюю границу горизонтов вводят (вкалывают) электроды от цепи с элементом и гальванометром.

О начале смоченности горизонта судят по уменьшению электросопротивляемости почвы. Однако вспомнив о комплексности

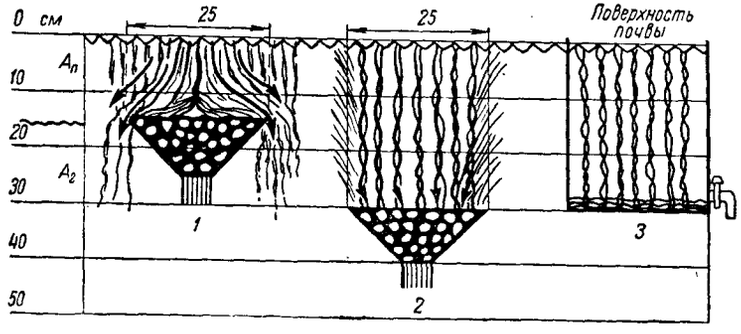


Рис. 31. Поступление фильтрующейся воды в ворончатые открытые лизиметры:

1 — до прорыва капиллярной пленки раздела сред почва — песок — гравий; *2* — после прорыва; *3* — изолированный лизиметр

водопроницаемости, мы должны отметить, что два и даже четыре электрода недостаточны для полного освещения изучаемого явления: они могут попасть пространственно в участок первоочередной или запоздалой смоченности почвы и в соответствии с этим мы случайно отметим лучшую или худшую водопроницаемость горизонта. Коэффициент фильтрации в этих лизиметрах определяется по сопоставлению количества атмосферных осадков, влагоемкости почвы и объема фильтрата. Такое сопоставление позволяет также рассчитывать общее испарение воды почвой и растениями.

Крупным недостатком всех лизиметрических наблюдений будет наличие в почве искусственной, сильно действующей дрены в виде воронки или трубы. Подобный дренаж почвы по многолетним наблюдениям над лизиметрами на территории московской областной сельскохозяйственной опытной станции может искажать величину водопроницаемости почвы в несколько раз.

В случае изолированных дренированных почвенных колонн, как правило, по сравнению с недренированной почвой, получаются завышенные показатели фильтрации. Они характерны лишь для почвенных участков в природе с дренажной системой. Что

касается ворончатых лизиметров в открытом грунте, то они могут обусловить при учете воды в одних случаях преуменьшенное, в других — преувеличенное количество фильтрата по сравнению с недренированным грунтом. Дело в том, что по границе раздела сред почва — гравий или почва — песок в воронке в неполно смоченной почве всегда наблюдается в разной степени выраженное пленочное натяжение воды. До того момента, пока давлением выше расположенного капиллярного слоя воды эта пленка не будет прорвана, вода обтекает границу раздела, например воронку. С момента прорыва водной пленки воронка или труба будет работать как дрены и стимулировать водопроницаемость почвы (рис. 31). По этой причине часто в период дождя первым начинает подавать воду не первый лизиметр, близкий к поверхности почвы, а второй или даже третий, над которыми образуется слой воды, превышающий по своему давлению мощность капиллярных менисков по границе раздела почва — воронка (почва — песок — мелкий гравий) [1].

Практика показывает, что в подавляющем большинстве случаев имеет место увеличение водопроницаемости почвы, дренированной лизиметрами.

Лизиметрический метод должен быть признан ценнейшим для изучения состава почвенного раствора, динамики его. Хотя и в этом случае, как явствует из вышесказанного, почвенный раствор будет получаться более разбавленным, нежели в почве, лишенной дрен. Для изучения водопроницаемости он может быть используем лишь как вспомогательный.

Определение коэффициента фильтрации методом заполнения скважины водой. Выше описаны полевые методы определения водопроницаемости почвы для условий, когда испытываемые горизонты свободны от грунтовой воды или верховодки. Однако эти методы не пригодны для толщи почвы или грунта, перекрытых водой. В этом случае пользуются для определения коэффициента фильтрации методом откачки или вычерпывания грунтовой воды из скважины с последующим наблюдением скорости заполнения скважины водой. Очевидно, чем скорее скважина, после удаления из нее грунтовой воды или верховодки, вновь заполнится ею, тем выше коэффициент фильтрации почвы или грунта. При расчете коэффициента фильтрации по этому методу исходят: из поверхности и объема скважины, воспринимающей фильтрационную воду; из гидростатического напора воды в скважину и ее температуры; из времени заполнения скважины водой.

---

[1] Н. А. Качинский. Опыт агромелиоративной характеристики почв. Ч. II. М., 1934.

Н. А. Качинский. Новое в теории о водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранах. Почвоведение, 1945, № 5—6.

На типичном для исследуемой территории пункте на расстоянии нескольких метров одна от другой закладываются две или три скважины диаметром 10—15—20 *см*. Каждая скважина погружается под уровень грунтовой воды до 50 *см* и более (рис. 32, глубина l или $H+h$). Выжидают, пока в скважинах установится постоянный уровень воды. В зависимости от коэффициента фильтрации для этого требуются минуты, часы и даже сутки. Установившийся уровень стояния воды в каждой скважине замеряется (h).

В дальнейшем вода из скважины откачивается или отчерпывается специальной черпалкой, при этом строго следят, чтобы в процессе откачки не деформировать и даже не смазать поверхность стенок скважины, так как это неизбежно скажется в последующем на интенсивности фильтрации воды. В этих же целях откачку воды из скважины не доводят вплотную до ее дна, а прекращают, когда сверх дна скважины остается слой воды, примерно в 10 *см*.

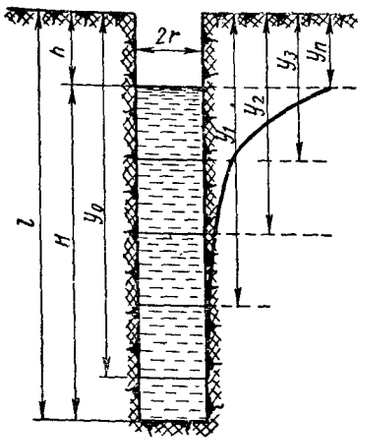


Рис. 32. Схема определения коэффициента фильтрации грунта по скорости заполнения скважины водой

Момент окончания откачки (T_0) и уровень стояния в это время воды в скважине (y_0) строго фиксируются.

Разница уровней зеркала воды в скважине по окончании откачки и до начала ее ($y_0 - h$) называется *недостатком заполнения скважины* и обозначается как y_0^1 ; $y_0^1 = y_0 - h$.

По окончании откачки скважина начинает заполняться водой. Через определенные интервалы времени с помощью поплавка, рейки или другим способом замеряют с точностью до 1 *мм* глубины залегания зеркала воды в скважине: y_1, y_2, y_3 и т. д. (см. рис. 32). Замеров должно быть не менее пяти. Интервал между ними определяется интенсивностью фильтрации воды и должен быть, примерно, таков, чтобы разница уровней зеркала воды в скважине при двух последовательных замерах составляла около 2 *см*. Замеры производятся до тех пор, пока уровень воды в скважине не достигнет, приблизительно, начального уровня (до откачки) или во всяком случае он должен быть не менее $0{,}75H$ (см. рис. 32). По окончании замеров определяется температура воды в скважине.

При замерах вычисляется разность между глубиной положения зеркала воды в скважине в каждый данный момент и глубиной залегания зеркала до откачки:

$$y_0^1 = y_0 - h; \quad y_1^1 = y_1 - h; \quad y_2^1 = y_2 - h; \quad y_n^1 = y_n - h \ldots \tag{4}$$

Из каждой скважины производится не менее двух откачек.

На основании математического анализа собранных по данному методу материалов, предложено несколько формул для определения коэффициента фильтрации Кожанова, Эркина, Доната и др. Здесь приводится лишь формула Кожанова, как наиболее часто употребляемая [1]:

$$K = \frac{mr^2(H-r)}{H^2} \cdot \frac{\lg \frac{y_0^1}{y_n^1}}{t_n}, \ \ldots \tag{5}$$

где K — коэффициент фильтрации в *см/мин*; m — коэффициент; r — радиус буровой скважины в *см*; H — равновесная высота стояния уровня грунтовых вод над дном скважины в *см*; y_0^1 и y_n^1 — «недостатки заполнения» скважины водой в начале опыта (T_0) и через t *мин* (см. рис. 31). Второй сомножитель уравнения получен следующим образом.

1. Рассчитываются отношения между начальным «недостатком заполнения скважины» (см. выше) и «недостатками заполнения» в каждый последующий отсчет:

$$\frac{y_0^1}{y_0^1}; \quad \frac{y_0^1}{y_1^1}; \quad \frac{y_0^1}{y_2^1}; \quad \frac{y_0^1}{y_3^1}; \ \ldots, \quad \frac{y_0^1}{y_n^1}$$

2. Находится «условный тангенс», представляющий собой десятичный логарифм частного выше приведенных отношений к интервалам времени при соответствующих замерах уровня зеркала воды в скважинах ($t_1, t_2, t_3, \ldots, t_n$):

$$\operatorname{tg}\alpha_1 = \frac{\lg \frac{y_0^1}{y_1^1}}{t_1}; \qquad \operatorname{tg}\alpha_2 = \frac{\lg \frac{y_0^1}{y_2^1}}{t_2};$$

$$\operatorname{tg}\alpha_3 = \frac{\lg \frac{y_0^1}{y_3^1}}{t_3}; \ \ldots \operatorname{tg}\alpha_n = \frac{\lg \frac{y_0^1}{y_n^1}}{t_n}.$$

[1] Она выведена из закона линейной фильтрации Дарси, о чем будет сказано ниже.

На основе приведенных величин рассчитывается средний «условный тангенс» путем деления суммы логарифмов отношений $\frac{y_0^1}{y_n^1}$ на сумму промежутков времени t:

$$\operatorname{tg}\alpha_{\text{ср}} = \frac{\Sigma \lg \frac{y_0^1}{y_n^1}}{\Sigma t}. \qquad (6)$$

Подставляя вместо отношения $\frac{\lg \frac{y_0^1}{y_n^1}}{t}$ в формуле коэффициента фильтрации (5) $\operatorname{tg}\alpha_{\text{ср}}$, получим окончательную формулу:

$$K = m\,\frac{r^2(H-r)\operatorname{tg}\alpha_{\text{ср}}}{H^2}. \qquad (7)$$

Коэффициент «m» меняется в зависимости от радиуса скважины и находится по следующему соотношению:

Радиус скважины в *см*	2	5	10	15	20	25
Значение m	5,14	4,03	3,17	2,68	2,35	2,11

При промежуточных величинах r значение m находится интерполяцией [1].

Определение коэффициента фильтрации водонасыщенного почво-грунта индикаторами. Метод откачки и заполнения скважины водой при определении коэффициента фильтрации (K) дает удовлетворительные сравнительные характеристики для водонасыщенных грунтов, но абсолютные величины K, получаемые этим методом, обычно сильно завышены, так как они определяются при высоком напорном градиенте воды, особенно в начальной стадии заполнения скважины. В природных условиях зеркало грунтовых вод, как правило, имеет малые уклоны — порядка 0,01—0,001, при которых и скорости фильтрации воды не превышают даже в песчано-гравелистых грунтах 5 *м/сут*, а в тяжелых по механическому составу породах характеризуются десятыми долями метра в сутки и носят ламинарный (струйчатый) характер.

[1] Примеры задач по вычислению коэффициента фильтрации методом заполнения скважины водой см. Н. К. Гиринский. Определение коэффициента фильтрации по данным откачек при неустановившихся дебите и понижениях. М., 1950.

С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение. Практикум. М., 1958.

С. А. Владыченский. Практические занятия по мелиорации почв. Изд-во МГУ, 1960.

Для нахождения истинных скоростей движения грунтовых вод используют метод индикаторов. О быстроте движения грунтового потока судят по скорости переноса потоком каких-либо растворенных в нем легко обнаруживаемых соединений. Для постановки опыта используются открытые шурфы, частично заполненные грунтовой водой (при близком залегании зеркала воды к поверхности почвы), или серия скважин, заглубленных под воду. Шурфы или скважины делятся на загрузочные и наблюдательные. В воду загрузочной скважины, которая должна занимать повышенное место в потоке, вводится какой-либо индикатор и затем прослеживается массовое появление его в наблюдательных скважинах, заложенных ниже по уклону грунтового потока, как это показано на рис. 33. Зная расстояние между загрузочной и улавливающими скважинами (m) и время, за которое основная масса индикатора была перенесена от загрузочной скважины к улавливающим (t), рассчитывают скорость движения воды в порах грунта (u) при данном уклоне:

$$u = \frac{m}{t}. \qquad (8)$$

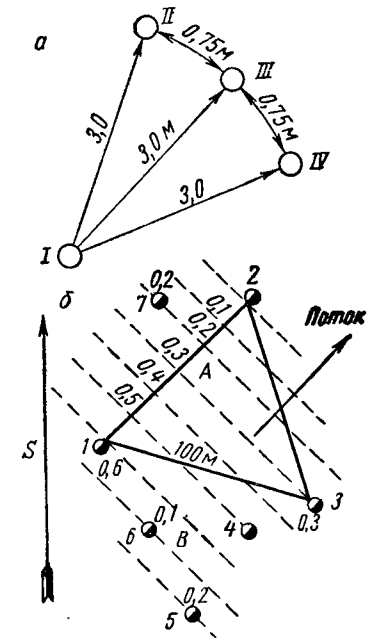


Рис. 33. Схема определения скорости и направления движения подземного потока и расположение опытных скважин (выработок):

а — *I* загрузочная скважина; *II*, *III*, *IV* — улавливающие скважины; *б* — смотровые колодцы-скважины для контроля уровня зеркала грунтовых вод и направления грунтового потока (*I*, *2*, *3*, *4*, *5*, *6*, *7*) (по О. К. Ланге)

Если известна пористость породы (P), то может быть рассчитана и скорость фильтрации (v) на единицу поперечника грунта при уклоне J

$$v = u \cdot P = \frac{m}{t} \cdot P, \qquad (9)$$

где P — пористость грунта в долях единицы.

Приводя скорость фильтрации к единице уклона (J), найдем коэффициент фильтрации:

$$K = \frac{m \cdot p}{t \cdot J}, \qquad (10)$$

где $J = \frac{h}{l}$ находится из показаний контрольных скважин; h —

разность отметок горизонта воды в двух пунктах, расположенных по направлению движения подземного потока на расстоянии l между ними, h и l выражаются в метрах.

Улавливающие пункты (шурфы или скважины) располагаются «веером» по отношению к загрузочному пункту (см. рис. 33) в легких породах (песок, гравий, галечник) на расстоянии 3—5—7 *м*, в суглинках и глинах расстояние сокращается до 0,75—1,5 *м*. Соответственно варьирует и расстояние между самими улавливающими пунктами: в легких грунтах оно равно 1—1,5 *м*; в тяжелых — 0,5—0,75 *м*, причем это протяженность целинного ненарушенного грунта.

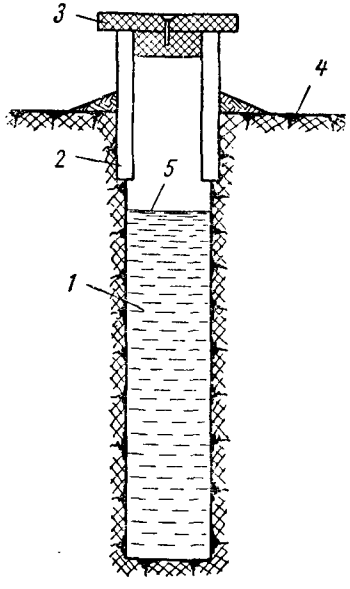


Рис. 34. Закрепление устья скважины деревянным патрубком:

1 — скважина; *2* — деревянный патрубок; *3* — деревянная пробка; *4* — поверхность почвы; *5* — уровень воды в скважине

Если грунт стоек против размокания, можно обойтись без искусственного закрепления его. Нужно лишь принять меры, чтобы в шурф или в скважины не осыпалась бы почва или порода с поверхности. В скважинах это легко достигается монтировкой в их устье деревянного дощатого патрубка с пробкой, как это показано на рис. 34.

В оплывающих грунтах, а тем более в песках-плывунах шурфы крепятся досками, венцами, щитами из хвороста и пр., а скважины бурятся с обсадными трубами и монтируются специальным металлическим устройством с фильтром. Периферия смотровой скважины после извлечения обсадных труб засыпается крупнозернистым песком (рис. 35).

Скважины, закрепленные смотровыми трубами, помимо определения коэффициента фильтрации, в дальнейшем используются для наблюдений за динамикой уровня и состава грунтовых вод.

В качестве индикаторов при определении коэффициента фильтрации грунта в горизонтальном направлении используются различные соли, анилиновые краски, флуоресцеин. Дозировка их приводится в табл. 4.

Стадия проникновения индикатора в улавливающие шурфы или скважины фиксируется для солей путем химического анализа, для красок — колориметрически или визуально.

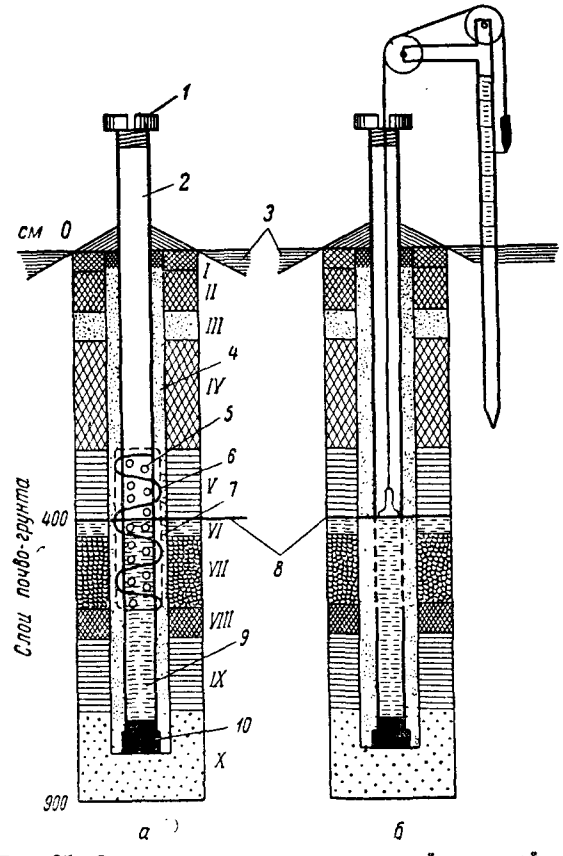


Рис. 35. Схема монтажа длительно действующей смотровой скважины:

а — скважина, закрепленная металлической трубой с фильтром; *б* — измерение уровня залегания зеркала грунтовых вод: *1* — пробка с винтовой нарезкой и прорезью для ключа; *2* — выводная труба; *3* — почва; *4* — засыпка песка; *5* — фильтр с $d=1$ *см*; *6* — проволока с $d=5$ *мм*, подстилающая сетку; *7* — сетчатая обкладка фильтра, d сетки (медной) 0,5 *мм*; *8* — уровень грунтовой воды; *9* — отстойник 1,5 *м*; *10* — пробка донная дубовая

Таблица 4

Дозировка индикаторов при определении коэффициента фильтрации
(по О. К. Ланге)

Название индикатора	Вес в *кг*	Расстояние между опытными шурфами в *м*
NaCl	10—15	5—7
NaCl	5—10	3—5
NH_4Cl	3—5	2—5
LiCl	0,010—0,015	2—5
Анилиновые краски	0,2—0,3	2—5
Флуоресценн	0,002—0,01	5—7

Недостатком метода индикаторов является нарушение естественного напорного градиента, особенно в малых по объему скважинах при загрузке индикаторов и при взятии проб из улавливающих скважин. Кроме того, многие краски в силу диффузии иногда значительно опережают подземный поток и могут извращать истинный коэффициент фильтрации до 30%. Наилучшим

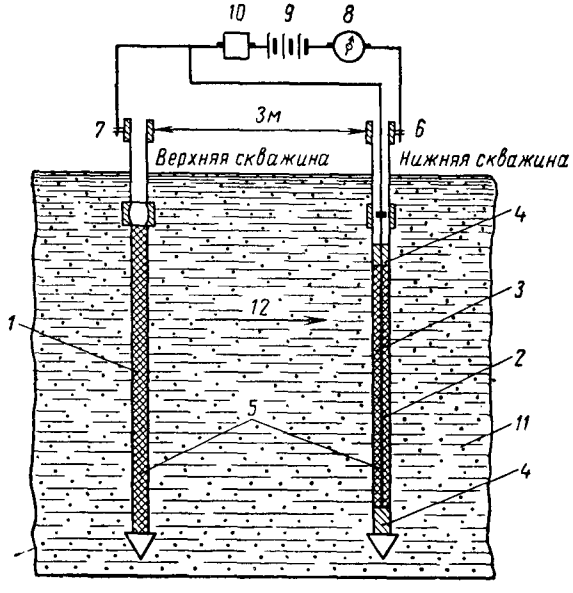


Рис. 36. Схема установки Слихтера для определения сроков поступления индикатора в улавливающие скважины:

1 — верхняя загрузочная скважина; *2* — нижняя улавливающая скважина; *3* — латунный стержень-электрод с эбонитовыми пробками (*4*) для изоляции электрода от обсадной трубы; *5* — сетчатый фильтр; *6* и *7* — клеммы для включения обсадных труб в цепь; *8* — амперметр; *9* — батарея; *10* — коммутатор; *11* — водоносный слой грунта; *12* — направление потока

индикатором является флуоресцеин. Это розовый или красный порошок, очень трудно растворяющийся в воде. Поэтому его предварительно растворяют в щелочи или в спирте и потом уже вливают в воду. Флуоресцеин наиболее инертен из красящих веществ, устойчив по окраске. В отраженном свете он имеет характерный зеленый цвет. Флуоресцеин обесцвечивается при наличии в растворе органических кислот, например в торфяных грунтах. Чтобы как можно меньше нарушать градиент давления воды в загрузочной и улавливающих скважинах, концентрированные растворы красок вводятся в скважину в возможно меньших объемах воды и также малыми объемами (20 *см*³) берется проба для анализа из улавливающих скважин.

Отбор проб для анализа из улавливающих скважин начинается через 4—5 *ч* после введения индикатора в загрузочную скважину или шурф. В дальнейшем интервал времени между взятием проб для анализа прогрессивно сокращается и за 7—10 *ч* до конца опыта доводится до 30—15 *мин*. Необходимо уловить моменты начального и максимального поступления индикатора в улавливающие скважины. Конечный расчет коэффициента фильтрации делается по средним показателям.

Во избежание нарушения нормального напорного градиента в опытных шурфах или скважинах при загрузке индикаторов и при отборе образцов раствора для анализа был предложен электрометрический метод. По этому методу время поступления индикатора в улавливающие скважины фиксируется по возрастающей электропроводности грунтового раствора. На рис. 36 представлена сконструированная для этой цели установка Слихтера.

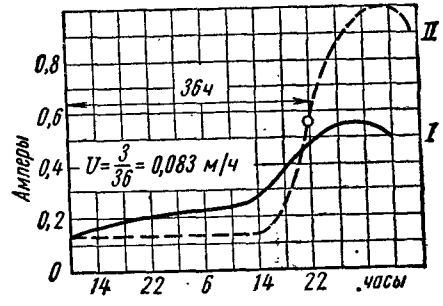


Рис. 37. Кривые изменения силы тока в наблюдательной скважине (по Слихтеру)

В качестве индикатора используется NH_4Cl, обладающий малым коэффициентом диффузии и высокой степенью диссоциации. В загрузочную скважину он вводится сухим порошком или раствором в количестве 1—2—3 *кг* в один или несколько приемов. Время подачи его в скважину строго фиксируется. Темп продвижения NH_4Cl с потоком воды от загрузочной скважины к улавливающей устанавливается по нарастанию силы тока в цепи: обсадная труба (клемма *6*), амперметр (*8*), батарея (*9*), коммутатор (*10*), обсадная труба (клемма *7*) (рис. 37, кривая *I*). Время массового поступления NH_4Cl в улавливающую скважину обнаруживается по резкому возрастанию электропроводности раствора в улавливающей скважине; цепь — обсадная труба (клемма *6*), амперметр (*8*), батарея (*9*), коммутатор (*10*), стержень-электрод (*3*) (рис. 37, кривая *II*). Результаты наблюдений изображаются кривой, где по оси абсцисс откладывается время в часах, а по оси ординат — сила тока в амперах.

Скорость грунтового потока рассчитывается по начальному подъему кривой *II* (*и* — максимальная), по максимальному ее подъему (*и* — минимальная) и среднему из двух предыдущих величин.

В описанной установке Слихтера применяется постоянный ток, под влиянием которого может наблюдаться поляризация электродов, затемняющая истинную картину продвижения электролита с раствором. Для устранения этого недостатка можно пользоваться переменным током. Для этого в цепь вводится небольшая спираль Румкорфа (зуммер) и вместо амперметра в цепь включается мостик сопротивления (Кольрауша или другой). При такой установке будет регистрироваться уже не сила тока, а сопротивление в цепи. Вычисляя величины, обратные сопротивлениям, замеренным по мостику, получим ход концентраций электролита:

$$A = \frac{1}{\Omega},$$

где A — электропроводность в обратных омах.

При этом получаются величины, прямо пропорциональные концентрации электролита, по которым можно построить график, аналогичный показанному на рис. 37 [1].

Краткие сведения о лабораторных методах определения водопроницаемости почвы

В том случае, когда исключена возможность определения водопроницаемости почвы в поле, целесообразно изучить это свойство лабораторными методами. Лабораторные методы иногда необходимо использовать и для углубления данных, собранных в полевой обстановке. В основном эти методы разделяются на две категории:

1. Изучение водопроницаемости насыпных образцов почв (Зеельгейм — Seelheim, Вольни — Wollny, 1884, Митчерлих — Mitscherlich, 1923, 1927, 1954, Тимм — Thiem, А. Карпинский, 1931 и многие другие).

2. Изучение водопроницаемости образцов почвы, вырезанных различными приборами (Бараков, 1911, Копецкий, 1914, Качинский, 1926, А. Карпинский, 1931, Астапов, 1958, Завадский, 1964 и др.).

Работа с насыпными образцами в трубках или воронках сохраняет некоторое значение лишь для почв с легким механическим составом (пески). Для изучения почв с тяжелым механическим составом этот метод совершенно непригоден и должен быть целиком изъят из агрономической практики.

[1] Подробные указании о теории и техннке применения метода индикаторов дли полевого определения скорости движения грунтовой воды см. в работах:
Г. Н. Каменский. Основы динамики подземных вод. ОНТИ НКТП СССР, 1935, стр. 112—128.
О. К. Ланге. Основы гидрогеологии. Изд. 2. Изд-во МГУ, 1958, стр. 195—206.

Работа в лаборатории с вырезанными «ненарушенными» образцами почвы вполне применима и полезна и в настоящее время, хотя обладает рядом недостатков.

Недостатки лабораторного метода очевидны. Кусок почвы, даже «ненарушенной», не может отобразить свойств естественной почвы. В лаборатории он помещается в цилиндр (металлический, стеклянный) или в ящик. Чтобы устранить щели между почвой и цилиндром, почвой и ящиком, ту и другую обкладки плотно нагоняют на образец почвы и, значит, деформируют его. В других случаях боковые стенки образца обмазывают (заливают) водонепроницаемым составом (гудрон в смеси с горючими сланцами и др.). Во всех случаях, следовательно, закрываются боковые ходы в почве.

Под образец, обычно, устанавливают воронку: водопроницаемость изучается в условиях сильнейшего дренажа почвенного образца. Чтобы устранить эту крайность, иногда прибегают к другой: ставят испытуемый образец нижним концом в воду. Ясно, что ни тот, ни другой вариант не соответствует природным условиям. Получающиеся по этой методике материалы должны быть расценены как качественно-количественные показатели. Переносить их без изменения в полевую обстановку было бы ошибочным.

Точность лабораторной работы повышается по мере увеличения испытуемого образца. Такие образцы, какие употребляли Копецкий (200 $см^3$) или Бараков (300 $см^3$), конечно, совершенно недостаточны. Еще в 1924 г. Н. А. Качинский предложил подобные образцы в лабораторных работах заменить монолитами. Это предложение нашло широкое применение в почвенно-агрономических кругах (см. работы: Дорогова, 1928, Сухенко, 1929, А. Карпинского, 1931, и др.).

В настоящее время монолитным методом при определении водных свойств почвы широко пользуются различные учреждения СССР. Лучшим вариантом «монолитного» метода определения водопроницаемости почвы является метод С. В. Астапова [1]. При этом методе монолиты почвы с поперечником 15×15 или 20×20 $см^2$ и заданной высоты до 100 и более $см$ монтируются в ящики, внутренние промеры которых несколько превышают размеры монолитного образца. Пространство между боковыми гранями монолита и стенками ящика заливается расплавленной красной смолкой низкой температуры плавления. К верхней части монолита присоединяется ванночка, через которую подается вода в опыте при постоянном ее напоре. Под нижнюю часть мо-

[1] С. В. Астапов. Лабораторный метод определения водных свойств почво-грунтов в целях мелиорации. Физика почв в СССР. Тр. Сов. секции МАП. М., 1936.
С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение. Практикум. М., 1958, стр. 101.

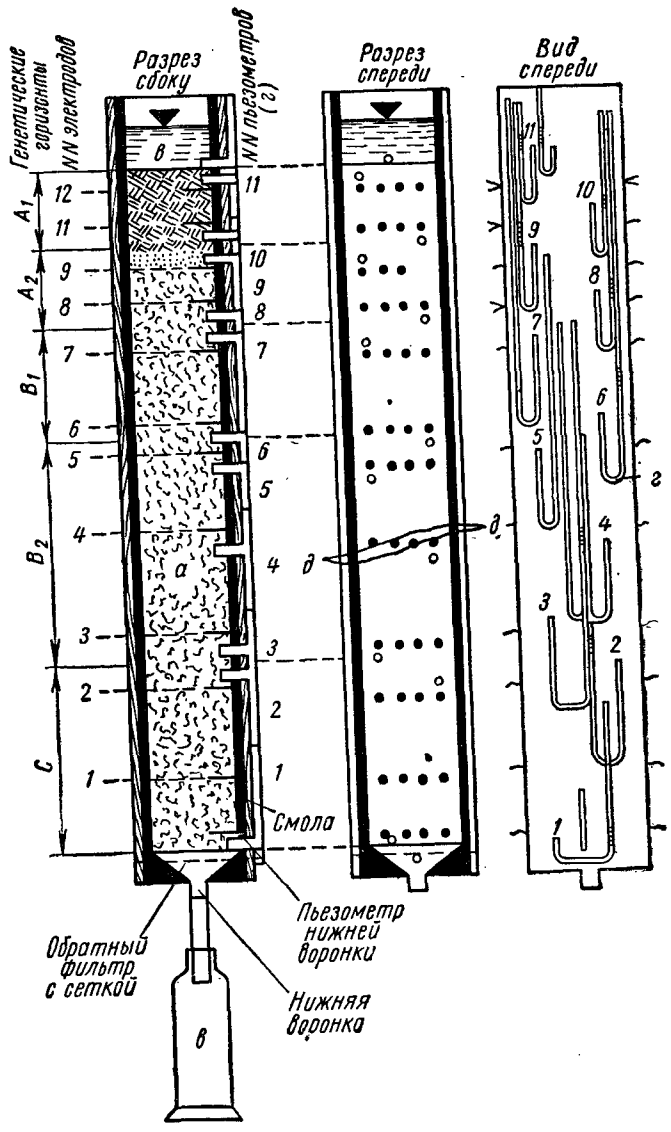


Рис. 38. Определение водных свойств почвы монолитным методом (по С. В. Астапову):

а — монолит почвы, смонтированный в деревянный ящик; *в* (вверху) — ванна для подачи воды с приспособлением Мариотта; *в* — приемник фильтрата воды; *г* — пьезометры; *д* — электроды

нолита монтируется воронка, собирающая фильтрат. Перед заливкой монолита в различные его горизонты монтируются электроды для учета момента прохождения воды на различных глубинах в почве и пьезометры для измерения гидростатического напора воды на разных глубинах. Монолит устанавливается на специальной стойке. Определяется коэффициент впитывания воды, затем коэффициент фильтрации до постоянной его величины. Завершается анализ определением коэффициента водоотдачи почвой и ее влагоемкости в различных горизонтах. На рис. 38 представлена установка для определения водных свойств почвы по методу С. В. Астапова.

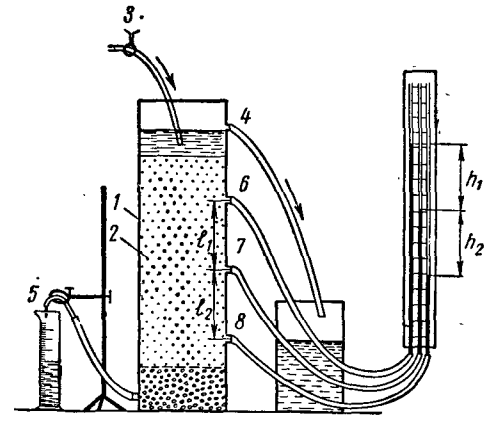


Рис. 39. Прибор Тимма для определения скорости фильтрации воды сквозь почву или грунт:

1 — металлический цилиндр; *2* — колонна гомогенного по крупности зерен песка; *3* — подача воды в прибор; *4* — верхний слив воды, обеспечивающий постоянный напор воды на поверхности почвы; *5* — нижний водослив, перекрытый гравием и сеткой, на которую опирается колонна песка; *6, 7, 8* — пьезометры для регистрации напорных градиентов, расположенные на одинаковом расстоянии друг от друга ($l_1=l_2$); h_1 и h_2 — падение напора воды на отрезках пути фильтрации l_1 и l_2. При равенстве l_1 и l_2, $h_1=h_2$ и $\frac{h_1}{l_1}=\frac{h_2}{l_2}=\frac{h_1+h_2}{l_1+l_2}$

О некоторых закономерностях скорости фильтрации воды сквозь почво-грунт (закон Дарси). Выше описаны особенности водопроницаемости различных почв, зависимость этого свойства от механического состава и структуры почв и грунтов. Дано понятие о движении воды в почве — ламинарном и турбулентном. Описаны различные методы определения коэффициента впитывания и коэффициента фильтрации. При выполнении этих работ естественна потребность в нахождении общих закономерностей скорости фильтрации воды сквозь почво-грунт. Эти закономерности, для определенных условий, впервые были замечены и сформулированы французским ученым-гидравликом Дарси (Darcy) в середине прошлого века.

При движении воды сквозь почву или грунт под влиянием напорного градиента вода трется о поверхность почвенных частиц или точнее — о поверхность водных пленок, адсорбированных на почвенных частицах. На преодоление трения расходуется часть напорного градиента (h) и тем в большей мере, чем длиннее путь фильтрации (l). Ставя опыты в лабораторных условиях

с гомогенным по крупности зерен песком, Дарси нашел, что, в этих условиях, потеря напора воды на единицу пути фильтрующей колонны величина постоянная. Эту закономерность наглядно можно иллюстрировать, определяя скорость фильтрации на приборе Тимма (рис. 39).

Располагая этой закономерностью, Дарси сформулировал «основной закон линейной скорости фильтрации воды», по которому:

$$v = K \cdot I, \qquad (11)$$

где v — средняя скорость фильтрации; K — коэффициент фильтрации, постоянный для данного грунта и его состояния; I — гидравлический градиент или пьезометрический уклон:

$$I = \frac{h}{l}, \qquad (12)$$

где h — разность уровней воды в начале и в конце пути фильтрации в *см*; l — длина пути фильтрации в *см* (рис. 40).

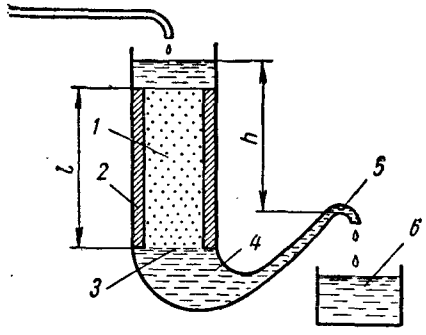


Рис. 40. Схема прибора для определения коэффициента фильтрации (по А. А. Черкасову):

l — длина пути фильтрации в *см*; h — разность уровней воды в начале и в конце пути фильтрации в *см*; *1* — монолит почвы; *2* — смола; *3* — сетка; *4*, *5* — кожух с отводной гибкой трубкой; *6* — водоприемник

Так как h и l имеют линейное выражение, то I — величина отвлеченная и K в формуле (11) должен иметь размерность, аналогичную скорости v.

Если I равен единице, то $v = K$, т. е. коэффициент фильтрации есть скорость при уклоне 1.

Закон Дарси можно выразить и иначе:

$$Q = KT \cdot \omega \frac{h}{l}, \qquad (13)$$

где Q — расход потока в *см*^{3}; ω — площадь поперечного сечения фильтрующей колонны в *см*^{2}; T — время фильтрации в *сек* или *мин*; h и l — имеют прежнее значение. Согласно вышеприведенным формулам 12 и 13, можем написать:

$$Q = K \cdot \omega \cdot T \cdot I. \qquad (14)$$

Отсюда

$$K = \frac{Q}{\omega T I}; \qquad (15)$$

или K есть расход потока в единицу времени на единицу площади поперечного сечения фильтрующей колонны и на единицу уклона (I).

Говоря о скорости фильтрации, нужно помнить, что v рассчитывается на общую площадь поперечника фильтрующей колонны, в то время как в действительности вода фильтруется лишь через поперечник пор и имеет значительно большую величину продвижения, нежели v. Для учета истинной скорости необходимо знать коэффициент пористости грунта (P). Тогда истинная скорость (u) получит выражение:

$$u = v : P, \qquad (16)$$

где u — истинная скорость; v — скорость фильтрации; P — коэффициент пористости в долях единицы. Следовательно,

$$v_{\text{фильт}} = u \cdot P.$$

Если принять во внимание истинную скорость движения водного потока, претерпят соответствующие изменения формулы расхода потока (Q) и коэффициент фильтрации K. Для единицы времени они получат выражение:

$$Q = K_0 \omega \cdot P \cdot I \qquad (17)$$

и

$$K_0 = \frac{Q}{\omega \cdot P \cdot I}, \qquad (18)$$

где K_0 — некоторый коэффициент истинной скорости фильтрации; P — коэффициент пористости в долях единицы. Остальные выражения прежние.

Приведенные различия в понимании скоростей $v_{\text{фильт}}$ и u и коэффициентов (K и K_0) необходимо учитывать. В опытах при определении фильтрации на лабораторных приборах методом трубок, малых заливаемых площадей, при откачках и пр. мы получаем v и K, а при определении скоростей водного потока методом индикаторов (включая метод Слихтера) — u и K_0.

Зависимость скорости фильтрации от температуры и давления. В практике почвоведения приходится работать в поле с водой и ставить эксперименты в пределах температур воды от 0 до 50° С. Как известно, с понижением температуры возрастает вязкость воды (η) и свыше 4° С уменьшается ее плотность.

Согласно опытам Пуазейля (Poiseuille, 1842) зависимость коэффициента вязкости от температуры выражается формулой

$$\eta_t = \frac{\eta_0}{1 + at + bt^2}, \qquad (19)$$

где η_t — искомая вязкость воды при температуре t° С; η_0 — вязкость воды при t 0° С; a и b — эмпирические коэффициенты.

Подставляя в формулу 19 значения η_0, a и b получим

$$\eta_t = \frac{0{,}01779P}{1 + 0{,}03368t + 0{,}000221t^2}, \quad \text{где } P \text{ — пуаз} = 1 \text{ г/см} \cdot \text{сек}. \qquad (20)$$

В табл. 5 приведены величины вязкости воды, рассчитанные по приведенной формуле.

Таблица 5

Вязкость воды (η) в 10^{-5} *пз* и плотность воды в *г/см*³

Температура в °С	Вязкость η 10^{-5} *пз*	Плотность в *г/см*³
0	1792	0,99987
1	1731	0,99993
2	1673	0,99997
3	1619	0,99999
4	1567	1,00000
5	1519	0,99999
10	1308	0,99973
15	1140	0,99913
20	1005	0,99823
25	894	0,99707
30	801	0,99567
35	723	0,99406
40	656	0,99224
45	599	0,99025
50	549	0,98807

Скорость фильтрации обратно пропорциональна вязкости.

Решая вопрос о скорости движения воды в капиллярных трубках, Пуазейль предложил поправочный коэффициент на быстроту протекания воды в капилляре в зависимости от температуры:

$$K_t = K_0(1 + 0{,}03368t + 0{,}000221t^2). \qquad (21)$$

Формула Пуазейля была подтверждена Зеельгеймом (Zeelheim) и А. Хазеном (A. Hazen), которые применили ее к пористым грунтам. Несколько упрощая формулу Пуазейля и принимая температурный коэффициент при 10° С за единицу, Хазен предложил следующую формулу для вычисления температурного поправочного коэффициента:

$$\tau = 0{,}7 + 0{,}03\,T^\circ\,\text{C}, \qquad (22)$$

где τ — поправочный температурный коэффициент, T — температура в ° С.

Вводя поправочный температурный коэффициент к величине коэффициента фильтрации, найденного по формуле Дарси, получим:

$$K_{10} = \frac{K_t}{0{,}7 + 0{,}03t}, \qquad (23)$$

где K_0 — коэффициент фильтрации, приведенный к температуре 10° С; K_t — коэффициент фильтрации, найденный в опыте при температуре воды t° С.

Из температурной поправки Хазена следует, что изменение температуры воды в опыте на каждый градус влечет за собой изменение величины коэффициента фильтрации на 3% от его величины при 10° С.

Влияние давления на вязкость воды, а следовательно, и на скорость передвижения ее в почво-грунтах в зависимости от вязкости оказывается незначительным. Объясняется это малой сжимаемостью воды под давлением и аномалией, которая отмечена для вязкости воды в различных интервалах температур. Так, в отличие от других жидкостей, вязкость воды под возрастающим давлением в интервале положительных температур до 32° С понижается, а свыше 32° С — повышается. О влиянии давления на скорость движения водного потока в грунтах известный гидравлик Н. Н. Павловский пишет: «При тех давлениях, которые мы имеем обычно в гидротехнике (не более, скажем, 10 *атм*) и при средней температуре около 10° С, коэффициент вязкости для воды с увеличением давления понижается не более, чем на 0,1%. Хотя прямых опытов для грунтовых вод в этом отношении не было, но сказанного достаточно, чтобы совершенно пренебречь влиянием давления»[1].

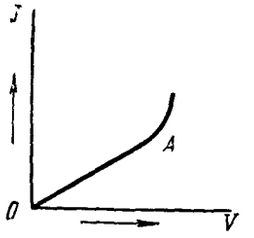


Рис. 41. Зависимость скорости фильтрации (v) от пьезометрического уклона (I) (схема)

Условия применимости закона Дарси. Закон Дарси выведен на основе экспериментов с однородным песком, характеризующимся выравненной крупностью зерен. В толще такого песка отмечается ламинарное движение воды и линейная зависимость между скоростью потока (v) и уклоном (J). По данным многочисленных исследований с песками закон Дарси выдерживается строго для гомогенных песков с крупностью зерен примерно от 0,05 до 1 *мм*. При дальнейшем укрупнении песка скорость фильтрации возрастает, параллельность струек воды нарушается, ламинарное движение переходит в турбулентное, к которому закон Дарси неприменим. Графически это показано на рис. 41.

Участок прямолинейной зависимости скорости фильтрации от уклона (OA) указывает на предел приложимости закона Дарси. При дальнейшем росте уклона эта зависимость нарушается. Скорость, при которой ламинарное движение воды переходит в турбулентное, носит название *критической скорости*. Н. Н. Павловский отмечает, что для песка с эффективным диаметром зерен 0,9 *мм* критическая скорость равна 6 *мм/сек*. Это соответствует градиенту 1,6.

[1] Н. Н. Павловский. Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями. Петроград, 1923, стр. 55, 56.

Терцаги опытным путем доказал приложимость закона Дарси к тяжелым грунтам при условии малых скоростей фильтрации [1]. Это особенно относится к чашам водоемов, в которых грунт предельно набухший и обесструктуренный.

Зависимость водопроницаемости почв и грунтов от механического их состава. Для бесструктурных почв и грунтов отмечается высокая прямая корреляция между механическим составом и водопроницаемостью: чем легче порода, тем более она водопроницаема. На этой основе был предложен ряд формул для расчета коэффициента фильтрации почв и грунтов по данным механического состава и пористости (формулы Люгера, Хазена, Слихтера, Крюгера и др.). В общем виде формулы выглядят так:

$$K = f(\eta P d), \qquad (24)$$

где K — коэффициент фильтрации; f — функция; η — вязкость жидкости при данной температуре; P — порозность почвы или грунта в долях единицы; d — эффективный диаметр частиц (он чаще берется в квадрате).

Для примера ниже приводится формула Слихтера [2]:

$$K = A d_e^2 m \frac{1}{\eta}, \qquad (25)$$

где K — коэффициент фильтрации; d_e^2 — эффективный диаметр зерен в *мм*; A — числовой коэффициент, изменяющийся в зависимости от принятых единиц измерения (для K в *м/сут* $A = 88{,}3$); m — числовой коэффициент, зависящий от пористости (табл. 6); η — коэффициент вязкости воды по Пуазейлю (см. табл. 5).

Таблица 6

Числовой коэффициент (m) в зависимости от пористости песка

Пористость P	Числовой коэффициент m	Пористость P	Числовой коэффициент m
0,26	0,01187	0,37	0,03808
0,27	0,01350	0,38	0,04154
0,28	0,01517	0,39	0,04524
0,29	0,01694	0,40	0,04922
0,30	0,01905	0,41	0,05339
0,31	0,02122	0,42	0,05789
0,32	0,02356	0,43	0,06267
0,33	0,02601	0,44	0,06776
0,34	0,02878	0,45	0,07295
0,35	0,03163	0,46	0,07838
0,36	0,03473	0,47	0,08455

[1] Terzahi Dr. Jng. Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Leipzig und Wien, 1925.

[2] Г. Слихтер. Подземные воды. СПб., 1912.

Практика показала, что на однородных песках коэффициенты фильтрации, рассчитанные по формуле Слихтера и др., довольно близко соответствуют величинам K, полученным экспериментально. Расчетные формулы в применении к породам тяжелого механического состава, всегда обладающих микроструктурой,

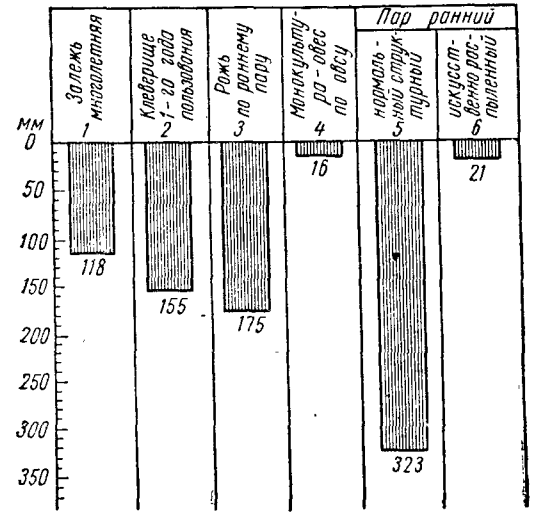


Рис. 42. Водопроницаемость пахотного слоя дерново-подзолистой тяжелосуглинистой песчано-пылеватой почвы под разными угодьями в *мм/ч*; H — на поверхности почвы = 5 *см*; $T = 10°$ С. Собакино-опытное, Московская обл. (определение от 10—12/VII—1925 г.)

а иногда и макроструктурой, дают самые превратные результаты. Так, Ф. П. Саваренский на почвах Муганьской степи экспериментально нашел, что K равно 0,0200 *см/сек*, а произведя расчет по формуле на основе механического анализа, получил K, равный 0,0003 *см/сек*. Это дало ему право сделать заключение, что «определение коэффициента водопроницаемости по механическому составу для глинистых и суглинистых грунтов является несостоятельным» [1].

Регулирование водопроницаемости почв в сторону плюса и минуса. Водопроницаемость — одно из самых динамичных свойств почвы. Достаточно, например, сырую почву пригладить

[1] Ф. П. Саваренский. Гидрогеологический очерк Муганской степи. Тифлис, 1931.

Ф. П. Саваренский. Механический состав как показатель водопроницаемости и зависимость его от дисперсных свойств грунтов. Материалы опытно-строительных работ на Мугани. Баку, 1929.

ладонью, чтобы изменить водопроницаемость в несколько раз. Столь высокая динамичность водопроницаемости позволяет искусственно регулировать это свойство в широких пределах в сторону плюса и минуса. Иллюстрируем это на примере дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы (рис. 42).

Как видно из данных рисунка, одна и та же почва в один и тот же день, в зависимости от степени ее окультуренности и угодья, показывает водопроницаемость от отличной (колонки *1, 2, 3, 5*) до неудовлетворительной (колонки *4, 6*). Чем более структурна почва (в агрономическом понимании), тем выше водопроницаемость и тем более она выровнена по площади поля. Высокой водопроницаемостью обладают в сухом состоянии и сильно трещиноватые почвы (например, солонцы), но водопроницаемость их носит резко выраженный турбулентный характер и оценивается как отрицательная. В табл. 7 приводится оценка водопроницаемости почв тяжелого механического состава.

Таблица 7

Оценка водопроницаемости почв тяжелого механического состава при *H* на поверхности почвы 5 *см* и *T* воды = 10° С

Водопроницаемость в *мм* водного столба в 1-й *ч* впитывания	Оценка	Примечание
Свыше 1000	Провальная	Качественно водопроницаемость будет тем лучше, чем более она однородна на поверхности поля и чем более постоянна во времени. На неорошаемых участках непрерывные наблюдения нужно проводить не менее 3 *ч*, на орошаемых — не менее 6 *ч*. В первом случае учитывается возможная длительность интенсивного дождя, во втором — средняя длительность подачи воды на поле при поливе
1000—500	Излишне высокая	
500—100 выровненная по всей площади	Наилучшая	
100—70	Хорошая	
70—30	Удовлетворительная	
<30	Неудовлетворительная	

Водопроницаемость малоструктурных глинистых почв заметно улучшается от внесения органических удобрений, при искусственном песковании их, при введении в севооборот многолетних трав — бобовых и злаковых, при дренаже избыточно увлажненных почв, при культурной их обработке плугом с предплужником.

Излишне высокую водопроницаемость песчаных почв можно снизить глинованием их. В большинстве случаев на полях приходится заботиться об улучшении водопроницаемости почвы. Хорошая водопроницаемость почв исключает поверхностный сток вод, обеспечивает лучшее их впитывание в глубокий профиль почвы.

В некоторых случаях требуется подавить водопроницаемость почвы до возможного минимума, например в чашах водоемов, в плотинах, в крупных оросительных каналах. Чем меньше в этих случаях будет водопроницаемость почвы или грунта, тем ниже будут непроизводительные потери воды из водохранилищ, каналов, наливных колодцев и пр.

Для борьбы с инфильтрацией воды в качестве одежды на плотинах и каналах используются асфальт, бетон, битум и другие строительные материалы. Не касаясь этой стороны дела, отметим лишь некоторые пути снижения, а иногда и полного снятия фильтрационной способности почвы путем направленного изменения ее свойств.

Любые методы обесструктуривания почв резко уменьшают их водопроницаемость (см., например, рис. 42, колонки 4 и 6). Для этой цели применяют трамбовку сырой почвы или грунта в рабочем их состоянии; искусственное осолонцевание почвы (Соколовский, 1941[1]. Качинский, 1945, 1960 и другие); искусственное оглеение грунта; небольшие добавки (5—10% по весу) в незасоленный (лучше — карбонатный) грунт цемента для создания цементно-грунтовой одежды; внесение в почву или грунт гидрофобных веществ (мылонафта и пр.).

А. Ф. Лебедев[2], используя работы Д. П. Крынина о защемленном в почве воздухе и теорию жаменовских цепочек (из физики), впервые на строительстве Беломорского канала создал водонепроницаемые экраны из песка и торфа, чередуя слои из этих материалов мощностью каждый в 30 *см*. Признавая бесспорную заслугу в этом вопросе А. Ф. Лебедева, автор настоящей книги не может полностью согласиться с ним в толковании эффективности слоистых экранов. А. Ф. Лебедев считает (стр. 167), что чередование торфа и песка в экране обусловливает наличие поверхностей раздела двух материалов и соответственно двух сред (вода и воздух), что в свою очередь повышает влагоемкость торфа и тем самым уменьшает его фильтрационную способность.

Повышение влагоемкости торфа или другого материала, лежащего над песком, не может эффективно снизить его фильтрационную способность. Возрастающее в этом случае количество капиллярной «посаженной» воды не уменьшает активной порозности почвы, как это принимает А. Ф. Лебедев, и легко преодолевается гидростатическим давлением гравитационной воды[3].

[1] А. Н. Соколовский. Новый метод борьбы с фильтрацией почв при постройке водоемов и сооружений. 1941.

[2] А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. М. — Л., 1936.

[3] Понятие А. Ф. Лебедева об активной порозности почвы не совпадает с трактовкой этой величины Качинским, Секера, Цункером и др.

Н. А. Качинский предложил устранять фильтрацию воды сквозь почво-грунт созданием тонкослойных, многослойных, резко гетерогенных почвенно-грунтовых экранов. Подобные экраны были построены им как из разных материалов (торф, песок, суглинок), так и из различных горизонтов одной и той же почвы (например, горизонты A_2 и B_2 подзолистой почвы) и даже из одного и того же суглинка при различных методах укладки его в разных прослойках (например, при укладке отдельных слоев, затворенных при разной влажности).

Важно создать в экране, по возможности, резкую — качественно и количественно — смену порозности в отдельных прослойках. Подобный экран из десяти прослоек, толщиной по 1 *см* каждая, практически становится водонепроницаемым, причем он не фильтрует воду и не поднимает ее по капиллярам.

Сущность эффективности тонкослойного, многослойного грунтового экрана как средства борьбы с фильтрацией воды сводится: а) к созданию гетерогенных, четочных капилляров в почве типа жаменовских цепочек; б) к образованию в толще экрана максимального количества прослоек защемленного воздуха; в) к увеличению трения: вода — почво-грунт; г) увеличению вязкости воды за счет наибольшего количества распыленного в ней воздуха; д) к образованию в толще экрана ряда поверхностей раздела вода — воздух на границах отдельных слоев и к увеличению за счет этого капиллярного противодавления потоку фильтрующейся воды.

Теория тонкослойных многослойных экранов была успешно использована при строительстве наливных водоемов в период Великой Отечественной войны [1].

Ниже приводим результаты одного из опытов, проведенных в 1958—1959 гг. сотрудниками кафедры физики и мелиорации почв по сравнительному изучению различных противофильтрационных мероприятий [2].

Опыт проведен на светло-каштановой солонцеватой тяжелосуглинистой почве Волгоградской области на территории совхоза Волгогрэс. Испытывались наливные колодцы с различной противофильтрационной одеждой. В схему опыта входили следующие варианты.

1. Контроль: естественные горизонты почвы без трамбовки.
2. Механическое уплотнение дна и откосов колодца в целях уменьшения активной порозности почвы и придания прочности откосам. В результате трамбовки порозность в слое 15 *см* уменьшалась: в толще откосов с 52, 51, 46 до 32, 36, 38 и в дне колодца с 40, 44 до 36, 35, 39%.
3. Искусственное осолонцевание почвы путем внесения в нее NaCl по емкости поглощения, с заменой Ca^{+2} на Na^{+} (по А. Н. Соколовскому, 1941). Землистый материал взят из невскипающего от кислоты пахотного слоя. Осолонцованный слой мощностью в 5 *см* перекрывался таким же слоем неосолонцованного $A_п$.
4. Искусственное осолонцевание почвы с помощью NaF (Качинский, 1945). Техника осолонцевания, как в варианте 3. Преимущество осолонцевания почвы с использованием NaF по сравнению с NaCl в том, что в результате взаимодействия NaCl с почвой после обменных реакций вместо NaCl появляется другая растворимая соль — $CaCl_2$ (это вызывает обратный ход реакции), в то время как при использовании NaF в результате обменных реакций в почве образуются нерастворимые в воде CaF_2 (плавиковый шпат), а в кислых почвах и криолит (Na_5AlF_6).
5. Слоистый экран (Качинский, 1945), построенный из прослоек местного солонца (B_1), песка и карбонатного грунта. Мощность прослоек 5 *см*.
6. Одежда в 5 *см* толщины из цементо-грунта: 90% по весу гор. С светло-каштановой почвы и 10% портландцемента при тщательном их перемешивании.
7. Одежда из цементо-грунта с содержанием цемента 5%.
8. Цементо-грунт (5%) плюс 2% от веса почвы мылонафта.
9. Кольматация дна и откосов колодца дисперсией, полученной взмучиванием в воде горизонта B_1 солонца.
10. Гидрофобизация почвы (Колясев, 1951, 1953) путем добавления к ней 2% по весу мылонафта плюс 0,05% $FeSO_4 \cdot 7H_2O$.
11. Искусственное оглеение почвы (Хлебников, 1956) путем закладки в грунт на глубину 20 *см* прослойки из сухой соломы (3 *кг* на *м*²). В процессе опыта с помощью платиновых электродов измерялась динамика окислительно-восстановительного потенциала грунта.

Наблюдения за расходом воды из колодцев проводились непрерывно в течение четырех месяцев при напоре воды на дно колодцев 100 *см*.

Схема опытов показана на рис. 43. Расход вод на фильтрацию из опытных колодцев с различной противофильтрационной одеждой в *мм/сут* в среднем за четыре месяца наблюдений ($t = 10°$ C) приводится ниже.

Вариант опыта	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Расход воды	224	20	10	6	9	0	6	5	142	7	19

Как видим, все примененные в опыте методы, кроме кольматажа (*9*), который, по-видимому, по длительности опыта оказался недостаточным, показали весьма положительные результаты по

[1] Н. А. Качинский. Новое в теории о водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранах. «Почвоведение», 1945, № 5—6.

[2] Н. А. Качинский и др. Опыт построения противофильтрационных одежд для каналов и водоемов. Вестник МГУ, серия IV, биология, почвоведение, 1960, № 5.

пресечению фильтрации из колодцев. Даже простое трамбование грунта в рабочем его состоянии понизило коэффициент фильтрации более чем в 10 раз.

Следует, однако, помнить, что описанный опыт охватывает вегетационный период, когда противофильтрационная одежда находилась все время под водой и исключалось просушивание ее и

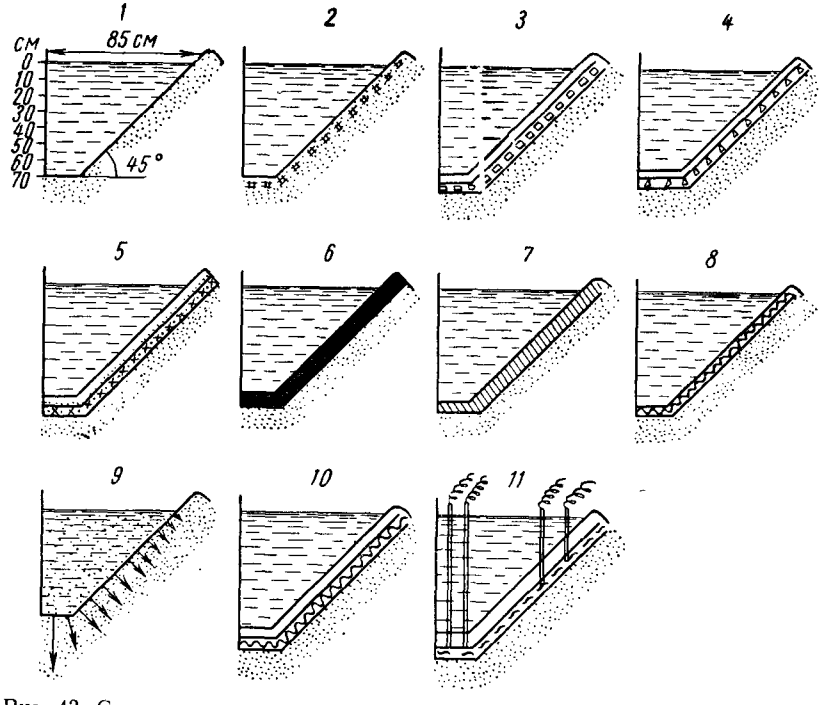


Рис. 43. Схема поперечного сечения через 11 вариантов опытных колодцев с противофильтрационной одеждой (кроме № 1)

промораживание. Просушивания одежды можно избежать и в зимний период, оставляя водоемы и каналы заполненными водой [1]. Однако угроза замерзания воды, особенно в водоемах, остается реальной даже на юге СССР. Замерзание водоема неизбежно повлечет деформацию мягких одежд, о которых здесь идет речь в зоне кромки льда. Поэтому, используя мягкие противофильтрационные одежды в зонах возможного промерзания водоема, всегда нужно предусмотреть ремонт одежды весной.

[1] При малых фильтрациях это не опасно в смысле потерь воды.

ГЛАВА 4

ВОДОУДЕРЖИВАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ, ВЛАГОЕМКОСТЬ И ВОДОВМЕСТИМОСТЬ ПОЧВ

Поступающая в почву вода атмосферных осадков или искусственно поданная при поливах заполняет почвенные поры и более или менее равномерным фронтом продвигается в них в сторону грунтовых вод. В период фильтрации в зоне фильтрации все почвенные поры заполнены водой. После прекращения подачи воды с поверхности часть воды из профиля почвы стечет; это — *гравитационная вода*, передвигающаяся под влиянием силы тяжести. Несколько других форм воды задержатся в почве под влиянием поверхностной ее энергии и капиллярных явлений. В случае глубокого залегания уровня грунтовых вод (свыше 6—7 *м*) в почве задержатся прочносвязанная максимально-гигроскопическая вода, рыхлосвязанная пленочная вода и две формы воды капиллярной — капиллярная подвешенная и капиллярная посаженная (см. рис. 9, 10). В начальный период после стекания воды к названным категориям влаги будет приплюсовываться и некоторое количество гравитационной воды, которая может задержаться в крупных порах (микроводоемчиках), открытых лишь вверх или отшнурованных перешейками (пробками) адсорбированной воды.

При высоком уровне залегания грунтовых вод (меньше 6—7 *м*) после стекания гравитационной воды в нижней части профиля почвы над уровнем грунтовых вод задержится еще одна форма капиллярной влаги — вода капиллярная подпертая.

Способность почвы удерживать в себе воду при условиях свободного ее оттока называется *водоудерживающей ее способностью*, а количество воды, которое при тех же условиях удерживает почва, характеризует ее *влагоемкость*. Влагоемкость выражают в процентах веса сухой почвы, в процентах объема почвы: для этого весовой процент нужно помножить на числовое значение удельного веса скелета почвы в *мм* водного столба [1].

[1] Пример расчета: $A_{пах}=20$ *см*; $d=1{,}2$; $w_{общ}=30\%$ весовых. Воды в пахотном слое в *мм* водного столба $=\frac{20\cdot 12\cdot 30\cdot 10}{10\cdot 100}=72$ *мм*.

Водоудерживающая способность и влагоемкость почвы — одни из обязательных характеристик почвенного плодородия. Лишь благодаря этому свойству почва может накапливать в себе и длительно сохранять водные запасы, без которых никакая жизнь в почве невозможна. Поэтому естествен тот огромный интерес, какой многочисленные исследователи проявляли к природе этого свойства и к методам его определения: Шюблер (1838), Шумахер (1864), Майер (1874), Вольни (1884), Богданов (1889), Кинг (1898), Коссович (1904—1916), Копецкий (1914), Митчерлих (1923), Качинский (1923, 1930, 1934, 1947, 1954, 1962, 1967), Цункер (1930), Маклафлин, Бланей и Тейлор (1932), Гейнс (1932), Лебедев (1936), Долгов (1948), Роде (1952, 1956, 1960, 1965, 1966), Мельникова (1954), Федоровский (1962), Ревут (1964) и др. Однако несмотря на повышенный интерес к влагоемкости почвы, до сих пор нет единства мнений ни о природе этого свойства, ни о конкретных величинах влагоемкости, ни о методах определения ее, нет единства в терминологии.

Так, Шюблер под водоудерживающей силой земли понимал «ее свойство задерживать в промежутках большее или меньшее количество воды без того, чтобы она каплеобразно опять вытекала». Он описывает различные водные свойства почв и, на основе своих определений, приводит таблицу водоудерживающих сил различных почв [1].

По Шумахеру «водоудерживающей силой» или «капиллярностью насыщения» называется «свойство почвы или земли прочно удерживать капиллярную воду» [2]. Шумахер, как и Шюблер, определял водоудерживающую силу почвы в насыпных образцах почв малого размера.

Майер впервые провел определение влагоемкости почвы, помещенной в высокую двучленную трубку — 75+25 *см*. Почвы избыточно увлажнялись водой сверху. После стекания гравитационной воды из почвенной колонны за влагоемкость почвы принималась влажность ее в верхнем слое (0—25 *см* от поверхности). Под влагоемкостью Майер понимал «то минимальное количество влаги, которое прочно удерживается почвой при всех условиях после стекания избытка воды» [3]. Влагоемкость, соответствующую данным условиям удержания влаги почвой, он назвал «абсолютной» или «наименьшей» влагоемкостью почвы.

Наибольшая, относительная и наименьшая влагоемкость почвы по Кингу и Коссовичу. Совершенствуя постепенно методику

[1] G. Schübler. Grundsätze der Agrikulturchemie. B. 11, Leipzig, 1838.
[2] W. Schumacher. Die Physik des Bodens. Berlin, 1864.
[3] A. Mayer. Über das Verhalten erdartiger Gemische gegen das Wasser. Landw. Jahrbücher, Bd. 3, S. 753.

Майера, опыты по определению влагоемкости продолжали Вольни [1], Кинг [2], Коссович [3].

В опытах Кинга колонны песка брались высотой около 3 *м* (10 футов) [4] с поперечником 15 *см*. Трубы были разъемные: нижняя секция высотой 0—15 *см*, все остальные по 75 *см*. Каждая колонна составлялась из однородного песка. После сквозного промачивания колонн сверху вода стекала из них 111 дней при полном отсутствии испарения с поверхности. Результаты опыта представлены в табл. 8 [5].

Таблица 8

Распределение воды в песчаных колоннах после установившегося равновесия в % на сухой песок

(по Кингу) *

Порядок слоев сверху вниз	Глубина залегания слоев в колоннах в *см*	Приблизительная крупность песчаных зерен *d* в *мм*				
		0,47	0,18	0,15	0,11	0,08
I	0—75	2,16	2,45	2,58	3,06	**3,54**
II	75—150	2,41	2,71	2,95	**3,71**	5,68
III	150—225	**2,73**	**2,95**	3,20	**5,46**	**11,19**
IV	225—300	**7,77**	**11,56**	**14,32**	18,05	19,06
V	285—300	17,03	20,18	20,02	20,70	20,69

* Следует учесть, что, используя материалы Кинга, Коссович допустил ошибку в пересчете дюймов на сантиметры в 10 раз. Диаметр зерен песка по Кингу, приведенный в табл. 1 на стр. 17 в книге Коссовича «Краткий курс общего почвоведения», выражен не в *мм*, а в *см*.

Опыт Г. Н. Боча в лаборатории Коссовича был проведен с фракцией песка диаметром от 0,25 до 0,5 *мм*. Высота колонны 1,3 *м*. Труба составлялась из звеньев по 5 *см* каждое. Колонну с песком увлажняли сверху до сквозного промачивания, затем защитив от испарения, оставляли ее в покое до тех пор, пока вода не приходила в возможное равновесие. Результаты опыта Боча приведены в табл. 9.

[1] E. Wollny. Untersuchungen über die Wasserkapazität und das Verdunstungsvermögen verschiedener Streumaterialien. Forschungen auf dem Gebiete der Agrikultur-Physik, Bd. VII, 1884.
[2] F. H. King. «Principles and conditions of the movements of ground water». U. S. geol. Survey, 19 th Ann. Rept., Pt. 2, 59—300, 1898.
[3] П. С. Коссович. Водные свойства почв. Журнал опытной агрономии, т. 5, кн. 2, стр. 201—231 и кн. 3, стр. 329—364. СПб., 1904; П. С. Коссович. Краткий курс общего почвоведения. Петроград, 1916, стр. 229—234.
[4] 1 *фут*=30,48 *см*.
[5] Ф. Г. Кинг. Почва, ее природа, свойства и основные приемы воздействия на почву. Пер. с английского. СПб., изд. журнала «Хозяин», 1903, стр. 116—117.

Таблица 9

Распределение воды в однородной песчаной колонне после сквозного промачивания и установления равновесия в % на сухой песок

Глубина залегания слоя в *см*	Влажность песка в %	Глубина залегания слоя в *см*	Влажность песка в %
0—5	1,9	60—65	7,7
5—10	2,6	65—70	8,9
10—15	2,9	70—75	9,7
15—20	2,6	75—80	11,9
25—30	2,8	80—85	13,1
30—35	3,2	85—90	14,9
35—40	3,3	90—95	15,7
40—45	3,2	95—100	15,3
45—50	3,8	100—105	15,1
50—55	4,9	105—110	14,7
55—60	5,9	110—115	16,1
		115—120	17,0

Анализируя данные табл. 8 и 9, Коссович выделил в каждой колонне по степени увлажнения песка три зоны.

1. Самая глубокая зона, граничащая с поверхностью капиллярного раздела — песок-воздух или с поверхностью грунтовой воды, отличается наибольшей влажностью. В случае тонкозернистых песков, а тем более тяжелых по механическому составу пород с сильно выраженной капиллярностью все поры в этой зоне заполняются водой. Коссович эту зону называет зоной *«наибольшей влагоемкости почвы»*.

2. По мере удаления слоев песка от грунтовой воды все меньшее количество капилляров в них заполнено водой. Влажность песка прогрессивно падает. По Коссовичу, это зона *относительной или капиллярной влагоемкости»*.

3. Наконец, на значительном удалении от зеркала грунтовой воды выявляется третья зона, где влажность песка приблизительно постоянна. Это зона *«наименьшей или пленчатой влагоемкости почвы»*, до которой не достигает капиллярная вода, находящаяся в непосредственной связи с грунтовой водой нижних почвенных слоев; величина ее не зависит от высоты положения почвенного слоя. Напротив, она одинакова на различных высотах. Влажность почвы, соответствующая ее *наименьшей влагоемкости*, не способна передвигаться в почве»[1].

[1] П. С. Коссович. Краткий курс общего почвоведения. Петроград, 1916, стр. 230.

На основании данных опыта Боча Коссович выделил названные выше зоны на глубинах 120—110 *см*, 110—30 *см*, 30 *см* и выше.

В опытах Кинга три зоны меняют свое положение в зависимости от крупности песка: чем тоньше по механическому составу песок, тем на большей высоте отмечается переход одной зоны в другую и тем выше в процентном отношении каждая из влагоемкостей.

Схема Кинга, Боча, Коссовича с высокими песчаными колоннами в различных вариантах не раз проверялась многими исследователями (А. Ф. Лебедевым[1], С. И. Долговым[2] и др.), и если говорить о гомогенных по строению колоннах песка, то распределение влаги в них на разных высотах от поверхности раздела (низ колонны) песок — воздух (вода — воздух) близко к истине. Подобные эксперименты необходимы для понимания и расшифровки многих закономерностей водных свойств почвы. Однако Коссович делает ошибку, когда схему о трех зонах смачиваемости, найденную в лабораторных условиях с гомогенными по строению колоннами песка, переносит на природные почвы.

В природе даже почвы, сформированные во всем профиле на одной и той же материнской породе, имеют гетерогенное строение в отдельных генетических горизонтах. Это особенно четко выявляется в почвах, где сильно развиты элювиальные и иллювиальные процессы. Например, в почвах подзолистых, дерново-подзолистых, в солонцах, в солодях (см. табл. 10). Так, в дерново-подзолистых почвах под смешанным лесом влагоемкость перегнойно-аккумулятивного горизонта (A_1) в два-три раза выше, нежели влагоемкость той же почвы в иллювиальном подгоризонте B_2. Но даже в почвах, где отсутствует передвижение по профилю алюмо-ферро-силикатной части почв, например в черноземах, мощных, тучных, обыкновенных, влагоемкость верхних горизонтов всегда выше, чем нижних. Это обусловлено большим содержанием в них гумуса, лучшей оструктуренностью горизонтов, более высокой порозностью. Сложное сочетание в приповерхностных горизонтах макро- и микроструктуры почвы, червоточин, дендрин, живых и мертвых корней, трещин исключает возможность сохранения в поверхностных горизонтах почвы после сквозного промачивания и стекания гравитационной воды лишь воды пленочной, с которой связывает понятие наименьшей влагоемкости Коссович. В случае защиты поверхности почвы от испарения воды здесь длительно сохранится сумма различных форм воды: кристаллизационной, адсорбированной прочно свя-

[1] А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. Изд-во АН СССР, 1936. Лебедев «наименьшую влагоемкость» Коссовича называет «максимальной смачиваемостью песка» или его «максимальной молекулярной влагоемкостью».

[2] С. И. Долгов. *Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений*. Изд-во АН СССР, 1948.

занной, адсорбированной рыхло связанной (пленочной), капиллярной и даже, как отмечалось выше, частично воды гравитационной. А так как ходы землероев, червоточины, дендрины, трещины присутствуют и в глубоких горизонтах почвы, то и здесь исключена фаза ее увлажнения, при которой сохранялась бы в почве только пленочная вода. Ведь каждая из названных крупных пустот в почве обусловит поверхность раздела: почва — вода — воздух, а значит, и образование подвешенной и посаженной капиллярной воды.

Схема водного равновесия в высоких почвенных колоннах Кинга, Коссовича, Лебедева в природных условиях может в большей или меньшей приближенности наблюдаться над уровнем грунтовых вод в глубоких (>7—10 *м*) грунтах при однородном их механическом составе и строении. В приповерхностных горизонтах после сквозного промачивания почвы и свободного оттока гравитационной воды может наблюдаться двоякая картина.

1. Верхний промоченный слой не смыкается с зоной капиллярного поднятия воды от уровня верховодки или грунтовых вод (с капиллярной каймой). В этом случае влагоемкость почвы будет постепенно уменьшаться к низу, причем нижняя зона смоченности по границе с просушенным слоем примерно на протяжении 20—30 *см* будет иметь влажность ниже возможной влагоемкости. Более выравненная картина в распределении влагоемкости в этом случае отмечается в глубоком профиле смоченности легких почв.

2. Верхний промоченный слой смыкается с капиллярной каймой или достигает водоупора. В этом случае в смоченном слое почвы будет наблюдаться два максимума влажности, а значит, и два максимума влагоемкости: первый у поверхности почвы, соответствующий воде капиллярной подвешенной; второй — над уровнем грунтовых вод или верховодки, соответствующий воде капиллярной подпертой.

В грунтах слоистых и в первом и во втором случае картина равновесного состояния влаги значительно осложняется. Пример распределения влаги в слоистых грунтах будет разобран в конце настоящего раздела о влагоемкости почвы.

Копецкий, а вслед за ним и многие другие исследователи также пользовались понятиями о наибольшей, относительной и наименьшей влагоемкостях [1]. Копецкий для определения этих величин использовал свой бур [2]. С помощью бура во внутренний

[1] Josef Kopezky. Die physikalischen Eigenschaften des Bodens. «Internationale Mitteilungen für Bodenkunde». Band IV, Heft 2/3, 1914, s. 138—180.

См. также О. О. Дворжак. «Труды Анненковской сельскохозяйственной опытной станции» за 1914, 1915 годы. Симбирск.

[2] Н. А. Качинский. О почвенных бурах для взятия образцов с ненарушенной структурой. «Почвоведение», 1925, № 4.

Н. А. Качинский. «Физика почвы», часть I. «Высшая школа», 1965.

вкладной цилиндр отбираются образцы почвы с «ненарушенной» структурой. Поперечник цилиндра 50,5 *мм*. По высоте он делится на 3 секции: нижняя высотой — 35 *мм*, средняя — 100 *мм* и верхняя — 35 *мм*. Почва в цилиндре насыщается водой по капиллярам снизу до постоянного веса. По достижении такой стадии цилиндр расчленяется ножом на 3 части по высоте: 35 *мм* — низ колонны, 100 *мм* — средина колонны и 35 *мм* — верх колонны. Каждая секция взвешивается в сыром состоянии и после высушивания. Зная тару каждой секции и вес заключенной в них почвы, рассчитывают ее влажность или влагоемкость. Естественно, что больше всего удержит воды в капиллярах нижняя секция почвы; здесь, по Копецкому, будет *влагоемкость наибольшая*. Меньше всего воды будет в верхней секции, здесь — *влагоемкость наименьшая*. И в средней секции она будет характеризоваться промежуточной величиной — *влагоемкостью относительной*. Как будет сказано ниже, терминология Майера, Кинга, Коссовича — Копецкого была воспринята рядом исследователей. Особенно это относится к термину «наименьшая влагоемкость», которым широко пользуются и теперь (Роде, Васильев, Большаков, Абрамова и др.), вкладывая в этот термин понятие, данное ему Майером, Коссовичем, Лебедевым.

Определение влагоемкости почвы в образцах с ненарушенной структурой, отбираемых бурами, надолго вошло в лабораторную почвенную практику. В нашей стране этим методом, несколько варьируя его, пользовались Бараков, Геммерлинг, Дояренко, Дворжак, Некрасов, Качинский, Андрианов и др. На рис. 44 показано серийное определение влагоемкости почвы в образцах с ненарушенной структурой, взятых в стеклянные стаканы с помощью прибора Геммерлинга — Сабанина (см. «Физика почвы», часть I, рис. 32). Стаканы, отграниченные снизу фильтровальной бумагой, вложенной в нержавеющую сетку, устанавливаются в ванну на столик, перекрытый подушкой из фильтровальной бумаги, через которую подается в почву вода.

Насыщение почвы водой ведется до постоянного веса. Зная вес тары, вес тары с сухой и сырой почвой, рассчитывают влагоемкость. Еще раньше на основе тех же данных и объема почвенного образца вычисляют удельный вес скелета почвы или объемный ее вес.

Недостаток всех буровых методов определения влагоемкости почвы обусловлен малыми размерами образцов, поступающих в эксперимент (примерно, от 100 до 1000 *см*^{3}). Такой образец может охарактеризовать лишь один горизонт почвы. Но и в этом случае найденная влагоемкость будет всегда преувеличенной и тем более преувеличенной, чем меньше взят образец для опыта, так как по мере его уменьшения растет удельная поверхность образца, граничащая с атмосферой, где создаются пленки раздела вода — воздух. Кроме того, чем меньше образец, тем бо́льшая

часть его капиллярных пор будет заполняться водой при подаче ее на незначительную высоту от зеркала насыщающей почву воды. То, что влагоемкость почвы, найденная буровым методом, характерна лишь для образцов определенного размера и что она уменьшается по мере увеличения образца, легко продемонстрировать опытом, предложенным А. Ф. Лебедевым.

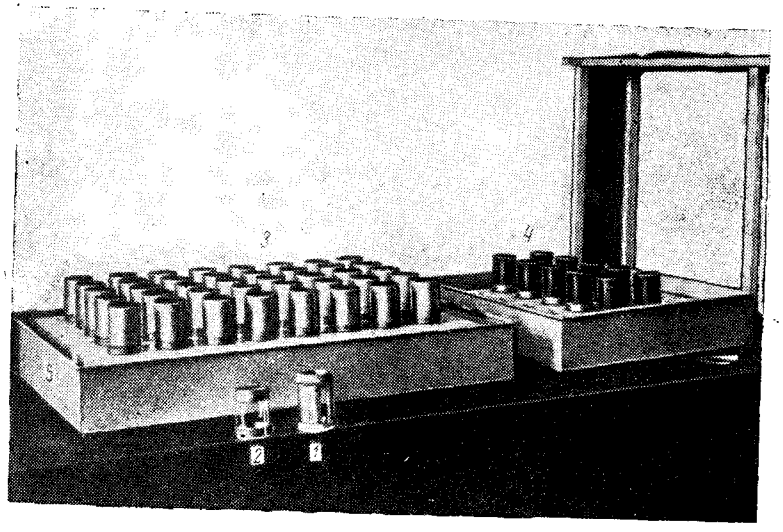


Рис. 44. Определение влагоемкости почвы по методу Геммерлинга — Сабанина:

1 — бур Геммерлинга — Сабанина для взятия образца с ненарушенной структурой; *2* — стеклянный стакан, вкладывающийся внутрь бура и перекрывающийся двумя крышками после взятия образца; *3* — металлические стаканы к буру с почвой в процессе насыщения почвы водой; *4* — стеклянные стаканы с почвой в том же процессе; *5* — ванны со столиками-подушками, из которых подается в почву вода

Два стакана с почвой, изображенные на рис. 44, в вертикальном положении погружают в воду и выдерживают там, пока из воды не перестанут выделяться пузырьки воздуха. Это будет показателем того, что весь объем пор почвы заполнился водой. Стаканы из почвы изымают и держат в подвешенном, строго вертикальном положении до тех пор, пока прекратится капель воды снизу (до полного оттока гравитационной воды). После этого, сохраняя прежнее положение стаканов, один из них осторожно ставят на другой так, чтобы донце верхнего стакана соприкоснулось бы с верхним обрезом почвы нижнего стакана. В этот момент из системы двух стаканов с почвой (а, зримо, из нижнего стакана) стечет добавочная порция воды. Воду потеряет верхний образец почвы; часть крупных капилляров его, которые способны были удерживать воду при наличии пленки раздела почва —

воздух на высоте от 0 до 10 *см*, оказавшись в новой позиции, в удвоенной по величине колонке почвы на высоте 10—20 *см*, не смогут выполнить этой функции. Часть воды, которая при высоте почвенной колонны 0—10 *см* была капиллярной, в колонне 0—20 *см* стала гравитационной и сбросилась.

Поскольку величины влагоемкости почвы, найденные при экспериментах с малыми образцами почвы, взятыми с помощью буров, оказались сильно преувеличенными по сравнению с влагоемкостью почвы в естественном ее залегании, этот метод для производственной характеристики почв в настоящее время не применяется. Если нет возможности определить влагоемкость почвы в поле (что является наиболее надежным), то в лабораторных условиях ее следует определять в монолитных образцах, как это предлагается в методе С. В. Астапова (см. рис. 38). Поперечное сечение монолита нужно брать не менее 15×15 *см*, высоту не менее 100 *см*. Последовательность определений водных свойств почвы монолитным методом такова.

Определение коэффициента впитывания почвы. В смонтированный (по Астапову) монолит сверху при постоянном напоре подается вода с учетом ее температуры. Появление первых капель воды внизу монолита покажет, что процесс впитывания воды в почву закончился и начинается процесс фильтрации. В период впитывания фиксируются: напор воды на поверхности почвы (h); размеры монолита: P — поперечное сечение; L — длина монолита — путь фильтрации; T — время впитывания воды; Q — расход воды в отдельные интервалы времени и общий; t — температура воды.

Определение коэффициента фильтрации. Подачу воды в монолит под постоянным напором продолжают до тех пор, пока расход воды на фильтрацию станет постоянным. Учитывают те же параметры, что и при коэффициенте впитывания. Коэффициенты впитывания и фильтрации рассчитывают по формуле

$$K = \frac{Q}{P \cdot T \cdot I},$$

где I — уклон (см. главу II). Вносится поправка на температуру по Хазену.

Определение водоотдачи почвы. Получив постоянную величину фильтрации воды, прекращают подачу ее с поверхности почвы. Выжидают, пока напорный слой воды полностью впитается в почву (h на поверхности монолита должно быть равно 0). Засекают время, защищают почву от испарения воды и с этого момента отдельно (заново) учитывают фильтрат воды из почвы, регистрируя его во времени. В конечном счете получают интенсивность водоотдачи и величину ее, выраженную в % от общей порозности и от объема почвы. Эта характеристика исключительно важна при решении вопроса о дренировании почв.

Определение влагоемкости почвы. После прекращения водоотдачи монолит переводят в горизонтальное положение; снимают доску с одной из сторон его и берут образцы почвы для определения влажности по горизонтам: влажность в этом случае будет соответствовать влагоемкости почвы. Величина влагоемкости почвы, полученная монолитным методом, обычно на 3—5—7% превосходит влагоемкость почвы, найденную в поле. Особенно искаженные величины получаются в нижних слоях монолита, вследствие неизбежного образования капиллярных пленок раздела по границе почва — воздух, поэтому величины влагоемкости, учтенные для нижних горизонтов монолита на протяжении 30—40 *см* от нижнего его края, следует выбраковывать [1].

О номенклатуре влагоемкости почвы. По вопросу о номенклатуре влагоемкости почвы нет единства мнений. Выше были разъяснены понятия о влагоемкостях наибольшей, относительной и наименьшей, предложенные Майером, Кингом, Копецким и Коссовичем. Из этих трех терминов наиболее часто применяется термин «наименьшая влагоемкость», под которым понимается максимальное количество воды в почве в весовых или объемных процентах (то же, в *мм* водного столба) для определенной толщи почвы, которое она может удержать в себе после длительного дождя или искусственного полива и после стекания из смоченных горизонтов или слоев свободной гравитационной воды. Этим термином пользуются А. А. Роде (1952, 1955, 1960, 1963), М. М. Абрамова (1953), М. К. Мельникова (1954), А. И. Большаков (1961) и др.

Л. П. Розов (1936), С. В. Астапов (1943) эту же характеристику называют *предельной влагоемкостью почвы;* многие авторы называют *капиллярной влагоемкостью.*

Мак Лафлин, Бленей и Тейлор (1932) [2] предложили называть эту «константу» почвы *полевой влагоемкостью.*

Л. А. Ричардс считает, что такие термины, как «полевая влагоемкость» и им подобные, не содержат в себе определенного физического смысла. Даже при защите почвы от испарения воды «полевая влагоемкость» непрерывно уменьшается от высоких степеней влажности (после полива почвы или длительного дождя) до самых низких [3].

Н. А. Качинский (1947) также критикует эти термины, так как ни один из них не выражает физическую сущность характеризуемой «константы» почвы. Напоминаем, что при наименьшей (то же, полевой предельной, капиллярной) влагоемкости почвы в ней содержится, по крайней мере, четыре-пять форм воды. Поэтому, по аналогии с классификацией порозности почвы, Качинский предлагает называть описываемую водную «константу» почвы *общей влагоемкостью.* Так как данная влагоемкость почвы будет иметь разное содержание при увлажнении почвы сверху при глубоком уровне залегания грунтовых вод и при увлажнении снизу при близком залегании к поверхности почвы зеркала грунтовых вод, то нужно различать *«общую влагоемкость, соответствующую воде капиллярной подвешенной»,* и *«общую влагоемкость, соответствующую воде капиллярной подпертой».* Само собою разумеется, что величина второй характеристики будет зависеть от высоты залегания грунтового слоя или почвенного горизонта над зеркалом грунтовых вод или верховодки: при однородных грунтах, чем выше в пределах капиллярной каймы он залегает, тем абсолютная величина «общей влагоемкости почвы», соответствующей воде капиллярной подпертой, будет меньше.

Наконец, необходимо уточнить понятие так называемой *полной влагоемкости* почвы. Со времен исследований Коссовича этим термином обозначается такое состояние увлажнения почвы, когда все поры в ней заполнены водой. В это время в почве содержатся все формы воды: кристаллогидратная, адсорбированная прочно связанная, адсорбированная рыхло связанная, капиллярная вода (хотя капиллярные мениски, за исключением поверхности насыщенного водного слоя, сняты) и вода гравитационная — свободная. При данном состоянии почвы или грунта полная влагоемкость равна по объему общей порозности почвы. В почве эта степень насыщенности водой создается при наличии водоупорных слоев или горизонтов, когда почва затапливается водой, а также в слоях, непосредственно близких к зеркалу подпирающей воды, если в почве отсутствуют крупные некапиллярные поры.

Если почву, затопленную водой, дренировать (например, пробить водоупорный слой), то гравитационная вода из почвы стечет, а все остальные формы воды в ней останутся. Значит, характер удержания воды в почве был разный. Часть ее удерживалась силами, развитыми в самой почве (кристаллизационными, адсорбционными, капиллярными), и эти силы продолжают действовать в почве и после дренирования ее [1]; это водоудерживающая способность почвы, которая определяет различные формы ее влагоемкости. Стекшая гравитационная вода удерживалась не силами почвы, а водоупором в ней. Она может стоять в почве так же, как в стакане или в любом сосуде, пока не пробьют ему дно. Относить и эту форму воды к влагоемкости почвы неверно,

---

[1] Технику работы монолитным методом см. у С. В. Астапова, «Мелиоративное почвоведение». Практикум, М., 1958.

[2] W. W. Mc Langhlin, H. F. Blaney and C. A. Taylor. Soil moisture studies as a means of determining reinfall penetration.

Труды II Международного конгресса почвоведов, 1 комиссия. М., 1932, стр. 168—178.

[3] L. A. Richards. Advances in soil physics. The international society of science. University of Wisconsin. Madison, 1960, pp. 15—23.

[1] За исключением части сил кристаллизационных, которые претерпят бо́льшие или меньшие изменения в связи с вымыванием части солей из почвы.

так как в данном случае почва была пассивна. Поэтому мы предлагаем количество воды с растворенным в ней воздухом, необходимое для заполнения всех почвенных пор и выражаемое в весовых или объемных процентах к почве, называть не полной влагоемкостью почвы, а *водовместимостью* ее. Эта характеристика особенно большое значение имеет для заболоченных дренируемых почв, так как *водоотдача почв* (т. е. сбрасываемые при дренаже воды) равна водовместимости почв минус сумма воды адсорбированной и капиллярной. Чем выше водоотдача почв, тем эффективней будет работать дренаж.

Полевые методы определения общей влагоемкости почвы. Наиболее ценны характеристики влагоемкости почвы, полученные непосредственно в поле в природной и производственной обстановке.

Влагоемкость общая, соответствующая воде капиллярной подпертой. Наиболее простым и надежным методом определения этой величины является метод определения влажности почвы на разных последовательных высотах над уровнем грунтовых вод или верховодки в пределах капиллярной каймы. Величина влажности почвы в этом случае будет равна искомой величине общей влагоемкости, соответствующей воде капиллярной подпертой. Очевидно, и это многократно прослежено, что величина данной характеристики является функцией от высоты залегания горизонта или слоя над зеркалом грунтовых вод или верховодки. В толще однородного грунта она будет прогрессивно уменьшаться по мере удаления горизонта от подпирающего слоя воды. Определение влагоемкости в этом случае сопровождается и другой весьма важной водной характеристикой почвы — *водоподъемной способностью.* Особое значение этого свойства возрастает, если капиллярная кайма достигает корнеобитаемого слоя, а тем более поверхности почвы. В этом случае в засушливых и сухих почвенно-климатических зонах грунтовая вода будет питать почву и возделываемые культуры. Однако если она сильно минерализована, то процесс поднятия такой воды в толщу почвы и последующее испарение ее неизбежно приведут к засолению почвы, к осолончакованию ее.

Высокий уровень стояния грунтовой воды в зонах неустойчивого, а тем более избыточного увлажнения обусловливает заболачивание почв.

Влагоемкость общая, соответствующая воде капиллярной подвешенной. Для определения влагоемкости общей, соответствующей воде капиллярной подвешенной, обвалованная площадка почвы заливается водой с таким расчетом, чтобы полностью насытить почву водой на заданную глубину (1,2 *м* и больше). Немедленно по окончании впитывания воды почва с поверхности покрывается брезентом, клеенкой или мульчей, а поверх их еще травой, соломой или какой-либо другой термоизолирующей покрышкой. Перекрытие должно не меньше, чем на 50 *см* по ширине, превосходить замоченную площадь с каждой стороны.

Выжидается такой срок, за который из смоченного слоя почвы может стечь вниз и в стороны по уклону вся свободно передвигающаяся гравитационная вода. После этого по генетическим горизонтам почвы определяется влажность, которая и будет соответствовать влагоемкости почвы. Образцы для определения влажности с заданных глубин берутся или буром без закладки шурфа, или ножом (стамеской) из стенки разреза, заложенного поперек смоченной площадки так, чтобы лицевая стенка разреза отсекала примерно треть смоченной площадки. При пользовании ножом перед каждым взятием образца стенку разреза зачищают на толщину около 10 *см*, чтобы удалить частично подсохший во время закладки разреза слой. С этой же целью образцы берут не тогда, когда заложен разрез через всю смоченную толщу почвы, а по мере обнажения каждого горизонта или слоя.

Образцы, взятые из разреза, дают более точные результаты, нежели извлеченные буром, так как даже самые лучшие буры при повторном взятии образцов из скважины частично прессуют почву и из почвы с высокой насыщенностью водой, несомненно, отжимают часть влаги.

Срок взятия образцов после полного увлажнения почвы и стекания из нее гравитационной воды дифференцируется в зависимости от водопроницаемости почвы и глубины ее промачивания. Чем выше водопроницаемость почвы, тем короче срок выжидания для определения влагоемкости почвы. Например, на песках, супесях, на хорошо оструктуренных почвах, как красноземы, образцы для определения влагоемкости целесообразно отбирать через сутки и даже раньше. На тяжелых по механическому составу недостаточно оструктуренных почвах этот срок увеличивается до 2—3 *сут*. Это при глубине промачивания почвы до 1—1,5 *м*. При больших глубинах промачивания почвы срок взятия образцов для определения влагоемкости соответственно отдаляется.

В экспедиционной практике определение общей влагоемкости, соответствующей воде капиллярной подвешенной, обычно сочетается с определением водопроницаемости почв методом малых заливаемых площадей (методом квадратов). После окончания определения водопроницаемости почвы в квадраты или продольные рамы несколько раз доверху наливается вода, чтобы возможно глубже промочить почву. После впитывания воды квадраты снимаются. Территория почвы, смоченная из них, перекрывается, как было отмечено выше, для предохранения от испарения воды. По прошествии срока, необходимого для стекания гравитационной воды, одна треть по поперечнику смоченной территории освобождается от перекрытия и закладывается разрез через зону всех рам так, чтобы смоченный профиль стал его лицевой сторо-

ной. По центру расположения каждого квадрата через весь смоченный профиль сверху вниз отбираются образцы для определения влажности почвы, которая приравнивается к величине влагоемкости. Выбраковываются лишь величины влажности с двух-трех глубин по границе с сухой почвой, так как здесь влажность всегда несколько меньше влагоемкости (рис. 45, 46).

Как следует из данных рис. 45, под каждой рамой отмечены примерно одинаковые величины общей влагоемкости почвы, которые к низу по профилю постепенно уменьшаются от 31, 32, 36%

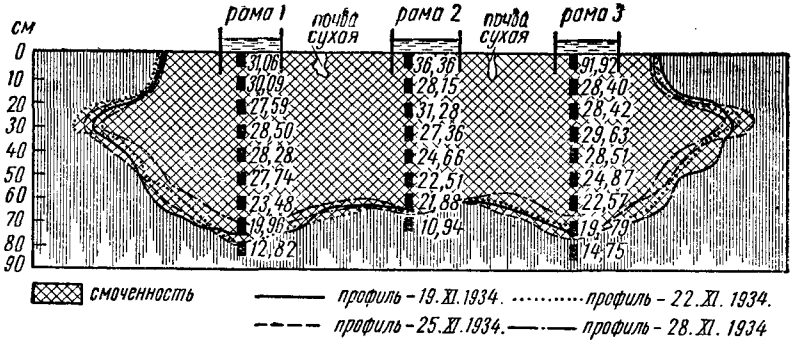


Рис. 45. Профиль смоченности почвы и общая ее влагоемкость в % веса сухой почвы. Буро-серая слабосолонцеватая тяжелосуглинистая почва на делювии. Целина. Степь Богаз, Азербайджанская ССР. Полив произведен 10/XI—1934 г. в течение 7 *ч*. Площадь впитывания воды в каждой раме 2000 *см*². Впиталось воды: *1* — рама 785,5 *мм*; *2* — рама 648,9 *мм*; *3* — рама 755,5 *мм*. Срок взятия образцов на влагоемкость — 12/XI. Контуры смоченности зарисованы 12/XI, 22/XI, 25/XI, 28/XI

до 20—22%. Резкий градиент влажности отмечается по границе смоченности: на протяжении 10 *см* вниз по профилю почвы влажность падает с 20—22% до 11—15%.

Более выравненное распределение общей влагоемкости, соответствующее воде капиллярной подвешенной, отмечается в легких слабогумифицированных почвах (рис. 46). Так в светло-бурой легко-суглинистой почве влагоемкость в толще свыше 2 *м* удерживается в пределах 7—10%. Лишь в солонцеватом горизонте В, где почва в силу иллювиальности приобретает более утяжеленный легкосуглинистый состав (глубина 10—48 *см*), влагоемкость повышается до 13—18%.

В почвах, где сильно развит иллювиальный горизонт или отмечена слабо проницаемая подпочва, на некоторой глубине при поливе создается временная верховодка. В этом случае временно в профиле почвы сочетаются две формы капиллярной воды — капиллярная подвешенная у поверхности почвы и капиллярная подпертая над водоупорным горизонтом. Общая влагоемкость

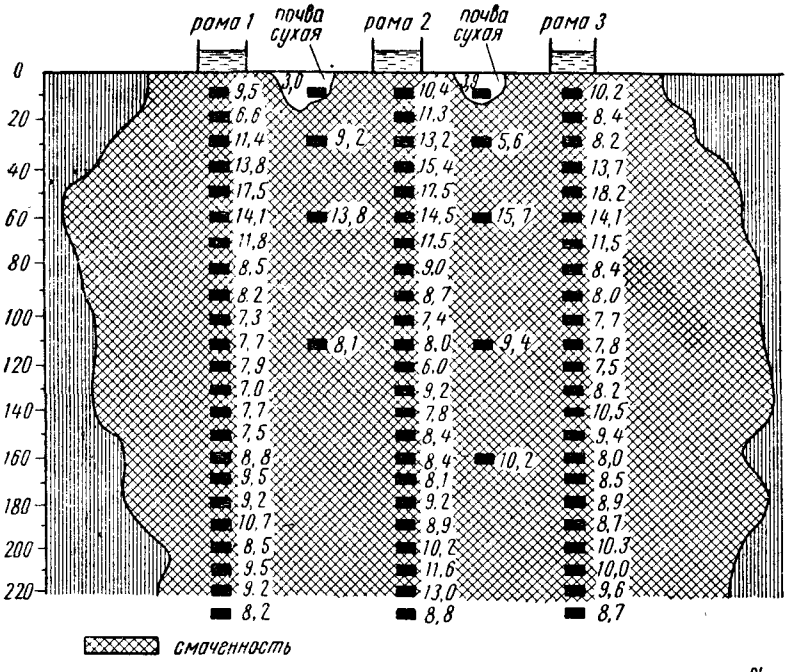


Рис. 46. Профиль смоченности почвы и ее общая влагоемкость в % веса сухой почвы. Светло-бурая солонцеватая супесчаная почва. Степь Богаз, Азербайджанская ССР. Полив произведен 25/X—1934 г. в течение 7 *ч*. Площадь впитывания воды в каждой раме 2000 *см*². Воды впиталось: *1* — рама 3455 *мм*, *2* — рама 3541 *мм*, *3* — рама 3262,5 *мм*. Срок взятия образцов для определения влагоемкости и зарисовка профиля смоченности — 27.X—1934 г.

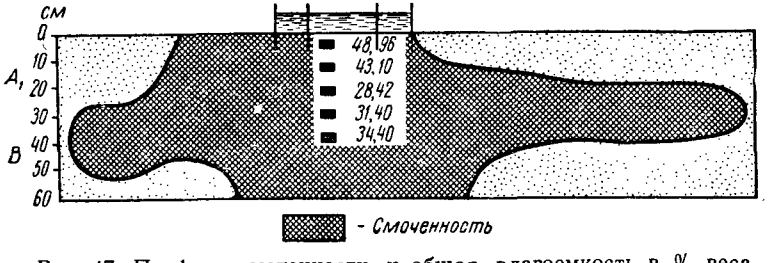


Рис. 47. Профиль смоченности и общая влагоемкость в % веса сухой почвы (с поверхности). Лес широколиственный, Азербайджанская ССР, Талыш. Желтозем маломощный легкоглинистый, сформированный на делювии (A_1 и B_1), подстилаемый элювием песчаных и глинистых сланцев. Полив производился в течение 2 *ч*. Расход воды — 379 *л*. Срок взятия образцов на влагоемкость 3.IX—1951 г.

почвы в смоченном профиле варьирует в широких пределах и обычно имеет два максимума: первый у поверхности почвы; второй — над водоупорным горизонтом. Пример такого профиля влагоемкости представлен на рис. 47.

Для выяснения срока, через который следует после полива почвы брать образцы ее для определения влагоемкости, автор через различные интервалы времени делал повторные зарисовки контура смоченности почвы и его влажности. Опыт осуществлялся так. После закладки разреза через смоченный профиль почвы и взятия образцов для определения влагоемкости зарисовывался контур смоченности. Немедленно после этого шурф закрывался, причем каждый горизонт укладывался на свое место. Смоченная площадка тщательно перекрывалась для предотвращения испарения воды с поверхности почвы. Через заданные интервалы времени (3—4 *сут*) разрез открывался вновь, как было описано выше. Смоченная стенка зачищалась. Из нее снова брали образцы для определения влажности и повторно зарисовывался контур смоченности. Так делалось 4 раза на протяжении 16 *сут*. На рис. 45 приведены повторные зарисовки контура смоченности. Оказалось, что за 10—16 *сут* он передвинулся к периферии максимум на 10 *см* и то лишь в отдельных участках фигуры. Что касается влажности почвы, то она во всем смоченном объеме на всех глубинах постепенно уменьшалась. Это естественно: вода должна была передвигаться пленочно и диффузно в виде пара из смоченного и более нагретого объема почвы в сильно просушенные и менее нагретые подстилающие горизонты, а также граничащие с влажным объемом воды соседние ее участки.

Итак, при отсутствии водоупорных горизонтов или прослоек в почве влагоемкость следует определять через 1, 2, 3 *сут* после полива и впитывания всей поливной нормы воды. Чем выше водопроницаемость почвы, тем меньше должен быть этот интервал.

По поводу указанной рекомендации нет единства мнений. Еще Кинг, проведя опыты с песками (*d* зерен песка от 0,75 до 0,465 *мм*) в колоннах трехметровой высоты, писал: «Странно, что в этих почвах медленное просачивание продолжалось более 259 дней... и по истечении этого периода просачивание еще не прекратилось».

Аналогичные наблюдения сделаны М. М. Абрамовой (1960). По ее данным равновесное состояние влаги в процессе просачивания гравитационной воды устанавливается весьма медленно, в течение многих месяцев. А. А. Роде также высказывается за определение «наименьшей влагоемкости» путем наблюдения за влажностью почвы, защищенной от атмосферных осадков и испа-

[1] Н. А. Качинский, Н. Н. Долгополова, Д. Д. Осин. Физические свойства почв равнины Богаз в Азербайджане. Уч. зап. Моск. ун-та. Вып. 17 «Почвоведение». М., 1937, стр. 42, 59, 60.

рения в течение многих месяцев. «При исследованиях генетико-гидрологических и в специальных работах, посвященных изучению водных свойств почв, этих (кратковременных. — *Н. К.*), определений недостаточно. Здесь следует рекомендовать производить серию последовательных определений, начав со сроков 1, 3 и 10 *сут*, а затем делая определения через 1, 2, 3, 5, 8 и 12 месяцев до достижения «истинной величины НВ» [1]. В другом месте для агрономических целей он рекомендует: ранней весной определять влагоемкость через 10 дней после окончания впитывания влаги на площадках; в теплое время года — через трое суток, а в условиях очень жаркой и сухой погоды — через одни сутки [2].

О длительном, растянутом на месяцы стекании гравитационной воды в условиях черноземных почв Заволжья пишет М. К. Мельникова, увязывая это сообщение с нормами влагозарядковых поливов [3].

Многие авторы рекомендуют свои самые разнообразные сроки (3, 5, 10, 15, 20 дней), через которые нужно определять влагоемкость почвы после полива и полного впитывания поливной воды. Например, в одной из последних работ Р. А. Красноуховой вопрос о сроке определения влагоемкости после полива на светлых легкосуглинистых сероземах ставится в зависимость от примененной поливной нормы воды. При нормах полива 1500, 2000, 4000 *м*³/*га* сроки определения влагоемкости, после полного впитывания воды, рекомендуются соответственно следующие: 5, 7 и 10 *сут* [4].

Как следует из приведенных высказываний, вопрос о методах определения влагоемкости почвы нуждается в дальнейшей разработке и проверке. Однако некоторые опыты по этому вопросу и предложения уже сейчас нуждаются в критических замечаниях. Как отмечалось выше (см. раздел «Формы воды в почве»), вода в почве и грунтах, особенно при неполном их увлажнении, передвигается (перераспределяется) под влиянием многих причин. Факторами перераспределения влаги могут быть: градиент напора воды; градиент химического потенциала (осмос); температурный градиент; градиент влажности почвы. В работах Кинга, Боча, Лебедева, Абрамовой, Мельниковой, Красноуховой и др., изучавших перераспределение влаги в высоких насыпных колоннах или в глубоком естественном профиле почвы, факт пе-

[1] А. А. Роде. Методы изучения водного режима почв. Изд-во АН СССР, 1960, стр. 141.

[2] Ibidem, стр. 140.

[3] М. К. Мельникова. О передвижении поливных вод и солей при орошении в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Сб. тр. по агрономической физике. Вып. 7. Сельхозгиз, 1954.

[4] Р. А. Красноухова. О полевой влагоемкости и нижнем пределе оптимальной влажности почв центрального массива «Голодной степи». Сб. научн. работ аспирантов Всес. н.-и. ин-та хлопководства, 1964, вып. 4, стр. 104—108.

перераспределения влаги трактуется почти исключительно на основе градиента влажности. Такая трактовка доминирует и в полевой работе М. К. Мельниковой. Ее полевые наблюдения над передвижением воды в почве выполнены в условиях резко континентального климата в сухой степи на каштановых почвах [1]. В этих условиях, несомненно, имел место, особенно в вегетационный период, сильно выраженный температурный градиент с повышенными температурами у поверхности почвы, а следовательно, и термокапиллярный потенциал, возрастающий в глубинных, более холодных горизонтах. В этих условиях и при отсутствии свободной гравитационной воды влага будет передвигаться из верхних, более нагретых горизонтов в нижние — более холодные. К сожалению, температура почво-грунта была измерена М. К. Мельниковой лишь в первой декаде мая и во второй декаде сентября 1951 г. и почему-то данные о температуре приводятся не с поверхности почвы, а лишь с глубины 1 *м*. Таким образом, ход температур за весь вегетационный период 1951 г. остался неизвестным, а в последующие годы он и вовсе не определялся.

О возможности термокапиллярного передвижения воды говорит и Мельникова. Она пишет: «При «летнем» направлении градиента температуры термокапиллярное движение воды будет направлено в глубь почвы и может способствовать стеканию влаги из поверхностных горизонтов» [2]. Но ведь это совсем другой процесс, нежели стекание гравитационной воды под влиянием градиента напора, который имеют в виду при определении влагоемкости в поле, соответствующей воде капиллярной подвешенной.

Кроме того, общеизвестно, что в каштановых почвах по мере углубления в них прогрессивно возрастает засоление горизонтов: к карбонатам кальция присоединяется гипс, потом сульфаты натрия, далее хлориды. М. К. Мельникова имела дело с толщей почво-грунта до 10 *м*. Наличие химического потенциала (солюте — всасывание, по Ричардсу) при промачивании почв в этих условиях неизбежно и он также должен был обусловить частичное передвижение воды из верхних горизонтов к нижним. Поэтому свести здесь весь процесс при определении в полевых условиях влагоемкости к «медленному рассасыванию», при котором «еще через 48 *сут* после затопления площадок продолжался медленный уход влаги из верхних горизонтов в глубокие слои почвенной и грунтовой толщи» [3], недостаточно. М. К. Мельникова определяла в почве содержание бикарбонатов, хлоридов и сульфатов, чтобы выяснить передвижение их с промывными и капиллярными водами. Но вопрос о роли градиента химического потенциала в передвижении влаги в работе даже не затрагивается. Попутно отметим, что в каштановых почвах в толще второго и третьего метров всегда обнаруживаются «гипсовые пояса». В связи с этим удивляет отсутствие в приведенных водных вытяжках сульфатов в толще почвы 0—300 *см*.

Таким образом, анализ материалов, приведенных в интересной работе М. К. Мельниковой, не дает оснований для утверждения, что в изученной ею каштановой почве и через 48 *сут* после полива почвы продолжалось стекание вниз по профилю почвы свободной воды под влиянием градиента напора.

Само собою разумеется, что какая-то искусственно созданная, смоченная сфера в почве, окруженная со всех сторон сухой зоной, даже при изоляции от испарения с поверхности почвы и после стекания гравитационной воды, будет менять свою влажность в силу различных градиентов, отдавая свою воду вниз и в стороны в просушенное почвенное периферическое пространство. Теоретически такой обмен водой смоченной и сухой зон даже при изоляции влажной почвы от поверхностного испарения и при отсутствии десукции растительностью, будет продолжаться до тех пор, пока смоченная и сухая зоны не сравняются по влажности. Однако этот процесс не имеет ничего общего со стеканием гравитационной воды при определении влагоемкости почвы, соответствующей воде капиллярной подвешенной.

Мы должны определять такую влагоемкость, которая имеет непосредственное отношение к вычислению относительной влажности почвы, к диапазону активной (продуктивной) ее влаги, к вычислению поливных норм для промачивания почвы на заданную глубину; к вычислению промывных норм, к развитию растений в первые и последующие дни после снеготаяния, дождей и поливов, а не какую-то гипотетическую влагоемкость, которая наступит неизвестно когда. Вот почему нельзя принять предложение и А. А. Роде о десятикратном повторном определении влагоемкости почвы в течение года (см. выше). Практически в экспедиционных условиях оно неосуществимо: теоретически такая влагоемкость и в природе, и в производстве в поверхностном слое почвы немыслима и не наблюдается. А. А. Роде предлагает назвать такую влагоемкость (после годовой выдержки политого участка, при изоляции его от испарения сверху) «истинной влагоемкостью». На поверку это будет самая неистинная влагоемкость, так как она исключена в природных условиях. Высоко ценя многочисленные труды А. А. Роде о водных свойствах и водном режиме почв, в данном случае, нельзя согласиться и со второй его рекомендацией для производства: учитывать влагоемкость через разные интервалы времени: весной через 10 *сут*, летом, в зависимости от того тепло или жарко, через 3 *сут*, или через 1 *сут*. Это приведет к получению несравнимых материалов

[1] Энгельская опытно-мелиоративная станция в Заволжье.

[2] М. К. Мельникова. О передвижении поливных вод и солей при орошении в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Сб. тр. по агрономической физике. Вып. 7. Сельхозгиз, 1954, стр. 41.

[3] М. К. Мельникова. «Передвижение и равновесие влаги в почве при неполном увлажнении». 1963.

для разных и даже для одних и тех же почв. Влагоемкость почв, за исключением пахотного слоя, более или менее стандартна. И при вычислении поливной нормы воды для промачивания почвы на заданную глубину, будет ли при этом погода прохладная, теплая или жаркая, нужно исходить из определенной конкретной величины, учитывая, что и коэффициент впитывания, по которому можно судить об интенсивности стекания воды из почвы, приводится всегда (по формуле Хазена) к температуре 10° С.

В статье «О наименьшей влагоемкости» (1966) А. А. Роде пытается по-новому дифференцировать срок для определения влагоемкости со времени замачивания опытной площадки, но при этом снова впадает в крайность. Он пишет: «Для определения, например, нормы полива в вегетационный период, с высоким испарением, есть все основания пользоваться величиной НВ, т. е. определенной через одни сутки после залива площадки, так как в этих условиях интенсивное испарение начинается еще до окончания впитывания поливной нормы. Если же задача заключается в определении поливной нормы для осенней влагозарядки, то следует пользоваться величиной «ИНВ».

Однако в данном случае полностью игнорируются свойства почвы. Влагоемкость почвы определяется еще до окончания впитывания поливной нормы. Если образцы почвы для определения влажности брать буром, скважины в почве будут заливаться водой. Если через такую площадку заложить разрез, вода стечет в разрез по его стенке, не впитавшись в почву. «Истинная наименьшая влагоемкость», для определения которой, по Роде, требуются годы, также в данном случае не применима. Следовательно, такая рекомендация при решении практических задач не пригодна [1]. Остается в силе рекомендация об определении общей влагоемкости почвы через 1, 2, 3 *сут* после впитывания в нее поливной воды; чем лучше водопроницаемость почвы, тем раньше можно произвести определение влагоемкости, помятуя, что растение не будет выжидать 48 *сут* или год, а начнет десугировать воду, как только ее получит. И нам нужно знать влагоемкость почвы, в силу которой после полива и при вегетации растений поливная вода не ушла бы за пределы корнеобитаемого слоя. При решении некоторых специфических задач, например, при влагозарядковых поливах, для промачивания почвы на заданную глубину, как на это обращает внимание и М. К. Мельникова [2], срок для определения влагоемкости может быть продлен, но не на 48 дней и не на годы, а на 10 дней. Влагозарядковая норма должна быть строго учтена с расчетом, чтобы вода в процессе просачивания не ушла

[1] Н. А. Качинский. Еще раз о влагоемкости почвы. «Почвоведение», 1967, № 1.

[2] М. К. Мельникова. О передвижении поливных вод и солей при орошении в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Сб. тр. по агрономической физике. Вып. 7. Сельхозгиз, 1954, стр. 41.

бы за пределы корнеобитаемой толщи почвы более чем на 100 *см*. В противном случае эта подвешенная влага уже не вернется в корнеобитаемый слой, даже если он будет сухим.

При определении влагоемкости в поле желательно возможно глубже промочить профиль почвы, чтобы получить величины влагоемкости для всех ее горизонтов. Однако на почвах слабоводопроницаемых достигнуть этого очень трудно, так как процесс промачивания почвы затягивается на многие сутки. В некоторой степени задача эта облегчается, если промачивание производить не только с поверхности почвы, но и с поверхности других горизонтов, которые вскрываются при шурфовании почвы. Однако опыт показывает, что в этом случае влагоемкость вскрытых горизонтов оказывается завышенной, в силу создания новых поверхностей раздела почва — вода — воздух на поверхности каждого вскрытого горизонта. В связи с этим полезно помнить, что для негумифицированных горизонтов, сформированных на однородной породе, произведение числового значения удельного веса скелета почвы на его влагоемкость близко к константе [1]. Это позволяет, имея одну из двух величин, вычислить вторую (при наличии для какого-либо горизонта двух этих характеристик). Например, гор. A_2 дерново-подзолистой суглинистой почвы имеет удельный вес скелета почвы 1, 4; влагоемкость его 25%. Горизонт B_2 той же почвы с удельным весом скелета 1,7. Тогда влагоемкость

$$B_2 = \frac{1,4 \cdot 25}{1,7} = 20,6\%.$$

Этот расчет близко подтверждается и прямым определением влагоемкости B_2.

До сих пор мы говорили о равновесном состоянии влаги в толще однородных грунтов или дифференцированных на генетические горизонты в процессе почвообразования. Гораздо сложнее картина в распределении влаги, когда почва сформирована на слоистой, сменной по механическому составу породе или подстилается ею. На рис. 48 приводится часть данных из совместной работы Н. А. Качинского и З. А. Корчагиной о механическом составе, водных «константах» и влажности чернозема обыкновенного террасового суглинистого, подстилаемого в толще до 15 *м* древнеаллювиальными отложениями реки Волги.

Общая влагоемкость, соответствующая воде капиллярной подвешенной, определена после длительного промачивания почвы и закладки шурфа 15/VI—1939 г. Абсолютная влажность почвы определена до полива поля (7—11 августа) и после полива —

[1] С. И. Тюремнов. Годовой ход влажности и влияющие на него условия в западнопредкавказском выщелоченном черноземе. Тр. Кубанского с.-х. Института, т. I, вып. 24, Краснодар, 1923.

нормой 1200 *м³/га* — 12/VIII—1939 г. Уровень грунтовых вод установлен 17/VIII—1939 г.

На графике по оси ординат отложены глубины; по оси абсцисс — содержание фракций механических элементов почвы и грунта (слева), водные «константы» и абсолютная влажность почвы (справа), причем каждая из водных характеристик откладывается по оси абсцисс от нулевой точки.

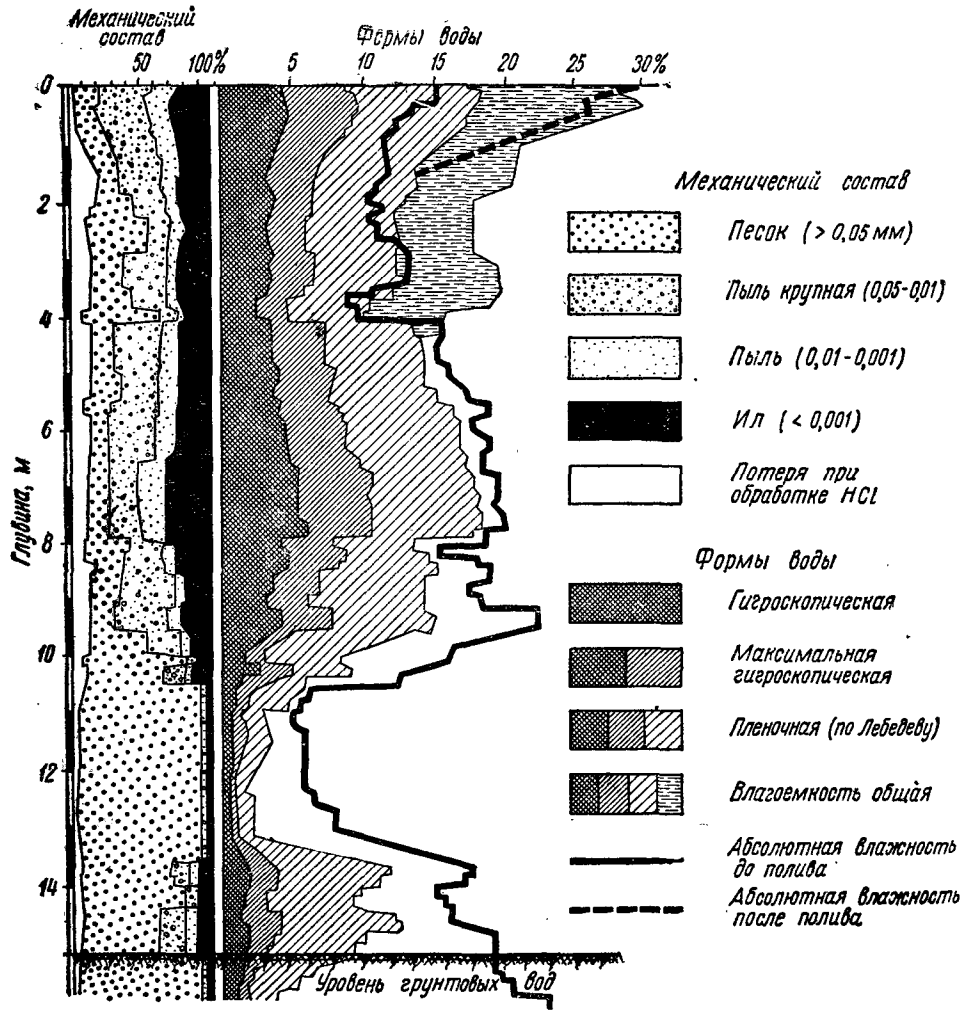


Рис. 48. Механический состав, некоторые формы воды и абсолютная влажность в % веса сухой почвы. Чернозем террасовый обыкновенный суглинистый. Куйбышевская обл., Екатериновский орошаемый участок, вторая надпойменная терраса р. Волги. Люцернище (по Н. А. Качинскому и З. А. Корчагиной)

Почва сформирована в двухметровой толще на делювиальном тяжелом иловато-пылеватом суглинке. Ниже двух метров залегает древний аллювий (до 8 *м* глубины), также тяжело суглинистый иловато-пылеватый. Ниже отмечается резкая смена механического состава. Грунт последовательно переходит в средний суглинок, легкий суглинок, супесь и (на глубине 10,3 *м*) песок. Ниже 13,2 *м* порода снова слегка тяжелеет, переходя в тяжелую супесь и легкий суглинок. Безнапорные грунтовые воды вскрыты на глубине 15 *м* в песчаной толще, которая бурением не пройдена.

Как видно из правой части рисунка, величины водных констант (вода гигроскопическая, максимально гигроскопическая и максимальная молекулярная влагоемкость, по Лебедеву) при давлении 66 *кг/см²* строго следуют механическому составу почвы и грунта, достигая максимума в наиболее тяжелых по механическому составу горизонтах и слоях.

Интересно соотношение величин этих констант. Максимальная гигроскопичность во всех горизонтах, примерно, в 2 раза превосходит гигроскопическую влажность. Соотношение максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву и максимальной гигроскопичности варьирует в зависимости от механического состава, колеблясь, примерно, от 2 : 1 в горизонтах и слоях тяжелого механического состава до 3 : 1 и более в прослойках песчаных и супесчаных.

Общая влагоемкость, соответствующая воде капиллярной подвешенной (*I*), определенная до глубины 4 *м*, во всех горизонтах больше максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву (*II*) примерно на одну треть: I : II = 3 : 2.

Абсолютная влажность почвы до полива в пределах верхних 2,5 *м* колебалась от 12 до 15 весовых процентов, превышала на 4—5% максимальную гигроскопичность и была на 3—4% ниже максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву. Ниже по профилю в толще до 4 *м* абсолютная влажность соответствует максимальной молекулярной влагоемкости. На глубине 4 *м* над песчаной прослойкой она выравнивается с общей влагоемкостью почвы и далее в глубь профиля все время соответствует общей влагоемкости, значительно превосходя максимальную молекулярную влагоемкость (см. рис. 48). По-видимому, при предыдущих поливах почвы, особенно при влагозарядковых поливах, почва промачивалась на большую глубину. Вода в этой толще (4—10 *м*) могла также накапливаться в силу термо-капиллярного передвижения и под влиянием градиента химического потенциала, а также конденсационным путем.

Начиная с глубины 8 *м* при сменном механическом составе начинает формироваться зона капиллярной посаженной воды (посаженной на мениски). Особенно резко она выражена на глубине около 10 *м*, где механический состав от легкого суглин-

ка и тяжелой супеси резко переходит в песок рыхлый. Абсолютная влажность в этой зоне достигает 22%, что соответствует общей влагоемкости почвы.

Ниже 11 *м* и до уровня грунтовых вод (15 *м*) выявляется зона общей влагоемкости, соответствующей воде капиллярной подпертой. Абсолютная влажность в зоне легкого суглинка и тяжелой супеси в двухметровой толще над уровнем грунтовых вод колеблется в пределах 20—16%, а в песчаной толще на высоте от 2 до 4,5 *м* над уровнем грунтовых вод от 8 до 6%. Как следует из графика (см. рис. 48), абсолютная влажность грунта в зоне капиллярной подпертой воды значительно превосходит максимальную молекулярную влагоемкость по Лебедеву.

При поливе почвы нормой 1200 $м^3/га$ почва промокла до глубины 1,5 *м* (см. рис. 48). Абсолютная влажность ее через двое суток после полива от поверхности до глубины 115 *см* строго соответствовала ранее определенной общей влагоемкости почвы. Глубже 115 *см* она прогрессивно уменьшалась, достигнув на глубине 150 *см* величины, почти равной с абсолютной влажностью почвы до полива (13,5%).

Если рассматривать влажность почвы после полива в профиле до грунтовых вод, то увидим типичный профиль с двумя максимумами увлажнения: первый у поверхности почвы, соответствующий общей влагоемкости с водой капиллярно-подвешенной, и второй — в толще грунта над уровнем грунтовых вод, соответствующий общей влагоемкости с водой капиллярно-подпертой. Между этими двумя максимумами равновесное состояние почвы осложняется в силу сменного механического состава и образования зоны посаженной воды.

Общая влагоемкость основных почвенных типов СССР, соответствующая воде капиллярной подвешенной. Как отмечалось выше, влагоемкость почв находится в прямой высокой корреляции с почвенной порозностью и с содержанием в ней гумуса и недоразложившихся органических остатков. Чем больше гумифицирована почва или обогащена органическими веществами и чем выше ее порозность, тем выше влагоемкость, так как органические соединения, набухая, задерживают много воды, а поровое пространство, особенно капиллярное, необходимо для вмещения влаги и удержания ее адсорбционными и капиллярными силами.

Менее постоянна зависимость величины влагоемкости от механического состава почвы. К почвенным образцам с разрушенной структурой и приблизительно одинаковой порозностью приложимо правило Шварца, по которому влагоемкость почв возрастает вместе с утяжелением механического состава образца. Однако это правило совершенно неприложимо к почвам разной степени оструктуренности и различной порозности. Поясняем примером. Возьмем профиль дерново-подзолистой почвы

Таблица 10

Влагоемкость общая и некоторые другие водные константы почвы в % веса сухой почвы

(по материалам кафедры физики и мелиорации почв МГУ * и литературным данным)

Пункт	Почва	Горизонты, глубины в *см*	Общая влагоемкость	Максимальная гигроскопичность	Влага завядания растений	Диапазон активной (продуктивной) влаги
I. Собакино-опытное Московской области	Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая. Стерня пшеницы	$А_п$ 0—20	30,8	3,2	4,8	26,0
		$А_2$ 20—25	25,4	2,7	4,0	21,4
		$В_1$ 32—55	20,3	5,7	8,6	11,7
		$В_2$ 55—85	19,9	8,3	12,5	7,4
		$В_3$ 85—100	19,4	8,0	12,0	7,4
II. Старожилово-опытное Рязанской области	Серая лесная земля тяжелосуглинистая. Стерня ржи	$А_п$ 0—20	34,1	4,6	6,9	27,2
		$А_2$ 20—40	28,4	4,4	6,6	21,8
		$В_1$ 40—60	26,8	7,3	11,0	15,8
		$В_1$ 60—88	24,0	7,8	11,7	12,3
		$В_2$ 88—100	22,1	7,5	11,3	10,8
III. Центрально-черноземный заповедник, Курская область, Стрелецкая степь	Чернозем мощный тяжелосуглинистый. Целина	$А_д$ 0—4	61,9	10,1	15,2	46,7
		$А_1$ 4—14	38,3	8,6	12,9	25,4
		$А_1$ 14—34	32,5	8,4	12,6	19,9
		$В_1$ 34—64	29,8	8,2	12,3	17,5
		$В_2$ 64—90	27,2	7,9	11,8	15,4
IV. Куйбышевская область, Кутулукский орошаемый массив	Чернозем обыкновенный террасовый суглинистый. Третья надпойменная терраса. Стерня пшеницы	$А_п$ 0—20	32,4	6,7	10,1	22,3
		$А_1$ 20—26	25,5	7,6	11,4	14,1
		$В_1$ 26—60	22,1	7,6	11,4	10,7
		$В_2$ 60—75	22,5	7,4	11,1	11,4
		$В_3$ 75—100	20,9	6,7	10,1	10,8

* I, II, VI — из работ Н. А. Качинского; III — Н. Н. Долгополовой «Физическая и агрохимическая характеристика почв лесостепного профиля в условиях центрально-черноземного государственного заповедника, тр. Центр. Чернозем. гос. заповедника, вып. II, М., 1948; IV — Е. И. Кочериной — «Физические свойства почв террас реки Кутулука Куйбышевской обл. сб. «Террасовые почвы Среднего Заволжья и их агромелиоративная характеристика». Изд-во АН СССР, 1952; V и VII — Н. А. Качинского, С. А. Масловой, А. И. Жигуновой «Отчет о почвенно-мелиоративных исследованиях западных междуречий Дон—Сал—Маныч, 1950, рукопись; VIII — Н. А. Качинского, Н. Н. Долгополовой, Д. Д. Осина — «Физические свойства почв равнины Богаз в Азербайджане». Уч. зап. МГУ, вып. 17, «Почвоведение», М., 1937; IX — Н. А. Качинского, С. А. Масловой, А. И. Жигуновой. Агрофизическая характеристика основных почвенных типов южной части Ленкоранской зоны Азербайджана. Изд-во АН СССР, М., 1960; X — М. К. Дараселия. Водный режим красноземных почв в условиях чайных плантаций. Тбилиси, 1937; XI — В. Б. Гуссака и С. Н. Рыжова. Агрофизические свойства почвы. Разрез Н. И. Зиминой. Сб. «Хлопчатник», т. 2, Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент, 1957.

Продолжение табл. 10

Пункт	Почва	Горизонты, глубины в *см*	Общая влагоемкость	Максимальная гигроскопичность	Влага завядания растений	Диапазон активной (продуктивной) влаги
V. Ростовская область. Земли ст. Задоно-Кагальницкой	Чернозем южный тяжелосуглинистый. Стерня пшеницы	$A_п$ 0—14	29,0	8,4	12,6	16,4
		A_1 14—25	28,9	8,4	12,6	16,3
		B_1 25—45	25,2	9,1	13,5	11,7
		B_2 45—60	24,5	9,7	14,5	10,0
		C_1 60—84	23,5	9,0	13,5	10,0
		C_2 84—100	23,0	7,7	11,6	11,4
VI. Кубанская область. Опытное хозяйство «Круглик № 1»	Западнопредкавказский выщелоченный глинистый чернозем. Стерня пшеницы	$A_п$ 0—20	36,5	8,6	12,9	23,6
		A_1 20—40	33,9	9,9	14,8	19,1
		A_2 40—70	32,3	9,9	14,8	17,5
		B_1 70—85	30,0	9,6	14,4	15,6
		B_1 85—100	28,5	9,8	14,7	13,8
VII. Ростовская область Пролетарский район. Конзавод 162	Каштановая солонцеватая легкоглинистая, крупнопылевато-иловатая почва. Целина. Выпас	$A_п$ 0—4	50,2	8,3	12,5	37,7
		A_1 4—25	30,2	7,8	11,7	18,5
		B_1 25—40	26,7	10,1	15,2	11,5
		B_2 40—49	23,4	9,5	14,3	9,1
		C_1 49—85	23,4	9,5	14,3	9,1
		C_2 85—100	22,0	8,0	12,0	10,0
VIII. Азербайджанская ССР, Степь Богаз	Буро-серая тяжелосуглинистая почва, сформированная на делювии. Целина.	A_1 0—7	33,0	7,2	10,8	22,2
		B_1 7—23	28,2	8,7	13,0	15,2
		B_2 23—44	27,4	8,5	12,8	14,6
		C_1 44—75	24,7	7,6	11,4	13,3
		C_2 75—100	22,5	7,2	10,8	11,7
IX. Ленкоранская зона Азербайджанская ССР, Астаринский район. Совхоз «Аврора». Предгорье	Желтозем оподзоленный тяжелосуглинистый иловато-пылеватый, Тунговая плантация	$A_п$ 0—20	41,6	11,4	17,1	24,5
		A_2 20—32	25,8	9,8	14,7	11,1
		B_1 32—50	27,6	11,2	16,8	10,8
		B_2 50—70	28,3	10,9	16,4	11,9
		B_2 70—100	28,0	11,3	17,0	11,0
X. Грузинская ССР. Анасеули	Краснозем глинистый на древнеозерных отложениях. Целина	A_1 5—10	55,8	10,5	15,8	40,0
		A_1 20—25	43,0	9,0	13,5	29,5
		B_1 40—45	38,0	12,0	18,0	20,0
		B_2 70—75	37,8	12,7	19,0	18,8
		C_1 90—95	32,0	14,0	21,0	11,0

Продолжение табл. 10

Пункт	Почва	Горизонты, глубины в *см*	Общая влагоемкость	Максимальная гигроскопичность	Влага завядания растений	Диапазон активной (продуктивной) влаги
XI. Узбекская ССР. Приташкентский район	Серозем типичный суглинистый. Старопашка	$A_п$ 0—10	27,3	5,3	7,5	19,8
		$A_п$ 10—20	20,9	5,3	7,5	13,4
		$A_п$ 20—30	21,0	5,6	8,4	12,6
		B_1 30—50	20,6	5,7	8,5	12,1
		B_2 50—80	20,1	6,2	9,3	10,8
		C 80—100	19,5	6,1	9,3	10,2

(табл. 10). Как известно, в профиле этой почвы самыми тяжелыми по механическому составу являются иллювиальные подгоризонты B_2 и B_3. В тяжелосуглинистой дерново-подзолистой почве в этих подгоризонтах содержится ила (частиц <0,001 *мм*), примерно, около 25% по весу, в то время как в пахотном слое содержание его около 10—12%, а в элювиальном горизонте (A_2) лишь 5—8%. Вместе с тем влагоемкость $A_п$ — 30,8%; A_2 — 25,4%, а B_2, B_3 — только 19,9 и 19,4%. Здесь наблюдается как бы обратная корреляция: чем тяжелее по механическому составу горизонт, тем ниже его влагоемкость. Объяснение этому факту находим в порозности горизонтов, а отчасти и в их гумозности. В иллювиальных подгоризонтах B_2 и B_3 значительная часть пор заполнена вмытыми полуторными окислами и некоторыми другими продуктами почвообразования, поэтому порозность их самая низкая в профиле почвы, около 35—36%, тогда как в горизонте $A_п$ она составляет 48,8% и в A_2 — 41% [1]. Кроме того, иллювиальный горизонт дерново-подзолистых почв почти лишен гумуса, а в горизонте $A_п$ его до 2,5—3%. Аналогичных примеров, когда с утяжелением механического состава породы влагоемкость ее уменьшается, можно привести много. Но если тяжелая по механическому составу почва хорошо оструктурена и достаточно обогащена гумусом (>4—5%), она всегда будет обладать отличной порозностью и влагоемкостью (см. табл. 10, верхние горизонты почв — *III*, *VI*, *IX*, *X*). Таким образом, к оценке величин общей влагоемкости почвы нужно подходить с учетом многих факторов.

На основе долголетних работ Н. А. Качинский дает следующие оценки общей влагоемкости почвы (табл. 11).

[1] См. Н. А. Качинский. Физика почвы, часть I, М., 1965.

Таблица 11

Оценка общей влагоемкости почвы *

Тяжелые по механическому составу почвы		Легкие по механическому составу почвы
Влагоемкость в % веса сухой почвы	Оценка	
40—50	Наилучшая	Культурная песчаная почва в пахотном слое имеет влагоемкость 20—25%.
30—40	Хорошая	
25—30	Удовлетворительная	Для полевой культуры пригодны пески с влагоемкостью не <10%.
<25	Для пахотного слоя тяжелых почв неудовлетворительная	Для лесных культур пригодны пески с влагоемкостью не <3—5%

* Н. А. Качинский. Оценка основных физических свойств почв в агрономических целях и природного плодородия их по механическому составу. «Почвоведение», 1958, № 5.

Однако приведенной оценкой общей влагоемкости разных почв отнюдь не исчерпывается сравнительная их значимость. Из раздела «Формы воды в почве» (см. стр. 8—30) известно, что не вся вода, находящаяся в почве, доступна растениям. Они не могут воспринять корнями воду, прочно связанную почвой, строго ориентированную, соответствующую максимальной гигроскопичности почвы, так как напряжение этой формы воды (около 50 *атм*) значительно выше осмотического давления в клеточном соке культурных растений. Поэтому влажность почвы в пределах максимальной гигроскопичности называют «мертвым» запасом воды в почве. При такой влажности корни растений не только не воспринимают влагу из почвы, но сами отдают в почву свою воду. Наступает плазмолиз корневых клеток. Растение гибнет.

Доступна растениям вода в почве лишь сверх максимальной гигроскопической, однако и она качественно неодинакова. Часть воды пленочной (первые ее слои сверх воды максимальной гигроскопической) обладают еще высоким напряжением (более 15 *атм*). Эта вода доступна растениям, но воспринимается ими с большой затратой энергии. Восприятие воды не полностью компенсирует расход ее на транспирацию. Растение живет, но оно теряет тургор, вянет. В таком состоянии оно не создает новых пластических веществ, а даже теряет (сжигает) часть ранее созданных. В такой стадии увлажнения в почве есть вода, доступная растениям, но ее недостаточно для удовлетворения нужд растения. Это будет влага завядания растений. В зависимости от свойств почвы, типа растений и их возраста верхний предел влаги завядания растений колеблется от 1,2 до

2,5 максимальных гигроскопичностей почвы (1,2W *мг* до 2,5W *мг*), а в среднем 1,5W *мг*, при этом величины 1,2—1,5—2,5 и промежуточные носят название *коэффициента завядания растений* [1].

Вода в почве сверх влаги завядания доступна растениям и удовлетворяет их потребности при условии, что в почве одновременно присутствует и воздух, занимающий объем пор не менее 10% к объему почвы. Количество воды в почве от верхнего предела влаги завядания до общей ее влагоемкости названо Н. А. Качинским (1947) *диапазоном активной или продуктивной влаги* в почве. При наличии такой влаги в почве растение нормально вегетирует и создает свою твердую массу, в том числе пластические соединения (белки, жиры, углеводы). Чем шире диапазон активной влаги в почве, тем устойчивее благоприятные условия для произрастания растений.

Таким образом, для оценки влагоемкости почвы в агрономических, лесорастительных и мелиоративных целях, помимо общей ее величины, необходимо знать три устойчивые характеристики: а) максимальную гигроскопичность почвы; б) верхний предел влаги завядания растений и в) диапазон активной, или продуктивной, влаги в почве. В табл. 10 приведены эти характеристики для главнейших почвенных типов СССР [2].

Сопоставляя величины влагоемкостей различных почв, приведенные в табл. 10, можно отметить несколько наблюдающихся закономерностей.

1. Среди всех зональных почв лучшей, в агрономическом понимании, влагоемкостью как по ее общей величине, так и по диапазону активной влаги обладает *чернозем мощный*, который, как известно, и по другим свойствам — физическим, химическим, физико-химическим, физико-механическим, биологическим и в целом по природному плодородию занимает среди зональных

[1] С. Богданов. Отношение прорастающих семян к почвенной воде. Киев, 1889.

L. J. Briggs and H. L. Shantz. The wilting coefficient for different plants. U. S. Dep Agr. Bur. Pl. ind. Bull. 230. W., 1912.

Н. В. Лобанов. Критическая для высших растений почвенная влажность. Научно-агрономический журнал, 1926, № 10.

Д. В. Федоровский. Определение в почве воды, недоступной для корней растений. «Почвоведение», 1939, № 4.

Д. В. Федоровский. Зависимость коэффициента завядания от вида растений и осмотического давления почвенного раствора. «Почвоведение», 1948, № 10.

А. Ф. Вадюнина. Водный режим некоторых почв Центрального Урала. В кн. «Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала», ч. II, стр. 197—223. Изд-во АН СССР, 1950.

[2] Само собой разумеется, что приведенные в табл. 10 водные характеристики почв нужно рассматривать как примерные *типовые варианты*. Они могут изменяться и от степени выраженности типа почв, и от растений, занимающих поле, и от приемов агротехники и мелиорации.

почв первое место. В зонах, расположенных к северу и к югу от него, влагоемкость почв и по абсолютным величинам и качественно постепенно снижается. Некоторым исключением является лишь краснозем Западной Грузии. Он глинистый и тяжелоглинистый по механическому составу, но содержит значительное количество несиликатного железа и имеет в поглощающем комплексе катион Fe^{+++}, поэтому прекрасно оструктурен и обладает высокой порозностью (в A_1>60%). В гумифицированных горизонтах A_1 и B_1 влагоемкость краснозема как по общей ее величине, так и по диапазону активной (продуктивной) влаги превосходит даже влагоемкость мощного чернозема.

2. Во всех без исключения почвах, приведенных в табл. 10, общая влагоемкость, соответствующая воде капиллярной подвешенной, уменьшается по профилю почвы вниз. Это обусловлено уменьшением в том же направлении гумусности почв, ухудшением структуры, возрастанием плотности горизонтов (объемного веса) и резким сокращением их порозности. Этому способствует и вековое давление верхних горизонтов почвы на нижние.

Количественно процесс ухудшения влагоемкости в глубинных горизонтах в разных почвах выражен неодинаково. Чем сильнее в почвах выражены элювиальный и иллювиальный процессы, тем в большей степени уменьшается влагоемкость нижних горизонтов и особенно диапазон активной влаги.

В процессе иллювиальности утяжеляется механический состав горизонтов вмывания, главным образом за счет наиболее активной илистой фракции. Вследствие этого повышается поверхность и поверхностная энергия почвы, а значит, и адсорбционная ее способность и максимальная гигроскопичность («мертвый» запас воды), а также предел влаги завядания растений. Часть пор в иллювиальных горизонтах заполняется продуктами вмывания. Уменьшается общая порозность.

Для примера сопоставим почвы III и I из табл. 10. В мощном черноземе общая влагоемкость от A_1 до B_2 сократилась на 11%, тем не менее величина ее в B_2 (27,2%) сохраняется на удовлетворительном уровне. В дерново-подзолистой почве общая влагоемкость от $A_п$ до B_3 также сократилась, примерно, на 11%, но так как исходная величина влагоемкости в $A_п$ этой почвы была лишь 30,8%, то в B_2 и B_3 она снизилась до неудовлетворительных величин для почв тяжелого механического состава, именно до 19,9—19,4%.

Еще более неблагоприятно выглядит дерново-подзолистая почва по диапазону активной (продуктивной) влаги. В мощном черноземе при отсутствии в нем иллювиального процесса за счет силикатной алюмо- и ферросиликатной частей почвы даже на глубине 1 *м* эта важнейшая водная характеристика представлена 15,4%, в то время как в дерново-подзолистой почве она снижается главным образом за счет иллювиального процесса от

$A_п$ к B_2 и B_3 на 18,6%, достигая катастрофически малой величины —7,4%. Это означает, что данные подгоризонты дерново-подзолистой почвы при колебании их абсолютной влажности в пределах лишь 7,4% будут переходить от состояния засухи (влага завядания растения) до состояния переувлажнения, когда в почве появляется верховодка. Данное явление отмечается в тяжелых по механическому составу дерново-подзолистых почвах почти каждую весну: в апреле после таяния снега верховодка возникает в почве почти у поверхности и, постепенно снижаясь, рассасывается лишь в мае месяце [1]. Отсюда оглеенность, а иногда и заболоченность этих горизонтов и малая их доступность для корней растений.

Другие почвы, как видно из табл. 10, занимают, по оценке их влагоемкости, ряд переходных ступеней.

В заключение обзора влагоемкости различных почв отметим, что наивысшей влагоемкостью (но это не значит, что наилучшей влагоемкостью) обладают почвы торфяные (табл. 12) [2].

Как видно из данных табл. 12, низовой травяно-осоковый торф может удерживать в себе воды в 3 раза больше веса собственного сухого вещества, а верховой сфагновый торф — в 12

Таблица 12

Некоторые свойства торфяных почв

Тип болота	Органическое вещество в % веса сухого торфа	Зольность в % веса сухого торфа	N в % сухого торфа	P_2O_5 в% веса сухого торфа	K_2O в % веса сухого торфа	Гигроскопичность в % веса	Влагоемкость в % сухого веса	Объемный вес в *г/см³*	pH
Низинное травяно-осоковое	50—94	50—6	2,7	0,4	0,15	9	300	1	5—8
Верховое сфагновое	94—97,5	6—2,5	1,3	0,2	0,08	16	1200	0,2	3,8—6,4

раз больше. В водонасыщенном состоянии верховой сфагновый торф приобретает студенистую консистенцию и текучесть. Низинные травяно-осоковые торфа, обладающие лучшими среди торфов физическими свойствами и значительно обогащенные

[1] Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Изд-во МГУ, 1927.

[2] В. Н. Конев. Основы культуртехники. Сельхозгиз, 1950, стр. 57—63.

питательными веществами, будучи компостированы с известью и навозной жижей, представляют ценное органическое удобрение. Верховые сфагновые торфа, обладающие в сухом состоянии высокой калорийностью, эффективно используются как топливо.

Влагоемкость минеральных почв — весьма динамичное свойство и поддается регулированию искусственными методами в широких пределах. Все методы оструктуривания тяжелых по механическому составу почв (суглинистых и глинистых) будут одновременно способствовать увеличению их порозности, общей влагоемкости и диапазона активной (продуктивной) влаги. Среди таких приемов на первом месте стоят: культурная обработка почвы плугом с предплужником; известкование кислых почв и гипсование солонцов или применение заменителей извести и гипса; применение органических и минеральных удобрений, обеспечивающих высокие урожаи сельскохозяйственных культур и значительные по массе пожнивные (стеблевые) и корневые органические остатки в почве; введение травопольных севооборотов с бобовыми и злаковыми травами, где они дают высокие урожаи (сена >30—50 *ц/га*); осушение заболоченных почв и борьба за воду в почве всеми способами в засушливых и сухих зонах.

ГЛАВА 5

ВОДОПОДЪЕМНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ И МОБИЛЬНОСТЬ ВОДЫ В НЕЙ

Как было изложено выше, вся вода, поступающая в почву, за исключением воды гравитационной, задерживается в ней адсорбционными и капиллярными силами. В дальнейшем она частично испаряется физически, частью потребляется растениями в процессе их транспирации. Оба эти явления возможны лишь при подвижке, при мобильности воды. Особо важно свойство мобильности воды при питании растений. Ведь корневая система заполняет не весь объем почвы, а образует лишь более или менее густую сеть корней. Потребление воды идет в ризосфере корня. По мере того как вода в ризосфере корней использована, она должна подтягиваться из более отдаленных (более увлажненных) участков почвы. Вода может быть мобилизована не только в пределах корнеобитаемого слоя, но и вне его, за счет подъема из нижележащих влажных слоев — от уровня грунтовых вод или верховодки. Степень мобильности воды определяет также интенсивность физического испарения ее почвой, процессы выветривания и синтеза, протекающие в почве, и др. Из сказанного следует, что подвижность, мобильность воды в почве имеет исключительно важное значение как для питания растений, так и для всех других процессов, протекающих в ней.

В основе подвижности воды в почве (двух оцениваемых здесь ее форм) лежат адсорбционная сила почвы и капиллярные явления. Об этих формах воды частично уже было сказано. Здесь мы подробнее раскроем сущность капиллярных явлений и ознакомимся с различными точками зрения о природе и интенсивности пленочного передвижения воды.

Для уяснения некоторых закономерностей, обусловливающих капиллярные явления в почве, мы используем схемы трубок и так называемой «идеальной почвы», состоящей из шаров, отчетливо понимая, что в естественной почве эти явления много сложнее [1].

[1] Более правдоподобная схема распределения воды в почве представлена на рис. 12 и 13.

Капиллярные явления имеют в своей основе: а) молекулярное давление и пленочное натяжение в поверхностных слоях жидкости[1]; б) образование мениска при взаимодействии жидкости с поверхностью твердого тела в узких порах; в) изменение давления в жидкости непосредственно под мениском в сторону плюса или минуса и, в соответствии с этим, передвижение жидкости (поднятие по капилляру вверх или опускание в нем). В такой последовательности мы эти явления и рассмотрим.

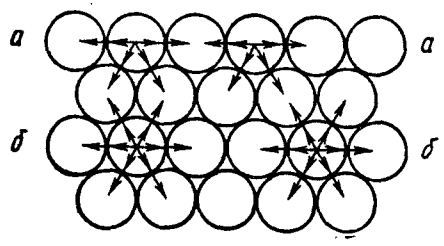


Рис. 49. Взаимодействие молекул воды в поверхностном слое (*а*) и внутри ее (*б*)

Молекулярное давление и пленочное натяжение в поверхностном слое жидкости. Силы поверхностного натяжения и молекулярного давления в жидкостях были отмечены еще Леонардо да Винчи и Паскалем. Теория механических капиллярных явлений была развита французским ученым П. Лапласом (1806), английским ученым Т. Юнгом (1805), немецким математиком и физиком К. Гауссом, американским физиком У. Гиббсом (1928), русскими физиками А. Давыдовым и И. С. Громской, голландскими физиками Я. Ван-дер-Ваальсом и Г. Гульсгофом и др. Здесь мы изложим сущность явлений поверхностного натяжения и молекулярного натяжения и молекулярного давления в жидкостях лишь в самой краткой форме.

Молекулы жидкости, находясь в тепловом движении, одновременно находятся в молекулярном взаимодействии. Поскольку расстояния между соседними молекулами малы, то в жидкости создается так называемый «ближний порядок», т. е. порядок в расположении ближайших, взаимно притягивающихся молекул, и они колеблются в пределах своих положений равновесия. Этот порядок нарушается (размывается) по мере удаления от данной молекулы[2]. Таково строение жидкости внутри ее, где каждая молекула окружена со всех сторон другими молекулами и испытывает одинаковое притяжение во всех направлениях. Она находится в относительном покое (рис. 49, б).

Иные условия создаются на поверхности жидкости. Поверхностные слои молекул испытывают на себе притяжение нижеле-

[1] В дальнейшем, употребляя слово «жидкость», мы будем иметь в виду интересующую нас жидкость — воду или, вернее, — почвенный раствор.

[2] Термин «ближний порядок» применяется к жидкостям, в отличие от «дальнего порядка» в кристаллических решетках твердых тел, где порядок расположения молекул сохраняется на протяжении миллионов и миллиардов молекулярных расстояний.

жащих и соседних (в горизонтальной плоскости) молекул воды (рис. 49, *а*). Атмосфера, как среда менее плотная по составу молекул, не может оказать противодействие этим силам. В результате силы притяжения, направленные вниз по нормали к поверхности, стремятся увлечь поверхностные молекулы внутрь жидкости. Суммируясь, они обусловливают молекулярное давление в жидкости (рис. 50, сила *P*).

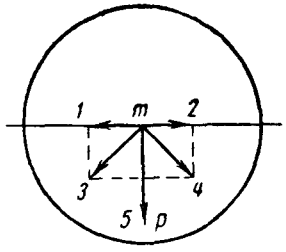


Рис. 50. Молекулярное давление и поверхностное натяжение в жидкости:

m — одна из молекул жидкости на ее поверхности; *3* и *4* — равнодействующие сил молекулярного притяжения в отношении молекулы *m* в левом и правом секторе рисунка; *P* — вертикальная слагающая после разложения сил *3* и *4* по правилу параллелограмма сил — обусловливают молекулярное давление; *1* и *2* — горизонтальные слагающие после разложения по правилу параллелограмма сил; *3* и *4* — обусловливают поверхностное натяжение

Силы молекулярного притяжения, развитые в плоскости поверхностного слоя и касательные к нему, создают в этом слое натяжение, аналогичное натянутой упругой мембране, стремящейся сократить свою поверхность (рис. 50, силы *1* и *2*).

Радиус сферы действия молекулярных сил, найденный оптическим и весовым способом при изучении минимальной толщины пленки мыльно-глицериновых пузырей при постоянном давлении воздуха внутри их и другими методами, оказался равным стотысячным долям миллиметра: по Плато (Plateau) — 56 *ммк*, по Друде (Drude) — 17 *ммк*; по Рейнольдсу и Рикеру (Reynolds и Ruecker) — 12 *ммк*; по Джонноту (E. Johonnott) — 6,2 *ммк*[1].

Силовое напряжение отдельных молекул в поверхностной пленке жидкости уменьшается по мере приближения их к нижней границе зоны молекулярного действия (рис. 51). Это обусловлено тем, что чем «глубже» молекула воды залегает в силовом слое, тем более мощный слой пленки натяжения остается выше ее, и он противодействует втягиванию данной молекулы внутрь жидкости.

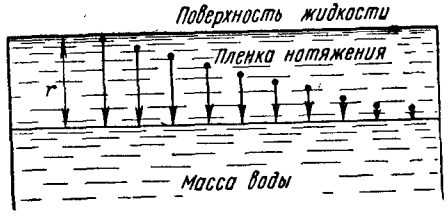


Рис. 51. Силовое напряжение молекул в поверхностной пленке жидкости в зависимости от их позиций в зоне молекулярного притяжения:

r — радиус сферы молекулярного притяжения; ↓↓↓ — молекулы воды при различных позициях в пленке поверхностного натяжения жидкости

Силы поверхностного натяжения и молекулярного давления тесно связаны меж-

[1] О. Д. Хвольсон. Курс физики, т. I, 5-е изд. Берлин, 1923 г. стр. 466.

ду собой. Это непосредственно вытекает из принципа сохранения энергии. По Гауссу, для вывода молекул жидкости из глубины на поверхность и увеличения поверхности необходимо преодолеть молекулярное давление и пленочное натяжение. Очевидно, для изменения поверхности жидкости S на величину dS нужно совершить работу, равную dr. Оказывается, что работа dr пропорциональна приращению поверхности dS, поэтому можно написать равенство:

$$dr = andS, \tag{26}$$

где a — работа для вывода одной молекулы на поверхность; n — число молекул в 1 *см*² поверхностного слоя жидкости. Величина $an = \sigma$ называется *коэффициентом поверхностного натяжения жидкости* [1]:

$$dr = \sigma dS \text{ и } \sigma = \frac{dr}{dS}. \tag{27}$$

Сила, с которой поверхность стремится сократиться, отнесенная к единице длины контура на поверхности или действующая на единицу длины линии, являющейся границей поверхности жидкости, перпендикулярно к ней и по касательной к поверхности жидкости, называется *поверхностным натяжением* [2].

Сила f, действующая таким образом на линию, длина которой m, равна:

$$f = \sigma m. \tag{28}$$

Величина σ может быть выражена в *мг/мм*, *дин/см*, *эрг/см*².

Наряду с поверхностным натяжением (σ) в физике выделяют вторую величину — *капиллярную постоянную*. По Михельсону, капиллярная постоянная жидкости численно равна капиллярному натяжению поверхности жидкости, т. е. равна той силе, которую надо приложить к единице длины какого-нибудь контура на поверхности, чтобы уравновесить поверхностное натяжение [3].

О. Д. Хвольсон капиллярную постоянную находит из уравнения:

$$a^2 = \frac{2\sigma}{\delta}, \tag{29}$$

[1] Во всех старых трудах (Хвольсон, Михельсон и др.) поверхностное натяжение жидкостей обозначено через α, а капиллярная постоянная через α^2.

[2] О. Д. Хвольсон. Курс физики, т. I, изд. 5, Берлин, 1923, стр. 466 и др.

В. А. Михельсон. Физика, т. I, 1934, стр. 122.

В. А. Киреев. Курс физической химии. Гос. н.-т. изд.-во хим. лит., 1956, стр. 481 и др.

А. В. Кортнев, Ю. В. Рублев, А. Н. Куценко. Практикум по физике. «Высшая школа», 1963, стр. 163—164.

[3] В. А. Михельсон. Ibidem, стр. 116.

где a^2 — капиллярная постоянная; σ — поверхностное натяжение жидкости; δ — плотность жидкости [1].

Он предлагает капиллярную постоянную (a^2) выражать в *мм*²:

$$a^2 = hr, \tag{30}$$

где r — радиус капилляра, h — высота поднятия жидкости в капилляре.

Если $r = 1$, то $a^2 = h$ или (31)

капиллярная постоянная данной жидкости численно равна высоте подъема этой жидкости в трубке, радиус канала которой равен 1 *мм* и стенки которой жидкостью вполне смачиваются (краевой угол $\theta = 0$).

Приводим таблицу величин a^2 и σ для некоторых веществ [2].

Таблица 13

Вещество	$a^2 = \frac{2\sigma}{\delta}$ *мм*²	$\sigma = \frac{\delta a^2}{2}$ *мг/мм*
Ртуть	7,0	47,0
Вода (0° С)	15,40	7,70
Алкоголь	6,06	2,58
Эфир (0° С)	5,43	1,97
Бензол (15° С)	6,82	2,88
Хлороформ (12,5° С)	3,80	2,81
Скипидар	—	3,03
Сероуглерод	5,19	3,27
Оливковое масло	7,16	3,27

Поверхностное натяжение всех жидкостей уменьшается с повышением температуры. Так для воды имеем:

0°С	0	5	10	15	20	25	30	35	40
σ *мг/мм*	7,69	7,63	7,55	7,48	7,40	7,33	7,25	7,16	7,09

При критической температуре для каждой жидкости поверхностное натяжение обращается в нуль.

Для точного вычисления молекулярного давления до сих пор не найдено соответствующих методов. Приблизительно оно может быть вычислено по формуле

$$P = \frac{kT}{\beta}, \tag{32}$$

[1] О. Д. Хвольсон. Ibidem, стр. 478.

[2] Там же, стр. 483, 491.

где P — молекулярное давление; k — коэффициент теплового расширения жидкости; β — коэффициент ее сжимаемости; T — абсолютная температура. Многочисленные попытки вычисления молекулярного давления согласно приводят к заключению о большой его величине. Например, по вычислениям Ван-дер-Ваальса P для воды при нормальных условиях температуры и давления превосходит 10 000 *атм*. Большой величиной этого давления отчасти объясняется незначительная сжимаемость жидкостей, так как те несколько атмосфер давления, которым мы подвергаем жидкость в пьезометре, ничтожны по сравнению с молекулярным давлением.

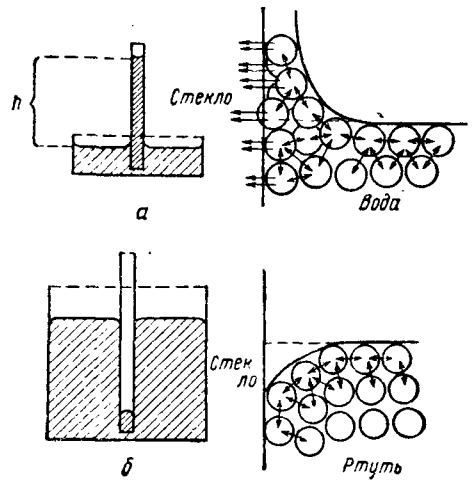


Рис. 52. Смачивание и несмачивание жидкостями твердых тел (по А. Митчерлиху):

а — капиллярное всасывание; *б* — капиллярное давление

Как будет показано ниже, величины поверхностного натяжения и молекулярного давления входят составляющими в ряд расчетных формул при вычислении высоты капиллярного подъема влаги (Лапласа, Жюрена и др.).

Образование менисков в капиллярах и влияние их на давление. При соприкосновении жидких тел с поверхностью тел твердых наблюдается смачивание или несмачивание твердых тел. Это зависит от силы молекулярного притяжения между молекулами жидкости и молекулами жидкого и твердого тела.

Если взаимодействие между молекулами жидкости слабее, нежели притяжение их к поверхности твердого тела, то в процессе теплового движения молекулы жидкости, соприкасаясь с твердым телом, будут вырываться из жидкой среды и прилипать к поверхности твердого тела, смачивать его, ползти по его стенке вверх, вниз или в стороны в зависимости от положения участков жидкости и твердого тела (рис. 52, *а*). В противном случае, т. е. когда молекулы жидкого тела сильнее взаимодействуют между собой нежели с поверхностью твердого тела, они отталкиваются от твердого тела, образуя выпуклую сферическую поверхность (рис. 52, *б*).

По границе контакта атмосфера — поверхность жидкости — погруженная в жидкость часть твердого тела между касательными плоскостями к поверхности твердого тела и к поверхности жидкости образуется двугранный угол, получивший название *угла смачивания* или *краевого угла* (θ). Чем совершеннее жидкость смачивает поверхность твердого тела, тем краевой угол меньше. При полном смачивании, например, бензин, масло — сталь, $\theta=0$; при неполном смачивании (вода — минеральная часть почвы) $\theta<90°$ и, наконец, при отсутствии смачивания (например, вода — парафин, ртуть — стекло) $\theta>90°$ (рис. 53).

Смачивание количественно выражается величиной B.

$$B=\cos\theta=\frac{\sigma_{3,2}-\sigma_{3,1}}{\sigma_{1,2}}=\frac{\beta}{\sigma_{1,2}}, \qquad (33)$$

где $\sigma_{3,2}$, $\sigma_{2,1}$, $\sigma_{1,2}$ — поверхностные энергии на границах: твердое тело (*3*) — воздух (*2*); твердое тело (*3*) — жидкость (*1*); жидкость (*1*) — воздух (*2*).

Величина B пропорциональна напряжению $\beta=\sigma_{3,2}-\sigma_{3,1}$, представляющему собой убыль поверхностной энергии (в *эрг/см*^{2}) сухой поверхности твердого тела, ранее соприкасавшейся с атмосферой, после смачивания ее водой. «Смачивание тем больше (а краевой угол тем меньше), чем больше молекулярное сродство смачивающей жидкости и поверхности твердого тела, т. е. чем больше понижение поверхностного натяжения твердого тела: $\beta=\sigma_{3,2}-\sigma_{3,1}$ и чем меньше поверхностное натяжение жидкости (в *дин/см*) на границе с воздухом — $\sigma_{1,2}$»[1].

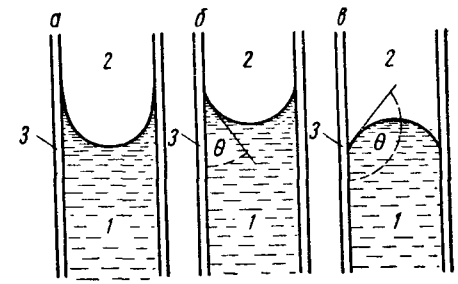


Рис. 53. Краевые углы (θ) при различном взаимодействии жидкости с твердым телом:

1 — жидкость; *2* — атмосфера; *3* — твердое тело; *а* — полное смачивание ($\theta=0$); *б* — неполное смачивание ($\theta<90°$); *в* — отсутствие смачивания ($>90°$)

В почвенных условиях угол смачивания обычно меньше 90°. На величине его сказываются свойства твердой фазы почвы и почвенного раствора. Затрудняют смачиваемость почвы органические вещества, особенно недоразложившиеся (сухие торфа, дернины, лесные подстилки); сильно развитая неактивная порозность; резко выраженная слоистость почвенного материала; повышенная вязкость раствора и некоторые другие факторы, о которых будет сказано ниже[2].

---

[1] П. А. Ребиндер. «Смачивание». Б. С. Э. 2-е изд., т. 39, 1956 г. стр. 388—389.

[2] Н. А. Качинский. Опыт агромелиоративной характеристики почв. Ч. I, М., 1934, стр. 44—47.

В зоне смачивания по периферии твердого тела распределяется вода максимальная гигроскопическая и пленочная.

В случае заполнения жидкостью пор с малым диаметром (для условий вода — стекло $d<8$ *мм*) зона влияния краевых углов распространяется на весь просвет капилляра, образуя вогнутый или выпуклый мениск. Если диаметр капилляра превосходит двойную толщину пленки жидкости, адсорбированной или десорбированной твердым телом, то под влиянием поверхностного натяжения жидкости в капилляре возникает новая ее форма — *капиллярная,* которая обладает свойствами, отличными от жидкости пограничного слоя.

В упрощенном виде схема заполнения капилляра водой в этом случае представлена на рис. 54.

При наличии смачивания мениск будет вогнутый; при отсутствии его — выпуклый (рис. 55).

Рассмотрим силы, действующие на поверхность жидкости в зоне точки m на контакте трех сред: жидкой (*1*), твердой (*2*), газообразной (*3*). В случае смачивания жидкостью поверхности твердого тела (рис. 55, *а*), притяжение между молекулами твердого тела и жидкости, как отмечалось выше, будет больше, нежели взаимодействие молекул жидкости между собой, поэтому равнодействующие силы mM и mN, направленные в каждый сектор твердого тела и воздействующие на поверхность жидкости в зоне точки m, будут больше равнодействующей силы mO, направленной в сторону жидкости. Силой, направленной в третью среду — в воздух, как минимальной по сравнению с воздействием сред *1* и *2*, можно пренебречь. Складывая по правилу параллелограмма сил силы mM и mN, получим равнодействующую силу mP, а складывая эту последнюю с силой mO, получим результирующую силу mR, воздействующую на поверхность жидкости в зоне точки m. Сила mR направлена в сторону твердого тела.

Н. А. Качинский. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной порозности. «Почвоведение», 1947, № 6, стр. 342—344.

С. А. Владыченский. Коллоидно-химические свойства почвенного гумуса. Коллоидный журнал. 1940, т. 6, вып. 8.

С. С. Драгунов, Г. В. Богданов, Е. А. Перрасе. Вязкость и поверхностное натяжение водных растворов гуматов. Коллоидный журнал, 1946, т. 8, вып. 6.

Б. В. Дерягин, М. К. Мельникова, В. И. Крылова. Об эффективной величине угла натекания при пропитке пористых тел и методе его оценки. Коллоидный журнал, 1952, т. 14, вып. 6.

С. А. Владыченский и В. В. Рыбина. Влияние смачивания на передвижение жидкости в песке. Научн. докл. высшей школы, Биолог. науки, 1965, № 1, стр. 197—201.

L. Letey, J. Osborn, R. Pelishek. Measurement of Liquid-solid contact angles in soil and sand. Soil Sci., vol. 93, 1962.

Для равновесия жидкостей необходимо, чтобы в каждой точке поверхности сила, действующая на ее частицы, была нормальна к этой поверхности. Следовательно, поверхность жидкости в зоне точки m должна быть перпендикулярна к направлению силы mR и займет положение mS.

Краевой угол θ будет $\angle BmS$. Он составляет лишь часть прямого угла $\angle RmS$ и, следовательно, сам будет углом острым, что возможно лишь при вогнутом мениске поверхности жидкости.

Повторяя те же рассуждения для случая, когда жидкость не смачивает поверхность твердого тела и, следовательно, молекулы ее сильнее взаимодействуют между собой нежели с молекулами твердого тела, получим краевой угол $\angle BmS > \angle RmS > d$ или тупой, что возможно лишь при наличии выпуклого мениска (рис. 55, *б*).

Образование менисков в капилляре, заполненном жидкостью, изменяет давление в жидкости непосредственно под мениском. В случае вогнутого мениска давление под ним меньше, нежели под плоской поверхностью жидкости и, наоборот, выпуклый мениск обусловливает давление, превышающее токовое под плоской поверхностью. Поясним это на схеме Хвольсона, несколько видоизмененной автором (рис. 56).

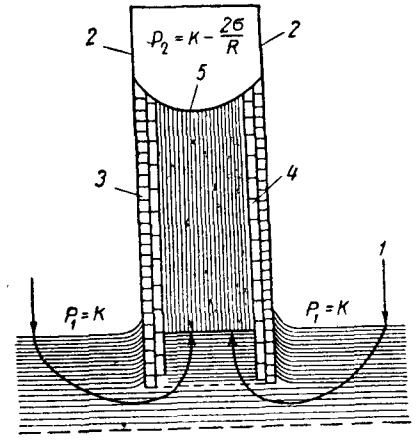


Рис. 54. Размещение различных форм воды в капилляре:

1 — свободная водная поверхность; *2* — внутренняя поверхность капилляра; *3* — вода максимальная гигроскопическая (прочно связанная); *4* — вода пленочная (рыхло связанная); *3* и *4* — неактивный объем поры; *5* — вода капиллярная, вогнутый мениск (активный просвет поры); $P_1 = K$ — нормальное давление, производимое поверхностным слоем жидкости с плоской поверхностью; P_2 — нормальное давление под вогнутым мениском жидкости в капилляре; σ — поверхностное натяжение жидкости; R — радиус кривизны мениска в капилляре

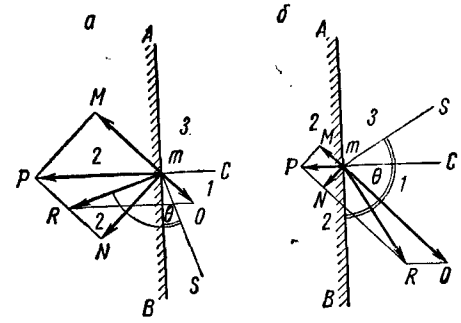


Рис. 55. Взаимодействие жидкости с твердым телом:

а — жидкость смачивает твердое тело; *б* — жидкость не смачивает твердое тело; *1* — жидкость; *2* — твердое тело; *3* — воздух; AB — поверхность твердого тела; mC — поверхность жидкости

Берем плоскость (в профиль — линию) поверхности молекулярных сил внутри жидкости MmN. При плоской поверхности жидкости эта линия (в плане — плоскость) будет испытывать на себе равное и противоположно направленное молекулярное притяжение, измеряемое плоскостями $ABMN$ и $MNCD$. В этом случае жидкость по линии MmN не получает какого-либо добавочного воздействия и остается в относительном покое.

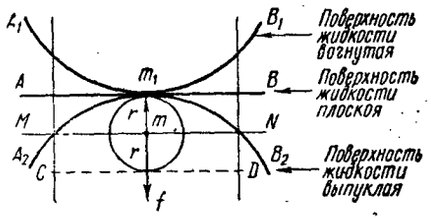


Рис. 56. Давление над плоской (Am_1B), вогнутой ($A_1m_1B_1$) и выпуклой ($A_2m_1B_2$) поверхностями жидкости (схема О. Д. Хвольсона, видоизмененная автором):

m — центр сферы действия молекулярных сил; r — радиус сферы действия молекулярных сил

В случае вогнутой поверхности та же линия (плоскость) MmN вниз (по ходу атмосферного давления) будет притягиваться массой воды, характеризуемой четырехугольником $MNCD$, а вверх (против атмосферного давления) четырехугольником $ABMN$, равным по площади четырехугольнику $MNCD$, плюс добавочными силами за счет смачивания поверхности твердого тела жидкостью — секторы Am_1A_1 и Bm_1B_1. В результате давление под вогнутым мениском будет менее атмосферного, в силу чего жидкость станет подниматься по капилляру, пока вес поднятого столба ни уравновесит капиллярную постоянную жидкости при данной температуре.

При рассмотрении влияния выпуклого мениска жидкости на давление под его поверхностью найдем, что на линию (то же площадь) MmN по ходу атмосферного давления оказывает притяжение прямоугольник $MNCD$, а против атмосферного давления сегмент Mm_1N, который, как видно из данных рис. 56, по величине меньше прямоугольника $MNCD$. При сложении сил, действующих на линию (площадь) MmN, в этом случае получается избыток давления, направленный внутрь жидкости. Давление непосредственно под поверхностью выпуклого мениска становится более атмосферного, и жидкость, не смачивающая поверхность капилляра, опускается в нем, как это показано на рис. 52 (в данном случае — стеклянный капилляр — ртуть). Опускание жидкости в капилляре будет наблюдаться до предела, пока столб жидкости, опустившийся в капилляре, не уравновесит избыток давления, возникший под поверхностью выпуклого мениска.

Формула Лапласа (Laplace — 1807). Вышеописанные закономерности поведения жидкости в капиллярах получили математическое выражение в формуле Лапласа, которая в современном написании выглядит так:

$$P = K + \sigma\left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}\right), \qquad (34)$$

где P — нормальное давление, производимое поверхностным слоем жидкости; K — нормальное давление на плоской поверхности; σ — поверхностное натяжение жидкости; R_1 и R_2 — радиусы кривизны двух главных нормальных сечений поверхности мениска. Они считаются положительными, когда направлены внутрь жидкости (при выпуклом мениске), и отрицательными, когда направлены в атмосферу (при вогнутом мениске).

Если взять простейший случай, когда капилляр представляет собой цилиндр, то R_1 и R_2 будут между собой равны, и формула 34 примет следующий вид:

$$P = K + \sigma\left(\frac{1}{R} + \frac{1}{R}\right) = K + \frac{2\sigma}{R}. \qquad (35)$$

Решая эту формулу для трех видов поверхности жидкости, получим разные величины.

1. Поверхность плоская. Она может рассматриваться как часть шаровой поверхности с бесконечно большим радиусом. Тогда

$$P = K + \frac{2\sigma}{\infty} = K + O = K. \qquad (36)$$

Нормальное давление плоской поверхности жидкости соответствует давлению (K) при одной атмосфере.

2. Поверхность мениска выпуклая. Формула Лапласа примет вид:

$$P = K + \frac{2\sigma}{R},$$

т. е. нормальное давление под выпуклым мениском больше, нежели под плоской поверхностью на величину $\frac{2\sigma}{R}$.

3. Поверхность мениска в капилляре вогнутая. Этот случай исключительно важен для передвижения капиллярной воды в почвах и грунтах. В этом случае формула Лапласа имеет вид:

$$P = K + \sigma\left(\frac{1}{-R} + \frac{1}{-R}\right) = K - \frac{2\sigma}{R}. \qquad (37)$$

Как следует из последней формулы, нормальное давление в поверхностном слое воды непосредственно под вогнутым мениском

меньше, чем при плоской поверхности, на величину $\frac{2\sigma}{R}$; величина этой разницы прямо пропорциональна поверхностному натяжению (σ) и обратно пропорциональна радиусу кривизны мениска (R). При этом, чем меньше радиус капилляра (r), тем больше кривизна вогнутости мениска в капилляре и тем меньше R (с отрицательным знаком).

Закон Жюрена (Jurin, 1718) [1]. Под влиянием отрицательного давления под вогнутым мениском жидкость должна подняться в капилляре на такую высоту h, чтобы давление приподнятого жидкого столба на единицу площади, лежащей на высоте наружной, по отношению к капилляру, горизонтальной поверхности жидкости, сделалось бы равным величине $\frac{2\sigma}{R}$. Следовательно,

$$\frac{2\sigma}{R} = hd, \qquad (38)$$

где h — высота поднятия жидкости в капилляре; d — плотность жидкости, измеряемая ее весом в единице объема (рис. 57).

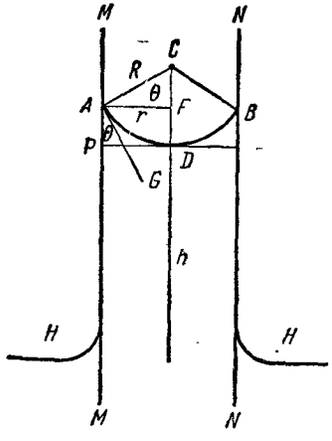


Рис. 57. Высота поднятия жидкости в капилляре при смачивании ею поверхности твердого тела:

MM и *NN* — внутренние стенки капилляра; *r* — радиус капилляра; *ADB* — вогнутый мениск — часть сферической поверхности с центром *C* и с радиусом сферы $R = AC = CD = CB$; *H* — уровень горизонтальной поверхности жидкости вне капилляра; *h* — высота подъема воды в капилляре сравнительно с уровнем горизонтальной поверхности *H*; $\angle PAG = \angle CAF = \theta$

Но

$$R = \frac{r}{\cos\theta}.$$

Следовательно,

$$hd = \frac{2\sigma\cos\theta}{r} \text{ и} \qquad (39)$$

$$h = \frac{2\sigma\cos\theta}{rd}. \qquad (40)$$

Если жидкость вполне смачивает поверхность твердого тела, то краевой угол (θ) будет равен нулю, а его косинус единице. Тогда последнее уравнение примет вид:

$$h = \frac{2\sigma}{rd}, \qquad (41)$$

где h — высота поднятия воды в капилляре; σ — коэффициент поверхностного натяжения; r — радиус капилляра; d — плотность жидкости.

[1] О. Д. Хвольсон, Ibidem, стр. 476, 477.

Согласно уравнению Жюрена высота поднятия (h) жидкости в капилляре (при смачивании ею поверхности твердого тела) прямо пропорциональна коэффициенту поверхностного натяжения (σ) и обратно пропорциональна радиусу капилляра (r) и плотности жидкости (d) [1].

Из формул 37 и 41 следует, что высота h столба жидкости, заполняющей капилляр, не зависит от размеров тех частей капилляра, которые лежат ниже мениска (см. рис. 10). Однако если эти части имеют более широкий диаметр, чем мениск, то весь капилляр должен быть предварительно заполнен жидкостью (например, в процессе затопления капилляра и последующего вертикального его подъема или свободного оттока воды из ранее затопленной капиллярной зоны).

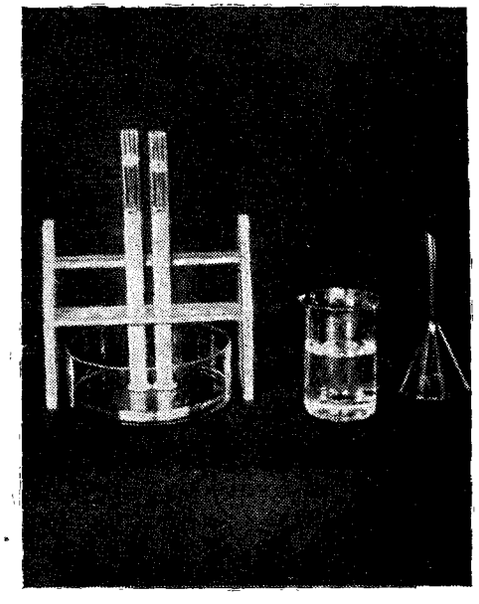


Рис. 58. Капиллярное давление, развивающееся в песке при всасывании им воды по капиллярам

Наличие капиллярного давления в почве можно продемонстрировать многими опытами. Один из них показан на рис. 58.

Стеклянные трубки длиной около 20 *см* и диаметром 2—3 *см*, обвязанные снизу марлей, заполняют при постукивании о картон средним (0,5—0,25 *мм*), лучше мелким (0,25—0,05 *мм*) песком. На поверхность песка наносят слой суглинка толщиной около 1 *см*. Слой суглинка осторожно из пипетки увлажняют водой так, чтобы она полностью смочила суглинок, но не проникла бы в песок. Трубки устанавливают в стеклянную ванну, как показано на рис. 58. После этого в ванну с помощью воронки осторожно наливают воду до тех пор, пока она затопит нижний конец трубок.

Вода начнет подниматься по капиллярам и вытеснять воздух. Если суглинистые колечки полностью смочены, то выход из песка для воздуха закрыт. Давление его внутри песка повыша-

[1] Аналогичная закономерность была установлена и высказана ранее Жюрена в 1670 г. Борелли (Borelli).

ется. Он давит на суглинистые колечки. Отрывает их от песка и гонит вверх. Если опыт поставлен тщательно, то суглинистые колечки спрессованным воздухом выбрасываются вон из трубок.

Капиллярные явления в нецилиндрическом пространстве[1]. До сих пор мы рассматривали сущность капиллярных явлений в цилиндрических трубках. Для трактовки в дальнейшем некоторых процессов в почвах, как, например, образование подвешенной капиллярной воды, защемление воздуха в прерывистых капиллярах, капиллярный подъем воды по трещинам и др., отметим еще несколько положений о капиллярных явлениях в порах иных форм.

Если столбик воды (каплю) поместить в стеклянный конический капилляр, то она образует два вогнутых мениска: менее вогнутый в широкой части капилляра и более вогнутый в узкой его части. Из формулы 37 известно, что давление под мениском обратно пропорционально радиусу его кривизны. Следовательно, под более вогнутым мениском с меньшим радиусом кривизны оно будет меньше, нежели под мениском в более широкой части капилляра. Под избытком давления в менее вогнутом мениске столбик воды начнет перемещаться в суженную часть капилляра, пока не займет положение, изображенное на рис. 10, *в*. В схеме — это типичный случай подвешенной капиллярной воды (подвешенной на верхнем, более вогнутом мениске).

Большой интерес для почвоведа представляют так называемые жаменовские цепочки[2]. В схеме — это разорванные столбики капиллярной воды в трубке, перемежающиеся воздушными участками или сочетание шаровых или овальных некапиллярных полых четок, соединенных между собой капиллярными цилиндрическими перемычками (рис. 59, *I*).

Если такую цепочку затопить в воду, заполнить ее водой, а затем вынуть из воды, держа вертикально, то из широких объемов цепочки часть воды стечет; остальную некапиллярную воду нужно медленно выдавить сжатым воздухом. В капиллярных перешейках останутся водные столбики (пробки), ограниченные при переходе к четкам вогнутыми менисками. В каждой капиллярной пробке мениски симметричны, с одинаковой кривизной, ориентированной в разные стороны (рис. 59, *II*, *ab* и *cd*). Капиллярные их силы будут взаимно уравновешиваться.

Но если произвести на цепочку четок одностороннее давление, например, нагнетая с одного конца воздух (на рис. 59, *II*, сила *P*), то все мениски, обращенные вогнутостью навстречу давлению, будут прогибаться (рис. 59, *II*, a_1, c_1); вогнутость их, а вместе с ней и отрицательное давление под менисками будут

[1] О. Д. Хвольсон — Ibidem, стр. 473, 474, 478, 479, 480.
[2] Получившие название от имени французского ученого Жамена (Jamin).

расти. Кривизна менисков, ориентированных по ходу производимого давления (рис. 59, *II*, b_1 и d_1), будет уменьшаться, выпрямляться или даже, при большом напоре, получать выпуклую форму. В этих случаях силы двух менисков в каждой капиллярной пробке уже не будут уравновешиваться. Разность этих сил будет направлена навстречу производимому давлению (рис. 59, *II*, сила P_1). Чем больше четок в цепочке, тем противодавление будет выше. Цепочка может выдержать давление в несколько атмосфер.

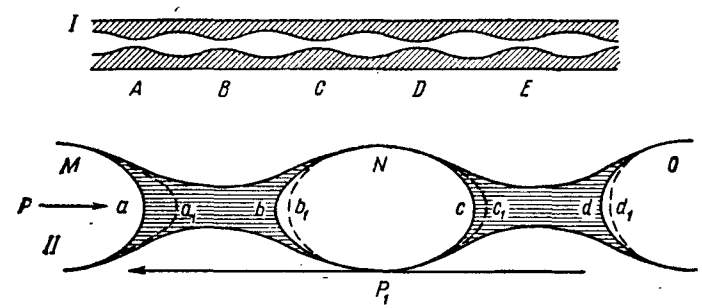


Рис. 59. Жаменовские цепочки:

I — крупные некапиллярные поры, соединенные между собой капиллярными перемычками (*A, B, C, D, E*) диаметром, превышающим двойную толщину слоя адсорбированной воды, *II* — часть жаменовской цепочки в крупном плане; *M, N, O* — крупные поры, *ab* и *cd* (заштрихованное поле) — капиллярные столбики в равновесном состоянии; *P* — повышенное, против атмосферного давление на мениск *a*; a_1 — прогнувшийся мениск (пунктир) под давлением *P*; b_1 — частично выпрямившийся мениск (бывший *в*) под давлением *P*; *c* — исходный мениск в поре *N* и c_1 — частично прогнувшийся мениск при повышении давления в поре *N*; *d* — исходный мениск и d_1 — частично выпрямившийся под повышенным давлением мениск в поре *O*; P_1 — сила капиллярного противодавления

Ранее указывалось, что теория жаменовских цепочек легла в основу построения тонкослойных, многослойных противофильтрационных экранов. Это же явление в слоистых грунтах оказывает огромное затормаживающее влияние на водоподъемную способность почвы.

Значительный интерес представляет движение адсорбированной и капиллярной воды между двумя плоскостями. Некоторым аналогом этого явления в почвенной практике может быть движение воды в трещинах, особенно в трещинах скальных пород. Отметим два случая. Первый, когда между двумя, близко расположенными плоскостями внедряется лишь адсорбированная вода. Смачивая поверхности плоскостей, она под влиянием притяжения твердым телом будет продвигаться в сухую зону. Фагелер, а еще ранее Коэн (1894) и др. процесс смачивания твердого тела жидкостью объясняет притяжением двух, противоположно заряженных электрических полей, а продвижение

смоченного фронта вперед как взаимодействие пленок жидкости с бо́льшим и меньшим осмотическим давлением; пленка воды движется в направлении менее смоченной каймы с более высоким осмотическим давлением [1]. Чем ближе слои адсорбированной воды к поверхности почвенных частиц, тем выше осмотическое их давление. Так, поверхностный слой воды максимальной гигроскопической имеет осмотическое давление 49,92±0,8 *атм*; поверхностный слой двойной максимальной гигроскопичности лишь 6,25 *атм*; это (по Widtsoe и Laughlin) так называемая лентокапиллярная стадия смачивания почвы [2]. Еще меньше будет осмотическое давление поверхностных слоев водных пленок при максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву [3]. Внедряясь между двумя плоскостями с определенной силой притяжения к поверхности твердого тела, адсорбированная вода будет расклинивать эти плоскости. Так как с наибольшей силой адсорбируются первые слои молекул воды, то и расклинивающее действие этих первых тонких пленок (слоев) воды будет сильнее, чем толстых. При исчерпании адсорбционных сил поверхностью твердых плоскостей расклинивающее давление пленок воды должно стремиться к нулю [4].

Если расстояние между двумя смачиваемыми параллельными поверхностями превышает толщину суммы двух адсорбированных слоев воды, но в то же время не выходит за рамки проявления капиллярности, то при погружении части их в воду между пластинами образуется вогнутость, представляющая собой часть боковой цилиндрической поверхности, образующие которой параллельны пластинам. Давление под этой поверхностью будет также меньше атмосферного и может быть рассчитано по формуле Лапласа (34):

$$P=K+\sigma\left(\frac{1}{R_1}+\frac{1}{R_2}\right).$$

В отличие от вогнутого мениска один из радиусов нормального сечения вогнутой поверхности в этом случае (R_1) будет равен бесконечности, поэтому формула получит вид:

$$P=K+\sigma\left(\frac{1}{\infty}+\frac{1}{-R}\right)=K-\frac{\sigma}{R}. \qquad (42)$$

---

[1] P. Vageler. Der Kationen und Wasserhaushalt der Mineralbodens. Berlin, 1932, (русский перевод — Сельхозгиз, М., 1938).

[2] J. A. Widtsoe and Mc. Laughlin. Utah Agric. Coll. Bull. V. 115, 1912.

[3] А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. Изд-во АН СССР, 1936.

[4] Б. В. Дерягин. Упругие свойства тонких слоев воды. Ж. Физ. химии, 1932, т. III, М. — Л.

Б. В. Дерягин. Механические свойства тонких слоев жидкости. Ж. Физ. химии, 1934, т. V, вып. 2—3, М. — Л.

В силу пониженного давления под вогнутой пленкой вода будет подниматься между пластинами.

Аналогично прежнему выводу (формулы 38, 39, 40, 41), получим:

$$hd=\frac{\sigma}{R}=\frac{\sigma\cos\theta}{r}. \qquad (43)$$

Откуда $h=\frac{\sigma\cos\theta}{rd}$. (44)

Если жидкость вполне смачивает пластинки, формула примет вид:

$$h=\frac{\sigma}{rd}. \qquad (45)$$

Сравнивая формулу 45 с формулой 41, находим, что высота подъема жидкости между двумя параллельными плоскостями вдвое меньше высоты подъема ее в капиллярной цилиндрической трубке, если расстояние между пластинами равно диаметру цилиндрического капилляра.

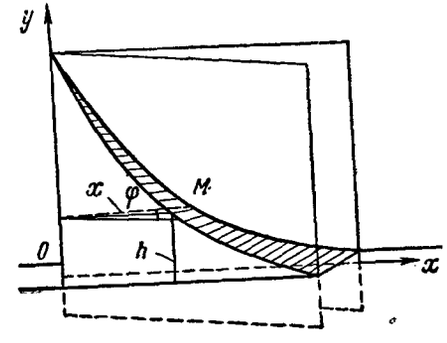


Рис. 60. Поднятие жидкости между плоскими поверхностями, образующими двугранный угол:

Oy — ребро угла — ось y; ox — ось x; M — произвольная точка, для которой определяется по формуле высота подиятия жидкости (h); x — расстояние точки M от оси ординат; φ — угол горизонтального сечения через точку M с вершиною на оси oy

В заключение этого раздела главы отметим, что высота поднятия жидкости от ее зеркала между двумя смачиваемыми плоскостями, образующими двугранный угол φ (рис. 60), определяется уравнением гиперболы

$$xh=\frac{\sigma\cos\theta}{d\,\mathrm{tg}\,\frac{\varphi}{2}}, \qquad (46)$$

где φ — угол горизонтального сечения через точку M; x — расстояние всякой точки M от оси ординат OY; h — высота поднятия жидкости в данной точке M; остальные обозначения прежние. Когда жидкость вполне смачивает пластинки, то $\cos\theta=1$.

Водоподъемная способность почв. В предыдущем разделе настоящей главы изложены основные понятия из теоретической физики, необходимые для понимания передвижения пленочной и капиллярной воды в почве.

В последние годы часто можно читать и слышать, что пленочные и капиллярные явления в трубках, в четках, меж пластинками и другими описанными моделями не имеют никакого

отношения к почве. В почве нет трубок, нет пластин и т. д. Подобный аргумент представляется наивным. Ни один почвовед никогда не рисовал себе передвижение воды в почве, как в системе трубок разного диаметра и формы, ибо каждому известно, что почва — среда полидисперсная и гетерогенная, а почвенные поры представляют собой сложнейший комплекс скважин различной величины и формы в многообразных их сочетаниях. И тем не менее вода в почве подвержена молекулярному давлению и пленочному натяжению; в почве наблюдается явление смачивания твердой фазы раствором, а иногда и несмачивание (сухие оторфелые органические остатки, сухая дернина и др.). В порах образуются адсорбированные пленки воды и водные мениски, под которыми развивается отрицательное давление, определяющее направление движения жидкости. Все эти явления и закономерности необходимо себе четко представлять. И если их без ущерба для сути дела легче объяснить на простых схемах, принятых в физике, то нецелесообразно избегать этих схем, так же, как понятие об «идеальной» почве, состоящей из шаров определенной укладки, понятие об «эффективном» радиусе механических элементов, об «эффективном» диаметре пор и др. В то же время, используя эти понятия при изучении водного режима почв, в частности — водоподъемной ее способности и мобильности воды в почве, постоянно необходимо учитывать ее своеобразие, как особого естественноисторического тела природы, в среде которого многие явления и закономерности, известные из теоретической физики, претерпевают значительные изменения и осложнения. Это относится и к капиллярным явлениям в почве, что будет показано ниже [1].

Впервые водные и другие свойства механических элементов некоторых почв Швеции были детально изучены А. А. Аттербергом [2]. Оценивая капиллярные свойства механических элементов, он пришел к выводу, что «капиллярность» фракций возрастает по мере уменьшения диаметра зерен при движении от песка к коллоидам, но быстрота передвижения воды по капиллярам в том же направлении резко замедляется. Сведениями об «активных» и «неактивных» порах Аттерберг не располагал.

[1] Литература о передвижении в почве капиллярной и пленочной воды весьма обширна. Она насчитывает десятки и даже сотни работ. Учитывая ограниченный объем настоящего труда, автор не ставит своей задачей составление монографии по данному вопросу, как и по другим водным свойствам почвы, а ограничивает ее изложением основных направлений в трактовке вопроса, сопровождая их критическим анализом, результатами личных экспериментов и наблюдений и материалами, полученными под его научным руководством.

[2] A. A. Atterberg. Die mechanische Bodenanalyse und Klassifikation der Mineralböden Schwedens. Internat. Mitt. f. Bodenkunde, 1912, Bd. 11, H. 4, s. 312—342.

Второй вывод Аттерберга хорошо подтверждают данные Кочериной [1] (табл. 14).

Таблица 14

Быстрота поднятия воды в *мин* по капиллярам на высоту 5 *см/мин*

(Почва дерново-подзолистая, легкосуглинистая крупнопылеватая. Калининский район, Московской области. Лес смешанный)

Горизонты, глубины в *см*	Крупность фракции механических элементов в *мм*				
	образец почвы нерасчленный	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
A_1 3—13	58	9	10	48	568
A_2 14—26	55	8	9	56	875
B_1 35—45	54	9	10	74	810
B_2 65—75	69	8	14	92	1200
B_2/C 100—110		7	14	92	680

Как видно из данных табл. 14, капиллярная проводимость фракций падает по мере уменьшения диаметра зерен, причем в илистой фракции она в десятки раз меньше, нежели в крупной пыли. Свойства горизонтов на быстроте передвижения воды в крупной пыли не сказываются. В более мелких фракциях, особенно в мелкой пыли и илистой фракции, отчетливо выявляются иллювиальные горизонты; быстрота передвижения воды по капиллярам здесь наименьшая, что, по-видимому, сопряжено с более сильно развитой в них неактивной порозностью.

Аттерберг и Кочерина не располагали такой массой фракций, чтобы экспериментально установить высоту поднятия в них воды по капиллярам.

Исходя из формулы Жюрена (41), капиллярный подъем воды от свободного ее зеркала возможен на неограниченные высоты. Он должен быть тем выше, чем тоньше капилляры, т. е. чем тяжелее механический состав почвы. В. А. Михельсон считает, что предел такого подъема кладется лишь внутренними свойствами жидкости, именно — сцеплением ее молекул [2]. Так, если до-

[1] Е. И. Кочерина. Некоторые химические и физические свойства отдельных механических фракций дерново-подзолистой почвы. «Почвоведение», 1954; № 12.

[2] В. А. Михельсон. Физика, т. I, 1934, стр. 123.

пустить сплошные капилляры в грунте в 0,0001 *мм*, то по формуле Жюрена при 20° С получим подъем воды, равный:

$$h=\frac{14,8}{0,00005\cdot 0,99823}=296\,524,8\ мм=296,5\ м.$$

Такие расчеты до сих пор приходится встречать в специальной литературе. Например, в известном руководстве К. Терцаги по механике грунтов указывается возможный подъем воды по капиллярам на сотни метров [1].

Не говоря уже о том, что нельзя себе представить грунт, располагающий однородно тонкими порами в большой его толще, мы должны отвергнуть вышеприведенный расчет, исходя из учения о дифференциальной порозности почв [2]. Ведь капиллярная вода передвигается не во всем объеме почвенных пор, а лишь в *активном их просвете*. Сами поры в почве, как указывалось, представляют сложнейшую мозаику по форме, диаметрам и сочетаниям, поэтому нельзя уподоблять их трубкам. Наконец, даже в любых по форме порах по мере их утонения капиллярные явления сначала будут расти в связи с увеличивающейся кривизной менисков, но в дальнейшем они начнут падать. В одних случаях в просветах пор активная порозность вовсе исчезнет; такие поры теряют физический смысл капилляров и становятся непроницаемыми для капиллярной воды. В других — активная порозность станет столь малой, что всасывающая сила мениска будет затормаживаться силами трения движущейся капиллярной воды о стенки пленок жидкости, адсорбированной почвой, и капиллярный подъем неизбежно замедлится, а в крайних случаях и вовсе прекратится.

Если иметь ввиду разрушенный, измельченный почво-грунт, помещенный в трубки или представленный в насыпях, то по многолетним наблюдениям высота капиллярного подъема воды в минеральном почво-грунте возрастает от песков через супеси к лёссовидным суглинкам. В дальнейшем, по мере утяжеления материала, водоподъемная способность почво-грунта падает, а в таких глинистых горизонтах (в естественном их состоянии), как столбчатый горизонт солонцов, иллювиальные горизонты слитых черноземов и подзолов, она почти полностью прекращается. Так, по наблюдениям Д. Д. Осина [3], метровый монолит дерново-подзолистой тяжелосуглинистой иловато-пылеватой почвы (гор. $A_1+A_2+B_1+B_2+B_3$) за 180 *сут* поднял воду от уровня свободного ее зеркала на 61 *см* (до уровня B_1), причем дальнейший подъем ее прекратился [1]. В другом опыте, проведенном им же, использовался поверхностный монолит дерново-подзолистой почвы ($A_1+A_2=32$ *см*). Он поднял воду до уровня дернины за 6 *сут*. Дернина этой почвы мощностью 4 *см* увлажнилась по капиллярам лишь спустя три месяца от начала опыта; здесь сказалась затрудненная смачиваемость недоразложившихся органических остатков в воздушно-сухом состоянии.

Поскольку движущим началом подъема капиллярной воды является отрицательное давление, возникающее под вогнутым мениском, то, очевидно, чем больше это отрицательное давление, тем на большую высоту возможен капиллярный подъем воды. Возьмем крайний случай. В однородном по механическому составу и сложению грунте при смачивании его от свободного зеркала воды под вогнутыми менисками активных пор наблюдается отрицательное давление, близкое к 1 *атм*. Теоретически возможный уровень поднятия воды в просветах активных капиллярных пор определится в 10 *м* (давление 1 *бар*). Практически, однако, наблюденные отрицательные давления в почве редко превышают 0,5 *атм*.

Наибольший капиллярный подъем воды для лёссовидных суглинков, который удалось зафиксировать в лабораторных условиях, был равен 350 *см* за пять лет подъема; в природных условиях — от уровня грунтовых вод (путем наблюдения над влажностью почво-грунта) — 600 *см* (террасы Кутулука, Среднее Заволжье, террасы р. Дона, террасы Волги).

Структурность почв может в корне менять влияние механического состава на водоподъемную способность почв. Ил (фракция $d<0,001$ *мм*), который сам обладает минимальной капиллярной проводимостью, коагулируя и склеивая механические элементы в пористые, прочные и водопрочные агрегаты (при наличии в нем гумуса и Ca^{2+} в поглощающем комплексе), повышает активную капиллярную порозность в комках и зернах, а вместе с тем — влагоемкость почв и капиллярную их проводимость. Так, в комплексе почв Казацкой степи Курского черноземного заповедника лучшей водоподъемной способностью отличается наиболее структурный мощный тяжелосуглинистый чернозем (степь), за исключением медленно смачиваемой, плохо проницаемой дернины. Среднее место занимает слабо деградированный чернозем в лесу, а худшее — плохо оструктуренный сильно деградированный чернозем степных западин. Капиллярная кайма в метровых монолитах этих почв (0—100 *см*) за 100 *сут* поднялась от свободного водного зеркала в мощном черноземе на 93,9 *см*, в слабо деградированном — на 69,3 и в сильно дегради-

[1] К. Терцаги. Основания механики грунтов. Геолразведиздат, М. — Л., 1932, стр. 13.

[2] Н. А. Качинский. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной порозности. «Почвоведение», 1947, № 6, стр. 336—348.

Н. А. Качинский. Физика почвы, ч. I, «Высшая школа», 1965, стр. 177—190.

[3] Д. Д. Осин. К методике изучения водоподъемной способности и влагоемкости почв. «Почвоведение», 1935, № 1, стр. 101—114.

[1] В исходном состоянии монолиты были воздушно-сухими.

рованном — на 49,4 *см*[1]. На рис. 61 сопоставляется быстрота поднятия воды по капиллярам от уровня открытого водного зеркала для трех типов почв тяжелого механического состава: чернозема обыкновенного, чернозема южного и столбчатого солонца (все почвы из Чапаевского района Куйбышевской обл.).

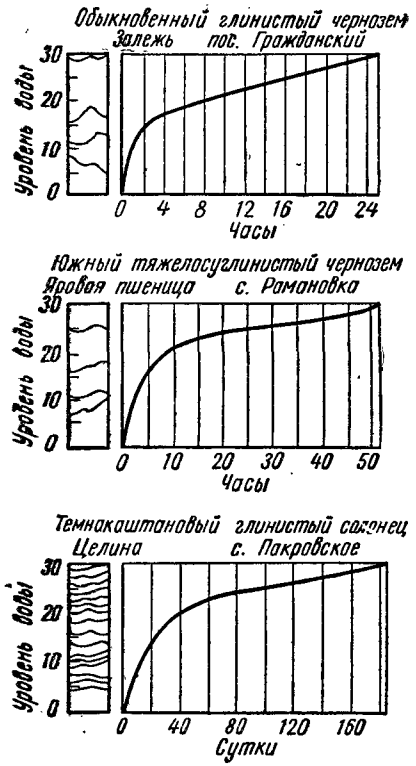


Рис. 61. Водоподъемная способность почв

Как видно из графика, наилучшей водоподъемной способностью обладает наиболее структурная почва — обыкновенный чернозем. Он поднял воду на высоту 30 *см* за 24 *ч*, тогда как в столбчатом солонце на ту же высоту вода поднялась по капиллярам лишь за 160 *сут*. Минимальной капиллярной проводимостью в солонце обладает иллювиальный столбчатый горизонт с сильно развитой неактивной порозностью в столбах и с крупными трещинами между ними. Слабая мобильность воды в солонце, особенно в иллювиальном его горизонте, определяет, как увидим далее, высокий процент в нем влаги завядания для растений, так как доступная растениям вода не успевает подсасываться к участкам потребления ее в ризосфере корней растений.

С этой же особенностью солонцов сопряжено так называемое подсолонцовое засоление. Горизонт С солонцов обладает лучшей капиллярной проводимостью, нежели B_1. В период глубокого промачивания (преимущественно после весеннего снеготаяния) и просушивания почвы с поверхности раствор из влажного горизонта С поднимается вверх. Достигнув столбчатого или глыбистого иллювиального горизонта B_1, обладающего минимальной капиллярной проводимостью, капиллярный поток останавливается. На этой

[1] Н. Н. Долгополова. Физическая и агротехническая характеристика почв лесостепного профиля в условиях Центрально-Черноземного заповедника. Тр. Центр.-Черноз. гос. зап., М., 1948.

глубине, преимущественно через многочисленные трещины, идет интенсивное испарение влаги со сбросом солей в подсолонцовом горизонте.

Высокая мобильность воды в структурной почве, где она расходуется внутри комков и зерен, а также передается от комка к комку, является положительным ее качеством, так как способствует нормальному снабжению корневой системы водой. Однако там, где идет борьба с засухой, необходимо не допустить эту воду к самой поверхности почвы, откуда она будет теряться на физическое испарение в атмосферу. Для этой цели самый верхний слой пашни, мощностью примерно в 5 *см*, нужно поддерживать в рыхлом крупнокомковатом состоянии. Капилляры такого слоя слабо взаимодействуют с нижележащей пашней. Грубокомковатый верхний слой просохнет, но в дальнейшем он будет играть роль мульчи, защищающей пашню от испарения воды.

Из данных рис. 61 видно, что интенсивность капиллярного подъема воды в почвах во времени затухает и в почвах и грунтах, лишенных слоистости, и характеризуется обычно параболическими кривыми.

Капиллярное передвижение воды в почве значительно осложняется в случае повышенных концентраций почвенного раствора.

Если раствор еще не пришел в равновесие с поглощающим комплексом почвы, то наблюдается обмен катионами. Поглощение почвой из раствора сильно гидратирующихся катионов, например Na (осолонцевание), обусловит рост неактивной порозности почвы и соответственно ослабит интенсивность капиллярного передвижения воды. Наоборот, поглощение слабо гидратирующихся катионов (K^+, Ca^{2+}) будет иметь обратное воздействие. Выше мы отмечали минимальную капиллярную проводимость столбчатого горизонта солонца. Эта проводимость заметно возрастает, если раствор содержит значительное количество сернокислого или хлористого кальция.

При наличии ионного равновесия между раствором и твердой фазой почвы дальнейшее увеличение концентрации раствора обусловит частичную дегидратацию почвенных мицелл и тем самым расширит объем активных пор, способных проводить капиллярную воду. Этому же будет способствовать коагуляция коллоидов почвы под влиянием электролитов, сопровождающаяся возникновением более выраженной микроструктуры почвы[1]. Наконец, наличие солей в почвенном растворе изменяет плотность, вязкость и поверхностное натяжение жидкости, что непосредственно сказывается на высоте капиллярного ее поднятия.

[1] П. Фагелер. Режим катионов и воды в минеральных почвах. М., 1938, стр. 130, 148, 149.

Минимальной водоподъемной способностью обладают сухие торфа, дернины, лесные подстилки, а также слоистые грунты, характеризующиеся гетерогенностью отдельных прослоек по механическому составу, по физическим свойствам, по степени их смоченности [1].

Слоистые грунты широко распространены среди эллювиальных отложений в поймах и на террасах рек, бывших днищах озер и в других местах, а также среди эоловых отложений. Особенность их водных свойств давно привлекала внимание ряда исследователей (Вольни, 1885, Высоцкий Г. Н., 1906, Лебедев А. Ф., 1936, Рыжов С. Н., 1940, Качинский Н. А., 1945, Карпачевский Л. О., 1959, и др.)[2]. Вольни испытывал слоистые модели из песка и гидроокиси железа. Он констатировал замедление в слоистом грунте как фильтрации воды, так и капиллярной проводимости. В дальнейшем наибольшее внимание исследователей было уделено влиянию слоистости на водопроницаемость и влагоемкость почв, формирование в профиле гумусовых и железистых прослоек, оглеенных горизонтов и др. Меньшее внимание привлекала водоподъемная способность слоистых почв и грунтов. Учитывая значимость этого последнего свойства не только для генезиса почв, но также для ряда мелиоративных и строительных работ, автор посвятил ему специальное исследование для выяснения особенностей передвижения гравитационной и капиллярной воды в слоистых почво-грунтах и для выработки мероприятий по пресечению фильтрационной способности и капиллярной проводимости почв. Здесь приводится лишь часть экспериментальных материалов.

В гетерогенных слоистых грунтах наблюдается резкая смена механического состава в отдельных прослойках, разная величина порозности и, главное, различная крупность пор. Смена механического состава при увлажнении почво-грунта обусловливает защемление в нем воздуха и образование многочисленных капиллярных поверхностей раздела по границам: тонкие поры — крупные поры; вода — воздух.

Наличие «защемленного» воздуха предполагалось почвоведами давно, но экспериментально это явление изучил Д. П. Крынин (1928—1930) [1], а математический анализ его дал Г. И. Покровский (1933) [2].

[1] Н. А. Качинский. Новое в теории о водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранах. «Почвоведение», 1945, № 5—6, стр. 251—268.

[2] E. Wollny. Untersuchungen über die Kopillare Leitung des Wassers in Boden. Forschungen auf dem Gebite der Agrikulturphysik. Bd. VIII, 1885.

Г. Н. Высоцкий. Почвенно-ботанические исследования в южных тульских засеках, 1906.

А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. М. — Л., 1936.

С. Н. Рыжов. Влияние дренирующих прослоек на водопроницаемость и водоудерживающую способность почв. «Почвоведение», 1940, № 7.

Л. О. Карпачевский. О капиллярном подъеме раствора NaCl в слоистой почве. Научн. докл. высшей школы. Биолог науки, 1959, № 3.

В настоящее время можно утверждать, что наличие в почве защемленного воздуха всегда тормозит фильтрацию воды сквозь нее и капиллярную проводимость в толще почвы. Это происходит по следующим причинам.

1. Наличие воздуха в почве, насыщаемой водой, обусловит поверхности раздела двух сред (вода — воздух), а значит, и образование капиллярных пробок, препятствующих фильтрации и капиллярному передвижению воды.

2. При проталкивании водой воздушных пузырьков по скважинам почвы с периодическим сужением их и расширением в разных по величине порах в итоге происходит потеря напора воды на производимую при этом работу.

3. Особо высокая задерживающая роль защемленного воздуха против фильтрации и капиллярного подъема будет сказываться в том случае, когда система воздушных и водных участков получает характер жаменовских цепочек.

4. Наличие даже свободно плавающих в воде пузырьков воздуха, согласно формуле Эйнштейна

$$\eta = \eta_1 \cdot (1 + 2{,}5v), \tag{47}$$

где η — вязкость воды; η_1 — вязкость воды, содержащей воздух, и v — объем пузырьков воздуха в единице объема пены, увеличивает вязкость воды, а следовательно, затрудняет ее фильтрацию.

5. Обусловливая возникновение многочисленных водных менисков в почвах и грунтах, защемленный воздух в известных пределах его спрессования способствует увеличению сцепления в мелкозернистых грунтах и сообщает им упругость.

Количество защемленного воздуха в различных почвах и грунтах разное в зависимости от их физических свойств (механический состав, характер пористости и пр.) и условий замачивания грунта. Важно отметить, что смоченные почвы и грунт, особенно если смачивание идет сверху и снизу, всегда в том или ином количестве содержат защемленный воздух и удерживают его длительно: месяцы, годы, десятки лет. Наиболее благоприятные условия для возникновения защемленного воздуха создаются в слоистых грунтах, особенно тонкослойных и многослойных.

В проводимых опытах создавались именно такие условия. Были испытаны следующие материалы: торф травяно-осоковый

[1] Д. П. Крынин. Исследование грунтов. М., 1927, 1928.
Д. П. Крынин. Труды ВИС, вып. I, М., 1928.
Д. П. Крынин. Труды ВИС, вып. 6, М., 1930.

[2] Г. И. Покровский. Капиллярные силы в грунтах. М., 1933.

Таблица 15

Физическая характеристика испытуемых материалов
(аналитики Н. А. Качинский и Н. С. Алексеевская)

№ п/п	Материал	Смоченность материала	Порозность в разрушенном и уплотненном состоянии в %	K_{10} в *см/сек* при $H=10$ *см* *	Время подъема воды по капиллярам на высоту 10 *см*
1	A_1 подзол суглинистый	Воздушно-сухой	55	$7\cdot10^{-5}$	7 *ч* 15 *мин*
2	A_2 » »	»	44	$1\cdot10^{-4}$	2 *ч* 10 *мин*
3	B_2 » »	»	38	$2\cdot10^{-6}$	5 *ч* 00 *мин*
4	$A_п$ сильнооподзоленный суглинок	»	56	$44\cdot10^{-6}$	2 *ч* 15 *мин*
5	A_2 сильнооподзоленный суглинок	»	49	$17\cdot10^{-6}$	2 *ч* 45 *мин*
6	B_2 сильнооподзоленный суглинок	»	46	$3\cdot10^{-6}$	3 *ч* 00 *мин*
7	Песок кварцевый люберецкий	»	37	$15\cdot10^{-3}$	1 *ч* 50 *мин*
8	Торф травяно-осоковый	»	75	$36\cdot10^{-7}$	1 *ч* 45 *мин*
9	» » »	Общая влагоемкость	85	$68\cdot10^{-4}$	
10	B_2 сильнооподзоленный суглинок	Граница клейкости	33	$5\cdot10^{-7}$	Не определено
11	B_2 подзол суглинистый	То же	29	$3\cdot10^{-7}$	»

* K — коэффициент фильтрации при 10° С; H — напор воды на поверхности почвы.

полуразложившийся; песок крупнозернистый люберецкий; серозем суглинистый пылевато-иловатый, средний моренный суглинок иловато-пылеватый; горизонты A_1, A_2 и B_2 подзола и сильно оподзоленной тяжелосуглинистой иловато-пылеватой почвы.

Некоторые физические характеристики части использованных материалов приведены в табл. 15.

Из названных материалов строились экраны[1] (в лабораторных условиях) мощностью 10 *см*. Количество слоев в экране принималось 4 и 10; соответственно мощность каждого слоя

[1] Работа по постановке этих опытов (в лабораторных условиях) выполнена проф. Н. А. Качинским совместно с аспиранткой лаборатории Н. С. Алексеевской, испытание материалов и экранов в производстве осуществлено совместно с доцентом МГУ А. Ф. Вадюниной.

Таблица 16

Коэффициент фильтрации и капиллярная проводимость испытуемых материалов

(H — для фильтрующего экрана — 10 *см*, H — для нефильтрующего экрана — 300 *см*; аналитики Н. А. Качинский и Н. С. Алексеевская)

№ п/п	Материал и порядок наложения слоев, считая сверху	Число слоев каждого материала	Общая мощность экранов в *см*	Смоченность при построении	K_{10} в *см/сек*	Время подъема воды по капиллярам на высоту 10 *см*
1	Песок — торф, смесь 1 : 1 по объему	—	10	Воздушно-сухой	$28\cdot10^{-6}$	2 *ч* 27 *мин*
2	Песок — торф	2	10	»	$5\cdot10^{-6}$	1 *ч* 30 *мин*
3	Песок — торф	5	10	»	0	Не поднялась
4	Торф — песок	5	10	»	0	»
5	Торф — песок	5	10	Песок воздушно-сухой Торф сырой	$26\cdot10^{-6}$	»
6	A_2, B_2 подзола, смесь 1 : 1 по объему	—	10	Воздушно-сухой	$3\cdot10^{-5}$	3 *ч* 45 *мин*
7	B_2+A_2 подзола	2	10	»	$15\cdot10^{-6}$	5 *ч* 10 *мин*
8	B_2+A_2 »	5	10	»	$4\cdot10^{-7}$	6 *ч* 17 *мин*
9	A_2+B_2 »	5	10	»	$5\cdot10^{-7}$	7 *ч* 11 *мин*
10	B_2+A_2 »	5	10	A_2 воздушно-сухой B_2 сырой	0	Не поднялась
11	A_1+A_2 »	5	10	A_2 воздушно-сухой A_1 сырой	$1\cdot10^{-5}$	37 дней
12	A_1+B_2 »	5	10	A_1 воздушно-сухой B_2 сырой	0	Не поднялась
13	A_2+B_2 среднеоподзоленный суглинок	5	10	Воздушно-сухой	$11\cdot10^{-6}$	2 *ч* 00 *мин*
14	A_2+B_2 среднеоподзоленный суглинок	5	10	A_2 воздушно-сухой B_2 сырой	0	Не поднялась
15	Песок+B_2	5	10	Воздушно-сухой	$3\cdot10^{-6}$	То же
16	Песок+B_2	5	10	Песок воздушно-сухой B_2 сырой	0	» »
17	B_2+B_2	5	10	Чередуются воздушно-сухие и сырые слои	0	» »

была 2,5 и 1 *см*. Материалы использовались в воздушно-сухом и сыром состоянии. При накладке в экран они в одинаковой степени утрамбовывались. Результаты части многочисленных опытов приведены в табл. 16.

На основании проделанных опытов сделаны следующие выводы.

1. Наиболее водонепроницаемыми и капиллярно-непроницаемыми оказались слоистые экраны, построенные из сильно контрастирующих по своим физическим свойствам материалов, особенно по размерам и характеру скважности, например торф и песок; песок и B_2 подзолистых почв; A_1 и B_2 тех же почв.

2. Противофильтрационная эффективность и сопротивление капиллярной проводимости материалов в экране резко усиливается при наложении их — одного в сыром, а другого в сухом состоянии; причем, чтобы лучше «защемить» воздух в экране, его нужно начинать и заканчивать сырым слоем. В этом случае можно использовать для построения экрана даже один и тот же материал, например B_2 суглинистых подзолистых почв, чередуя в экране слои сырые и воздушно-сухие (см. табл. 16, опыт 17).

3. С увеличением количества прослоек в экране при сохранении одной и той же мощности водоупорная сила его возрастает.

В приведенных опытах нулевая фильтрация и отсутствие капиллярной проводимости отмечались лишь в экранах из 10 слоев при мощности каждого слоя 1 *см*. Экран такой же общей мощности и построенный из тех же материалов, но сложенный более крупными слоями (4 слоя по 2,5 *см*) имел более слабую водоупорную силу.

4. Обращение экранов, т. е. наложение слоев почвенно-грунтовых материалов в обратном порядке, существенного влияния на водоупорные свойства экрана не оказало. Для технической прочности экрана (плотины, каналы, фундаменты сооружений) на периферии его, естественно, нужно помещать более устойчивый против размыва материал.

5. Как следует из данных табл. 16, экраны, характеризующиеся минимальной фильтрационной способностью, одновременно показали, что и естественно, ничтожный подъем воды по капиллярам.

В производственных условиях (в разных почвенных зонах) мощность водоупорных экранов увеличивалась до 20—40 *см*, а мощность отдельных прослоек в экране до 4—5 *см*.

Подобные экраны в чаше водоемов, построенные в основном из типичного суглинистого серозема (в одном случае), моренного среднего суглинка (в другом случае) и юрской глины (в третьем случае), проявили максимальную водоупорность, которая к концу вегетационного периода не только не падала, а даже усиливалась.

По аналогичной описанной методике были выполнены лабораторные исследования А. И. Плясовой[1] и С. А. Масловой[2]. Помимо песка и торфа, Плясовой для построения слоистых экранов были использованы образцы почвы из обыкновенного террасового чернозема и корково-столбчатого солонца Кутулукского орошаемого массива Куйбышевской области, а Масловой — каштановая почва и столбчатый солонец с междуречья Дон-Сал Ростовской области.

Выводы А. И. Плясовой и С. А. Масловой в основном подтверждают сделанное выше заключение о высокой водоупорности тонкослойных многослойных почвенно-грунтовых гетерогенных экранов как в отношении фильтрационной способности, так и капиллярного подъема воды.

Карпачевский (1959), проведя опыт со слоистым грунтом из песка и суглинка, пришел к выводу, что «чередование слоев разного механического состава замедляет капиллярный подъем раствора в почве (0,01 н. NaCl). При переходе раствора из тяжелых в более легкие прослойки происходит резкое замедление и даже временная остановка подъема; при переходе из песка в суглинок скорость капиллярного подъема также уменьшается.

Как показали наши полевые исследования в пределах Волгоградской области (1960), в местностях, где почва и грунт зимой промерзают, почвенно-грунтовый экран с поверхности требует термической изоляции, а весной частичного ремонта.

В последние годы вопрос о капиллярной проводимости слоистых грунтов ставился в лабораторных экспериментах И. Н. Фелицианта[4]. Материалом для опытов служили: глина из луговых почв низовий Аму-Дарьи; песок из прирусловых отложений в низовьях Аму-Дарьи и тяжелый суглинок (лёсс). Опыты ставились с использованием стеклянных трубок диаметром 2,7 *см* и высотой 100 *см*.

К сожалению, Фелициант не учел опыта своих предшественников по этому вопросу. Он ошибочно считает себя первоавтором. Ему остались неизвестными исследования Вольни, Крыни-

---

[1] А. И. Плясова. Опыт построения водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранов. 1947, рукопись, библиотека Биолого-почвенного ф-та МГУ.

[2] С. А. Маслова. Опыт построения водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранов. 1948, рукопись, библиотека Биолого-почвенного ф-та МГУ.

[3] Н. А. Качинский и др. Опыт построения противофильтрационных одежд для каналов и водоемов. Вест. Московск. ун-та, 1960, № 5.

[4] И. Н. Фелициант. Опыт исследования капиллярного передвижения влаги в слоистых грунтах. «Почвоведение», 1959, № 3.

Он же. О закономерностях капиллярного передвижения и накопления влаги в слоистых грунтах. «Почвоведение», 1961, № 10.

Он же. Опыт изучения закономерностей капиллярного передвижения воды и растворов солей в слоистых грунтах. Автореферат диссертации. Ташкент, 1962.

на, Качинского[1] и др. Этим можно объяснить ряд неудачных, с нашей точки зрения, положений в его опытах.

Схемы Фелицианта весьма просты. В основном — это модель двучленного наноса с переходом тяжелой породы в легкую или наоборот. Из 21 схемы лишь две модели трехчленны. Слои в экране излишне крупны: 25 *см* и более; в метровой модели их два-три, следовательно, так же мало и поверхностей раздела.

Во всех случаях в опытах Фелицианта исходный материал был воздушно-сухой. Учитывая метровую высоту использованных колонок, можно утверждать, что в природе в слоистых грунтах в метровой толще такая смоченность никогда не наблюдается. Непонятно, зачем автор опытов стремился снивелировать индивидуальные особенности каждого грунта: он растирал образцы в ступке, просеивал их через сито с диаметром отверстий в 1 *мм* и набивал в трубку во всех случаях до плотности 1,4. А нужно было бы максимально сохранить индивидуальные особенности каждого грунта, так как именно гетерогенность различных прослоек обусловливает своеобразные водные и другие свойства слоистых напластований.

Общеизвестно, что водные свойства почвы неразрывно сопряжены с воздушными их свойствами. Это особенно следует подчеркнуть в отношении слоистых почв и грунтов. Фелициант полностью обошел эту сторону вопроса. Он даже не упоминает о защемленном воздухе в испытуемых моделях.

В результате опытов И. Н. Фелициант пришел к выводу, «что мнение о том, что слоистые грунты обладают худшими капиллярными свойствами, чем однородные, в общем, не подтвердилось нашими опытами. Во многих случаях наблюдается обратное явление» (1959, стр. 33). Не касаясь других сторон работы И. Н. Фелицианта, этот основной его вывод считаем противоречащим известным из природы и строительства фактам и расцениваем его как случайный.

В заключение отметим, что сведения о водных свойствах слоистых почв и грунтов, особенно из наблюдений в природе крайне незначительны. Работы в этом направлении необходимо форсировать.

Возвращаясь к классической капиллярной теории, отметим еще устаревшее понятие о том, что якобы капиллярный подъем воды возможен только от уровня свободной водной поверхности (грунтовых вод или верховодки). Его поддерживали многие исследователи, среди которых назовем В. Г. Ротмистрова (1904, 1911)[1], А. Ф. Лебедева (1936 и более ранние работы)[2], американских ученых Веймейера (1927)[3] и Шоу (1927)[4]. До известной степени к ним примыкает и П. С. Коссович (1904)[5]. По мнению этих исследователей вода капиллярная подвешенная в жидком виде передвигаться в почве не может, а потребляется растениями или физически испаряется по месту ее залегания. Наиболее ярким выразителем этой теории был А. Ф. Лебедев. Его доводы сводились к следующему. Если бы капиллярная подвешенная вода передвигалась из влажных нижних слоев к поверхности, то почва больше высушивалась бы в нижних, промачиваемых в осенне-зимне-весенний период горизонтах, а в природе она сохнет с поверхности. Отсутствие капиллярного подъема воды в степи он усматривал и в том факте, что южные черноземы, каштановые почвы и даже сероземы не засоляются с поверхности. Исходя из этих концепций, Лебедев создал теорию подсыхания почвы с поверхности по принципу снимания влажных слоев, следуя от поверхности почвы в глубь ее.

Ранее Лебедева аналогичное суждение высказывал Коссович (1904) для условий, когда почва насыщена водой не свыше наименьшей влагоемкости (в его понимании)[6].

В противовес вышеозначенным теориям практики земледелия всегда предполагали и наблюдали подсасывание воды из влажных глубоких слоев почвы к ее поверхности. В связи с этим разрабатывались различные методы предохранения поверхностного слоя почвы от непроизводительных потерь воды на испарение.

Опыт производства обобщался и развивался в трудах классиков сельскохозяйственной науки и почвоведения[7]. Еще И. Комов (1788) в борьбе за влагу рекомендовал глубокую обработку почвы, «особливо под парянину». Аналогичные рекомендации находим у М. Г. Павлова (1837), Я. А. Линовского (1846), А. Н. Шишкина (1876)[8].

---

[1] И. Н. Фелициант дважды ссылается на вышеназванную работу Н. А. Качинского и дважды утверждает, что Качинский, как и другие авторы, «касаются лишь вопросов фильтрации влаги в слоистых грунтах и не затрагивают капиллярного передвижения» (1959, стр. 22). Это утверждение неверно, оно опровергается табл. 15 и 16 и выводами из работы. По-видимому, Фелициант работы Качинского не читал, а ограничился ее заглавием.

[1] В. Г. Ротмистров. Передвижение воды в почве Одесского опытного поля. Ж. Опытной агрономии. 1905, т. V, кн. 5, СПб.

В. Г. Ротмистров. Сущность засухи по данным Одесского опытного поля. Одесса, 1911.

[2] А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды, изд. 4. М. — Л., 1936.

[3] F. J. Veihmeyer. Some factors affecting the irrigation requireements of decidious orchards. «Hilgardia», 1927, vol. 2, N 6.

[4] Ch. Shaw. The normal moisture capacity of soils. «Soil Sci.», 1927, vol. XXIII, N 4.

[5] П. С. Коссович. Водные свойства почвы. Ж. Опытной агрономии, 1904, кн. 3., СПб.

[6] См. главу о водоудерживающей способности и влагоемкости почвы.

[7] Н. А. Качинский. Физика почвы, ч. 1, М., 1965.

[8] А. Н. Шишкин. К вопросу об уменьшении вредного действия засух на растительность. СПб., 1876.

П. А. Костычев[1] на основании своих опытов разработал систему культурной обработки почвы: лущение стерни в целях борьбы с сорной растительностью и сохранения влаги в почве, глубокую зяблевую вспашку, чистые пары для местностей, страдающих от засухи (особенно черный пар) и другие приемы.

Рекомендации по пресечению капиллярного подтягивания воды к поверхности почвы и «бесполезной» ее траты на испарение находим в трудах В. Р. Вильямса, П. Ф. Баракова[2] и др.

Не считаясь с наблюдениями и научными материалами своих предшественников и современников, В. Г. Ротмистров в 1911 г. в работе «Сущность засухи» писал: «Утверждают, что в силу капиллярности вода может подыматься из глубоких слоев на поверхность. Я не стану называть авторов, утверждающих это, их слишком много, но мне неизвестен ни один автор, который бы доказал это положение».

Взгляды Ротмистрова, Лебедева, Веймейера, Шоу нашли, хотя и кратковременно, свое отражение и в практике сельского хозяйства.

Попытку реализации их в агротехнике сделал академик Н. М. Тулайков и некоторые его ученики и последователи[3].

Н. М. Тулайков, рекомендуя мелкую пахоту (5—8 *см*) и игнорируя структуру почвы, утверждал: «Нет особой необходимости стремиться к созданию комковатого рыхлого слоя на поверхности почвы во избежание потерь влаги». «Это последнее (испарение с поверхности почвы. — *Н. К.*), в каком бы состоянии поверхность почвы ни находилась, будет составлять ничтожную долю общих потерь».

Подобные взгляды высказывали С. Ф. Сергеев, А. Л. Великолепов, М. П. Егоров и др. Однако проповедь мелкой пахоты, отрицание значимости структуры почв и физических ее свойств для водного режима почв и плодородия их в целом не нашли поддержки в науке и практике сельского хозяйства. Они были научно осуждены на Всесоюзном совещании почвоведов в Москве при Советской секции МАП (международная ассоциация почвоведов) в 1931 г.[4].

Доказательства о наличии передвижения в почве капиллярной подвешенной воды из более смоченных горизонтов в менее смоченные, в том числе из глубинных горизонтов (не глубже 100 *см*) к поверхности почвы, которыми не располагал Ротмистров, имеются сейчас в большом количестве.

---

[1] П. А. Костычев. О борьбе с засухами в черноземной области посредством обработки полей и накопления на них снега. СПб., 1893, стр. 1—80.

[2] П. Ф. Бараков. Общее земледелие, 2-е изд., 1911 г.

[3] Н. А. Качинский. Структура почвы как один из факторов ее урожайности. Сельхозгиз, 1931.

[4] Материалы к выявлению вопроса о структуре почвы. Тр. Советской секции МАП, т. 1, вып. 1, М., 1933.

В 1931 г. Н. А. Качинский опубликовал результаты сезонных наблюдений (май — октябрь) над влажностью дерново-подзолистой суглинистой почвы, проведенных на опытном поле Московской областной сельскохозяйственной опытной станции в 1924 г.[1]. Сравнивались пар ранний культурный с хорошо оструктуренным пахотным слоем и рядом расположенный паровой участок (то же пар ранний) искусственно распыленный.

Распыленная почва в силу худшей водопроницаемости и большей испаряющей способности в течение всего вегетационного сезона до глубины 0,5 *м* была суше структурной на 3—6% абсолютной влажности. Только осенью благодаря лучшему развитию озими на структурном участке обе делянки по влажности выровнялись. Учитывая сравнительно высокую влажность почв, отмеченную за вегетационный период на структурном пару (в основном выше 70% от общей влагоемкости), можно утверждать, что сильнее просохший, распыленный пар терял на испарение капиллярную воду.

На возможность передвижения капиллярной подвешенной воды Качинский указывает и в 1934 г.[2].

В 1934 г. опубликована и работа Рыжова и Богомолова, в которой авторы на основании своих лабораторных и полевых исследований пришли к заключению, что «передвижение капельно-жидкой воды по волосным сосудам, обусловленное силами поверхностного натяжения жидкости, возможно в широких пределах влажности. И в почве, безусловно, имеет место капиллярный подток воды от более влажных мест к менее влажным[3].

В последующие годы была выполнена серия специальных работ — лабораторных и полевых, в которых с несомненностью доказан факт передвижения капиллярной подвешенной воды в почве в жидкой форме и показана большая значимость этого явления: как положительная для снабжения водой растений, так и отрицательная, когда при отсутствии соответствующих мер предосторожности капиллярная подвешенная вода непроизводительно испаряется в атмосферу.

Среди этих исследований назовем работы Урсулова (1936)[4], Малянова (1940)[5], Летунова с соавторами (1942)[6], Большако-

---

[1] Н. А. Качинский. Структура почвы как один из факторов ее урожайности. Сельхозгиз, 1931.

[2] Н. А. Качинский. Опыт агромелиоративной характеристики почв. Изд. Советской секции МАП, М., 1934, стр. 10.

[3] С. Н. Рыжов и В. З. Богомолов. Испарение из структурной и распыленной почвы. «Почвоведение», 1934, № 1.

[4] А. Н. Урусов. Характер подсыхания почвенного профиля. «Почвоведение», 1936, № 1.

[5] А. П. Малянов. Передвижение капиллярно-подвешенной воды в почве. Уч. зап. Саратовского гос. ун-та, XV, вып. 1, 1940.

[6] П. А. Летунов, И. Ф. Музычук, А. Н. Лапшина. Передвижение солей с капиллярно-подвешенной водой. Сб. памяти В. Р. Вильямса, М., 1942.

ва (1946) [1], Роде (1947) [2], Абрамовой (1948, 1953) [3, 4], Абрамовой, Большакова, Орешкиной, Роде (1956) [5], Н. А. Качинский и др. (1963) [6].

Особенно большое внимание уделено этому вопросу в работах Абрамовой, выполнившей (под руководством Роде А. А.) многочисленные эксперименты и посвятившей ему монографию, и в исследованиях. На рис. 62, 63, 64 мы приводим выборку из части названных работ.

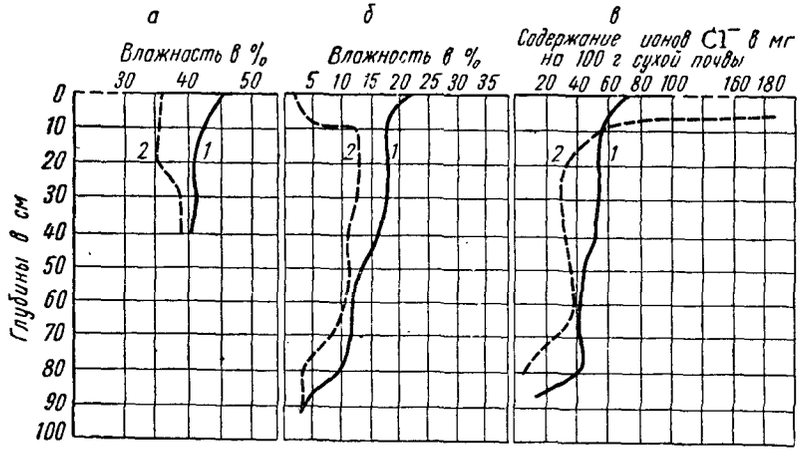


Рис. 62. Расход капиллярно-подвешенной влаги на физическое испарение и передвижение ионов хлора (лабораторные опыты):

1 — исходные величины; *2* — через 20 *сут* после испарения влаги из почвы; *а* — чернозем Предкавказский (Урсулов, 1936); *б* и *в* — легкий суглинок из Курской обл. (Абрамова, 1953)

В опыте Урсулова использованы трубки диаметром 3 *см*; в опыте Абрамовой — трубки диаметром 8—9 *см*. В обоих опытах использовалась почва, просеянная сквозь сито с диаметром отверстий в 1 *мм*.

Как следует из данных рис. 62, при испарении капиллярно-подвешенной влаги просыхал одновременно весь почвенный профиль до глубины его предварительного промачивания: в опыте Урсулова — до 40 *см*; в опыте Абрамовой — до 90 *см*. Порукой тому, что вода передвигалась в жидком виде, в опыте Урсулова является диапазон влажности, в котором она изменялась: от 46 до 36% — с поверхности почвы и от 42 до 39% — на глубине 40 *см*. Если исходную влажность почвы в этом опыте принять

[1] А. Ф. Большаков. О формах движения влаги в почвах степного типа. «Почвоведение», 1946, № 7.

[2] А. А. Роде. Водный режим почв богарной зоны Узбекской ССР. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, т. 25, 1947.

[3] М. М. Абрамова. Опыты по передвижению капиллярно-подвешенной влаги при испарении. «Почвоведение», 1948, № 1.

[4] М. М. Абрамова. Передвижение воды в почве при испарении. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, т. XL I, 1953, стр. 71—144.

[5] М. М. Абрамова, А. Ф. Большакова, Н. С. Орешкина, А. А. Роде. Испарение из почвы подвешенной влаги. «Почвоведение», 1956, № 2.

[6] Н. А. Качинский и др. Испаряющая способность почв светло-каштанового комплекса. Вестник Московского университета, 1963, № 2.

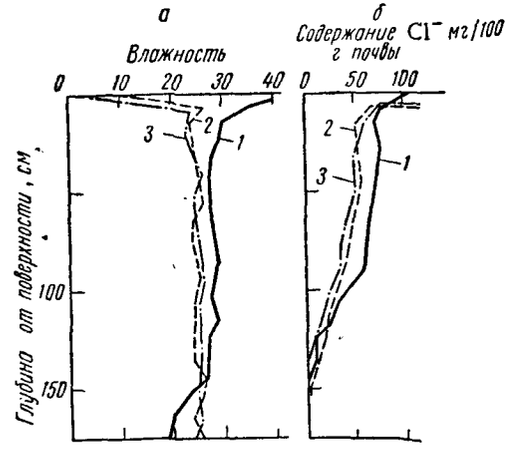


Рис. 63. Испарение подвешенной влаги. Чернозем мощный тяжелосуглинистый (Курский черноземный заповедник, опыт А. Ф. Большакова):

а — влажность в % на сухую навеску; *б* — содержание хлора в *мг*/100 *г* почвы. Наблюдения: *1* — 25/VII—1949 г.; *2* — 28/IV—1950 г.; *3* — 21/IX—1950 г.

за общую влагоемкость почвы, то окажется, что вода передвигалась в интервале относительной влажности от 80 до 93%, т. е. в сильно смоченной почве.

Еще более утвердительно можно говорить о передвижении воды к поверхности почвы в жидком виде в опыте Абрамовой (рис. 62, *в*). В этом случае, как ранее в работе Летунова с соавторами (1942) для доказательства передвижения воды в жидком виде был учтен факт перенесения водой растворимой соли. Абрамова пропитывала почву не водой, а 0,1 н. раствором $CaCl_2$. Как видно из данных рис. 62, *в*, в процессе подсыхания почвы Cl^- переместился из глубинных горизонтов почвы к поверхности, что могло произойти лишь в случае передвижения воды в жидкой форме. Поверхность испарения воды залегала на глубине около 7 *см*, где и сосредоточился максимум иона хлора.

Рассмотрим еще несколько примеров о передвижении капил-

лярной подвешенной воды в полевых условиях — в естественном залегании почвы.

Наблюдения за влажностью почвы и передвижением с водой иона хлора произведены А. Ф. Большаковым в изолированных почвенных колоннах, которые в начале опыта (25/VII 1949 г.)

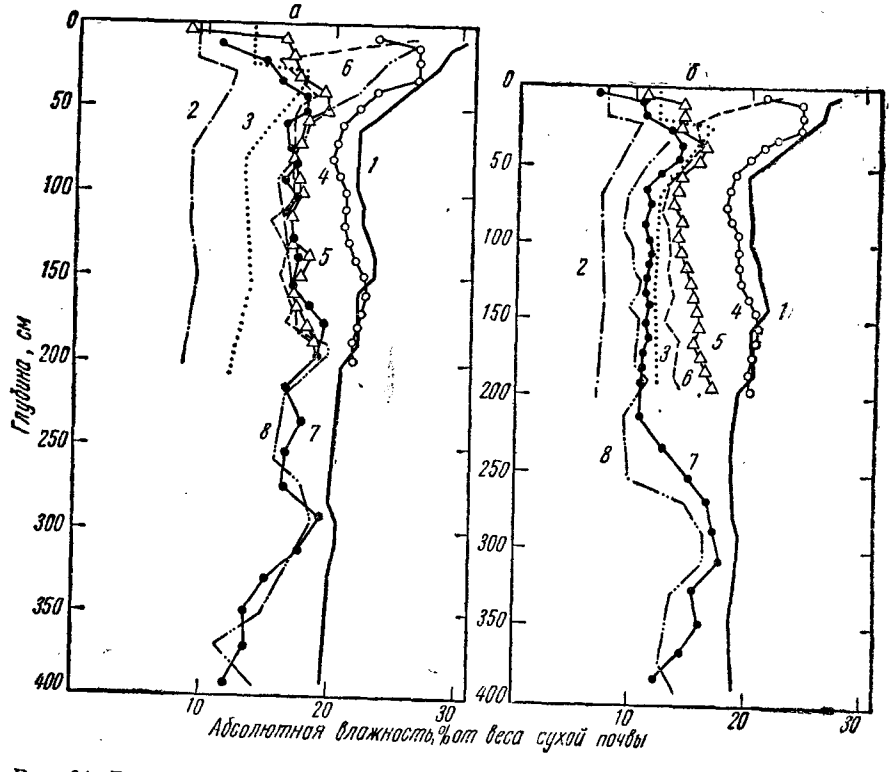


Рис. 64. Расход капиллярной подвешенной влаги в результате физического и общего испарения. Светло-каштановая тяжелосуглинистая почва Волгоградской обл.:

а — вырубка, лишенная растительности; *б* — лесополоса; ясень зеленый восьми лет; *1* — общая влагоемкость; *2* — максимальная гигроскопичность; *3* — влага завядания растений; *4* — влажность 3/V—1960 г.; *5* — влажность 17/VI—1960 г.; *6* — влажность 1/VII—1960 г.; *7* — влажность 1/VIII—1960 г.; *8* — влажность 2/IX—1960 г.

были промочены раствором $CaCl_2$ и в дальнейшем защищались от попадания в них атмосферных осадков (см. рис. 63). Влажность почвы в колоннах менялась лишь в результате испарения воды с поверхности (в основном с глубины около 7 *см*).

Сопоставляя величины влажности и содержание иона хлора в почве в начальный и последующие периоды наблюдений, можно сделать четкий вывод о наличии передвижения в толще почвы капиллярно-подвешенной воды в жидкой форме из глубоких ее

горизонтов к испаряющей поверхности. Этот процесс в структурном мощном черноземе, как видно из данных рис. 62, наблюдается в толще почвы от ее поверхности до глубины 150 *см*. По заключению А. Ф. Большакова, вода в жидкой форме перемещалась в интервале абсолютной влажности почвы в среднем от 28—30 до 24%. Потеря воды за весь период испарения (с 25/VII 1949 г. по 21/IX 1950 г.) составила 12% от исходного общего содержания влаги и 20% от исходного запаса влаги, доступной для растений.

В наших исследованиях наблюдения над влажностью почвы производились на двух соседних участках в изолированных почвенных колоннах[1]. Каждая колонна (с лесом и на вырубке) имела кубатуру 2×6×2 *м*³. Изоляция обеих колонн была произведена одновременно с помощью нейлоновой обертки. Вырубка над одной колонной была произведена после взятия образцов почвы для определения влажности 3/V 1960 г. (см. рис. 64, *а*). После удаления деревьев всякая растительность и поросль над этой колонной уничтожались, а поверхность ее затенялась срубленными ветками по возможности до такой же степени, как и на колонне с деревьями. Сроки наблюдений над влажностью почвы на обеих колоннах (*а* и *б*) были одни и те же.

Как видно из данных графика (рис. 64), обе колонны 3/V 1960 г. до глубины 2 *м*, за исключением самого поверхностного слоя, были увлажнены, примерно, до общей влагоемкости почвы (кривая *4*). В дальнейшем почва просыхала. На первой колонне (без растительности) в наиболее засушливые периоды лета (кривые *5* и *7*) поверхность почвы просыхала до максимальной гигроскопичности. Просыхание почвы распространялось одновременно и вниз по профилю. Однако начиная с 17/VI (кривая *5* и последующие), на глубине 60—70 *см* и ниже во все сроки наблюдений устанавливается одна и та же величина влажности — в среднем около 16%, что, примерно, вдвое превосходит максимальную гигроскопичность почвы и соответствует «ленто-капиллярному» увлажнению (по Widtsoe a. Laughlin) или «влажности разрыва капилляров» (по Абрамовой)[2] и на 4—5% ниже общей влагоемкости почвы.

---

[1] О методе изоляции почвенных колонн см. в главе «Водопроницаемость почвы».

[2] Попутно отметим, что термин «влажность разрыва капилляров» неудачен и по форме, и по содержанию. Капилляры в почве водой не разрываются, а могут разрываться водные капиллярные связи. Однако этот процесс при подсыхании почвы, поскольку можно судить по кривым сушки, наблюдается не при какой-то одной стандартной влажности, а непрерывно по мере освобождения от воды более крупных капилляров и сохранения ее в капиллярах последовательно более мелких (в смысле величины эффективного диаметра). Влажность, которую Абрамова и некоторые другие авторы называют «влажностью разрыва капилляров», соответствует увлажнению почвы, при котором в ней сохраняются лишь мало подвижные формы воды: 1) влага ка-

Очевидно, эти 4—5% (а на глубине 10—25 *см* около 10%) воды капиллярно-подвешенной передвинулись в зону испарения воды у поверхности почвы.

Временное повышение влажности почвы в поверхностном ее слое (см. кривые *6* и *8*) вызвано выпавшими осадками. Однако зона смоченности в этом случае не достигла глубины ранее просушенного слоя.

Равновесная влага, оставшаяся в почве после физического испарения (см. рис. 64, *а*, глубже 50 *см*), содержит в себе значительный процент доступной растениям воды. Об этом можно судить по расходу воды на соседнем изолированном участке под лесом, где совмещалось физическое и транспирационное испарение влаги. Как видно из данных рис. 64, *б*, влажность почвы под лесом до глубины 250 *см* к концу лета (2/IX) упала ниже влаги завядания растений, приравненной к полуторной максимальной гигроскопичности, и составила 1,2—1,3 этой водной «константы» (см. кривую *8*).

Суммируя выводы всех исследователей, материалы которых здесь использованы, можно считать доказанным, что часть воды капиллярно-подвешенной в почве при наличии градиентов влажности, температуры, осмотического давления может передвигаться в жидкой форме к поверхности почвы, вниз и в стороны. Если при этом вода с поверхности капилляров испаряется, то почва сохнет во всей зоне капиллярного передвижения. В местах непосредственного испарения воды расход ее будет наибольший, а по мере удаления от них он будет затухать. В соответствии с этим возникло понятие о *капиллярном потенциале в почве.* Он определяется разностью капиллярного давления в двух соприкасающихся смоченных слоях: чем больше эта разность, тем выше капиллярный потенциал и тем интенсивнее будет передвигаться капиллярная влага из зоны с меньшим отрицательным давлением в зону с большим отрицательным давлением.

В 1907 г. Букингэм (Buckingham) ввел понятие о «капиллярной проводимости» почвы. «Капиллярная проводимость (λ) зависит главным образом от содержания воды в почве и, следовательно, является величиной переменной не только от одного пункта почвы до другого, но также во времени в каждом данном пункте» [1].

Второй величиной, определяющей плотность капиллярного потока, является сила притяжения воды к почве (интенсивность

пилляров с малой активной порозностью, когда всасывающая сила менисков уравновешивается или почти уравновешивается силой трения движущейся в капилляре воды о поверхность адсорбированных пленок (см. рис. 54); 2) пленочная вода; 3) вода угловых пор (Winkelwasser, по Цункеру), разобщенная двумя первыми формами воды.

[1] E. Buckingham. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. of Agr. Bureau of Soil. Bulletin, N 38, 1907.

смачивания) в каждом данном пункте (ψ) и градиент $\psi - S$, на который ψ увеличивается через каждый 1 *см* пути в направлении капиллярного потока благодаря тому, что содержание воды в почве падает в том же направлении.

Располагая понятиями «капиллярной проводимости» и градиента притяжения воды к почве, Букингэм по внешней (формальной) аналогии с законом Фурье и Ота о теплопроводности и электропроводности сред, предложил уравнение для характеристики капиллярного расхода воды:

$$Q = \lambda S, \tag{48}$$

где Q — капиллярный расход воды, характеризуемый плотностью капиллярного потока или массой воды, которая проходит в 1 *сек* через 1 *см*^{2} воображаемой поверхности почвы, перпендикулярной к направлению капиллярного потока; λ — капиллярная проводимость почвы; S — градиент притяжения воды к почве.

Уравнение рассчитано для ненасыщенного тока воды в почве.

Капиллярный потенциал по Букингэму может быть выражен в единицах работы в эргах и джоулях для передвижения по капиллярам единицы массы воды в единицу времени через поперечник почвы в 1 *см*^{2}.

Л. А. Ричардс (1960) [1] справедливо замечает, что в уравнении Букингэма не учтено влияние гравитационного поля и что оно приложимо лишь для передвижения капиллярного потока в горизонтальном направлении или для тех случаев (обыкновенно в более сухих почвах), когда гравитационными эффектами можно пренебречь. Уточняя уравнение Букингэма, он придает ему форму:

$$Q = \lambda(\psi + \varphi), \tag{49}$$

где Q — плотность капиллярного потока; λ — капиллярная проводимость почвы; ψ — градиент притяжения воды к почве в данной точке; φ — гидравлический градиент, определяемый давлением столба жидкости в капилляре. В зависимости от направления капиллярного потока, φ может быть со знаком (+) — при движении потока вниз, (—) — при движении потока вверх или равен 0 — при горизонтальном направлении потока.

Если $(\psi + \varphi) = \Phi$ уравнение примет вид:

$$Q = \lambda \Phi. \tag{50}$$

В этом уравнении по аналогии с законом Дарси учитывается не только капиллярное поле, но и гравитационный потенциал ненасыщенного потока.

[1] L. A. Richards. — Advances in soil physics. The international society of scince. University of Wisconsin. Madison, 1960, pp. 15—23.

Для иллюстрации роли гравитационного поля при капиллярном передвижении воды приводим данные из работы Урсулова (1936). Он насыщал по капиллярам в трубках образец чернозема предкавказского, просеянного сквозь сито с диаметром отверстий в 1 *мм*. Трубки с почвой ориентировались от источника капиллярной подачи воды: 1) вверх под ∠90°; 2) вверх под ∠45°; 3) горизонтально (под ∠0°). В табл. 17 приведено содержание воды в почве после насыщения по капиллярам в толще колонки 40 *см*.

Таблица 17

Общая влагоемкость почвы в зависимости от характера подачи воды в % веса сухой почвы

Глубина взятия образцов в *см*	Трубки с почвой ориентированы		
	вверх под ∠90°	вверх под ∠45°	горизонтально под ∠0°
0	29,79	34,42	41,01
10	32,67	36,64	41,83
20	36,63	38,56	41,22
30	40,57	38,73	43,15
40	42,03	39,59	45,67
В среднем	36,34	37,79	42,58

Ясно, что капиллярный потенциал, как и капиллярная проводимость почвы, представляют собой величины динамичные, переменные не только на разных глубинах в почве, но также и во времени в каждом данном пункте. Главным определяющим этих величин является содержание воды в почве в данном ее пункте, на данной глубине.

На величину капиллярного потенциала влияют, конечно, атмосферное давление, температура, степень оструктуренности почвы, концентрация почвенного раствора и другие факторы. Капиллярная проводимость почв является функцией их всасывающей способности.

Выше указывалось, что с повышением температуры ослабевает поверхностное натяжение жидкости, а следовательно, и всасывающая сила мениска. Чем больше температурный градиент, тем выше стимул (при прочих равных условиях) для передвижения воды в жидкой форме из более нагретых слоев почвы в менее нагретые. С этим явлением, в частности, сопряжено интенсивное передвижение капиллярной воды зимой из нижних

горизонтов почвы к ее поверхности[1]. В силу этого процесса в дерново-подзолистых суглинистых и глинистых почвах к весне в замерзшем перегнойно-аккумулятивном горизонте накапливается количество воды значительно большее, нежели общая влагоемкость этого горизонта[2]. Аналогичный процесс передвижения влаги описан Хедли и Эйзенштадтом[3].

В вопросе о водоподъемной способности почвы заслуживает внимания понятие о *«диффузивности почвенной воды»*, развитое в работах Чайлдса (E. C. Childs, 1936), Киркхама и Фенга (D. Kirkham, C. U. Feng, 1949), Чайлдса и Коллиса-Джорджа (E. C. Childs, N. Collis-George, 1950), Клюта (A. Klute, 1952)[4].

В работах этих исследователей и Ричардса (L. A. Richards, 1960) проводится параллель между водными и тепловыми свойствами почв. По аналогии с коэффициентами абсолютной теплопроводности и температуропроводности почвы предложены коэффициенты капиллярной проводимости и диффузивности почвенной воды. О капиллярной проводимости сказано выше. Диффузивность почвенной влаги (*Д*) для ненасыщенного жидкого потока в почве равна «капиллярной проводимости», разделенной на «удельную влагоемкость» почвы:

$$Д = \frac{\text{капиллярная проводимость}}{\text{удельная влагоемкость почвы}}. \qquad (51)$$

По данным Ричардса, логарифмы диффузивности и содержания воды в почве сопряжены по уравнению прямой (рис. 65).

Так как вязкость воды уменьшается с повышением температуры, то диффузивность почвенной влаги в этом случае растет. Однако (по Ричардсу) «эффект температуры на диффузивность относительно слаб и для многих практических целей им можно пренебречь».

На интенсивность диффузивности почвенной влаги влияет концентрация почвенного раствора и характер обменных катионов. Наличие электролитов в растворе, вызывая коагуляцию

---

[1] О роли температурного градиента при передвижении в почве парообразной воды говорилось в главе о формах воды в почве.

[2] Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Уч. зап. Моск. гос. ун-та, 1927.

А. П. Боженова. Миграция воды в замерзших почво-грунтах. Изд-во АН СССР, 1946.

[3] W. A. Headly, R. Eisenstadt — «Heating, Piping and Air-Condition», N 6, III, 1953.

[4] E. C. Childs. Transport of water through heavy clay soils. I. J. Agric. Sci., 26, 114—127, 1936.

D. Kirkham, C. L. Feng. Some tests of the diffusion theory and Laws of capillary flow in soils. Soil Sci., **67**, 29—40, 1949.

E. C. Childs, N. Collis-Jeorge. Permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. A, 201, 392—405, 1950.

A. Klute. Some theoretical aspects of the flow of water through soils. Soil Sci. Soc. America Proc., 16, 144—148, 1952.

почвенных коллоидов и улучшая микроструктуру почвы, повышает диффузивность почвенной влаги, а осолонцевание почвы (при наличии обменного натрия в растворе) уменьшает ее.

Многопричинность плотности капиллярного потока в почве и диффузивности почвенной влаги является пока большим препятствием для использования уравнений 50 и 51 в природных почвах, где каждый горизонт обладает своими особыми свойствами. Ричардс считает, что эти уравнения приложимы «в гомогенной изотропной почве при изотермических условиях». Однако сама попытка математического выражения капиллярных явлений в почве с учетом сил адсорбционных, менисковых, гравитационных является шагом вперед в изучении этого вопроса, так как облегчает использование экспериментальных данных о капиллярном передвижении воды в почве. Например, уже сейчас очевидно, что при сравнении водоподъемной способности различных горизонтов одной почвы или нескольких почв между собой нельзя ограничиваться лишь интенсивностью продвижения капиллярной каймы. Необходимо учитывать и влагоемкость почвы. Так, если две почвы подняли воду от открытого зеркала грунтовых вод или верховодки за одно и то же время на одну и ту же высоту, это еще не значит, что водоподъемная способность их одинакова. При этих условиях она будет лучше у той почвы, у которой выше влагоемкость.

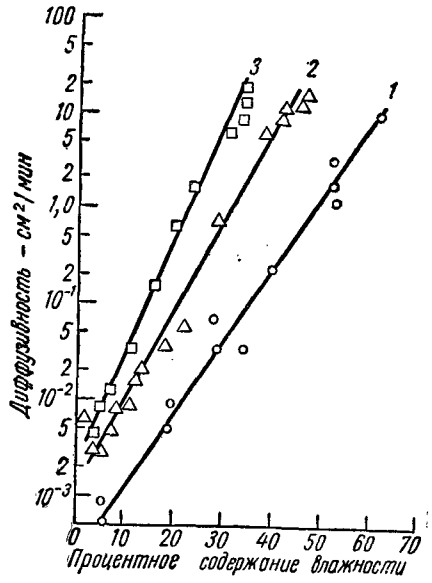


Рис. 65. Зависимость диффузивной проводимости влаги разных почв от их влажности (по Ричардсу):

1 — почва из Китая (Chino); *2* — почва из Индии (Indio); *3* — почва из Пахапа (Pachappa)

Надо полагать, что в будущем характеристики, входящие в уравнения 50 и 51, будут расчленены на серию составных функций, относящихся к основным структурам, механизмам и соотношениям элементарных сил. Как увидим из дальнейшего изложения, работы в этом направлении уже ведутся.

В заключение краткого обзора теорий передвижения капиллярной воды в почве отметим особую точку зрения по этому вопросу П. Фагелера. Он утверждает, что «поднятие (жидкости

по капиллярам. — *Н. К.*) происходит благодаря энергии гидратации ионов и молекул на пограничной поверхности твердой и жидкой фаз, и мениск образуется только тогда, когда две «поднявшиеся» водные оболочки взаимно сливаются вследствие близости расстояния между пограничными поверхностями фаз. Да и удержание мениском столба жидкости, поднятого силами пограничного слоя, опять-таки соответствует только размерам развивающихся на границе раздела электрических сил, величина которых обратно пропорциональна радиусу капилляра»[1].

Точка зрения Фагелера существенно не отличается от общепринятой теории. Ведь совершенно очевидно, что вогнутый мениск жидкости может образоваться только после смачивания ею поверхности твердого тела. Именно в таком плане изложена выше теория передвижения капиллярной воды в почве.

Отведение Фагелером вогнутому мениску жидкости второстепенной роли при ее передвижении в почве нам представляется неправильным. В тех случаях, когда смачивание поверхности почвенных пор имеет место, но мениски не образуются, капиллярное передвижение воды в почве отсутствует и дальнейшее прогрессирующее смачивание поверхности твердого тела не наблюдается, хотя противоположные электрические поля поверхности твердого тела и жидкости налицо.

Процесс смачивания поверхности твердого тела жидкостью, возникновение при этом вогнутого мениска, проявление в мениске сил поверхностного натяжения, возникновение в конечном счете непосредственно под мениском отрицательного давления и вследствие этого всасывание в капилляр жидкости — процесс сопряженный. Обусловливающие его явления нужно рассматривать в непрерывной сопряженности, а не изолировать их одно от другого.

Выше изложены теория и некоторые отклонения от нее передвижения капиллярной воды в почве. Пока идет речь о полном капиллярном или близком к нему насыщении почвы водой все теории в конце концов сводятся к одному и тому же положению: о роли менисковых сил в передвижении капиллярной влаги.

Гораздо сложнее и менее изучен механизм передвижения воды в почве в стадиях увлажнения, когда капиллярный (менисковый) процесс ослабевает, а создаются совместные условия взаимодействия капиллярных и адсорбционных сил.

Ранее указывалось, что нижним пределом передвижения влаги в почве в жидкой форме является вода пленочная (сверх максимальной гигроскопичности) и особенно периферические ее слои, наименее прочно удерживаемые адсорбционными силами.

С. Богданов в результате экспериментов пришел к заключе-

[1] П. Фагелер. Режим катионов и воды в минеральных почвах. М., 1938, стр. 130.

нию, что при влажности почвы ниже двойной максимальной гигроскопичности семена зерновых культур уже не прорастают[1].

Уидтсо и Лафлин, как уже говорилось выше, назвали соответствующую влажность в почве ленто-капиллярной точкой ее увлажнения. В этой стадии смоченности почвы движение пленочной воды в жидкой форме сильно тормозится, а движение капиллярной воды вовсе отсутствует, хотя в местах соприкосновения (сближения) почвенных частиц при слиянии адсорбированных водных пленок образуются «манжеты» с вогнутыми менисками.

Капиллярная вода в этой стадии увлажнения может заполнять и микрокапилляры, но подвижность ее под влиянием мениисковых сил полностью затормаживается силами трения капиллярной воды о поверхность адсорбированных водных пленок. Водное равновесие на этой стадии увлажнения почвы определяется равенством сил: отрицательного давления под менисками (силы всасывания) и положительными силами притяжения (давления) в толще адсорбированных водных пленок, покрывающих поверхность, почвенных частиц (рис. 66, *а*).

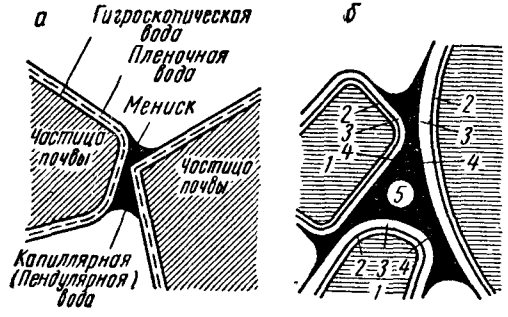


Рис. 66. Различные стадии увлажнения почвы. Гигроскопическая, пленочная и пендулярная (*а*) и фуникулярная (*б*) вода:

1 — частица почвы; *2* — вода гигроскопическая; *3* — вода пленочная; *4* — вода капиллярная (фуникулярная); *5* — просвет в поре, не занятой водой

При дальнейшем нарастании увлажнения почвы связь между отдельными водными манжетами усиливается. Возникает капиллярная вода не только в угловых порах между отдельными частицами (Porenwinkelwasser, по Цункеру)[2], но и в водных прослойках (тяжах), соединяющих манжеты между собой (рис. 66, *б*). На этой стадии увлажнения в почве начинает доминировать (но еще не достигает максимума) капиллярное передвижение воды.

По мере нарастания влажности почвы прогрессивно сокращается объем пор, занятых воздухом. На стадии увлажнения, схематично изображенной на рис. 66, *б*, представлена фаза капиллярной «открытой» воды, при которой одновременно сосуществуют в почве капиллярная вода и воздух открытых (аэрируемых) пор (см. рис. 12, зона *в*).

[1] С. М. Богданов. Отношение прорастающих семян к почвенной воде. Изв. Киев, ун-та, 1889, т. 29, кн. 5—8.

[2] F. Zunker. Das Verhalten des Bodens zum Wasser. Handbuch der Bodenlehre. Bd. VI, 1930, Berlin.

Дальнейшая поступательная стадия увлажнения почвы приводит к максимальному капиллярному обводнению и образованию в почве «защемленного» воздуха, лишенного связи с воздухом атмосферным.

Описанные стадии нарастающего увлажнения почвы аналогичны трем стадиям увлажнения, которые применительно к «идеальной» почве были выделены Ферслюисом (1917)[1]. Он выделял: 1) наименьшее — пендулярное (стыковое) увлажнение почвы, когда вода заполняет лишь угловые поры между почвенными частицами (рис. 67, *а*); 2) среднее — фуникулярное (четочное) увлажнение, при котором водные манжеты в углах пор соединяются между собой пленками (оболочками) воды, покрывающими почвенные частицы (рис. 67, *б*) и 3) собственно капиллярное увлажнение, или капиллярное состояние в узком смысле слова; на этой стадии вода заполняет все капиллярные поры. Почва достигает постоянной влажности, процентный уровень которой определяется величиной капиллярной порозности почвы.

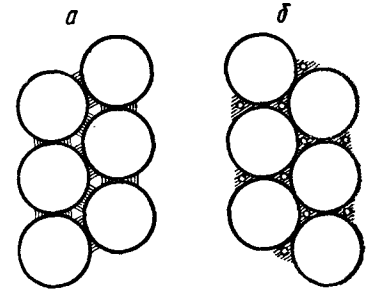


Рис. 67. Пендулярное (стыковое) (*а*) и фуникулярное (четочное) (*б*) состояние капиллярной влаги в «идеальной» почве (по Ферслюису) (1917)

Деление Ферслюисом капиллярной влаги на разные категории было для своего времени прогрессивным шагом. Однако с современной точки зрения оно нуждается в поправках и дополнениях. Особенно ошибочна схема увлажнения почвы для стадии «пендулярной» (стыковой) воды. По схеме Ферслюиса пендулярная вода заполняет лишь угловые поры соприкасающихся частиц. Остальная поверхность их совершенно голая (рис. 67, *а*). Из работы Лебедева[2] и др., известно, что при влажности почвы, соответствующей максимальной ее гигроскопичности и выше, относительная влажность почвенного воздуха равна 100%. В почвах, за исключением самого поверхностного их слоя, влажность всегда выше максимальной гигроскопичности. Следовательно, почвенные частички сплошь будут одеты адсорбированными пленками воды. Даже в самом поверхностном слое почвы, где в засуху относительная влажность воздуха не достигает 100%,

[1] T. Versluys. Die Kapillarität der Boden. Internat. Mitt. für Bodenkunde, Bd. 7, Berlin, 1917.

[2] А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. М. — Л., 1936 и более ранние его работы.

а влажность почвы ниже максимальной гигроскопичности, немыслимы голые частицы в почве: они будут покрыты островками молекул воды, адсорбированными на наиболее активных участках почвенной поверхности.

Вторая ошибка в схемах Ферслюиса для стадий пендулярного и даже фуникулярного увлажнения заключается в том, что частицы его «идеальной почвы» в точках их соприкосновения вплотную прилегают одна к другой и тем самым частично разрывают водные «кольца», «пленки», «манжеты» (рис. 67, *б*). Это противоречит расклинивающему действию адсорбированных пленок воды, которое в тысячи раз превосходит ван-дер-ваальсовы силы взаимопритяжения частиц и вес самих частиц, даже если учесть его для большой толщи почвы [1].

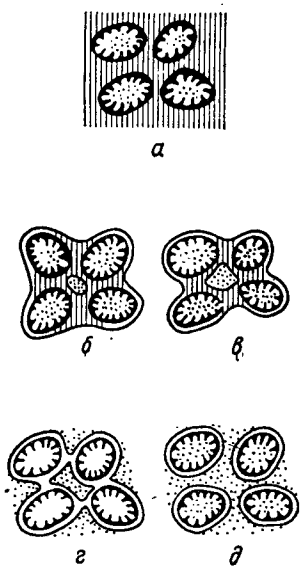


Рис. 68. Механизм движения воды в почве при различных степенях увлажнения (схема Ф. Е. Колясева и М. К. Мельниковой):

а — гравитационный; *б* — капиллярный; *в* — пленочно-мениск-овый; *г* — пленочно-осмотический; *д* — диффузный

Отличие нашего представления о фазах нарастающего увлажнения почвы, начиная с «ленто-капиллярной точки» и выше, от фаз увлажнения по Ферслюису очевидно из сопоставления рис. 66 и 67.

К сожалению, ошибочные схемы Ферслюиса без должной критики вошли в ряд работ о водных свойствах почвы: в труды Кина [2], Долгова [3], Роде [4] и др. Выделение Ферслюисом лишь трех форм капиллярной влаги в почве («пендулярной», фуникулярной» и «собственно капиллярной») также недостаточно для агрономической оценки почвенной влаги. Как было показано в разделе «Формы воды в почве», в настоящее время применяется более дифференцированная их характеристика.

[1] Б. В. Дерягин. Упругие свойства тонких слоев воды. Ж. Физ. химии, 1932, т. III, М.—Л.

Б. В. Дерягин. Механические свойства тонких слоев жидкостей. Ж. Физ. химии, 1934, т. V, вып. 2—3, М.—Л.

Б. В. Дерягин, М. К. Мельникова. К определению закономерностей передвижения почвенной влаги. «Вопросы агрономической физики», Л., 1957.

[2] Б. А. Кин. Физические свойства почвы. М. — Л., 1933, стр. 83, 84.

[3] С. И. Долгов. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд-во АН СССР, 1948, стр. 41, 42.

[4] А. А. Роде. Почвенная влага. М., 1952, стр. 56, 57.

А. А. Роде. Основы учения о почвенной влаге. Л., 1965, стр. 58—59.

На рис. 68 схематично показано передвижение воды в почве при различных, ранее отмеченных стадиях увлажнения. На рис. 68, *а* дана схема увлажнения, когда все поры почвы заполнены водой. Передвижение свободной, или гравитационной, воды в этом случае следует под влиянием силы тяжести. После стекания гравитационной воды наступает стадия максимального капиллярного увлажнения (рис. 68, *б*). Поры, ранее занятые гравитационной водой, заполняются воздухом. Это наиболее благоприятная стадия для произрастания большинства культурных растений. В силу высокой мобильности капиллярной воды растения бесперебойно снабжаются ею при нормальном дыхании корней и при максимальной развитости микробиологических процессов.

Дальнейшее просушивание почвы ведет к уменьшению капиллярных связей и к возрастанию связей пленочных (рис. 68, *в*). Капиллярная вода остается в виде угловых манжет и в волосных капиллярах. Интенсивность передвижения ее резко снижается. В общем балансе более заметным становится пленочное передвижение воды.

В интервале влажностей от максимальной гигроскопической и до влаги начального завядания растений преобладает пленочное крайне замедленное передвижение воды, направленное от пленок более толстых (с меньшим напряжением влаги) в сторону пленок меньшей толщины с большим напряжением и большей расклинивающей силой.

Наконец, при влажности, равной максимальной гигроскопичности почвы и ниже ее (рис. 68, *г*), пленочное передвижение воды полностью прекращается; наблюдается диффузное передвижение воды в форме пара, причем доминирующую роль при этом, как отмечалось выше, играет температурный градиент. Передвижение воды в форме пара имеет место в почве и при других стадиях ее смоченности (см. рис. 68, *б, в, г*), но в сильно просушенной почве эта форма движения воды преобладает.

Различный характер передвижения воды в почве в разные фазы ее увлажнения хорошо иллюстрируется и кривыми сушки почвы. На рис. 69 приводится результат одного из лабораторных опытов Колясева и Мельниковой (1949). Как видно из данных рисунка, качественно кривые сушки для всех образцов весьма однотипны. При высокой влажности, когда наблюдается интенсивное передвижение капиллярной воды, кривые сушки располагаются параллельно оси абсцисс: расход воды на испарение в единицу времени постоянный. Упругость пара над поверхностью почвы в это время равна упругости насыщенного пара. При последующем уменьшении влажности почвы ниже общей их влагоемкости на кривых сушки выявляются два или три перегиба падающей скорости сушки. Это периоды: а) пленочного протекания

воды от мениска к мениску под влиянием разной кривизны последних и градиентов температуры; б) падающей скорости сушки, когда движение пленочной воды происходит в силу осмоса и термоосмоса и в) самого медленного движения воды (ниже третьей критической точки) при влажности максимальной гигроскопичности и ниже исключительно за счет диффузии водяного пара.

Кривые сушки для образцов чернозема различного механического состава и агрегатности количественно различны, но общий ход их аналогичен.

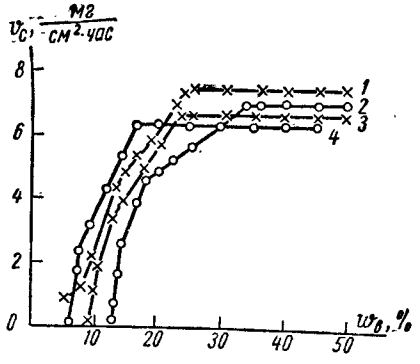


Рис. 69. Кривые скорости сушки (v_c) для образца чернозема и выделенных из него фракций:

1 — агрегаты чернозема; 2 — илистая фракция; 3 — растертые агрегаты; 4 — грубая фракция

В схемах увлажнения почвы и передвижения в ней воды, представленных на рис. 66, 68, 69, основное внимание обращено на характер передвижения воды в почве в зависимости от степени ее смоченности. В работах последних десятилетий показано, что, помимо степени смоченности почвы, характер и направление в почве водного потока зависят и от ряда других причин: концентрации почвенного раствора, градиентов гидравлического напора жидкости, градиентов температуры и др. В СССР большое внимание этим вопросам, особенно передвижению пленочной воды, уделено в работах Агрофизического ин-та ВАСХНИЛ (работы Колясева, Дерягина, Мельниковой, Нерпина), в работах Судницына [1], Шаповаловой [2] и др. «Потоки влаги по порам, полностью заполненным водой, и по каналам и пленкам, имеющим водно-воздушную поверхность, могут возникать под действием одних и тех же факторов: градиентов капиллярного потенциала, потенциала поля тяжести, потенциала электрического поля, градиентов температуры и концентрации растворенных веществ» [3].

---

[1] И. И. Судницын. Закономерности передвижения почвенной влаги. «Наука», 1964.

[2] О. В. Шаповалова. О капиллярном испарении и капиллярной конденсации водяных паров в почве. Научн.-техн. информация по мелиорации и гидротехнике, вып. 10, М., 1960.

[3] С. В. Нерпин, А. М. Глобус, М. К. Мельникова. Термодинамика и кинетика почвенной влаги и экспериментальная проверка теории с применением радиоактивных меток.

Radioisotopes in soil-plant nutrition studies. International Atomic energy Adency. Vienna, 1962.

Наиболее детально в работах Дерягина, Мельниковой, Нерпина освещается роль температурного поля в передвижении воды в почве. В этом процессе выделяются следующие фазы: а) диффузное передвижение водяного пара вследствие градиента упругости, подчиняющееся уравнению Фика с поправками, позволяющими применить его к пористым телам; парообразная вода движется в этом случае от «горячего» конца к «холодному» и подвержена процессу дистилляции; б) термоосмотическое передвижение воды, особенно четко наблюдающееся при крайне малых значениях влажности и при полном насыщении почвы водой; в этом случае поток воды, вызванный различным удельным теплосодержанием пленки и жидкости в объеме, направлен в сторону повышения температуры от «холодного» конца к «горячему»; с) передвижение воды в силу термокапиллярного градиента; под действием этого градиента возникает термокапиллярное движение капельно-жидкой воды в сторону большего поверхностного натяжения; эта форма передвижения воды отмечается при средних степенях увлажнения почвы и имеет наибольшее агрономическое значение.

Общая формула для направления потока воды под влиянием термического градиента имеет вид:

$$Q_{\text{терм.}} = \frac{\beta S h^2}{\eta} \cdot \frac{\delta\sigma}{\delta T} \cdot \frac{\delta T}{\delta Z} + \gamma S h \varepsilon \frac{\delta T^1}{\delta Z}, \qquad (52)$$

где T — температура; β и γ — числовые коэффициенты; ε — термоосмотический коэффициент; η — вязкость воды; Q — поток воды; S — поверхность частиц в $м^2/см^3$ почвы; σ — поверхностное натяжение воды; h — тонкий слой смачивающей жидкости равномерной толщины; δ — дельта; Z — поток жидкости $Q_{\text{терм}}$ в направлении Z.

Дифференциация роли термического фактора при передвижении воды в почве, представленная в работах Дерягина, Мельниковой, Нерпина, является существенным шагом вперед в разбираемом вопросе. Она позволяет глубже трактовать не только динамику водного режима почвы, но также условия снабжения водой растений. Кроме того, правильная оценка движения воды в почве в зависимости от температурного поля позволяет совершеннее дифференцировать агротехнические приемы в целях регулирования водного и теплового балансов почвы.

Выше отмечались условия равновесия влаги в почве при неполном насыщении ее водой. Основным условием его называлось равенство и противоположная направленность сил: всасывающего действия капиллярных менисков вследствие отрица-

---

[1] Б. В. Дерягин, М. К. Мельникова, С. В. Нерпин. Теория равновесия и передвижения почвенной влаги при различной степени увлажнения. Докл. VI Междунар. конгр. почвоведов. 1 комиссия. Физика почв. Изд-во АН СССР, 1956.

тельного давления под их поверхностью и адсорбционного притяжения пленок (оболочек) воды в силу поверхностной энергии почвы. Там же, как и ранее в разделе о «формах воды в почве», отмечалась крайне малая подвижность в жидкой форме пленочной воды.

Иначе этот вопрос трактуется в работах Колясева, Дерягина, Мельниковой, Нерпина, Глобуса. По их представлению, после полного стекания гравитационной воды оставшаяся влага задерживается в почве в виде «стыковых манжет» (Porenwinkelwasser, по Цункеру), сообщающихся между собой посредством пленочной воды. В зависимости от степени неполного смачивания почвы и манжеты и толщина водных пленок могут быть разными, но, в конечном счете, после передвижения воды через пленки наступает равновесие в смачивании почвы. Как уже говорилось, пленочная вода в ее толще неоднородна. По данным Дерягина и др., только в ближайшие к поверхности твердого тела молекулярные слои пленочной воды обладают повышенной вязкостью и сдвиговой прочностью. Слой пленки состоит из 10—15 слоев молекул воды. Остальная толща водных пленок, граничащая с атмосферой, насыщенной водяным паром, представлена 200—250 слоями молекул. Она также находится под влиянием молекулярных сил твердой подкладки, но обладает нормальной текучестью и подчиняется закону Паскаля. В случае равновесия стыковой и пленочной воды перепад давлений от газовой фазы к жидкости должен быть одинаковым, независимо от того, осуществляется ли такой переход через поверхность раздела, ограниченную криволинейными менисками, или через поверхность пленки, которая может иметь совершенно иную кривизну или, в частном случае, быть плоской.

В стыковой влаге перепад давления связан с криволинейностью поверхности менисков и полностью определяется формулой Лапласа, а в пленочной влаге на перепад давления оказывает влияние еще и твердая подкладка; оно проявляется в расклинивающем давлении. В результате равенства отрицательных давлений под вогнутыми менисками и в подповерхностном слое пленки пленочная вода остается в равновесии со стыковыми манжетами и под них не стекает.

При наличии градиентов (химического потенциала, температурного градиента влажности и др.), по утверждению авторов, основной формой передвижения воды в почвах с неполным увлажнением является протекание ее через пленки, при этом скорость течения достигает при толстых пленках значительных величин — от 0,38 до 0,48 *мм/мин* при температурном градиенте 5 *град/см* (!).

На основании опытов, Дерягин и Мельникова утверждают, что передвижение «пленочной капельно-жидкой воды имеет в природных условиях гораздо большее значение, чем принято

думать» [1]. Однако есть и прямо противоположные утверждения. Например, в капитальном труде «Основы агрофизики» (1959), в главе «Водный режим почв», написанной Б. Н. Мичуриным, неоднократно утверждается, что передвижение воды пленочным путем протекает «весьма медленно».

Весьма интересные эксперименты и комментарии к ним о природе передвижения в почве пленочной воды Колясева, Дерягина, Мельниковой, Нерпина, подкрепленные многочисленными формулами, вызывают, однако, ряд замечаний.

Все теоретические утверждения перечисленных авторов базируются на лабораторных опытах и моделях, близких к так называемой «идеальной» почве. Они, особенно утверждение о высоких скоростях передвижения в почве пленочной воды, нуждаются в проверке в природной и производственной обстановке. Например, в опыте Мельниковой и Нерпина со щелевой колонкой [2] почва накладывалась на стекло в один слой механических элементов. Если зерна были даже песчаными, то поперечный просвет щели был около 0,25 *мм*. В таких условиях около 60% объема щели при смачивании почвы попадает в пограничную зону, что нарушает нормальную циркуляцию и распределение воды меж почвенных зерен. О влиянии пограничного слоя в эксперименте ничего не сказано.

В другом опыте Дерягина и Мельниковой (особо далеком от природных почвенных условий) (1950) [3] изучалось передвижение пленочной воды путем введения в стеклянный капилляр пузырька воздуха (см. рис. 68). Температурный градиент в этом опыте колебался от 2 до 6 *град/см*. Длина пузырька воздуха достигала 20 *мм*. Все рассуждения и выводы из эксперимента касаются передвижения жидкой фазы в запаянном капилляре. Очевидно, предполагается, что перепад температур в самом пузырьке воздуха на его движении никак не сказывается. Такое допущение нам кажется сомнительным.

В названных работах толщина слоя пленочной воды по границе с твердой подкладкой указывается разная. Например, в статье М. К. Мельниковой и С. В. Нерпина (1956) отмечается, что 14—15 слоев адсорбированной воды обладают особыми механическими свойствами. А в статье М. К. Мельниковой «О фи-

[1] Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова. Экспериментальное исследование передвижения воды в почве под влиянием градиентов концентрации растворенных веществ, температуры и влажности. Докл. VI Междунар. конгр. почвоведов. 1 комиссия. Физика почв. Изд-во АН СССР, 1956.

[2] М. К. Мельникова и С. В. Нерпин. Равновесие и передвижение влаги под влиянием силы тяжести при неполном увлажнении. Докл. VI Междунар. конгр. почвоведов. 1 комиссия. Физика почв. Изд-во АН СССР, 1956, стр. 139—155.

[3] Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова. Исследование движения воды под влиянием температурного градиента. Сб., посвященный 70-летию акад. А. Ф. Иоффе. Изд-во АН СССР, 1950.

зической природе некоторых почвенно-гидрологических констант» (1959) говорится, что полимолекулярный слой при адсорбции воды почвой «не превышает 2—3 слоев молекул, даже при давлении, близком к давлению насыщения».

Говорить о каком-то стандартном количестве слоев адсорбированной воды для почвы неправильно. Этим отрицается специфика строения почвенных мицелл, зависящая от их химического и минералогического состава, от размеров частиц и их формы[1]. Так, толщина адсорбированных водных пленок на кварце, на ортоклазе, мусковите и бентоните будет совершенно разная[2].

Обращает на себя внимание также факт, что при переносе лабораторных опытов в поле М. К. Мельникова почти никак не использует тех многочисленных формул и закономерностей, которые были выявлены в лаборатории[3]. Даже наиболее разработанный в лабораторных экспериментах вопрос о влиянии на передвижение воды в почве температурного поля нашел в полевых исследованиях М. К. Мельниковой больше чем скромное отражение.

Больше всего нуждается в подтверждении, применительно к полевым условиям, тезис Колясева, Дерягина, Мельниковой, Нерпина о водном равновесии при неполном насыщении почвы водой (отрицательное давление под водными пленками подобно тому, как это наблюдается под вогнутыми менисками) и о высокой интенсивности передвижения в почве пленочной воды. Если эти два тезиса были бы доказаны, то в понятие о формах воды в почве и их роли в почвообразовании и снабжении растений водой пришлось бы внести существенные коррективы.

О всасывающей силе почвы в работах почвоведов США. В заключение раздела о водоподъемной способности и мобильности воды в почве кратко остановимся на взглядах по этому вопросу почвоведов США, использовав для этой цели сводный доклад Ричардса на VII Международном конгрессе почвоведов в Медисоне (1960)[4]. В докладе Ричардс, помимо собственных исследований, опирается на работы Букингэма (E. Buckingham), Дарси (H. Darcy), Бриджмена (P. W. Bridgman), Гарднера (W. Gardner), Маршалла (T. J. Marshall), Киркхама (D. Kirkham), Филипа (J. R. Philip), Миллера (Miller) и других почвоведов США и отчасти Великобритании. Работы почвоведов других стран, в том числе и почвоведов СССР, он полностью игнорирует.

Все достижения в области физики почвы Ричардс свел лишь к вопросам о ее водных свойствах. Какие-либо сведения о свойствах почв и их режимах — воздушных, тепловых, физико-механических, электрических — в докладе отсутствуют.

Ричардс считает, что основные вехи в развитии физики почвы заложил Эдгар Букингэм в 1907 г. в своей работе «Исследования миграции почвенной влаги» и что за последние 50 лет по физике почвенной воды почвоведы «по существу просто заполняли пробел между строк его работ».

Ныне принятую терминологию при классификации форм воды в почве, как, например, вода гигроскопическая, капиллярная, гравитационная, он считает «трудно оправдываемой» и «устаревшей». Любую стадию увлажнения почвы, по Ричардсу, нужно характеризовать «функцией удержания», энергией всасывания воды почвой в силу поверхностной энергии и развитой в ней капиллярной системы. Главнейшими водными свойствами почвы он считает ее капиллярную проводимость и водоудерживающую способность, которые получают разное количественное выражение при всякой стадии увлажнения почвы. Такие термины, как «полевая влагоемкость», не содержат в себе определенного физического смысла. Даже при защите почвы от испарения воды, «полевая влагоемкость» непрерывно уменьшается от высоких степеней влажности (после полива почвы или длительного дождя) до самых низких. По мнению Ричардса, этот термин принес почвоведению больше вреда, чем пользы, поэтому его употребление в почвоведении целесообразно запретить на несколько лет.

Основное внимание в докладе Ричардса уделено понятию «всасывающей способности почвы». Категории этого свойства поясняются на рис. 70. В центре рисунка изображена камера с влажной почвой, открытая в атмосферу. С этой камерой граничат три другие: а) справа камера с водой, отделенная от почвы полупроницаемой перегородкой и соединенная с манометром; б) слева к почве через проницаемую перегородку примыкают две камеры, наполненные почвенным раствором. Одна из них (нижняя), очерченная пунктиром, полностью изолирована, кроме участка соприкосновения с почвой. Эта камера также снабжена манометром. Верхняя камера, наполненная почвенным раствором, полупроницаемой перегородкой отделена от четвертой самой левой камеры, наполненной водой. Эти две последние камеры соединяются дифференциальным манометром. Ричардс предположительно считает, что система всех четырех камер в изотермических условиях «перейдет в состояние термодинамического равновесия», что позволит дифференцировать процесс всасывания воды почвой.

[1] Н. А. Качинский. Физика почвы. Ч. 1. «Высшая школа», 1965, стр. 210—213.

[2] Там же, стр. 124, 125.

[3] М. К. Мельникова. О передвижении поливных вод и солей при орошении в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Сб. тр. по агрономической физике, вып. 7, Сельхозгиз, 1954.

М. К. Мельникова. Передвижение доступной растению влаги в почве при вегетационных и влагозарядочных поливах. Сб. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд-во АН СССР, 1957, стр. 670—679.

[4] L. A. Richard. Advances in soil physics. The international society of science. Vniversity of Wisconsin. Madison, 1960, pp. 15—23.

Частично эта работа уже использована выше при характеристике капиллярного потенциала и диффузивности почвенной влаги.

Правый манометр показывает «полное всасывание», которое складывается из матрик-всасывания[1] и солюте-всасывания[2]. Матрик-всасывание обусловлено поверхностной энергией почвы и капиллярными явлениями в ней; солюте-всасывание вызвано осмотическим давлением почвенного раствора.

Центральный манометр показывает лишь матрик-всасывание (MS), так как осмотическое давление раствора в камере с почвой

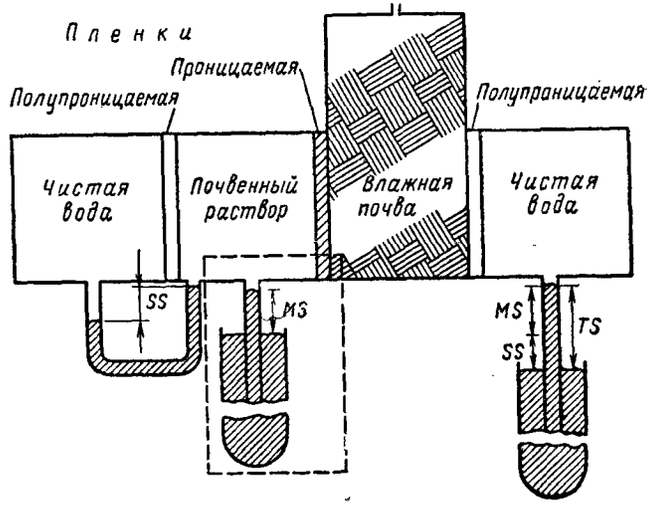


Рис. 70. Схема Ричардса, поясняющая всасывание воды почвой

и в нижней камере (отмечена пунктиром) находится в равновесном состоянии. Дифференциальный манометр, соединяющий две камеры (находятся на чертеже слева), разделенные полупроницаемой перегородкой, показывает солюте-всасывание (SS). На первый взгляд показание этого манометра вызывает недоумение. Ведь через полупроницаемую перегородку вода из крайней левой камеры в силу солюте-всасывания должна диффундировать в камеру с раствором, вследствие чего в этой (крайней левой) камере должен возникать вакуум. Манометр показывает вакуум в камере с почвенным раствором, причем величина его отлична от показаний центрального манометра. Эти различия в показаниях манометров вызваны двумя процессами: а) из камеры с раствором вода проникает в почвенную камеру в силу матрик-всасывания, б) проникновение воды из крайней левой камеры в камеру

[1] Термин «matric» предложен Маршаллом (Marchall T. J., 1958), произведен от слова «matrix», т. е. среда; в данном случае он обозначает твердую фазу почвы.

[2] «Solute» обозначает растворенное вещество.

с раствором понижает осмотическое давление в этой камере и до наступления равновесного состояния во всей системе избыток воды, образующийся в камере с раствором, проникает в почвенную камеру и вследствие солюте-всасывания. За счет этих процессов в камере с почвенным раствором возникает вакуум, который перекрывает вакуум, возникающий в «водной» левой камере[1].

Матрик-всасывание родственно капиллярной проводимости почвы, а солюте-всасывание численно равно осмотическому давлению почвенного раствора. В незасоленных почвах всасывающая сила в основном имеет характер матрик-всасывания. Солюте-всасывание в этом случае незначительно и практически им можно пренебречь.

В зависимости от механического состава и степени смоченности почв матрик-всасывание измеряется величинами от 0 до десятков бар, прогрессивно возрастая по мере подсыхания почвы (рис. 71). В низких пределах всасывание измеряется тензиометром или методом отжатия раствора. При всасывании от 15 до 20 *бар* используются проницаемые для воды пленки оттока и камеры давления (pressure membrana apparatus). Всасывающая сила почвы > 15—20 *бар* устанавливается с помощью метода адсорбции паров.

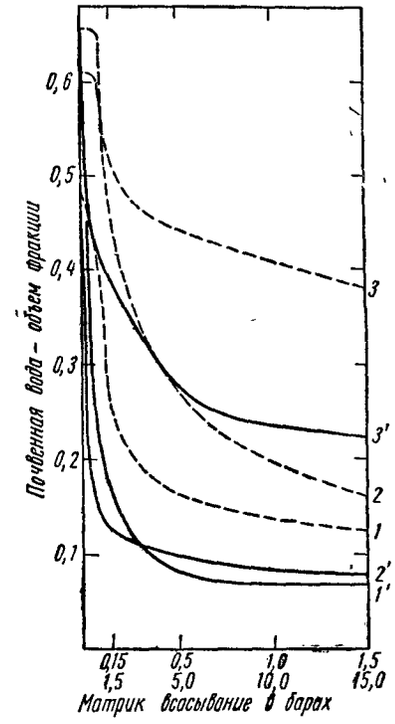


Рис. 71. Зависимость матрик-всасывания воды почвой от степени ее влажности:

1', 2', 3' — всасывание до 1,5 *бар*; *1, 2, 3* — всасывание от 1,5 до 15 *бар*; *1, 1'* — почва из Китая (Chino); *2, 2'* — почва из Индии (Indio); *3, 3'* — почва из Пахапа (Pachappa)

Для роста растений особенно большое значение имеют величины всасывания от 0 до 15—20 *бар*. Всасывающая сила почвы > 15—20 *бар* вызывает завядание растений. Влажность почвы при этом соответствует 6—8 мономолекулярным слоям воды вокруг почвенных частиц. «Все сельское хозяйство ведется в интервале толщины пленок почвенной воды между указанной выше

[1] В работе Ричардса констатируется лишь факт показаний манометров; приведенные здесь пояснения принадлежат Н. А. Качинскому.

величиной и величиной, превосходящей последнюю в два или три раза».

Изобретение тензиометра Ричардс считает наиболее выдающимся достижением почвенной физики за последние 50 лет. Честь этого изобретения он полностью отдает Виларду Гарднеру (W. Gardner) и его сотрудникам из штата Юта [1].

Тензиометры широко применяются в США, особенно на орошаемых территориях, для характеристики влажности почвы взамен весового метода.

Диапазон применимости тензиометра при определении всасывающей силы почвы укладывается в рамки от 0 и приблизительно до 0,75 *бар*, или от 0 до 570 *мм* ртутного столба, что соответствует влажности почвы от верхнего ее предела после длительного дождя или искусственного полива и примерно до 50% от влагоемкости.

Хотя понятия о всасывающей силе почвы, капиллярном потенциале, водоудерживающей и водоподъемной способности почвы, почвенной поверхности и поверхностной энергии почвы, доступной и недоступной растениям воде и эквивалентах почвенной влажности (относительная влажность почвы) не новы для советских почвоведов, все же следует признать прогрессивной попытку Ричардса уточнить некоторые из этих понятий, а иногда и дать им математическое выражение. Положительной оценки заслуживает дифференциация всасывающей силы почвы на матрик-всасывание (самой почвой) и солюте-всасывание (в силу осмотического давления почвенного раствора), хотя эти процессы не являются независимыми друг от друга (характер и количество солей в растворе влияют на твердую фазу почвы, особенно на ее коллоидную часть, и тем самым меняют матрик-всасывание).

Основой доклада Ричардса является трактовка капиллярных свойств и всасывающей силы почвы. В этих вопросах, как уже говорилось, он базируется исключительно на работах американских и отчасти английских почвоведов.

Нет необходимости перечислять многочисленные исследования в этой области русских и советских почвоведов, а также немецких, английских, французских, китайских, польских, румынских, болгарских, венгерских, чешских и других западноевропейских ученых. Напомним лишь о работе А. Ф. Лебедева «Почвенные и грунтовые воды». А. Ф. Лебедев больше года жил в США и публиковал там свои исследования. Трудно представить, чтобы Ричардс не знал об этих работах, так же как и о труде В. Г. Корнева «Всасывающая сила почвы», опубликованного в журнале «Опытная агрономия» в 1924 г. и изданного отдельным выпуском в 1925 г. Ричардс не мог не знать о работе Корнева и потому, что в последующие годы В. Г. Корнев занимался исследованием всасывающей силы почвы и использованием этого свойства почвы для устройства вакуумной системы подпочвенного орошения во Франции на Авиньонской опытной станции. Он выпустил соответствующие публикации о результатах этих работ. Впервые примененный и сконструированный Корневым капилляриметр (по современной терминологии — тензиометр) (1922) описан в широко известном бланковском издании «Handbuch der Bodenlehre» в 1930 г. и в книге В. Г. Корнева «Подпочвенное орошение».

[1] W. Gardner, N. E. Israelsen, H. Clyde. The capillary potential function and his relation to irrigation practice. Phys. Rev., 20, 196, 1922.

Мы знаем и ценим работы почвоведов США по физике почвы — Букингэма, Гарднера, Буйюкоса, Бевера (Baver), Ричардса, Таннера, Киркхама, Чайлдса и др. Эти исследования только выиграли бы, если бы их рассматривали вместе с работами ученых из других стран, а не как единственные в этой области.

О методах определения всасывающей силы почвы, водоподъемной ее способности и мобильности воды [1]. После стекания из почвы гравитационной влаги, оставшаяся в ней вода обладает определенной степенью напряженности, обусловленной капиллярными и адсорбционными силами почвы, или всасывающей ее силой. Капиллярные силы в почве, по сравнению с адсорбционными, минимальны.

Главным прибором для определения адсорбционного и капиллярного всасывания воды почвой, как отмечалось выше, является капилляриметр или, по современной терминологии, тензиометр [2]. Этот прибор, по-видимому, одновременно был изобретен двумя конструкторами, независимо друг от друга: Вилардом Гарднером и В. Г. Корневым [3]. Корневу принадлежит и термин «всасывающая сила почвы». На рис. 72 изображены несколько конструкций тензиометров. Принцип действия их поясняется на примере *тензиометра (капилляриметра) Корнева* (рис. 72, *а*). Главной частью прибора Корнева является глиняная тонкопористая свеча типа свечи Шамберлена. Она обладает свойством хорошо пропускать сквозь себя капиллярную воду, но, будучи смочена до известных пределов вакуума в приборе, не пропускает сквозь себя воздух. Свеча герметически вмонтирована в стеклянный сосуд. В сосуде (*1*) два вывода: горлышко для наливания

[1] Здесь описываются лишь принципы методов. Подробное описание методики и техники определения их дается в работах:

С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение. Практикум, М., 1958.

А. Ф. Вадюнина и З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961.

[2] От слова tension — напряжение.

[3] В. Г. Корнев. Всасывающая сила почвы. Ж. «Опытной агрономии». Л., 1924, т. XXII, отд. 1.

В. Г. Корнев. Всасывающая сила почвы и принципы системы автоматического орошения. М., 1925.

В. Г. Корнев. Подпочвенное орошение. М., 1935.

воды, которое закрывается пробкой с термометром (*3*), и трубчатый отросток, соединяющий тензиометр с ртутным манометром (*4*). При определении всасывающей силы прибор заполняется водой и герметически закрывается пробкой. Пористая свеча погружается в почву. Важно, чтобы она всей своей увлажненной поверхностью контактировала с почвенной массой. Немедленно

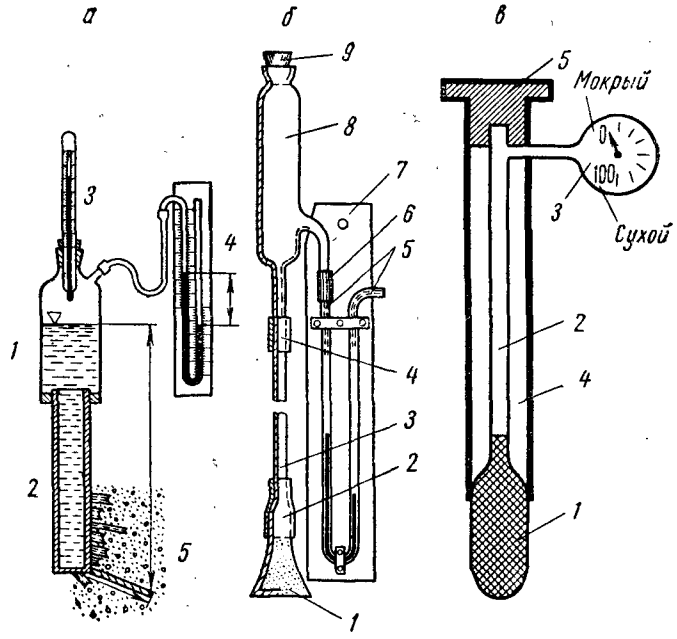


Рис. 72. Тензиометры различных конструкций:

а — Корнева: *1* — резервуар с водой; *2* — свеча Шамберлена, *3* — термометр, *4* — манометр, *5* — почва; *б* — Шишкова: *1* — фильтр керамический, *2, 4, 6* — резиновые трубки, *3* — медная трубка, *5* — трубка манометра (стекло толстостенное), *7* — деревянная подставка манометра, *8* — стеклянный баллон, *9* — резиновая пробка; *в* — Ричардса: *1* — пористая свеча, *2* — трубка металлическая, ведущая к воздушному вакуометру (*3*), *4* — термоизоляция, *5* — эбонитовая крышка

почва начнет сосать воду из свечи, как это показано схематично на рис. 72, *б*. Внутри прибора устанавливается вакуум, регистрируемый манометром. На определенном этапе прирост вакуума в приборе прекращается. Сквозь свечу начнут просачиваться пузырьки воздуха. Максимальный вакуум в приборе регистрируется. В показание его вносится поправка: из отмеченного вакуума вычитается давление столба жидкости в приборе.

Предположим, что конечное показание прибора — 100 *мм* ртутного столба. Следовательно, всасывающая сила почвы, выра-

женная в единицах водного столба, будет $100 \cdot 13{,}6 = 1360$ *мм* $=$ $= 136$ *см*.

Если определение всасывающей силы почвы проведено на нескольких глубинах и на ряде точек в плане поля, то можно рассчитать градиент капиллярного потенциала между двумя любыми экспериментальными точками в $\frac{эрг/г}{см}$ и составить схему движения воды в почве: капиллярный поток будет направлен из зон меньшей всасывающей силы в зоны повышенного напряжения влажности.

Если провести серию определений всасывающей силы данной почвы по горизонтам при различной ее влажности, то, используя уравнение регрессии, можно составить таблицу перехода от величин всасывания к величинам влажности почвы для момента определения всасывания. Наиболее достоверные данные при этом получаются в интервале 100—50% относительной влажности почвы, что весьма важно при учете и регулировке влажности почвы на орошаемых территориях.

Тензиометр Корнева, как пионер в этой области исследований, имел ряд конструктивных недостатков: а) излишне большие размеры керамической свечи ($l = 10$ *см*, $d = 2$ *см*), затруднявшие обеспечение строгого контакта между поверхностью свечи и почвой; б) наличие вредного пространства, заполненного воздухом, между водой в тензиометре и манометром, снижавшего чувствительность прибора; в) плохая обеспеченность вакуумности во всей системе прибора. Эти недостатки были учтены и полностью или частично устранены в других конструкциях.

Тензиометр А. Т. Морозова[1] имеет два варианта: а) с малой керамической свечой ($l = 5$ *см*, $d = 8$ *мм*) и б) с тонкопористой керамической пластинкой, которая герметически вделывается в широкий раствор стеклянной опрокинутой воронки. Керамическая трубка или воронка с помощью вакуумной каучуковой трубки соединяется с манометром. При определении всасывающей силы почвы керамическая трубка вдвигается в почву (в узкую цилиндрическую скважину, заготовленную в ней), а во втором варианте прибора к свежему обрезу почвы придавливается керамическая пластинка, вделанная в воронку. Перед определением свеча или воронка, а также вакуумная каучуковая трубка заполняются водой вплоть до соприкосновения ее с ртутью в манометре; этим устраняется вредное воздушное пространство в приборе и обеспечивается высокая чувствительность.

Тензиометр К. Н. Шишкова[2] по идее близок ко второму вари-

[1] Приборы описаны по оригиналам, использованным А. Т. Морозовым в лаборатории физики и технологии почв Почвенного Института АН СССР (1945).

[2] С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение. Практикум. М., 1958, стр. 166 и последующие.

анту тензиометра Морозова, но конструктивно более совершенно оформлен (см. рис. 72, *б*).

На рис. 72, *в* дается схема тензиометра, который широко используется в орошаемых хозяйствах США[1]. Он портативен по конструкции, прочен, точен в показаниях.

Помимо описанных тензиометров в сельскохозяйственной и почвенной литературе известно несколько других их конструкций. Все они по идее являются тем или иным вариантом тензиометров (капилляриметров) Гарднера или Корнева.

Весьма простой тензиометрический метод определения всасывающей силы почвы имеет и свои технические недостатки. Как показал опыт использования тензиометров при стационарных наблюдениях, точность их зависит от полноты контакта свечи (тонкопористой трубки) или пластины с почвой, а также от возможного замазывания этих частей прибора сырой тяжелой по механическому составу почвой.

В случаях постоянной установки тензиометров в почве, особенно в засушливых южных районах, по поверхности пористой свечи или пластины сильно развиваются водоросли. Проникая в поры, они забивают их, и нормальное проникновение воды из тензиометра в почву затрудняется. Требуется чистка водопроводящих частей тензиометра или замена их.

При заполнении тензиометров водой создается разница в осмотическом давлении воды в тензиометре и почвенного раствора, поэтому адсорбционно-капиллярный процесс всасывания воды из тензиометра в почву осложняется процессом осмотического давления, который усиливает процесс всасывания, и диффузией солей из почвы в тензиометр. Диффузия со временем также приводит к частичному закрытию пор свечи или пластины солями, а также к заиливанию их коллоидами (при обратном движении воды из переувлажненной почвы в тензиометр).

В описанном выше методе определения всасывающей силы почвы с помощью тензиометра почва сосала воду из резервуара (из прибора), обусловливая вакуум в нем, равный сосущей ее силе. Однако можно подойти к решению того же вопроса и с другой стороны: высасывать воду из капиллярно-насыщенной водою почвы под различным вакуумом, сопоставляя при каждом этапе выкачивания уровень примененного вакуума и количество отсосанной воды из определенного количества почвы. Имея эти данные, можно составить представление не только о всасывающей силе почвы, но, применяя формулу Жюрена (41), и об эффективном диаметре пор, в которых удерживались отдельные порции капиллярной воды. Именно таким путем шли в своих исследованиях сосущей силы почвы и дифференциальной порозности

[1] Н. А. Качинский. Физика почвы в работах VII Международного конгресса почвоведов. Вестн. Московск. ун-та, 1961, № 3, Почвоведение.

почв Хейнес[1], Скофильд и Ботельо де Коста[2], Секера[3], Дояренко[4], Гунар и Бесков[5], Шаповалова[6].

В тензиометрах используются керамические фильтры с диаметром пор 0,9—1,3 *мк*. Можно использовать бактериальный фильтр ТКЛ марки Ф-5 типа 5а с максимальным размером пор до 1,5 *мк*. Теоретически тензиометры должны были бы обеспечивать показания вакуума в пределах 1 *атм*. Практически капиллярно-насыщенный керамический фильтр выдерживает вакуум до 0,75—0,85 *атм*. Таким образом, с помощью тензиометров можно фиксировать в почве лишь капиллярную воду и то не во всем диапазоне ее напряжения. Однако, как отмечалось выше, наиболее четко отмечаемый тензиометром диапазон капиллярной влажности является оптимальным для развития растений.

Формы воды в почве с более высоким напряжением, достигающим десятков, сотен и тысяч атмосфер, определяются иными методами. Для удобства оперирования со сложными цифрами всасывания Скофильд (1935) предложил по аналогии с pH выражать напряжение почвенной влаги логарифмом всасывания *pF* (десятичный логарифм силы всасывания, выраженной в *см* водного столба)[7]. Например, при капиллярном подъеме воды в почве от уровня свободного ее зеркала на 100 *см pF* будет равен 2. При $pF = 3$ сила всасывания равна 1 *атм* и т. д.

Определение связанной почвою воды путем отжатия прессом. Метод отжатия применяется в основном для изучения почвенного раствора. Но поскольку в настоящее время сконструированы прессы, позволяющие развивать давление в десятки тысяч атмосфер на *см*^{2}, этот метод можно использовать и для изучения свойств воды различной степени напряженности. Если после каждого отжатия при определенном давлении сопоставлять влажность

[1] W. B. Heines. Studies in the physical properties of soils (II). «A note on the cohesion developed by capyllary forces in on ideal soil». J. Agric. Sci., 15, 529—535, 1925.

W. B. Heines. Studies in the physical properties of soils (IV). A further contribution to the theory of capillary phenomena in soil. J. Agric. Sci., 17, 264—290, 1927.

[2] R. K. Schofield and J. V. da-Costa. The determination of the pF at permanent wilting and at the moisture equivalent by the freezing point method. Trans. Third Intern. Congr. of Soil Science, vol. I, 1935.

[3] F. Sekera. Statik und Dinamik des Bodenwassers. Bodenkunde und Pflanzenern. Bd. 6, H. 5/6, 1938.

F. Sekera. Die Strukturanalyse des Bodens. Bodenkunde und Pflanzenern. Bd. 6. H. 5/6, 1938.

[4] А. Г. Дояренко. Дифференциальная скважность как показатель почвенной структуры. Ж. «Социалистическое зерновое хозяйство», 1941, № 1.

[5] С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение. Практикум. М., 1958, стр. 91 и последующие.

[6] Н. А. Качинский. Физика почвы. Ч. I. «Высшая школа», 1965, стр. 180—182.

[7] R. K. Schofield. The pF of the water in Soil. Trans. of The Third intern. Congr. soil science, 1935.

спрессованной почвы с водными «константами» этой же почвы, то можно составить представление о том, к какой категории воды относится отжатая порция раствора и какое давление следует применять на образец испытуемой почвы, чтобы получить заданную в исследовании форму воды.

Широко известен прессовый метод определения максимальной молекулярной влагоемкости почвы Лебедева[1]. В этом методе

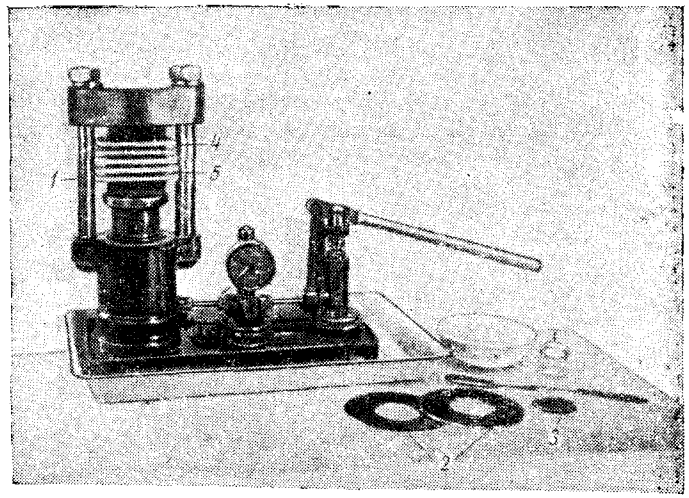


Рис. 73. Установка для определения максимальной молекулярной влагоемкости (по А. Ф. Лебедеву):

1 — масляный пресс с манометром; *2* — металлические кольца для формования почвенной пробы; *3* — почвенная проба после формования, уложенная на фильтровальную бумагу перед определением; *4* — подушки из фильтровальной бумаги для поглощения отжимаемой из почвы воды; *5* — деревянные прокладки для ограничения различных проб почвы при отжатии из них воды

тонкий слой почвенной пробы, увлажненной до состояния пасты, спрессовывается под давлением 66 *кг/см*². Вода, отжимаемая из почвы, поглощается прокладками из фильтровальной бумаги (рис. 73).

Как отмечалось в разделе о формах воды в почве, максимальная молекулярная влагоемкость почвы (по Лебедеву) является устойчивой водной характеристикой лишь для данной почвы при данных условиях ее определения. Это следует из работ Н. Н. Долгополовой (1935, см. рис. 7), П. Ф. Мартынова (1936)[2], Ф. Е. Колясева (1941)[1], П. А. Крюкова (1947)[2]. Если повышать давление в прессе сверх 66 *кг/см*², из почвы могут отжиматься все новые порции раствора вплоть до уровня даже более низкого, чем максимальная гигроскопичность почвы. Иллюстрируем это положение данными, позаимствованными из работы П. А. Крюкова (табл. 18).

[1] Он описан во многих руководствах. См., например, А. Ф. Вадюнина и З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961, стр. 204—205.

[2] П. Ф. Мартынов. Максимальная гигроскопичность и максимальная молекулярная влагоемкость почв и грунтов. Сб. «Исследование подземных вод СССР», вып. IV, Л., 1936.

Как следует из данных табл. 18, при давлении 6850 *кг/см*² из всех четырех испытуемых образцов была отжата вся вода сверх максимальной гигроскопичности и даже часть этой формы воды. Правда, судя по материалам из других источников, максимальная гигроскопичность чернозема и солонца в данных Крюкова сильно завышена. Недостатком их является также отсутствие указаний на горизонты и точный тип почвы, которые подвергались исследованию.

Эффект давления на различных образцах разный: каолин при давлении 6850 *кг/см*² сохранил влажность, почти в точности соответствующую величине максимальной гигроскопичности. Другие образцы при том же давлении имели влажность, значительно меньшую (и в разной степени меньшую), нежели максимальная их гигроскопичность. Это объясняется разной микроструктурой образцов, а следовательно, неодинаковым контактом их с плоскостью поршня, а также разной силой адсорбции этих образцов в отношении воды.

Таблица 18

Сравнительные величины влажности почв и каолина при отжатии воды прессом высокого давления и при насыщении их в атмосфере при различной упругости паров воды в % веса сухого образца

Анализируемые образцы	При давлении 6850 *кг/см*²	При относительной упругости паров воды	
		94%	75%
Чернозем обыкновенный. Каменно-Степная опытная станция	7,82	13,98	9,38
Солонец (Заволжье)	6,60	14,08	9,65
Серозем (Пахта-Арал)	2,98	2,86	1,59
Каолин	2,25	4,38	3,06

[1] Ф. Е. Колясев. О движении влаги в почве. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 3, М., 1941.

[2] П. А. Крюков. Методы выделения почвенных растворов. Современные методы исследования физико-химических свойств почв. Т. IV, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1947, стр. 3—9.

А. Ф. Лебедев для определения максимальной молекулярной влагоемкости использовал масляный пресс № 1 сравнительно низкого давления. Для отжатия раствора до уровня максимальной гигроскопичности и ниже требуются прессы высокого и сверхвысокого давления с автоматическими ограничителями, позволяющими проводить опыт при заданном давлении. Крюков использовал гидравлический пресс конструкции мастерских ДОРНИИ с максимальным возможным давлением на поршень 75 *т*.

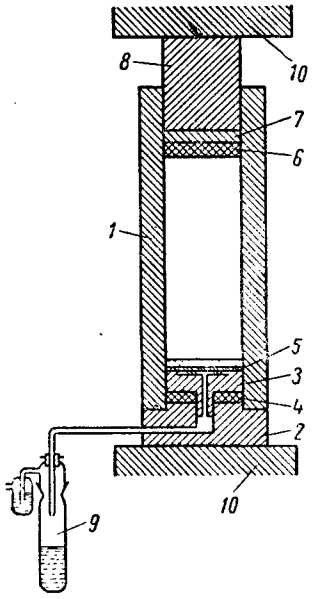


Рис. 74. Прибор для отжатия почвенных растворов при высоких давлениях:

1 — цилиндр; *2* — подставка; *3* — грибок; *4, 6* — резиновые прокладки; *5* — сетка; *7* — фибровая прокладка; *8* — поршень; *9* — приемник; *10* — давящая площадка гидравлического пресса

При столь высоких давлениях на почву возникает необходимость особо прочной конструкции стакана, в который помещается прессуемая почва, и ряда приспособлений к нему. На рис. 74 изображен такой прибор конструкции П. А. Крюкова и дается его описание.

Цилиндр (*1*) устанавливается на подставке (*2*), снабженной отверстием для стока почвенного раствора. Поверх подставки помещается «грибок» (*3*), также снабженный отверстием и на верхней поверхности радиальными и концентрическими желобками. Между грибком и подставкой прокладывается резиновое кольцо (*4*) (прокладка Бриджмена), обеспечивающее герметичность в местах стыка между грибком, цилиндром и подставкой. Внутренняя поверхность цилиндра должна быть хорошо смазана вазелином или смесью вазелина с тонким порошком графита. На грибок накладывается металлическая пластинка (*5*) с отверстиями, соответствующими желобкам на грибке. Поверх нее между двумя листками фильтровальной бумаги насыпается слой чистого кварцевого песка толщиной 2—3 *мм*. Чтобы песок не пристал к смазанным стенкам цилиндра, его насыпают через вставленную в цилиндр стеклянную или бумажную трубку. Затем цилиндр наполняется (с уплотнением) почвой. Поверх нее помещаются прокладки — резиновая (*6*) и фибровая или текстолитовая (*7*), смазанные по краям, и производится спрессование почвы поршнем (*8*). Внутренний диаметр цилиндра 5 *см*, наружный — 6,5 *см*. Цилиндр вмещает около 300 *г* почвы. Почвенный раствор собирается в приемник (*9*),

соединенный со стоком в подставке каучуковой трубкой. Для предотвращения испарения раствора приемник имеет водяной затвор. Если нужно предохранить раствор от проникновения углекислоты или кислорода, то используют ртутный затвор. После окончания отпрессовывания, прибор разбирается, подставка отнимается от него, поршень и почва выдавливаются из цилиндра с помощью вспомогательного поршня вниз во вспомогательный цилиндр.

В спрессованной почве определяется влажность. Собранный раствор учитывается количественно и поступает на анализ.

Следует помнить, что для расчета давления на образец почвы нужно знать отношение: рабочей давящей площади пресса (S), давление на которую отмечается манометром пресса, и поперечного сечения поршня, который непосредственно давит на почву в стакане (S_1). Допустим $\frac{S}{S_1}=n$. Требуется создать давление на образец почвы в стакане x *кг/см*^{2}. Тогда давление (P), отмечаемое на манометре пресса, должно быть равно

$$P=\frac{S_1 x}{n}. \qquad (53)$$

Если $S_1=10$ *см*^{2}, $x=15\,000$ *кГ/см*^{2} и $n=5$, то

$$P=\frac{10\cdot 15\,000}{5}=30\,000\ кГ=30\ т.$$

В 1944 г. Рейтмейер и Ричардс, а в 1952 г. Ричардс предложили новую модификацию отжатия почвенного раствора давлением газа в специальной воронке (pressure membrane apparatus), в которой почва помещается на целлофановом фильтре.

Определение тонкокапиллярной и адсорбированной воды методом центрифугирования. Впервые этот метод ввел в практику в 1919 г. Лебедев, использовав центрифугу, создающую ускорение в 400 *g* [1]. Позже им была сконструирована центрифуга, которая по расчетам конструктора должна была обеспечить ускорение силы тяжести в 70 000 *g*. Используя ее при анализе избыточно смоченных почвенных образцов, Лебедев пришел к заключению, что увеличение ускорения свыше 18 000 *g* не влияет на конечное содержание воды в центрифугируемой почве. Это конечное содержание воды (пленочной по мнению Лебедева) он считал резкой гранью между водой, адсорбируемой почвой в силу поверхностной ее энергии и формами воды капиллярной и гравитационной. Процентное содержание такой воды в почве было названо им максимальной молекулярной влагоемкостью и считалось основ-

[1] А. Ф. Лебедев. Передвижение воды в почвах и грунтах. Извест. Донского с.-х. ин-та Т. З., Новочеркасск, 1919.

ной водной константой почвы [1]. В данном случае Лебедев допустил ту же ошибку, как и при определении этой «константы» методом отпрессования воды из почвы с прокладками из фильтровальной бумаги при давлении 66 *кг/см*^{2}.

В 1937 г. опыты Лебедева повторил Ольмстед [2], а позже Долгов (1948) [3]. Ольмстед располагал более мощными центрифугами, нежели Лебедев. Они развивали ускорение в 90 000 и 300 000 *g*. Используя эти центрифуги, Ольмстед показал, что образец вернонской тонкопесчаной глины (гор. В) продолжал терять воду при возрастании интенсивности силового поля центрифуги вплоть до 300 000 *g*. Влажность его снизилась до 7,8% (максимальная гигроскопичность образца 6,4%), а в других экспериментах она практически равнялась максимальной гигроскопичности (рис. 75).

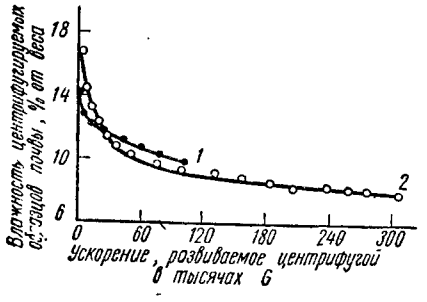


Рис. 75. Влияние интенсивности силового поля центрифуги на влажность тонкопесчаной глины (Вернон) (по Ольмстеду, 1937):

1 и *2* — кривые при различной интенсивности поля центрифуги

В приведенном эксперименте Ольмстеда не вполне гарантировалось отсутствие возможных потерь воды на испарение. В дальнейшем он поставил опыты с пресечением этих потерь. Кривые водоотдачи при центрифугировании были аналогичны показанным на рис. 75, но подъем их в сторону водоотдачи стал менее крутым.

Долгов проводил центрифугирование влажных образцов различных почв на центрифуге Шарпле со специальным ротором. В его экспериментах ускорение последовательно увеличивалось с 7,7 до 36,1 тыс. *g*. В результате исследований вносилась поправка на возможное испарение воды при центрифугировании. Результаты исследований приведены в табл. 19.

Как следует из данных табл. 19, влажность образцов всех исследованных почв по мере усиления центрифужного поля прогрессивно падает, в том числе и при ускорениях свыше 18—20 тыс. *g*.

[1] Современные данные позволяют утверждать, что при влажности почвы, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву, в ней в случае выраженной микроструктуры задерживается вода в форме капиллярных манжет, соединенных пленочной водой, и в волосных капиллярах.

[2] L. Olmstead. Some moisture relations of the soils from the erosion experiment stations. U. S. Depart. Agric. Techn., Bull. N 562, 1937.

[3] С. И. Долгов. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд-во АН СССР, 1948, стр. 33—35.

Исследованиями Долгова, а ранее Троицкой (1936) [1] показано также, что три метода Лебедева по определению максимальной молекулярной влагоемкости (метод высоких почвенных колонн, метод отжатия воды из почвы под прессом при давлении 66 *кг/см*^{2} и центрифугальный) дают резко различные между собой результаты.

Определение связанной почвою воды методом нерастворяющего объема почвенной влаги. Согласно правилу Дж. В. Гиббса, вещества, которые с увеличением концентрации понижают поверхностное натяжение на границе раздела вода—воздух, концентрируются у самой поверхности частиц, а по мере удаления от поверхности их концентрация уменьшается (положительная адсорбция). Наоборот, вещества, которые с увеличением концентрации повышают поверхностное натяжение на границе раздела вода—воздух, имеют у поверхности частиц наименьшую концентрацию, а с удалением от поверхности концентрация их возрастет (отрицательная адсорбция) [2].

Понижают поверхностное натяжение воды органические кислоты, алкоголи, эфиры и др. Повышают его многие соли неорганических кислот, неорганические кислоты и основания, органические вещества, богатые гидроксильными группами, например сахара и др.

Правило Гиббса было использовано применительно к почвам А. В. Трофимовым, А. В. Думанским, С. И. Долговым и др. для изучения прочносвязанной, строго ориентированной воды в них. Сущность метода заключается в следующем. В протарированную колбу с сухой или воздушно-сухой почвой определенной навески вводится раствор какого-либо вещества, отрицательно адсорбируемого почвой. Концентрация раствора и количество его строго учитываются. Раствор перемешивается (взбалтывается) с почвой; отстаивается в течение часа и после повторного взбалтывания отфильтровывается на воронке. В фильтрате, как и в исходном растворе, на рефрактометре или с помощью калориметра определяется концентрация испытуемого вещества или отдельного иона его после диссоциации (Cl^-, NO_3^- и др.). Если была взята для анализа воздушно-сухая почва, учитывается количество воды в ней.

В силу отрицательной адсорбции испытуемого вещества почвой концентрация его в фильтрате, по сравнению с исходной, повысится. Зная абсолютно сухую навеску почвы, количество раствора, исходную и конечную его концентрацию, можно рассчитать количество воды, на которое распространилась отрицательная

[1] М. Н. Троицкая. К вопросу об определении высоты капиллярного поднятия и водоудерживающей способности песков. Сб. «Гидрология и инж. геология», вып. 3, М.—Л., 1936.

[2] Дж. В. Гиббс. Термодинамические работы. М. — Л., 1950.

Таблица 19

Соотношение между центробежным ускорением (в тысячах *g*) и влажностью почвы после центрифугирования (в % от веса почвы)

(по С. И. Долгову)

Почвы и повторность в опыте	Центрифугирование 2 *мин*								Центрифугирование 4 *мин*			
	ускорение	влажность	ускорение	влажность	ускорение	влажность	ускорение	влажность	ускорение	влажность	ускорение	влажность
Сильно подзолистая почва												
I	8,0	9,33	17,6	8,28	26,0	7,26	37,1	6,85	7,7	8,68	36,4	6,30
II	7,7	9,44	17,3	8,24	25,1	7,82	35,8	7,21	8,0	8,70	35,8	6,71
Ср	7,85	9,29	17,45	8,26	25,6	7,54	36,45	7,03	7,85	8,69	36,1	6,51
Чернозем (Воронеж)												
I	7,7	28,74	17,3	28,41	25,1	26,15	35,8	24,64	7,7	26,33	36,4	23,79
II	7,7	28,88	17,0	26,42	25,1	26,04	36,4	24,62	7,9	26,45	36,4	23,85
Ср	7,7	28,81	17,15	27,42	25,1	26,10	36,1	24,63	7,8	26,39	36,4	23,82
Краснозем												
I	7,7	33,72	17,3	32,21	25,1	31,02	36,4	29,42	7,7	31,84	36,4	27,78
II	7,6	33,53	17,0	32,61	24,7	30,97	35,2	29,13	7,6	32,27	35,8	27,67
Ср	7,65	33,63	17,15	32,41	24,9	31,00	35,8	29,28	7,65	32,06	36,1	27,73

адсорбция почвы, и выразить его в % веса сухой почвы или в *см*³/100 *г*.

Впервые зона нерастворения в почвах была обстоятельно исследована Трофимовым[1]. В качестве отрицательно адсорбируемых соединений он использовал хлориды кальция и щелочей и $Ca(NO_3)_2$. Исследование было проведено с черноземом, подзолом, различными суглинками. В исходном и конечном растворе учитывались отрицательно адсорбируемые почвой анионы солей Cl^- и NO_3^-.

Главные выводы, сделанные Трофимовым из экспериментов, в основном подтвержденные другими исследователями, сводятся к следующему.

1. «Исследованные электролиты (хлорида Ca и щелочей и $Ca(NO_3)_2$ неравномерно распределяются в почвенном растворе — именно, вследствие отрицательной адсорбции их почвой, концентрация их в поверхностных слоях почвенного раствора[2], если не равна нулю, то во всяком случае во много раз меньше, чем в остальном растворе».

2. Зона нерастворяющего объема раствора в почве тем меньше, чем выше концентрация отрицательно адсорбируемого иона в растворе (чем выше его осмотическое давление).

3. В зависимости от концентрации использованного в анализе раствора «зона нерастворения» (связанной воды), выраженная в весовых процентах, колеблется в интервале 1—2 максимальных гигроскопичностей.

4. Соотношение объема нерастворяющей пленки и концентрации электролита подчиняется уравнению адсорбции Фрейндлиха и для исследованных образцов может быть выражено следующими уравнениями:

для чернозема . . . $\alpha = 4{,}95 \cdot C^{-0{,}15}$
для подзола . . . . $\alpha = 0{,}75 \cdot C^{-0{,}41}$
для суглинка I . . . $\alpha = 1{,}00 \cdot C^{-0{,}29}$
для суглинка II . . . $\alpha = 1{,}45 \cdot C^{-0{,}24}$

где α — объем нерастворяющей пленки, C — равновесная концентрация Cl.

Исследования Трофимова по изучению зоны нерастворяющего объема почвенного раствора были продолжены в работах других авторов. Широкое распространение в почвенной аналитичес-

---

[1] А. В. Трофимов. Некоторые наблюдения над изменениями почвенного раствора. Научно-агрономический ж., 1924, т. I, № 9—10.

А. В. Трофимов. К познанию невыделимой части почвенного раствора. Научно-агрономический ж., 1925, т. IV, № 10.

А. В. Трофимов. О пленочной влаге в почве. Научно-агрономический ж., 1927, т. IV, № 10.

[2] Слой раствора, наиболее близкие к поверхности почвенных частиц.

кой практике получил метод Думанского[1], который представляет собой модификацию метода Р. Гартнера и Р. Ньютона[2]. В качестве отрицательно адсорбируемого почвой соединения он использовал тростниковый сахар. Результаты определения связанной воды А. В. Думанского и А. П. Думанской в различных почвах приведены в табл. 20. Оценивая полученные данные, авторы пришли к заключению, что количество связанной воды (нерастворяющий объем) в различных почвах в среднем соответствует величине гигроскопической влажности.

Таблица 20

Количество связанной воды (нерастворяющий объем) в % веса сухой почвы при концентрации сахарного раствора 20—25%

(по данным А. В. Думанского и А. П. Думанской)

Почвы	Глубины взятия образцов в *см*	Гигроскопическая вода	Связанная вода
Дерново-слабоподзолистая	0—15	2,55	2,59
	12—25	2,70	3,30
Светло-серая	0—10	2,85	2,93
	20—30	2,88	2,91
	60—70	5,53	5,85
Серая	0—10	2,88	2,96
	20—30	2,57	2,63
Темно-серая	0—10	3,50	3,64
	20—30	3,52	4,19
	60—70	3,28	4,12
Чернозем сильно выщелоченный	0—10	3,68	3,82
	20—30	3,19	3,24
Чернозем выщелоченный	0—10	5,84	6,92
	20—30	6,03	6,79
Чернозем мощный	0—10	6,85	7,03
	20—30	7,06	7,59
Чернозем обыкновенный	0—10	6,62	7,08
	20—30	6,85	7,35
Чернозем южный	0—10	7,07	7,59
	20—30	6,66	7,13
Солонец	0—10	5,90	6,37
	20—30	5,99	6,37

Соглашаясь с авторами исследования, следует, однако, иметь в виду, что определение связанной воды проведено ими при высокой концентрации сахарного раствора (20—25%), при высоком осмотическом его давлении. Согласно данным Трофимова, это неизбежно должно было привести к сжатию нерастворяющего объема раствора.

[1] А. В. Думанский и А. П. Думанская. Связанная вода в почвах. Изв. Гос. НИИ коллоид. химии, вып. 2, Воронеж, 1934.

А. В. Думанский. Значение проблемы связанной воды в почвоведении и при решении некоторых вопросов агрохимии. Сб. Изд-во АН СССР. 1936.

[2] R. Gortner and R. Newton. Bot. Gaz. 74, 44 (1922); Trans. Faraday Soc. 26, 678 (1930); Colloid Simposium Monogr., I, 392 (1923).

В 1940—1941 гг. в лаборатории физики почвы кафедры почвоведения МГУ выполнена работа В. Е. Кореневской на тему «Сравнительное изучение некоторых методов определения связанной воды».

Наряду с гигроскопической водой, максимальной гигроскопической, максимальной молекулярной влагоемкостью (по Лебедеву) и теплотой смачивания почв, определялась и связанная вода по методу Думанского. Использовались концентрации сахара: 2,75, 5,1, 9,5, 24,0, 30%. В табл. 21 приведена часть материалов из работы Кореневской.

Таблица 21

Сравнительные величины связанной почвою воды и теплоты смачивания. Чернозем обыкновенный террасовый суглинистый, иловато-пылеватый. Кутулук, Куйбышевской области.

(средние величины из трех контрольных определений)

Горизонт, глубина в *см*	Связанная вода в % веса сухой почвы								Теплота смачивания в *кал/г*
	гигроскопическая вода	максимальная гигроскопическая вода	максимальная молекулярная по Лебедеву	нерастворяющий объем по Думанскому при концентрации сахара в %					
				2,75	5,1	9,5	24,0	30,0	
A_n (0—10)	3,45	8,27	17,68	9,24	8,18	6,90	6,21	6,05	4,21
A_1 (25—35)	3,62	8,50	19,48	9,69	8,48	7,14	6,43	6,31	4,45
B_1 (40—50)	3,26	8,05	17,04	8,61	7,33	6,79	5,70	5,69	4,08
B_2 (60—70)	2,95	7,65	16,88	7,35	7,16	6,42	5,34	5,02	3,63
C (80—90)	2,07	6,06	14,00	6,12	6,06	5,32	4,58	4,04	2,88

Выводы из работы следующие:

1. По мере повышения концентрации сахара в растворе количество связанной почвою воды уменьшается.

2. Раствор в 5,1% обусловливает в среднем количество связанной воды, равное максимальной гигроскопичности.

3. Более концентрированные растворы по мере повышения концентрации снижают количество связанной воды до уровня ниже максимальной гигроскопической. Но даже при концентрации сахара в 30% величина нерастворяющего объема воды остается на уровне значительно более высоком, нежели гигроскопическая влажность. Снижение концентрации сахара в растворе ниже 5,1% значительно повышает объем нерастворяющей воды свыше максимальной гигроскопичности; однако он и в этом случае всегда ниже максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву.

4. При концентрации сахара в растворе ниже 2,75% определения на рефрактометре становятся неточными.

5. Для повышения точности определений отношение количества раствора и почвы должно быть узким, примерно на 1 *г* почвы 1 *см*³ раствора.

6. Отмечается высокая положительная корреляция характеристик связанной воды в обследованной почве по всем приведенным в работе методам.

7. Количество связанной воды в профиле чернозема обыкновенного террасового закономерно уменьшается вниз по профилю почвы в связи с облегчением в том же направлении механического состава почвообразующей породы (деллювиального суглинка, подстилаемого древним аллювием).

Значительные исследования связанной воды методом Думанского в различных почвах проведены С. И. Долговым (1948). Он использовал в исследованиях растворы сахара в широком диапазоне концентраций, причем для каждой концентрации сахара привел и осмотическое давление раствора. Часть материалов Долгова сведена в табл. 22 [1].

Таблица 22

Количество связанной воды (нерастворяющий объем — *W*) при различной концентрации сахарного раствора (*K*) в различных почвах

(по данным С. И. Долгова)

Почвы							
Подзолистая		Чернозем Воронежский		Темно-каштановая		Серозем (Андижан)	
K	*W*	*K*	*W*	*K*	*W*	*K*	*W*
2,10	9,57	2,35	24,56	2,05	11,37	2,30	12,54
5,15	3,21	5,37	11,87	5,40	7,78	5,42	5,44
8,15	2,68	8,65	11,08	8,25	6,73	8,52	4,60
20,23	2,02	21,35	11,03	20,50	6,53	20,45	3,59
30,50	2,36	30,60	8,16	30,50	6,71	30,50	2,69
42,42	3,14	43,20	9,65	42,60	7,18	42,80	3,43
$W_{псв}$	2,55	$W_{псв}$	9,99	$W_{псв}$	6,79	$W_{псв}$	3,58
$W_{мгр}$	2,16	$W_{мгр}$	12,95	$W_{мгр}$	9,49	$W_{мгр}$	3,26
$W_{гр}$	1,86	$W_{гр}$	7,17	$W_{гр}$	6,19	$W_{гр}$	2,24

Примечание.
1. $W_{псв}$ — средняя влажность из определений при концентрации сахарного раствора от 8 до 42—43%; 2. $W_{псв}$ — прочно связанная вода; $W_{мгр}$ — максимальная гигроскопическая; $W_{гр}$ — гигроскопическая.

[1] С. И. Долгов. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд-во АН СССР, 1948.

Автор работы делает следующие выводы:

1. «В интервале концентраций сахарного раствора от 8 до 40% (что соответствует изменению осмотического давления от 7 до 50 *атм*) количество связанной воды остается практически неизменным. Эту воду мы, вслед за упомянутыми авторами (Трофимов, Думанский и Шурыгина. — *Н. К.*), считаем прочно связанной (адсорбированной)».

2. «Количество прочно связанной воды в большинстве почвенных образцов (за исключением образцов подзолистых почв) меньше их максимальной гигроскопичности».

3. «При уменьшении концентрации сахарного раствора от 8 до 2% (осмотическое давление 6,9—1,5 *атм*) количество нерастворяющей сахар воды сильно растет за счет рыхлосвязанной (лиосорбированной) воды. При 2% сахарном растворе (около 1,5 *атм*) количество ее для всех испытанных образцов превосходит величину максимальной гигроскопичности».

В общем эти выводы не противоречат ранее приведенным заключениям Трофимова. Однако к ним необходимо сделать несколько замечаний.

Во-первых, если не принимать во внимание концентрацию сахара свыше 40%, то в подавляющем большинстве случаев в опытах Долгова для всех почв с повышением концентрации раствора (и, значит, с повышением его осмотического давления) величина связанной воды уменьшается: это противоречит первому выводу Долгова.

Во-вторых, в двух случаях из четырех (50%) прочно связанная вода (для подзолистой почвы и серозема) (см. табл. 21) больше максимальной гигроскопичности — противоречие со вторым выводом.

Что касается случаев с концентрацией сахара свыше 42%, то непонятным остается факт резкого возрастания количества связанной воды при этой концентрации по сравнению с концентрацией 30—31%. Данное противоречие автор опыта не разъясняет. Если это не ошибка в анализах, то указанный факт нуждается в проверке и дальнейшем исследовании.

Сахарный 42-процентный раствор обладает более высоким осмотическим давлением, нежели раствор 30,5%, и он должен сильнее сжимать нерастворяющий объем воды в почве, а по данным Долгова наблюдается обратное явление.

В последние годы определение связанной воды по Думанскому вошло в спецпрактикум по физике почв для студентов кафедры физики и мелиорации почв Биолого-почвенного факультета МГУ, а также часто используется в дипломных работах. Накопленный по этому вопросу массовый материал дает основание утверждать, что стремление найти такую, постоянную для всех почв концентрацию сахара, при которой нерастворяющий объем воды в почве соответствовал бы какой-то водной «константе»

почвы, например максимальной гигроскопичности, неосуществимо. Каждая почва и до введения в нее сахарного раствора обладает присущим ей осмотическим давлением почвенного раствора.

В одних случаях это давление будет усиливать осмотическое давление раствора, используемого для определения нерастворяющего объема воды (например, при использовании $CaCl_2$ в почвах хлоридного засоления), в других случаях оно может быть нейтральным к действию введенного раствора или даже противостоять ему. Вот почему коэффициенты перехода от величины нерастворяющего объема воды к какой-либо водной «константе» при использовании одной и той же концентрации сахара у разных авторов разные. Даже у одного и того же автора, например у А. В. Думанского и А. П. Думанской, этот коэффициент значительно колеблется для разных почв и для горизонтов одной и той же почвы. Так, в горизонте A_1 дерново-подзолистой почвы отношение:

$$\frac{\text{связанная вода}}{\text{гигроскопическая вода}} \text{ нерастворяющего объема} = \frac{2{,}59 \cdot 100}{2{,}55} = 101{,}6\%,$$

а в горизонте A_2 оно равно:

$$\frac{33 \cdot 100}{27} = 122{,}2\%.$$

Еще больше это отношение будет в ряде других почв, например в темно-серой лесной почве на глубине 60—70 *см* (табл. 20) и в других случаях. Очевидно, можно искать устойчивый коэффициент перехода от величины нерастворяющего объема влаги к какой-либо водной «константе» лишь для одной и той же почвы и для определенной концентрации сахара. Лучше сопоставлять нерастворяющий объем не с гигроскопической водой, а с максимальной гигроскопической, поскольку первая величина сама изменяется в зависимости от относительной влажности воздуха.

Вычисление связанной воды рассчитывается по формуле [1]

$$x\% = w\% + \frac{P(C_2 - C_1) \cdot 100}{C_2 \cdot b}. \qquad (54)$$

где x — связанная вода в % от веса сухой почвы; $w\%$ — влажность воздушно-сухой почвы; P — навеска сахарного раствора в граммах; C_1 — весовая концентрация исходного раствора; C_2 — концентрация сахара после взаимодействия раствора с почвой; b — абсолютно сухая навеска почвы.

[1] A. Dumanski. Die Bestimmung der Menge des gebundenen Wassers in dispersen Sistemen. Kolloid-Zeitschrift. B. 65, Dresden und Leipzig, 1933, S. 180, Form. 2.

Поскольку для каждой почвы существует высокая прямая сопряженность между гигроскопичностью (особенно максимальной гигроскопичностью) и отрицательной адсорбцией почв, а гигроскопичность в свою очередь находится в прямой корреляции от удельной поверхности почв, то, следовательно, должна существовать высокая корреляция между удельной поверхностью почв и отрицательной их адсорбцией. Боуэр и Гертцер (1955) [1], используя для анализа 1-нормальный раствор $CaCl_2$, нашли коэффициент корреляции между двумя последними величинами — 0,974, т. е. практически — линейную функциональную зависимость между ними, подчиненную уравнению регрессии,

$$Y = 3{,}60 + 32{,}72x, \qquad (55)$$

где Y — поверхность образца почвы в $м^2/г$, x — отрицательная адсорбция почвы в *м-экв/100 г* почвы.

В заключение разбора метода определения связанной воды по отрицательной адсорбции почвы сошлемся еще на работу А. Б. Крюкова и А. Л. Жучковой (1963) [2]. Анализируя последовательные порции почвенного раствора, отпрессовываемые по вышеописанному методу, они нашли, что состав раствора меняется от некоторой постоянной концентрации в первых отжимаемых порциях, через уменьшенные концентрации в последующих и, наконец, до минимальных, почти нулевых концентраций в конечных порциях. Зону отрицательной адсорбции они представляют себе не как сплошную пленку, а как островки отрицательной адсорбции над наиболее активными участками поверхности почвенных частиц (glusters, по Лэнгмюру. — *Н. К.*) [3].

Криоскопический метод определения всасывающей силы почвы. Метод основан на строгой зависимости степени связывания воды почвой и температурой замерзания воды при различных степенях ее связанности (при различной влажности почвы). Наблюдается пропорциональность между pF влаги по Скофильду и депрессией ее замерзания в 0°. Определяя степень понижения температуры замерзания почвенной влаги в °С, по сравнению с температурой замерзания свободной воды, расчетным путем можно перейти к величине pF этой формы влаги. Практически метод приложим к диапазону влажности от общей влагоемкости почвы до содержания в ней связанной воды при подсушивании почвы над 3-процентным раствором H_2SO_4.

[1] C. A. Bower and J. O. Goertzen. Negative Adsorption of Solts by Soils. Soil Sci. Soc. of America Proceeding. Vol. 19. N 2, page 150. Fig. 4, 1955.

[2] А. В. Крюков и А. Л. Жучкова. Физико-химические явления, связанные с выделением растворов из горных пород. Сб. «Современные представления о связанной воде в породах». Изд-во АН СССР, 1963.

[3] Н. А. Качинский. Физика почвы, ч. 1, 1965, стр. 210—213.

Определение проводится в криоскопе (рис. 76) [1]. Охладительную смесь готовят из снега или толченого льда с примесью NaCl в таком количестве, которое обеспечивает понижение температуры до —3° С. Смесью наполняют сосуд (*4*) и еще один побочный сосуд, не показанный на рисунке, в котором предварительно охлаждается почва, предназначенная к анализу.

Почву испытуемой влажности помещают в 2 бюкса (в каждый 10—15 *г*) и выдерживают в них для равномерного распределения влаги около 2 *сут*. В одном бюксе обычным методом сушки определяют влажность почвы. Почву из второго бюкса переносят в пробирку для анализа (*1*), закрывающуюся корковой пробкой, через которую проходит термометр Бэкмана (с делениями до 0,01 градуса). Необходимо следить, чтобы ртутный шарик термометра хорошо контактировал с почвой, для чего почву следует прижать к термометру. Пробирку с почвой и термометром Бэкмана (*1*, *3*) сначала помещают в охладительную смесь побочного сосуда и охлаждают (ниже 0°), примерно, до половины отрицательной температуры, ожидаемой в опыте. Затем ее вынимают из сосуда, быстро вытирают и через корковую пробку вдвигают в защитный цилиндр (*2*). При этом между пробиркой с почвой (*1*) и охладительной смесью в сосуде (*2*) образуется воздушная прослойка с температурой охладительной смеси. Температура почвы и влаги понижается, переохлаждаясь, примерно, на 1° С. Быстрым поворотом термометра в почве вызывается замораживание воды. При кристаллизации льда выделяется скрытая теплота замерзания. До конца этого процесса температура почвы стабилизируется или даже временно повышается; затем начинает снова падать. Наибольшая температура в периоде нового (повторного) понижения ее принимается за точку замерзания воды (t).

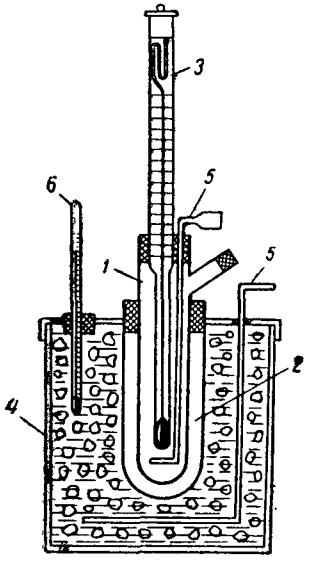


Рис. 76. Криоскоп:
1 — внутренняя пробирка; *2* — внешняя пробирка; *3* — термометр Бэкмана; *4* — термостат с охладительной смесью; *5* — мешалки; *6* — термометр

Наблюдения за показаниями термометра Бэкмана производят через лупу.

После окончания анализа в криоскопе для большей достоверности целесообразно определить влажность почвы, подвергавшейся замораживанию.

[1] Метод криоскопии предложен французским ученым химиком Ф. Раулем в 1882—1883 гг.

Перед опытом определяется температура замерзания дистиллированной воды (t_1), которая будет нулевой точкой для термометра. Истинная величина понижения точки замерзания испытуемой влаги (Δt) равна

$$\Delta t = t - t_1. \qquad (56)$$

При влажностях почвы меньше влаги завядания растений показания термометра Бэкмана при замораживании воды в почве становятся неустойчивыми. В этом случае для определения температуры лучше использовать термопару из платины и иридия, регистрируя температуру зеркальным гальванометром. Перед определениями проводят градуирование термопары. Имея истинную величину понижения температуры замерзания воды в почве Δt, рассчитывают pF данной формы воды по формуле

$$pF = \lg H = \lg \frac{L_j}{Tg} \Delta t = \lg \frac{L_j}{Tg} + \lg \Delta t, \qquad (57)$$

где H — высота столба жидкости в *см*, эквивалентная всасывающей силе; T — абсолютная температура в °С; g — гравитационное ускорение (981 *эрг* · *г*$^{-1}$ · *см*$^{-1}$); L_j — скрытая теплота замерзания воды (3,360 · 10^9 *эрг* · *г*$^{-1}$); Δt — истинная величина понижения точки замерзания воды в почве в °С.

После подстановки в формулу всех значений, она примет вид:

$$pF = 4{,}1 + \lg \Delta t. \qquad (58)$$

В табл. 23 и 24 приводится часть результатов исследований из работ Бойюкоса [1] и Лобанова [2].

Таблица 23

Температура замерзания почвы в зависимости от степени ее увлажнения
(по Бойюкосу)

Почвенные субстраты	Абсолютная влажность в % веса сухого материала		Депрессия замерзания в (—) °С	
Кварцевый песок	1,50	15,0	0,07	0,007
Суглинок	16,39	35,84	0,83	0,022
Каолин	13,50	78,60	1,025	0,025

[1] G. Bouyoucos, M. M. Maccool. Exp. st. Michigan, Techn. Bull. № 24. 1916, стр. 592—631 и реферат акад. К. К. Гедройца, «Журнал опытной агрономии», т. XIX, 1918, стр. 461—470.

[2] Н. В. Лобанов. Критическая для высших растений почвенная влажность. Сообщ. 2-е. Научно-агрономический журн. 1926, № 10, стр. 647.

Как следует из данных таблиц, в опыте Лобанова замораживанию подвергались образцы почв, смоченные значительно ниже их влагоемкостей, но более чем в два раза превосходящие по влажности максимальную гигроскопичность. Результаты опытов очевидны: по мере понижения степени смоченности образцов температура замерзания их резко понижается. Почву, обладающую высокой адсорбционной способностью, при влажности максимальной гигроскопичности и ниже, как известно, не удается заморозить и при температуре —78° С [1].

О пониженной температуре замерзания почвенного раствора, даже при условии его выделения из почвы, говорят и данные А. В. Трофимова [2]. Наконец, того же порядка явление было наблюдаемо значительно ранее в целом ряде работ при замораживании воды в капиллярных трубках и в маленьких водных шариках (Сернез — Serner C. R., 1882, Кохс — Kochs W., 1892, Бахметьев Ж., 1900, Дюфур — Dufour, 1863, Т. Боровик-Романова, 1924, и др.). Ниже приводится лишь часть результатов по переохлаждению воды в капиллярах из работы Боровик-Романовой [3].

Таблица 24

Температура замерзания почвы в зависимости от степени ее увлажнения
(по Лобанову)

Почвенные субстраты		Водные „константы" в % веса сухой почвы		Абсолютная влажность образцов в % веса		Депрессия замерзания в °С	
		максимальная гигроскопическая	влагоемкость	максимальная гигроскопическая	влагоемкость	максимальная гигроскопическая	влагоемкость
Дерново-подзолистая суглинистая почва	А — пахотный	3,27	33,2	8,49	15,74	—0,75	—0,28
	A_2 — подзолистый	1,41	21,1	3,75	13,96	—1,22	—0,07
	B_1 — иллювиальный	4,13	18,6	9,06	14,94	—1,99	—0,13

Диаметр U-образных трубок в мм	1,57	0,24	0,15	0,06
Температура замерзания воды в капиллярных трубках в °С	—6,4	—13,3	—14,6	—18,5

[1] Soil Science, Vol. XI, NI, p.p. 33—47, 1921.

[2] А. В. Трофимов. Некоторые наблюдения над изменением почвенного раствора паровых полей в течение вегетационного периода. Научно-агрономический журн., 1924, № 9—10.

[3] Т. Боровик-Романова. Переохлаждение воды в капиллярных трубках. Ж. Русск. физ.-хим. общ-ва. Ч. физич., т. 56, вып. 1-а, стр. 14—22, 1924.

В данном случае с особенной очевидностью выразилась зависимость температуры замерзания воды от формы ее физической выраженности.

Чтобы получить кривую pF для данной почвы, нужно определить на криоскопе температуры замерзания воды в почве в возможно более широком диапазоне ее влажности. Имея такие величины и откладывая по оси абсцисс влажность почвы, а по оси ординат найденные по формуле величины pF, можно вычертить кривую pF для данной почвы. Как пример приводим кривую pF, заимствованную из работы М. В. Преображенской, К. Н. Шишкова и О. В. Шаповаловой (рис. 77) [1]. Сопоставляя данную кривую с кривыми матрик-всасывания по Ричардсу (см. рис. 71), можно констатировать их полную идентичность.

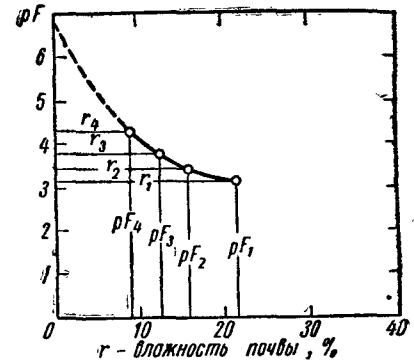


Рис. 77. Кривая pF почвенной влаги, рассчитанная по понижению температуры замерзания воды в почве:

r — влажность почвы; o — точки кривой pF, определенные по понижению точки замерзания воды в почве

Определение всасывающей силы почвы по упругости пара над ней. Методом «нерастворяющего объема» почвенной влаги можно определить связанную почвой воду до уровня гигроскопической воды. Максимальное напряжение почвенной влаги, определяемое криоскопическим методом, не превышает $pF=4{,}4$ (значение pF, соответствующее понижению точки замерзания до $-2°$ С).

pF почвенной влаги более высоких напряжений определяется по равновесному соотношению влажности почвы и давлению водяного пара над ней в замкнутом пространстве при постоянной температуре (обычно при 20° С). Метод получения такого заданного давления описан нами в «Физике почвы», часть 1, 1965, стр. 214—216.

Зная заданную относительную влажность воздуха над почвой и учитывая влажность ее, по формуле Томаса (Tomas, 1921) можно рассчитать pF влаги, содержащейся в почве:

$$pF = \lg H = \lg\left(-\frac{RT}{Mg}\cdot\ln\frac{h}{100}\right) = \lg\left[\left(\frac{R\cdot T}{Mg}\right) - \left(-\ln\frac{h}{100}\right)\right] =$$

$$= \lg\left[\left(\frac{RT}{Mg}\right)\left(\ln\frac{100}{h}\right)\right] = \lg\left[\left(\frac{RT}{Mg}\right)\cdot 2{,}303\cdot\ln\frac{100}{h}\right] =$$

[1] С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение, М., 1958.

$$= \lg 2{,}303 \frac{RT}{Mg} + \lg\left(\lg \frac{100}{h}\right) = \lg 2{,}303 \frac{RT}{Mg} +$$

$$+ \lg(\lg 100 - \lg h) = \lg 2{,}303 \frac{RT}{Mg} + \lg(2 - \lg h), \qquad (59)$$

где H — высота столба воды в *см*, эквивалентная напряжению почвенной влаги; R — газовая постоянная $= 8{,}315 \cdot 10^7$ *эрг · моль*$^{-1}$ градус$^{-1}$; T — абсолютная температура в °С; M — молекулярный вес пара воды $= 18{,}02$ *г · моль*$^{-1}$; g — гравитационное ускорение $= 981$ *эрг · г*$^{-1}$ *см*$^{-1}$; h — относительная влажность воздуха над почвой в %.

После подстановки перечисленных значений (при 20° С) формула примет вид

$$pF = 6{,}5 + \lg(2 - \lg h). \qquad (60)$$

Полевые методы определения водоподъемной способности почвы (диффузивности почвенной влаги). Все полевые методы определения водоподъемной способности почвы сводятся к послойному определению ее влажности над уровнем грунтовых вод или искусственно создаваемой местной «верховодки». Для более наглядной оценки полученной влажности ее изображают графически, откладывая на графике по оси абсцисс величины влажности в % веса сухой почвы, а по оси ординат горизонты почвы и глубины взятия образцов в *см*. На этот же график и на те же глубины, для которых определена влажность почвы, целесообразно нанести кривую максимальной молекулярной влагоемкости почвы (по Лебедеву). Условно принято считать, что точка пересечения найденной кривой влажности почвы над уровнем грунтовых вод с кривой максимальной молекулярной влагоемкости (см. рис. 77, нижнюю его часть) будет верхним пределом капиллярного подъема воды.

Если грунтовые воды залегают неглубоко (2,5—4 *м* от поверхности почвы), то высота поднятия капиллярной воды хорошо вскрывается по так называемой капиллярной кайме, которая в почвенном разрезе, просушенном с поверхности, выделяется по цвету (более темный фон нижней части профиля почвы) и по величинам влажности по всему ее профилю: над уровнем капиллярной каймы величина влажности резко падает.

Расстояние от уровня грунтовых вод до верхнего обреза капиллярной каймы будет характеризовать высоту капиллярного подъема воды почвой. Следует учитывать, что это справедливо лишь для участков чистого пара и для тех случаев, когда верхний обрез капиллярной каймы залегает достаточно глубоко от поверхности почвы (глубже 1 *м*). В противном случае уровень капиллярной каймы, особенно в засушливой зоне, может значительно (по нашим наблюдениям до 1,5 *м*) снижаться за счет

транспирационного расхода воды и внутрипочвенного физического ее испарения.

Вскрытие капиллярной каймы в разрезе позволяет ориентировочно судить и об уровне грунтовых вод в том случае, когда он неизвестен. В суглинистых и глинистых однородных по механическому составу грунтах наличие грунтовых вод можно ожидать на глубине 2,5—3,5 *м* ниже верхнего обреза капиллярной каймы; в песчаных и супесчаных породах — ниже 1—2 *м*.

При высоком уровне грунтовых вод в суглинистых и глинистых породах <2,5—2 *м* капиллярная кайма может достигать поверхности почвы. В этом случае можно лишь утверждать, что водоподъемная способность почвы превышает глубину залегания грунтовых вод.

В полевых условиях, особенно в орошаемом земледелии, всегда желательно, а иногда необходимо знать водоподъемную способность приповерхностных горизонтов почвы. В случае, когда грунтовые воды залегают глубоко, следует в нижней части разреза, сообразуясь с механическим составом и структурностью почвы, на глубине 2—3 *м* создавать временную искусственную «верховодку». В этих целях дно шурфа и прилегающие к нему стенки (на высоту около 10 *см*) смачивают и в рабочем состоянии (консистенция крутого теста) утрамбовывают и тщательно протирают с поверхности мастерком или просто доской. В таком состоянии грунт делается почти водонепроницаемым. В образовавшуюся грунтовую «ванну» наливают воду до такого уровня, чтобы ее поверхность касалась ненарушенного грунта на лицевой стенке шурфа, ориентированной на север. Капиллярная кайма начнет быстро подниматься вверх. Отметки высоты подъема нужно вести по трем вертикальным линиям, отстоящим одна от другой на 40—50 *см*. При начале опыта высоту капиллярной каймы зарисовывают через каждый час (6 *ч*), потом — через 4 *ч* и, наконец, через сутки. Чтобы опытная стенка шурфа меньше просыхала, в интервалах между отсчетами ее следует закрывать клеенкой.

В описанных полевых методах мы употребляли общепринятый термин «водоподъемная способность почвы». Однако совершенно очевидно, как отмечалось выше, что регистрация интенсивности продвижения капиллярной каймы, как и конечная ее высота над зеркалом грунтовой воды, сама по себе еще не дает представления о капиллярной проводимости почвы (о количестве воды в *г/см*^{2}*/сек* через плоскость, перпендикулярную к направлению капиллярного потока). Две почвы, поднявшие за одно время капиллярную кайму на одну высоту, могут резко отличаться по капиллярной проводимости: из этих двух почв капиллярная проводимость будет выше у той, у которой больше влагоемкость, и во столько раз выше, во сколько влагоемкость этой почвы превосходит влагоемкость другой. Таким образом, интенсивность продви-

жения капиллярной каймы лишь условно дает представление о водоподъемной способности почвы, конкретно — о скорости и высоте поднятия капиллярного потока, но не о количестве поднятой по капиллярам воды. Фактически — это суммарная диффузивность почвенной влаги по Ричардсу (D).

От диффузивности можно перейти к капиллярной проводимости почвы по формуле

$$\lambda = D \cdot W_{общ}, \qquad (61)$$

где λ — капиллярная проводимость почвы в *г/см² · мин;*

D — диффузивность почвенной влаги в *см/мин*; W — удельная общая влагоемкость почвы в *г/см³* (для абсолютно сухой почвы) или дефицит влажности почвы до удельной общей влагоемкости, если почва уже содержит воду ($W_{общ.вл.}$ без $W_{влажн.}$) в *г/см³*. В табл. 25 дается упрощенный пример расчета для однородного грунта.

Ниже приводим тот же расчет по формуле 61:

I грунт . . . $\lambda_1 = 0{,}0347 \cdot 0{,}48 = 0{,}0167$
II грунт . . . $\lambda_2 = 0{,}0417 \cdot 0{,}28 = 0{,}0117$

Как следует из приведенных вычислений, быстрота продвижения капиллярной каймы (диффузивность почвенной влаги) еще не дает представления о капиллярной проводимости почвы. Так, в нашем примере (табл. 25) интенсивность продвижения капиллярной каймы в первом грунте меньше, чем во втором. В то же время капиллярная проводимость первого грунта выше. Чтобы рассчитать капиллярную проводимость в почвенном профиле, нужно в каждом горизонте учесть его общую влагоемкость и дефицит влажности.

При сравнении капиллярной проводимости разных почв или грунтов необходимо испытывать их при одной степени увлажнения, например в воздушно-сухом состоянии при подаче капиллярной воды в сравниваемые горизонты с одной и той же глубины. Следует помнить также, что, помимо влагоемкости, диффузивность почвенной влаги, как и капиллярная проводимость зависят от температуры почвы и раствора, от концентрации и состава солей в используемой для насыщения почвы воде, от концентрации почвенного раствора и особенно от степени увлажнения почвы перед добавочным капиллярным ее насыщением и от высоты залегания горизонта над зеркалом насыщающей почву воды. Поэтому водоподъемную способность почв (диффузивность почвенной влаги), как и капиллярную проводимость, с учетом всех перечисленных факторов, легче осуществить в лабораторных условиях.

В лаборатории эти свойства анализируются или в трубках с разрушенными почвенными образцами, что чаще применяется в грунтоведении, особенно при изучении сыпучих материалов, или

в монолитах разного размера. Монолиты обычно используют не только для определения капиллярных свойств почв, но и для изучения коэффициентов впитывания и фильтрации, влагоемкости и водоотдачи почвы.

Таблица 25

Расчет капиллярной проводимости грунта

Грунт	Исходная влажность в % веса сухого грунта	Удельный вес скелета грунта	Влагоемкость средняя в % веса сухого грунта	Удельная влагоемкость в *г/см³*	Дефицит влажности до общей влагоемкости в *г/см³*	Высота капиллярного подъема в *см*	Поднято воды по капиллярам в *см³*	Время подъема воды на высоту 50 *см* в *ч*	Капиллярная проводимость в *г/см²·мин*
I	10	1,2	50	0,6	0,48	50	24	24	0,0167
II	4	1,4	24	0,34	0,28	50	14	20	0,0117

Метод монтировки трубок и монолитов для изучения водных свойств см. в вышеназванных руководствах Астапова, Вадюниной и Корчагиной.

Диффузивность почвенной влаги целесообразно изображать кривой, откладывая по оси абсцисс время в часах или сутках (лучше логарифмы этих величин), а по оси ординат интенсивность продвижения капиллярной каймы

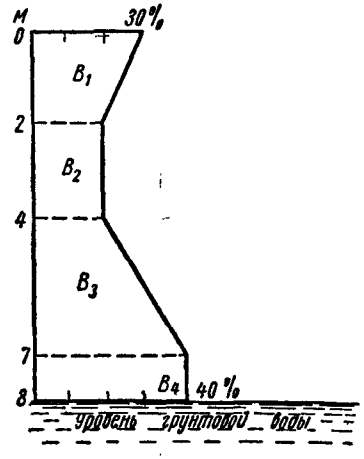


Рис. 78. Равновесное состояние влаги в глубоком профиле почво-грунта:

B_1 — зона смоченности с преобладанием влаги капиллярной, подвешенной, полученной сверху; B_2 — зона с преобладанием пленочной воды; B_3 — зона неполной капиллярной насыщенности; B_4 — зона полной капиллярной насыщенности от уровня грунтовых вод (влагоемкость в % веса сухой почвы)

вверх от зеркала насыщающей почву воды. На рис. 78 приведена схема равновесного состояния влаги в засушливой зоне в структурном почво-грунте однородного механического состава, при глубоком залегании грунтовых вод и после полива (по оси ординат глубина горизонтов в *м*; по оси абсцисс — содержание влаги в % веса сухой почвы).

В заключение настоящего раздела приводим образец записей, характеризующих напряжение и качество воды в почве при различных стадиях ее увлажнения, заимствуя его из работы Т. Маршалла [1].

Таблица 26

Соотношение между различными единицами измерения, применяемыми для выражения напряжения воды, удерживаемой почвой

(по Маршаллу)

Всасывание и степень увлажнения почвы	Всасывание		Капиллярный потенциал или свободная энергия	pF (по Скофильду) $\log h$	Эквивалентный радиус пор, заполненных водой 10^{-4} *см* или *мкк*	Приборы, пригодные для измерения всасывания
	h в *см* или *мб*	в *атм* или *мб*	*эрг/г* или *эрг/см*³			
Всасывание равно 1 *см* водного столба. Почва насыщена водой или близка к этому	1	0,001	$-9{,}8\times10^{2}$	0	1500	Тензиометр или давление пластины
Всасывание равно 100 *см* водного столба (влажность менее полевой влагоемкости)	100	0,1	$-9{,}8\times10^{4}$	2,0	1,5	Тензиометр или давление пластины
Всасывание 15 *атм* — точка завядания растений (средняя величина)	15 000	15	$-1{,}5\times10^{7}$	4,2	0,1	Pressure membrane apparatus
При относительном давлении пара равном 0,85 (ощущается сухая почва)	220 000	220	$-2{,}2\times10^{8}$	5,4	0,007	Метод адсорбции паров
Перевод всасывания в *см* (при 20° С) в давление в *мб*	h *см* или $h/1{,}022$ *мб*	$h/1035$ *атм* или $h/1022$ *б*	$-980h$	$\log h$	$0{,}15/h$	—

[1] T. J. Marchall. Relations between water and soil. Commonwealth agricultural bureaux faruham royal. Bucks. England, 10, 64—65, 1959.

ГЛАВА 6

ИСПАРЯЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ И РАСТЕНИЙ

Вода, поступившая в почву и задержанная в ней в силу влагоемкости, в дальнейшем расходуется в процессе испарения, которое дифференцируется на испарение *физическое* — самой почвой и *транспирационное* — в процессе жизнедеятельности растений [1]. Воду потребляет и испаряет также все другое живое население почвы. Испарение транспирационное плюс физическое объединяют в понятие *испарения суммарного* или *общего*.

Значимость процесса испарения в энергетике поверхности земного шара исключительно велика. Ежегодно количество испаряющейся воды равно сумме поступающих на земную поверхность осадков — 511 000 *км*³ или 511×10^{18} *см*³ воды. Для испарения у поверхности земли 1 *см*³ воды при средней температуре 15° С требуется 588 *мкал* тепла. Следовательно, для испарения всей годовой суммы осадков потребуется количество тепла $511\times10^{18}\times588=300\times10^{21}$ *мкал*. Оно соответствует 40% всей тепловой солнечной энергии, которая поглощается в течение года атмосферой и поверхностью земного шара [2]. Из приведенного расчета очевидна грандиозность роли испарения в тепловом балансе океанов, морей, суши земного шара, почвенного покрова и всего живого населения в них. Очевидно также, что испаряющая способность почвы и растений является одной из главных составляющих водного режима почв.

Остановимся несколько подробнее на физической природе испарения воды с водной поверхности почвой и растениями.

[1] Вопрос об испарении воды из водоемов и особенно из почвы исключительно сложный. Его изучают метеорологи, гидрологи, географы, почвоведы, грунтоведы, агрономы, лесоводы и ряд других специалистов. Хотя данному вопросу посвящены десятки и сотни работ, многое в нем еще нуждается в разъяснении. Естественно, что в настоящем труде, ограниченном объемом, мы можем дать лишь самый краткий очерк работ по испарению воды.

[2] Ф. Баур. Энергия круговорота воды. Метеорология и гидрология, 1936, № 3.

Испарение с водной поверхности или испаряемость[1]. **Кинетическая теория испарения воды и льда.** В 1926 г. Шулейкин опубликовал стройную концепцию о механизме испарения воды[2]. Он исходил из кинетической теории вещества, созданной для исследования движения молекул идеального газа, но оказавшейся приложимой к реальным газам, к жидкостям и даже к твердым телам. В частности, для жидкостей так называемую среднюю квадратическую скорость движения молекул можно выражать соотношением

$$\overline{v^2} = \frac{3KT}{m}, \qquad (62)$$

где $\overline{v^2}$ — скорость в *м/сек*; и K — константа Больцмана; T — абсолютная температура; m — масса молекулы воды. Расчет по формуле показывает, что в пределах между точками замерзания и кипения воды средние квадратичные скорости молекул воды возрастают от 613 до 715 *м/сек*[3].

Находясь в хаотическом тепловом движении, молекулы воды в пограничном слое вода — атмосфера, двигаясь по нормали к поверхности воды со скоростью, превышающей среднюю, прорывают водную пленку и выскакивают в атмосферу. Работа, производимая молекулой при пробивании поверхностной пленки, отнесенная к массе одной молекулы, равна скрытой теплоте испарения. В тончайшем приповерхностном слое атмосферы над водной поверхностью создается насыщенность водяным паром, близкая к критической при данной температуре. Движение молекул воды и в этом слое, естественно, продолжается. Часть из них имеет направление в сторону водной поверхности и, ударяясь о нее, может поглощаться водой, повышая ее температуру, или упруго от нее отскакивать. Большая же часть их, в силу повышенной упругости пара, насыщающего пространство в пограничном с водой слое, внедряется в атмосферу.

Так как при испарении воды расходуется скрытая теплота парообразования[4] и в атмосферу выскакивают молекулы воды,

[1] До сих пор в сельскохозяйственной литературе нет единства в понятиях «испарение» и «испаряемость». Например, И. К. Тихомиров (1933) и О. С. Познышев (1937) под испаряемостью понимают испарение воды, отмеченное в испарителе (в приборе), а под испарением — истинное испарение, наблюдаемое в водоеме. А. И. Будаговский (1964) под испаряемостью понимает испарение воды с поверхности «насыщенной почвы» и т. д. В дальнейшем тексте, в сравнительных целях, под испаряемостью понимается испарение с водной поверхности в испарителе Вильда, а под испарением — испарение воды с поверхности почвы в любом ее состоянии.

[2] В. В. Шулейкин. Кинематическая теория испарения. Ж. русского физ.-хим. общ-ва, 1926, т. 58, стр. 527 и последующие.

[3] В. В. Шулейкин. Физика моря. Изд-во АН СССР, 1953, стр. 765.

[4] Для испарения 1 *г* воды требуется 606,5—0,695 t° *мкал*, а для испарения 1 *г* льда или снега 686,5—0,695 *t°* *мкал*, *t°* — температура на испаряющей поверхности.

обладающие наибольшей кинетической энергией, то испаряющая водная среда снижает соответственно свою температуру. Для поддержания ее на определенном уровне, необходим приток тепла извне.

Одними из первых опытов над испарением жидкостей были опыты выдающегося английского химика и физика Джона Дальтона (1801 г.)[1]. Основные его выводы сводятся к следующему: 1) интенсивность испарения различных жидкостей неодинакова; 2) количество испарившейся жидкости прямо пропорционально площади испарения при прочих равных условиях; 3) испарение возрастает при повышении температуры поверхности испаряющейся жидкости и атмосферы; 4) испарение воды возрастает, если воздух над ней находится в движении; 5) испарение воды тем больше, чем меньше относительная влажность атмосферы. Выводы Дальтона, кроме второго, в общей форме сохраняют силу и теперь. Что касается тезиса второго, то в последующих работах экспериментально доказано, что количество воды, испаряющейся при неподвижном воздухе с поверхности круглого сосуда, пропорционально первой степени радиуса сосуда, а не квадрату его[2]. По данным американских исследователей, увеличение диаметра испарителя свыше 3,5 *м* уже не сказывается на величине регистрируемого испарения[3].

Для выражения интенсивности испарения с водной поверхности предложено несколько эмпирических формул. Наиболее простая из них, приписываемая Дальтону[4], имеет следующее выражение (в отсутствии ветра):

$$Q = K(\varepsilon - e)\cdot\frac{760}{P}\ \textit{мм/сут}, \qquad (63)$$

где Q — интенсивность испарения; ε — критическая и e фактическая упругость водяных паров при данной температуре в *мм* ртутного столба; $(\varepsilon - e)$ — дефицит насыщения воздуха паром в тех же единицах; K — коэффициент диффузии водяного пара, пропорциональный разности упругости пара, насыщающего пространство при температуре испаряющей поверхности и упругости пара в окружающем пространстве, куда диффундирует водяной пар; P — барометрическое давление в *мм* ртутного столба.

Согласно приведенной формуле, испарившаяся вода в дальнейшем распространяется в атмосферу в процессе диффузии пара, при которой молекулы воды в их беспорядочном движении

[1] Д. Дальтон. Сборник избранных работ по атомистике (1802—1810). Перевод с английского. Л., 1940.
D. Dalton. Gilberts Annalen, t. XV, 1801.

[2] В. В. Шулейкин. Физика моря. Изд-во АН СССР. М., 1953, стр. 773.

[3] C. Rohver a. Folansbee. «Proccedings of the Am. Soc. of Civil Eng.» Febr. a. May, 1933.

[4] По другим источникам автором ее является Август (см. В. Н. Оболенский, Метеорология, ч. 1, Гидрометиздат, 1938, стр. 345).

пробиваются от мест с большей упругостью водяного пара к местам с меньшей его упругостью.

По первому закону Фика, количество (m) газа, которое продиффундирует за время t из слоя, где его парциальное давление равно P_1 в другой слой с парциальным давлением равным P_2 при расстоянии между ними dl прямо пропорционально площади поперечного сечения S, перпендикулярной к направлению потока, промежутку времени t, к которому относится наблюдение, и разности парциальных давлений газа $P_1 - P_2 = P$ и обратно пропорционально расстоянию между слоями dl:

$$m = DSt \cdot \frac{dp}{dl}, \tag{64}$$

где D — коэффициент диффузии, равный количеству газа (в нашем случае пара), переходящему за 1 *сек* через сечение 1 *см*^{2}, когда разность парциальных давлений на расстоянии 1 *см* равна единице. Количество газа чаще выражают в объемных единицах.

Уравнение Фика относится не только к диффузии в газах, но и к диффузии в жидких растворах. В последнем случае вместо величин парциальных давлений в формуле (64) показываются величины концентраций растворов[1]. Ниже приведены величины критической упругости (ε) водяных паров в воздухе над плоской поверхностью при атмосферном давлении 760 *мм* ртутного столба.

Температура в °С	−50	−40	−30	−20	−10	−5	−0	+6	+10	+16	+20	+26	+30	+40	+50
Критическая упругость насыщенного водяного пара (ε) в мм ртутного столба . .	0,03	0,09	0,28	0,95	2,14	3,16	4,58	7,01	9,21	13,63	17,54	25,21	31,82	55,30	92,5
Количество насыщенного пара в воздухе (Q) в г/м^3 .	0,04	0,12	0,33	1,08	2,35	3,41	4,86	7,97	9,41	13,65	17,32	24,39	30,38	51,10	82,80

Фактическая влажность воздуха обычно ниже критической. На территории СССР она колеблется от 2,5 *мм* на севере и востоке Сибири до 11 *мм* в Закавказье на берегу Черного моря; в среднем за лето от 5 до 18 *мм* и в среднем за зиму от 0,1 до 5 *мм* в тех же районах.

Наименьший дефицит влажности ($\varepsilon - e$) *мм* ртутного столба колеблется от 0 в Якутии в январе до 2,2 *мм* в Гаграх в то же время; наибольший (летом) — от 0,2 в Якутии до 32, 1 *мм* в Средней Азии (Зеогли)[3].

[1] В. А. Киреева. Курс физической химии. М., 1956, стр. 163.
[2] В. Н. Оболенский. Метеорология, ч. 1. Гидрометеоиздат, 1938, стр. 327.
[3] А. А. Черкасов. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. М., 1950, стр. 28.

Дальнейшие исследования над процессом испарения воды показали, что одной диффузией пара нельзя объяснить те количественные перемещения его, какие наблюдаются в природе. Постепенно были выяснены другие факторы перемещения пара от испаряющей поверхности.

1. Плотность пара, которая составляет 0,622 плотности воздуха. Будучи обогащен паром, воздух становится легче и стремится к поднятию. Вес 1 *м*^{3} воздуха можно вычислить по формуле[1]

$$\Pi = 0{,}4645\,\frac{P - 0{,}0378e}{t + 273}\,Kg, \tag{65}$$

где P — атмосферное давление в *мм* ртутного столба; t — температура в °С; e — абсолютная влажность воздуха в *мм*.

2. Влияние ветра, который относит пары от места их образования и тем увеличивает градиент дефицита насыщения воздуха паром. Этот фактор особенно сильно сказывается на суше.

3. Конвекционные токи воздуха, возникающие в силу разницы температур и влагосодержания в приземном слое воздуха и в более высоких его слоях.

В настоящее время, помимо формулы Дальтона, известен ряд других формул, характеризующих испарение с водной поверхности; Вейленман[2] и Штеллинг[3], независимо друг от друга, предложили следующую формулу:

$$Q = B(\varepsilon - e) + C(\varepsilon - e)W, \tag{66}$$

где B и C — постоянные, W — скорость ветра, остальные обозначения, как в формуле Дальтона. Здесь, как видим, учтен, по сравнению с формулой Дальтона, новый фактор — сила ветра. С учетом силы ветра выведено и уравнение Давыдова[4]:

$$Q = 0{,}55(\varepsilon - e)^{0{,}8} \cdot (1 + 0{,}125W)\ мм/сут, \tag{67}$$

где буквенные обозначения прежние. Дефицит влажности воздуха ($\varepsilon - e$) берется в среднем за сутки на высоте метеорологической будки (2 *м*); ветер (W) — на высоте флюгера (около 9 *м*).

Вода испаряется и с поверхности снега, даже в мороз, но значительно в меньших количествах, нежели с поверхности воды. Еще меньше испарение с поверхности льда. На рис. 79 приводит-

[1] Б. Г. Иванов. Испарение в естественных условиях. М. — Л., 1939, стр. 7.
[2] A. Weilenmann. Die Verdunstung Wassers. Schweiz. Met. Beobacht. XII, 1887.
[3] F. Stelling. Über die Abhängigkeit der Verdunstung des Wassers von seiner Temperatur und der Feutigkeit und Bewegung der Luft. Rep. f. Meteor. VII, N 3, 1882.
[4] В. К. Давыдов. Испарение с водной поверхности в европейской части СССР. Гл. упр. Гидрометеорол. службы СССР. Тр. научн.-исслед. учреждений. Сер. IV, вып. 12, Л., 1944.

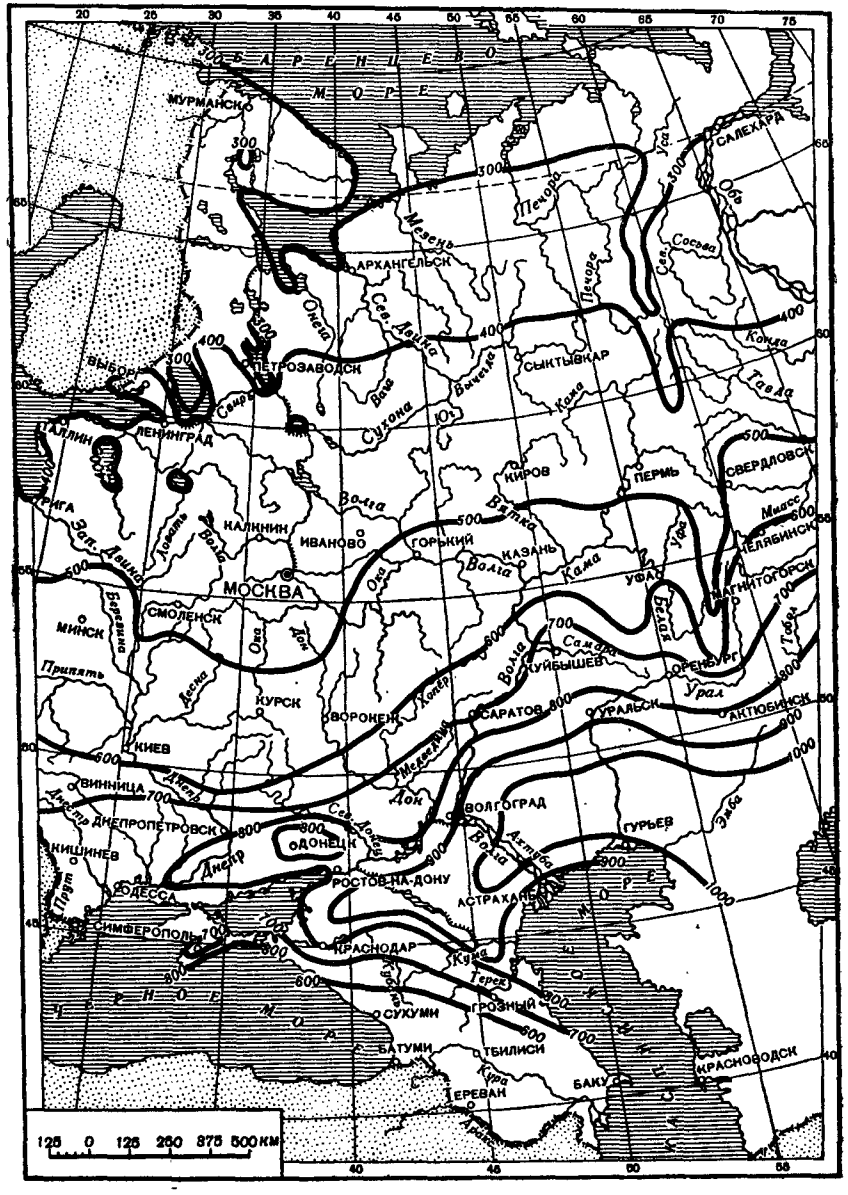


Рис. 79. Среднемноголетнее годовое испарение с водной поверхности европейской части СССР

ся среднемноголетнее годовое испарение (испаряемость) с водной поверхности европейской части СССР.

Испарение воды с обнаженной почвы. Испарение воды из обнаженной почвы в основном подчиняется закону Дальтона (формула 63). Однако этот процесс значительно более сложный, нежели испарение с открытой водной поверхности. С одной стороны, оно зависит от климата и погоды; с другой — от свойств самой почвы. Здесь освещается в основном второй вопрос: зависимость

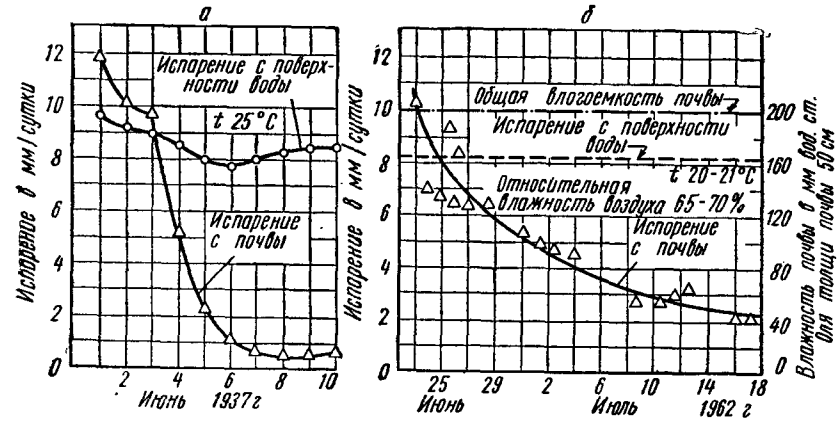


Рис. 80. Испарение воды почвой при различном ее увлажнении и с открытой водной поверхности:

а — по данным Ершовского испарительного пункта Саратовской обл. (1937); *б* — по нашим данным (1962), Волгоградская обл., светло-каштановая тяжелосуглинистая почва

испарения воды из почвы от ее свойств и состояния смоченности при прочих равных условиях.

Качественная сторона этого вопроса хорошо была освещена в работах Коссовича (1904) [1]. Выдвинутые им положения сохраняют силу и в настоящее время. Их можно свести к трем степеням увлажнения почвы:

1. Почва с поверхности насыщена водой до ее влагоемкости. Это может наблюдаться весной после снеготаяния; в другое время года — после обильных дождей или после искусственного полива; при высоком стоянии грунтовых вод, когда у поверхности почвы даже крупные капилляры заполнены водой. В таком (мокром) состоянии почва испаряет воды столько же, как и открытая

[1] П. С. Коссович. Водные свойства почвы. Ж. опытной агрономии. 1904, т. 5, кн. 2 и 3.

П. С. Коссович. Краткий курс общего почвоведения. Изд. 2-е, Петроград, 1916, стр. 260—265.

водная поверхность или даже больше ее при условии, что поверхность почвы обладает неровностями (см. рис. 80).

Наблюдения на Ершовском стационаре были проведены на каштановой глинистой почве через 4 *сут* после полива нормой 1500 *м*³/*га* [1].

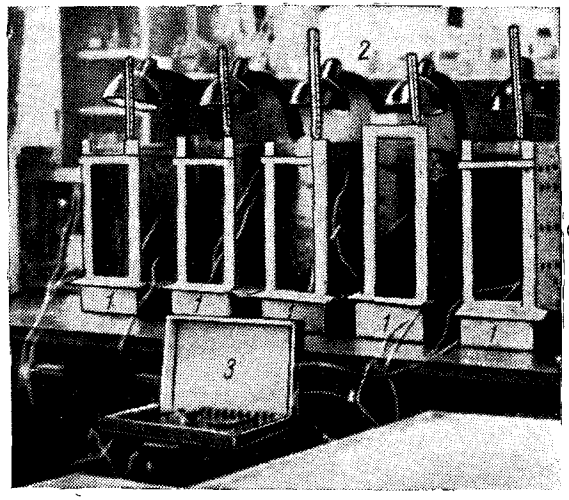


Рис. 81. Установка для изучения в лабораторных условиях водоподъемной способности, диффузивности почвенной влаги, влагоемкости почв и испаряющей их способности. Размер монолитов 15×15×50 *см*³. Передняя стенка их герметически застеклена. Монолиты по высоте через каждые 10 *см* снабжены электродами для учета передвижения воды и влажности почвы. Испарение воды учитывалось путем повторных тарировок каждого монолита:

1 — монолиты с подставными ваннами и термометрами; *2* — лампы для нагревания почвы; *3* — прибор для учета электропроводности почвы

Наблюдения выполнены сотрудниками кафедры физики и мелиорации почв МГУ на монолитных образцах светло-каштановой тяжелосуглинистой почвы после капиллярного их увлажнения до постоянного веса (рис. 81) [2]. При таком увлажнении почвы приток воды по капиллярам к ее поверхности равен испаряющей способности почвы (испаряемости) или превышает ее. По данным Урсулова (1937), это наблюдается при влажности почвы не ниже ее общей влагоемкости [1]. Свойства почвы при этой стадии увлажнения на испарении воды сказываются слабо (кроме ее теплоемкости). Так в опыте Эзера [2] за период с 22 мая по 3 июня различные материалы, поставленные в одинаковые условия, испарили следующее количество воды в *мм*:

Материал	Кварцевый песок	Известковый песок	Суглинок	Торф	Почва с опытного поля
Испарилось воды в мм	58,00	50,82	55,17	56,37	56,47

2. В случае глубокого залегания грунтовых вод, когда капиллярная кайма не достигает корнеобитаемого слоя, промоченный с поверхности слой почвы начнет постепенно просыхать. Как описывалось в главе 5 (см. рис. 62, 63, 64), вода по капиллярам будет подаваться снизу вверх. Заполненные водой крупные капилляры станут питать мелкие. В этой стадии увлажнения (при влажности почвы ниже общей влагоемкости) просыхает весь промоченный профиль, но наибольший расход воды отмечается у поверхности. Интенсивность испарения при этом, кроме погодных условий, зависит от капиллярной проводимости почвы. По мере высыхания почвы все большая часть капилляров будет выключаться из водопроводящей системы (см. рис. 80). Подача воды к поверхности начинает отставать от возможного испарения. Верхний слой сохнет. Фронт капиллярной подачи воды опускается. Испарение ее от капиллярно смоченного слоя идет теперь подповерхностно (см. рис. 62, 63, 64). Через просушенный поверхностный слой пары в атмосферу проталкиваются диффузно. Борьба с испарением на этой стадии увлажнения почвы заключается в рыхлении самого поверхностного слоя для прерывания капиллярного тока воды или создания на поверхности почвы слоя мульча.

3. Когда в смоченном слое останется лишь тонко капиллярная и адсорбированная вода, передвижение ее в жидком виде практически прекращается, наступает стадия диффузного передвижения паров воды, насыщающих пространство, из мест с большей их упругостью к местам с меньшей упругостью (из горизонтов с более высокой температурой в горизонты с менее высокой температурой). Эта стадия увлажнения соответствует влаге завядания растений и в зависимости от степени выраженности капиллярной проводимости почвы колеблется от 1,2 до 2,5 мак-

[1] А. А. Черкасов. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. М., 1950, стр. 30—31.

[2] Н. А. Качинский и др. Испаряющая способность почв светло-каштанового комплекса. Почв. ин-т им. В. В. Докучаева. М., 1962.

[1] А. Н. Урсулов. Испаряющая способность различных структурных фракций почвы. Ж. «Почвоведение», 1937, № 4.

[2] K. Eser. Untersuchungen über den Einfluss der physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens auf dessen Yerdunstungswermögen. Forschungen, Bd. VII, Heft 1—4.

симальной гигроскопичности различных почв. Богданов[1] и Лобанов[2] обозначали ее, как влагу завядания растений; Витзо и Лафлин (Widtsoe a. Laughlin) назвали ее ленто-капиллярной точкой[3], Абрамова[4] — сначала (очень неудачно) — влагой разрыва капилляров, а позже — влагой разрыва капиллярных связей. Эта влага тем выше, чем сильней развит в почве объем неактивных пор, например в столбчатом горизонте солонцов, в горизонте В слитых черноземов и в некоторых других почвах. При наличии такой влажности почва постепенно просыхает сверху вниз, отдавая воду диффузно в форме пара.

На испаряющую способность обнаженной почвы, помимо стадии ее смоченности, капиллярной проводимости и адсорбционной способности, существенное влияние имеет ряд других факторов, особенно тех, которые повышают или понижают восприятие ею солнечного тепла. Среди этих факторов назовем: характер поверхности почвы и рельеф местности; экспозицию склона, цвет почвы, воздухопроницаемость, теплопроводность и теплоемкость ее, наличие растворимых гигроскопических солей в поверхностном слое. Чем эти факторы (4 первых) больше способствуют нагреванию почвы и воздухообмену, теплообмену в ней, тем сильней они будут повышать испаряющую способность почвы. Так, по нашим полевым и лабораторным экспериментам гребнистая поверхность почвы по сравнению с гладкой в первый период испарения при прочих равных условиях всегда теряла воды больше, чем почва с гладкой поверхностью. Особенно сильно эта разница выражена при наличии ветра.

На кафедре физики и мелиорации почв биолого-почвенного ф-та МГУ были поставлены наблюдения над испарением воды из почвы с использованием аэродинамической трубы: Урсуловым (1937), Алиевой (1960), Н. А. Качинским (1961), Кузнецовым (1963). Опыты проводились с образцами почвы в кристаллизаторах. Диаметр кристаллизатора 12 *см*; толщина слоя почвы 7 *см*; высота борта кристаллизатора над поверхностью почвы 0,5 *см*. Во избежание завихривания ветра в трубе, кристаллизаторы с почвой были установлены в ней так, чтобы обрез стенок кристаллизаторов был бы вровень со дном рабочей части трубы (рис. 82).

Испытывались образцы почв в начальный период при полной их капиллярной смоченности, позже — образцы подсыхающие. Повторность в опыте двойная . В процессе опыта кристаллизаторы в рабочей части трубы менялись местами через каждые 30 *мин* с тем, чтобы, по возможности, исключить влияние на испарение из них воды позиции кристаллизатора в общей их массе.

[1] С. Богданов. Отношение прорастающих семян к почвенной воде. Киев, 1889.

[2] Н. В. Лобанов. Критическая для высших растений почвенная влажность. Научно-агрономический ж. 1926, № 10.

[3] J. A. Widtsoe and W. W. Mc. Laughlin. Utah Agric. Coll., Bull. v. 115, 1912.

[4] М. М. Абрамова. Опыты по передвижению капиллярно-подвешенной влаги при испарении. Ж. «Почвоведение», 1948, № 1.

Относительная влажность воздуха в опытах колебалась в пределах 60—70%; температура воздуха 18—20° С. Длительность опыта при каждой скорости ветра 4 *ч*. Расход воды из кристаллизаторов учитывался путем их взвешивания через каждый час длительности опыта.

Эксперименты, проведенные в лаборатории несколькими исследователями с разными почвами, дали в общем весьма согласные результаты. Ниже приводится лишь небольшая часть из работы кафедры физики и мелиорации почв (табл. 27, 28).

Оценивая приведенные материалы, можно сделать следующие выводы:

1. На интенсивности испарения почвой воды сильно сказывается скорость ветра. В разных вариантах опыта испарение при ветре 25 *м/сек* по сравнению со штилем возрастало в 11—18 раз. Существующее мнение о том, что возрастание ветра свыше 5 *м/сек* существенно не влияет на скорость испарения[1], этими данными опровергается. Переломный момент в скорости приращения испарения отмечается в интервале скоростей ветра от 10 до 15 *м/сек*. Но и при дальнейшем увеличении силы ветра, вплоть до испы-

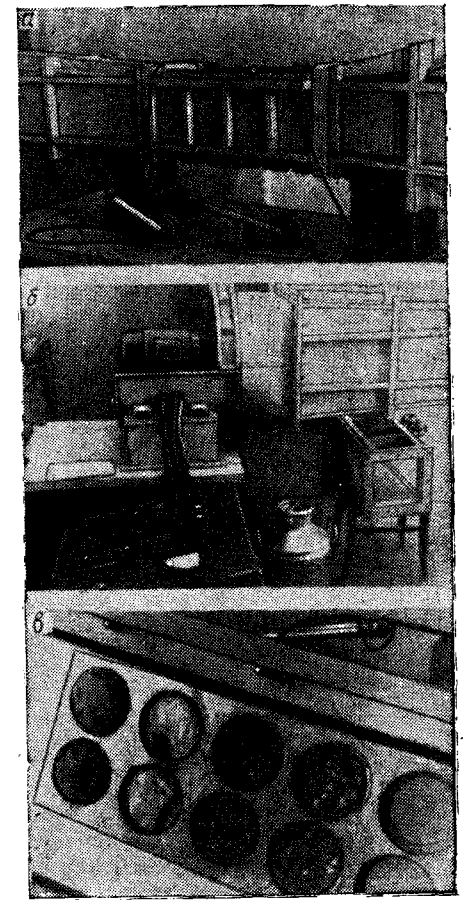


Рис. 82. Опыты по испарению воды почвой при различной силе ветра:

а — рабочая часть аэродинамической трубы; *б* — пульт управления; *в* — расположение испытуемых образцов почвы (слева направо 8) и кристаллизаторов с водой (2 последние справа) в рабочей части трубы (вид сверху)

[1] См., например, А. А. Черкасов. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. Сельхозгиз, 1950, стр. 30.

танной в опытах скорости 25 *м/сек*, интенсивность испарения нарастает.

Во всех вариантах опыта при исходной влажности почвы (полное капиллярное насыщение) испарение воды с поверхности почвы превышало испарение ее с свободной водной поверхности. Для ровной поверхности почвы при скорости ветра 0 *м/сек* различие это было минимально (0,1 *мм/ч*). По мере увеличения скорости ветра различие нарастало, и при ветре 25 *м/сек* оно достигало 0,5 *мм/ч*.

2. Глыбистость и гребнистость поверхности влажной почвы значительно увеличивают испарение ею воды и обусловливают большую реакцию на силу ветра. Так, если почва с ровной поверхностью при возрастании скорости ветра от 0 до 25 *м/сек* увеличила расход воды на испарение в 13,5 раза, то глыбистая почва в тех же условиях — в 14,8 раза, а почва с гребнистой поверхностью — в 18,1 раза.

Больший расход воды на испарение с гребнистой поверхности по сравнению с ровной отмечен нами и в полевых опытах. Но заметно эта разница выявляется лишь при влажной поверхности почвы. По мере подсыхания верхнего слоя испарение с обеих поверхностей выравнивается и даже иногда становится большим с ровной пашни. Это объясняется более длительной сохранностью воды в ровной пашне, а также тем, что сильнее просохший верхний слой на гребнистой пашне начинает играть роль защитной мульчи. Однако конечный баланс по содержанию воды в почве всегда положителен у ровной пашни.

3. Даже минимальное мульчирование поверхности почвы (слой в 1 *см*) крупным песком или торфяной крошкой (табл. 28) значительно уменьшает испаряющую способность почвы.

Таблица 27

Испарение влаги (в *мм*) из различных фракций светло-каштановой почвы при различных скоростях ветра (среднее из двух определений)

Размер фракций в *мм*	Структура	Длительность наблюдения при каждой скорости ветра в *ч*	Скорость ветра в *м/сек*					
			0	5	10	15	20	25
>10	Глыбистая	1	0,17	0,88	1,99	2,03	2,09	2,17
		4	0,59	2,96	6,01	6,28	7,42	7,60
3—5	Структурная, мелкокомковатая	1	0,15	0,82	1,31	1,53	2,04	2,07
		4	0,54	2,49	4,16	5,49	6,68	7,85

Таблица 28

Приращение интенсивности испарения влаги (в %) из светло-каштановой почвы при увеличении скорости ветра (в каждой серии опыта испарение в штиль (0 *м/сек*) принято за 100%; приведены средние данные из пяти определений)

Размер фракций в *мм*	Поверхность почвы	Скорость ветра в *м/сек*					
		0	5	10	15	20	25
>10	Глыбистая	100	518	1170	1190	1430	1480
3—5	Ровная	100	548	867	1040	1360	1380
	Ровная, мульчированная песком	100	470	728	—	1050	1120
	Гребнистая	100	752	1105	1215	1320	1810

Выше говорилось о микронеровностях рельефа почвы, но, конечно, на ее влажности, а значит, и на испарении сильно сказывается макро-и мезорельеф поверхности, определяющий области усиленного поверхностного стока и ложбины поглощения. Вопрос этот весьма обширный и составляет предмет изучения особой науки — геоморфологии. В почвоведении повседневно приходится считаться с крутизной и характером расположения склонов.

Ряд наблюдений по этому вопросу согласно приводит к заключению, что по степени прогреваемости склоны в убывающем порядке располагаются в ряд: южный>восточный>западный>северный. Эта закономерность обусловлена падением интенсивности облучения солнцем поверхности почвы в том же направлении, а также влиянием ветров — южных теплых и северных холодных, западных влажных и восточных сухих. Параллельно с прогреваемостью склонов различных экспозиций в том же направлении, при прочих равных условиях, ослабевает испаряющая способность почв.

Само собою разумеется, что наряду с экспозицией склонов на влажности почвы и испаряющей ее способности сильно сказывается крутизна склонов. О влиянии крутизны склонов на испарение четкий ответ был дан еще в исследованиях Вольни (табл. 29, 30) и Эзера.

На интенсивности восприятия солнечного тепла, а следовательно, и на испарении воды почвой заметно сказывается окраска почвы, влияющая на альбедо получаемой солнечной энергии. Отражательная способность поверхности почвы в отношении инсоляции, согласно ранее упомянутым исследованиям Вольни,

Эзера[1], Митчерлиха и современным работам Димо[2], падает в следующем направлении:

белая > красной > желтой > бурой > серой > черной,

а следовательно, прогреваемость почв и испаряющая их способность возрастают в обратном направлении. В. Н. Димо (1947) на дерново-подзолистой суглинистой почве в Московской области Калининского района (совхоз «Воскресенское») констатировала, что наибольшая разница в температуре между крайними компонентами этого ряда (черный — белый) для срока 16—24 августа доходила до 9° С, а минимальная (в температурном минимуме) равнялась 1,9° С. Максимальное падение влажности почвы в поверхностном ее слое было отмечено на делянке, окрашенной в черный цвет: за 7 *сут* оно превысило падение влажности на «белой» делянке на 6%. С глубиной это различие сглаживалось.

Наконец, следует отметить существенное влияние на испарение воды из почвы ее воздухо-и теплопроницаемости, а также теплоемкости особенно при диффузном испарении воды из почвы. Повышенная теплопроводность и пониженная теплоемкость будут способствовать более быстрому прогреванию почвы в теплый период года и более скорому остыванию ее в холодные месяцы. В соответствии с этим испарение воды из почвы может ускоряться или замедляться. Что касается воздухопроницаемости, то во всех случаях увеличение ее должно форсировать диффузное испарение воды из почвы.

Общее или суммарное испарение

В предыдущем разделе описан процесс испарения влаги с открытой поверхности почвы. В природной обстановке в широком масштабе он наблюдается в пустынных и полупустынных местностях с изреженным растительным покровом или при отсутствии его.

В сельскохозяйственном производстве обнаженная почва представлена на участках чистых паров (раннем и черном) и на других полях до всходов посеянных или посаженных культурных растений и после уборки их на взлущенных и перепаханных полях, в молодых посадках сада, леса. В большинстве же случаев в вегетационный период поля покрыты растительностью и поверхность почвы затенена. То же надо сказать о садах, виноградниках, чайных плантациях и лесных массивах. Во всех этих случаях наблюдается «общее испарение», складывающееся из

[1] E. Wollny. Forschungen... 9,5—7, 1886; 10, 6—49, 1887; 20, 298—305, 1897—1898.
C. Eser. Forschungen... 7, 46—90, 1884.
[2] В. Н. Димо. Влияние окраски поверхности почвы на температуру и влажность пахотного слоя. Уч. зап. Кишиневского ун-та, т. 3, вып. 1, 1951.

Таблица 29

Влияние крутизны южного склона на влажность и испаряющую способность гумусной известковой почвы в относительных %
(по Вольни)

Угодье, поля	Свойство почвы	Уклон в градусах			
		0	10	20	30
Под конскими бобами 8 раз	Влажность	100	94	90	83
Под конскими бобами 4 раза		100	93	84	77
Под конскими бобами 4 раза		100	92	84	83
Под картофелем 4 раза		100	98	91	90
	Испарение воды летом	100	123	127	125
	Испарение воды осенью	100	111	123	133

испарения физического и транспирационного. Испарение физическое в этих условиях превышает транспирационное лишь до всходов растений и в начальный период их вегетации. Оно резко уменьшается после того, когда развившиеся растения затенят поверхность почвы. Этому способствует: а) меньшая нагреваемость затененной поверхности почвы днем; б) ослабленная растительностью сила ветра у поверхности почвы; в) повышенная влажность воздуха (меньший дефицит влажности воздуха в приземном слое под пологом растительности по сравнению с открытой почвой); г) затрудненный растительностью диффузный обмен парами воздуха под пологом растений и над ним. В табл. 31 и 32 приводим несколько примеров, иллюстрирующих отмеченные положения.

Процесс испарения воды с поверхности надземных частей растений носит двоякую природу.

Физическое испарение осадков, задержавшихся на кронах деревьев и кустарников, на листовой и стеблевой поверхности полевых культур. Чем гуще древостой и травостой и чем больше их поверхность, тем большая часть атмосферных осадков на ней задерживается и снова испаряется в атмосферу. Существенную роль в этом процессе играет длительность вегетационного периода растений и продолжительность их олиственности. Так по наблюдениям Г. Р. Эйтингена[1], в лесной даче Тимирязевской сель-

[1] Г. Р. Эйтинген. Лесоводство. Сельхозгиз, 1949, стр. 85.

Таблица 30

Температура, влажность и испарение воды в почве на глубине 15 *см*
(по Вольни)

Константы	Экспозиция и крутизна склона в градусах																													
	юг						восток						запад						север					
	15			30			15			30			15			30			15			30		
	почва под паром	залежь		почва под паром	залежь		почва под паром	залежь		почва под паром	залежь		почва под паром	залежь		почва под паром	залежь		почва под паром	залежь		почва под паром	залежь	
Температура почвы в °С	22,9	19,1		23,5	20,2		22,3	19,1		22,4	19,4		22,6	19,7		23,0	19,7		21,7	18,7		21,1	18,3	
Влажность почвы в % . .	21,9	20,4		20,4	18,5		22,6	20,4		20,8	18,5		23,4	21,7		22,1	20,4		24,4	22,9		23,3	21,5	
Испарение воды в относительных % с начала июня до середины октября	100			100			86,2			80,7			84,1			73,2			70,9			72,7		

скохозяйственной Академии средняя годовая доля задержанных на кронах осадков достигала: в лиственном лесу 10%, в сосновом бору 13—16% и в еловом, отличающемся особой густотой крон, около 32%. Конечно, эти величины будут варьировать в широких пределах в зависимости от полноты насаждения, его возраста и развитости, а также от характера осадков (превалирование малых, средних дождей или ливней, количество зимних осадков в виде снега) и других климатических условий (температура и влажность воздуха, частота и сила ветра, наличие зимних оттепелей и др.).

Таблица 31

Испарение с поверхности открытой и защищенной растительностью почвы
(по данным В. П. Попова[1], Млеевская опытная станция)

Почва	Относительная величина испарения в %
Открытая	100
Под однолетними яблонями	82
Под плодоносящими яблонями	65
Под капустой	23

[1] В. П. Попов. Почвенные испарители и лизиметры. Млеев, 1928.

Таблица 32

Температура воздуха, скорость ветра и физическое испарение воды из почвы в Хорезме в среднем за период с июня по октябрь
(по А. А. Черкасову, 1950)

Почва	Температура приземного слоя воздуха в °С	Скорость ветра у земли в *м/сек*	Испарение с почвы в *мм/сут*
Обнаженная	27,3	1,4	9,06
Под хлопчатником . . .	26,2	0,3	5,62

Физическое испарение осадков с надземной части травянистых растений также сильно варьирует в зависимости от характера культуры, стадии и степени ее развития и от климатических условий, но оно всегда меньше, чем с крон древесных пород, и обычно не превышает 10% от суммы годовых осадков.

Физическое испарение воды с поверхности надземных частей растений способствует охлаждению поверхности растений и вместе с транспирационным испарением защищает их от перегрева. Оно также способствует частичному повышению влажности приземного слоя воздуха и снижению транспирационного испарения влаги растениями.

Транспирационное испарение воды растениями. Оно значительно превосходит физическое испарение воды с поверхности растений. Природа этого процесса освещена во многих исследо-

ваниях, особенно в работах физиологов растений (Бриггс и Шантц[1], Максимов[2], Сабинин[3], Рубин[4] и др.), а также в почвенных и агрономических работах (Богданов[5], Лобанов[6], Кочерина[7], Вадюнина[8], Федоровский[9], Судницын[10] и др.).

В процессе транспирации идет борьба за воду между почвой и растением. Как отмечалось в разделах «Формы воды в почве» и «Водоудерживающая способность и влагоемкость почв», вода в почве удерживается адсорбционными и капиллярными (мениковыми силами). Чтобы воспринять воду из почвы, растение должно противопоставить капиллярной и адсорбционной силам почвы, а также осмотическому давлению почвенного раствора другие более мощные силы, обусловливающие всасывание воды корнями. Одна из этих сил (первая и основная) — осмотическое давление в клеточном соке корневых волосков. Чтобы почвенная влага могла поступать в клетки корня, осмотическое давление в них должно превышать напряженность почвенной влаги (soil moisture stress). Избыток осмотического давления обусловливает «корневое давление» в растениях, которое по данным Сабинина (1925) равно, примерно, 1 *атм*, по данным Литвинова (1937) — 1—2 *атм*. Литвинов называет его «реальной силой корневого сосания». О наличии корневого сосания свидетельствует весенний «плач» березы, надрезанной еще до распускания почек, и выделение пасоки, особенно весной, на пнях срезанных деревьев. Это будет «активный» поток воды в растениях.

---

[1] L. T. Briggs and H. L. Shantz. The wilting coefficient for different plants. U. S. Dep. Agr. Bur. Pl. Ind. Bull. 230, W., 1912.

[2] Н. А. Максимов. К вопросу о суточном ходе и регулировании транспирации у растений. Тр. Тифлисск. Бот. сада, 1917, вып. 19.

Н. А. Максимов. *Краткий курс физиологии растений*. М. — Л., 1932.

[3] Д. А. Сабинин. О корневой системе растений, как осмотическом аппарате. Изв. Биол. НИИ при Пермском гос. ун-те, т. 3, вып. 4, Пермь, 1925.

Д. А. Сабинин. О значении корневой системы в жизнедеятельности растений. М.—Л., 1949.

[4] Б. А. Рубин. Физиология растений. «Высшая школа», 1963.

[5] С. М. Богданов. Отношение прорастающих семян к почвенной воде. Изв. Киев. ун-та, т. 29, кн. 5—8, Киев, 1889.

[6] Н. В. Лобанов. Критическая для высших растений почвенная влажность. Научно-агрономический ж., т. 2, № 4, М., 1925.

[7] Е. И. Кочерина. К вопросу о влажности завядания растений. Ж. «Почвоведение», 1949, № 1.

[8] А. Ф. Вадюнина. Водный режим некоторых почв Центрального Урала. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала, М., 1950.

[9] Д. В. Федоровский. Зависимость коэффициента завядания от вида растений и осмотического давления почвенного раствора. Ж. «Почвоведение», 1948, № 10.

[10] И. И. Судницын. Влияние функциональных свойств почвенной влаги на интенсивность поглощения ее древесными породами. Ж. «Почвоведение», 1958, № 11.

И. И. Судницын. Закономерности передвижения почвенной влаги. Наука, 1964.

Чем больше превышение осмотического давления в корнях растений над напряженностью почвенной влаги, тем легче эта влага воспринимается растением. По мере подсушивания почвы в ней сильней проявляются адсорбционные силы в отношении воды и возрастает осмотическое давление почвенного раствора (матрик- и солюте- всасывание по Ричардсу, 1960). В этих условиях корневое давление растений ослабевает, а вместе с ним и процесс восприятия влаги растением. Наступает сначала стадия «завядания растений» (поступление воды через корни не компенсирует расход ее на испарение листьями и стеблями (падение тургора растений), а потом и смерть растений (плазмолиз живых клеток), когда напряжение почвенной влаги («Общее» ее всасывание, по Ричардсу) превышает осмотическое давление в клетках корня и вода из последнего перекачивается в почву.

Как говорилось ранее, стадия завядания растений, по данным Богданова, Бриггса и Шантца, Лобанова, Кочериной, Вадюниной, Федоровского и др., отмечается в зависимости от свойств почвы, особенностей и стадии развития растений при содержании в почве влаги от 1,2 до 2,5 максимальных гигроскопичностей. Умирание большинства растений наступает при «мертвом» запасе в почве воды равном одинарной максимальной гигроскопичности, когда адсорбционное давление на поверхности водных пленок составляет около 50 *атм*. Лишь некоторые солянки, обладающие особо высоким осмотическим давлением в клеточном соке корней, могут всасывать почвенную влагу до уровня содержания ее в почве 0,7—0,8 максимальной ее гигроскопичности (Качинский, 1937).

Поступая из почвы в корень, вода проникает через упругую оболочку клеток и паренхиму (паренхиматозные клетки) корня, поступает в вакуоль — центральную часть клетки, заполненную клеточным соком. Отсюда она продвигается по сосудистой проводящей системе, состоящей из трахеид и рядов сосудов, частично представленных мертвыми, пустыми внутри клетками. Основная часть корневого давления, как показали расчеты Сабинина и исследования Розена[1], расходуется на проникновение воды сквозь полупроницаемый тонкий (доли миллиметра) слой паренхиматозных клеток. Протоплазма этих клеток состоит из молекул высокогидрофильных веществ, способных поглощать в больших количествах воду. В каждой клетке (по Сабинину), в двух противоположных ее частях, протекают разные по интенсивности и характеру биохимические процессы обмена веществ: в одном конце связывание ионов солей постоянно поддерживается на более высоком уровне, чем на другом, где вещества, связанные в

---

[1] H. Rosene. Water balance in the onion root. Plant Phisiol., v. 16, 1941, W.

первом конце клетки, превращаются в другие формы. Различие этих процессов создает разность осмотического давления в пределах одной клетки и в точках соприкосновения разных соседних клеток, что в свою очередь обусловливает продвижение клеточного сока в пределах одной клетки и в цепочке клеток от одной к другой.

Высокая гидрофильность составных частей живой протоплазмы, связывающих поступающую в корень воду, затормаживает продвижение воды сквозь паренхиму корня. На преодоление этого сопротивления и расходуется основная часть корневого (осмотического) давления. Меньшая его часть падает на преодоление трения в проводящей части сосуда.

Сосущая сила корневых клеток не исчерпывается лишь разностью осмотического давления в системе почва — растение. Здесь сказывается также тургорное напряжение внутри клетки, которое растет при поступлении воды в клетку и растягивании ее упругой оболочки, и падает при отдаче воды. Урспрунг и Блам (1920) сосущую силу корневой клетки выразили следующим уравнением [1]:

$$S = P - T, \qquad (68)$$

где S — величина сосущей силы; P — осмотическое давление внутри клетки; T — тургорное давление, или давление оболочки клетки на ее содержимое. Из формулы (68) следует, что сосущая сила клетки возрастает по мере увеличения осмотического давления клеточного сока и ослабевает при росте тургорного напряжения.

Наряду с корневым давлением, всасывание воды в растение и передвижение ее внутри его в сильнейшей степени сопряжено с испаряющей поверхностью и испаряющей деятельностью растений. Источником энергии для испарения воды сквозь устьица и кутикулярный слой листовой поверхности является солнечная радиация. При освещении и нагреве поверхности листьев вода из их проводящих сосудов диффундирует через тонкий слой (доли миллиметра) листовой паренхимы и превращается в пар, поступающий в межклеточное пространство. Можно принять, что здесь в межклетниках относительная влажность воздуха (F) близка к 100%. Из межклетников пар через устьичные отверстия диффундирует к поверхности листа и с перепадом давлений (F—f) поступает в окружающий его воздух (f — относительная влажность атмосферного воздуха). Значительно меньшее испарение воды наблюдается сквозь кутикулярный слой эпидермальных клеток листовой поверхности.

[1] A. Ursprung und G. Blam. Durfen wir Ausdrucke osmotischer Wert, osmotischer Druck, Turgordruck, Saugkraft sinonim gebraucher Biol. Lbl., Bd. 40, B., 1920.

В клетках, отдающих воду, развивается сосущая сила, достигающая при интенсивной транспирации 5—10 *атм* и обусловливающая «пассивный» ток воды к листовой поверхности. Под влиянием двух факторов (двух «двигателей») — корневого давления и всасывающей силы листьев — создается непрерывный ток воды из почвы в корни и через проводящую систему в листья и атмосферу. Таким путем вода может быть поднята в растение на десятки метров, превышая в несколько раз подъем воды при абсолютном вакууме, равном 10 *м* (давление 1 *атм*). Этому в основном способствует высокая степень сцепления молекул воды между собой (сопротивление на разрыв), равное, по данным различных исследователей, 223, 300, 350 *атм*. Оно при отсутствии воздушных пузырьков в системе (корень, стебель, листья) не может быть преодолено (разрыв водного потока в растении не наступит) под влиянием сосущей силы листьев, не превышающей 10—15 *атм*.

Изложенная выше теория осмотического передвижения воды в растении встречает и критические замечания. В чисто «осмотической» теории протоплазме растительных клеток отводится пассивная роль полупроницаемой мембраны. А между тем очевидно, что водный режим растений зависит также от коллоидно-химических и биохимических процессов, протекающих в растительной клетке и в растении в целом. В последние два десятилетия этому вопросу уделяется большое внимание в работах А. М. Алексеева и Н. А. Гусева, дающих термодинамическую трактовку поступления и передвижения воды в растениях [1]. Помимо фактора емкости (общего количества воды в клетках), они предлагают учитывать и фактор напряженности — парциальный химический потенциал, отображающий взаимодействие всех осмотических, коллоидно-химических и биохимических процессов. Однако, по А. М. Алексееву и Н. А. Гусеву, абсолютную величину парциального химического потенциала в растительной клетке определить нельзя, а мерой его служит сосущая сила клеток. Таким образом, мы как бы снова возвращаемся к осмотической теории передвижения воды в растении. Это учитывают и авторы новой теории. Н. А. Гусев пишет: «Новые открытия отнюдь не отвергают осмотических представлений в области водного режима растений, но лишь отказываются признать за ними значение общих законов, благодаря которым можно объяснить любое явление водного режима, и считают неправильным взгляд на протоплазму, как на пассивную осмотическую мембрану» [2].

[1] А. М. Алексеев, Н. А. Гусев. Влияние минерального питания на водный режим растений. М., 1957 и более ранние его работы.

[2] Н. А. Гусев. Современное состояние работ по изучению водного режима растений и дальнейшее их развитие. В кн. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд-во АН СССР, 1957, стр. 74.

Чтобы циркуляция воды сквозь растение (транспирация растения) протекала нормально, должен быть обеспечен непрерывный подток воды из почвы к всасывающей поверхности корневых волосков. Потребление воды в зоне ризосферы снижает здесь влажность и повышает осмотическое давление почвенного раствора. В результате между периферическими слоями почвы и ризосферой создается градиент влажности и градиент осмотического давления, обусловливающие ток воды в область ризосферы корневой системы. О закономерностях передвижения воды в почве сообщалось в разделе «Водоподъемная способность и мобильность воды в почве». Здесь, в связи с испаряющей способностью растений, по этому вопросу сделаем лишь несколько добавлений.

Тщательные исследования процесса усвоения влаги корнями растений в объеме почвы, пространственно близком к ризосфере, провел Судницын. Им предложена формула [1]

$$v = -K\frac{dH}{dl}\ см/сек, \qquad (69)$$

где v — скорость подтока влаги к поглощающей поверхности корня; $\frac{dH}{dl}$ — градиент всасывающего давления почвенной влаги вблизи от этой поверхности в *бар/см*; K — коэффициент влагопроводности почвы в *см³ · сек/г*.

Используя эту формулу, он исследовал на черноземе интенсивность поступления влаги в корни дубков. Изучалась влажность почвы на расстояниях 0—0,5; 0,5—1,0; 1,0—2 *см* от сосущего корня. Расчетным путем по влажности находилось на тех же расстояниях от корня всасывающее давление. В результате исследования автор выделяет три резко отличных по интенсивности усвоения воды стадии увлажнения почвы:

1. Влажность почвы соответствует верхней половине интервалов от «наименьшей» влагоемкости до влаги завядания растений. В этом интервале высокой влажности по мере ее уменьшения от уровня влагоемкости величина влагопроводности почвы быстро убывает, но одновременно столь же быстро растет градиент всасывающего давления. В итоге плотность водного потока в сторону корня остается на высоком уровне.

2. Влажность почвы соответствует интервалу от половины диапазона активной влаги (это высшая ее грань) до 15% от ее количества (это низший предел). При этом интервале увлажнения влагопроводность почвы снижается более интенсивно, нежели в то же время возрастает градиент всасывающего давления. В результате плотность потока почвенной влаги в направлении корня прогрессивно падает.

[1] И. И. Судницын. Влияние функциональных свойств почвенной влаги на интенсивность поглощения ее древесными породами. Ж. «Почвоведение», 1958, № 11.

3. Интервал влажности от 15 до 0% диапазона активной влаги. В этих условиях наблюдается дальнейшее падение влагопроводности почвы, уменьшение градиента всасывающей ее силы и, как следствие двух первых явлений, резкое падение плотности потока влаги к поверхности корня, не удовлетворяющее даже минимальных потребностей растения.

Отмеченные закономерности представлены на рис. 83 [1].

Три градации увлажнения (по доступности почвенной влаги растениям), выделенные на основании эксперимента Судницыным, в общем, соответствуют оценке стадий увлажнения почвы, принятых в агрономии: 1) оптимальная для растений влажность почвы — 100—75% от общей (наименьшей) ее влагоемкости; 2) жесткий водный режим почвы — 75—50% относительной ее влажности; 3) режим недостаточного увлажнения — <50% относительной влажности почвы.

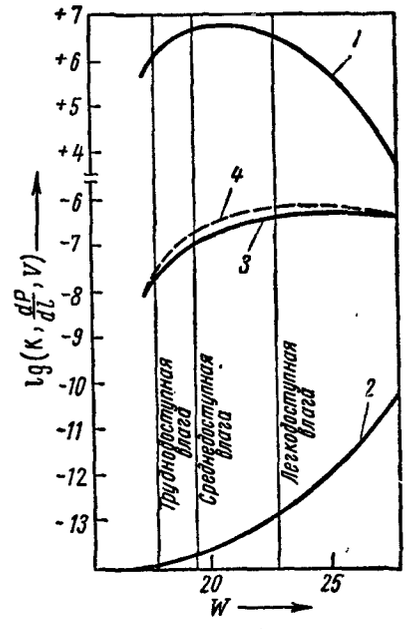


Рис. 83. Зависимость скорости подтока влаги к корню — v *см/сек*, градиента давления влаги на расстоянии 0,5 *см* от корня $\frac{dP}{dl}$ *бар/см* и коэффициента влагопроводности почвы (K — *см³·сек/г*) от влажности почвы (w объемн %). Чернозем, гор. А (20—40) *см*; посадки дуба:

1 — градиент давления; *2* — коэффициент влагопроводности; *3* — скорость подтока влаги к корню; *4* — скорость расхода влаги из почвы (в относительных величинах)

Заслуга Судницына состоит в том, что он не ограничивается констатацией фактов в обсуждаемом вопросе, а экспериментально и теоретически анализирует их с позиций законов термодинамики, рассматривая во взаимодействии: абсолютную и активную влагу в почве, всасывающее давление, влагопроводность почвы, плотность почвенного потока и в конечном счете — уровень удовлетворения нуждаемости растений в воде при различной степени увлажнения почвы.

[1] И. И. Судницын. Закономерности передвижения почвенной влаги. М., 1964, рис. 32.

И. И. Судницын. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса. М., 1966, рис. 18.

Конечно, границы разной активности влаги (100, 50, 15, 0%), приведенные им в работе, пока нужно рассматривать как частный случай. Поиски в этом направлении необходимо продолжать, расширяя исследования на строго генетической основе с учетом типов почв и их культурного состояния, а также характера растительности и фаз развития растений.

Попытку синтеза работ о закономерностях поступления воды из почвы в растение, передвижения ее в растении от корневой до листовой поверхности и испарения ее в атмосферу находим в работе Рассела (1965) [1]. Он считает, что движение воды во всей этой системе («экосистеме», по Расселлу) подчиняется уравнению: поток=проводимость влаги×движущая сила, где движущей силой является градиент потенциала влаги от почвы через растение до атмосферы. По Расселлу, разность потенциалов влаги в почве не превышает 20—30 *атм*, а в пределах растения и того меньше. Наибольшая разность потенциалов (в пределах тысячи атмосфер) приходится на последний участок «экосистемы»: от мезофилла листьев через устьица к атмосфере.

* *
*

Растения обладают способностью регулировать интенсивность испарения воды. В значительной мере это достигается с помощью устьичного аппарата. Устьица — малые отверстия на нижней поверхности листа. Каждое из них ограничено двумя клетками бобовидной формы. Длина их 10—40 *мк*, максимальная ширина 3—12 *мк*. Расстояние между устьицами у разных растений от 70 до 300 *мк*. На 1 *см*² площади листьев размещается от 1500 до 3000 устьиц, но, ввиду малых их размеров, общая площадь устьиц не превышает 1—3% площади листа.

Однако суммарное испарение воды через устьице в периоды напряженной транспирации достигает высоких величин. В этом случае вступает в силу закон Стефана, согласно которому при испарении воды из малых отверстий вследствие расхождения линий тока водяного пара резко возрастает роль краевого испарения, и оно становится пропорциональным не площади отверстий, а их периметрам. В конечном счете суммарное испарение воды через устьица может достигать величин равных или даже превышающих испарение ее с свободной водной поверхности такой же площади, как поверхность листа.

Закрывая или открывая устьица в определенных пределах, растение регулирует расход воды на транспирацию. Этому способствует особенность клеток, ограничивающих устьица: при полном их обводнении, устьица открыты, испарение идет повышенным темпом. При падении в этих клетках тургора устьица частично или полностью закрываются и испарение ослабевает. Таков основной механизм регулирования испарения воды растением через устьичный аппарат. В деталях он значительно сложнее. Дело в том, что на открытие и закрытие устьиц влияют и другие причины. Например, устьица открываются под влиянием света. Фотоактивная реакция открывания устьиц протекает, как процесс, в котором действующим началом является фотохимические превращения.

Повышение тургора в замыкающих устьица клетках также не всегда приводит к открытию устьиц, так они могут быть сужены или закрыты под влиянием тургорного давления в клетках окружающего устьица эпидермиса. В соответствии с этим Стольфельт разграничивает два вида движений замыкающих клеток: активного и пассивного. *Активными* являются движения устьичных клеток, зависящие от изменений в замыкающих клетках. *Пассивными* — движения, определяемые изменениями в прочих клетках эпидермиса и подстилающих паренхимных клеток [1].

Еще сложнее, нежели устьичная, внеустьичная регулировка транспирации растений. Она сопряжена с изменением осмотического давления в листьях клеточного сока, с регулирующим влиянием со стороны протоплазмы. При длительной транспирации и значительных потерях воды решающее значение среди факторов внеустьичной регулировки транспирации приобретает снижение упругости водяного пара над менисками воды в порах оболочек и др. Но это уже область вопросов, выходящих за рамки физики почвы. Для ознакомления с ними отсылаем к специальной литературе [2].

В табл. 33 приводим часть материалов (по Сабинину, 1955), характеризующих устьичную и кутикулярную транспирацию.

Как следует из данных таблицы, по мере сужения устьичных щелей возрастает доля кутикулярной транспирации. Это наблюдается в периоды интенсивного испарения воды растениями.

Само собою разумеется, что интенсивность транспирации в сильнейшей степени зависит от климатических и погодных условий, в первую очередь — от солнечной радиации, дефицита насыщения воздуха парами воды, температуры воздуха и почвы, силы ветра, а также от типа растительности и стадий ее развития.

---

[1] M. B. Russell. The dinamics of water in soil and plants. Tr. 8th international congress of soil science. v. I, B., 1965.

[1] M. Stälfelt. Der stomotäre Regulator in der pflanzlichen Transpiration. Planta, B. 17, H. I, 22—86.

[2] Н. А. Максимов. Краткий курс физиологии растений. IX переработанное изд., Сельхозгиз, 1958.

Д. А. Сабинин. Физиологические основы питания растений. Изд-во АН СССР, 1955.

Н. С. Петинов, А. М. Алексеев, П. А. Генкель, Н. А. Гусев и др. Сб. статей «Водный режим растений в связи с обменом веществ и продуктивностью». Изд-во АН СССР, 1963.

Таблица 33

Влияние ширины устьичной щели на отношение кутикулярной транспирации к устьичной

Ширина устьичной щели в *мк*	Интенсивность транспирации в *мг/ч* на 25 *см*²	Устьичная транспирация в *мг/ч* на 25 *см*²	Кутикулярная транспирация в % от устьичной
1,10	112	103	8,7
0,65	92	83	10,8
0,35	72	63	14,3
0,10	54	45	20,0

О величине расхода воды на транспирационное испарение можно судить по *транспирационному коэффициенту*, под каковым понимается количество весовых единиц воды, потребное для создания одной весовой единицы сухого вещества растения [1], и по валовому урожаю растений. В табл. 34, 35 приводим величины транспирационных коэффициентов различных растений.

Из данных табл. 34 и 35 следует, что в зависимости от почвенных, климатических и погодных условий коэффициент транспирации даже для одной и той же культуры колеблется в весьма широких диапазонах. В известных пределах на него можно воздействовать методами агротехники. Так, на Ершовском стационаре в Заволжье в 1934 г. получены следующие результаты о действии удобрений на транспирационный коэффициент пшеницы (табл. 36).

Таблица 34

Коэффициенты транспирации различных культур (по Бриггсу и Шантцу) для штата Колорадо (США) [1]

Культура	Крайние величины для разных сортов	Средняя величина для данной культуры
Просо	268—341	293
Просо	361—444	310
Сорго	285—467	322
Маис	315—413	368
Пшеница	473—559	513
Ячмень	502—556	534
Овес	559—622	597
Лен	—	905
Сахарная свекла	—	397
Картофель	—	636
Горох коровий (Cow pea)	—	571
Клевер	789—805	797
Люцерна	651—933	831
Злаковые травы	—	861
Сорные местные травы	277—1076	—

[1] L. J. Briggs, H. L. Shantz. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. U. S. Dept. of Agriculture Bureau of Plant industry. Bull. 230, 1912.

[1] В практике обычно в расчет принимается лишь урожай надземных частей растений.

Из всех опытов в этом направлении можно сделать обобщающий вывод, что наименьший транспирационный коэффициент отмечается при оптимальных условиях произрастания растений (в отношении водного воздушного, теплового, биологического и питательного режимов почв).

Чтобы конкретно представить расход воды на транспирационное испарение, сделаем хотя бы один подсчет для зерновой культуры, например для пшеницы. В табл. 35 средний транспирационный коэффициент для пшеницы 455. В оптимальных условиях произрастания урожай зерна пшеницы 40 *ц/га* в настоящее время можно признать нормаль-

Таблица 35

Коэффициент транспирации (в %) различных культур по данным исследований в СССР [1]

Культура	*K* транспирации
Пшеница	271—639
Рожь	431—634
Ячмень	404—664
Овес	423—876
Просо	177—367
Кукуруза	239—495
Сорго	239—303
Рис	395—811
Горох	563—747
Клевер	330—731
Люцерна	568—1068
Сахарная свекла	304—377
Хлопчатник	368—650
Лен	400—942
Конопля	435—767
Подсолнечник	490—577
Картофель	285—575
Капуста	250—600
Арбуз	577—600
Дыня	597—621
Тыква	686—834
Огурец	713
Томаты	500—650
Плодовые деревья	250—500
Лесные лиственные породы	578—1043
Сосна	110—123
Ель	86—242

[1] По данным сельскохозяйственных опытных станций Безенчукской, Саратовской, Ак-Каванской и данным С. Н. Рыжова, Эдельштейна, Г. Р. Эйтингена и др.

Таблица 36

Влияние удобрений на урожай и транспирационный коэффициент яровой пшеницы

Поле	Урожай яровой пшеницы с 1 *га* в %	Общий расход воды на транспирацию в %	Транспирационный коэффициент в %
Без удобрений	100	100	100
Удобрено P	121	110	91
Удобрено NP	135	109	81

ным. Урожай соломы будет примерно вдвое больше — 80 *ц/га*. Следовательно, общий урожай сухой массы 120 *ц/га*. При транспирационном коэффициенте 455 для производства указанного урожая должно быть израсходовано воды на транспирацию:

$120 \times 455 = 54\,600$ *ц/га* $= 5460$ *м³/га* $= 546$ *мм* водного столба.

Очевидно, что это возможно лишь во влажном климате или при орошении.

Напомним, что основная масса этой воды необходима для подачи в растение солей из почвы и для регулировки теплового режима растения. Для создания сухого вещества расходуется не более 0,2—0,3% от всей транспирируемой массы воды.

Делались многократные попытки обобщить математически различные факторы, влияющие на коэффициент транспирации. Как пример таких попыток, приводим формулу Ивицкого:

$$K_{\text{тр}} = \frac{1{,}5\sqrt{\Sigma(F-f)}}{\sqrt{y_{\text{сух}}}}, \qquad (70)$$

где $(F-f)$ — дефицит влажности воздуха; y — урожай сухого вещества; Σ — знак суммирования. Согласно формуле (70), $K_{\text{тр}}$ прямо пропорционален корню квадратному из дефицита влажности воздуха и обратно пропорционален корню квадратному из урожая сухого вещества. Эта зависимость подтверждается для пшеницы в Заволжье, для сахарной свеклы в центрально-черноземной области, для хлопчатника — в Средней Азии.

Ранее мы отмечали, что соотношение физического и транспирационного испарения воды зависит от степени развитости растений и покрытости поверхности почвы. Для иллюстрации этого положения приведем результаты опытов, проведенных автором совместно с Н. Н. Долгополовой на Екатериновском орошаемом участке Безенчукской сельскохозяйственной опытной станции в вегетационный период 1939 г. Наблюдения проводились на трех культурах: пшенице яровой, люцерне посевной и подсолнечнике с 10/VII по 18/IX.

Испарение изучалось методом лизиметров. Были использованы приборы типа испарителей Рыкачева [1], измененные авторами опытов. Размеры их приспосабливались к междурядьям при посеве пшеницы и люцерны. Остальные промеры диктовались необходимостью ограничить вес испарителей с почвой. Ширина испарителей (внутренних вместилищ почвы) была принята равной междурядьям — 12—12,5 *см*; длина по поверхности почвы — 30 *см*; глубина — 50 *см* (рис. 84, 85, 86); вместе с почвой, увлажненной до общей влагоемкости, он имел вес около 30 *кг*.

[1] М. Рыкачев. Новый испаритель для наблюдений над испарением травы. Зап. Академии наук. Серия 8 по физ.-мат. отд., 1898, № 7, № 3, СПб.

Испаритель (внутренний ящик прибора) на глубине 44 *см* имеет вкладное решетчатое дно, под которым располагается водосток в форме усеченной пирамиды, позволяющий собирать воду, просочившуюся сквозь почвенный монолит в поддон (*3*). Водосток в поддон сделан с таким расчетом, чтобы он не выхо-

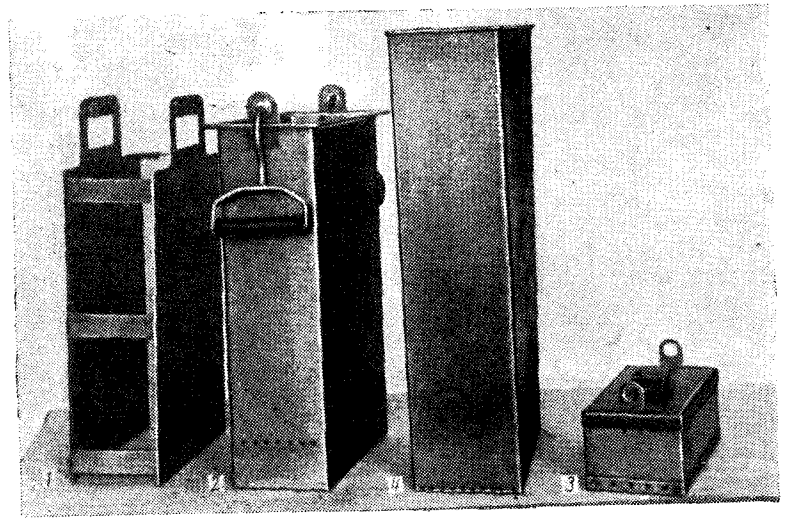


Рис. 84. Прибор для учета испарения воды почвой и растениями:

1 — струг для вырезания монолита почвы; *2* — собственно лизиметр-испаритель с двумя подъемными ручками, в котором помещается монолит почвы; *3* — поддон для собирания инфильтрата, просочившегося сквозь почвенный монолит при обильном дожде или при поливе почвы; *4* — наружный ящик прибора, установленный в почве, на дне которого помещается поддон (*3*), а выше лизиметр-испаритель (*2*)

дил за нижний край испарителя (*2*). Это необходимо для устойчивости последнего при взвешивании. Монолит почвы вырезается и погружается в лизиметр (*2*) с помощью струга (*1*).

Перед окончательной установкой лизиметра (*2*) с почвой в рабочее положение в почве, в заранее подготовленной нише, устанавливают наружный цилиндр (*4*). На дно его с помощью специальных крючьев-подъемников опускают поддон (*3*), а затем с помощью двух ручек испаритель (*2*), который повисает на верхней кромке наружного ящика своими плечиками.

Все части испарителя, кроме подъемных крючьев, делаются из нержавеющей стали или оцинкованного железа.

Площадь питания (но не объем почвы) для пшеницы и люцерны соответствовала площади питания и испарения для тех же растений на окружающем поле, а для подсолнечника она была в 4,5 раза меньше, чем на окружающем поле. Поэтому расход воды из лизиметров с пшеницей и люцерной принимался как

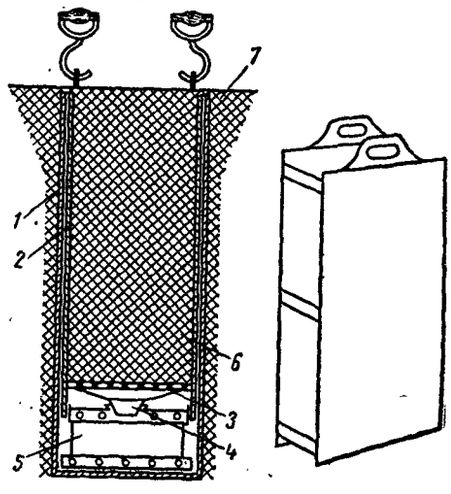


Рис. 85. Поперечный разрез испарителя в собранном виде:

1 — наружный ящик; *2* — внутренний ящик; *3* — сетчатое дно; *4* — водослив; *5* — поддон; *6* — почва в испарителе; *7* — почва вне испарителя

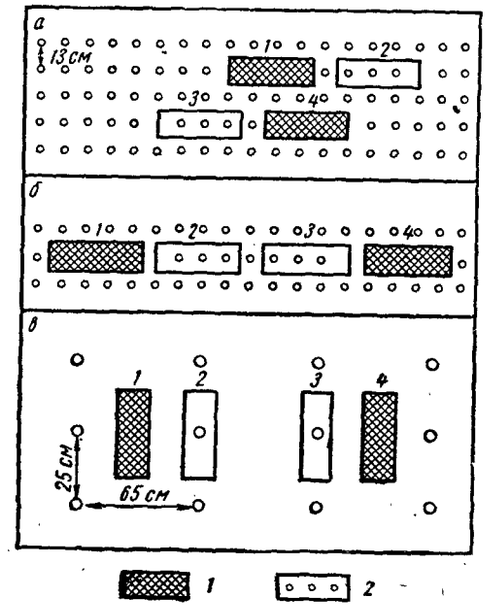


Рис. 86. Расположение испарителей в поле (план):

а — пшеница; *б* — люцерна; *в* — подсолнечник; *1* — испаритель без растения; *2* — испаритель с растением

Таблица 37

Некоторые метеорологические факторы испарения

(по данным Екатериновского орошаемого участка Безенчукской сельскохозяйственной опытной станции полеводства, 1939 г.)

Метеорологические факторы в °С	Суточные метеорологические показатели (среднее из четырех определений)																					
	июль																					
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Температура воздуха в °С	23,2	23,9	25,3	25,1	26,2	25,4	24,4	26,8	25,4	26,8	25,5	20,1	19,5	19,2	22,5	22,4	20,8	24,6	24,9	22,9	23,4	21,1
Максимальная температура воздуха в °С	27,5	31,0	32,5	32,5	33,5	38,5	32,0	33,5	32,0	32,0	32,7	27,2	24,7	23,5	28,4	27,8	26,2	33,2	31,1	31,5	30,0	27,3
Минимальная температура воздуха в °С	13,5	13,5	13,3	13,0	14,5	16,0	17,5	16,0	16,5	14,7	14,6	15,0	10,2	11,5	15,0	11,0	9,0	12,7	16,0	16,7	15,4	10,2
Относительная влажность в %	52,7	52,5	48,0	48,7	55,5	52,1	51,2	46,2	50,2	50,1	49,5	70,2	39,7	37,0	39,7	42,0	50,2	49,2	55,7	70,4	60,2	59,5
Осадки в *мм*	—	—	—	—	—	2,2	—	—	—	—	—	5,6	—	—	—	—	—	—	2,5	4,3	—	—

Метеорологические факторы в °С	Суточные метеорологические показатели (среднее из четырех определений)																							
	август																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Температура воздуха в °С	18,8	19,4	25,3	26,4	27,3	25,1	25,1	20,3	17,7	12,7	11,2	13,5	13,7	19,1	18,5	20,8	18,8	19,9	14,9	1,7	16,2	16,8	18,6	17,6
Максимальная температура воздуха в °С	24,7	29,0	32,6	34,2	34,7	35,2	29,4	28,0	22,0	19,7	15,5	20,0	21,0	27,5	23,4	28,0	28,0	28,0	22,5	21,0	2,5	25,5	25,5	24,0

Продолжение табл. 37

Метеорологические факторы в °С	Суточные метеорологические показатели (среднее из четырех определений)																								
	август																								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Минимальная температура воздуха в° С	9,5	8,9	11,9	15,7	16,1	15,3	16,3	14,0	10,5	5,0	3,0	0,6	5,0	4,0	7,7	6,0	10,5	9,0	7,0	4,5	5,5	3,0	6,5	5,2
Относительная влажность в %	53,0	57,7	51,0	50,0	40,2	46,0	54,0	75,0	56,2	44,0	59,0	43,7	59,7	42,5	46,0	36,2	46,7	56,5	43,7	48,7	52,5	43,5	43,7	37,0
Осадки в *мм*	—	—	—	—	—	—	—	8,4	3,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Метеорологические факторы в °С	Суточные метеорологические показатели (среднее из четырех определений)																								
	август													сентябрь											
	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Температура воздуха в °С	18,6	18,3	18,7	11,5	15,8	17,9	18,2	18,2	20,8	8,9	8,3	10,2	8,7	6,6	8,6	11,6	11,6	16,3	11,7	6,4	5,5	5,5	9,8	8,7	6,9
Максимальная температура воздуха в °С	28,0	23,0	17,5	22,5	23,5	25,7	29,2	28,2	29,2	20,0	15,4	13,2	16,5	11,5	13,5	19,9	23,4	24,1	16,9	11,2	11,0	14,5	18,3	13,5	11,3
Минимальная температура воздуха в °С	2,0	10,0	0,1	0,8	0,7	2,5	7,2	5,5	10,5	3,0	0,3	5,5	1,0	—0,1	0,8	—0,1	0	5,0	5,0	0,8	—4,5	—3,5	—2,0	1,0	—3,0
Относительная влажность в %	37,0	47,2	65,2	59,2	51,5	36,5	39,0	45,2	27,5	87,0	65,0	67,0	77,7	73,2	61,0	63,5	54,0	37,2	81,5	77,2	64,0	62,0	45,0	65,0	63,2
Осадки в *мм*	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	4,8	—	—	—	—	—	—	8,9	5,6	—	—	—	—	—

нормальный для поля, а расход воды из лизиметра с подсолнечником при обработке данных уменьшался в 4,5 раза.

Стебли пшеницы и люцерны (выход их из почвы) перекрывали примерно 50% поверхности лизиметра, поэтому при расчете физического испарения из лизиметров с этими растениями бралась половинная величина испарения из лизиметра без растений. В лизиметре с подсолнечником находился лишь один стебель, остальная поверхность была открытая. Физическое испарение в этом случае в лизиметре с растением принималось равным испарению воды из лизиметра без растения.

Для всех лизиметров соблюдался один режим орошения: 100—65% относительной влажности почвы. По мере подсушивания почвы в среднем для всего монолита до 65% относительной влажности почва поливалась по весу до 100% от общей влагоемкости. Растения в лизиметрах подкармливались и были столь же хорошо развиты, как и в поле.

Учет испарения воды из лизиметров проводится по весу ежесуточно.

Как видно из данных рис. 86, контроль в работе во всех случаях был двойной. Сходимость в показаниях первых лизиметров с пшеницей и люцерной хорошая; с подсолнечником она хуже.

Метеорологические условия в период наблюдений над испарением представлены в табл. 37.

Они типичны для среднего засушливого Заволжья: малое количество атмосферных осадков; высокие летние дневные температуры; низкая относительная влажность воздуха, падающая иногда даже в среднесуточных величинах ниже 40—30%. Все это обусловливает, особенно в летние месяцы, большой дефицит влажности приземного слоя воздуха и высокую интенсивность общего испарения воды из почвы (рис. 87 и 88). На рис. 87 даны среднедекадные расходы воды различными угодьями, а на рис. 88 суммарный расход воды за период наблюдений с 10/VII по 17/IX—1939 г. на испарение общее, транспирационное и физическое.

Как известно, испарители использованного нами типа при достаточном постоянном увлажнении поверхности почвы, как и испарители-водоемы малых размеров, показывают несколько преувеличенные расходы воды на единицу площади по сравнению с естественными полевыми условиями. Для приведения лизиметрических показаний к полевым условиям рекомендуют различные редукционные коэффициенты [1]. На рис. 87 и 88 даны вели-

[1] О. Позынышев. Редукционные коэффициенты испарителей. Метеорология и гидрология, № 9, сентябрь 1937, стр. 98—102, Гидрометиздат, М.—Л.
Б. Г. Иванов. Испарение в естественных условиях. Гидрометиздат, 1939, стр. 73—74.
А. И. Будаговский. Испарение почвенной влаги. «Наука», 1964, стр. 44—53.

чины расходов воды в лизиметрах без поправок. Расчеты для каждого отрезка времени проведены по формуле

$$Q = \frac{W_1 - W_2 + M_1 - M_2}{T \cdot P}, \qquad (71)$$

где Q — общий расход воды на испарение в *мм/сут*; W_1 — исходное содержание воды в почве в *см*^{3}; W_2 — конечное содержание воды в почве при отсчете в *см*^{3}; M_1 — осадки или поливная норма за тот же период на площадь лизиметра в *см*^{3}; M_2 — вода в *см*^{3}, просочившаяся в поддон; T — интервал между двумя наблюдениями в сутках; P — испаряющая площадь лизиметра в *см*^{2}.

Наблюдения на поле с пшеницей яровой были начаты, как и на других культурах, 10/VII. Пшеница была в стадии колошения и обладала наибольшей зеленой массой. В этот период отмечен и наибольший расход воды на транспирацию (см. рис. 87) — 5,6 *мм/сут* за декаду (10—20/VII). Физическое испарение воды почвой вследствие защиты ее стеблями от ветра и почти полного затенения, несмотря на высокие дневные температуры воздуха (максимум в середине декады 38,5° С), составляло лишь 0,7 *мм/сут*, т. е. было в восемь раз меньше транспирационного испарения.

По мере перехода растений в молочную и особенно восковую зрелость зерна и подсыхания соломы транспирационное испарение воды пшеницей постепенно снижалось, достигнув к сроку уборки (26/VII) 1,27 *мм*, в то время как физическое испарение воды почвой осталось почти на прежнем уровне: 26/VII оно составило 0,64 *мм/сут*, т. е. оно было лишь в два раза ниже транспирационного испарения.

После уборки пшеницы (28/VII) почва, затененная только стерней, лучше прогревалась солнцем и сильней подвергалась действию ветра. Физическое испарение воды в первой и второй декадах августа возросло до 1,2—1,3 *мм/сут*. 20/VIII уплотнившаяся почва в лизиметрах была тщательно разрыхлена на глубину 10 *см*. Это немедленно вызвало снижение физического испарения воды. С 11 по 20 августа суммарно оно равнялось 13,31 *мм*, а с 21 по 31 августа — 4,9 *мм/сут*. В сентябре в связи с понижением температуры почвы и приземного слоя атмосферы физическое испарение воды почвой снизилось до 0,2—0,3 *мм/сут*.

На поле с люцерной наблюдения были начаты 10/VII в период бутонизации мощно отросших растений. Транспирационное испарение в это и последующее время вплоть до второго укоса (см. рис. 87) достигало 8,6—9,7 *мм/сут*, а физическое с поверхности почвы — 0,5—0,7 *мм/сут*. 30 июля был произведен второй

укос люцерны. Транспирационное испарение резко упало до 3,8 *мм/сут*, а физическое вследствие обнажения поверхности почвы возросло до 1,5 *мм/сут*. В дальнейшем, по мере отрастания растений транспирационное испарение непрерывно росло, а фи-

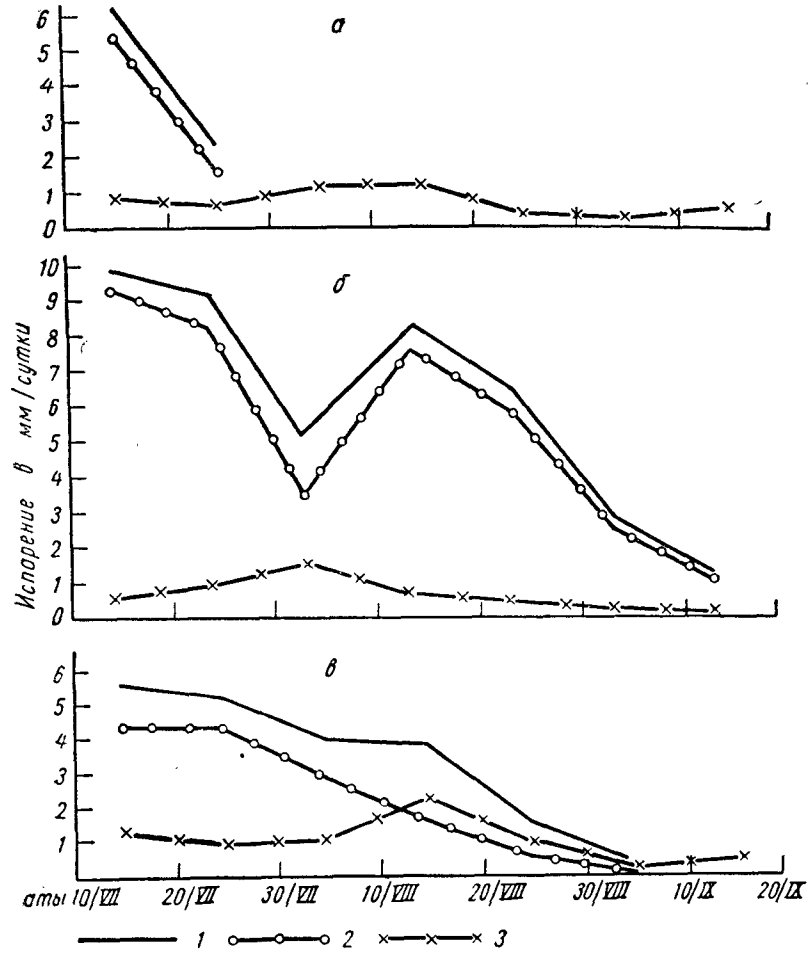


Рис. 87. Испарение воды почвой и растениями в лизиметрах при режиме орошения 100—65% относительной влажности почвы. Чернозем обыкновенный террасовый суглинистый. Екатериновский орошаемый участок Безенчукской сельскохозяйственной опытной станции (в *мм* водного столба):

а — пшеница яровая, уборка 30/VII—1939 г., покрытость поверхности почвы выходами стеблей 0,5 общей площади; *б* — люцерна посевная, вторая уборка 30/VII—1939 г., третья — 17/IX—1939 г.; *в* — подсолнечник, цветение 12—28/VII—1939 г., уборка (срезка) — 6/IX—1939 г.; *1* — испарение растением плюс почвой; *2* — испарение растением; *3* — испарение почвой

зическое падало. Во второй декаде августа испарение на люцерновом поле достигло второго максимума: общее испарение — 8,6 *мм/сут*; транспирационное — 8 и физическое — 0,6 *мм/сут*.

В третьей декаде августа и особенно в сентябре (см. табл. 37) отмечается прогрессивное падение температуры воздуха. Отрастание люцерны замедляется. Падает транспирационное, физическое, а значит, и общее испарение. Минимум их в наших наблюдениях отмечен после 17/IX, когда был произведен третий укос люцерны.

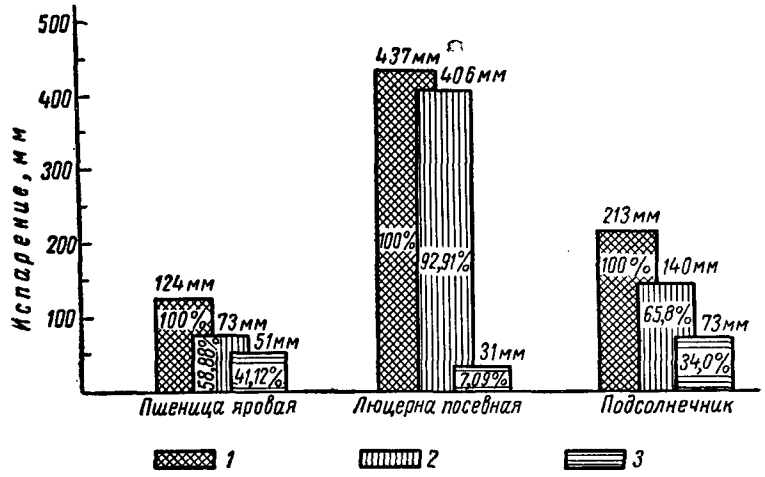


Рис. 88. Сравнительное испарение воды в *мм* различными растениями и почвой под ними в среднем за сезон наблюдений (с 10/VII по 17/IX—1939 г.), Екатериновка Куйбышевской обл. Режим орошения в лизиметрах 100—65% относительной влажности почвы:

1 — испарение растением плюс почвой; *2* — испарение растением; *3* — испарение почвой

Иная динамика испарения воды из почвы наблюдалась на поле с подсолнечником (см. рис. 87). В начале наблюдений подсолнечник находился в стадии цветения, которое длилось с 12/VII по 28/VII. В этот период отмечено и наибольшее транспирационное испарение, равное в среднем 4,5 *мм/сут*, при физическом испарении воды почвой от 0,50 до 2,74 *мм/сут* (в среднем за этот период от 1 до 1,2 *мм*). В дальнейшем при формировании корзинок и постепенном подсыхании листьев подсолнечника транспирационное и общее испарения ослабевают при одновременном нарастании (с 5/VIII) вследствие уменьшения затененности почвы физического испарения. К середине второй декады августа это приводит к тому, что физическое испарение превосходит транспирационное: первое в среднем за декаду достигает

величины 2,4 *мм/сут*, а второе уменьшается с 4,5 до 1,77 *мм/сут*. Превалирование физического испарения воды почвой над транспирационным сохраняется до дня срезки подсолнечника (6/IX), когда обе эти величины (вследствие понижения температур воздуха и почвы) выравниваются, достигнув примерно 0,3 *мм/сут*. В конце опыта был подведен общий итог испарения воды под различными культурами (см. рис. 88).

Как видно из данных рисунка, наибольший *общий* расход воды на испарение отмечен под люцерной 434 *мм* с 10/VII по 17/IX. На транспирационное испарение в этом случае падает 406 *мм*, или 92,91% от общего. Наименьший расход воды за тот же период наблюдался под яровой пшеницей и позже по стерне: общее испарение 124 *мм* (100%,) транспирационное — 73 *мм* (58,88%) и физическое испарение воды почвой 51 *мм* (41,12%).

Среднее место по расходованию воды заняло поле с подсолнечником: общее испарение 213 *мм* (100%); транспирационное испарение — 140 *мм* (65,8%) и физическое испарение почвой 73 *мм* (34,0%).

Как видим, расход воды на испарение под различными культурами резко различен как по общей его величине, так и по соотношению транспирационного испарения воды растениями и физического испарения ее почвой.

В заключение отметим, что в результате круглосуточных наблюдений за испарением воды на люцерновом поле за пятидневку (20—25/VII) установлено, что максимум испарения падал на 14—16 *ч* суток. Позже 16 *ч* испарение прогрессивно ослабевало до 4 *ч* утра, после чего снова усиливалось, достигая максимума в 14—16 *ч*.

Для сопоставления величин испарения — общего, транспирационного и физического — с поверхности почвы под древесными культурами приведем результаты еще одного опыта, выполненного в Волгоградской области на светло-каштановых суглинистых солонцеватых почвах в опытной полосе Московского государственного университета [1].

Наблюдение за испарением было проведено по методу изолированных почвенных колонн. Сущность метода заключается в следующем. На типичном в почвенном отношении участке с избранной для наблюдения культурой, до глубины 1,5—2 *м*, окапывают две почвенные колонны в форме прямоугольной призмы. Колонны обмазывают увлажненным грунтом, взятым из тех же разрезов, и тщательно обертывают клеенкой, ворсом внутрь или другим изоляционным материалом, не пропускающим воду. После этого траншеи вокруг колонн засыпают ранее вынутым грунтом, утрамбовывая его до естественной плотности. В колоннах

[1] Н. А. Качинский и др. Испаряющая способность почв светло-каштанового комплекса. Вестн. МГУ, 1963, № 2.

на всю их глубину тем или иным методом (чаще всего буровым) через определенные интервалы времени (например, через пятидневку) определяют влажность почвы. Для каждого намеченного в опыте отрезка времени, с учетом атмосферных осадков, подводят баланс содержания воды в промоченной толще почвы, на основании которого рассчитывают количество воды, испарившейся за определенный интервал времени.

Если желательно общее испарение расчленить на физическое и транспирационное, то после определения запасов воды в обеих колоннах при наличии на них растительности на одной из колонн растительность уничтожается. С этого момента учет влажности на колонне с растительностью позволит рассчитывать общее испарение; на колонне без растительности — физическое испарение воды почвой. А разница расходов воды из первой и второй колонн даст величину испарения транспирационного. Подобное сопоставление возможно при условии, что опытный участок без растительности будет так же затенен срезанными кустами или стеблями, как и участок с растительностью. Влажность почвы должна учитываться минимум с тройным контролем. Чтобы участки не затаптывались, бурение нужно производить с деревянных подмостков. Метод изолированных колонн применяется только при отсутствии сквозного промачивания почвы.

Опыт по учету испарения воды светло-каштановой суглинистой почвой под лесополосой был проведен в 1960 и 1961 гг. Растительность — ясень зеленый, ширина междурядий 3 *м*, расстояния между деревьями в ряду 70 *см*. Возраст полосы 9—10 лет. Полоса хорошо развита (средняя высота деревьев 3,7 *м*). Срок наблюдений: в 1960 — влажном году с 13/IV по 10/IX; в 1961 — засушливом году с 15/IV по 6/IX. Опытные участки (изолированные почвенные колонны) имели размеры (2×6) $м^2$. В начале опыта оба участка находились под ясенем зеленым. После учета исходного запаса воды в них до глубины 4 *м* на втором участке деревья были спилены, но он затенялся ветками, по возможности до такой же степени, как и участок первый (с растениями). Ход влажности и различные водные «константы» на обоих участках за вегетационный период 1960 г. представлены на рис. 63, а итоговый расход воды за весь период наблюдений — в табл. 38.

Как следует из данных табл. 38, расход воды под лесополосой и соотношение транспирационного и физического испарения воды почвой резко колеблется по годам. Чем больше глубина весеннего промачивания почвы под лесополосой, тем выше транспирационный расход воды, тем плотнее олиственность полосы, затененность почвы и защита ее от ветра, тем меньше физическое испарение воды почвой. Так весной 1960 г. почва в период снеготаяния увлажнилась до глубины 3—4 *м*. Общее испарение за период наблюдений составило 458,3 *мм*, а транспирационное испарение превысило физическое с поверхности почвы в два раза.

Таблица 38

Расход воды на испарение (в *мм* водного столба) из светло-каштановой почвы под лесополосой и на вырубке. Волгоградская область Красноармейский район. Возвышенность Ергени

Годы наблюдений	Срок наблюдений	Испарение					
		общее		транспирационное		физическое	
		в *мм*	в %	в *мм*	в %	в *мм*	в %
1960	13/IV—10/IX	458,3	100	305,5	67	152,8	33
1961	15/IV—6/IX	377,5	100	143,5	38	234,0	62

В 1961 — сухом году весеннее промачивание почвы достигло лишь глубины 1,6 *м*. Общий расход воды за период наблюдений сократился по сравнению с расходом в 1960 г. до 377,5 *мм*. Высокий транспирационный расход воды отмечался лишь в мае и первой половине июня. В дальнейшем полоса страдала от засухи и сбрасывала листья. Плохо затененная и защищенная от ветра поверхность почвы сильно испаряла воду, запасенную с весны и

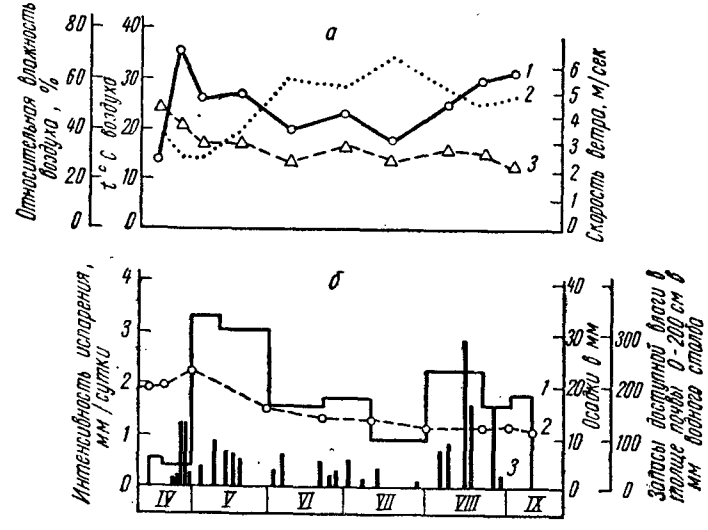


Рис. 89. Средние величины интенсивности испарения влаги из светло-каштановой почвы на целине:

а — относительная влажность воздуха (*1*); температура воздуха (*2*); скорость ветра (*3*); *б* — интенсивность испарения (средние данные) (*1*); запасы доступной влаги в почве в *мм* водного столба (*2*); количество осадков (*3*)

поступавшую в нее с летними осадками. В этих условиях транспирационное испарение воды было значительно меньше, нежели расход ее поверхностью почвы. Оно составило лишь 38% от испарения общего.

Физическое испарение воды светло-каштановой тяжелосуглинистой солонцеватой почвой (см. рис. 64) охватывало в основном лишь верхний слой почвы мощностью в 50—60 *см*. Количество воды, приходящееся на физическое испарение из этого слоя, составило 89—97% ко всему физическому расходу воды из двухметровой толщи почвы.

Расход воды на испарение целинной степью, по наблюдениям автора, всегда оказывался меньшим, нежели под лесополосой. За вегетационный период в 1960 г. он равнялся 326,7 *мм*, а в 1961—314,6 *мм*. Эти величины почти в точности соответствуют годовому количеству осадков для района наблюдений, которое по многолетним данным в среднем равно 318 *мм*. Метеорологические условия района и ход испарения в степи в 1960 г. показаны на рис. 89. Как видно из данных рисунка, максимум испарения падает на май месяц и начало июня, когда в почве содержалось наибольшее количество влаги. В июле и начале августа почва оказалась наиболее просохшей, поэтому, несмотря на высокие температуры воздуха в этот период и дефицит его влажности, расход воды на испарение из почвы был наименьшим. Второй максимум испарения воды в 1960 г. падал на август и начало сентября. Это обусловлено было выпавшими дождями, которые, как правило, промачивали почву не глубже 20 *см*, а потому впитавшаяся вода быстро снова испарялась в атмосферу.

Возвращаясь к испарению воды лесополосой, отметим, что в 1960 г. расход воды лесополосой за вегетационный период превысил годовое количество осадков на 140 *мм*, а в 1961 г. — на 60 *мм*. Эта добавочная влага была получена за счет снегонакопления на опушках полосой не свыше 15 *м* ширины. Из этого следует, что в зоне светло-каштановой степи разведение леса массивом исключено ввиду недостатка влаги. Лес можно насаждать лишь в форме полос шириной не более 30 *м*.

Как показал опыт работы в Волгоградской области, площадь водного питания для каждого дерева должна быть не меньше 7 $м^2$. Наиболее целесообразной на почвах тяжелого механического состава оказалась конструкция лесополосы с междурядьями 4,5 *м* и с расстоянием между деревьями в ряду 1,5 *м*.

Методы определения испаряющей способности почвы [1]. В предыдущем разделе нами описаны два метода определения испаряющей способности почвы: а) метод водного баланса в изолированных почвенных колонках и б) метод взвешиваемых почвенных испарителей, или лизиметров. Особенно широкое распространение получил второй метод, он имеет многочисленные варианты.

Первоавторами этого метода были, по-видимому, русские исследователи Рыкачев и Жилинский. *Испаритель Рыкачева* (рис. 90) представлен тремя цинковыми ящиками — двумя внутренними и одним наружным. Наружный ящик стандартно устанавливают в поле среди той растительности или парового поля, испарение воды с которого предполагается изучать. В наружный ящик плотно входят два внутренних; нижний из них (*2*) до высоты 5 *см* от дна заполняют водой. Размеры его (40×25×10) $см^3$. Над ящиком (*2*) на заплечиках, прикрепленных к его стенкам (рис. 90, *а*), устанавливают ящик (*3*) — собственно испаритель с монолитом почвы, под который на дырчатое дно ящика насыпают слой угля толщиной в 1 *см* (рис. 90, *б*). Назначение ящика (*2*) — питать парами воды слой угля и почвы в ящике (*3*). Испаритель устанавливают в поле вровень с почвой так, чтобы не повредить естественную растительность. Внутренний сосуд, а значит, и монолит почвы с уголь-

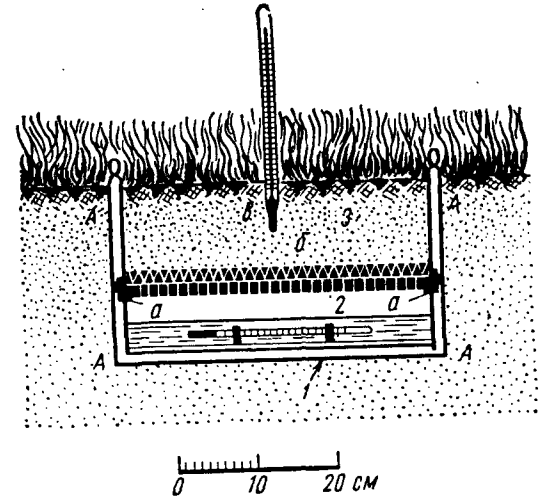


Рис. 90. Испаритель Рыкачева:

1 — наружный ящик для установки испарителя; *2* — резервуар с водой; *а* — заплечики на резервуаре (*2*) для установки собственно испарителя (*3*); *б* — почва в испарителе (*3*); *в* — термометры

[1] В этом разделе рассмотрены лишь принципы определения испаряющей способности почвы. По вопросу о технике работы отсылаем к методическим руководствам:

В. П. Попов. Почвенная влага и методы ее изучения. Млеев. 1928.

Руководство для пользования почвенными испарителями конструкции В. П. Попова. Центр. упр. гидромет. службы Союза ССР. М., 1936.

Б. Г. Иванов. Испарение в естественных условиях. М.—Л., 1939.

Руководство по производству наблюдений над испарением сельскохозяйственных полей. Ч. 1, Л., 1957.

А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961.

А. И. Будаговский. Испарение почвенной влаги. «Наука», 1964.

С. И. Долгов, А. Ф. Вадюнина, З. А. Нерсесова. Методы изучения водных свойств и водного режима почв. Сб. «Агрофизические методы исследования почв». «Наука», 1966.

ной подстилкой имеют размеры: по поверхности почвы 25×40 или 1000 *см*², в глубину — 15 *см*. Внутренние сосуды снабжены «ушками» и отъемными ручками для выемки их из наружного сосуда. Сосуд (*2*) тарируется с водой и без нее, а ящик (*3*) — с почвой и без почвы. В дальнейшем, производя периодические взвешивания сосудов (*2* и *3*) и учитывая количество выпавших осадков за интервал времени между двумя взвешиваниями, можно рассчитать количество испарившейся воды. М. А. Рыкачев производил это трижды в сутки: в 7, 13 и 21 *ч*. При взвешивании сосудов *2* и *3* учитывалась температура воды и почвы (рис. 90, *в*).

Основной недостаток прибора Рыкачева — изолированность почвенного монолита от остальной массы почвы и малые его размеры. Это приводит в засуху к пересушиванию почвы и усыханию растений. Чтобы избежать этих недостатков, рекомендуется почвенный монолит в испарителе менять на новый примерно через каждые 10 *сут*. Однако сам Рыкачев отмечал, что «один и тот же кусок дерна во все время почти трехмесячных наблюдений оставался зеленым без всякой поливки».

Испаритель Рыкачева с незначительными изменениями нашел широкое распространение на метеорологических станциях России и СССР. Вариантами этого прибора являются испаритель Попова, вариант Качинского, представленный на рис. 84, 85, и др.

Испаритель в виде почвенного монолита, помещенного в цинковый ящик, использовал и И. Жилинский (1892), но принцип увлажнения почвы в его испарителе и учет испарившейся воды иные [1]. Прибор состоит из двух сосудов: в первом помещается почвенный монолит, испаряющий воду; второй сосуд — установка Мариотта, подающая через трубку воду в первый сосуд под определенным заданным давлением и обеспечивающая в нем постоянную влажность почвы. Таким образом, это будет **испаритель с постоянным высоким увлажнением,** показывающий не испарение, а испаряемость воды из почвы при заданных условиях. Расход воды на испаряемость учитывается по убыли ее в градуированном сосуде Мариотта.

Испаритель с постоянным увлажнением, аналогичный прибору Жилинского, предложил Эбермайер [2].

Целесообразно проводить параллельные наблюдения с испарителями типа Рыкачева и Жилинского, загружая их одной и

[1] И. Жилинский. Очерк работ экспедиции по осушению болот на юге России и на Кавказе, СПб., 1892.

И. Жилинский. Западная экспедиция по осушению болот. Краткий очерк работ экспедиции по осушению болот в центральном районе. СПб., 1896.

[2] E. Ebermayr. Einfluss der Wälder auf die Bodenfeuchtigkeit auf das Sickerwasser, auf das Grundwasser und auf die Ergiebigkeit der Quellen, begründ. durch exacte Untersuchungen. Stuttg. 1901, 8, ss. III+51.

той же почвой с одними и теми же растениями. Это обеспечит получение характеристик по испарению, близких к естественным и по испаряемости, характерных для данной зоны или района.

В последние десятилетия для изучения процессов испарения воды из почвы стали использовать *плавающие испарители,* взвешивание которых основано на принципе гидростатических весов. Подобные испарители используют с 1948 г. на Валдайской

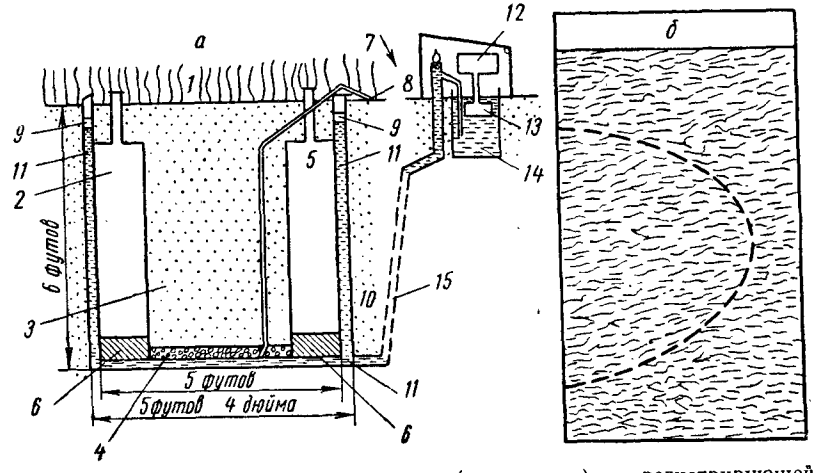


Рис. 91. Схема плавучего лизиметра (испарителя) и регистрирующей аппаратуры:

а — испаритель в вертикальном разрезе: *1* — растения, *2* и *5* — воздушные камеры, с балластом внизу (*6*), *3* — почва в плавучем резервуаре, *4* — гравий, *7* и *8* — грюмная помпа (насос), *9* — масло, *10* — почва поля, *11* — вода, *12* — регистрирующий аппарат, *13* — поплавок, *14* — колодец-успокоитель, *15* — пластическая труба к колодцу-успокоителю; *б* — поверхность испарителя в плане (— — — —) в поле под клевером

опытной станции Всесоюзного Гидрометеорологического института [1]. Преимуществом таких испарителей являются большой объем почвы (монолит), загружаемой в испаритель, автоматическое взвешивание их, позволяющее сразу получать по шкале отсчет испарения воды в *мм* за любой отрезок времени.

Ниже приводится описание конструкции плавающего испарителя, используемого в работах почвоведов США [2] (рис. 91).

Все описанные выше испарители устанавливаются стандартно для учета процесса испарения в динамике. Но иногда возникает необходимость в короткий отрезок времени сравнить испаряющую способность нескольких участков, например при оценке ис-

[1] В. А. Урываев. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Гидрометиздат, Л., 1953.

[2] K. M. King, C. B. Tanner, V. E. Suomi. A floting lisimeter and his evaporation recorder. Trans. Amer Geophys. Union, 37, N 6, 738—742, 1950.

паряющей способности почв разного структурного состояния. Для этой цели предложены испарители Дояренко[1], Гельбиг[2]. Кратко опишем *испаритель Дояренко.*

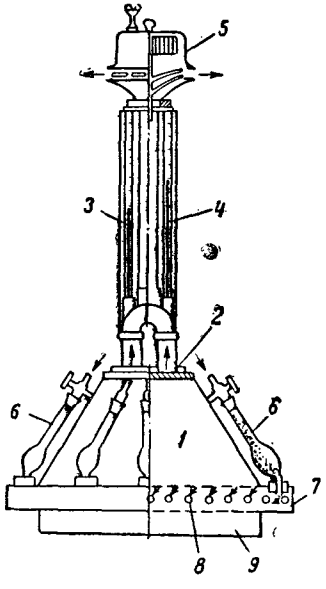


Рис. 92. Прибор для определения испаряющей способности почвы (конструкция А. Г. Дояренко):

1 — усеченный конус, перекрывающий почву и герметически соединенный верхней площадкой (*2*) с психрометром Ассмана; *3* — сухой термометр; *4* — смоченный термометр; *5* — вентилятор психрометра; *6* — хлоркальциевые трубки для просушивания воздуха, засасываемого в прибор; *7* — кольцевой сосуд, в который поступает просушенный воздух и через отверстия во внутренние его стенки (*8*) циркулирует над поверхностью почвы, удаляясь через психрометр; *9* — цилиндр для врезания прибора в почву. Стрелками показано направление циркуляции воздуха

В основу метода положено определение количества испарившейся в единицу времени воды с определенной площадки поля, над которой пропускается с определенной скоростью воздух установленной влажности. Аппарат (рис. 92) состоит из металлического усеченного конуса (*1*) с площадью основания 0,1 *м*², ограниченным цилиндрическим рантом (*9*), врезаемым при исследовании в почву. На верхней площадке усеченного конуса имеется два круговых отверстия (*2*), к которым с помощью медной пластинки и резиновых колец герметически присоединяется психрометр Ассмана с мокрым (*3*) и сухим (*4*) термометрами. Если с помощью вентилятора психрометра (*5*) просасывать через прибор свободный атмосферный воздух, а потом воздух надпочвенный после врезания прибора (кольца *9*) в почву, то по разности относительной влажности воздуха, определяемой с помощью психрометра, в первом и во втором случае можно рассчитать количество воды, испаренное почвой за определенное время при определенной скорости просасывания воздуха. Однако относительная влажность атмосферного воздуха в зависимости от разных причин меняется и это мешает сравниванию показаний прибора при работе на разных точках. В целях достижения сравнимых показаний прибора в нем обеспечена возможность при всех определениях просасывать над почвой исходный атмосферный воздух одинаковой абсолютной влажности — 2,5 *мм/м*³. В приборе предусмотрен кольцевой сосуд (*7*), в который атмосферный воздух поступает через восемь хлоркальциевых трубок (*6*), заполненных зерненым (крупка 1—1,5 *мм*) $CaCl_2$. Из кольцевого сосуда через отверстия (*8*) просушенный атмосферный воздух поступает под конус прибора (*1*) над самой поверхностью почвы и в дальнейшем просасывается через цилиндрические трубки психрометра (*2*) с мокрым (*3*) и сухим (*4*) термометрами.

[1] А. Г. Дояренко. К изучению испаряющей способности почв. Научно-агрономический ж. 1924, № 5—6.

[2] M. Helbig. Die Verdunstung des Wassers aus dem Boden. Handbuch der Bodenlechre, Bd. VI, 1930. Berlin.

Зная скорость работы вентилятора (2,7 *м/сек*) и площадь сечения двух трубок психрометра за вычетом площади сечений находящихся в них термометров, можно определить объем воздуха, протекающего через аппарат в секунду. Определив по показаниям психрометра влажность воздуха в *мм* давления водяного пара и переведя его в содержание воды в *г/м*², вычисляем содержание воды в *мг* в объеме воздуха, прошедшего через аппарат в секунду. Эта величина будет соответствовать количеству воды, испарившейся с 0,1 *м*² почвы в 1 *сек* или в *мг/м²/сек*. Все постоянные данные этого вычисления целесообразно выразить в форме коэффициента для данного аппарата, на который в дальнейшем нужно будет множить вычисленную по таблицам влажность воздуха из показаний сухого и мокрого термометров.

Прибор Дояренко обеспечивает удовлетворительные показатели при оценке испаряющей способности сравниваемых в исследовании площадей, но абсолютные величины испарения, полученные с помощью его, ввиду искусственно созданных условий (сила ветра, относительная влажность воздуха, просасываемого через прибор), не соответствуют естественному испарению с той же почвы и в то же время.

На этом мы заканчиваем описание методов прямого определения испаряющей способности почвы и кратко коснемся еще нескольких косвенных методов.

Метод турбулентной диффузии или градиентный метод — основан на количественном учете динамики содержания водяного пара при вертикальном передвижении его от активной поверхности почвы или растительного покрова в атмосферу[1]. Расчетная формула имеет следующий вид:

$$E = p \cdot k \frac{dq}{dz} \text{ г/см}^2\text{/сек}, \qquad (72)$$

где E — поток водяного пара в атмосферу, соответствующий испарению; p — плотность воздуха; k — коэффициент турбулентности воздуха; $\frac{dq}{dz}$ — градиент влажности воздуха (q) по высоте (z) в приземном слое.

[1] А. Р. Константинов. Расчет испарения в естественных условиях по данным градиентных наблюдений. Тр. ГГИ, вып. 41 (95), 1953.

Вычисление E производится повторно несколько раз в сутки, обычно в 7, 10, 13, 16 *ч*. Для расчета E необходимо измерение на фиксированных высотах над деятельной испаряющей поверхностью (например, 20 *см*, 200 *см*) температуры и влажности воздуха, силы ветра. Деятельная поверхность для непокрытой почвы соответствует ее поверхности; для поля с травяным покровом она принимается на высоте 2/3 травостоя.

Метод турбулентной диффузии имеет пока лишь ограниченное распространение в практике учета испаряющей способности почв; причина — значительная трудоемкость метода и недостаточная точность формул для нахождения коэффициента турбулентности воздуха.

Метод радиационного и теплового баланса с использованием радиометров и балансомеров. Схема теплообмена у поверхности земли представлена на рис. 93. Уравнение радиационного баланса имеет вид:

$$R=(Q+q)(1-A)+\Delta g_0-v_{nn}, \qquad (73)$$

где R — радиационный баланс; Q — прямая солнечная радиация; q — рассеянная солнечная радиация; A — альбедо почвы; Δg_0 — противоизлучение атмосферы; v_{nn} — излучение подстилающей поверхности.

Если $v_{nn}-\Delta g_0=F_0$ эффективному излучению подстилающей поверхности, то

$$R=(Q+q)\ (1-A)-F_0. \qquad (74)$$

Тепловой баланс соответствует алгебраической сумме:

$$R+LE+P+\Phi=0, \qquad (75)$$

где R — радиационный баланс; LE — расход тепла на испарение; P — турбулентный обмен почва — атмосфера; Φ — теплообмен внутри почвы; L — скрытая теплота парообразования (606,5 — 0,695 t°) *кал/г*, где t° — температура на испаряющей поверхности воды; E — количество испарившейся воды.

Зная величины R, P и Φ, находим LE, а затем E — количество испарившейся воды.

В литературе известны сравнительные величины испарения воды поверхностью почвы, найденные с помощью почвенных испарителей и по формулам радиационного и теплового баланса. Обычно они значительно расходятся. Так, в докладе Эслунга на VII Международном конгрессе почвоведов в Медиссоне отмечалось, что эта разница достигает 20% [1]. Причина расхождений должна быть отнесена за счет ошибок в технике измерений.

[1] H. C. Aslung. Radiation energy balance recorded at soil surface. Transactions of 7th International congress of soil science. Madison, Wisc., USA, 1960, Volume I, page 179—185.

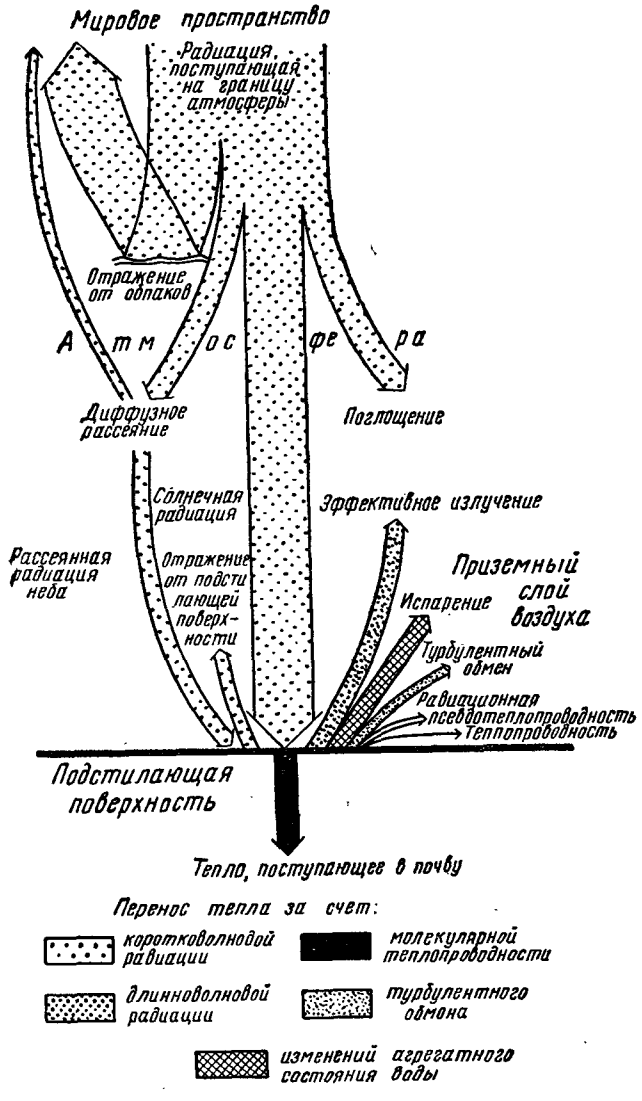


Рис. 93. Теплообмен у поверхности земли в летний полдень (по Р. Гейгеру). (Ширина стрелок соответствует количеству перенесенного тепла.)

В СССР получили распространение балансомеры Янишевского [1], АФИ [2]. Пользование этими и другими приборами для радиационного и теплового баланса, в связи с испарением воды почвой, и некоторые результаты исследований можно найти, помимо вышеназванных авторов, в работах Будыко [3], Вадюниной и Корчагиной [4], Димо [5].

В заключение настоящего раздела отметим, что просушивание почвы при глубоком уровне грунтовых вод за счет транспирации распространяется примерно на 50—100 *см* глубже зоны проникновения корней в почву.

Физическое испарение воды с поверхности почвы и внутрипочвенное физическое испарение воды из почв суглинистых и глинистых охватывает толщу почвы не свыше 150—200 *см*, а чаще 1 *м*. Эти величины, особенно первую (при транспирации), нужно строго учитывать при сезонных и влагозарядковых поливах, так как вода, проникая в почву на 100 *см* глубже зоны распространения корней, теряется бесполезно и может принести вред, пополняя уровень грунтовых вод и поднимая его до критической (в смысле возможности засоления почвы) высоты.

Методы регулирования испаряющей способности почвы. Говоря о регулировании испаряющей способности почвы, чаще имеют в виду физическое испарение воды самой почвой. В зависимости от почвенно-климатических условий может возникать необходимость как в уменьшении физического испарения, так и в увеличении его.

В засушливых условиях в целях борьбы за воду в почве применяется комплекс агротехнических мероприятий. В первую очередь здесь нужно назвать культурную своевременную обработку почвы, в результате которой создается глубокий структурный пахотный слой. Верхние 4—5 *см* в этом слое должны иметь крупнокомковатую структуру, которая перекрывает нижележащий слой с более тонкой структурой — мелкокомковато-зернистой. При таком строении пахотного слоя капиллярный подъем воды в нем будет останавливаться перед верхним грубокомковатым слоем, который, просыхая, станет играть роль мульчи. Достижению этой же цели способствует культивация междурядий полевых культур, садовых и лесных насаждений. В этом случае, как и при лущении жнивья полевых культур, уменьшается не

[1] Ю. Д. Янишевский. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометиздат, 1957.

[2] «Основы агрономической физики», под ред. А. Ф. Иоффе и И. Б. Ревута, ч. III, М., 1959.

[3] М. И. Будыко. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометиздат, 1956.

[4] А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961.

[5] В. Н. Димо. Тепловой режим почвы. Сб. «Агрофизические методы исследования почв», гл. V, «Наука», 1966.

только физическое испарение воды почвой, но снимается и транспирационное испарение вследствие уничтожения сорной растительности.

В сильной степени снижает физическое испарение воды почвой применение мульчи. Для мульчирования поверхности почвы помимо специально приготовленной мульч-бумаги могут быть использованы солома (где исключена возможность пожара),

Рис. 94. Типы грядок в различных почвенных и климатических условиях (схема по Н. А. Качинскому):

1 — поверхность почвы до обработки; *2* — обработанная почва; *3* — необработанная почва

торфяная крошка, крупнозернистый песок, кустарниковые обрезки на чайных плантациях, в виноградниках и другие органические материалы. Снижает испарение — общее и физическое — любая ветрозащита полей, окрашивание поверхности почвы в белый цвет и др.

Среди мер регулирования водного режима почвы большое значение имеет придание поверхности почвы тех или иных форм. Совершенно очевидно, что гребнистость всегда будет способствовать лучшему проветриванию, прогреванию почвы солнцем, просушиванию ее за счет испарения, тогда как микро- и мезопонижения лучше будут накапливать воду атмосферных осадков, меньше будут обдуваться ветрами, глубже будут промокать. Это давно учтено в практике земледелия и особенно в огородничестве [1]. На рис. 94 дана схема грядок, применяемых в огородничестве в различных почвенных и климатических условиях при возделывании грядковых культур.

На заболоченных почвах с высоким уровнем стояния грунтовых вод или верховодки пахотный слой отличается избыточной сыростью, недостаточно аэрируется, а в северных районах характеризуется и низкими температурами почвы. Чтобы ослабить

[1] Н. А. Качинский. Посев дуба в микропонижении как средство борьбы с засухой на светло-каштановых почвах. Ж. «Почвоведение», 1951, № 10.

влияние близкого уровня грунтовой воды, уменьшить влажность почвы, повысить аэрацию ее и прогрев, грядки делаются высокими — до 50—60 *см*, с разъемными бороздами, отводящими воду.

В дерново-подзолистой почвенной зоне избыток увлажнения наблюдается лишь в дождливые периоды и в меньшей мере. Слишком высокие грядки здесь могут вызвать излишнее просушивание почвы, а потому гряда делается высотой лишь в 20—30 *см*.

Черноземная зона отличается явной засушливостью климата. Создание выпуклых грядок здесь без полива неизбежно просушит почву, а потому поверхность пашни должна быть по возможности ровной. Это уменьшит поверхностный сток воды и испарение воды почвой.

Наконец, в области полупустыни на каштановых и бурых почвах, сильно страдающих от засухи, практики земледелия на огородах часто прибегают к отрицательным грядкам, т. е. заглубляют их ниже поверхности земли на 5—10—15 *см*, выбрасывая часть почвы на борта грядок. Чтобы на борт попала наименее ценная часть почвы, грядки закладываются следующим образом. Почва глубоко вскапывается или вспахивается с оборотом пласта; при этом на поверхности оказывается наименее гумифицированная часть горизонта B_1. Этот поверхностный слой снимается и укладывается на борт грядок, а посев или посадка растений производится в разрыхленный горизонт A_1.

«Отрицательная» грядка лучше аккумулирует воду, меньше обдувается ветром, слабее испаряет воду и в конечном счете отличается более благоприятным водным режимом, нежели плоская и тем более гребнистая пашня. Подобные «отрицательные» грядки можно повсюду встретить на огородах юга и юго-востока европейской части СССР.

ГЛАВА 7

ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ И ТИПЫ ВОДНЫХ РЕЖИМОВ

В результате проникновения в почву атмосферных осадков или поливных вод, а иногда по капиллярам и вод грунтовых, накопления их в толще почвы в силу водоудерживающей ее способности, перераспределения воды под влиянием водопроницаемости сорбционных и капиллярных явлений, а также процессов испарения воды из почвы, в ней в каждый данный момент сохраняется определенное количество влаги, которое и характеризует влажность почвы. Образное выражение этому понятию дает в своем классическом труде Отоцкий: «Влажность почвы — это общий итог баланса влаги, это — алгебраическая сумма всех взаимно переплетающихся влияний — метеорологических, почвенных и биологических» [1].

Влажность почвы непрерывно меняется во времени; динамика этого свойства определяет *водный режим почвы*.

Изучению влажности почвы посвящены сотни работ. Не имея возможности коснуться всех их, упомянем здесь лишь несколько работ классиков почвенной гидрологии и некоторые современные исследования: труды Костычева [2], Измаильского [3], Высоцкого [4], Локотя [5], Ротмистрова [6], Лебедева [7], а позже — Качинско-

[1] И. Отоцкий. Грунтовые воды, их происхождение, жизнь и распределение. СПб., 1905, стр. 279.

[2] П. А. Костычев. О борьбе с засухами в нечерноземной области посредством обработки полей и накопления на них снега. СПб., 1893, стр. 1—80.

[3] А. А. Измаильский. Влажность почвы и грунтовая вода. Полтава, 1894.

А. А. Измаильский. Как высохла наша степь. Полтава, 1893.

[4] Г. Н. Высоцкий. Гидрологические и геобиологические наблюдения в Велико-Анадоле. Ж. «Почвоведение», 1899, № 3, стр. 165—182, 1900, № 1, стр. 22—39.

[5] Т. В. Локоть. Влажность почвы в связи с культурными и климатическими условиями. Изв. Киев. ун-та, Киев, 1904.

[6] В. Г. Ротмистров. Передвижение воды в почвах Одесского опытного поля. Ж. «Опытной агрономии», т. 5, СПб., 1904.

В. Г. Ротмистров. Сущность засухи по данным Одесского опытного поля. Одесса, 1913.

[7] А. Ф. Лебедев. Передвижение воды в почвах и грунтах. Изв. Донского сельскохозяйственного ин-та, т. 3, Новочеркасск, 1919.

А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды, изд. 4-е, М.—Л., 1936.

го [1], Тюремнова [2], Дараселия [3], Долгова [4], Вадюниной [5], Вериго [6], Алпатьева [7], Роде [8], Гуссака и Рыжова [9], Рыжова [10], Зонна [11], Мельниковой и Мичурина [12], Большакова [13], Вериго и Разумовой [14], Роде [15].

Названные здесь работы и ряд других использованы в предлагаемом учебнике.

Влажность почвы выражают в весовых процентах к абсолютно сухой навеске почвы, в *мм* водного столба, в *м³/га*. Особо важно уметь переводить влажность, выраженную в весовых процентах, в *мм*, так как атмосферные осадки и испарение воды почвой также выражаются в *мм* водного столба. Для пересчета необходимо знать удельный вес скелета почвы для каждого ее горизонта. Если W — весомая влажность определенного горизонта почвы в процентах, h — мощность горизонта в *см* и d — удельный вес скелета почвы, то

$$\frac{h \cdot d \cdot W}{100} \cdot 10 = W \text{ мм}. \qquad (76)$$

---

[1] Н. А. Качинский. О влажности почвы и методах ее изучения, изд. 1-е, 1923 г., изд. 2-е, 1924 г. «Новая деревня», изд. 3-е, 1930 г., Сельхозгиз, М.—Л.

Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Тр. НИИП МГУ. М., 1927.

[2] С. И. Тюремнов. Годовой ход влажности и влияющие на него условия в западнопредкавказском выщелоченном черноземе. Тр. Кубанск. сельскохозяйственного института, т. 1, вып. 2, Краснодар, 1923.

[3] М. К. Дараселия. Водный режим красноземных почв в условиях чайных плантаций. Тбилиси, 1939.

[4] С. И. Долгов. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд-во АН СССР, 1948.

[5] А. Ф. Вадюнина. Водный режим некоторых почв Центрального Урала. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала, ч. II, Изд-во АН СССР, 1950, стр. 197—223.

[6] С. А. Вериго. Динамика запасов почвенной влаги на территории СССР. Тр. по сельскохозяйственной метеорологии, т. XXVI, 1948.

[7] А. М. Алпатьев. Влагооборот культурных растений. Гидрометеоиздат, 1954.

[8] А. А. Роде. Водный режим почв и его типы. Ж. «Почвоведение», 1956, № 4.

[9] В. Б. Гуссак и С. Н. Рыжов. Агрофизические свойства почв. Сб. «Хлопчатник», т. II, Ташкент, 1957, стр. 395—442.

[10] С. Н. Рыжов. Плодородие почв. Сб. «Хлопчатник», т. II, Ташкент, 1957, стр. 443—465.

[11] С. В. Зонн. Почвенная влага и лесные насаждения. М., 1959.

[12] М. К. Мельникова и Б. Н. Мичурин. Вода в почве. Основы агрофизики, ч. IV, М., 1959.

[13] А. Ф. Большаков. Водный режим мощных черноземов Средне-Русской возвышенности. Изд-во АН СССР, 1961.

[14] С. А. Вериго и Л. А. Разумова. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеоиздат, 1963.

[15] А. А. Роде. Основы учения о почвенной влаге. Гидрометеоиздат, 1965.

Например, h пахотного слоя равняется 20 *см*; $d=1{,}2$; $W=25\%$, то запас воды в этом слое в *мм* равен:

$$\frac{20 \cdot 12 \cdot 25 \cdot 10}{10 \cdot 100} = 60 \text{ мм}.$$

В ирригационной практике часто возникает необходимость выражать запас воды в почве, поливную или оросительную норму в *м³/га*. В этом случае следует помнить, что слой воды в 1 *мм* на гектар составит 10 *м³* воды.

Качественная оценка почвенной влаги. В четвертой главе настоящей работы в табл. 12 уже приводилась частично качественная оценка почвенной влаги. Здесь мы еще расширим несколько это понятие (табл. 39).

Анализируя данные табл. 39, прежде всего констатируем резкое изменение в профиле подзолистой почвы всех ее водных свойств: влагоемкость колеблется от 32 до 20,5%, прогрессивно уменьшаясь от перегнойно-аккумулятивного горизонта (A_n) к подгоризонтам максимальной иллювиальности (B_2 и B_3). Наоборот, максимальная гигроскопичность растет в том же направлении, так как иллювиальные подгоризонты наиболее богаты илистой фракцией (<0,001 *мм*), которая обусловливает в них максимальную в профиле почвы удельную поверхность и удельную поверхностную энергию [1]. В соответствии с влагоемкостью и максимальной гигроскопичностью в профиле почвы сильно изменяются и все производные от них величины: влага завядания растений, диапазон активной (продуктивной) влаги и относительная влажность почвы. Оттеним еще раз: *вода, соответствующая максимальной гигроскопичности* (*c*), культурным растениям недоступна ввиду высокой ее напряженности (>50 *атм*).

Влага от максимальной гигроскопичности до влаги завядания (*e*) (напряженность на разных почвах и для разных растений от 50 до 20,15—6,25 *атм*) растениями усваивается с большой затратой энергии. В этом диапазоне влаги подача воды в растение не компенсирует ее расход на испарение. Растение теряет тургор, постепенно вянет, утрачивая жизненные функции. Оно живет, не создает пластических веществ, а расходует ранее созданные. Сухой вес растения уменьшается. Это диапазон доступной, но *неактивной* (непродуктивной) влаги.

Диапазон *активной* (продуктивной) влаги при данной влажности равен превышению абсолютной влажности почвы над

---

[1] Большее или меньшее изменение всех физических и физико-механических свойств почв по их генетическим горизонтам впервые было констатировано в 1923 г. в работе Н. А. Качинского «О влажности почвы и методах ее изучения». В настоящее время принцип изучения всех физических и других свойств почвы в строгой приуроченности к их генетическим горизонтам и смене геологических напластований стал общепринятым в почвоведении.

влажностью завядания растений ($a-d$). Максимальная его величина (в непереувлажненной почве) в весовых процентах (h) от влаги завядания растений до общей влагоемкости почвы ($b-d$). В этом диапазоне влаги напряжение ее в большинстве случаев колеблется от нуля до 15—20 *атм*. Чем шире диапазон активной (продуктивной) влаги, тем благоприятнее водные свойства почвы для развития и урожая растений.

Относительная влажность почвы[1] (i) рассчитывается как процент абсолютной влажности от общей влагоемкости $\left(i=\frac{100a}{b}\right)$. Она показывает степень насыщенности почвы водой. Оптимальная влажность почвы для большинства культурных растений укладывается в диапазон 75—100% от общей влагоемкости (K в табл. 39).

Таблица 39

Качественная оценка влажности на примере дерново-подзолистой суглинистой песчано-пылеватой почвы. Собакино-опытное Московская обл. Залежь многолетняя. 24/V 1923 г.

(по Н. А. Качинскому)

Горизонты глубины в *см*	Влажность абсолютная в % веса сухой почвы a	Влагоемкость общая в % веса сухой почвы b	Максимальная гигроскопичность (недоступная растениям вода) в % веса сухой почвы c	Влага завядания растений 1,5 С в % веса сухой почвы d	Влага, доступная растениям (непродуктивная, $e=(d-c)$ в % веса сухой почвы	Возможный диапазон активной продуктивной влаги $g=(b-d)$ в % веса сухой почвы	Активная продуктивная влага 24/V—1923 г. $h=(a-d)$ в % веса сухой почвы	Относительная влажность почвы 24/V—1923 г. $i=\frac{100\cdot a}{b}$ в % от общей влагоемкости	Оптимальная абсолютная влажность $K=\frac{(\text{от 75 до 100})\ в}{100}$ % в % веса сухой почвы
$A_п$ (0—20)	21,6	32,0	3,2	4,8	1,6	27,2	16,8	67,5	24—32
A_2 (20—32)	18,4	24,5	2,5	3,7	1,2	20,8	14,7	75,1	18,4—24,5
B_1 (32—55)	17,2	23,8	4,0	6,0	2,0	17,8	11,2	72,3	17,9—23,8
B_2 (55—85)	18,8	21,4	8,6	12,9	4,3	8,5	5,9	87,9	16,5—21,4
B_3 (85—150)	19,1	20,5	7,0	10,5	3,5	10,0	8,6	93,2	15,4—20,5

Относительная влажность почвы свыше 100% указывает на наличие в почве свободной гравитационной воды, способной к стеканию под влиянием силы тяжести. Если эта вода проточная или часто сменяется при поливах, например при культуре риса, она обогащена кислородом и при условии, что неизбыточно засолена, усваивается растениями. Застойная гравитационная вода

[1] Понятие — «относительная влажность почвы» по аналогии с относительной влажностью воздуха введено в почвоведение Н. А. Качинским в 1923 г. Понятие «о диапазоне активной (продуктивной) влаги» дано им же в 1947 г. в работе «О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной ее порозности». Ж. «Почвоведение», 1947, № 6, стр. 336—348.

(грунтовая или длительная верховодка) бедна кислородом, часто содержит сероводород (H_2S), вызывает заболачивание почв и гибель культурных растений.

В табл. 39 средняя величина влаги завядания растений приравнена к 1,5 $W_{макс}$. Это наиболее вероятная величина. Однако из работ Бриггса и Шантца [1], Лобанова [2], Кочериной [3], Федоровского [4], Вадюниной [5] и др. известно, что в зависимости от почв, типа растений, стадии их развития влага завядания растений колеблется в пределах 1,2—2,5 $W_{макс}$[6]. Чем выше в данной фазе развития осмотическое давление в клеточном соке корней растений (например, у солянок), тем ниже влага их завядания. Замечено также, что влага завядания в почве для растений тем выше, чем ниже в почве мобильность воды. Например, в столбчатом горизонте (B_1) глинистых солонцов вследствие сильно развитых в нем неактивных пор и исключительно слабой мобильности воды влага завядания достигает 2,5 $W_{макс}$.

Из материалов, приведенных в табл. 39, явствует, что при оценке влажности почвы никак нельзя ограничиваться лишь величинами абсолютной ее влажности. Обязательно нужно располагать характеристиками максимальной гигроскопичности почвы и ее влагоемкости и на основе их давать качественную оценку влажности порознь для каждого генетического горизонта почвы и отдельных различных геологических напластований.

Следует также помнить, что даже физиологически доступная растениям вода и в пределах диапазона активной (продуктивной) влаги не на всех участках этого диапазона одинаково благоприятна. Ведь она по своему количеству может соответствовать оптимальному увлажнению почвы (75—100% относительной влажности при высокой ее подвижности), может граничить с

[1] L. J. Briggs and H. L. Shantz. The wilting coefficient for different plants, U. S. Dep. Agr. Bur. Pl. Ind. 230, W.

[2] Н. В. Лобанов. Критическая для высших растений почвенная влажность. Научно-агрономический ж., 1925, т. II, № 4.

То же, Научно-агрономический ж., 1926, № 10.

[3] Е. И. Кочерина. К вопросу о влажности завядания растений. Ж. «Почвоведение», 1949, № 1.

[4] Д. В. Федоровский. Зависимость коэффициента завядания от вида растений и осмотического давления почвенного раствора. Ж. «Почвоведение», 1948, № 10.

[5] А. Ф. Вадюнина. Водный режим некоторых почв Центрального Урала. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала. Изд-во АН СССР, 1950.

[6] Следует различать понятия: *«коэффициент завядания растений»*, введенный Бриггсом и Шантцем и *«влага завядания растений»*. Первое понятие — это действительно коэффициент перед величиной максимальной гигроскопичности при вычислении влаги завядания растений, например, названные нами выше величины от 1,2 до 2,5. Влага завядания растений — это величина влажности, при которой растение вянет от недостатка воды и которая рассчитывается путем умножения величины максимальной гигроскопичности в % или в *мм* водного столба на принятый коэффициент завядания — от 1,2 до 2,5.

влагой завядания растений и обладать слабой мобильностью, а в другом случае — с избыточным увлажнением. По этой же причине одинаковое количество физиологически доступной растениям влаги в разных почвах (скажем, в легкой и тяжелой по механическому составу или в резко различных по свойствам генетических горизонтах почв) также неравноценно. Поясним это примером из наших наблюдений 1921 г. (табл. 40) [1].

Таблица 40

Сравнение степени полезности физиологически усвояемой растениями воды на разных отрезках диапазона активной влаги в отдельных генетических горизонтах почвы. Водораздел. Лес смешанный

Горизонты, глубины в *см*	Влагоемкость в % веса сухой почвы *a*	Максимальная гигроскопичность в % веса сухой почвы *b*	Удвоенная максимальная гигроскопичность в % веса сухой почвы *c*	Абсолютная влажность в % веса сухой почвы *d*	Физиологически усвояемая активная (продуктивная) влага в % веса сухой почвы *d — c*	Относительная влажность почвы в %, $\frac{d \cdot 100\%}{a}$
A_1 (0—10)	70,2	3,8	7,6	23,2	15,6	33,1
A_2 (20—34)	34,9	3,2	6,4	21,9	15,5	62,7

В таблице сравниваются резко различные по влагоемкости горизонты почвы под смешанным лесом: дерновый (перегнойно-аккумулятивный) A_1 и подзолистый — эллювиальный — A_2. Количество активной (продуктивной) влаги в них было одинаково (15,5 и 15,6%). Но вычисление относительной влажности почвы, характеризующей степень ее насыщенности водой, показало, что абсолютная влажность A_1 — 23,2% соответствует лишь 33,1% относительной влажности. Это недостаточное увлажнение для нормального развития растений. В это же время абсолютная влажность A_2 — 21,9% соответствует 62,6% относительной влажности, что близко к оптимальному увлажнению. Если мы теперь представим, что в A_1 и A_2 порознь (например, в вегетационных сосудах) при наличии указанной абсолютной влажности (A_1 — 23,2% и A_2 — 21,9%), соответствующей продуктивной влаге 15,6 и 15,5%, развивались бы два растения, то одно из них, именно в A_1, должно было бы систематически испытывать угнетение от недостатка воды, а второе развивалось бы нормально.

[1] Н. А. Качинский. О влажности почвы и методах ее изучения. М., 1923, стр. 22.

В два последние десятилетия вопрос о неравноценном эффекте физиологически доступной растениям воды на различных отрезках диапазона активной (продуктивной) влаги снова привлекает к себе внимание исследователей [1].

При качественной оценке почвенной влаги очень важна степень ее подвижности (мобильности), благодаря которой влага из более увлажненных участков передвигается (подсасывается) к корням в зону ризосферы, где идет интенсивное ее потребление. Предложено несколько методов для оценки мобильности воды в почве (осмометр Ливингстона и Пуллинга, трубка Градмана, метод Секера и др.) [2]. Секера водоотдачу почвы учитывал с помощью гипсового столбика, заключенного в особый патрон. Обезвоженный гипс (полугидрат—$CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$), соприкасаясь с почвой, впитывает в себя воду. Интенсивность впитывания зависит от степени водоотдачи почвы. О величине водоотдачи можно судить по нарастающему весу гипсового всасывателя. Расчет дается в *г/см²/ч* (табл. 41). Влажность почвы, при которой всасывание воды прекращается, Секера называет *«критической влажностью»*.

Таблица 41

Оценка водоотдачи почвы

(по Секера)

Критическая влажность в объемных % к почве	Водоотдача в *г/см²/ч*	Оценка водоотдачи
<7	>0,4	Слишком высокая
7—20	0,1—0,4	Высокая
20—24	0,06—0,1	Нормальная
24—30	0,03—0,06	Низкая
>30	<0,03	Слишком низкая

Метод определения водоотдачи Секера получил широкое применение при изучении водных свойств почвы. Но стандартные оценки водоотдачи, приведенные в табл. 41, не увязаны с типами почв и климатом, с определенными растениями, со стадией их развития, с применяемой агротехникой и целью, которая при этом преследуется. Поэтому согласиться с оценками автора метода нельзя. Скажем, высокая капиллярная проводимость в зоне корней растений явление положительное, а такая же водоотдача

[1] А. Ф. Большаков. Водный режим богарных почв Узбекистана. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 32, 1950.
М. М. Абрамова, А. Ф. Большаков, Н. С. Орешкина, А. А. Роде. Испарение подвешенной влаги. Ж. «Почвоведение», 1956, № 2.

[2] F. Sekera. Die Nutzbarkeit des Bodenwassers für die Pflanze. Fragestellung und Methodik. Zeitschrift für Pflanzenernahrung, Düngung und Bodenkunde. A — Wissenshaftlicher Teil. Bd. 26, H. 1/2, s. 57—125, 1932.

у поверхности почвы, если речь идет о засушливом или сухом климате, где проводится борьба за сохранение влаги в почве, будет свойством отрицательным и ее нужно максимально уменьшать, создавая в самом поверхностном слое почвы (5—6 *см*) грубокомковатую структуру (разрыв капилляров), применяя мульчу и др. В самой работе Секера хорошо показано, как даже простое рыхление или уплотнение почвы в широких пределах меняет ее водоотдачу и «критическую влажность» (рис. 95).

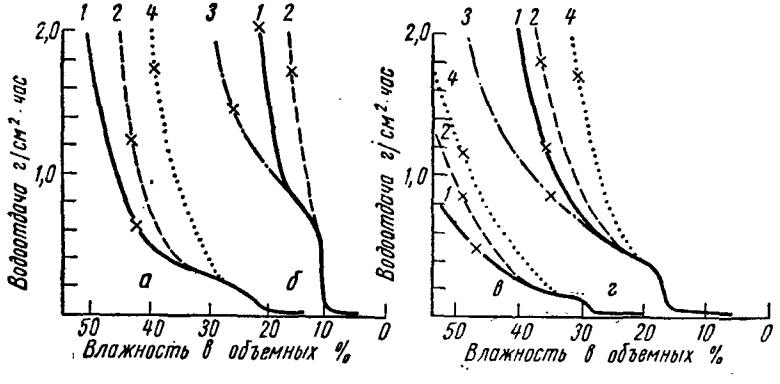


Рис. 95. Изменение водоотдачи почв в зависимости от их механического состава и степени рыхлости:

а — суглинок; *б* — супесь; *в* — глина; *г* — легкий суглинок; *1* — натуральное сложение; *2* — после легкого рыхления; *3* — после уплотнения; *4* — после сильного рыхления

В заключение раздела о качественной оценке почвенной влаги приведем данные из работы С. И. Долгова о степени напряженности различных категорий воды в почве (табл. 42) [1].

Чем выше степень напряженности влаги, тем менее она подвижна и мобильна и тем с большей затратой энергии она усваивается растениями.

Методы изучения влажности почвы варьируют в зависимости от цели работы. Иногда это разовые или спорадические определения. Например, учет количества влаги в почве перед поливом для расчета поливной нормы; определение влажности перед обработкой почвы в целях учета влияния ее на качество обработки, на оструктуривание почвы, на удельное сопротивление почвы при пахоте и другие ее свойства. Иногда ставится цель изучения водного режима почвы в зависимости от климата, погоды, растительного покрова, приемов агротехники или мелиорации почв.

[1] С. И. Долгов. О давлениях, удерживающих воду в почве. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 2, М., 1948.

Таблица 42

Водофизические свойства различных почв и отвечающие им величины *pF*
(по С. И. Долгову) [1]

Почвы	Наименьшая влагоемкость			Максимальная молекулярная влагоемкость			Влажность завядания		
	влажность в %	всасывающее давление в *атм*	*pF*	влажность в %	всасывающее давление в *атм*	*pF*	влажность в %	всасывающее давление в *атм*	*pF*
Легкий пылеватый покровный суглинок	18,9	0,26	2,41	7,1	4,1	3,61	4,2	19,9	4,30
Гор. A_1/A_2 подзолистой почвы на тяжелом суглинке	22,0	0,55	2,74	8,7	7,2	3,86	8,6	9,1	3,96
Лёссовидный суглинок	21,2	0,49	2,69	10,1	5,8	3,76	7,4	15,5	4,19
Чернозем тучный, глинистый, гор. A_1 (0—22) *см*	40,7	0,40	2,60	28,7	7,1	3,85	23,8	21,6	4,33
Темно-каштановая	31,0	0,45	2,65	21,3	4,1	3,61	15,1	12,6	4,10
Красиозем	49,5	0,14	2,15	31,7	7,9	3,90	23,1	34,6	4,54
Серозем	23,9	0,41	2,61	11,6	7,1	3,85	7,8	23,4	4,37
Серозем	25,9	0,65	2,81	15,5	7,6	3,88	10,3	27,5	4,44
Средиее	—	0,42	2,62	—	6,4	3,81	—	20,5	4,31

[1] Величины *pF*, приведенные в табл. 42, рассчитаны А. А. Роде по данным Долгова.

В этом случае необходимы систематические наблюдения, например подекадные, с охватом возможно большего периода в году. Ценнее всего круглогодичные, так как без знания зимнего водного режима почвы (влажности, динамики промерзания и оттаивания почвы, накопления и таяния снежного покрова и пр.) трудно полностью проанализировать и оценить водный режим почвы весной и летом.

Само собой разумеется, что при изучении влажности почвы необходимо знание физических и химических ее свойств, о чем говорилось выше, теплового ее режима, климатических и погодных условий (атмосферные осадки, температура и влажность воздуха, сила ветра и др.).

Толща почвы, которую следует охватить режимными наблюдениями, также колеблется в зависимости от цели работы. В агрономических целях эта толща должна быть не менее корнеобитаемого слоя. В мелиоративных целях (при орошении и осушении почв) наблюдениями над водным режимом должна быть охвачена вся толща почвы до уровня грунтовых вод, а в случаях глубокого их залегания — толща почвы не менее 4 *м*.

Наблюдения должны проводиться на строго генетической основе с учетом свойств отдельных генетических горизонтов почвы и геологических напластований. Образцы для анализа можно брать через определенные целесообразные интервалы глубин, например через 10, 20 *см*, но при обработке и оценке величин влажности обязательно следует учитывать свойства тех горизонтов (и в первую очередь — влагоемкость и максимальную гигроскопичность), в которые данный образец попадает.

Работу необходимо вести с контролем, обеспечивающим достоверность получаемых материалов. Вариационная статистика позволяет рассчитать необходимый контроль для обеспечения заданной точности в работе [1], но трудоемкость работы, особенно в глубинных горизонтах, вынуждает ограничиваться иногда минимумом повторностей. В практике чаще всего применяется следующий контроль: до глубины 50 *см* — пятерной (пять скважин); ниже до 100 *см* — три скважины; в толще второго метра — две скважины и на больших глубинах — одна скважина.

Следует учитывать, что на глубинах более 2 *м* в почве при однородной материнской породе влажность меняется медленно. В случае ежедекадных наблюдений соседние сроки определения влажности позволяют корректировать полученные результаты и исключают возможные случайные величины влажности почвы на этих глубинах даже при закладке одной буровой в каждый срок.

Методы определения влажности почвы. Как и в предыдущих методических главах, здесь изложены лишь принципы работы без описания деталей техники ее выполнения. По последнему вопросу интересующиеся могут воспользоваться работами Качинского [2], Вадюниной [3], Роде [4], Вадюниной и Корчагиной [5], Долгова [6] и др.

---

[1] См. по этому вопросу руководства:
А. Леонтович. Элементарное пособие к применению методов Gauss'a и Pearson'a при оценке ошибок в статистике и биологии. Киев, 1911.
Ю. А. Филипченко. Изменчивость и методы ее изучения. Л., 1927.
А. А. Сапегин. Вариационная статистика, 1928.
Ю. А. Поморский. Вариационная статистика. Л., 1929.
Н. А. Качинский. Изучение физических свойств почвы и корневых систем растений. Сельхозгиз, 1931.
Н. А. Плохинский. Биометрия. Новосибирск, 1961.

[2] Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Тр. НИИ Почвоведения МГУ. М., 1927, гл. II.

[3] А. Ф. Вадюнина. О методах определения влажности почвы. Тр. Конфер. по почвоведению и физиологии культурных растений. Саратов, 1937.

[4] А. А. Роде. Методы изучения водного режима почв. М., 1960.

[5] А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961.

[6] Сб. Агрофизические методы исследования почв, гл. III, под ред. С. И. Долгова. «Наука», 1966.

Все известные методы можно подразделить на две крупные категории: первая включает взятие почвенных образцов в поле и определение в них влажности различными методами в лаборатории; вторая — позволяет с помощью различных приборов и установок определять влажность почвы непосредственно в поле, при естественном залегании почвы. В такой последовательности эти методы в дальнейшем и рассматриваются.

Взятие образцов почвы в поле. Почвенные буры. Если требуется взять образцы почвы с небольшой глубины (не >20 *см*) лишь из пахотного слоя, то можно обойтись без специальных приборов, ограничиваясь почвенным ножом или полуцилиндрическим совочком. С их помощью в пашне закладывают небольшую прикопку и с заданной глубины в ранее протарированный и пронумерованный сушильный стаканчик (бюксик) ножом берут пробу почвы в зависимости от размеров стаканчика в 15—20—30 *г*. Стаканчик закрывают крышкой и помещают в специальную клетку деревянного ящика. Он, как и другие стаканчики, во избежание потерь воды должен быть защищен от ветра и солнечного нагрева, для чего все стаканчики с почвой следует покрывать полотенцем и потом крышкой или задвижкой ящика. Необходимо строго вести полевой дневник, отмечая дату работы, пункт работы, тип почвы, угодье, глубину, с которой взят образец почвы, визуально его влажность (мокрый, весьма сырой, сырой, сыроватый, суховатый, сухой, весьма сухой), номер бюкса, визуально — погоду.

По возвращении в лабораторию по возможности незамедлительно все стаканчики с почвой взвешивают (с точностью до 0,01 *г*), чтобы затем можно было вычислить вес сырых навесок, взятых в поле.

При взятии образцов почвы с бо́льших глубин, чем 20 *см*, неизбежно приходится пользоваться почвенными бурами. В настоящее время предложено много конструкций почвенных буров для взятия образцов с различных глубин (на несколько метров) в профиле почвы.

Все известные буры можно разделить на две группы: а) трубчатые (ударные) буры, вырезающие «ненарушенную» колонку почвы и б) сверлящие (царапающие) буры, которые забирают размельченный образец почвы, смешанный на глубину каждого его погружения, скажем, от 100 до 120 *см* или от 120 до 140 *см* и т. д.

Каждая из этих двух систем буров имеет свои достоинства и недостатки.

Трубчатые буры, вырезая «ненарушенный» образец почвы, обеспечивают в нем лучшую сохранность влаги для каждой данной глубины. Ими можно брать образцы из переувлажненной и мерзлой почвы. Основной недостаток этих буров — трудность погружения их на большие глубины в почву (с помощью ударов

деревянного молота) и трудность извлечения их с больших глубин из почвы. Две последние причины ограничили пределы использования этих буров глубинами не свыше 2 *м*, а чаще — не свыше 1 *м*. Однако еще раз подчеркиваем, что взятие образцов для определения влажности из переувлажненных почв, из мерзлых почв, а также в тех случаях, когда влажность определяется в «сухих» слоях под верховодкой, возможно лишь с помощью трубчатых буров [1].

Достоинством сверлящих буров, состоящих из желонки, забирающей пробу почвы, и составной штанги, является сравнительная легкость погружения их в почву на большие глубины (до 10 *м* и более). Крупный недостаток их заключается в том, что они, сверля и скобля почву, перемешивают почву и вынимают из нее воду. Поэтому при влажности почвы свыше общей влагоемкости извлечь образец не удается (он выпадает из бура), а если и удается его вынуть, то смоченность его случайна, она может быть и больше и меньше нормальной. Поэтому сверлящими бурами широко пользуются лишь в засушливых зонах, где почва увлажнена обычно ниже общей влагоемкости.

Сверлящими бурами нельзя также работать в мерзлых почвах и грунтах и в каменистых почвах вследствие поломки скоблящих «ногтей» бура или сверлящей его «коронки».

На рис. 96, 97, 98, 99 представлены типы наиболее известных почвенных буров, которые использовались в недалеком прошлом или используются еще теперь при изучении влажности почвы.

Ниже кратко охарактеризуем особенности буров разных конструкций.

Бур трубчатый конструкции Качинского приспособлен для бурения на глубину 60 *см*. Размеры отдельных частей его показаны на рис. 96. Бур — массивной конструкции, что необходимо при бурении на мерзлых почвах. Режущая часть бура по диаметру на 2 *мм* у́же, нежели остальной внутренний просвет трубы. Это обеспечивает продвижение вырезанной колонки почвы внутрь бура без трения о его стенки. Во избежание прессования почвы пробы надо брать при каждом новом погружении бура не более чем на 10 *см*. При вытаскивании бура из почвы его нужно повторно вращать вокруг оси на $^1/_4$—$^1/_3$ оборота.

Для облегчения выемки бура из скважины, помимо плечиков, представляющих продолжение головки, к буру приспособлены две ручки, которые надеваются на плечики кольцевой частью. Этими же ручками можно воспользоваться как рычагами при глубоком погружении бура.

Шомпол по длине сконструирован так, что при полном погружении его в бур головка шомпола высовывается наружу лишь до половины ее высоты. Это необходимо для извлечения шомпола

[1] См. описание техники работы в вышеназванной работе Н. А. Качинского.

из бура после выталкивания пробы почвы наружу без удара тыловой части головки о режущее острие бура.

При взятии пробы почвы в бюкс вырезанная почвенная колонка изнутри бура придерживается шомполом. В режущей части бура почва перед взятием пробы зачищается ножом или стамеской на глубину 3—5 *мм*. После взятия пробы вся почвенная колонка выталкивается из бура шомполом, а внутренняя поверхность бура выше режущей ее части перед взятием следующей пробы почвы зачищается ножом, а снаружи бур вытирается тряпкой, пропитанной солидолом, это облегчает погружение бура в почву и вытаскивание его.

Если желательно рассмотреть структуру мерзлоты и измерить ее простирание при работе в мерзлой почве, образец почвы выталкивается шомполом через режущую часть и головку бура. Этот процесс осуществляется легко, так как диаметр трубы и отверстия в головке бура на 2 *мм* шире режущей части.

Помимо малого трубчатого бура, изображенного на рис. 96, сконструированы также средний и большой буры для бурения на глубину 1 и 2 *м*. Диаметры буров подобраны таким образом, что они последовательно уменьшаются от малого бура к самому длинному. Таким образом, при бурении до 2 *м* малым, средним

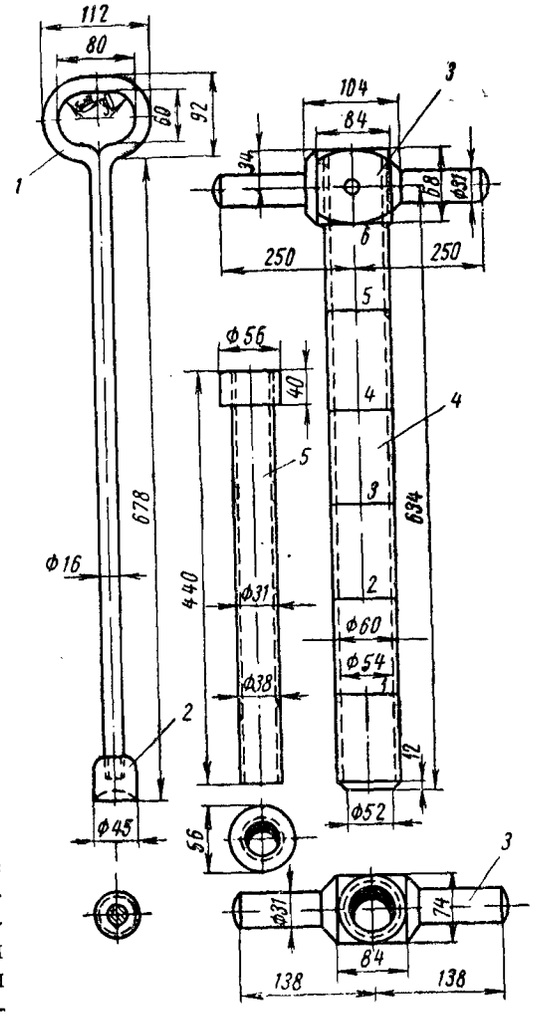


Рис. 96. Бур трубчатый (конструкции Качинского):

1 — шомпол, *2* — наконечник шомпола (железо круглое); *3* — головка бура (сталь или железо); *4* — труба (сталь); *5* — ручка с кольцом на конце (сталь); промеры даны в *мм*

и большим буром каждый последующий в работе бур опускается в скважину более широкого диаметра. Этим облегчается выемка буров из скважин [1].

При работе буром Болькена (рис. 97, *а*) [2], как и другими бурами, изображенными на рис. 97, в кольцевое отверстие штанги

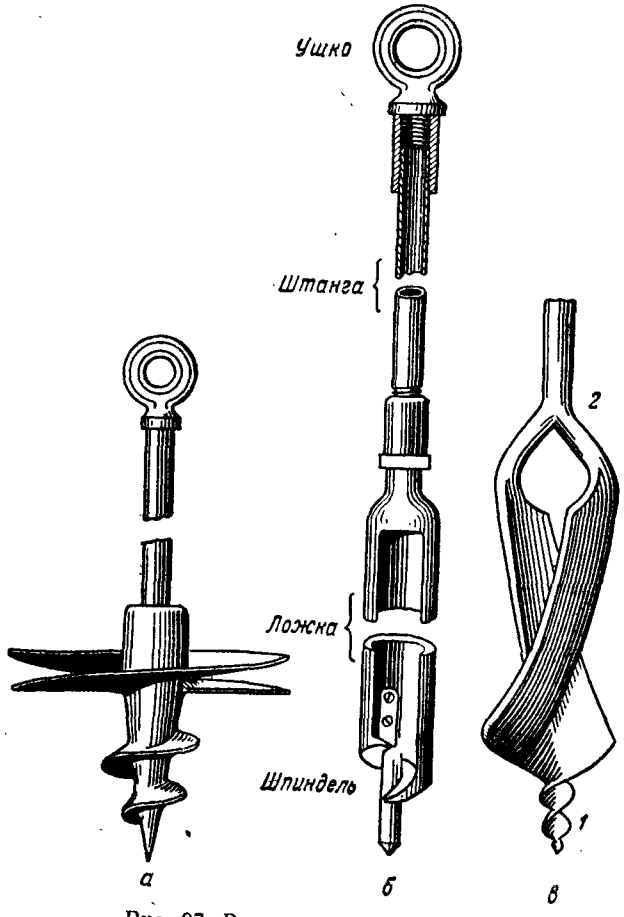


Рис. 97. Винтовые почвенные буры:

а — лопастный бур Болькена; *б* — винтовой бур Войцлава; *в* — винтовой бур Розанова

[1] Подробное описание трубчатых буров и метод пользования ими описаны в кн.: Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Тр. НИИП Московского гос. ун-та, 1927.

[2] Описание буров Болькена и Войцлава см. П. Земятченский, Н. Адамов. Краткое руководство к физическому и химическому анализу почв. СПб., 1902, стр. 7, 8.

вставляется деревянная ручка. Высверленная этим буром почва накапливается на верхней лопасти и между лопастями бура. Для исследования берется образец почвы, находящийся под верхним оборотом винта между его лопастями. Работа буром Болькена требует больших усилий, поэтому глубже 1 *м* им не бурят. Почва между лопастями прессуется, что искажает величины

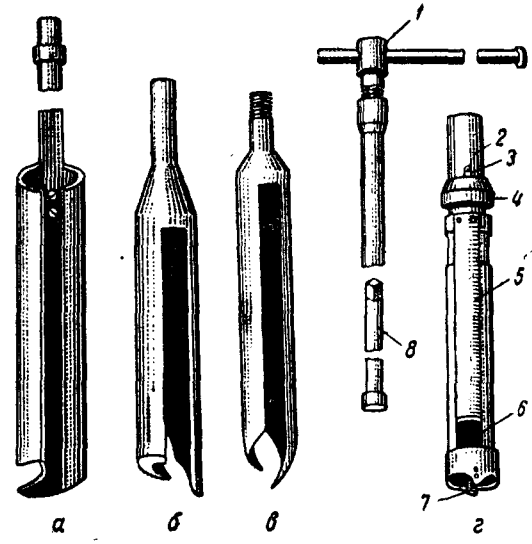


Рис. 98. Заборные рабочие части скребущих и сверлящих почвенных буров:

а — бур Измаильского; *б* — бур Качинского; *в* — бур Деркульской опытной станции; *г* — бур Некрасова; *1* — головка с рукояткой; *2* — основная штанга; *3* — шпонка; *4* — муфта; *5* — крышка; *6* — коробка; *7* — нож; *8* — дополнительная штанга

влажности, уменьшая ее. Брать пробу почвы над верхней лопастью бура не следует, здесь почва рыхлая, но она засорена осыпью из скважины.

Бур Войцлава (рис. 97, *б*) состоит из заборной ложки и штанги (полой трубы) с ушком наверху для продевания туда деревянной ручки. Ложка имеет вид полуцилиндра диаметром до 3 *см*, снабженного внизу винтовым дном. Эксцентрично относительно оси этого дна вставлен в него особый шпиндель, привинченный к стенке ложки. Это дает возможность получить скважину большего диаметра, чем поперечник ложки. Проба почвы получается достаточно чистой, но, конечно, разрушенной. Штанга у этого бура не наращивается, исходная длина ее 1,2—3 *м*.

Рабочая часть бура Розанова (рис. 97, *в*) представляет собой комбинацию двух винтообразно скрещенных выпуклых наружу лопастей, режущие края которых ориентированы в разные стороны. Между режущими поверхностями остаются боковые просветы. В нижней части заборной ложки обе режущие лопасти свертываются в сверло (винт), образующий одновременно дно заборной ложки (рис. 97, *в, 1*). В верхней части заборной ложки режущие поверхности переходят в стержень и приспособление для крепления штанги бура (рис. 97, *в, 2*).

При погружении бура в почву его вращают по часовой стрелке, нажимая на рукоятку. Сверло бура углубляется в дно скважины. Одновременно обе выпуклые лопасти (ножи) своей нижней частью захватывают почву и поднимают ее вверх, заполняя межлопастное пространство. Хорошо отточенный бур легко перерезает древесные корни до 1 *см* толщиной.

Розанов сконструировал 6 вариантов буров: для бурения при изыскании воды; для закладки посадочных ямок в лесоводстве, виноградарстве и садоводстве, для взятия образцов почвы при определении ее влажности; для устройства изгородей; разные буры для легких и тяжелых по механическому составу почв и пр. Описанный бур Розанова (он его обозначает № 6 а), по утверждению конструктора, имеет наиболее универсальное применение[1].

Бур Измаильского один из первых почвенных буров в России приспособленный для взятия образцов с больших глубин в профиле почво-грунта (рис. 98, *а*)[2]. Почвозаборная его часть представлена трубкой с боковой прорезью (желательно сталь). Трубка (ложка) внизу наискось срезана. Половина поверхности среза закрыта стальной пластинкой, которая является донцем бура и одновременно режущей его частью. Штанга бура крепится к стенке ложки, как показано на рисунке. Непосредственно над ложкой она изогнута таким образом, чтобы можно было центрировать всю штангу по оси почвозаборной части бура.

Бур Измаильского был широко использован при изучении влажности почвы им самим, Н. П. Адамовым, П. А. Земятченским и некоторыми другими исследователями.

Испытание этого бура автором выявило ряд его недостатков. Главные из них таковы. Режущий «ноготь» у заборной ложки поставлен слишком круто по отношению к вертикальной оси бура, поэтому бур вертится «на пятке», с трудом внедряясь в глубь грунта. Заборная ложка открыта сверху. При выемке бура она царапает стенки скважины, затрудняет выемку бура

[1] Н. А. Розанов. Новые земляные бурова и их применение при посадке леса. Лесной журнал, 1912, вып. 4—5, стр. 515—531.

[2] А. Измаильский. Влажность почвы и грунтовая вода. Полтава, 1894, Приложения, фигура 1.

и вызывает засорение взятой почвенной пробы осыпями со стенок скважины. Штанга, крепленная к стенке заборной ложки, при погружении и выемке бура, перекашивается, сильно затрудняя работу, а на изгибе над заборной ложкой часто ломается.

В 1938 г. в лаборатории физики и технологии почв Почвенного института АН СССР бур Измаильского был реконструирован Н. А. Качинским (см. рис. 98, *б*). В режущей части желонки (заборной ложки) применены два «зуба» — опорный, врезающийся в дно скважины и при поворотах бура рыхлящий дно, и полугоризонтальный, скребущий дно скважины, подбирающий взрыхленную почву и образующий полудонце желонки. Желонка сверху закрыта коническим выступом, в вершине которого крепится штанга. Штанга составная, состоит из полутораметровых звеньев, которые крепятся одно к другому на шпунтах или на винтах. Работа этим буром много легче, нежели буром Измаильского, образец почвы отбирается чище.

Бур Качинского нашел широкое применение в практике лабораторий Почвенного института АН СССР, МГУ и ряда других учреждений.

В последние годы вошли в практику почвенных работ еще два бура: бур Смертина и бур Деркульской опытной станции[1]. Оба они отличаются от бура Качинского конструкцией режущей части желонки. Один из них представлен на рис. 98, *в*. Деркульский бур и бур Смертина получили положительную оценку в практике почвенных работ.

Бур Некрасова[2] (рис. 98, *г*) отличается от других буров, выбуривающих разрушенный почвенный образец, тем, что его желонка (стакан), куда попадает проба, в момент бурения закрыта по всей боковой поверхности. Это обеспечивается задвижкой (крышкой), которая подвижно входит в паз на основной трубе бура. В рабочем состоянии задвижка опускается вниз. Ее заостренный нижний конец входит под верхнюю часть режущей коронки (ножа), а верхняя часть закрепляется на штанге муфтой. После взятия образца почвы поворотом муфты задвижка освобождается и может быть поднята по пазу вверх. Образец из желонки (коробки) берется с помощью ножа.

Штанга к буру Некрасова, как и у других сверлящих буров, составная: 4 патрубка по 150 *см* каждый. Таким образом, бур рассчитан на взятие образцов до глубины 6 *м*. Усложненная муфтой и режущей коронкой заборная часть бура Некрасова обусловливает добавочное трение желонки о стенки скважины,

[1] А. А. Роде. Методы изучения водного режима почв. Изд-во АН СССР, 1960, стр. 63. В этой книге ошибочно бур Качинского назван буром Измаильского.

[2] П. А. Некрасов. Почвенный бур. Научно-агрономический ж. 1927, № 2.

поэтому бурение им, по сравнению с другими сверлящими бурами, требует бо́льших усилий.

Положительной стороной бура Некрасова является то, что образец, выбуриваемый им, не загрязняется по боковой поверхности, что имеет место при использовании других открытых сверлящих буров. Если почвенные образцы берутся для химического анализа не из почвенного разреза, а из буровой скважины, то для этой цели предпочтительнее пользоваться буром Некрасова.

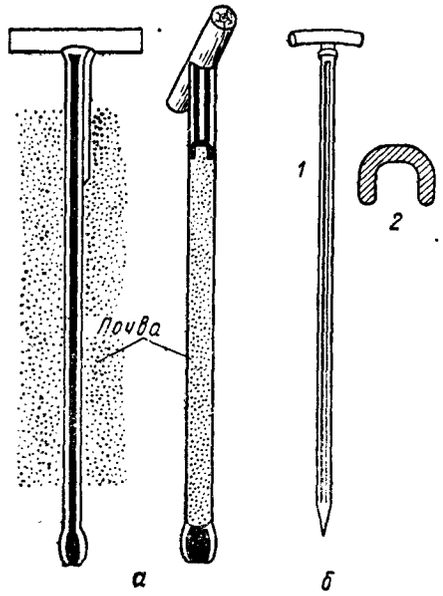


Рис. 99. Почвенные буры ручного пользования:

а — бур почвоведов США; *б* — щуп Герзона (ГДР); *1* — 0,1 натуральной величины, *2* — поперечник в натуральную величину

Почвенные буры ручного пользования в зарубежных странах в принципе не представляют чего-либо нового по сравнению с описанными нами бурами. Для примера приводим рисунок двух зарубежных буров (рис. 99) [1]. Как видно на рисунке, оба бура имеют высокий боковой срез по трубе, начиная от основания бура и почти до его рукоятки. Края среза заточены. При погружении бура в почву нажатием на рукоятку и последующим оборачиванием его по часовой стрелке отбирается почвенный образец на всю глубину погружения бура. Такой метод бурения осуществим лишь на почвах рыхлого сложения и на небольшие глубины (около 0,5 *м*). Если выбуривать глубокую скважину в почве по частям, то высокий боковой срез по трубе бура скажется излишним.

Из двух буров, приведенных на рис. 99, более перспективен щуп Герзона для работы на малых делянках, для определения влажности почвы в лизиметрах, где применение обычных (большого диаметра) буров ввиду ограниченности опытной площади недопустимо.

Бо́льшее внимание в практике почвоведов США привлекли почвенные буры для глубокого бурения и малые экскаваторы

[1] Н. А. Качинский. Физика почвы в работах VII Международного конгресса почвоведов. Вестн. Моск. ун-та, 1961, № 3.

[2] A. Mitscherlich. Bodenkunde für Landwirte, Forstwirte und Gärtner, 1954, Berlin, s. 20.

для закладки почвенных шурфов, смонтированные на автомашинах и работающие от мотора. Механизация облегчает труд почвоведа и делает его намного продуктивней [1].

Определение влажности почвы в лаборатории. Взятые в поле образцы почвы после взвешивания должны быть просушены в лаборатории для расчета сухого веса, а потом и влажности почвы. До настоящего времени при массовых анализах наиболее распространенным методом сушки почвенных образцов является *термостатно-весовой метод* при температуре в термостате 100—105° С. Сушка продолжается до постоянного веса почвенных образцов. В лабораторной практике первая сушка тяжелых сырых почв продолжается 6 *ч* и повторная контрольная сушка — 2 *ч*. Легкие по механическому составу почвы и тяжелые — средне- и слабоувлажненные требуют для сушки 3—4 *ч*. При использовании термостатов с проточным сухим и особенно нагретым воздухом скорость сушки значительно сокращается. Даже при сушке почвы при 100—105° С помимо испарения воды из нее улетучиваются и некоторые другие вещества, как CO_2 из карбонатных почв, NH_4 из лесных почв с подстилкой и др., поэтому термостатно-весовой метод определения влажности почв показывает результаты, превышающие истинную влажность почв от 0 в песчаных почвах до 1% в тяжелых [2].

Горячим способом сушки является и спиртовой метод, предложенный Боуякосом (1931). По этому методу определенная навеска почвы в специально приспособленных чашках или в сушильном стаканчике повторно заливается малыми порциями спирта. Спирт сжигается. Определение ведется до постоянного веса почвы. Для определения влажности на 20—25 *г* сырой почвы требуется приблизительно 50—70 *мл* спирта. Пригодны спирты этиловый, метиловый, пропиловый и древесный.

Температура горения спирта 130—160° С. При такой температуре испаряется не только адсорбированная, капиллярная и гравитационная вода, но и часть воды кристаллизационной. Кроме того, частично окисляются, а частью улетучиваются некоторые органические вещества, что ведет к погрешностям в определениях. Поэтому для почв с содержанием гумуса более 10% этот метод не рекомендуется. Метод горячей спиртовой сушки быстрый, но менее точный нежели термостатно-весовой. Кроме того, он требует значительного расхода спирта.

«Горячая» сушка почвы в инфракрасном спектре предложена для анализа минеральных почв В. Б. Замятиным и Т. Н. Чер-

[1] Вопрос о механизации почвенных работ ставился перед соответствующими организациями, но он до сих пор не решен.

[2] А. Ф. Вадюнина. О методах определения влажности почвы. Тр. Саратовской Конференции по почвоведению и физиологии сельскохозяйственных растений. Саратов, 1937.

ненковым (1952), для торфов — А. П. Поляничевым и С. М. Саватюгиным (1952); Е. Э. Сторчак (1953). В качестве источника тепла используется лампа инфракрасного излучения мощностью в 500 *вт*. Четыре — шесть образцов почвы, насыпанных тонким слоем в низкие широкие стаканчики из нержавеющей стали или алюминия, помещаются на асбестовой подкладке в освещенный лампой диск на расстоянии 5—10 *см* от лампы. В зоне освещения создается температура примерно 130—180° С. Сушка продолжается для гумусовых образцов (черноземы) 3 *мин*, для малогумусных — 6—7 *мин*.

Быстрота сушки — преимущество метода. Но высокие температуры сушки, как уже отмечалось выше для метода сушки почвы горячим спиртом, помимо испарения воды, вызывают потерю кристаллизационной воды и ряда летучих веществ, что приводит к завышенным величинам абсолютной влажности тяжелых, особенно гумусированных почв, на 3—5% от определяемой величины влажности.

Методы холодной сушки. Образцы почвы можно высушить и над водопоглощающими веществами, как $CaCl_2$, концентрированная H_2SO_4, P_2O_5. Лучшие результаты получаются при использовании фосфорного ангидрита. Работа с ним требует особо осторожного обращения. Анализ проводится в вакуум-эксикаторе с вкладным двухэтажным штативом[1]; на нижнюю полку штатива в кристаллизаторе ставится поглотитель влаги; на верхнюю — просушиваемая почва. Контроль за сушкой осуществляется повторным взвешиванием стаканчиков с почвой. При работе с вакуум-эксикатором в данном случае, как и при определении максимальной гигроскопичности, следует соблюдать следующие предосторожности: а) предварительно проверить эксикатор на прочность при выкачивании из него воздуха; б) ограничить вакуум внутренним давлением в 160 *мм* ртутного столба; в) при выкачивании воздуха помещать эксикатор в брезентовый чехол; г) во время работы аналитик должен пользоваться лабораторными очками с прочными стеклами в роговой оправе.

Метод холодной сушки почвы над фосфорным ангидритом дает наиболее точные результаты и может быть использован как эталон при оценке других методов. Но даже при определении влажности почвы в вакуум-эксикаторе по этому методу он растягивается на 10—12 суток.

Химические методы. Сырую почву приводят в соприкосновение с тем или другим реактивом, разлагающим воду (металлический Na^+, CH_3MgJ, CaC_2 и др.), и по количеству образовавшихся побочных газообразных продуктов (H, CH_4, C_2H_2 и др.) рассчитывают влажность почвы. Из этих методов наибольшую известность получил *карбидный метод*. Впервые он был описан

[1] Н. А. Качинский. Физика почвы, ч. 1, стр. 208, 1965.

Данном (1900). Им пользовались для определения влаги в органических веществах (Кампбел — Campbell, Ривет — Rivett, Ганзлер — Ganzler, Ротшильд — Rotschild, Бонбур — Bonbur и др.). Дюпре применил его для определения влажности в бездымном порохе. В Австралии им пользовались для определения влажности шерсти. Для определения влажности почвы, насколько нам известно, этот метод впервые применил В. Бутов (1926), потом В. Сибирский (1935) и А. Ф. Вадюнина (1936).

При соприкосновении почвенной влаги с карбидом кальция наблюдается следующая реакция:

$$2H_2O + CaC_2 = Ca(OH)_2 + C_2H_2.$$

Выделяющийся ацетилен учитывается объемным или весовым способом. При наиболее доступном весовом методе отмечается пропорция:

$$2H_2O - C_2H_2$$
$$36 - 26$$

откуда коэффициент перехода от учтенного по весу ацетилена к содержанию воды в почвенной пробе равен 36 : 26 = 1,385; это при условии химически чистого CaC_2. Технический CaC_2 может иметь примеси. Если таковыми окажутся сернистые или фосфористые соединения, то при взаимодействии с водой помимо C_2H_2 могут образоваться летучие фосфористый водород и сероводород. Поэтому, приступая к определению влажности почвы карбидным методом, нужно установить коэффициент перехода от C_2H_2 к H_2O конкретно к данному реактиву CaC_2.

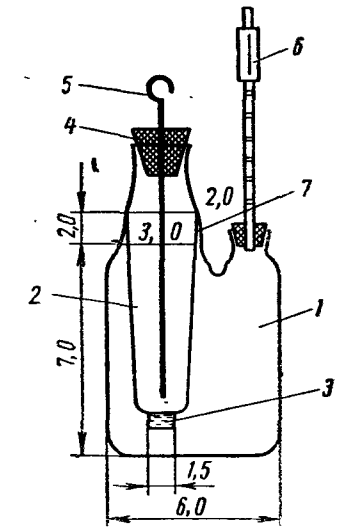


Рис. 100. Прибор Вадюниной для определения влажности почвы карбидным методом:

1 — двугорлая склянка; *2* — стеклянная трубка конусообразной формы; *3, 4* — каучуковые пробки; *5* — металлический стержень для выталкивания пробки; *6* — клапан Бунзена; *7* — шлиф

Наиболее совершенным прибором для определения влажности почвы весовым карбидным методом является прибор А. Ф. Вадюниной[1] (рис. 100).

Основная часть прибора — двугорлая склянка (*1*), в которую помещается навеска почвы. Широкое горло этой склянки имеет

[1] А. Ф. Вадюнина. О методах определения влажности почвы. Тр. Конференции по почвоведению и физиологии сельскохозяйственных растений. Саратов, 1937, стр. 274—294.

внутреннюю притертость. В него вставляется пробирка (*2*) с наружной притертостью (*7*), которая является одновременно пробкой, затыкающей широкое горло склянки. Оба конца пробирки герметично закрываются каучуковыми пробками (*3, 4*). Через верхнюю пробку (тоже герметично) проходит металлический стержень, опуская который можно вытолкнуть нижнюю пробку (*3*). Второе узкое горло склянки закрывается каучуковой пробкой. В пробку вставлена стеклянная трубка с клапаном Бунзена. В пробирку (*2*) при закрытом дне насыпается зернистый CaC_2 с диаметром зерен 0,5—1 *мм* в таком количестве, чтобы его хватило на реакцию с предполагаемым в почве количеством воды (CaC_2 в 2—3 раза больше навески почвы). Пробирка (*2*) герметично закрывается пробкой (*4*) и вставляется в широкое горло склянки (*7*). Трубка с клапаном Бунзена до нижнего уровня клапана наполняется зернистым CaC_2. В таком состоянии прибор подготовлен к действию. Его тарируют на технико-химических весах с точностью до 0,01 *г*. Затем через широкое горло в склянку всыпается размельченная, но при естественной смоченности испытуемая почва. Прибор снова взвешивается. При сопоставлении веса прибора с почвой и без почвы по разности находят навеску почвы.

При определении влажности стержнем (*5*) выталкивается из нижней части пробирки пробка (*3*). Карбид кальция высыпается в склянку (*1*). Встряхивая прибор, перемешиваем CaC_2 с почвой. Происходит бурная экзотермическая реакция с выделением C_2H_2, который устремляется в узкое горло склянки и выходит через клапан Бунзена наружу. Улетающий C_2H_2 увлекает с собой часть паров воды, но она добавочно реагирует с CaC_2 в трубке с клапаном Бунзена (*6*). Практически реакция заканчивается в 20—40 *мин*. Только в почвах, тяжелых по механическому составу с ореховатой структурой и при высокой их влажности, когда структурные отдельности покрываются корочкой $Ca(OH)_2$, реакция затягивается на 5—10 *ч*; при этом некоторое небольшое количество воды в почве остается непрореагировавшей.

Взвешивая прибор по окончании реакции, по убыли в его весе находят количество выделившегося C_2H_2 и с помощью переходного коэффициента — количество воды, прореагировавшей с CaC_2. Влажность почвы рассчитывается на абсолютно сухую ее навеску. По сравнению с влажностью, определенной при сушке почвы в термостате, влажность почвы, найденная карбидным методом, бывает обычно занижена в пределах 1—2%.

Следует помнить, что ацетилен — газ ядовитый и что он дает в смеси с воздухом взрывчатые смеси, поэтому анализ нужно проводить в вытяжном шкафу.

Карбидный метод определения влажности почвы можно рекомендовать для полевых условий работы, когда исключена

возможность термостатной сушки образцов, когда требуется быстро получить результаты анализа и не обязательна высокая точность в работе.

Спиртовой (холодный) метод предложен для работы с почвами А. Г. Дояренко (1915) [1]. Навеска почвы заливается спиртом, концентрация которого устанавливается спиртометром (специальным ареометром) до и после взаимодействия с почвой. Количество воды в граммах в навеске почвы рассчитывается по формуле

$$x = \frac{a(t_1 - t_2)}{t_2}, \qquad (77)$$

где x — количество воды в навеске; a — вес взятого для определения спирта; t_1 — крепость исходного спирта; t_2 — крепость спирта после взаимодействия с почвой.

Концентрация исходного спирта должна быть не $<80\%$.

Пикнометрический метод предложен А. Г. Дояренко (1925) [2], позже технически усовершенствован П. И. Андриановым (1925), Н. М. Майборода (1958).

Метод основан на «обращенном» определении удельного веса сухой и влажной почвы, причем, если удельные веса нам известны, мы можем легко определить навеску сухой почвы в пробе сырой почвы, а затем и влажность исходной в опыте почвы.

Необходимо знать: а) навеску сырой почвы ($x_в$); б) вес пикнометра, полностью заполненного водой ($P_в$); в) вес пикнометра плюс испытуемая в нем почва, плюс долитая вода до полного объема пикнометра ($P_{вп}$); г) удельный вес твердой фазы почвы (d). Вес сухой почвы (x) равен:

$$x = \frac{(P_{вп} - P_н) \cdot d}{d - 1}. \qquad (78)$$

Зная вес сухой почвы (x), рассчитываем ее влажность ($w\%$):

$$w = \frac{(x_в - x) \cdot 100}{x}\ \%. \qquad (79)$$

Описанный метод исключает необходимость сушки почвы, что облегчает работу в полевой обстановке и в то же время дает результаты, приемлемые по точности [3].

---

[1] А. Г. Дояренко. «Аэрация почвы». Изв. Моск. сельскохозяйственного ин-та, 1915; кн. 1 «Агрофизические методы лабораторного изучения вопросов полеводства». Избр. работы и статьи, т. 1, М., 1926, стр. 22—35.

[2] Ibidem.

[3] Подробный разбор этого метода см. С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение. Практикум, М., 1958, стр. 59—60.

* *
*

В почвенной литературе известны предложения определять влажность почвы по степени ее усадки под определенным давлением (Колясев, 1950) или по сопротивлению почвы вкалыванию в нее зонда; по степени оптической неоднородности поверхности почвы при различном ее увлажнении (Покровский, 1933), путем отгонки воды из почвы с инертными жидкостями; по теплопроводности почвы и др. Мы не станем их здесь описывать, как не нашедшие пока применения в почвенной практике.

Методы стационарного определения влажности почвы в поле с помощью различных приборов. Буровой метод взятия образцов почвы в поле и последующее определение в них влажности термостатно-весовым способом в лаборатории дают вполне достоверные результаты. Однако ясно, что этот метод весьма трудоемок. Поэтому естественны поиски в почвоведении и смежных дисциплинах менее трудоемких методов определения влажности почвы, с использованием современных достижений точных наук, в первую очередь — теоретической физики и ее раздела — термодинамики.

В последние десятилетия значительное внимание привлекли методы тензиометрический, электрические (емкостный и по электропроводности почв), гаммаскопический и метод замедленных нейтронов. В такой последовательности вкратце и ознакомимся с этими методами, используя отечественный и зарубежный опыт.

Тензиометрический метод определения влажности почвы. Теория действия тензиометров и несколько конструкций этих приборов (см. рис. 72) описаны нами в разделе «О методах определения всасывающей силы почвы, водоподъемной ее способности и мобильности воды» при характеристике всасывающей силы почвы и дифференциальной ее порозности. Но тензиометры можно использовать и для определения влажности почвы. Ранее было отмечено, что всасывающая сила почвы тем выше, чем почва суше. Диапазон применимости тензиометра для характеристики этой силы почвы укладывается в рамки от 0 и приблизительно до 0,75 *б* или от 0 до 570 *мм* ртутного столба. Такое напряжение соответствует влажности почвы от верхнего ее предела после длительного дождя или искусственного полива и примерно до 50% от общей влагоемкости.

Если на данной конкретной почве при различной ее смоченности систематически определять влажность обычным буровым и термостатно-весовым методом и на тех же глубинах фиксировать показания всасывающей силы почвы с помощью ранее установленных здесь тензиометров, то можно составить таблицы перехода от показаний тензиометров к влажности почвы в % ее веса или в *мм* водного столба. Имея такие достоверные таблицы, в дальнейшем можно ограничиться наблюдениями лишь

за показанием тензиометров, а влажность почвы рассчитывать по ранее установленным переходным коэффициентам.

В США массовое распространение тензиометры нашли на орошаемых полях. В этом случае нет необходимости выводить коэффициенты перехода от показаний тензиометров к влажности почвы во всем диапазоне всасывающей ее силы. Достаточно установить их для диапазона оптимального увлажнения почвы для растений, например для диапазона относительной влажности при орошении 100—75%. В этом случае переводную шкалу можно составить по заранее заданным влажностям почвы.

Исследуемая почва с установленными на различных глубинах тензиометрами доводится в разных ее образцах путем полива до всасывающей силы в 20, 40, 60, 80, 100 *мб* и определяется ее влажность. Позже, регистрируя всасывающую силу почвы в поле с помощью тензиометров, устанавливают влажность почвы и нуждаемость растений в поливе. А зная влажность почвы при определенной всасывающей ее силе и влагоемкость почвы, рассчитывают поливную норму для данного конкретного участка.

В США изготовляется несколько систем тензиометров наборами для глубин от 10 до 150 *см*. Тензиометры в заводском оформлении получили весьма простую конструкцию. Они применяются с воздушными вакууметрами (см. рис. 72, *в*), с ртутными монометрами или водными колонками.

Учитывая портативность работы при определении влажности почвы тензиометрическим методом и тот факт, что первоавтором тензиометра является советский ученый В. Г. Корнев, мы должны форсировать применение этого метода в СССР по крайней мере на орошаемых участках.

Тензиометрический метод определения влажности почвы имеет, конечно, и свои ограничивающие факторы. О них сказано в упомянутой главе.

Электрометрические методы. 1. Емкостный метод. Диэлектрическая постоянная свободной воды в почве, молекулы которой полярны, близка к 81. А диэлектрическая проницаемость неполярных минеральных компонентов почвы — 6—10. Отсюда следует, что в сырой почве диэлектрическая проницаемость в основном будет зависеть от ее влажности. В меньшей степени она определяется содержанием солей в почве и температурой. Заметное влияние на диэлектрическую проницаемость оказывает плотность диэлектрика, поэтому ее в эксперименте необходимо поддерживать постоянной.

Поскольку в почве при средних и высоких степенях их увлажнения диэлектрическая проницаемость будет зависеть, главным образом, от содержания в них влаги, то возникает возможность найти переходные коэффициенты от этой характеристики почвы к ее влажности.

Диэлектрическую проницаемость (Σ) обычно определяют как отношение емкости конденсатора (C), погруженного в исследуемое вещество, к емкости конденсатора в пустоте (C_0):

$$\Sigma = \frac{C}{C_0}. \qquad (80)$$

Емкостные датчики влагомеров — это конденсаторы: две параллельно поставленные пластины, пространство между которыми однородно заполнено испытуемым материалом (в нашем случае почвой). Для емкостных измерений принимают в основном две схемы: мостовую и резонансную. При мостовой схеме одним ее плечом является измеряемый конденсатор; другое плечо представлено эталонной емкостью (эталонным конденсатором). Резонансная схема базируется на явлениях резонанса в колебательном контуре, одним из элементов которого является конденсатор-датчик.

Разработкой метода определения влажности почвы емкостным электрометрическим методом занимались Б. П. Александров (1934, 1936, 1940), В. А. Рымша (1950, 1951), Л. Б. Пирожников и И. С. Вайшток (1955) и др. Предложены влагомеры по этому типу ВОДГЕО (Черняк) и Государственным гидрологическим институтом. Использование их дает удовлетворительные результаты лишь при средних и высоких степенях увлажнения почвы. Точность работы этим методом прогрессивно падает по мере подсушивания почвы, а в интервале ее влажности ниже влаги завядания растений электрометрический емкостный метод и вовсе не применим. Причина в том, что диэлектрическая постоянная прочно связанной почвой воды равна лишь 2—3, т. е. даже ниже, чем у минеральных компонентов почвы.

Аппаратура для работы этим методом сложна и дорога. На данной стадии развития емкостный электрометрический метод определения влажности почвы не находит применения в почвоведении и земледелии.

2. Электрометрический — кондуктометрический метод. В сухой почве исключена электропроводность и максимально выражена электросопротивляемость, достигающая десятков тысяч ом. По мере увлажнения почвы свыше 1—1,5 максимальных гигроскопичностей электропроводность ее начинает возрастать. В связи с этим появляется, казалось бы, возможность составить коэффициенты перехода от степени электропроводности почвы к ее влажности и к содержанию в ней солей, поскольку электропроводность возрастает не только с повышением влажности почвы, но и с повышением компонентов солей в ионной форме в почвенном растворе. Эта проблема привлекла внимание многих ученых. Ей посвящены работы: Гедройца, Вильяма (William), Хейнса (Hains), Гёрца (Görz), Ивановой, Низенкова, Ривкинд и Боженовой, Шматкова и др.

В процессе экспериментальных работ выяснилось, что на электропроводность почвы, помимо ее влажности и ионного содержания солей в почвенном растворе, оказывают влияние температура почвы и ее плотность. При определении влажности почвы по ее электропроводности возникает одно уравнение с четырьмя неизвестными, которое, как понятно, решить нельзя. Мнения ученых разделились. Вильям, Хейнс, Гёрц (William, Hains, Görz), Низенков считают, что метод электропроводности вполне может быть использован для измерения влажности почвы. Каждый из них предлагает свою математическую формулу, которая, по их мнению, выражает существующую связь между влажностью и электропроводностью почвы. Напротив, С. И. Небольсин, Е. Н. Иванова и некоторые другие исследователи по данному вопросу пришли к заключению, что если учитывать весь диапазон возможной влажности почвы, то нет никакой закономерной связи между электропроводностью почвы и ее влажностью.

Наконец, были сделаны предложения упростить задачу, снивелировав влияние на электропроводность почв содержания в них солей, плотности и температуры. В этих целях С. И. Долгов искусственно насыщал почвы NaCl; образцы почвы спрессовывались до определенной плотности. Боуякос предложил электроды заделывать в гипсовые блоки, которые должны выполнять роль буфера. Измеренное сопротивление почвы (R_t рекомендовалось приводить к одной температуре, например к 15° С, по формуле

$$R_{15} = \frac{R_t}{1 + \alpha \Delta t}, \qquad (81)$$

где R_t — сопротивление, найденное в опыте при $t°$ С; $\Delta t = t° - 15°$; α — коэффициент, равный в среднем (0,029) для интервала температур от —20° до 40° С.

Если выполнять все эти условия, особенно в полевой обстановке, то простой на первый взгляд метод определения влажности почвы по ее электропроводности окажется очень сложным и недостаточно точным. Этому методу большое внимание уделено в работах Вадюниной [1]. Ею же выяснен ряд закономерностей, ограничивающих условия приложимости метода на практике. Основные из них сводятся к следующему (рис. 101).

На графике рисунка в интервале от 0 до 10% влажности для всех испытанных образцов, кроме лёссовидного суглинка, электропроводность практически неучитываема. При дальнейшем повышении влажности электропроводность резко возрастает. Уве-

[1] А. Ф. Вадюнина. К оценке электропроводности, как метода определения влажности почв. Ж. «Почвоведение», 1937, № 3.
А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М., 1961, стр. 179—187.

личение ее отмечается, примерно, до уровня общей влагоемкости материала. При влажности почвы свыше общей влагоемкости вследствие повышенного разведения почвенного раствора электропроводность почвенных образцов снижается. Точка перегиба кривых отмечается тем раньше, чем ниже влагоемкость материала. Например, для горизонта A_2 дерново-подзолистой почвы перегиб кривой отмечен при 23—24% влажности, а для перегнойно-аккумулятивного гор. А чернозема он наступил при 45%.

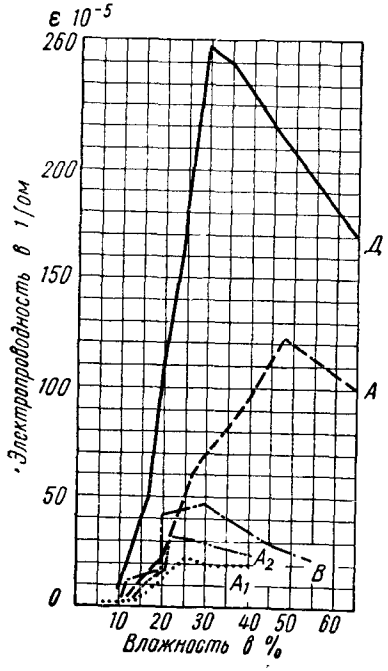


Рис. 101. Электропроводность почв в обратных омах. Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая почва: гор. A_1, A_2, B; чернозем обыкновенный, гор. А и материнская порода — Д (лёссовидный суглинок) с глубины 370—400 *см*

Наличие перегиба в кривых электропроводности свидетельствует о том, что при высоких степенях увлажнения почвы (свыше общей влагоемкости) метод определения влажности почвы по ее электропроводности полностью непригоден, так как на кривых выявляются участки с одинаковой электропроводностью на восходящих и нисходящих их отрезках при резко различном увлажнении. Например, лёссовидный суглинок имеет электропроводность $170 \cdot 10^{-5}$ обратных омов при влажности 25 и 65%; гор. А чернозема имеет одинаковую электропроводность при влажности 40 и 65% и т. д.

Из графика рис. 101 следует также, что различной электропроводностью обладают не только разные по типу почвы, но и отдельные горизонты одной и той же почвы. Поэтому влагомеры нужно тарировать порознь для каждого горизонта.

В заключение оценки электрометрического кондуктометрического метода отметим, что при определении влажности почвы он может быть использован, как приблизительный, и лишь в интервале смоченности ее от влаги завядания растений до общей влагоемкости (pF от 2,6 до 4,2) [1].

[1] Н. А. Качинский. Физика почвы в работах VII Международного конгресса почвоведов. Вестн. Московск. ун-та, 1961, № 3, табл. 1.

Шире, чем при определении влажности почв, этим методом пользуются при изучении водопроницаемости и водоподъемной способности почв для выявления границ между смоченными и сухими слоями (см. рис. 23, 36, 37, 38, 81). Он также пригоден для определения глубины промерзания почв, так как при замерзании воды электросопротивляемость почв резко возрастает.

В настоящее время предложено много конструкций влагомеров, основанных на учете электропроводности почвы. В СССР значительным распространением пользуется «Измеритель влажности почвы АМ-11», изготовляемый Рижским опытным заводом гидрометприборов. На рис. 102 изображен влагомер Боуякоса, нашедший широкое применение в США.

Радиоактивные методы измерения влажности почвы.

1. Гаммаскопический метод определения запасов воды в почве. Этот метод частично описан в первой части «Физики почвы» применительно к определению абсолютного веса почвы (суммы всех ее фаз: твердой, жидкой, газообразной + живого населения). Здесь мы кратко опишем принцип использования гаммаскопического метода для определения влажности почвы.

Гамма-лучи при прохождении через почву или грунт рассеиваются ими. Причина рассеивания — столкновение гамма-фотонов с электронами атомов почвы, в силу чего часть фотонов выбрасывается обратно в пространство, окружающее источник гамма-излучения. Чем больше плотность почвы и чем выше ее влажность, тем сильнее она будет рассеивать (поглощать) гамма-лучи.

Процесс рассеивания гамма-лучей, излучаемых введенным в почву датчиком, определяется: а) рассеивающим (поглощающим) влиянием твердой фазы почвы и б) рассеивающим влиянием почвенной влаги. Если гамма-излучатель установить в почву стандартно с определенной плотностью почвы, при постоянстве интенсивности излучения и направления потока гамма-лучей, а также постоянного расстояния между датчиком лучей и счетчиком, регистрирующим рассеивание их, то при дальнейших наблюдениях изменение степени поглощения лучей будет зависеть лишь от колебания влажности почвы. Исходную влажность почвы определяют одним из вышеописанных методов, обычно сушкой ее в термостате. При этом в исходный период должны быть известны интенсивность гамма-излучения датчиком и степень рассеивания лучей почвой. При дальнейших определениях влажности почвы учитывается лишь степень поглощения лучей почвой: при возрастании влажности поглощение лучей будет расти, при подсушивании почвы — падать. Располагая вышеназванными показателями, по формуле можно рассчитать влажность почвы в миллиметрах водного столба.

В качестве источника гамма-излучения используют Co^{60} с периодом полураспада 5,32 *г*, Cs^{137} или препарат радия с интен-

сивностью 4—5 *мкюри*[1]. При наличии их можно просвечивать минеральную толщу почво-грунта на расстоянии 30—50 *см* и в полтора раза большую толщу торфа без сложных мероприятий по защите наблюдателя от биологически вредных излучений.

Для полевых работ в СССР сконструировано несколько приборов[2].

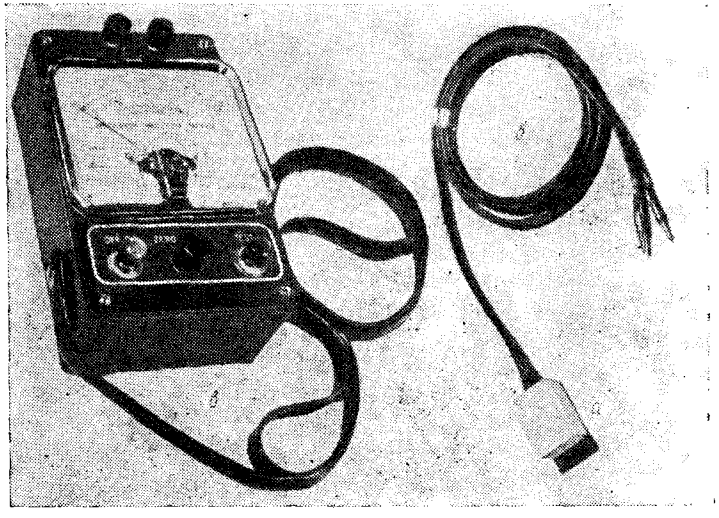


Рис. 102. Влагомер конструкции Боуякоса:

а — гипсовый блок; *б* — изолированный провод; *в* — источник электротока и измерительное устройство для регистрации электросопротивления почвы

Этим методом можно определять среднюю суммарную влажность для определенной толщи почвы (например, 0—50 *см*) (рис. 103) или порознь для отдельных горизонтов (рис. 104).

Расчет баланса влаги ведут по уравнению

$$\Delta W = 10\,\frac{\ln I_0 - \ln I_t}{\mu_{H_2O}}\ \text{мм}, \qquad (82)$$

где I_0 — гамма-излучение в начальный момент опыта; I_t — гамма-излучение в момент t; ΔW — прирост или убыль влаги в миллиметрах водного столба; μ_{H_2O} — линейный коэффициент ослабления излучения.

Формула выведена путем логарифмирования равенства $I = I_0^{-\mu l}$, характеризующего ослабление гамма-излучения толщей

[1] Милликюри (*мкюри*) $= 3{,}7 \times 10^7$ распадов в 1 *сек*.

[2] Описание их см. С. В. Астапов. Мелиоративное почвоведение Практикум, гл. XIV, Сельхозгиз, 1958.

просвечиваемого вещества, каковым в данном случае является толща слоя воды ΔW.

Линейный коэффициент ослабления излучения μ_{H_2O} устанавливается экспериментально. Над местом нахождения контейнера с радиокобальтом устанавливается сосуд с плоским дном. Над дном этого сосуда на высоте 5—20 *см* от него помещается счетчик, измеряется интенсивность гамма-излучения (I_0). Затем в сосуд наливается вода слоем 4—19 *см* (h). Снова измеряется интенсивность излучения (I_h). Коэффициент μ_{H_2O} рассчитывается по формуле

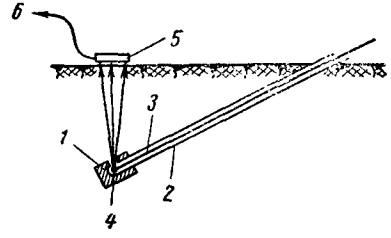


Рис. 103. Схема вертикального просвечивания почвы:

1 — цилиндрический свинцовый контейнер-коллиматор с боковым отверстием; *2* — тонкостенная металлическая трубка диаметром 5—7 *мм*; *3* — металлический прут диаметром 4—5 *мм* для введения гамма-излучателя в контейнер-коллиматор; *4* — гамма-излучатель; *5* — счетчик; *6* — к регистрирующему устройству

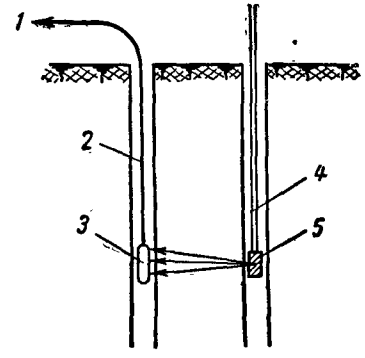


Рис. 104. Схема горизонтального просвечивания почвы:

1 — к регистрирующему устройству; *2* — кабель; *3* — счетчик; *4* — держатель; *5* — контейнер-коллиматор с гамма-излучателем

$$\mu_{H_2O} = \frac{\ln I_0 - \ln I_h}{h}. \qquad (83)$$

Абсолютный запас влаги в почве (W) рассчитывается по формуле

$$W = W_0 + \Delta W\ \text{мм}, \qquad (84)$$

где W_0 — исходный запас влаги в исследуемом слое почвы, выраженный в миллиметрах водного столба.

По данным Емельянова (1958), гаммаскопический метод определения влажности почвы обеспечивает такую же точность искомых величин, как и термостатно-тепловой; при этом на одно определение непосредственно в поле, включая и вычисления, требуется 2—3 *мин*[1].

[1] В. А. Емельянов. Методы радиоактивных излучений и индикаторов в почвенно-мелиоративных исследованиях, гл. XIV в руководстве С. В. Астапова «Мелиоративное почвоведение». Практикум, Сельхозгиз, М., 1958.

Из статьи Емельянова В. А. нами позаимствованы рис. 103 и 104.

Это подтверждается следующими данными Данилина (табл. 43).

Таблица 43

Отклонения отдельных измерений влажности почвы от средних значений, полученных из трех повторных определений

Метод определения	Число измерений	Количество отдельных измерений, отклонившихся от средних значений влажности на величины				
		до 2%	2,1—3,0%	3,1—4,0%	4,1—5,0%	5,1—6,0%
Горизонтальное просвечивание гамма-лучами	703	592	77	23	11	0
Сушка образцов в термостате (контроль)	702	591	60	33	11	4
Вертикальное просвечивание гамма-лучами	138	119	15	3	1	0
Сушка образцов в термостате (контроль)	135	122	18	2	0	3

Однако, как следует из ранее сказанного, с позиции одной гаммаскопической установки можно просвечивать в минеральных почво-грунтах толщу в 30—40 *см*. В современном же почвоведении, особенно в мелиоративном, водный режим изучается в толще почво-грунта до 2—4 и более метров. В этих случаях гаммаскопический метод определения влажности почвы осложняется до практически неосуществимых пределов.

Видимо, по этой причине В. А. Емельянов рекомендует гаммаскопический метод для наблюдений за динамикой влажности почвы только на орошаемых полях для контроля поливных норм, т. е. для поверхностных горизонтов почвы.

2. Нейтронный метод определения влажности почвы[1]. Этот метод основан на облучении почвы быстрыми нейтронами и степени превращения их после взаимодействия с компонентами почвы в медленные нейтроны. Замедленные нейтроны, энергия движения которых приблизительно равна средней кинетической энергии атомов рассеивающей среды при обычной температуре, получили название *тепловых нейтронов*. Эти нейтроны при их

[1] В. А. Емельянов. Методы радиоактивных излучений и индикаторов в почвенно-мелиоративных исследованиях, гл. XIV в руководстве С. В. Астапова «Мелиоративное почвоведение». Практикум, Сельхозгиз, М., 1958.

В. А. Емельянов. Нейтронный влагомер НИВ, гамма-плотномеры ГГП и ПГП, их погрешности и технико-экономические показатели, М., 1965.

В. А. Емельянов. Гамма-лучи и нейтроны в полевых почвенно-мелиоративных исследованиях. М., 1962.

дифундировании сквозь толщу почвы захватываются ядрами компонентов почвы, окружающих источник нейтронного излучения, причем ядра почвенных компонентов в момент захвата тепловых нейтронов испускают захватное гамма-излучение. Основная масса ядер почвенных компонентов незначительно различается по силе захватного действия. Но некоторые из них обладают аномально сильными захватными свойствами; это ядра лития, хлора, кобальта, особенно бора. В процессе упругого рассеивания нейтроны теряют тем большую часть энергии, чем легче ядра, с которыми они сталкиваются. Так, для замедления нейтронов с начальной энергией 5,5 *Мэв* до тепловых энергий 0,025 *эв* требуется следующее количество столкновений с ядрами: H^+ — 19,0; O^{2-} — 150; Al^{3+} — 254; Si^{2+} — 268; Ca^{2+} — 384; Fe^{3+} — 528. Таким образом, свободный H^+ в почвенном растворе и вода, содержащая два атома водорода, являются главными факторами, способствующими переходу быстрых нейтронов в замедленные нейтроны.

В случае нахождения источника нейтронного излучения в воде или во влажной почве около него формируется «облако» замедленных нейтронов, плотность содержания которых уменьшается к периферии «облака». В водной среде радиус «облака» около 15 *см*; в почве с малым влагосодержанием воды — 30—40 *см*. При возрастании влажности почвы радиус сферического «облака» уменьшается, но количество тепловых нейтронов остается почти постоянным. Поэтому, если счетчик тепловых нейтронов размещен вблизи от источника излучения нейтронов, существует прямая зависимость между влажностью почвы и скоростью счета тепловых нейтронов.

Водород кристаллических решеток глинных минералов обладает значительно более слабой замедляющей способностью в отношении быстрых нейтронов и поэтому при объемных влажностях почвы более 7—10% заметных искажений в определении влажности не вносит. Это же следует сказать об аномально сильных поглотителях тепловых нейтронов (хлор, бор) в незасоленных почвах.

Получение нейтронов основано на ядерной реакции: атомные ядра бериллия, бомбардируемые альфа-частицами, испускаемыми полонием, превращаются в атомные ядра углерода. При этом возникают быстрые нейтроны.

Схема установки для определения влажности почвы нейтронным методом представлена на рис. 105[1]. Датчик монтируется в гильзе диаметром 2,5—3,5 *см* и высотой 20—26 *см*. Гильза вводится в буровую скважину. В нижней части гильзы помещается источник быстрых нейтронов активностью около 5 *мкюри*. В верхней части гильзы устанавливается счетчик медленных нейтро-

[1] Рисунок заимствован из работы В. А. Емельянова.

нов, например газоразрядный самогасящийся счетчик, содержащий в газовой смеси пары фтористого бора, или самогасящиеся счетчики, обернутые серебряной, родиевой или индиевой фольгой.

Искомое значение влажности почвы находят по калибровочному графику зависимости скорости счета тепловых или надтепловых нейтронов[1] от объемной влажности почвы.

При поверхностных определениях нейтронным методом характеризуется влажность почвы в толще 15—30 *см*. При глубинных определениях радиус сферы характеризуемой почвы колеблется в зависимости от смоченности почвы; в почвах с малым влагосодержанием — 30—40 *см*; во влажных почвах — 15—20 *см*.

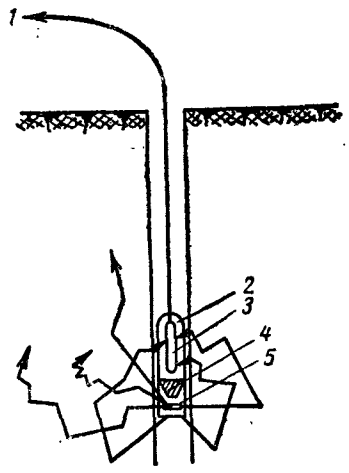


Рис. 105. Схема датчика нейтронного влагомера:

1 — к регистратору импульсов; *2* — гильза; *3* — счетчик медленных нейтронов; *4* — свинец; *5* — источник быстрых нейтронов

По данным Емельянова, точность определения влажности почвы нейтронным методом составляет 3—5% к определяемой величине. На одно определение требуется 2—5 *мин*.

Нейтронный метод имеет преимущество перед гаммаскопическим методом. Он позволяет сразу получать абсолютную влажность почвы в любой момент времени без предварительного учета исходной влажности почвы термостатно-тепловым или другим способом.

В зарубежной практике гаммаскопический и нейтронный методы отнесены пока к категории методов, находящихся в стадии экспериментальной разработки и дорогостоящих[2].

Визуальное определение влажности почвы в поле. Иногда возникает необходимость быстро определить влажность почвы в поле, например при описании шурфов[3], при установлении спелости почвы для обработки и др. С известной приближенностью это можно сделать на ощупь. Предлагаем следующую шкалу для этой цели:

---

[1] Надтепловые нейтроны — с энергией порядка 10—100 *эв*.

[2] См. T. J. Marshall. Relations between water and soil. Commonwealth agricultural bureaux farnham royal. Bucks. England, 10, 64—65, 1959.

Н. А. Качинский. Физика почвы в работах VII Международного конгресса почвоведов. Вестн. Московск. ун-та, 1961, № 3.

[3] От влажности зависит цвет почвы, твердость, пластичность структура.

1. Почва мокрая, избыточно увлажненная, из нее выжимается вода. Для обработки не пригодна.

2. Весьма сырая, блестит от воды, но вода не выжимается; соответствует общей влагоемкости почвы; глины и суглинки при такой влажности хорошо формуются; для обработки тяжелых по механическому составу почв эта стадия смоченности завышена: орудия обработки залипают, пашня получается смазанной.

3. Почва сырая: хорошо формуется, но от воды не блестит; влажность оптимальная для обработки почвы и для растений (70—85% от общей влагоемкости глинистых и суглинистых почв; 85—95% для песков и супесей). При обработке почва хорошо агрегируется.

4. Почва сыровата; соответствует приблизительно 50% от общей влагоемкости; формуется слабо и неустойчиво. Нижняя четверть диапазона активной (продуктивной влаги); для обработки почва пересушена.

5. Почва суховата, не формуется; раздавливается в мелкозем, но не пылит; влага завядания растений.

6. Почва сухая; ниже максимальной гигроскопичности; «мертвый» запас воды в почве; раздавливается в мелкозем; при дуновении пылит.

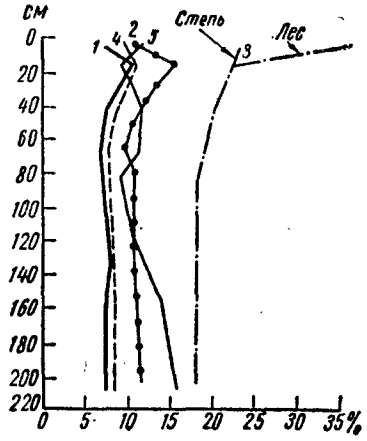


Рис. 106. Влажность светло-каштановой солонцеватой тяжелосуглинистой почвы. Волгоградское «Зеленое кольцо», 9 участок, июль 1949 г.:

1 — мертвый запас воды; *2* — влага завядания растений; *3* — влагоемкость общая; *4* — влажность почвы под степью, разрез 1; *5* — влажность почвы под лесополосой, разрез 2

Графические методы изображения влажности почвы. Для этой цели чаще пользуются двумя методами: а) методом кривых и б) методом хроноизоплет.

Метод кривых. По оси ординат откладывают в масштабе глубины взятия образцов для определения влажности почвы, по оси абсцисс — влажность почвы в %. Для каждого срока наблюдений вычерчивается кривая и помечается своим номером (1, 2, 3 и т. д.). Для качественной оценки влажности на тот же график наносятся (в %) еще три кривые: кривая влагоемкости почвы; кривая влаги завядания растений и кривая максимальной гигроскопичности (влага, недоступная растениям). На фоне этих трех кривых сразу станет ясным — куда тяготеет абсолютная влажность почвы за каждый срок наблюдений: в сторону высоких влажностей, низких или средних.

Чтобы кривые за каждый срок наблюдений выделялись четче, каждую из них нужно вычерчивать своим условным знаком: сплошной линией, пунктиром, точками и т. д. На рис. 106 изображена влажность светло-каштановой почвы методом кривых.

Метод хроноизоплет. График также строится в системе двух осей координат. По оси ординат откладываются глубины взятия образцов для определения влажности почвы; по оси абсцисс — сроки наблюдений. Расстояния на графике между всеми сроками наблюдений должны быть строго пропорциональны интервалу времени между ними. Через точки сроков наблюдений проводятся вертикальные линии, а через глубины наблюдений — горизонтальные. Получается сетка с прямоугольниками, каждый угол которых соответствует своей влажности. Имея такую сетку, можно вычертить хроноизоплеты, выделяя контуры по увлажнению почвы с любой заданной точностью, например через 10% влажности, через 5, через 2. Чем в меньших диапазонах колеблется влажность почвы, тем с большей дробностью должны выделяться контуры почвы по увлажнению.

Так как влажность почвы в углах прямоугольников представлена обычно дробными величинами или даже целыми числами, но не соответствующими принятым градациям хроноизоплет, то направление последних на сетке влажностей приходится вычислять, составляя пропорцию; пространственный интервал на чертеже между двумя соседними точками влажности известен и различие этих точек по влажности также известно; составляя пропорцию, легко рассчитать, как пройдет хроноизоплета в каждом прямоугольнике на сетке влажностей почвы.

Если толща грунта совершенно однородна по свойствам, то для характеристики динамики влажности почвы во времени хроноизоплеты можно вычерчивать по данным абсолютной влажности почвы, как это, например, делал (не всегда обоснованно) Г. Н. Высоцкий[1].

В почвах, как правило, верхние горизонты обладают заметно (а часто значительно) другими свойствами, чем нижние. Это еще сильней подчеркнуто в грунтах слоистых. В этих случаях вычерчивать хроноизоплеты по абсолютной влажности почвы бессмысленно[2]. Выход из положения может быть двоякий.

1. Абсолютную влажность почвы, используя влагоемкость различных горизонтов или слоев, нужно пересчитать в относительную, и хроноизоплеты вычерчивать по величинам этой влажности.

[1] Г. Н. Высоцкий. О взаимных соотношениях между лесной растительностью и влагой преимущественно в южнорусских степях. Ч. 1, СПб., 1904, стр. 11.

[2] Н. А. Качинский. О влажности почвы и методах ее изучения. «Новая деревня», М., 1923

2. Используя максимальную гигроскопичность по генетическим горизонтам или слоям, нужно вычислить количество воды в почве, доступное растениям (свыше максимальной гигроскопичности), или активную (продуктивную) влагу (свыше влаги завядания растений), и хроноизоплеты вычерчивать на основе этих величин.

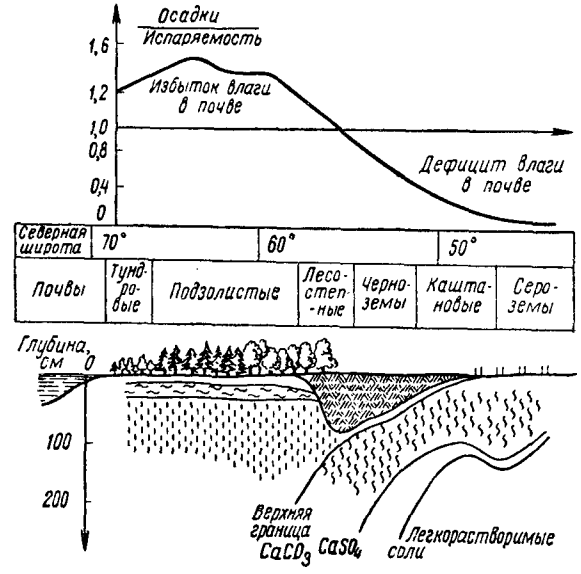


Рис. 107. Водообеспеченность и соленосность основных почвенных зон европейской части СССР. Меридиальный разрез — схема (по Г. Н. Высоцкому)

По фону хроноизоплет всегда целесообразно в хронологическом порядке нанести атмосферные осадки в миллиметрах водного столба.

Типы водного режима почв. Влагообеспеченность территории. Факторы влагообеспеченности территории могут быть географически широко распространенными (зональными) и длительными во времени и могут быть узко местными (интразональными) длительными и кратковременными.

Для ориентировочной характеристики районов по влажности пользуются формулой Высоцкого[1].

$$e = \frac{\mu A}{E_в}, \qquad (85)$$

[1] Г. Н. Высоцкий. О глубокопочвенном (полнопочвенном) почвоведении. Ж. «Почвоведение», 1934, № 6.

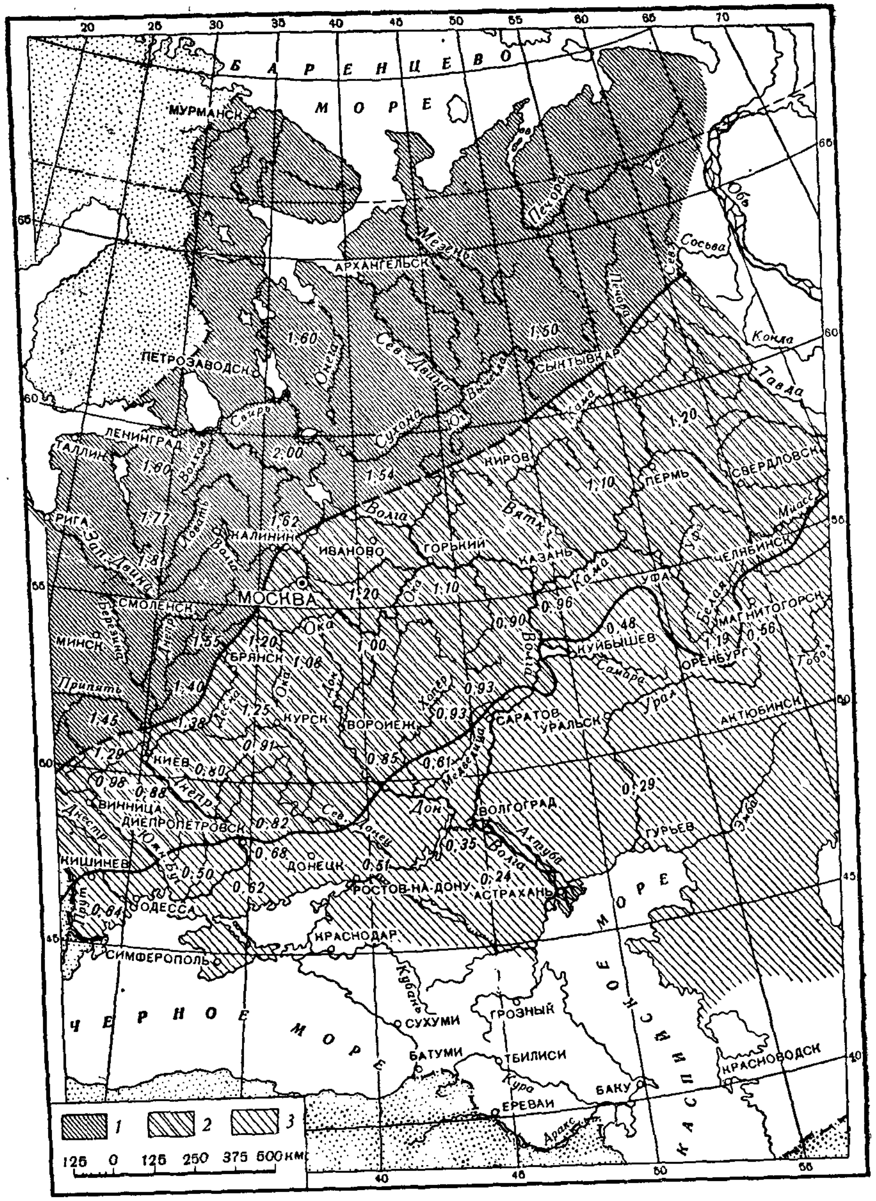


Рис. 108. Основные зональные типы водообеспеченности европейской части СССР (схема по Черкасову):

1 — увлажнение избыточное; *2* — увлажнение неустойчивое; *3* — увлажнение недостаточное

где e — коэффициент влагообеспеченности территории; A — годовое количество атмосферных осадков в миллиметрах водного столба; μ — коэффициент восприятия осадков почвой; $E_в$ — испаряемость воды за год с открытого зеркала воды или с поверхности почвы, увлажненной до общей влагоемкости и выше.

При $e>1$ — водообеспеченность территории избыточная: почва имеет склонность к заболачиванию; если $e<1$ — водообеспеченность недостаточная, территория подвержена краткосрочным или длительным засухам; при $e\cong 1$ — водообеспеченность территории неустойчивая: в отдельные по увлажнению годы возможны колебания от избыточного увлажнения до оптимального или даже до засухи. На рис. 107 и 108 представлены схемы водообеспеченности различных зон европейской части СССР.

Важно учитывать совокупное влияние характеристик A и E, а не раздельное их значение. Иллюстрируем это примером. На Кольском полуострове выпадает в среднем 200 *мм* осадков в год, а в Одессе 400 *мм*, т. е. вдвое больше. Но испаряемость на Кольском полуострове в несколько раз ниже, чем в районе Одессы. Соотношение осадков (A) и испаряемости (E) в каждом пункте приводит к тому, что почвы на Кольском полуострове оказываются увлажненными избыточно, а на юге Украины — недостаточно.

Расчет водообеспеченности территории по формуле (85) мы назвали ориентировочным. Действительно, формула имеет весьма условный характер. Осадки (A) приняты в ней годовые. Но ведь очень важно распределение их в течение года. Приведем несколько примеров.

В Индонезии, на острове Ява, за год выпадает огромное количество осадков — 2500 *мм*[1]. Но распределяются они так, что в году отмечается два периода — сырой и сухой. С июня по сентябрь, при тропической жаре, дождей почти нет. Поэтому здесь сильно развито орошение (орошается 3,3 млн. *га* земли). Яровую пшеницу здесь сеют с таким расчетом, чтобы фазы ее развития, включая колошение, прошли при обильной влажности почвы, а налив зерна, подсыхание его и уборка урожая — в период засухи[2].

На Дальнем Востоке СССР в целом и в житнице Дальнего Востока — в Зейско-Буреинском междуречьи Амурской области при средних годовых осадках 450—500 *мм* весна и начало лета бывают крайне засушливыми. Растения в этот период получают влагу главным образом за счет постепенно оттаивающей сезонной мерзлоты.

В противоположность засушливым весне и началу лета июль и август в большинстве случаев изобилуют осадками, которые в

[1] Это столько же, как во влажных субтропиках Западной Грузии (район г. Батуми).

[2] См.: Encyclopaedia Britannica, 1929, vol. 12, p. 975.

виде муссонных проливных дождей выливаются на поверхность почвы, вызывая ее крайнее переувлажнение, порчу грунтовых дорог и образование верховодки. Зерновые культуры убирают комбайны, поставленные на гигантские лыжи и приводимые в действие двумя-тремя гусеничными тракторами. Картофель, свеклу иногда приходится выбирать из-под воды, заливающей поле.

Наконец, упомянем еще о характере осадков за вегетационный период в Московской области.

По формуле (85) Московская область характеризуется как избыточно увлажненная. Действительно июль и август здесь (период уборки зерновых хлебов) весьма дождливы. Но вторая половина мая и начало июня часто характеризуются кратковременными, но острыми засухами, отрицательно влияющими на развитие яровых хлебов и трав.

В формуле (85) весьма условным является и знаменатель ($E_в$) — испаряемость за год. В природе и сельскохозяйственном производстве расходная статья влаги является значительно более сложной. В нее входят: транспирационное испарение воды растениями; физическое испарение почвой; инфильтрация осадков за пределы корнеобитаемой толщи в грунтовые воды, боковой внутрипочвенный сток и др.

Близкую по идее к формуле Высоцкого для расчета показателей климатического увлажнения почв предложил формулу М. И. Будыко[1]:

$$e = \frac{LO}{Q}, \qquad (86)$$

где e — коэффициент водообеспеченности территории; L — скрытая теплота парообразования; O — осадки; Q — радиационный баланс.

В этой формуле величина испаряемости ($E_в$ — в формуле Высоцкого) выражена «радиационным показателем испаряемости $\frac{Q}{L}$.

Значительная условность формул (85) и (86) для определения водообеспеченности территорий обусловила поиски других формул, как дополнительных к ним. Здесь мы кратко остановимся лишь на формуле Селянинова. Она позволяет характеризовать водообеспеченность территорий в отдельные отрезки времени вегетационного периода[2].

$$K = \frac{10A}{B}, \qquad (87)$$

[1] М. И. Будыко. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометиздат, 1956.

[2] Г. Т. Селянинов. Климатические возможности развития овощеводства на Среднем Урале. Научный отчет Всесоюзного ин-та растениеводства, 1945, стр. 48—90.

где K — коэффициент водообеспеченности местности за данный отрезок времени вегетационного периода (например, за месяц); A — осадки за тот же период времени в *мм*; B — средняя месячная температура, помноженная на число дней месяца; 10 — постоянный коэффициент.

$K<0{,}5$ — сухо; K — 0,5—1 — засушливо; K — 1—1,5 — влажно; K — 1,5—2 — избыточно влажно.

В наших работах применялась формула Селянинова для характеристики влажности климата за вегетационный период на среднем Урале и в Волгоградской области[1]. В обоих случаях были получены вполне удовлетворительные результаты. Так, по формуле водообеспеченности (85) для Камышина $K=0{,}46$; для Волгограда $K=0{,}35$. В общем, тенденция в характеристике климата двух этих пунктов получилась правильная. Оба пункта увлажнены недостаточно. Причем климат района Волгограда более сухой, нежели климат Камышина. Однако характеристика тех же пунктов по формуле Селянинова (87) выглядит значительно более дифференцировано (табл. 44).

Таблица 44

Коэффициент обеспеченности местности осадками (K)

(по Селянинову)

Месяцы	Камышин		Волгоград	
	Коэффициент водообеспеченности (K)	Сельскохозяйственная оценка	Коэффициент водообеспеченности (K)	Сельскохозяйственная оценка
IV	1,1	Влажно	0,8	Засушливо
V	0,8	Засушливо	0,55	»
VI	0,9	»	0,6	»
VII	0,7	»	0,4	Сухо
VIII	0,5	Сухо	0,3	Очень сухо
IX	0,8	Засушливо	0,6	Засушливо
X	1,6	Влажно	1,3	Влажно

Согласно приведенным характеристикам, в Камышине влажных месяцев два — апрель и октябрь; сухой — один — август; остальные месяцы засушливые. Гораздо более сурово выглядит водообеспеченность для Волгограда: влажным оказывается лишь октябрь; засушливы апрель, июнь, сентябрь; в мае и июле — сухо, а в августе даже очень сухо.

[1] Н. А. Качинский, А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала. Изд-во АН СССР, 1950.

Н. А. Качинский и А. Ф. Вадюнина. Лесорастительные и почвенно-мелиоративные условия трассы государственной лесной полосы Камышин — Сталинград. Ж. «Почвоведение», № 10, 1950.

В заключение раздела отметим, что еще сложнее дать точную характеристику водообеспеченности узко местных (интразональных) территорий, как степные понижения, поймы, пади и распадки, логовины и др., где влажность почвы и приземного слоя воздуха определяется многими причинами. В этом случае приблизительная характеристика может быть получена по формуле [1]

$$K = \frac{A + B + C - (D + E + F)}{G + H}, \qquad (88)$$

где K — коэффициент водообеспеченности: A — осадки в *мм*; B — приход влаги за счет конденсации паров; C — подток влаги в корнеобитаемый слой за счет капиллярного подъема; D — поверхностный сток; E — фильтрация воды за пределы корнеобитаемого слоя; F — внутрипочвенный сток и приток воды (величина F может быть положительной и отрицательной); G — физическое испарение воды с поверхности почвы; H — транспирационное испарение воды.

При $K > 1$ — увлажнение избыточное; $K \cong 1$ — увлажнение неустойчивое; $K < 1$ — увлажнение недостаточное.

В этом случае характеристики водообеспеченности территории нужно получать по сезонам увлажнения (весенний паводок, летнее просушивание и др.).

До сих пор мы говорили о природных факторах водообеспеченности почвы. Эти факторы в широких пределах может менять человек осушительными и оросительными мероприятиями, борьбой с эрозией почв, лесонасаждениями и пр. Данному вопросу будет посвящен специальный раздел в конце главы 7.

Типы водного режима почв. Как указывалось выше (стр. 245), под влиянием различных факторов — метеорологических, почвенных, гидрогеологических и биологических — в каждый данный момент в почве отмечается определенное количество воды, характеризующее ее влажность. Характер динамики факторов, обусловливающих влажность почвы, как и динамика самой влажности, во времени определяют типы, подтипы и классы водного режима почв.

Основы учения о типах водного режима почв были разработаны Г. Н. Высоцким. Он касается этого вопроса во многих своих работах, особенно в итоговых статьях 1927 и 1934 гг. [2]. В дальнейшем некоторые уточнения и детализация вопроса о водных ре-

[1] Н. А. Качинский, А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала, ч. 2, Изд-во АН СССР, 1950.

[2] Г. Н. Высоцкий. Очерки о почве и режиме грунтовых вод. Ж. «Бюллетень почвоведа», 1927, № 1—2, 3—4, 5—8.

Г. Н. Высоцкий. О глубокопочвенном (полнопочвенном) почвоведении. Ж. «Почвоведение», 1934, № 6.

жимах почв и обширный фактический материал к их характеристике даны в исследованиях Вериго (1948) [1], Роде (1956, 1963) [2], Мичурина (1959) [3], Вериго и Разумовой (1963) [4], Шульгина (1967) [5] и др.

Кратко охарактеризуем основные типы водных режимов почв, придерживаясь в основном классификации Г. Н. Высоцкого.

На рис. 107 и 108 уже была показана основа типов водных режимов для почвенных зон европейской части СССР (по Высоцкому). Для выделения этих типов водных режимов он учитывал: 1) наличие или отсутствие в почве «вечной» мерзлоты; 2) глубину охвата толщи почво-грунта влагооборотом в годичном цикле: до грунтовых вод или только в пределах почвенных горизонтов; 3) преобладание в годовом или многолетнем цикле в толще почво-грунта нисходящих или восходящих водных токов.

С учетом этих основных показателей выделяются при движении с севера на юг следующие типы водных режимов.

Мерзлотный тип — почвы гелидного режима с так называемой вечной мерзлотой. Выделив этот тип, Высоцкий в деталях его не раскрыл, так как лично его не исследовал. Характерной особенностью этого типа является наличие в почве «вечной» мерзлоты, протаивающей в вегетационный период на разные глубины в пределах метра-двух, но не на полную глубину мерзлого слоя, являющегося водоупором. За счет расстаявшего льда и выпадающих осадков над остаточным мерзлым слоем формируется верховодка.

Испарение воды наблюдается с поверхности почвы или с незначительной глубины в ней. Верховодка сохраняется в течение всего вегетационного периода или захватывает лишь часть его. Режим непромывной или частично промывной при наличии внутрипочвенного бокового оттока воды. Почвы — торфяно-глеевые или подзолисто-глеевые.

Мерзлотный тип водного режима следует пополнить подтипом сезонно-мерзлотным. Этот подтип особенно широко распространен на Дальнем Востоке СССР, например в областях Амурской, Хабаровской. После обильных здесь летних дождей (июль, август), обеспечивающих промачивание почвы до грунтовых вод,

[1] С. А. Вериго. Динамика запасов почвенной влаги на территории СССР. Тр. по сельскохозяйственной метеорологии, т. XXVI, Л., 1948.

[2] А. А. Роде. Водный режим почв и его типы. Ж. «Почвоведение», № 4, 1956.

А. А. Роде. Водный режим почв и его регулирование. Изд-во АН СССР, 1963.

[3] Б. Н. Мичурин. Водный режим почв. Сб. «Основы агрофизики», ч. IV, гл. III, IV, М., 1959.

[4] С. А. Вериго, Л. А. Разумова. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометиздат, 1963.

[5] А. М. Шульгин. Климат почвы и его регулирование. Гидрометиздат, 1967.

осенью и зимой почва глубоко промерзает (до 2—3 *м*). В сухие весенние месяцы и в начале лета мерзлый слой оттаивает. Несмотря на малое количество осадков в это время, в толще почвы возникает верховодка, подстилаемая водоупорным мерзлым слоем, который полностью протаивает лишь в конце июля — середине августа. До этого периода водный режим территории носит все черты мерзлотного типа.

После полного протаивания почв при обильных муссонных дождях во второй половине лета в них складывается тип промачиваемого и промывного (пермацидно-перлаватного, по Высоцкому) водного режима. В этих условиях на различных элементах рельефа формируются почвы: дерново-луговые темноцветные, дерново-слабоподзолистые, бурые лесные оподзоленные, торфяно-глеевые (последние — в падях и в поймах рек) [1].

Промачиваемый и промывной (пермацидно-перлаватный) режим. Отмечается во влажном климате, где осадков выпадает больше суммы испаряемости. Влагооборотом охвачена вся толща почво-грунта. Почвы промачиваемые и промываемые насквозь до грунтовых вод. В годовом цикле влагооборота нисходящие водные токи преобладают над восходящими. Данный тип водного режима широко представлен в северной и центральной таежных зонах на различных подтипах подзолистых почв и в зоне влажных субтропиков: в субтропических подзолах, в желтоземах и красноземах.

В промывной зоне должен наблюдаться грунтовый или почвенный сток атмосферных осадков.

Грунтовые воды на территории с промывным водным режимом могут залегать на разных глубинах, но чаще — в плакорных условиях — они близки к поверхности (от 2 *м* и глубже).

Непромывной (импермацидный) замкнутый режим. Отмечается в почвенно-климатических зонах, где приходные статьи влаги в почву менее расходных. Коэффициент влагообеспеченности территории всегда меньше единицы (см. рис. 108 и 109). Почвогрунт и даже собственно почвы насквозь не промачиваются. В годовом цикле влагооборотом охвачена лишь почвенная толща: в сероземах обычно в пределах метра, в каштановых почвах — в пределах 1—2 *м*; в черноземах в пределах нескольких метров. Диапазон влажности почвы весьма широк. За вегетационный период под растительностью профиль почвы просыхает от уровня общей влагоемкости (весной) до уровня влаги завядания растений, а в самом поверхностном слое часто и до «мертвого» запаса (до максимальной гигроскопической и гигроскопической

[1] Н. А. Качинский. Агромелиоративная характеристика основных почвенных типов южной части Зейско-Буреинского междуречья и система мероприятий по окультуриванию почв. Сб. статей. Амурское книжн. изд-во, Благовещенск, 1959.

влаги) к осени. Все же непосредственно в твердой фазе почвы нисходящие водные токи преобладают над восходящими, так как главный расход воды из почвы приходится не на физическое, а на транспирационное испарение.

Грунтовые воды в зонах импермацидного водного режима, как правило, залегают глубоко (на многие метры и десятки метров) от поверхности почвы.

Периодически промывной (альтерно-пермацидный) режим. Граница в европейской части СССР между влажной (промывной) и сухой (непромывной) зонами по средним многолетним показателям проходит приблизительно вдоль южной окраины бывшей лесной области, вдоль зоны широколиственных лесов: дубрав, липняков, ясеней. Но совершенно очевидно, что эта граница не может быть резкой и постоянной. Из многочисленных исследований — климатических, гидрологических, гидрогеологических, почвенных, ботанических, лесоводственных — следует, что в разные по увлажнению годы граница между влажной (пермацидной) и сухой (импермацидной) зонами колеблется в широких пределах, отступая на север в сухие годы и опускаясь на юг во влажные. Особенно наглядно показал это Г. Н. Высоцкий в работе «эмбро эвапорометрические коррелятивы, пульсивность и диспульсивность инфратабес и грунтовых вод».

Следствием колебаний во времени положения границы между влажной и сухой (промывной и непромывной) зонами явилось формирование переходной между ними по водному режиму и по почвенному покрову зоны, тяготеющей в среднем к коэффициенту влагообеспеченности 1 (единица), т. е. к такому водному режиму почв, когда приходные и расходные статьи влаги в почве примерно одинаковы. Однако во влажные годы будет превалировать приходная статья и почвы будут испытывать промывной водный режим, а в сухие годы они будут жить по импермацидному непромывному (замкнутому) типу. Такой водный режим почв Высоцкий назвал периодически промывным или альтерно-пермацидным. Он соответствует лесостепной почвенной зоне с серыми лесными землями и деградированными черноземами. К северу от этой зоны распространяются почвы дерново-подзолистые, к югу черноземы. В мелиорации эта зона известна как зона неустойчивого увлажнения.

Следует отметить, что по средним многолетним данным урожаи сельскохозяйственных культур в лесостепи по сравнению с подзолистой и черноземной зоной и более устойчивы и высоки, потому что почвы здесь не испытывают избыточного увлажнения, свойственного подзолистой зоне, и реже и слабее подвержены засухам, нежели черноземы.

Выпотной (эксудатный) тип водного режима. Этот тип наблюдается в условиях, когда сумма атмосферных осадков значительно меньше испаряемости. В результате общего испарения в атмос-

феру возвращаются не только все поступившие в почву осадки, но и часть влаги из высокостоящих в почво-грунте грунтовых вод аллохтонного происхождения[1]. Влага, поднимающаяся по капиллярам от уровня грунтовых вод, достигает почвенного профиля, образуя капиллярную кайму внутри его или даже у самой поверхности почвы. При испарении воды в почве аккумулируются растворенные в воде соли, образуя солончак на уровне залегания капиллярной каймы.

При выпотном водном режиме влагооборотом охвачен весь профиль почво-грунта от поверхности почвы до уровня грунтовых вод.

Роде считает целесообразным различать: а) собственно выпотной тип водного режима и б) десуктивно выпотной. В первом случае грунтовые воды залегают столь высоко, что капиллярная кайма достигает поверхности почвы. При этом физическое испарение влаги превалирует над транспирационным. Солончаковый горизонт формируется у самой поверхности почвы.

При десуктивно выпотном типе водного режима грунтовые воды залегают глубже, нежели при собственно выпотном. Капиллярная кайма их входит в корнеобитаемый профиль почвы, но не достигает его поверхности. В общем испарении воды транспирационное испарение воды превалирует над физическим. Соленосный аккумулятивный горизонт (Abimo—illuvium, по Высоцкому) формируется внутри почвенного профиля на уровне залегания капиллярной каймы, откуда расходуется наибольшее количество влаги на транспирационное и физическое испарение.

Говоря о типах водного режима почвы, нужно понимать их в годовом и даже многолетнем циклах влагооборота в среднем. Но в любой почвенной зоне в отдельные периоды года могут складываться и часто складываются условия водного режима, отличные от среднегодовых. Об этом уже говорилось частично в разделе «Влагообеспеченность территорий». Например, в дерново-подзолистой зоне в годовом цикле влагооборота водный режим характеризуется как типично промывной. Особенно ярко промывной характер его представлен весной в период снеготаяния и непосредственно после него (апрель месяц, начало мая). В это время часто в почве у самой ее поверхности формируется верховодка, которая постепенно опускается вниз по профилю и окончательно рассасывается лишь к середине мая. Этот период, по нашим многолетним наблюдениям, характеризуется интенсивной деятельностью ворончатых лизиметров во всем профиле почвы (в наших наблюдениях до глубины 250 *см*). Но в этой же зоне в конце мая и в июне обычно наблюдаются кратковременные засухи, приходная статья влаги в почву становится значительно меньше расходной. Почва сильно просыхает до глубины около метра. Деятельность лизиметров прекращается полностью. Очевидно, что в этот период господствует непромывной водный режим дерново-подзолистой почвы.

[1] Грунтовые воды аллохтонные, имеющие дополнительное грунтовое питание.

Аналогичная смена характера водного режима в течение вегетационного периода отмечается и в других почвенных зонах. Например, наши многолетние наблюдения за солевым режимом в профиле светло-каштановых солонцеватых почв юга Волгоградской области зафиксировали пульсацию хлоридов и сульфатов в поверхностных горизонтах почвы. Соли вмываются на несколько десятков сантиметров вглубь после дождей и снова поднимаются к поверхности почвы в дни засух. Для промачиваемых горизонтов в этом случае процесс выщелачивания сменяется процессом повторного засоления в результате подъема капиллярной подвешенной влаги к поверхности почвы и сбрасывания здесь солей при испарении. Такая картина наблюдается для небольшой толщи почвы за короткие отрезки времени. В годовом цикле и в более глубоком профиле почвы светло-каштановая подзона характеризуется типичным импермацидным (непромывным, замкнутым) водным режимом.

Охарактеризованные выше типы водного режима почв могут быть детализированы далее на подтипы и классы водного режима. При этом принимаются во внимание, главным образом, источники увлажнения почвы (атмосферные осадки, поверхностный и внутрипочвенный сток, грунтовое питание, паводковые воды и др.) и степень увлажнения почвы. Учитывая ограниченный объем настоящей работы, мы не станем входить в эти детали[1]. Приведем лишь краткую характеристику режимов влажности почв по С. А. Вериго (1948) и проиллюстрируем их несколькими примерами по зонам увлажнения.

Вериго на основании наблюдений за влажностью почв сети метеорологических станций выделяет четыре агрогидрологические зоны СССР.

Зона обводнения. Охватывает Прибалтику, Белоруссию, северные и северо-восточные районы европейской территории Союза и таежные районы Западно-Сибирской низменности. В почвах постоянно присутствует легко подвижная капиллярная влага, а часто и гравитационная вода. Весной и осенью почвы переувлажнены. Полевые культуры страдают от избытка влаги. Хлеба склонны к полеганию. Данная зона нуждается в искусственном регулировании водного режима (дренаж, поверхностный водосброс в период снеготаяния и осенью, высокие узкие грядки для овощных культур и др.).

[1] Они будут освещены в подготавливаемой кафедрой физики и мелиорации почв МГУ монографии «Водный режим основных почвенных типов европейской части СССР».

Зона капиллярного увлажнения залегает севернее линии Калининград—Ливны—Кудымкар—Тобольск—Кемерово. Помимо атмосферного увлажнения почвы здесь в течение 9—10 месяцев в году получают добавочное капиллярное питание из переувлажненной подпочвы, поэтому полевые культуры в нормальные по увлажнению годы вполне обеспечены влагой, а ранней весной и осенью даже страдают от избытка ее. Однако в засушливые годы яровые зерновые культуры, которые в этой зоне имеют приповерхностное укоренение, в летние месяцы испытывают недостаток влаги. Поэтому наряду с мероприятиями по борьбе с избыточным увлажнением почв ранней весной и осенью в период кратковременных засух необходимы агротехнические меры по уменьшению физического испарения воды почвой.

Зона полного весеннего промачивания. Простирается на юг от зоны капиллярного увлажнения до линии Черновицы—Харьков—Пермь — Оренбург — Кустанай — Ишим — Мариинск. Весной отмечается полное промачивание почвенного профиля. В дальнейшем в течение вегетационного периода влага в толще почвы представлена водой, подвешенной с преобладанием открытой капиллярной влаги. При рациональной агротехнике, по возможности исключающей непроизводительный расход воды на физическое испарение ее почвой, в почве может быть создан оптимальный водно-воздушный и тепловой режим, при котором полевые культуры обеспечены водой, теплом, воздухом. Однако к осени почва заметно просыхает, что отрицательно сказывается на развитии озимых культур. Поэтому весьма эффективны: глубокая культурная обработка почвы плугом с предплужниками, черные пары, зимнее снегозадержание, все методы по оструктуриванию почв.

Зона слабого весеннего промачивания. Она располагается к югу и юго-востоку от зоны полного весеннего промачивания. Это зона недостаточного увлажнения. Коэффициент влагообеспеченности территории здесь всегда меньше единицы. Глубина весеннего промачивания почвы в степи без добавочных искусственных мероприятий редко превосходит метр, а чаще бывает менее метра. В промоченном в период весеннего снеготаяния слое удовлетворительная для полевых культур влажность наблюдается лишь в апреле—мае. Уже в июне степь сохнет, а в июле—августе выгорает (см. табл. 44). Борьба за воду в почве в этой зоне — первейшая забота земледельца. Лущение стерни вслед за уборкой зерновых культур, ранняя зяблевая вспашка, зимнее снегозадержание, полосное лесоразведение, весеннее черезполосное протаивание снега путем пропашки его снегопахом или посыпки полосами черной землей, ранняя весновспашка и культивация почвы, черные пары, правильный севооборот — все это в комплексе будет способствовать улучшению водного режима почвы. Но наиболее эффективный метод борьбы с засухой в этой зоне — искусственное орошение полей, которое на базе строящихся многочисленных гидроэлектростанций и крупных водохранилищ получает сейчас от года к году все более широкое развитие.

Описанные агрогидрологические зоны по Вериго (и близкие им по Роде, 1963) имеют много общего с зонами влагообеспеченности, выделенными по принципам Высоцкого [1], Черкасова [2], Костякова [3] (см. рис. 108). Как отмечалось выше, зоны эти не имеют строго очерченных границ. Они колеблются в довольно широких пределах в зависимости от погодных условий года. Продвижение граничной линии на юг или север зависит также от макро- и микрорельефа местности, гидрологических и микроклиматических условий и т. д. От тех же причин зависит пестрота режимов увлажнения внутри самих зон, что обусловливает и комплексность почвенного покрова. Приведем несколько примеров.

Таблица 45

Дерново-подзолистая зона. Собакино-опытное. Московская область.

Абсолютная влажность в % веса дерново-подзолистой суглинистой почвы в зависимости от рельефа. Склон 3°, протяженность 1 *км*. Залежь многолетняя. Средние величины из 20 наблюдений (апрель — сентябрь) за вегетационный период 1925 г.

Горизонты, глубины в *см*	Вершина склона	Середина склона	Подошва склона естественно-дренированная	Микрозапалина на вершине склона глубиной 30 *см*
$A_п$ 0—20	16,6	17,4	20,0	29,8
A_2 20—32	15,0	15,8	20,4	30,9
B_1 32—55	14,2	14,9	18,0	27,0
B_2 55—85	16,8	17,4	18,2	22,4
B_3 85—100	17,0	18,9	19,8	20,9
B_3 100—120	16,0	18,6	18,8	20,1

В табл. 45 приведены только абсолютные величины влажности, так как основная ее цель — иллюстрировать лишь влияние рельефа и микрорельефа на влажность почвы, но попутно отметим, что в 1925 г. в течение всего вегетационного периода в пахотном слое и в метровом профиле почвы постоянно присутствовала активная (продуктивная) влага. Основной же вывод из данных таблицы тот, что в дерново-подзолистой зоне при типичных для нее склонах в Московской области макрорельеф, если он не завершается замкнутым мезо- или макропонижением, менее влияет на влажность и сквозное промачивание почвы, нежели

[1] Г. Н. Высоцкий. О глубокопочвенном (полнопочвенном) почвоведении. Ж. «Почвоведение», 1934, № 6.

[2] А. А. Черкасов. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. Сельхозгиз, 1939, стр. 10.

[3] А. Н. Костяков. Основы мелиораций. Сельхозгиз, 1951, стр. 20.

микрорельеф при замкнутых микропонижениях. Так, из данных табл. 45 следует, что при понижении склона на 7 *м* влажность почвы от вершины к подошве склона возросла в различных горизонтах на 1,4—5,4%. В это же время влажность почвы в микрозападинах глубиной в 30 *см* по сравнению с ровной поверхностью на вершине склона увеличилась до глубины 85 *см* на 4,2—10,5%. Следует отметить, что и микро-микрозападины всего глубиной в несколько сантиметров также изменяют влажность почвы по профилю и интенсивность подзолообразовательного процесса[1].

Конечно, сильнее всего режим будет изменен не в микро-микропонижениях, а в замкнутых мезо- и макропонижениях, где создаются условия максимально избыточного увлажнения и формируются почвы торфяно-глеевого типа (Захаров[2], Филатов[3]).

Таблица 46

Черноземная зона.

Чернозем обыкновенный глинистый. Полтавская губерния. Пределы годовых колебаний влажности степной почвы в среднем за 6 лет (1887—1892)

(по Измаильскому)[1]

Глубина в *см*	Влажность в % веса почвы		
	средняя за сезон	интервал колебаний	разница
0—18	18,99	30,73—5,77	24,96
54—71	16,24	21,37—9,52	11,85
124—142	13,54	19,13—10,03	9,10
196—214	13,25	18,48—11,89	6,59

[1] А. А. Измаильский. Влажность почвы и грунтовая вода. Полтава, 1894, стр. 289, табл. 55.

Подзона обыкновенного чернозема соответствует импермацидному (непромываемому, замкнутому) водному режиму.

Из данных табл. 46 явствует, что этот режим резко континентальный. Весьма значительная влажность в промачиваемом слое почвы после весеннего снеготаяния (18,48—30,73%) в профиле свыше 2 *м* резко падает к осени (до 5,77—11,89%). Если влажность 30,73% близка к общей влагоемкости почвы, то ее величина 5,77% соответствует лишь гигроскопической влаге. Степень весеннего промачивания почвы значительно ослабевает в нижних горизонтах (с 30,73 до 18,48%), но в том же направлении падает расход воды почвой на общее испарение (в среднем с 24,96% в гор. A_1 до 6,59% в гор. C_2). Так, в средних величинах влажности

[1] Н. А. Качинский. Изучение физических свойств почв и корневых систем растений при территориальных почвенных исследованиях. Гос. изд-во сельскохозяйств. и колх. коопер. лит., 1931, стр. 76—79.

[2] С. А. Захаров. К вопросу о значении микро- и макрорельефа в подзолистой области. Ж. «Почвоведение», 1910, № 4, т. 12.

[3] М. М. Филатов. Очерк почв Московской губернии. М., 1923.

выглядит водный режим чернозема под степями в плакорных условиях его залегания.

Однако, по Докучаеву, «...если всмотреться в их поверхность несколько повнимательнее, то оказывается, что они (степи.— *Н. К.*) местами в отдельных участках, как оспинами изрыты небольшими более или менее правильными, чаше- или блюдообразными котловинами. Характерно, что рядом с такими участками лежат степные пространства, совершенно лишенные котловин; затем *блюдца* снова появлялись, опять исчезали и пр.»[1].

Размеры воронок весьма неодинаковы. Они бывают или едва заметными по глубине, или увеличиваются до таких размеров, что вода в них держится в течение всего лета. Большая часть воронок имеет глубину от 70 до 150, изредка до 200 *см*. Диаметр воронок колеблется[2] от 2 до 80 *м*. На старопашках мелкие воронки постепенно ликвидируются при обработке почвы. Глубокие сохраняются на пашнях до настоящего времени. Каждая из таких воронок в период весеннего снеготаяния и при летних ливневых дождях превращается в водосбор. При этом в крупных воронках (потускулах, по Высоцкому) почва промокает до грунтовых вод и питает их (табл. 47).

Таким образом, рядом в степи сочетаются два типа водного режима: главенствует непромывной (импермацидный) в высокой степи; в него внутризонально (интразонально, по Докучаеву) вкраплен промывной (пермацидный) тип в воронках, а иногда и

Таблица 47

Влажность в % веса сухой почвы. Полтавская губ., хутор Дьячково. Чернозем обыкновенный, 1893 г.

(по Измаильскому)

Глубина в *м*	Степь рядом с воронкой	Дно воронки	Глубина в *м*	Степь рядом с воронкой	Дно воронки
0	25	31	8,58	14	19
0,71	11	21	9,30	14	19
1,42	12	21	10,01	15	20
2,13	12	19	10,72	16	20
2,84	14	23	11,43	17	20
3,55	14	23	12,14		20
4,27	15	21	12,85		20
5,04	15	19	13,56		20
5,75	14	17	14,27		21
6,45	14	18	14,99		20
7,16	13	18	15,70		—
7,87	14	21			

[1] В. В. Докучаев. Материалы к оценке земель Полтавской губернии. Вып. 1. Полтавский уезд. Изд. Полтавского губернского земства. СПб., 1890 (Отчет, составленный А. С. Георгиевским; стр. 3).

[2] А. А. Измаильский. Ibidem, стр. 43.

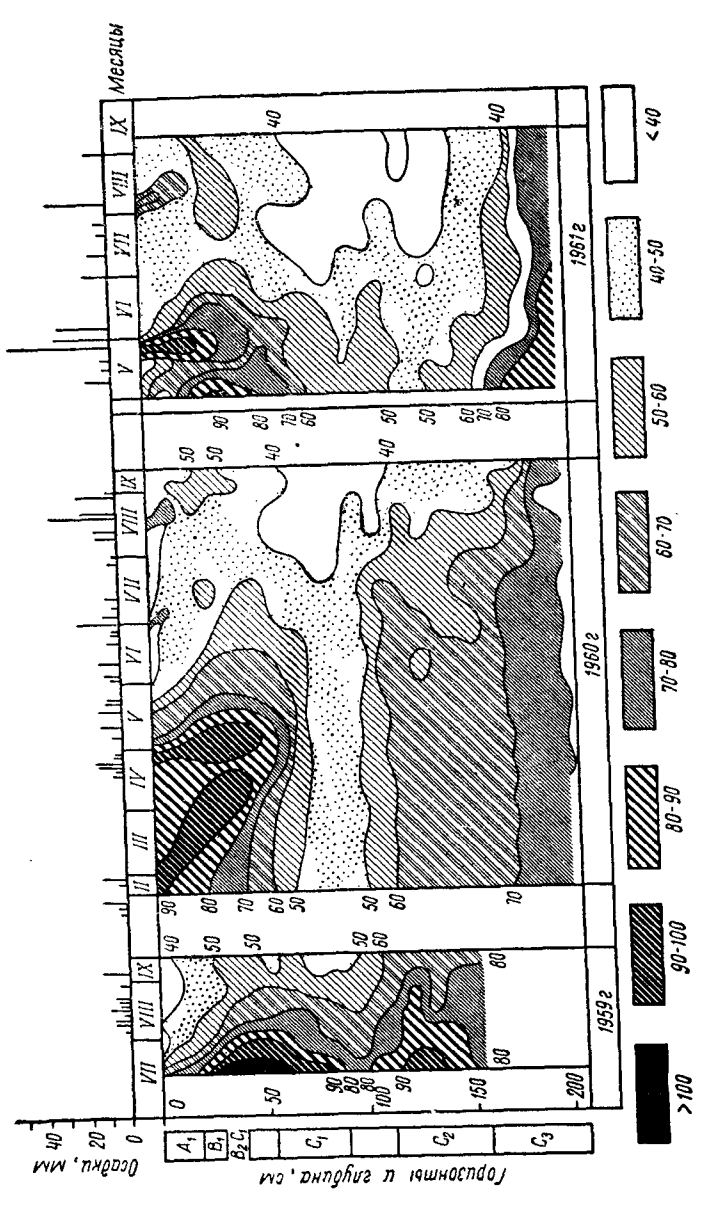


Рис. 109. Относительная влажность (в % общей влагоемкости) светло-каштановой солонцеватой суглинистой почвы на целине (по данным кафедры физики и мелиорации почв)

выпотной (экссудатный). Кроме того, интразональным будет здесь водный режим в балках, логовинах, в поймах рек.

Не менее, чем в черноземной зоне, выражена комплексность типов водного режима в каштановой почвенной зоне. Главенствующий (зональный) тип здесь — *непромывной водный режим* (рис. 109).

Как следует из данных рис. 109 и из многолетних наблюдений над влажностью почв в каштановой и светло-каштановой подзонах кафедры физики и мелиорации почв, в вегетационный период в профиле почвы можно выделить по степени увлажнения три зоны.

Первая зона увлажнения, характеризующаяся резко переменной влажностью, простирается от поверхности почвы до глубины 50—70 *см*. Это зона весеннего промачивания почвы. В апреле она имеет высокую влажность — 60—100% от общей влагоемкости. За вегетационный период происходит иссушение этого слоя почвы до влажности завядания растений и ниже этой величины.

В конце лета (начало сентября), когда первая поверхностная зона увлажнения (до глубины 60—70 *см*) просыхает, влажность почвы выравнивается до глубины 160—180 *см*, где расположена вторая зона увлажнения. По сравнению с первой поверхностной зоной вторая зона характеризуется значительно более низкой и более постоянной в течение года величиной влажности почвы.

Третья зона увлажнения простирается глубже 160—180 *см*. Она отличается несколько большим содержанием влаги, нежели вторая зона увлажнения. Здесь сохраняется часть влаги, проникшей на эти глубины в отдельные, наиболее влажные годы, которые наблюдаются в каштановой зоне 1—2 раза в десятилетие. Такова картина господствующего здесь водного режима. Но рельеф и особенно микрорельеф каштановой зоны варьируют еще в большей степени, нежели в зоне черноземов. Каштановую и бурую степную зоны называли зонами «падинного» земледелия. Это указывает на обилие в зоне отрицательных элементов рельефа: падей, распадков, логов, степных блюдец, долин рек, дельтовых образований. Естественно, что на отрицательных элементах рельефа и водный режим формируется многообразно по типу промывного, периодически промывного, десуктивно-выпотного, собственно выпотного и др. Об этом свидетельствует и сложнейший комплекс почвенного покрова, в который помимо зональных почв (темно-каштановых, каштановых и светло-каштановых) входят солончаки, различного подтипа солонцы, многообразие дерново-луговых темноцветных почв и др.

Из вышеприведенных примеров явствует, сколь сложен вопрос о типах водных режимов почв и о территориальном их простирании. Необходимы дальнейшие тщательные исследования в этой области почвенной физики и гидрологии в годичном и многолетнем циклах. Это позволит уточнить и детализировать агрогидро-

логическое районирование СССР, что исключительно важно для сельскохозяйственного производства.

В заключение главы приведем итоговый график (по Вериго и Разумовой) о запасах продуктивной влаги в почвах при разных типах их увлажнения (рис. 110).

Близкие количественные характеристики к величинам «продуктивной» для растений влаги, приведенным на рис. 110, предлагает Шульгин[1] (табл. 48).

Классификации типов увлажнения почв по Вериго, Разумовой и Шульгину опираются на большой статистический материал и, в общем, дают представление о почвенном климате. Но с точки зрения почвоведа в них есть существенные погрешности.

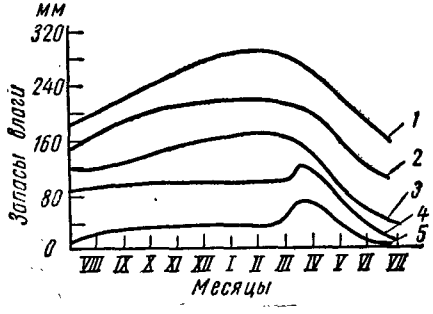


Рис. 110. Типы годового хода запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы под озимыми культурами, посеянными по чистому пару:

1 — тип обводнения; *2* — капиллярного увлажнения; *3* — полного весеннего промачивания; *4* — слабого весеннего промачивания (засушливые районы); *5* — слабого весеннего промачивания (сильно засушливые районы)

Во-первых, нельзя всю воду в почве сверх влаги завядания относить к продуктивной влаге. Вводя понятие «активной» (продуктивной) влаги (1947), мы указывали, что диапазон ее простирается от влаги завядания растений до общей влагоемкости[2].

Ниже влаги завядания растений вода непродуктивна, так как она не обеспечивает потребности растений. Они теряют тургор и в конечном счете гибнут. Но и вода в почве сверх общей влагоемкости (гравитационная вода), если она непроточна, для большинства культурных растений (исключая такие культуры, как рис) не может быть отнесена к продуктивной, так как она исключает нормальное аэрирование почвы, обусловливает ее заболачивание и может стать причиной гибели растений или резко снизить их урожай. Если бы эта (избыточная) влага была продуктивной, не требовалось бы сбрасывать ее с полей дренажем или другими способами.

Если бы на кривые Вериго и Разумовой нанести уровень влаги завядания растений и влагоемкости почвы, то сразу выявились бы участки недостаточного и избыточного увлажнения почвы.

Второе наше замечание к графику 110 и к табл. 48 сводится к тому, что в них допущено полное игнорирование водно-физических свойств почвы и в первую очередь — влагоемкости. Выше (табл. 41) уже говорилось, что одно и то же количество продуктивной влаги в зависимости от влагоемкости почвы может обусловить для растения в одном случае оптимальное увлажнение, в другом — недостаточное или избыточное. Поэтому нельзя давать для всех почв единую количественную классификацию влажности (климата почв) без учета их водно-физических свойств.

[1] А. М. Шульгин. Ibidem, стр. 36.

[2] Н. А. Качинский. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной порозности. Ж. «Почвоведение», 1947, № 6.

Таблица 48

Схема типизации климата почвы (влажности почвы) в период вегетации растений
(по Шульгину)

Запас продуктивной влаги в *мм* водного столба		Оценка почвенного климата
в пахотном слое	в метровом слое	
> 50	> 200	Избыточно-влажный
30—50	150—200	Влажный
20—30	100—150	Умеренно-влажный
10—20	50—100	Недостаточно влажный
< 10	< 50	Сухой

ГЛАВА 8

О ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ РОЛИ ЛЕСА ВО ВНУТРЕННЕМ ВЛАГООБОРОТЕ СТРАНЫ

Лес — огромное богатство нашей Родины. Древесина его идет на постройки, на транспорт, на кораблестроение, на различные поделки. Из нее приготовляют бумагу, добывают уголь, древесный спирт, деготь, канифоль, дубильные вещества, различные лекарственные продукты. Лесные породы и кустарники приносят много съедобных плодов. Леса — места обитания ценных зверей, животных и птиц, основная база охотничьего промысла в СССР. Но есть другая, не всегда видимая великая значимость лесов в жизни страны — это их водоохранная и водорегулирующая роль. Этот вопрос уже столетия привлекает к себе внимание человечества. Один из классиков отечественной гидрологии П. В. Отоцкий пишет: «Едва ли в физической географии есть другой вопрос, которому была бы посвящена столь обширная литература, как вопросу о климатической и гидрологической роли леса. Вероятно, не хватило бы целой человеческой жизни, чтобы собрать всю эту литературу, так она разрослась вширь и так далеко в глубь веков уходят ее корни. Весьма возможно, что начало письменности застало уже сформировавшиеся воззрения на данный предмет» [1].

Другой апологет леса Вейнберг говорит: «Влияние лесов на источники и реки замечается давно, живет в поверьи народном в продолжения веков» [2].

Естественно, что в самом кратком обзоре в данной книге можно синтезировать лишь несколько основных положений по данному вопросу, не вдаваясь в полемику и отсылая читателя к классическим трудам В. В. Докучаева, А. А. Измаильского, Г. Н. Высоцкого, П. В. Отоцкого, Г. Ф. Морозова, Е. Г. Лоске, Н. С. Нестерова, А. П. Тольского, В. Н. Сукачева и др., а также к современным монографиям — Н. А. Качинского, С. В. Зонна, М. Е. Ткаченко, Л. А. Молчанова, А. Г. Гаеля, Л. А. Иванова,

[1] П. В. Отоцкий. Грунтовые воды, их происхождение, жизнь и распределение. Ч. II. СПб., 1905.

[2] Я. Вейнберг. Лес, значение его в природе и меры к его сохранению. М., 1884, стр. 344.

В. И. Рутковского, Н. Н. Степанова, Н. И. Суса, В. П. Тимофеева, П. К. Фальковского, А. Ф. Вадюниной, П. Е. Соловьева, А. П. Малянова, А. С. Скородумова и др. Материалы из некоторых этих работ частично использованы при дальнейшем освещении вопроса.

Древесные и кустарниковые породы в большинстве случаев, особенно в степной зоне, глубже укореняются в почве и имеют более мощную корневую систему, нежели растения травянистые. Следовательно, они сильнее механически воздействуют на почву, расчленяя ее на структурные отдельности чаще ореховатой формы. Истлевая, крупные корни оставляют в почве дендрины — естественные дрены, способствующие увеличению водопроницаемости почвы и промачиванию ее на большую глубину (рис. 111).

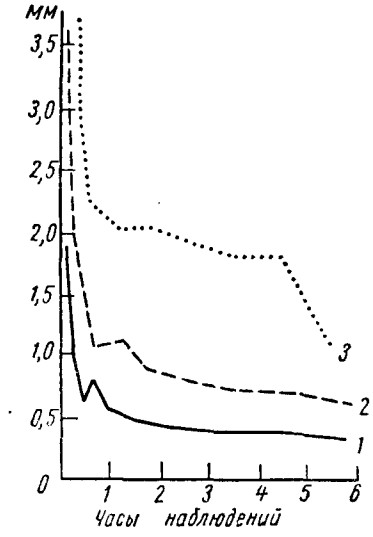


Рис. 111. Водопроницаемость почв с поверхности в *мм/мин*. Метод малых заливаемых площадей. t — 10 °С; H — 5 *см*. Тингута. Ключ 5. Светло-каштановая сильно солонцеватая тяжелосуглинистая почва:

1 — целина; *2* — стерня пшеницы; *3* — лесополоса

Кроны кустарников и деревьев, а в таежной зоне и травянистый покров под пологом леса, затеняют поверхность почвы, защищают ее от ветра. Этому способствует также подстилка на поверхности почвы, образующаяся из мертвого опада — листьев, хвои, сучьев. Подстилка защищает почву от разрушительных ударов капель дождя. Постепенно разлагаясь, подстилка вместе с отмирающими корнями обогащает почву гумусом, способствует аккумуляции в поверхностном горизонте Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, P_2O_5 и других минеральных соединений, повышающих плодородие почвы, оструктуривающих ее в перегнойно-аккумулятивном горизонте, улучшающих в этом горизонте ее порозность, влагоемкость, водо- и воздухопроницаемость по сравнению с почвой поля (табл. 49 и рис. 111) [1]. Приведены данные по трем зонам: дерново-подзолистой (залежь и лес смешанный, порослевый в стадии жердняка); серой лесной (люцерна 3-го года пользования) и лес лиственный, широколистный, порослевый (в стадии жердняка) и черноземной (люцерна 3-го года пользования и дубрава 40-летнего возраста).

[1] Мы не касались здесь процессов деградации почв под лесом в черноземной зоне и процессов оподзоливания их в таежной и лесостепной зонах. Эти процессы широко описаны в почвенной литературе.

Как видно из данных таблицы, во всех случаях под лесом в поверхностных горизонтах примерно до глубины 30—40 *см* почва обладает лучшими физическими свойствами. Здесь она менее плотна, более пориста и влагоемка, более водопроницаема. Особенно улучшенные свойства почв под лесом отмечаются в перегнойно-аккумулятивном горизонте A_1. В горизонте A_2 мелиорирующее влияние леса на почву затухает. А в иллювиальных подгоризонтах дерново-подзолистой и серой лесной почвы оно становится отрицательным, так как элювиальный и иллювиальный процессы под лесом выражены сильнее, чем в поле.

Мелиорирующее влияние леса на поверхностные горизонты почв отмечено нами в многочисленных наблюдениях и в каштановой зоне.

Лес существенно влияет на восприятие почвой атмосферных осадков, так как значительная часть их задерживается на кронах. Особенно велика в этом отношении роль хвойных, преимущественно еловых лесов, которые почти полностью задерживают на ветвях дожди малой интенсивности и значительную часть снежного покрова (до 25—40%). В соответствии с этим испарение влаги в лесу идет: физическое — с поверхности почвы и с поверхности крон деревьев (отчасти и с поверхности травянистого покрова) и транспирационное — травянистым покровом и особенно листвой деревьев.

Нагрев поверхности почвы под затеняющим пологом леса и излучение ею тепла в атмосферу по сравнению с открытыми полями ослаблены. Климат приземного слоя воздуха под пологом леса менее континентален. Воздух более влажен. Влияние ветра ослаблено. Поэтому физическое испарение влаги с поверхности почвы в лесу, к тому же защищенной лесной подстилкой, значительно меньше, нежели физическое испарение с поверхности полевой почвы, особенно в периоды слабой затененности ее растительностью. Однако физическое испарение с поверхности крон деревьев во много раз выше такого же (при дождях) со стеблевой и листовой поверхности полевых культур[1]. Кроме того, транспирационное испарение воды лесом ввиду огромной листовой его поверхности в большинстве случаев также превалирует над транспирационным расходом воды полевыми культурами. По нашим многолетним наблюдениям в таежной, лесостепной и степной зонах лишь в периоды максимальной вегетации полевых культур (период цветения) таких, как клевер, люцерна, сорго, подсолнечник и кукуруза (в степи), они могут транспирировать на единицу занимаемой площади воды больше, чем лес на ту же площадь. Но в годовом цикле бо́льший расход воды остается за лесом, так как он обладает значительно более длинным, нежели полевые культуры, вегетационным периодом[1]. Поэтому понятны и объяснимы такие явления, как заболачивание гарей и лесосек в таежной зоне, если они наблюдаются на больших площадях. Причина в данном случае очевидна: травянистая растительность, захватывающая впредь до возобновления леса гари и лесосеки, не в состоянии компенсировать на тех же площадях прежний расход воды под лесом. Поэтому во влажной зоне, где приходная статья влаги больше расходной, в почве ежегодно накапливается избыток влаги, приводящий к заболачиванию территории[2].

[1] См. по этому вопросу главу 6.

О бо́льшем расходовании в годовом цикле влаги лесом по сравнению с травянистой растительностью говорит и тот факт, что в степи, особенно в сухой степи, лес массивом на водораздельных пространствах не растет, в то время как травянистая растительность — дикая и культурная — хоть иногда и страдает от засухи, но ежегодно вегетирует и приносит плоды. Что в данном случае причина не в климате, а в недостатке влаги, следует из того факта, что рядом с безлесной высокой степью по балкам, логовинам, по долинам рек нормально произрастают естественные леса.

Само собой понятно, что нельзя говорить о каком-то постоянном расходе воды лесом. И физическое, и транспирационное испарения зависят от типа леса, от полноты древостоя, от возраста деревьев, от рельефа, от климата зоны и погодных условий данного года, от почвенного покрова, от уровня стояния грунтовых вод и других причин. Здесь возможны самые различные комбинации. Не имея возможности их изложить, приведем лишь несколько примеров для характеристики возможных диапазонов расхода воды древесными породами, заимствуя их из работ Зонна[3] и Молчанова[4] (табл. 50 и 51, рис. 112).

Как следует из данных таблицы, диапазон колебаний интенсивности транспирации для различных древесных и кустарниковых пород весьма широк. Не менее резко интенсивность транспирации для каждой породы изменяется и в зависимости от

[1] N. A. Katschinsky. Das Wurzelsistem wildwachsender und Kulturpflanzen in verschiedenen Bodenarten in Verbindung mit den Wasser und Nährstoff-verhältnissen der Böden. Institut für Bodenkunde der Staatsuniversität Mockau, UdSSR.

Доклад на 3-м Международном конгрессе почвоведов в Лондоне в 1935 г. Труды Советской секции МАП.

[2] Г. Н. Высоцкий. О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. М.—Л., 1952.

А. П. Малянов. Заболачивание лесных почв в связи с вырубками, М., 1936.

[3] С. В. Зонн. Почвенная влага и лесные насаждения. Изд-во АН СССР, 1959, табл. 5, 6.

[4] А. А. Молчанов. Сосновый лес и влага. Изд-во АН СССР, 1953, стр. 78.

Таблица 49

Сравнительная характеристика некоторых физических свойств почвы в поле и под покровом леса. Водопроницаемость определена методом трубок; t10° С, H — переменное давление 10—0 *см*: средние величины за 3 *ч* наблюдений. Контроль при определении водопроницаемости — 20, при определении других свойств — 5. В таблице приведены средние арифметические

Почвы	Горизонты глубины в *см*	Объемный вес в *г/см*³		Общая пористость в %		Влагоемкость в % веса		Водопроницаемость в *мм/ч*	
		поле	лес	поле	лес	поле	лес	поле	лес
Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая. Собакино-опытное	$A_1$0—15	1,26	1,08	51,8	60,7	31,0	48,6	35	120
	$A_2$15—32	1,43	1,33	46,3	41,8	24,3	28,9	50	65
	$B_1$32—55	1,61	1,66	40,0	38,6	20,8	20,1	14	12
	$B_2$55—85	1,68	1,69	37,2	36,6	19,8	20,4	4	3
	$B_3$85—100	1,72	1,89	29,2	33,9	19,0	19,2	2	2
Серая лесная, тяжелосуглинистая. Старожилово-опытное	$A_1$0—18	1,29	1,14	49,9	55,8	32,0	46,1	60	160
	$A_2$18—40	1,43	1,40	44,2	46,1	29,8	31,7	45	80
	$B_1$40—60	1,49	1,52	43,5	42,9	25,4	24,0	40	38
	$B_1$60—85	1,53	1,54	43,5	43,8	25,0	24,0	38	38
	$B_2$85—100	1,50	1,58	44,6	42,8	24,1	23,2	35	35
Западно-Предкавказский выщелоченный глинистый чернозем Круглик № 1. Близ Краснодара	$A_3$0—20	1,32	1,20	49,5	55,1	35,3	39,5	70	120
	$A_2$20—40	1,35	1,32	49,1	53,2	35,1	38,0	75	81
	$A_3$40—60	1,37	1,39	47,0	46,8	31,5	32,1	61	63
	$A_4$60—80	1,42	1,38	46,5	47,2	30,0	31,3	60	55
	$A_4$90—100	1,44	1,40	46,5	48,7	30,0	30,6	58	55

почвенно-климатических условий. Обращает на себя внимание тот факт, что при глубоком стоянии грунтовых вод интенсивность транспирации для всех указанных в табл. 51 пород прогрессивно уменьшается по мере перехода от таежных условий к

Таблица 50

Среднесуточная интенсивность транспирации хвойных и мелколиственных пород в различных почвенно-климатических условиях в *мг/г/ч*
(по Зонну)

Порода	Подзолисто-глеевые почвы. Зона хвойных лесов	Дерново-подзолистые почвы. Серебряный бор. Зона смешанных лесов	Темно-серые лесные почвы. Теллермановское лесничество. Зона лесостепи	Чернозем средний малемощный. Деркул. Зона степи
Ель	141	168	—	48
Сосна . . .	148	141	—	75
Береза	280	433	—	176
Осина . . .	312	415	297	—

степным. Этот кажущийся парадокс объясняется ухудшением условий снабжения лесных и плодовых культур водой по мере перехода от тайги к лесостепи и далее к степным условиям.

Таблица 51

Среднесуточная интенсивность транспирации широколиственных пород в различных почвенно-климатических условиях при глубоком стоянии грунтовых вод в *мг/г/ч*
(по Зонну)

Порода	Зона смешанных лесов. Дерново-подзолистые почвы. Серебряный бор	Зона лесостепи. Темно-серые почвы. Теллермановское лесничество	Черноземы средние типичные. Дон. лесхоз	Зона степи. Черноземы средние маломощные. Деркул
Яблоня	518	—	—	181
Тополь канадский	506	—	—	242
Ясень обыкновенный	502	258	219	158
Клен татарский	480	—	262	156
Акация желтая	435	—	—	276
Липа мелколистная	430	226	—	231
Ясень пушистый	395	—	218	159
Дуб черешчатый	374	246	206	160
Жимолость татарская	351	—	295	166
Клен ясенелистный	330	—	—	204
Клен остролистный	326	218	—	134

Существенно различно, конечно, потребление воды различными породами в зависимости от их возраста и полноты древостоя, так как интенсивность транспирации прямо пропорциональна массе (поверхности) листвы. Иллюстрируем это положение данными по расходу влаги на транспирацию в древостоях различного возраста в бору-брусничнике за вегетационный период и графиком (рис. 112), заимствованными из работы Молчанова [1]:

Возраст древостоя в летах	10	14	33	65	120	150
Расход влаги в мм	250	261	345	238	208	183
Запас хвои в т/га	11,0	14,2	17,2	13,8	10,6	8,8

Приведенные материалы выявляют наиболее интенсивную транспирацию бора-брусничника в стадии жердняка или в стадии кульминации текущего прироста насаждения (20—40 лет), что соответствует максимальному запасу хвои в *т/га*. Что касается роли полноты древостоя, то бор-брусничник в чистом сосновом древостое полнотой 0,9 расходовал на транспирацию 243 *мм*, а при полноте 0,4, образовавшейся в результате интенсивных проходных трубок, лишь 181 *мм*.

[1] А. А. Молчанов. Ibidem, стр. 78.

Влияние леса на снегонакопление и снеготаяние, на промерзание и оттаивание почвы. Очень важным для понимания гидрологической роли леса является вопрос о влиянии его на снегонакопление и снеготаяние, а также на промерзание и оттаивание почв.

Как уже было отмечено выше, лес защищает поверхность почвы от ветра. Зимой это способствует тому, что в лесу, особенно в

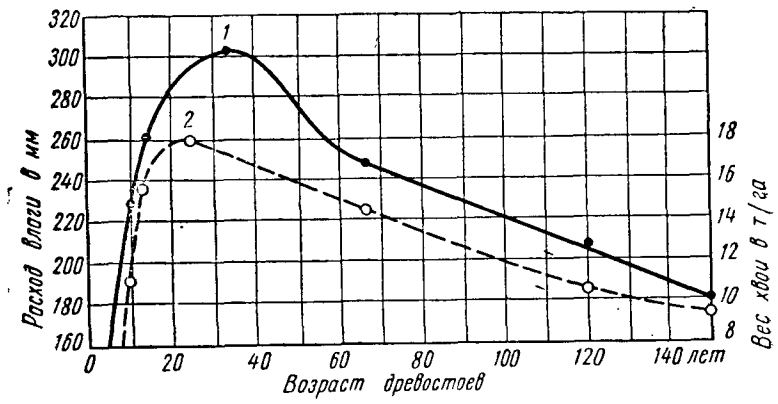


Рис. 112. Расход влаги за вегетационный период древостоями бора-брусничника различного возраста:
1 — транспирация; *2* — физическое испарение

лиственном, снег, за исключением опушек, ложится ровной пеленой. Здесь нет оголенных от снега ветром мест, как нет и сугробов. Снег, особенно свежевыпавший (малоплотный), как известно, обладает слабой теплопроводностью. По сравнению с открытым полем, где снежный покров нарушается ветрами, сносится в овраги, балки, к дорогам и населенным пунктам, снег в лесу, накапливаясь большей толщей, защищает почву от промерзания. Нужно иметь в виду и еще одно обстоятельство, которое в известной мере способствует повышению снежного покрова в лесу — это занятость части поверхности лесной почвы стволами деревьев, благодаря чему снег распределяется, по существу, на меньшую площадь. Эту же поправку нужно иметь в виду и при вычислении запаса воды в снежном покрове. Следствием этого является меньшее промерзание почвы в лесу. А если значительный снежный покров формируется до наступления сильных морозов, то почва в лесу и вовсе не промерзает.

Приведем примеры из наших наблюдений в зимы с 1923 по 1926 гг. включительно [1]. Работа выполнена в Московской области

[1] Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. Тр. НИИ почвоведения Московск. Гос. ун-та. Изд-во МГУ, 1927.

на территории сельскохозяйственной областной опытной станции близ с. Собакино. Почвы дерново-подзолистые, тяжелосуглинистые, песчано-пылеватые. Изучались влажность почвы по генетическим ее горизонтам до глубины 2 *м*, накопление и таяние снега, замерзание и оттаивание почвы буровым методом, температура воздуха и почвы.

Работа проводилась по схеме: а) лиственный лес; б) вырубка в лесу (50×50) *м*²; в) северо-западная опушка того же леса, представляющая собой многолетнюю залежь; г) поле, многолетняя залежь [1].

Площадь, занятая лесом, около 1 *км*². Лес лиственный с подлеском. В составе его участвуют следующие породы: береза, дуб, осина, клен, крушина, ель. Возраст около двадцати лет (стадия жердняка). Полнота насаждения средняя. Насаждение в большинстве своем вегетативного происхождения, что явствует из гнездового расположения деревьев.

Под пологом леса развит подлесок средней густоты из орешины, крушины, можжевельника, бересклета и некоторых других пород и довольно многочисленный подрост.

На основании летних наблюдений отметим главнейшие из травянистых растений, перечисляя их в порядке частоты встречаемости [2]: 1) *Carex pilosa* Scop., 2) *Aegopodium Podagraria* L., 3) *Asarum europaeum* L., 4) *Melampyrum nemorosum* L., 5) *Lathyrus silvestris* L., 6) *Campanyla latifolia* L., 7) *Convallaria majalis* L. и др.

Ботанический состав залежного участка (в порядке частоты встречаемости отдельных видов): 1) *Festuca ovina* L., 2) *Aira flexuosa* L. 3) *Festuca rubra* L., 4) *Aira caespitosa* L., 5) *Stellaria graminea* L., 6) *Hieracium pratense* Tausch., 7) *Achillea Millefolium* L., 8) *Poa pratensis* L., 9) *Briza media* L., 10) *Campanyla patula* L., 11) *Vicia Cracca* L., 12) *Trifolium pratense* L., 13) *Ornithopus sativus*, 14) *Rumex Acetosa* и др.

Наблюдения в лесу производились на расстоянии 160—200 *м* от его края; на залежи — на расстоянии 50—60 *м* от опушки леса. Травянистый покров на залежи во все годы наблюдений был развит средне и ниже среднего (сбор сена — 10—15 *ц/га*); в лесу — средне. В лесу отмечалась рыхлая подстилка мощностью 1—2 *см*. Результаты наблюдений представлены на графиках 113, 114, 115.

Из приведенных материалов следует, что процессы снегонакопления и снеготаяния, как и промерзания почвы, сильно варьируют в отдельные годы. В течение наблюдений более

[1] Все означенные пункты залегали в одинаковых условиях рельефа — на вершине слабопологого, трехстороннего склона (к востоку, югу и западу).

[2] Хотя в настоящей работе излагаются зимние наблюдения, мы все же даем ботаническое описание участков, чтобы читатель мог полнее представить их характер.

снежные зимы отмечены в 1923—1924 гг. и в 1925—1926 гг. В 1924—1925 гг. зима была поздняя и малоснежная. Максимальный по высоте снежный покров отмечен на вырубке (50×50) *м²* среди леса. Минимальный снежный покров средний по высоте наблюдался в лесу и на опушке. Плотность снега (29/III) возрастала от вырубки и леса (0,21—0,22) к опушке (0,25) и полю (0,28). Запас воды в снежном покрове больше всего был на вырубке, затем в лесу и на опушке; на последнем месте оказался полевой участок — многолетняя залежь.

С помощью снежного покрова тесно сопряжено промерзание почвы: оно тем больше, чем меньше снежный покров. В лесу промерзание почвы наблюдалось лишь в малоснежную зиму 1924—1925 г. (рис. 114). В два других года наблюдений промерзание почвы в лесу отсутствовало. Это обусловлено было большей влагоемкостью, а следовательно, и теплоемкостью лесной почвы, защитным действием лесной подстилки и мощного рыхлого снежного покрова, влиянием крон деревьев, ослаблявших лучеиспускательную способность снега.

Наибольшее промерзание почвы в течение всех трех зим отмечено на полевом участке.

Наблюдения над оттаиванием почвы в зависимости от снежного покрова показали, что под снежным покровом и ледяной коркой, если нет затечи талых вод со стороны, почва никогда не размерзается сверху. Лишь в единичных случаях удавалось констатировать размерзание и в указанных условиях (за счет талой воды, просочившейся через снег), но оно не превышало 2—3 *см*. В связи со сказанным, мы установили два типа оттаивания промерзшей почвы.

1. Снежный покров мощный. Почва промерзла неглубоко. Оттаивание почвы идет снизу за счет тепла, запасенного глубинными горизонтами в предшествующий весенне-летне-осенний период. Почва оттаивает ранее, чем сойдет снег, причем мерзлая прослойка погашается у самой ее (почвы) поверхности (см. рис. 113—залежь; рис. 114 — лес). Остаточные воды снежного покрова нормально впитываются в талую почву.

2. Снежный покров мал. Промерзание глубокое. Снег сходит ранее, чем почва успеет оттаить снизу, и размерзание в дальнейшем идет как снизу за счет тепла глубинных горизонтов, так и сверху за счет солнечного тепла. Мерзлая прослойка в этом случае погашается на той или другой глубине, причем глубина погашения зависит от времени схода снега и начала оттаивания почвы с поверхности (см. рис. 113 и 114 — залежь).

Как видно из данных рис. 113, 114, 115, почва в смешанном лесу центральной зоны европейской части СССР под мощным снежным покровом или совсем не промерзает или промерзает очень слабо и всегда оттаивает снизу впредь до схода снежного покрова. Только кольцами вокруг деревьев и пней, где в первую

очередь сходит снег, почва оттаивает как снизу, так и сверху. В этих местах талая вода прежде всего проникает в почву леса.

Суммарное воздействие всех указанных явлений создает совершенно своеобразные условия для жизни лесной почвы зимой.

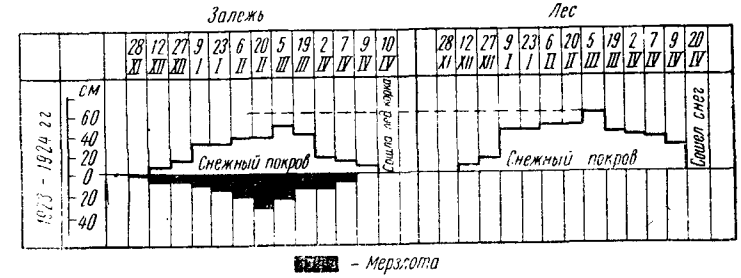


Рис. 113. Снежный покров и промерзание почвы в зиму 1923/24 г. Собакино-Опытное Московской обл.

Зимой под снегом на талой почве леса можно видеть незамерзшую траву, а под подстилкой иногда в изобилии и дождевых червей, беспокойно высовывающих на поверхность почвы головы или выползающих совсем и тут же коченеющих. Главное своеобразие

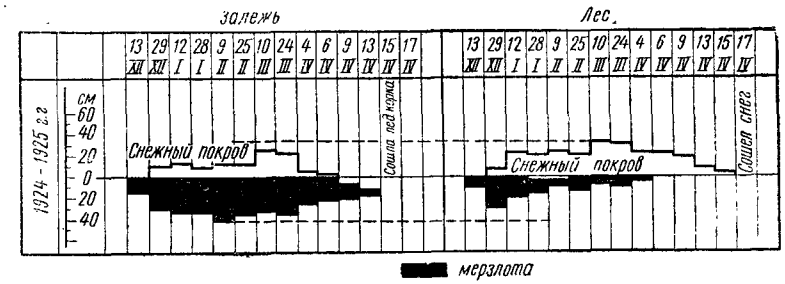


Рис. 114. Снежный покров и промерзание почвы в зиму 1924/25 г. Собакино-Опытное Московской обл.

жизни лесной почвы зимой — в ее водном режиме. Не будучи скована морозом, она в отличие от замерзшей полевой почвы в период зимних оттепелей или весной нормально принимает доходящие до нее талые или дождевые воды и проводит их в глубинные горизонты, не образуя на своей поверхности ледяной корки.

Важно отметить также, что снег в лесу, защищенный деревьями от ветра и частично затененный ими, тает медленнее, чем в поле. Так, весной 1924 г. снег в лесу сошел позже, чем в поле, на 10 дней; в 1925 г. — позже на 2 дня и в 1926 г. позже, чем на залежи, на 4 дня. Медленное таяние снега в лесу и хорошее воспри-

ятие снежных вод талой почвой исключает в лесу возможность бурных паводков. Поверхностный сток талых вод здесь перерастает в сток внутрипочвенный. В этом нужно искать разгадку многих явлений из области водного режима почвы и, в частности,

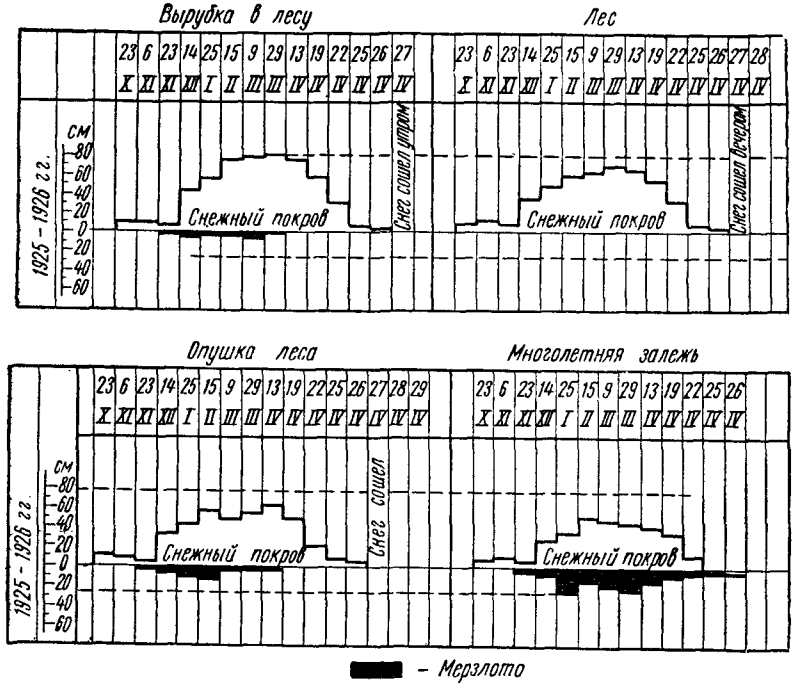


Рис. 115. Снежный покров и промерзание почвы в зиму 1925/26 г. Среднеоподзоленный суглинок. Вершина склона. Собакино-Опытное Московской обл.

объяснение того факта, что в вегетационный период под относительно более просушенным поверхностным горизонтом почвы леса могут в отдельных случаях залегать весьма влажные глубинные горизонты, даже более влажные, нежели в почвах поля, относительно менее просушенных с поверхности [1].

Влияние леса на влажность почвы и грунтовые воды. Проводя обширные исследования в Велико-Анадольском лесничестве, в Тростянце и в ряде других пунктов, Высоцкий всегда констатировал бо́льшую просушенность почвы под лесом, нежели под полевыми культурами. Привожу некоторые извлечения из его работ (табл. 52) [1].

[1] Н. А. Качинский. Корневая система растений в почвах подзолистого типа. Тр. МОСХОС, № 7, 1925.

Таблица 52

Абсолютная влажность под различными угодьями в % веса сырой почвы. Велико-Анадольское лесничество. Средние данные за октябрь 1892 г. Чернозем обыкновенный

Глубина взятия образцов в *м*	Угодья			
	лес, кленово-ясеневое насаждение. 25-летнего возраста	степная целина	стерня злаков	пар майский
Поверхность почвы	13,9	5,6	9,7	3,5
0,10	15,5	11,0	13,2	17,9
0,25	15,6	14,3	15,5	19,5
0,50	15,1	14,9	15,4	19,6
0,75	—	—	15,8	20,0
1,00	12,9	13,8	14,8	19,6
1,50	12,9	14,4	14,6	17,2
2,00	12,4	15,0	15,3	16,3
Запас воды в *мм*	456	473	505	641

На основе данных, приведенных в табл. 52, Высоцкий делает выводы, которые позже повторяются во многих его работах и подтверждаются исследованиями его учеников и соратников. Вот эти выводы.

1. «Поверхность почвы наиболее иссушается там, где она совершенно открыта, т. е. на черном пару, затем на рано и низко скашиваемой целине, на позже и выше сжинаемом поле и меньше всего под лесом.

2. Собственно почва (чернозем и переходный горизонт) наиболее иссушается под травяной целиной, затем под полем, далее под лесом и менее всего под черным паром.

3. Подпочва (грунт) иссушается наиболее под лесом, затем под целиной, под полем и менее всего под черным паром».

Суммарный расход воды, как видно из запаса ее (в *мм*) в октябре 1892 г., был наибольшим под лесом, затем по убывающей кривой расхода следуют целина, стерневое поле и пар.

В последующем Высоцкий длительно изучал водный режим почвы под лесом и полевыми культурами в глубоком профиле почво-грунта вплоть до грунтовых вод. В табл. 53 приводим часть его наблюдений за 1899, 1900 г. [2].

[1] Г. Н. Высоцкий. О взаимных соотношениях между лесной растительностью и влагой преимущественно в южнорусских степях. Ч. 1, СПб., 1904, стр. 11.

[2] Г. Н. Высоцкий. О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. Гослесбумиздат, 1952, стр. 45.

Таблица 53

Абсолютная влажность под лесом и полем в % веса сухой почвы. Чернозем обыкновенный

Глубины взятия образцов в *м*	Велико-Анадольское лесничество		Тростянецкая лесная опытная станция	
	лес	поле	лес	поле
0—5	14,7	18,9	14,1	17,0
5—10	14,9	21,3	13,1	19,0
10—15	16,9	22,5	16,7	20,0
16	18,7	21,2	20,2	19,1
17	20,5	21,0	22,1	—
18	22,0	21,5	23,3	—

Высоцкий замечает: «Подпочва наиболее высушивается под лесом (к 25-летнему возрасту насаждения или около него)». «Отметим удивительное, еще не объясненное (вероятно случайное), совпадение: лес высушивает подпочву больше, чем поле, до глубины 15—17 метров. Конечно, корни такой глубины не достигают».

«При такой глубине высушивания естественно, что влага ежегодных осадков не проникает насквозь, а лишь до глубины 2—4 метров, а ниже остается непромокший мертвый горизонт иссушения, влажность которого не изменяется в течение всех времен года».

Бо́льшую просушенность почвы под лесом, по сравнению с полем, констатирует и Г. Ф. Морозов для Шипова леса Воронежской области (рис. 116). На рисунке представлена южная, оттеняемая древостоем окраина поляны. Наносов снега в предшествующую зиму на опушке и поляне не наблюдалось [1].

Вывод Высоцкого о «мертвом горизонте» в степных почвах встречает возражения. Лебедев влажность «мертвого горизонта» Высоцкого приравнивает к максимальной молекулярной влагоемкости [2]. По Качинскому, влажность «мертвого горизонта» соответствует подвешенной влаге с преобладанием воды адсорбированной (W_{III}) [3].

Слабым местом в целом классических работ Г. Н. Высоцкого является то, что он оперировал с одним понятием абсолютной влажности почвы. Для глубоких профилей почво-грунта он принимал одну и ту же влагоемкость и одну и ту же максимальную гигроскопичность почвы. Из табл. 49 видно, насколько это

[1] Г. Ф. Морозов. Материалы по изучению лесных насаждений в районе Каменно-Степного лесничества (влажность почвы), 1900.
[2] А. Ф. Лебедев. Почвенные и грунтовые воды. Изд-во АН СССР, 1936.
[3] Н. А. Качинский. Еще раз о влагоемкости почвы. Ж. «Почвоведение». 1967, № 1.

ошибочно. Поэтому Высоцкий не знал степени смоченности горизонта, который он называл «мертвым». Нет сомнения, что влажность этого горизонта 14—18 весовых %, при максимальной гигроскопичности 8%, включает в себя не только доступную растениям воду (сверх максимальной гигроскопичности), но и часть активной (продуктивной) влаги (сверх влаги завядания растений).

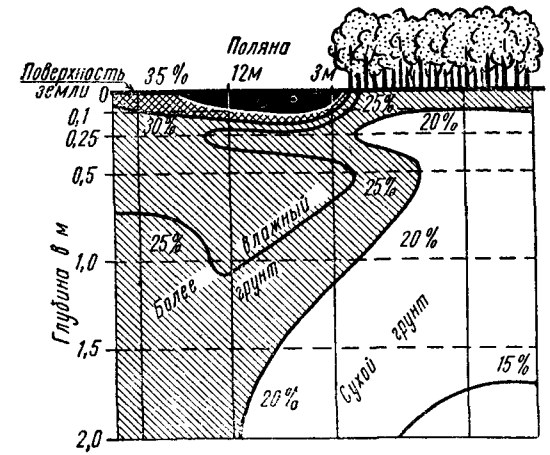


Рис. 116. Влажность почвы в сентябре 1899 г. на поляне, огороде и в лесу (Шипов лес). Рис. составлен Высоцким по данным Г. Ф. Морозова

Однако факт, отмеченный Высоцким, о большей просушенности почвы в степной зоне под лесом (имеется в виду лес массивом) и еще ранее Рислером, нашел подтверждение и во многих других работах (Эбермайер — Ebermayer [1], Генри — Henry [2], Раманн — Ramann [3] и др.).

Рислер утверждал: «Покрытая лесом почва испаряет больше влаги, чем почва голая. Деревья представляют как бы вертикальные дрены, всасывающие влагу из почвы и испаряющие ее в атмосферу при помощи огромной испаряющей поверхности своей листвы» [4].

[1] Ernst Ebermayer. Einfluss der Wälder auf die Bodenfeuchtigkeit, auf das Sickerwasser, auf das Grundwasser und auf die Ergiebigkeit der Quellen, begründet durch exakte Untersuchungen Stutgart. 1901.
[2] E. Henry. Influence de la couvertur morte sur l'humidite du son forestier (Annal. de la agronom. franc. et étrang. 1901, II, pp. 1—15).
[3] E. Ramann. Bodenkunde, Berlin, 1911.
[4] E. Risler. Recherches sur l'evaporation du sol et des plantes. 1872, page 15.

Этому вопросу также посвящена обширная литература. Наиболее крупным трудом является классическая работа Отоцкого[1]. Им проведены собственные регулярные наблюдения за режимом грунтовых вод под лесом и вне его на пунктах: (даются старые названия пунктов, такие, как они даны у авторов) Задняя гарь Новгородской губернии и уезда; Шипов лес Воронежской губернии, Черный лес Херсонской губернии Александровского уезда, а также использованы многолетние регулярные наблюдения Ни-

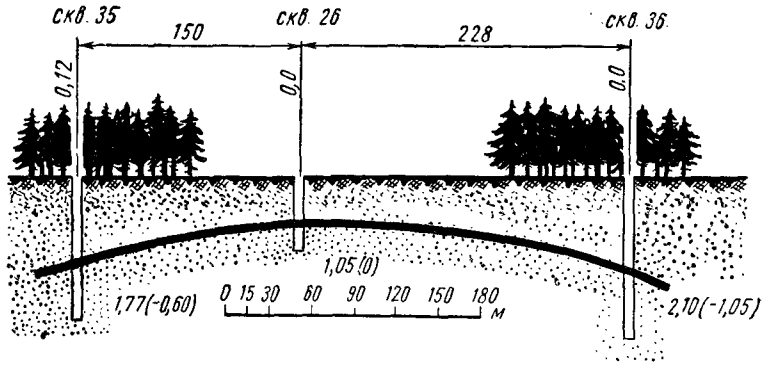


Рис. 117. Уровень грунтовых вод под лесом и полем (черная линия). Удельный лес С.-Петербургской губернии и уезда. Старый густой еловый лес с массой кустарниковой и травянистой поросли. Почва подзолистая песчаная, с бурыми охристыми пятнами, подстилаемая с глубины 65 *см* серо-синеватой глиной. Наблюдения 1897—1898 гг.

китина в Тульской губернии[2], Высоцкого в Великом Анадоле[3], проф. Анри в Люневильском лесу во Франции[4] и многие другие документы. Во всех случаях было констатировано снижение уровня грунтовых вод под лесными массивами по сравнению с полевыми угодьями. На рис. 117 и 118 иллюстрируется типичный характер соотношений уровня грунтовых вод под лесом и полем[5].

На рис. 117 показаны условия, соответствующие почти ровному месту. Водообеспеченность территории здесь избыточная.

[1] П. В. Отоцкий. Грунтовые воды, их происхождение, жизнь и распределение. СПб., 1905.

[2] С. Н. Никитин. Современное положение вопроса об образовании подземной росы в связи с питанием растительности в пустынно-степных областях и образованием грунтовых вод. Приложение к протоколам II метеорологического съезда.

[3] Г. Н. Высоцкий. Гидрологические и геобиологические наблюдения в Велико-Анадоле. III. Влажность почвы и грунта. Ж. «Почвоведение», 1899, № 5.

[4] Э. Анри. Леса равнин и грунтовые воды. Ж. «Почвоведение», 1903, № 1, стр. 1—30.

[5] П. В. Отоцкий. Ibidem, стр. 51, 189.

В скважине 35 зафиксировано снижение грунтовых вод под лесом на 60 *см*, в скважине 36 на 1,5 *м*.

Рис. 118 соответствует степным условиям. Влагообеспеченность территории недостаточная. Уровень грунтовых вод прогрессивно снижается по мере движения от степи к редколесью (скв. 4) и к старому (80—90 лет) густому лесу (скв. 5). В редколесье по сравнению с полем отмечено понижение уровня грунтовых вод на 5,66 *м*, а в старом густом лесу — на 9,25 *м*. Таково влияние леса на грунтовые воды в условиях равнинного рельефа.

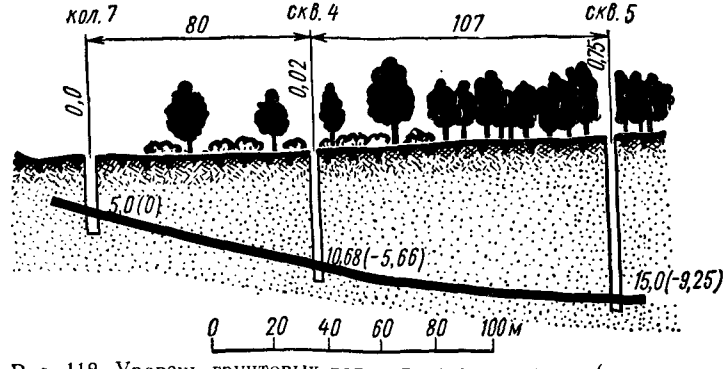


Рис. 118. Уровень грунтовых вод под лесом и полем (черная линия). Шипов лес. II. Воронежская губ., Павловский уезд. Чернозем глинистый. Наблюдения 1891 и 1895 гг.

Иная роль леса в горах, в овражной местности, которую можно тоже рассматривать по водному режиму, как полугористый рельеф. Как установили сначала Е. Рислер и Е. Анри, а потом и многие другие исследователи, в горах, как и на равнине, лес также потребляет воды на единицу площади больше, нежели полевые культуры. Но этот перерасход воды с лихвой перекрывается положительным влиянием леса на почву. Лес скрепляет почву своими корнями, защищает ее от эрозии и способствует накоплению в ней гумуса; образуя подстилку, защищает почву от размыва и физического испарения воды. Лес повышает порозность, влагоемкость и водопроницаемость перегнойно-аккумулятивного горизонта. Задерживает на склонах снег, обусловливая замедленное его таяние при затенении кронами и при защите от ветра. Лес усиливает «горизонтальные» осадки, приносимые влагоносными течениями атмосферы и конденсирующиеся на кронах. В конечном счете под лесом в горах почва запасает в себе воды больше, чем на открытых склонах. Поверхностный сток воды под лесом в значительной мере переводится во внутрипочвенный. В целом водный баланс под лесом складывается более положительно, нежели на необлесенных склонах.

Суммируя все известное о гидрологической роли леса на равнинных территориях и в горах, Г. Н. Высоцкий дал свою известную формулу: «Лес сушит равнины и увлажняет горы». Нужно сказать, что эта легко запоминающаяся формула слишком категорична.

Нельзя не согласиться с А. А. Молчановым, когда он говорит: «В различных почвенно-климатических зонах, в древостоях различного состава, возраста и полноты гидрологическая роль леса различна. Лес может расходовать воды и больше и меньше, чем другие виды угодий» [1].

Когда мы говорим, что лес «сушит равнины», то остается впечатление, как будто под лесом эти равнины «сухи». Но в действительности таежную зону никак нельзя назвать «сухой равниной».

Следует дать более осторожную формулировку, например: лес на равнинах в стадии жердняка или в стадии наибольшего текущего прироста при полном древостое расходует воды в годичном цикле больше, чем любая полевая культура, а в условиях горного рельефа или овражистой местности водный режим под лесом, по сравнению с открытыми склонами, всегда складывается более благоприятно (в сторону плюса).

Второе замечание касается характера просыхания почвенного профиля под лесом.

По Высоцкому, лес просушивает больше всего глубинные горизонты почвы. Объясняет он это глубоким укоренением древесных пород. Для зоны черноземов такое заключение справедливо. А вот для подзолистой зоны эта концепция не может быть признана правильной. Подавляющая масса корней травянистой и древесной растительности в подзолистых почвах сосредоточена в перегнойно-аккумулятивном горизонте [2]. В нем, конечно, и идет главное потребление влаги на транспирацию. В иллювиальном горизонте, начиная с глубины 0,5 *м*, корней леса очень мало (<1,5% от общей массы), поэтому непосредственное потребление воды лесом в этом горизонте таково, что не может обусловить его просушивание. Правда, к концу вегетационного периода и зимой в предвесенний период часто наблюдается сухость во втором метре дерново-подзолистых почв. Но зависит это не от потребления воды корнями in situ, а от других причин, о которых будет сказано ниже.

Наши десятилетние наблюдения над водным режимом дерново-подзолистой суглинистой песчано-пылеватой почвы под лесом и полевыми культурами не дали четкого преимущества (в смысле интенсивности увлажнения) лесу или полю [1]. Из многочисленных, ранее опубликованных материалов здесь приведена лишь часть для пунктов, для которых выше отмечен характер замерзания и оттаивания почвы (см. рис. 115). Данные взяты для периода наибольшей просушенности глубинных горизонтов почвы: от конца вегетационного периода до мая месяца включительно (рис. 119).

[1] А. А. Молчанов. Сосновый лес и влага. Изд-во АН СССР, 1953, стр. 127.

[2] Н. А. Качинский. Корневая система растений в почвах подзолистого типа. М., 1925.

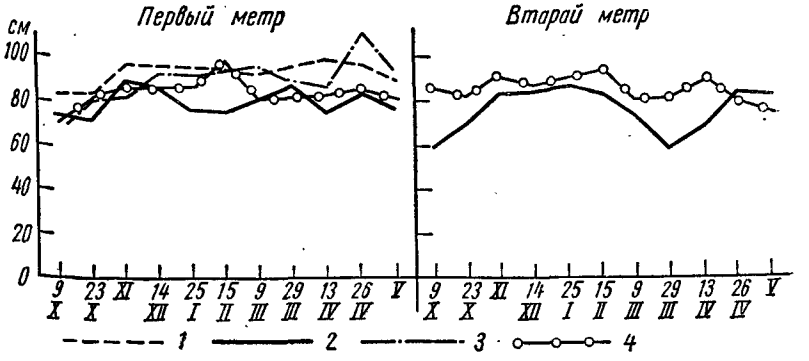


Рис. 119. Насыщенность двухметрового слоя почвы водой (в % от общей влагоемкости). Дерново-подзолистая суглинистая песчано-пылеватая почва. Собакино-Опытное, Московской обл., 1925—1926 гг.:
1 — вырубка в лесу; *2* — лес — вершина склона; *3* — опушка леса; *4* — залежь многолетняя

Как видно из данных рис. 119, насыщенность почвы водой на всех пунктах наблюдения во времени даже в зимний период сильно варьирует, однако она не опускается ниже 60% относительной влажности. Чаще других почва оказывается более влажной на вырубке. Второе место по степени смоченности занимает опушка леса, третье — залежь и, наконец, последнее место, особенно в толще второго метра почвы, занимает лес.

Ввиду того, что в тяжелой по механическому составу дерново-подзолистой почве на глубине второго метра количество корней минимально (меньше 1% по весу от общего их количества), просыхание почвы на этой глубине следует объяснять подтягиванием отсюда влаги по капиллярам к поверхности почвы, где она интенсивно расходуется на транспирацию растений в вегетационный период и конденсируется зимой вследствие резких темпера-

[1] Н. А. Качинский. О влажности почвы и методах ее изучения, 1, 2, 3 изд. Сельхозгиз, 1923, 1924, 1930.

Н. А. Качинский. Корневая система растений в почвах подзолистого типа. М., 1925.

Н. А. Качинский. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М., 1927.

турных градиентов между глубинными горизонтами с положительными температурами и поверхностными — охлажденными до нуля, а иногда и ниже.

В данном случае мы оценили влажность почвы за восьмимесячный период 1925—1926 гг. Если опираться на все ранее опубликованные нами материалы, то при сравнении влажности почвы под лесом и полевыми угодьями в дерново-подзолистой подзоне отмечается весьма сложная картина. Наиболее определенное соотношение наблюдается только в поверхностных горизонтах, где лесная почва в подавляющем большинстве случаев, за исключением апреля и мая, оказывается по относительной влажности менее смоченной, нежели почва поля. В глубинных горизонтах определенного соотношения нет, и преимущество в смысле увлажнения наблюдается то в лесу, то в поле. Если его грубо обобщить, то для осенних месяцев (октябрь, ноябрь) нужно признать большую смоченность глубинных горизонтов (до глубины 2 *м* и более) в полевой почве. Весной же (апрель, май) в описываемые нами годы (1921—1930) явное преимущество остается на стороне леса.

В заключение краткого обзора материалов о гидрологической роли леса я отмечу еще по этому же вопросу работы Измаильского [1], Баракова [2], Локотя [3], а из современных работ Лабунского [4], в которых авторы занимают крайнюю позицию, противоположную ранее изложенным исследованиям. Они недостаточно обоснованно утверждают всегда обводняющую роль леса на занимаемой им территории. Так, Измаильский полагает, что полученные им данные «вполне устанавливают тот факт, что верхний слой лесной почвы достигает значительно большей влажности, чем все остальные почвы, и сохраняет эту влагу в течение более долгого времени».

П. Ф. Бараков считает, что «влажность лесной почвы по сравнению со степною *вообще больше,* причем в отдельные моменты, а именно — в конце лета и в начале осени она может быть в некоторых слоях и ниже, чем в соответствующих слоях степной почвы» (стр. 108).

Еще более категоричен в утверждении обводняющей роли леса для занимаемой им территории Т. В. Локоть, который, резюмируя свои работы, пишет: «приведенные нами данные являются новым подтверждением того положения, что лесная почва вообще влажнее степной и что, следовательно, лес способствует накоплению и сохранению влаги в почве».

[1] А. А. Измаильский. Влажность почвы и грунтовая вода в связи с рельефом местности и культурным состоянием почвы. Полтава, 1894.

[2] П. Ф. Бараков. Опыт изучения естественнонаучных основ полеводства в лесостепной области европейской России. Тр. ИВЭО, № 2, 1898.

[3] Т. В. Локоть. Влажность почвы в связи с культурными и климатическими условиями. Киев, 1904.

[4] И. М. Лабунский. Основные итоги работы Мариупольской агролесомелиоративной опытной станции за 60 лет ее деятельности (1893—1953). Тр. Ин-та леса АН СССР, т. 30, 1956.

И. М. Лабунский, вступая в противоречие с классическими работами Высоцкого, Отоцкого, Морозова, утверждает, что лес в степи обусловливает, по сравнению с полевыми угодьями, не понижение уровня грунтовых вод, а повышение его.

Наш анализ названных работ, как и некоторых других с аналогичными выводами, оставил впечатление недоказанности их утверждений. Однако в данном труде подробно рассматривать их нет возможности. Как на пример грубого просчета в исследованиях Баракова, укажем на то, что он не делает разницы в гидрологической роли леса массивом и полезащитными лесонасаждениями, что является элементарной ошибкой.

Водоохранная и водорегулирующая роль лесов. Если об обводняющей роли лесов до сих пор нет единого мнения, то значение их как фактора водоохранного и водорегулирующего признается всеми. Как же примирить эту роль с ранее описанными фактами о большем расходовании лесом влаги на единицу площади в стадии жердняка или в стадии наибольшего прироста, чем любой полевой культурой? Ответ нужно искать во влиянии леса на почву. Мы уже отмечали выше, что перегнойно-аккумулятивный горизонт почвы в лесу, особенно лиственном, обладает лучшими физическими и водно-физическими свойствами, чем полевые участки. Он более структурен, обладает лучшей порозностью, влагоемкостью, водопроницаемостью. Почва в лесу под равномерным снежным покровом или вовсе не промерзает, или промерзает слабо и потому оттаивает снизу за счет тепла глубинных горизонтов впредь до схода снега. Защищенный кронами деревьев снег под пологом леса тает медленнее, чем в поле. Талые да и ливневые воды легко проникают в хорошо проницаемый поверхностный слой почвы в лесу. Поверхностный сток под лесом исключается почти нацело. Он переходит в сток внутрипочвенный. Водоотдача из почвы в ручьи и реки под пологом леса растягивается во времени.

В это же время на безлесных территориях процесс снеготаяния протекает бурно. Промерзшая почва не принимает талые воды. Формируется весенний пик стока, который, как и летние ливневые пики, не только не полезен, но весьма вреден. Бурный паводок затапливает ценные полевые угодья, населенные пункты, разрушает дорожные сооружения, обусловливает эрозию почв. Об одном из таких буйных паводков на Оке известный гидролог И. И. Касаткин пишет: «Мне пришлось во время половодья 1908 г. провести несколько дней на окском мосту около Серпухова, находившемся в опасном положении, и у меня невольно являлась мысль: сколько хлеба утекает из страны с этой весенней водой! По грубому, приблизительному подсчету в каждую секунду высо-

кой воды бассейн Оки выше Серпухова терял около одного вагона хлеба!» [1].

Из сказанного ясно вырисовывается водоохранная и водорегулирующая роль лесов. На рис. 120 схематично изображен сток двух рек — с лесным бассейном и безлесным.

Как следует из данных рисунка, в годовом цикле общий расход воды в степной реке выше, чем в реке с облесенным бассейном, но в межень соотношение дебетов рек меняется местами: дебет лесной реки значительно выше. Поэтому нет ничего неправдоподобного в том, что в бассейне облесенной реки круглый год могут функционировать родники, в то время как в области реки безлесной они будут обладать высоким дебетом в весеннее половодье, но пересохнут в меженный период.

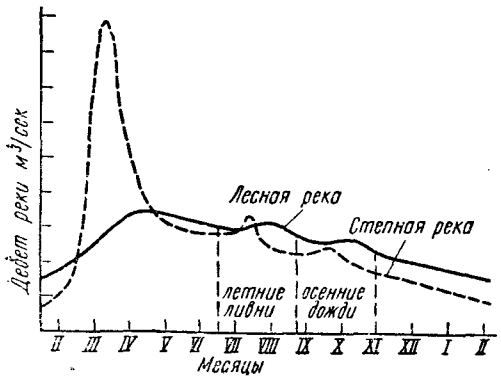


Рис. 120. Сравнительный расход воды в безлесной и лесной реках (схема для европейской лесостепи СССР)

Гидрологическая и полезащитная роль полосного лесонасаждения. До сих пор мы касались гидрологической и водорегулирующей роли лесов, произрастающих массивом. С такими лесами нельзя смешивать лесополосы, гидрологическая и водорегулирующая роль которых существенно отличны, хотя есть и некоторые черты сходства.

Если говорить о сходстве, то здесь в первую очередь необходимо отметить положительную роль полосных древесных насаждений. Они улучшают химические, физико-химические и особенно физические свойства перегнойно-аккумулятивного горизонта степных почв. Лесная мелиорация степных почв сказывается в том же направлении, как было отмечено выше. Особенно она заметна в каштановой зоне, где почвы от природы часто обладают неудовлетворительной структурой, излишней плотностью, слабой водопроницаемостью.

Под влиянием лесного опада и густой корневой системы в перегнойно-аккумулятивном горизонте накапливается гумус, повышается емкость поглощения и содержание кальция среди поглощенных оснований, улучшается структура почвы и весь комплекс

[1] И. И. Касаткин. Усиление внутреннего влагооборота, как очередная задача народного хозяйства в России. Гос. изд-во, 1921, стр. 19.

физических свойств. Подробнее по этому вопросу см. в работах Зонна [1], Вадюниной [2], Соловьева [3].

Улучшенные физические свойства почвы под лесополосами, по сравнению с полем, способствуют в какой-то мере более глубокому промачиванию почвы в них. Однако главная причина глубокого промачивания заключается в том, что лесополосы зимой задерживают на своей площади добавочное количество снега, который, растаивая весной, увлажняет почву. В этом основное отличие в водном режиме леса массивом от леса полосами. Ведь в лесу, если поперечник его достаточно велик, снег зимой накапливается в таком количестве, какое по норме осадков приходится на единицу площади. Только на наветренных опушках леса могут образовываться сугробы, которые при весеннем снеготаянии увлажняют опушки сильнее, чем соседнее поле. Внутренняя площадь лесного массива за пределами 20—30-метровой периферийной полосы добавочного против нормы осадков снега не получит, а следовательно, не получит и добавочного увлажнения. Если норма осадков в данной местности недостаточна для произрастания леса, лес массивом гибнет. Вот почему в сухой каштановой степи на водоразделах леса массивами нет, а произрастает он лишь в балках, глубоких логовинах, да в поймах рек.

Лес полосами, как показал опыт, можно успешно вырастить даже в зоне полупустыни. Необходимо лишь точно рассчитать, сколько нужно добавочно к норме осадков в данной местности накопить снега в лесополосе, чтобы за счет добавочного увлажнения почвы обеспечить потребность в воде для древесных культур.

Примеров более глубокого промачивания почвы под лесополосами по сравнению с открытой степью можно привести много. На рис. 106 была представлена влажность светло-каштановой тяжелосуглинистой почвы в открытой степи и под лесополосой двенадцатилетнего возраста в наиболее жаркий месяц — июль. Как мы видели из данных рисунка, почва в степи до глубины 220 *см* просохла до уровня почти «мертвого» запаса воды (до максимальной гигроскопичности). В это же время почва под лесополосой, несмотря на больший в ней расход воды лесом, по сравнению со степными травами, просохла до «мертвого» запаса воды лишь в толще 20 *см*. Ниже — до 120 *см* — влажность почвы

[1] С. В. Зонн. Биогеоценотический метод и его значение для изучения роли биологических факторов в почвообразовании. Ж. «Почвоведение», 1955, № 6.
С. В. Зонн. Влияние леса на почву. М., 1954.
С. В. Зонн. Биогеоценология и почвоведение. Тр. Ин-та леса АН СССР, т. 37, 1957.

[2] А. Ф. Вадюнина. Полезащитное лесоразведение на светло-каштановых почвах. Сб. «Полезащитное лесоразведение на каштановых почвах», Изд-во МГУ, 1961.

[3] П. Е. Соловьев. Влияние лесных насаждений на почвообразовательный процесс и плодородие степных почв. Изд-во МГУ, 1967.

под лесополосой равнялась влаге завядания растений. А на глубине 120—220 *см* в почве под лесополосой сохранялась активная (продуктивная) влага, тяготеющая по своему количеству к общей влагоемкости почвы.

На рис. 121 сопоставляется режим влажности почвы на фоне атмосферных осадков в сухой степи под лесополосой и под различными полевыми угодьями.

Лесополоса посадки 1937 г.: чередуются через ряд 15 рядов древесных пород и 15 рядов кустарника. Состав древесного ряда: дуб черешчатый (*Quercus robur*), вяз листоватый (*Ulmus foliacea*), ясень обыкновенный (*Fraxinus excelior*), груша (*Pyrus communis*), акация белая (*Robinia pseudoacacia*), лох узколистный (*Elaeagnus angustifolia*), тамарикс (*Tamarix Pallassi*), жимолость татарская (*Lonicera tatarica*), аморфа (*Amorpha fruticosa*).

Полевой участок, граничащий с лесополосой, был занят в 1951 и 1952 гг. люцерной посевной (*Medicago sativa*); в 1953, 1954 и 1956 гг. — бахчевыми культурами; в 1955 г. он паровал. Влажность почвы учитывалась в центре лесополосы и в поле на расстоянии 100 *м* от опушки лесополосы.

Как видно из данных рис. 121, за годы наблюдений глубина промачивания почвы после снеготаяния колебалась: под лесополосой от 270 до 500 *см*; под люцерной — от 50 до 120 *см*; на бахче и пару — от 120 до 260 *см*.

По расчетам Боровинской, весенние запасы доступной для растений влаги (свыше максимальной гигроскопичности почвы) в трехметровой ее толще колебались: под лесной полосой от 255 до 466 *мм*; под люцерной — от 142 до 198 *мм*; на бахче и пару — от 255 до 269 *мм*.

К осени запасы доступной влаги в почве снизились: степень иссушения почвы под лесной полосой была значительно меньше, чем под люцерной, но больше, чем на бахче и под паром [1].

На рис. 106 и 121 даны частные случаи увлажнения почвы под лесополосами. Оно будет изменяться в широких пределах в зависимости от конструкции полос, их возраста, древесного и кустарникового состава. А конструкция полос, в свою очередь, будет изменяться в связи с назначением полос. В практике СССР используются полосы: приречные, регулирующие сток в реки и водоемы и защищающие их от заиления; ветроломные; противоэрозионные; придорожные; приовражные; полезащитные.

На рис. 122 показаны три типа полос и влияние их конструкции на снегонакопление.

---

[1] Л. Б. Боровинская. Изменение некоторых свойств светло-каштановой легкосуглинистой почвы под влиянием лесных полосных насаждений. Вестн. Московск. ун-та, 1963, № 4.

В плотной полосе нанос снега поднимается выше половины их роста. Такая полоса отнимает много снега у соседних полей. Весной при таянии снега наблюдается обламывание ветвей деревьев оседающим снегом, что естественно, отрицательно сказывается на их росте.

Второй тип полосы (узкая ажурная) накапливает снега меньше, чем полоса плотная, однако образующийся сугроб также перекрывает часть крон и весной вызывает снеголом. Очевидно, полосу нужно проредить, чтобы снизить в ней снегонакопление.

Третий тип — полоса продуваемая. Ее назначение — затормозить скорость ветра, вследствие чего падает его «живая» сила, и снег откладывается не в полосе, а на прилежащем поле. Поскольку продуваемая полоса сама добавочного снега не получает, она может существовать лишь в климатических условиях, где количество осадков достаточно для произрастания древесных пород. Например, в каштановой зоне, где годовое количество атмосферных осадков 250—300 *мм*, чисто продуваемые полосы жить не будут. В таких условиях необходимо, чтобы лесополоса аккумулировала бы часть полевого снега.

В результате тщательного изучения водного баланса по расходу воды лесополосами для условий Волгоградской области нами установлено, что во влажном 1960 г., когда почва под полосами промокла до глубины 3—4 *м*, лесополоса израсходовала за вегетационный период 458,3 *мм* водного слоя, а в сухом 1961 г., когда весеннее промачивание под лесополосой равнялось 1,6 *м*, общий расход полосой на физическое и транспирационное испарение составлял 377,5 *мм*. Первая величина превышает количество годовых осадков на 140 *мм*, а вторая величина больше годового количества осадков на 60 *мм*.

Если принять среднюю необходимую дотацию воды в лесополосе — 100 *мм* водного столба и межполосное пространство, превышающее по ширине ширину лесополосы в 10 раз, то при средней мощности снежного покрова к периоду снеготаяния в 20 *см* и при плотности снега в период снеготаяния 0,25 для добавочного увлажнения лесополосы нужно снять со всего межполосного пространства снежный покров на 4 *см*, или 20% его мощности.

На первый взгляд кажется, что в этом случае вместо накопления снега на полях мы отнимаем у полей для лесополос 20% снежного покрова. Но дело в том, что без лесополос при сильных ветрах степь потеряет более 20% снежного покрова, причем снег, скапливаясь в этом случае в оврагах, у населенных пунктов и в придорожных зонах, принесет только вред.

Кроме того, принимая во внимание, что лесополосы умеряют в вегетационный период силу ветра, при котором наблюдается особо интенсивное испарение воды, лесополосы будут способствовать меньшему просушиванию межполосных пространств и тем

самым вернут полям влагу, позаимствованную ими у полей зимой [1].

Территория, предназначенная под лесополосу в каштановой и бурой степной зонах, должна дважды паровать: первый год — пар зеленый — для очистки поля от сорняков и для сидерации почвы сорной растительностью при запахивании ее до обсеменения и пар черный во второй год — для очистки поля от сорной растительности и накопления в почве влаги.

Обработка должна проводиться двухъярусным плугом (плуг Мосолова) с оборачиванием первым корпусом верхнего слоя почвы на 30 *см* и с рыхлением нижнего слоя до 60 *см* с оставлением его на месте.

Крайне желательно посев и посадки лесных культур проводить в особые лунки глубиной 10—15 *см*, которые закладываются перед посевом прерывистым бороздованием пашни. Наш опыт показал, что при этом методе посадки и посева лесных культур даже дуб, посеянный в подобные углубления, в подавляющем большинстве случаев сохранился и на светло-каштановых почвах успешно развивается.

В прошлом при закладке лесополос отдельные растительные породы закладывались сплошными рядами вдоль всей лесополосы и тем самым игнорировалось влияние почвенных условий. Мы рекомендуем осуществлять посев и посадку лесных культур при комплексном почвенном покрове с учетом характера почв. Например, в микрозападинах с лугово-каштановыми почвами высевать дуб; на светло-каштановых почвах высевать дуб и высаживать ясень зеленый или вяз обыкновенный; на солонцеватых и сильно солонцеватых каштановых почвах — высаживать вяз мелколистный или клен татарский; на солонцовых пятнах как временную меру — мелиорирующие почву кустарники, например акацию желтую, жимолость татарскую или лох узколистный.

Площадь водного питания для каждого дерева в каштановой и бурой степной зонах должна быть 7,5 $м^2$, а для каждого экземпляра кустарниковых пород — 3 $м^2$. Это значит, что древесные породы при их посадках должны иметь свободные для механизированной обработки междурядья шириной 5 *м* с посадкой деревьев в ряду через 1,5 *м*. Кустарниковые породы должны иметь междурядья 3 *м* с посадкой кустарников в ряду на расстоянии 1 *м*. Кустарники вводить в середину лесополосы не следует. Их нужно размещать в два ряда по опушкам полосы.

По нашим наблюдениям, добавочный снегосбор в каштановой и бурой зонах отмечен лишь на расстоянии 15 *м* внутрь полосы от опушки. Из этого следует, что ширина лесополосы в условиях,

[1] По нашим экспериментам в аэродинамической трубе возрастание силы ветра от 0 до 10 *м/сек* увеличивало испарение воды почвой в 7—11 раз, а возрастание ветра до 25 *м/сек* — в 15—18 раз.

где грунтовые воды залегают глубоко, не должна превышать 30 *м*. В противном случае центр полосы, не получая добавочного увлажнения за счет снега, будет сохнуть.

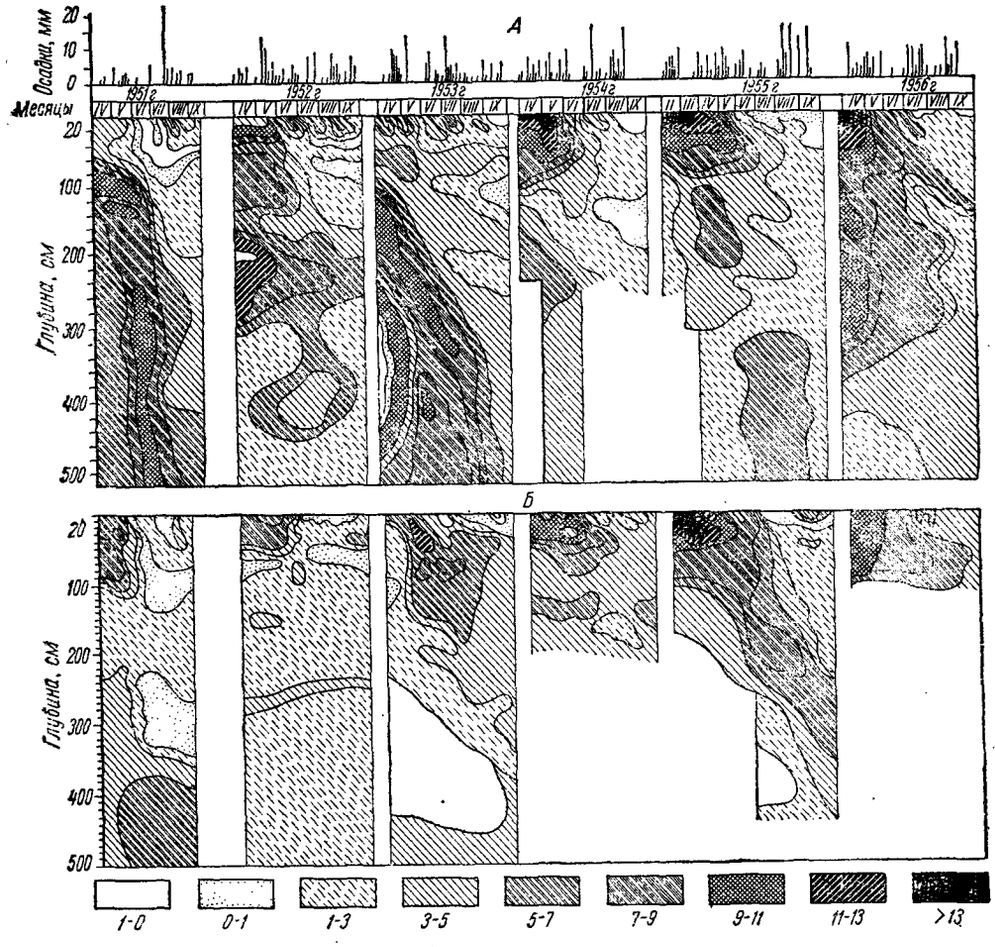


Рис. 121. Содержание доступной влаги в светло-каштановой легкосуглинистой почве за 1951—1956 гг. в %. *А* — лесная полоса — 7 участок Волгоградского «Зеленого кольца»; *Б* — полевые участки (по данным Л. Б. Боровинской)

При работе в каштановой и бурой степных зонах лесоводы должны отказаться от заманчивой надежды, что через несколько лет после посева и посадок лесных культур после смыкания крон деревьев можно прекратить культивацию полос. В нашей практике однолетнее отсутствие обработок на Тингутинской лесополосе

МГУ привело к зарастанию ее сорняками и резко сказалось на ухудшении лесополосы в этот год.

На опытных полосах МГУ мы ежегодно проводим две-три культивации междурядий и двукратную опашку лесополос шириной в 3—4 *м* весной и осенью. На рис. 123 показана опытная

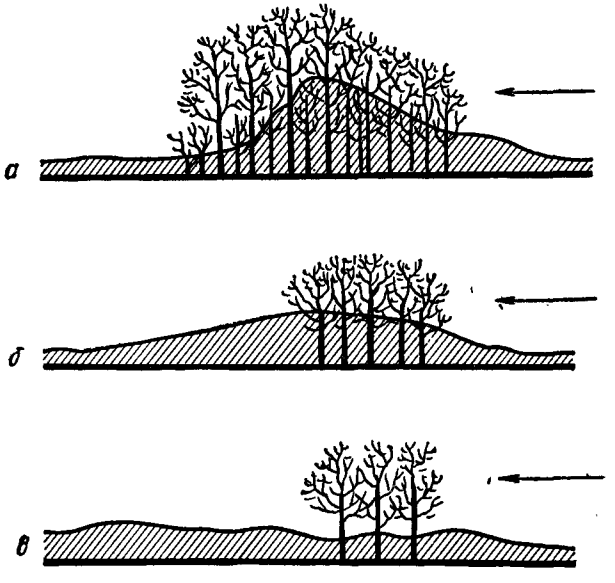


Рис. 122. Схемы профилей снежных отложений в лесных полосах разной конструкции (по Г. Н. Высоцкому):

а — плотная лесная полоса, поглощающая весь насос снега; *б* — узкая и ажурная полоса, не поглощающая всего насосного снега; *в* — узкая редкая продувная полоса, не задерживающая снега. Стрелка указывает направление ветра

полоса МГУ посадки 1953 г. на светло-каштановой солонцеватой тяжелосуглинистой почве.

Итак, в каштановой и бурой сухой степи при рациональной агротехнике можно вырастить мелиорирующие почву и климат приземного слоя лесополосы. Полосы будут способствовать лучшему сохранению снега на полях даже при условии, что сами они могут произрастать в сухой степи лишь при получении части снега (около 20%) с межполосных пространств.

Полосы обусловят более глубокое промачивание почвы и ликвидацию поверхностного стока вод и, следовательно, будут способствовать борьбе с эрозией почв и промыванию их от солей. Они будут умерять силу ветров, а потому снизят физическое и транспирационное испарение воды на межполосных пространствах.

В конечном счете лесополосы улучшат климат приземного слоя воздуха и почвы и, безусловно, будут способствовать повышению урожая сельскохозяйственных культур.

Вместе с тем наивно думать, что над лесополосами, как это отмечено в докладе М. А. Порецкого [1], возрастет количество атмосферных осадков, или что лесополосы, как это утверждает

Рис. 123. Опытная лесополоса МГУ на светло-каштановой солонцеватой тяжелосуглинистой почве. Дубово-ясеневое насаждение. Возраст 10 лет

проф. Торханов, обусловят сквозное промачивание почвы даже в сухой степи. Такие оптимистические надежды опровергаются всей суммой научных фактов для каштановой и бурой степной зон.

Необходимо развертывание комплексной лесомелиорации в степи при сочетании полос: государственных широких, приречных, приовражных, придорожных и полезащитных.

При уходе за лесополосами помимо культивации междурядий и опашки полос систематически должна вестись в них борьба с энтомовредителями, а также своевременно проводиться рубки ухода, чистка полос от сушины, снеголома и пр. [2].

---

[1] Материалы совместного заседания научно-технических советов Министерства сельского хозяйства РСФСР и Министерства Лесного хозяйства РСФСР о рациональных размерах и конструкциях государственных лесных полос. Волгоград, 1967.

[2] Мы не касаемся здесь лесомелиораций на песках и по этому вопросу отсылаем читателей к работам проф. А. Г. Гаеля.

О внутреннем влагообороте страны. Судьба выпадающих атмосферных осадков может быть разная. Например, осадки, выпавшие ливневым дождем, могут быстро стечь по поверхности почвы. Они почти не используются растительностью. По оврагам, по ложбинам стока вода достигает малых или больших рек и уходит в моря и океаны, не принося сельскохозяйственной территории необходимой пользы.

Высоцкий [1] и инженер-гидролог Касаткин [2] считают такие стоки единократно отработанными, причем работа их больше отрицательная, чем положительная, так как они способствуют процессам эрозии, заилению водоемов и рек, порче сельскохозяйственных угодий, дорог и пр.

Может быть иной путь выпавших атмосферных осадков. Выпадая на территории, занятой лесами, садами, окультуренными полями, они впитываются в почву, не образуя или почти не образуя поверхностного стока вод, и продолжают свой путь медленным внутренним стоком, частично расходуясь в процессе физического испарения, а в большей степени путем транспирации растений. В результате этого влага снова возращается в атмосферу и увлажняет ее. Другая часть такого внутреннего стока длительно будет поступать в малые и большие ручьи и реки, поддерживая их дебит, особенно в меженное время, а частично просачиваться в грунтовые воды.

Влага, поступившая в атмосферу в процессе физического и транспирационного испарения, будет передвигаться с воздушными влагоносными течениями и при соответствующих условиях снова может выпасть благотворным дождем. Если территории, над которыми проходят эти течения, окультурены и одеты растительным покровом, то одна и та же порция атмосферной влаги, передвигаясь с воздушными течениями, может несколько раз выпасть дождями и таким образом неоднократно сыграть роль увлажняющего фактора.

Из сказанного явствует, что чем выше окультурена территория, тем более экономно и продуктивно будут использованы над ней атмосферные осадки.

Самым могучим фактором такого круговорота влаги являются леса, потому что они представлены многолетними растениями с обширной испаряющей поверхностью и длительным вегетационным периодом. Г. Н. Высоцкий наши леса, особенно в средних и северных областях, называет «океанами суши» и по увлажнительной роли их делит на 4 зоны: 1) бассейн А внешнего стока в Ледовитый океан; 2) бассейн В внешнего стока в Балтийское

[1] Г. Н. Высоцкий. О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. Л., 1952, стр. 94—105.

[2] И. И. Касаткин. Усиление внутреннего влагооборота, как очередная задача народного хозяйства в России. М., 1921.

море; 3) бассейн С внешнего стока в Черное море; 4) бассейн Д внутреннего континентального европейско-азиатского стока.

Воды бассейна А приносятся главным образом северными ветрами с Ледовитого океана и туда же стекают обратно, кроме части бессточного бассейна Д. Чем больше влаги будет вноситься в этот бассейн, тем менее сухим будет его климат. Массивная и густая облесенность бассейна А способствует этому.

Особое значение Высоцкий и Касаткин придают бассейну В. Они западную и северо-западную часть СССР, густо покрытую лесами, называют «влажными воротами России». Сюда проникают ветры-влагоносцы от океанического течения Гольфстрим. При господствующих здесь ветрах — западных и северо-западных влажная атмосфера устремляется на восток и юго-восток. «Это как бы синий влажный флаг, простирающийся над европейской Россией, заходящий хвостом своим через Уральские горы в Западно-Сибирскую низменность и затем, после значительного перерыва, получающий соответственное пятно к Алтаю». Конечно, не вся эта влага от Гольфстрима: чем восточнее, тем больше ее исходит от Ледовитого океана. Отрывок этого «голубого флага» перебрасывается через низовья Дона на Кавказ. Тут господствующее значение получают влагоносцы от Черного и Азовского морей, с одной стороны, и от Каспия — с другой.

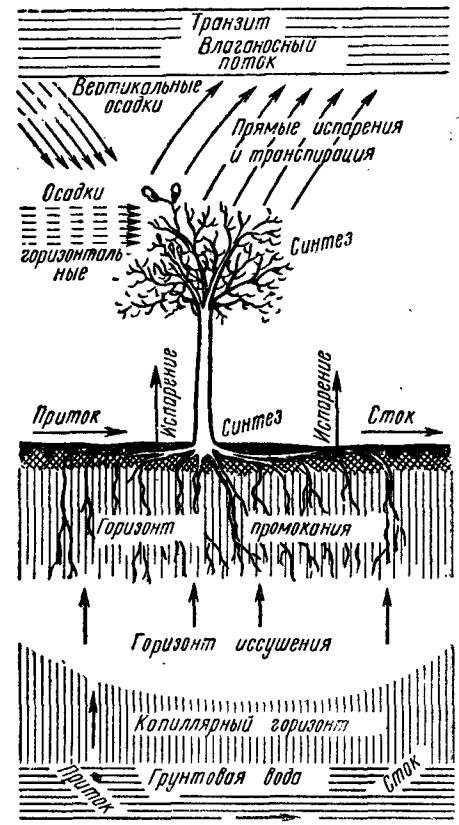


Рис. 124. Схема к формуле прихода и расхода влаги в зоне леса массивом (по Г. Н. Высоцкому)

В схеме влагооборот над лесами представлен на рис. 124.

Горизонт иссушения, показанный на рисунке («мертвый горизонт», по Высоцкому), мы, как отмечалось выше, понимаем, как

влагу подвешенную с преобладанием воды адсорбированной или как «максимальную молекулярную» влагоемкость по Лебедеву.

Согласно нарисованной схеме влагооборота, климаты нашей страны являются взаимно обусловленными. Влага, выпавшая дождями где-нибудь под Петрозаводском, Ленинградом, Псковом, Новгородом, Ригой, продвигаясь на восток и юго-восток с ветрами-влагоносцами, может несколько раз повторно оросить землю под Москвой, Пензой, Тамбовом и в других местах, включая засушливое Поволжье и Оренбургские степи. Отсюда завет наших учителей: Г. Н. Высоцкого, Г. Ф. Морозова, П. В. Отоцкого, Н. С. Нестерова, В. Н. Сукачева и других — всемерно беречь леса и множить их там, где территория не используется под сельскохозяйственные угодья, и окультуривать все остальные земли. При таком условии государство получает текущие материальные ценности в виде сельскохозяйственной продукции, древесины и прочего и одновременно мелиорирует климат нашей Родины.

ГЛАВА 9

МЕЛИОРАЦИЯ ВОДНЫХ РЕЖИМОВ ПОЧВ

«Философы лишь различным образом объясняли мир, но дело заключается в том, чтобы изменить его» [1]

Водные свойства и режим почв весьма динамичны во времени и податливы на изменения методами агротехники и мелиорации. Ниже мы коснемся ряда подходов по мелиорации этих свойств и режимов.

Науки о земле, в том числе почвоведение, агрохимия, земледелие, метеорология, сделали в последние десятилетия большие успехи. Мы умеем и можем управлять плодородием почв. Однако и до сих пор урожаи сельскохозяйственных культур во многом зависят от климатических и погодных условий. В таежной зоне на дерново-подзолистых, собственно подзолистых и подзолисто-глеевых кислых, часто в той или иной мере заболоченных почвах, культурные растения страдают особенно во влажные годы от переувлажнения, кислой реакции и недостатка питательных веществ. Черноземные, а тем более каштановые степи, где сосредоточена основная масса зерновых культур, каждые 3—4 года посещает жестокая засуха с суховеями и пыльными бурями, особенно усилившимися после распашки легких целинных почв (песчаных и супесчаных) и исключения трав из севооборотов. Статистический учет показывает, что в засушливые годы, по сравнению с нормальными по увлажнению, страна не добирает зерна в черноземной, каштановой и бурой степных зонах около 30—35 *млн т* [2]; возникла очевидная необходимость ликвидировать этот разрыв и создать гарантированные урожаи зерна путем борьбы с засухой на юге и

[1] К. Маркс. Тезисы о Фейербахе. К. Маркс и Ф. Энгельс. Собрание сочинений, т. 3, изд. 2-е, 1955, стр. 4.

[2] Н. А. Качинский. Мелиорация почв на научной основе. Вестн. Московск. ун-та, биолог. почвоведения, 1966, № 4.

юго-востоке страны и борьбы с заболачиванием почв в таежной зоне, Белоруссии, Прибалтийских республиках, на северо-западе страны и в других местах, а также путем поднятия общей культуры земледелия.

Майский Пленум ЦК КПСС (1966 г.) поставил эти задачи как всенародное дело, в котором должны принять участие труженики колхозов и совхозов, все специалисты сельского хозяйства — почвоведы, мелиораторы, агрохимики, земледелы, растениеводы, селекционеры, механизаторы, специалисты по борьбе с вредителями. В ближайшем десятилетии намечено осушить и освоить в сельскохозяйственном производстве в нечерноземной зоне 15—16 млн. *га* земель и добавочно оросить около 7—8 млн. *га* в бассейнах Днепра, Волги, Урала, Дона, Кубани, Терека, Днестра, Прута и других рек.

Если до самого последнего времени основной орошаемой культурой был хлопчатник, то в ближайшие 5—10 лет на вновь орошаемых территориях главное внимание будет обращено на зерновые и плодовые культуры: пшеницу, бобовые, рис, кукурузу, а также на сады и виноградники.

Следует, однако, помнить, что осушительные и оросительные мелиорации — весьма сложный комплекс мероприятий. Мало построить водохранилища и нарезать оросительную сеть или коллекторы и дрены. Известно, что многие ныне существующие оросительные системы страдают от вторичного засоления почв, а частично и от заболачивания территорий, которое резко снижает их эффективность. По данным ЦСУ СССР, из 8,1 млн. *га* земель в СССР, располагающих осушительной сетью, 4,4 млн. *га* нуждается в капитальном ремонте этой сети или даже в повторных осушительных мероприятиях, так как ранее построенная дренажная сеть запущена и не выполняет возложенных на нее функций.

Современные мелиоративные мероприятия должны строиться на строго научной основе, по утвержденному проекту. Отметим лишь несколько положений, которые в последнее десятилетие грубо нарушались в мелиоративной практике.

Необходимо глубокое знание свойств мелиорируемых почв, так как разные почвы требуют к себе и разных подходов; поэтому любое мелиоративное мероприятие должно начинаться с всестороннего изучения почвенного покрова в крупном масштабе (не мельче, чем 1 : 10 000). Исследования не должны ограничиваться составлением почвенной карты, необходим комплекс карт: геоморфологической, почвообразующих пород, карты засоленности территории (под орошаемые культуры), картограмм уровня грунтовых вод, почвенной карты и как синтез этих материалов — почвенно-мелиоративная карта. Комплекс карт должен сопровождаться изучением динамики и состава грунтовых вод, тщательными анализами свойств почвы: химическими, физико-химическими,

биологическими, агрохимическими и физическими, причем химические, физико-химические и физические свойства (при оросительных мероприятиях) должны исследоваться до глубины минимум 4 *м* или до уровня грунтовых вод, если он стоит выше означенной глубины. Особенно мало внимания при мелиоративных изысканиях уделялось физическим свойствам почвы. Эти свойства почв и грунтов нужно положить в основу мелиоративных мероприятий: при выработке режима орошения, оросительных и поливных норм, промачивания почвы на заданную глубину, промывке вторично засоленных и других почв (при орошении), а также при установлении предела целесообразного снижения уровня грунтовых вод, глубины и расстановки дрен и прочих осушительных мелиорациях.

Перед сооружением систем, будь то осушительные мелиорации или орошение, для ликвидации микрорельефа и его последействий территорию надо спланировать (по проекту), используя топографическую основу и геоморфологическую карту. Без этого нельзя правильно развернуть оросительную систему при любом способе полива, нельзя достигнуть равномерного осушения полей при дренаже.

Планировочные работы при осушении полей следует сочетать с раскорчевкой кустарников и мелколесья, очисткой полей от каменистого материала, увеличением пахотопригодных массивов, устранением их сложной контурности. При планировках за счет среза бугорков и завала понижений возникает вредоносное пестрополье территории, с которым нужно бороться немедленно после планировок путем усиленного удобрения пятен с обнаженными нижними горизонтами почв.

Сбросные коллекторы необходимо снабжать затворными щитами (шлюзами), чтобы в засушливые годы при опасности пересушивания почвы можно было их закрывать, а иногда использовать дрены и как оросители.

Использование мелиорируемых территорий нужно строго планировать с учетом особенностей возделываемых культур. Так, при орошении лиманные понижения, поймы в низовьях рек, а частично и дельты Зеи, Сырдарьи, Амударьи, Волги, Терека, Кубани, Дона, Днепра и других рек целесообразно занять под культуру риса, сенокосные угодья, улучшенные пастбища; надпойменные террасы следует использовать под овощи, плодовые культуры, виноградники; повышенные водораздельные участки можно занять под пшеницу и кукурузу; купола возможного эрозионного развевания целесообразно залесять.

Много споров в специальной литературе о методах полива почв, но однозначно и этот вопрос решить нельзя. Решение его, как это выяснено практикой орошения, зависит от свойств почвы — в первую очередь от ее структурности, от физиологических особенностей возделываемых растений и фазы их развития, кли-

матических условий района. Рис хорошо реагирует на полив по квартиркам затоплением; хлопчатник, многие овощные культуры требуют бороздового полива; чайный куст наиболее отзывчив на поливы дождеванием в сочетании поливов оросительных и освежительных; зерновые культуры пока удобнее поливать напуском по полосам, сочетая этот метод полива с осенним влагозарядковым орошением и т. д. В перспективе для ряда интенсивных культур, несомненно, должен получить развитие наиболее прогрессивный метод вакуумного подпочвенного орошения, автором которого является советский ученый В. Г. Корнев.

Говоря об орошении, нельзя обойти вопрос об оросительных и поливных нормах. В последние годы под хлопчатник и люцерну в среднеазиатских республиках предлагают завышенные оросительные и поливные нормы для борьбы с засолением почв. Предполагается, что за счет таких высоких норм из почв удастся вымыть вредоносные соли и разбавить грунтовые воды до пресного состава. Мы считаем этот метод допустимым лишь на территориях, где уже имеются симптомы вторичного засоления почв. В этом случае поливы являются и профилактическими промывками почв. На почвах незасоленных такой подход будет рискованным и чрезвычайно экстенсивным, исключающим бережливое отношение к основному источнику орошения — воде. Нам представляется более правильным другой диаметрально противоположный путь. Создавая оптимальную для растений влажность почвы, скажем 100—75% относительной влажности до заданной глубины промачивания, нужно всемерно стараться, чтобы поливная вода не проваливалась в грунтовые воды там, где они стоят глубже заданной глубины промачивания. Не менее важно бороться с непроизводительными потерями воды на крупной распределительной и оросительной сети путем создания на каналах противофильтрационной одежды: бетонной, битумной, цементно-грунтовой, экранированной, осолонцованной при использовании фтористого натрия, кольматационной, утрамбованной и другой.

Опыт работы кафедры физики и мелиорации почв МГУ в подзоне светло-каштановых солонцеватых тяжелосуглинистых почв показал, что одной трамбовкой дна и стенок канала при их увлажнении до рабочего состояния можно снизить фильтрационные потери воды из каналов в 10 раз.

Для борьбы с поднятием грунтовых вод при орошении необходимо максимально сократить холостые прогоны по каналам, сбрасывать воду из крупной оросительной сети во внерабочее время, удаляя ее с одних полей орошения на другие, расположенные ниже по рельефу, где ее снова можно использовать как поливную. При промывках вторично засоленных почв нужно сбрасывать промывные воды в глубокий дренаж (4—5 *м*). Коллекторы целесообразно испытать открытыми и, лишь убедившись в их

эффективной работе, переводить на закрытый дренаж с гончарными или полиэтиленовыми трубами[1].

На заболоченных территориях с песчаной подпочвой следует изучить возможность применения вертикального дренажа, а при орошении, где нет или недостаточно речных и паводковых вод, также надо выяснить возможность орошения артезианскими водами из скважин по типу калифорнийских (аризонских) колодцев.

Вдоль магистральных каналов, распределителей и крупных оросителей необходимо однорядно высаживать древесные культуры, особенно плодовые (когда гарантирована их охрана); это ослабит подтопление полей из каналов и даст прибыль в виде урожая плодов.

Оросительная сеть должна быть хорошо армирована, чтобы избавить поливальщиков от тяжелого и затяжного труда перевала земли из канала в канал при изменении направления водного потока.

На распределителях, групповых и картовых оросителях необходима измерительная аппаратура (водосливы Паршала, Вентури, а на малых потоках — водослив Чиполетти) для учета расхода воды при поливах.

Завершение строительства осушительной или оросительной системы знаменует собой не конец работы, а ее начало.

Необходимо разработать план эксплуатации системы, оптимальный режим осушения или орошения, составить севообороты, подобрать культуры, соответствующие намеченному водно-воздушному и тепловому режиму, разработать систему обработки почвы, удобрений и ухода за растениями, борьбы с сорной растительностью и полеганием хлебов, механизировать систему эксплуатации, следить за целостностью сооружений и своевременно их ремонтировать.

Известно, например, что оросительные системы в первые годы эксплуатации обычно показывают высокий эффект в урожаях; это настраивает оптимистически и позволяет успокоиться на достигнутом. Однако постепенно эффект от орошения падает, грунтовые воды начинают подниматься: появляются симптомы засоления и заболачивания почвы, и, наконец, бóльшая или меньшая часть системы выходит из строя, возникает необходимость дорогостоящих промывок вторично засоленных почв или осуше-

[1] В последние годы А. Ф. Вадюниной, А. Н. Аристарховым, П. Н. Березиным установлено, что промывки засоленных почв могут быть значительно ускорены путем электромелиорации. Они показали, что пропускание через почвы постоянного электрического тока при промывках, способствуя их агрегации, существенно улучшает фильтрационную способность, ускоряет рассоление и рассолонцевание как вследствие улучшенных физических свойств почвы, так и вследствие электроосмотического отжатия раствора в дрену — катод. В настоящее время этот метод проходит полевую проверку.

ния заболоченных. Такие примеры многочисленны. Чтобы избежать таких печальных последствий, систему эксплуатации мелиорируемой территории нужно отрегулировать немедленно после ее пуска и неукоснительно следить за динамикой развивающихся процессов. В частности, и при осушении, и при орошении мелиорированных территорий решающую роль играет режим грунтовых вод. Грунтовые воды — это как бы пульс осушительной и оросительной систем, поэтому за ними должен быть установлен постоянный контроль, который можно осуществить через сеть смотровых колодцев.

Только при правильной организации оросительных систем они обеспечат гарантированные урожаи зерновых культур в 20, 30, 40 *ц* и больше зерна с 1 *га*.

Только при правильной эксплуатации осушительных систем можно рассчитывать на получение урожаев, в 2—3—4 раза более высоких, нежели на территориях, избыточно увлажненных и лишенных осушительных мероприятий. Это доказано опытом передовых хозяйств Белоруссии, Эстонии, Российской Федерации. Например, в совхозе Детскосельском Гатчинского района Ленинградской области при общей площади земель 2569 *га* осушительной сетью охвачено 1813 *га*. Урожай зерновых культур до осушения в 1959 г. составлял в среднем 5,5 *ц/га*, а после осушения в 1965 г. он поднялся до 28,6 *ц/га*. В совхозе укрупнены угодья. На осушенных территориях раньше можно сеять, раньше созревают хлеба и, следовательно, ускоряется уборка урожая.

Придавая исключительное значение созданию гарантированных урожаев зерновых культур на вновь орошаемых и осушаемых землях, мы должны учитывать, что основной сбор зерна в стране получается от богарного земледелия. По данным академика Аскоченского, в 1966 г. под поливной пшеницей находилось около 1200 тыс. *га*[1]. Ожидаемый с этой территории урожай составит лишь 2% зерна от его валового производства в стране.

Если принять, что после освоения новых площадей под орошение к концу десятилетия (1966—1975 гг.) орошаемая площадь под зерновыми культурами возрастает до 8—9 млн. *га* и урожаи с 1 *га* повысятся, то гарантированный сбор зерна с орошаемых площадей составит лишь около 15% к общему валовому сбору зерна по стране; значит, опять-таки основной удельный вес зерновой проблемы падает на богарное земледелие. В решениях майского (1966 г.) Пленума ЦК КПСС, в постановлении Центрального Комитета КПСС и Совета Министров СССР «О широком развитии мелиорации земель для получения высоких и устойчивых урожаев зерновых и других сельскохозяйственных культур»[2], ставится вопрос о широком общем поднятии культуры

[1] Газета «Правда» от 2 июня 1966 г.
[2] Материалы майского Пленума ЦК КПСС. Политиздат, 1966.

земледелия в СССР. Для решения этой проблемы необходим комплекс агротехнических и мелиоративных мероприятий, обеспечивающий непрерывное повышение плодородия всех почв нашей Родины, в том числе и на богаре. В соответствии с Докучаевским принципом этот комплекс должен быть лишен шаблона. Сельскохозяйственное производство необходимо районировать с учетом почвенных, климатических и экономических условий в республиках, областях, краях и даже в районах.

Еще недавно в СССР было уделено большое внимание химизации сельского хозяйства (в том числе известкованию кислых почв и гипсованию солонцов); сейчас форсируются проблемы орошения засушливых территорий и осушения заболоченных. В комплексе с этими узловыми мероприятиями на мелиорируемых территориях и в богарном земледелии, согласно постановлению партии и правительства от 19 июня 1966 г., никак не следует упускать из вида другие приемы агротехники, которыми пользуются теперь и еще в большей мере будут пользоваться в будущем. Это культурная своевременная обработка, приспособленная к типу почв, климату, возделываемой культуре; правильные севообороты с участием зерновых, пропашных, технических культур и трав (опять-таки в аспекте учета природных условий, ведущей сельскохозяйственной культуры, экономики); полезащитное лесоразведение в степных, полупустынных и пустынных районах; всемерная борьба с сорной растительностью и зоовредителями; селекция высокоурожайных культур, устойчивых к засухам, и злаков, не подверженных к полеганию при орошении и густом стоянии травостоя. Все эти приемы должны включать и повседневную борьбу с водной и ветровой эрозией почв.

Детальное содержание системы агротехнических мероприятий и наши предложения в целях непрерывного повышения плодородия почв и создания устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур изложены во многих наших работах[1]. Еще раз необходимо оттенить вопрос о севооборотах.

В последние годы в печати раздавались голоса в защиту «плодосмена» или даже монокультур. В настоящее время едва ли кто рискнет защищать для полевых посевов монокультуры как наиболее отсталый агроприем, но нам не нужен и плодосмен.

Любое из мероприятий по повышению плодородия почв (рациональная обработка, удобрение, борьба с засухой) проявляется наиболее эффективно в комплексе мероприятий, в севообороте.

[1] Н. А. Качинский. О структуре почвы в связи с вопросами агротехники. Тр. Урал. филиала АН СССР, вып. 2, 1934; Почва. Изд-во АН СССР, 1956; Структура почвы. Изд-во МГУ, 1963; Система агротехнических мероприятий — основа получения высоких устойчивых урожаев. Вестн. Московск. ун-та, сер. биолог. почвоведения, 1964, № 3.

Мы настаиваем именно на севооборотах, а не на подвижном плодосмене, который характерен для капиталистического хозяйства, где набор культур меняется в зависимости от рыночной конъюнктуры. Нам нужны устойчивые севообороты, приспособленные к данной почвенно-климатической зоне или даже району. Они позволяют колхозам и совхозам стабилизироваться: сделать необходимый подбор культур, выработать определенную агротехнику, приспособить к ней машинный парк, обзавестись собственными высококачественными семенами, приспособить свои кадры к определенным культурам и севооборотам; этого невозможно достигнуть при подвижном плодосмене, когда план полей, возделываемые культуры и агротехника ежегодно меняются.

Внедрение всех прогрессивных приемов ведения земледелия и решение поставленных партией и правительством основных задач — химизации земледелия, борьбы с засухой, переувлажнением и эрозией почв можно рационально осуществить лишь на строго научной основе. Полив осваиваемой территории или внесение удобрений в почву еще не решают вопроса повышения плодородия полей. Известно, что внесение удобрений в заболоченную или сухую почву не даст желаемого эффекта. Применение удобрений без знания свойств почвы и растений может даже снизить урожай (применение завышенных доз микроэлементов или длительное применение физиологически кислых удобрений, как, например, сернокислого аммония или хлористого калия на кислых почвах). Орошение без знания почв и растений может привести к полной порче орошаемой территории — к ее засолению и заболачиванию; это, к сожалению, еще наблюдается в сельскохозяйственном производстве.

При решении всех проблем земледелия (борьба с засухой путем рациональной агротехники и орошения земель, развертывание химизации земледелия, использование полимеров для оструктуривания почв, борьба с водной и ветровой эрозией, сельскохозяйственное районирование территории Советского Союза) необходимо строго учитывать свойства почв: их тип, механический и химический состав, физические, физико-химические, физико-механические и биологические свойства. Иначе эти проблемы будут решаться несовершенно, беспочвенно.

На нашем сельскохозяйственном производстве отрицательно сказалось пренебрежительное отношение к почвоведению в недавнем прошлом. Оно нашло частичное отражение и в однобокой организации «службы агрохимии». Нет слов: без агрохимии нельзя повысить плодородие почв, но еще в меньшей мере это можно сделать без почвоведения. Агрохимик интересуется и работает только с пахотным слоем, а плодородие почв зависит от всего ее профиля и даже от подпочвы. Кроме того, добытые агрохимиком данные нужно интерполировать и экстраполировать

на определенные типичные площади, а это никак нельзя сделать без почвенной основы. Поскольку сейчас партия и правительство, призывая весь народ, всех специалистов к участию в решении проблемы непрерывного повышения плодородия и создания высоких устойчивых урожаев, уделяют большое внимание почвам и почвоведам, мы вправе надеяться, что агрохимическая служба будет реорганизована в «службу почвоведения, агрохимии и охраны почв». Это сильней сплотит наши ряды в работе, в решении поставленной перед народом великой задачи непрерывного повышения плодородия почв Родины и создания высоких устойчивых урожаев.

Список литературы

Абрамова М. М. Опыты по передвижению капиллярно подвешенной влаги при испарении. Ж. «Почвоведение». 1948, № 1.

Абрамова М. М. Передвижение воды в почве при испарении. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, т. XLI, 1953, стр. 71—144.

Абрамова М. М., Большаков А. Ф., Орешкина Н. С., Роде А. А. Испарение из почвы подвешенной влаги. Ж. «Почвоведение», 1956, № 2.

Алексеев А. М., Гусев Н. А. Влияние минерального питания на водный режим растений. М., 1957.

Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., 1954.

Анри Э. Леса равнин и грунтовые воды. Ж. «Почвоведение», 1903, № 1, стр. 1—30, стр. 387.

Астапов С. В. Лабораторный метод определения водных свойств почвогрунтов в целях мелиорации. Физика почв в СССР. Тр. Советской секции МАП. М., 1936.

Астапов С. В. Мелиоративное почвоведение. Практикум. М., 1958.

Бакулин Ф. Г. Льдистость и осадки при оттаивании многолетнемерзлых четвертичных отложений Воркутского района. Изд-во АН СССР, 1958, стр. 67—69.

Бараков П. Ф. Опыт изучения естественнонаучных основ полеводства в лесостепной области европейской России, Тр. Императорского Вольно-Экономического Общества, 1898, № 2.

Бараков П. Ф. Общее земледелие, 2 изд, 1911, СПб.

Бауэр Ф. Энергия круговорота воды. Ж. «Метеорология и гидрология», 1936, № 3.

Богданов С. М. Отношение прорастающих семян к почвенной воде. Изв. Киевского ун-та, т. 29, кн. 5—8, Киев, 1889.

Боженова А. П. Миграция воды в замерзших почво-грунтах, М., 1946.

Большаков А. Ф. О формах движения влаги в почвах степного типа. Ж. «Почвоведение», 1946, № 7.

Большаков А. Ф. Водный режим мощных черноземов Средне-Русской возвышенности. Изд-во АН СССР. М., 1961.

Боровик-Романова Т. Переохлаждение воды в капиллярных трубках. Ж. «Русское физ.-хим. общ-во», часть физическая, т. 56, вып. 1-а, М., 1924.

Боровинская Л. Б. Изменение некоторых свойств светло-каштановой легкосуглинистой почвы под влиянием лесных полосных насаждений. Вестн. Моск. ун-та, 1963, № 4.

Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. «Наука», 1964.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., 1956.

Вадюнина А. Ф. К оценке электропроводности как метода определения влажности почв. Ж. «Почвоведение», 1937, № 3.

Вадюнина А. Ф. Водный режим некоторых почв Центрального Урала. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала, ч. II, М. — Л., 1950, стр. 197—223.

Вадюнина А. Ф. О методах определения влажности почвы. Тр. конфер. по почвоведению и физиологии культурных растений. Саратов, 1937.

Вадюнина А. Ф. Полезащитное лесоразведение на светло-каштановых почвах. Сб. «Полезащитное лесоразведение на каштановых почвах». Изд-во МГУ, 1961.

Вадюнина А. Ф. и Корчагина З. А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. «Высшая школа», 1961.

Вериго С. А. Динамика запасов почвенной влаги на территории СССР. Тр. по с.-х. метеорологии, т. XXVI, 1948.

Вериго С. А. и Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеоиздат, 1963.

Вейнберг Я. И. Лес, значение его в природе и меры к его сохранению. М., 1884, стр. 344.

Владыченский С. А. Коллоидно-химические свойства почвенного гумуса. Коллоидный журн. 1940, т. 6, вып. 8.

Владыченский С. А. Практические занятия по мелиорации почв. Изд-во МГУ, 1960.

Владыченский С. А. и Рыбина В. В. Влияние смачивания на передвижение жидкости в песке. Научн. докл. Высш. школы, Биологич. науки, 1965, № 1, стр. 197—201.

Вотяков И. Н. Связь между содержанием незамерзшей воды в мерзлых грунтах и гигроскопической влажностью грунтов. Изв. СО АН СССР, Новосибирск, 1960, стр. 17—25.

Высоцкий Г. Н. Гидрологические и геобиологические наблюдения в Велико-Анадоле. Ж. «Почвоведение», 1899, № 3, стр. 165—182; Ж. «Почвоведение», 1900, № 1, стр. 22—39.

Высоцкий Г. Н. Почвенно-ботанические исследования в южных тульских засеках. Тр. опытных лесничеств, вып. 4, 1906.

Высоцкий Г. Н. О взаимных соотношениях между лесной растительностью и влагой преимущественно в южно-русских степях, ч. I, СПб., 1904, стр. 11.

Высоцкий Г. Н. Очерки о почве и режиме грунтовых вод. Бюллетень почвоведа, № 1—2; 3—4; 5—8, М., 1927.

Высоцкий Г. Н. О глубокопочвенном (полнопочвенном) почвоведении. Ж. «Почвоведение», 1934, № 6.

Высоцкий Г. Н. О гидрологическом и метеорологическом влиянии лесов. Гослесбумиздат, 1952, стр. 45.

Качинский Н. А. и др. Опыт построения противофильтрационных одежд для каналов и водоемов. Вестн. Моск. ун-та, серия IV, биология, почвоведение, № 5, 1960.

Гедройц К. К. Журнал опытной агрономии, т. XIX, 1918, стр. 461—470.

Гиббс Дж. В. Термодинамические работы. Гостехтеоретиздат, 1950.

Гиринский Н. К. Определение коэффициента фильтрации по данным откачек при неустановившихся дебите и понижениях. Госгеолиздат, 1950.

Гусев Н. А. Современное состояние работ по изучению водного режима растений и дальнейшее их развитие. В кн. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд-во АН СССР, 1957, стр. 74.

Гуссак В. Б. и Рыжов С. Н. Агрофизические свойства почв. Сб. «Хлопчатник», т. II, Изд-во АН Узб. ССР, Ташкент, 1957, стр. 395—442.

Давыдов В. К. Испарение с водной поверхности в европейской части СССР. Гл. упр. гидрометеорол. службы СССР. Тр. научно-исследовательских учреждений. Сер. IV, вып. 12, Л., 1944.

Дальтон Д. Сборник избранных работ по атомистике (1802—1810). Перевод с англ. Л., 1940.

Дараселия М. К. Водный режим красноземных почв в условиях чайных плантаций. Тбилиси, 1937.

Дворжак О. О. Труды Анненковской с.-х. опыт. станции за 1914, 1915 гг., Симбирск, Симбирское губернское земство.

Дерягин Б. В. Упругие свойства тонких слоев воды. Ж. «физ-хим»., т. III, М. — Л., 1932.
Дерягин Б. В. Механические свойства тонких слоев жидкостей. Ж. «физ.-хим»., т. V, вып. 2—3, М. — Л., 1934.
Дерягин Б. В., Мельникова М. К., Крылова В. И. Об эффективной величине угла натекания при пропитке пористых тел и метода его оценки. Коллоид. журн., т. 14, вып. 6, 1952.
Дерягин Б. В., Мельникова М. К., Нерпин С. В. Теория равновесия и передвижения почвенной влаги при различной степени увлажнения. Докл. VI Межд. конгр. почвоведов, I комиссия, физика почв. Изд-во АН СССР, 1956.
Дерягин Б. В. и Мельникова М. К. Экспериментальное исследование передвижения воды в почве под влиянием градиентов концентрации растворенных веществ, температуры и влажности. Докл. VI Межд. конгр. почвоведов, I комиссия, физика почв, Изд-во АН СССР, 1956.
Дерягин Б. В. и Мельникова М. К. Исследование движения воды под влиянием температурного градиента. Сб., посвящ. 70-летию акад. А. Ф. Иоффе. Изд-во АН СССР, 1950.
Дерягин Б. В., Мельникова М. К. К определению закономерностей передвижения почвенной влаги. Сборник «Вопросы агрономической физики», ВАСХНИЛ, Л., 1957.
Димо В. Н. Тепловой режим почвы. Сб. «Агрофизические методы исследования почв». гл. V, «Наука», 1966.
Димо В. Н. Влияние окраски поверхности почвы на температуру и влажность пахотного слоя. Уч. зап. Кишиневского ун-та, т. 3, вып. 1, 1951.
Докучаев В. В. Материалы к оценке земель Полтавской губернии. Вып. I. Полтавский уезд. Изд. Полтавского губернского земства. СПб., 1890 (отчет, составленный А. С. Георгиевским, стр. 3).
Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд-во АН СССР, 1948, стр. 41, 42; стр. 33—35; табл. 44.
Долгов С. И. О давлениях, удерживающих воду в почве. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 2, М., 1948.
Долгов С. И. Некоторые дискуссионные вопросы в книге А. А. Роде «Почвенная влага». Ж. «Почвоведение», № 11, 1954, стр. 6.
Долгов С. И., Вадюнина А. Ф., Нерсесова З. А. Методы изучения водных свойств и водного режима почвы. Сб. «Агрофизич. методы исследования почв». «Наука», 1966.
Долгополова Н. Н. Физическая и агрохимическая характеристика почв лесо-степного профиля в условиях Центрально-черноземного государственного заповедника. Тр. Центрального гос. заповедника, вып. II. М., 1948.
Дояренко А. Г. Аэрация почвы. Изв. Моск. с.-х. ин-та, 1915, кн. I.
Дояренко А. Г. К изучению испаряющей способности почв. Научно-агроном. журн., 1924, № 5—6.
Дояренко А. Г. Агрофизические методы лабораторного изучения вопросов полеводства. Избран. работы и статьи, т. I, М., 1926, стр. 22—35.
Дояренко А. Г. Дифференциальная скважность как показатель почвенной структуры. Ж. «Социалистическое зерновое хоз-во», 1941, № 1.
Драгунов С. С., Богданов Г. В., Перрасо Е. А. Вязкость и поверхностное натяжение водных растворов гуматов. Коллоидн. журн. 1946, т. 8, вып. 6.
Думанский А. В. Значение проблемы связанной воды в почвоведении и при решении некоторых вопросов агрохимии. Сб. Изд-во АН СССР, 1936.
Думанский А. В. и Думанская А. П. Связанная вода в почвах. Изд. Гос. НИИ коллоидной химии, вып. 2, Воронеж, 1934.
Емельянов В. А. Методы радиоактивных излучений и индикаторов в почвенно-мелиоративных исследованиях. Гл. XIV в руководстве С. В. Астапова «Мелиоративное почвоведение». Практикум. Сельхозгиз, 1958.

Емельянов В. А. Гамма-лучи и нейтроны в полевых почвенно-мелиоративных исследованиях. Госатомиздат, 1962.
Емельянов В. А. Нейтронный влагомер НИВ; гамма-плотномеры ГГП и ПГП, их погрешности и технико-экономические показатели. М., 1965.
Жилинский И. Очерк работ экспедиции по осушению болот на юге России и на Кавказе. СПб., 1892.
Жилинский И. Западная экспедиция по осушению болот. Краткий очерк работ экспедиций по осушению болот в центральном районе. СПб., 1896.
Захаров С. А. К вопросу о значении микро- и макрорельефа в подзолистой области. Ж. «Почвоведение», 1910, т. 12, № 4.
Земятченский П. А. и Адамов Н. П. Краткое руководство к физическому и химическому анализу почв. СПб., 1902, стр. 7—8.
Зонн С. В. Влияние леса на почву. М., 1954.
Зонн С. В. Биогеоценотический метод и его значение для изучения роли биологических факторов в почвообразовании. Ж. «Почвоведение», № 6, 1955.
Зонн С. В. Биогеоценология и почвоведение. Тр. Ин-та Леса АН СССР, т. 37, 1957.
Зонн С. В. Почвенная влага и лесные насаждения. Изд-во АН СССР, 1959.
Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. Гидрометеорология, 1939.
Измаильский А. А. Как высохла наша степь. Полтава. 1893.
Измаильский А. А. Влажность почвы и грунтовая вода. Полтава, 1894.
Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Отдел научно-технической информации Народного комиссариата тяжелой промышленности СССР, 1935, стр. 112—128.
Касаткин И. И. Усиление внутреннего влагооборота как очередная задача народного хозяйства в России, Госиздат, 1921, стр. 19.
Карпачевский Л. О. О капиллярном подъеме раствора NaCl в слоистой почве. Научные докл. Высшей школы. Биол. науки, 1959, № 3.
Качинский Н. А. О влажности почвы и методах ее изучения, 3 изд. Сельхозгиз, 1930.
Качинский Н. А. Корневая система растений в почвах подзолистого типа. М., 1925.
Качинский Н. А. О почвенных бурах для взятия образцов с ненарушенной структурой. Ж. «Почвоведение», 1925, № 4.
Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М., 1927.
Качинский Н. А. Структура почвы, как один из факторов ее урожайности. Сельхозгиз, 1931.
Качинский Н. А. Изучение физических свойств почв и корневых систем растений. Сельхозгиз, 1931.
Качинский Н. А. Опыт агро-мелиоративной характеристики почв. М., 1934, стр. 10.
Качинский Н. А. Новое в теории о водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранах. Ж. «Почвоведение», 1945, № 5—6, стр. 251—268.
Качинский Н. А. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной порозности. Ж. «Почвоведение», 1947, № 6.
Качинский Н. А. Посев дуба в микропонижения как средство борьбы с засухой на светло-каштановых почвах. Ж. «Почвоведение», 1951, № 10.
Качинский Н. А. Агромелиоративная характеристика основных почвенных типов южной части Зейско-Буреинского междуречья и система мероприятий по окультуриванию почв. Сб. статей. Благовещенск, 1959.
Качинский Н. А. О структуре почвы в связи с вопросами агротехники. Тр. Уральск. фил. АН СССР, вып. 2, 1934; Почва. Изд. АН СССР, М., 1956; Структура почвы. Изд. МГУ, 1963.; Система агротехнических мероприятий — основа получения высоких устойчивых урожаев. Вести. Моск. ун-та, сер. биол., почвоведения, № 3, 1964.

Качинский Н. А. Физика почвы в работах VII Международного конгресса почвоведов. Вестн. Моск. ун-та, 1961, № 3.
Качинский Н. А. Физика почвы, ч. I, М., 1965.
Качинский Н. А. Еще раз о влагоемкости почвы. Ж. «Почвоведение», 1967, № 1.
Качинский Н. А., Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала, Изд-во АН СССР, ч. II, 1950.
Качинский Н. А. и Вадюнина А. Ф. Лесорастительные и почвенно-мелиоративные условия трассы Государственной лесной полосы Камышин — Сталинград. Ж. «Почвоведение», 1950, № 10.
Качинский Н. А., Долгополова Н. Н., Осин Д. Д. Физические свойства почв равнины Богаз в Азербайджане. Уч. зап. МГУ, вып. 17, «Почвоведение», М., 1937, стр. 42, 59, 60.
Качинский Н. А. Оценка основных физических свойств почв в агрономических целях и природного плодородия их по механическому составу. Ж. «Почвоведение», 1958, № 5.
Качинский Н. А., Маслова С. А., Жигунова А. И. Отчет о почвенно-мелиоративных исследованиях западных междуречий Дон — Сал — Маныч, 1950, рукопись.
Качинский Н. А., Маслова С. А., Жигунова А. И. Агрофизическая характеристика основных почвенных типов южной части Ленкоранской зоны Азербайджана. Изд-во АН СССР, 1960.
Кин Б. А. Физические свойства почвы. М. — Л., 1933, стр. 83—84.
Кинг Ф. Г. Почва, ее природа и основные принципы воздействия на почву, Перевод с англ. СПб., изд. ж. «Хозяин», 1903, стр. 116—117.
Киреев В. А. Курс физической химии. Изд. хим. лит-ры, 1956.
Киреев В. А. Краткий курс физической химии. Госхимиздат, 1962, стр. 76.
Колясев Ф. Е. О движении влаги в почве. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 3, М., 1941.
Конев В. Н. Основы культуртехники. Сельхозгиз, 1950, стр. 57—63.
Константинов А. Р. Расчет испарения в естественных условиях по данным градиентных наблюдений. Тр. государственного гидрологического института, вып. 41 (95), 1953.
Кореневская В. Е. Сравнительное изучение некоторых методов определения связанной почвою воды. 1941, библиотека каф. физики и мелиорации почв МГУ, рукопись.
Корнев В. Г. Всасывающая сила почвы. Ж. «Опытная агрономия», 1924, т. XXII, отд. I, Л.
Корнев В. Г. Всасывающая сила почвы и принципы системы автоматического орошения. М., 1925.
Корнев В. Г. Подпочвенное орошение. Сельхозгиз. 1935.
Кортнев А. В., Рублев Ю. В., Куценко А. Н. Практикум по физике. «Высшая школа», 1963, стр. 163—164.
Коссович П. С. Курс почвоведения. СПб., 1903.
Коссович П. С. Водные свойства почвы. Ж. «Опытной агрономии», 1904, кн. 3, СПб.
Коссович П. С. Краткий курс общего почвоведения, 2-е (посмертное) изд. Петроград, 1916, стр. 229—234, 260—265.
Костычев П. А. О борьбе с засухами в черноземной области посредством обработки полей и накопления на них снега. СПб., 1893, стр. 1—80.
Костяков А. Н. Основы мелиораций. Сельхозгиз, 1951, стр. 20.
Кочерина Е. И. К вопросу о влажности завядания растений. Ж. «Почвоведение», 1949, № 1.
Кочерина Е. И. Физические свойства почв террас реки Кутулука Куйбышевской обл. Сб. «Террасовые почвы Среднего Заволжья и их агромелиоративная характеристика». Изд-во АН СССР, 1952.

Кочерина Е. И. Некоторые химические и физические свойства отдельных механических фракций дерново-подзолистой почвы. Ж. «Почвоведение», 1954, № 12.
Красноухова Р. А. О полевой влагоемкости и нижнем пределе оптимальной влажности почв центрального массива Голодной степи. Сб. ин-та Хлопководства, вып. 4, 1964, стр. 104—108.
Крынин Д. П. Исследование грунтов. М., 1927—1928.
Крынин Д. П. Тр. Всесоюзного института сооружений, вып. 1, М., 1928.
Крынин Д. П. Тр. Всесоюзного института сооружений, вып. 6. М., 1930.
Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. Современные методы исследования физико-химических свойств почв, т. IV, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1947, стр. 3—9.
Крюков А. В. и Жучкова А. Л. Физико-химические явления, связанные с выделением растворов из горных пород. Сб. «Современные представления о связанной воде в породах». Изд-во АН СССР, 1963.
Курчатов И. В. Что такое тяжелая вода. 1956.
Лабунский И. М. Основные итоги работ Мариупольской агролесомелиоративной опытной станции за 60 лет ее деятельности (1893—1953). Тр. ин-та леса АН СССР, т. 30, 1956.
Ланге О. К. Основы гидрогеологии. Изд. 2-е, Изд-во МГУ, 1958, стр. 195—206.
Лебедев А. Ф. Передвижение воды в почвах и грунтах. Изв. Донского с.-х. ин-та, т. III. Новочеркасск, 1919.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е. М. — Л., 1936.
Леонтович А. Элементарное пособие к применению методов Гаусса и Пирсона (Gauss и Pearson) при оценке ошибок в статистике и биологии. Киев, 1911.
Летунов П. А., Музычук И. Ф., Лапшина А. Н. Передвижение солей с капиллярно-подвешенной водой. Сб. «Памяти В. Р. Вильямса» М., 1942.
Литвинова Т. А. Влияние удельной поверхности и ультрапористости мерзлых грунтов на содержание в них незамерзшей воды. Ин-т мерзлотоведения им. В. А. Обручева, М., 1961.
Лобанов Н. В. Критическая для высших растений почвенная влажность. Научно-агрономич. журн., 1926, № 10.
Локоть Т. В. Влажность почвы в связи с культурными и климатическими условиями. Изв. Киевского ун-та за 1903 год, Киев, 1904.
Максимов Н. А. Краткий курс физиологии растений. IX перераб. изд. Сельхозгиз, 1958.
Максимов Н. А. К вопросу о суточном ходе и регулировании транспирации у растений. Тр. Тифлис. Бот. сада, вып. 19, 1917.
Малянов А. П. Заболачивание лесных почв в связи с вырубками. М., 1936.
Малянов А. П. Передвижение капиллярно-подвешенной воды в почве. Уч. зап. Саратовского гос. ун-та, т. XV, вып. 1, 1940.
Мартынов П. Ф. Максимальная гигроскопичность и максимальная молекулярная влагоемкость почв и грунтов. Сб. «Исследование подземных вод СССР», вып. VII, Л., 1936.
Маслова С. А. Опыт построения водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранов. 1948. Рукопись. Библиотека Биолого-почвенного ф-та, МГУ.
Материалы к выяснению вопроса о структуре почвы. Тр. Советской секции. (Междунар. ассоциация почвоведов). т. I, вып. 1, 1933.
Мельникова М. К. О передвижении поливных вод и солей при орошении в условиях глубокого залегания грунтовых вод. Сб. тр. по агрономической физике, вып. 7, Сельхозгиз, 1954.
Мельникова М. К. Передвижение доступной растению влаги в почве при вегетационных и влагозарядочных поливах. Сб. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд-во АН СССР, 1957, стр. 670—679.

Мельникова М. К. Передвижение и равновесие влаги в почве при неполном увлажнении. Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева, М., 1963.
Мельникова М. К. и Нерпин С. В. Равновесие и передвижение влаги под влиянием силы тяжести при неполном увлажнении. Докл. VI Межд. конгр. почвоведов, I комиссия. Физика почвы, Изд-во АН СССР, 1956, стр. 139—155.
Мельникова М. К. и Мичурин Б. Н. Вода в почве. Основы агрофизики, часть IV. М., 1959.
Мельникова М. К., Прохоров В. М. О диффузии катионов в воздушно-сухой почве, Коллоидный журн., 1965, т. XXVII, № 3, стр. 406—411.
Михельсон В. А. Физика. Изд. ОНТИ — ГТТИ, т. I, 1934, стр. 122.
Мичурин Б. Н. Водный режим почв. Сб. «Основы агрофизики», ч. IV, гл. III, IV. М., 1959.
Молчанов А. А. Сосновый лес и влага. Изд-во АН СССР, 1953, стр. 127.
Морозов Г. Ф. Материалы по изучению лесных насаждений в районе Каменно-степного лесничества (влажность почвы). Л., 1900.
Мякишев Г. Я. Ж. «Наука и жизнь», 1956, № 6.
Некрасов П. А. Почвенный бур. научно-агрономический журн., 1927, № 2.
Нерпин С. В., Глобус А. М., Мельникова М. К. Термодинамика и кинетика почвенной влаги и экспериментальная проверка теории с применением радиоактивных меток.
Radioisotopes in soil-plant nutrition studies. International Atomic energy Agency. Vienna, 1962.
Никитин С. Н. Современное положение вопроса об образовании подземной росы в связи с питанием растительности в пустынно-степных областях и образование грунтовых вод. 2-й Метеорологический съезд. Приложение к протоколам 2 Метеоролог. съезда, Петербург, 1909.
Оболенский В. Н. Метеорология, ч. I. Гидрометеоиздат, 1938.
Осин Д. Д. К методике изучения водоподъемной способности и влагоемкости почв. Ж. «Почвоведение», 1935, № 1, стр. 101—114.
Основы агрономической физики, ч. III, под ред. А. Ф. Иоффе и И. Б. Ревута. Гос. изд. физ.-мат. лит., 1959.
Отоцкий П. В. Грунтовые воды, их происхождение, жизнь и распределение. СПб., 1905, стр. 279.
Павловский Н. Н. Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями. Петроград, 1923, стр. 55, 56.
Паулинг Л. Природа химической связи. М. — Л., 1947, стр. 190.
Петинов Н. С., Алексеев А. М., Генкель П. А., Гусев Н. А. и др. Сб. «Водный режим растений в связи с обменом веществ и продуктивностью». Изд-во АН СССР, 1963.
Плохинский Н. А. Биометрия. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1961.
Плясова А. И. Опыт построения водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранов. 1947, Рукопись. Библиотека Биолого-почвенного ф-та МГУ.
Познышев О. Редукционные коэффициенты испарителей. Метеорология и гидрология, 1937, № 9, М. — Л., стр. 98—102.
Покровский Г. И. Капиллярные силы в грунтах. Госстройиздат, 1933.
Поляков Ю. А. Токсическое действие грунтовой воды на с.-х. растения. Ж. «Почвоведение», 1953, № 7.
Поморский Ю. А. Вариационная статистика. Л., 1929.
Попов В. П. Почвенная влага и методы ее изучения. Млеев, 1928.
Попов В. П. Почвенные испарители и лизиметры. Млеев, 1928.
Ребиндер П. А. Смачивание. БСЭ. 2-е изд., т. 39, 1956, стр. 388—389.
Розанов Н. А. Новые земляные бурова и их применение при посадке леса. Лесной журн., вып. 4—5, 1912, стр. 515—531.
Роде А. А. Водный режим почв богарной зоны Узбекской ССР. Тр. Почвенного ин-та АН СССР, т. 25, 1947.
Роде А. А. Почвенная влага. Изд-во АН СССР, 1952, стр. 56—57.
Роде А. А. Водный режим почв и его типы. Ж. «Почвоведение», 1956, № 4.

Роде А. А. Методы изучения водного режима почв. Изд-во АН СССР, 1960.
Роде А. А. Водный режим почв и его регулирование. Изд-во АН СССР, 1963.
Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Гидрометеоиздат, 1965, стр. 58—59.
Ротмистров В. Г. Передвижение воды в почве Одесского опытного поля. Ж. «Опытная агрономия, 1905, т. V, кн. 5, СПб.
Ротмистров В. Г. Сущность засухи по данным Одесского опытного поля. Одесса, 1911.
Рубин Б. А. Физиология растений. «Высшая школа», 1963.
Руководство для пользования почвенными испарителями конструкции В. П. Попова. Центр. Упр. Гидрометеорологической службы Союза ССР. М., 1936.
Руководство по производству наблюдений над испарением сельскохозяйственных полей, ч. I, Гидрометеоиздат, 1957.
Рыжов С. Н. и Богомолов В. З. Испарение из структурной и распыленной почвы. Ж. «Почвоведение», 1934, № 1.
Рыжов С. Н. Влияние дренирующих прослоек на водопроницаемость и водоудерживающую способность почв. Ж. «Почвоведение», 1940, № 7.
Рыжов С. Н. Плодородие почв. Сб. «Хлопчатник», т. II, Ташкент, 1957, стр. 443—465.
Рыкачев М. Новый испаритель для наблюдения над испарением травы. Зап. Академии Наук. Серия 8 по физ.-мат. отд., т. 7, № 3, СПб., 1898.
Сабинин Д. А. О корневой системе растений как осмотическом аппарате. Изв. Биол. НИИ при Пермском Гос. Ун-те, т. 3, вып. 4, Пермь, 1925.
Сабинин Д. А. О значении корневой системы в жизнедеятельности растений. Изд-во АН СССР, 1949.
Сабинин Д. А. Физиологические основы питания растений. Изд-во АН СССР, 1955.
Сапегин А. А. Вариационная статистика. М. — Л., 1928.
Сб. «Агрофизические методы исследования почв», под ред. С. И. Долгова, «Наука», 1966.
Селянинов Г. Т. Климатические возможности развития овощеводства на Среднем Урале. Науч. отчет Всесоюзн. ин-та Растениеводства. Л., 1945, стр. 48—90.
Саваренский Ф. П. Механический состав как показатель водопроницаемости и зависимость его от дисперсных свойств грунтов. Материалы опытно-строительных работ на Мугани, Баку, 1929.
Саваренский Ф. П. Гидрологический очерк Муганской степи. Тифлис. 1931.
Слихтер Г. Подземные воды. СПб., 1912. Перевод с англ. Стопневича.
Соколовский А. Н. Новый метод борьбы с фильтрацией почв при постройке водоемов и сооружений. М., 1941.
Соловьев П. Е. Влияние лесных насаждений на почвообразовательный процесс и плодородие степных почв. Изд-во МГУ, 1967.
Судницын И. И. Влияние функциональных свойств почвенной влаги на интенсивность поглощения ее древесными породами. Ж. «Почвоведение», 1958, № 11.
Судницын И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги. «Наука», 1964.
Судницын И. И. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса. «Наука», 1966.
Терцаги К. Основания механики грунтов. М. — Л., 1932.
Троицкая М. Н. К вопросу об определении высоты капиллярного поднятия и водоудерживающей способности песков. Сб. «Гидрология и инженерная геология», вып. 3. М. — Л., 1936.
Трофимов А. В. Некоторые наблюдения над изменениями почвенного раствора. Научн.-агрономич. журн., 1924, т. 1, № 9—10.

Трофимов А. В. К познанию невыделенной части почвенного раствора. Научно-агрономич. журн., 1925, т. IV, № 10.
Трофимов А. В. О пленочной влаге в почве. Научно-агрономический журн. 1927, т. IV, № 10.
Тюремнов С. И. Годовой ход влажности и влияющие на него условия в западнопредкавказском выщелоченном черноземе. Тр. Кубанского с.-х. ин-та, т. I, вып. 2, Краснодар, 1923.
Урсулов А. Н. Характер подсыхания почвенного профиля. Ж. «Почвоведение», 1936, № 1.
Урсулов А. Н. Испаряющая способность различных структурных фракций почвы. Ж. «Почвоведение», 1937, № 4.
Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Гидрометеоиздат, 1953.
Фагелер П. Режим катионов и воды в минеральных почвах. М., 1938, стр. 130, 148, 149.
Федоровский Д. В. Определение в почве воды недоступной для корней растений. Ж. «Почвоведение», 1939, № 4.
Федоровский Д. В. Зависимость коэффициента завядания от вида растений и осмотического давления почвенного раствора. Ж. «Почвоведение», 1948, № 10.
Фелициант И. Н. Опыт исследования капиллярного передвижения влаги в слоистых грунтах. Ж. «Почвоведение», 1959, № 3.
Фелициант И. Н. О закономерностях капиллярного передвижения и накопления влаги в слоистых грунтах. Ж. «Почвоведение», 1961, № 10.
Фелициант И. Н. Опыт изучения закономерностей капиллярного передвижения воды и растворов солей в слоистых грунтах. Автореф. диссерт. Ташкент, 1962.
Филатов М. М. Очерк почв Московской губернии. М., 1923.
Филипченко Ю. А. Изменчивость и методы ее изучения. 1927, М. — Л.,
Хвольсон О. Д. Курс физики, т. 1, 5-е изд., Берлин, 1923, стр. 466.
Черкасов А. А. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. Сельхозгиз, 1959, стр. 30.
Чичибабин А. Е. Основные начала органической химии, т. I, Госхимиздат, 1954, стр. 113.
Шаповалова О. В. О капиллярном испарении и капиллярной конденсации водяных паров в почве. Научн.-техн. информ. по мелиорации и гидротехнике, вып. 10. М., 1960.
Шишкин А. Н. К вопросу об уменьшении вредного действия засух на растительность. СПб., 1876.
Шулейкин В. В. Кинетическая теория испарения. Ж. «Русское физическое об-во», 1926, т. 58, стр. 527.
Шулейкин В. В. Физика моря. Изд-во АН СССР, 1953.
Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. Гидрометеоиздат, 1967.
Эйтинген Г. Р. Лесоводство. Сельхозгиз, 1949, стр. 85.
Качинский Н. А. и др. Испаряющая способность почв светлокаштанового комплекса. Вестн. МГУ, № 2, 1963.
Янишевский Ю. Д. Антинометрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеоиздат, 1957.
Aslung H. C. Radiation energy balance recorded at soil surface. Transaction of 7th International congress of soil science. Madison, Wisc., USA, 1960, Volume I, pages 179—185.
Atterberg A. A. Die mechanische Bodenanalyse und Klassifikation der Mineralböden Schwedens. Internat. Mitt. f. Bodenkunde 1912, Bd., 11, H. 4, S. 312—342.
Bouyoucos G., Maccool M. M. Exp. st. Michigan, Techn. Bull. N 24, 1916, s. 592—631.

Bower C. A. and Goertzen J. O. Negative Adsorption of Solts by Soils. Soil Sci. Soc. of America Proceeding. Vol. 19, N 2, page 150. Fig. 4., 1955.
Buckignham E. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. of Agr. Bureau of Soil. Bulletin, N 38, 1907.
Briggs L. J. and Shantz H. L. The wilting coefficient for different plants. U. S. Dep. Agr. Bur. Pl. Ind. Bull. 230, W. 1912.
Childs E. C. Transport of water through heavy clay soils. I. J. Agric. Sci., 26, 114—127, 1936.
Childs E. C., Collis-George N. Permeability of porous materials Proc. Roy. Soc. A., 201, 392—405, 1950.
Dalton D. Gilberts Annales, т. XV. 1801.
Dumanski A. Die Bestimmung der Mengedes gebundenen Wassersin dispersen Sistemen. Kolloid-Zeitschrift. B. 65, Dresden und Leipzig, 1933, s. 180, Form. 2.
Ebermayr E. Einfluss der Wälder auf die Bodenfeuchtigkeit auf das Sickerwasser, auf das Grundwasser und auf die Ergiebigkeit der Quellen, begründet durch exacte Untersuchungen. Stuttg. 1901, 8, ss. 111+51.
Encyclopaedia Britannica, 1929, vol. 12, p. 975.
Eser C. Untersuchungen über den Einfluss der physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens auf dessen Verdunstung. Wermögen. Forschungen, Bd. VII, Heft 1—4.
Gardner W., Israelsen N. E., Clyde H. The capillary potential function and his relation to irrigation practice. Phys. Rev., 20, 196, 1922.
Gortner R. and Newton R. Bot. Gaz. 74, 44 (1922); Trans. Faraday Soc. 26, 678 (1930); Colloid Simposium Monogr. 1, 392, 1923.
Heines W. B. Studies in the physical properties of soil (II) «A note on the cohesion developed by capyllary forces in on ideal soil». J. Agric. Sci., 15, 529—535, 1925.
Heines W. B. Studies in the physical properties of soils (IV). A further contribution to the theory of capillary phenomena in soil. J. Agric. Sci., 17, 264—290, 1927.
Helbig M. Die Verdunstung des Wassers aus dem Boden. Handbuch der Bodenlechre, Bd. VI, 1930. Berlin.
Henry E. Influence de la couverture morte sur l'humidite du son forestier (Annal. de la agron. franc., et entrang. 1901, 11, pp. 1—151.
Katschinsky N. A. Das Wurzelsistem Wildwachsender und Kulturpflanzen in verschiedenen Bodenarten in Verbindung mit den Wasser und Nährstoffverhältnissen der Böden. Institut für Bodenkunde der Staatsuniversität Moskau, UdSSR. Доклад на III Межд. конгрессе почвоведов в Лондоне, 1935 г., Тр. Советской секции МАП.
King F. H. Principles and conditions of the movements of ground water. U. S. geol. Survey, 19th Ann. Rept., Pt. 2, 59—300, 1898.
King K. M., Tanner C. B., Suomi V. E. A floting lisimeter and his evaporation recorder. Trans Amer. Geophys. Union, 37, N 6, 738—742, 1950.
Kirkham D., Feng C. L., Some tests of the diffusion theory and laws of capillary flow in soils. Soil Sci., 67, 29—40, 1949.
Klute A. Some theoretical aspects of the flow of water through soils. Soil Sci. Soc. America Proc., 16, 144—148, 1952.
Kopezky Joseph. Die physikalischen Eigenschaften des Bodens. Internationale Mittelungen für Bodenkunde, Band IV, Heft 2/3, 1914, S. 138—180.
Letey L., Osborn J., Pelishek R. Meazurement of Liquid-solid contact angles in soil and sand. Soil Sci. vol. 93, 1962.
Mc. Laughlin W. W., Blaney H. F. and Taylor C. A. Soil moisture studies as a means of determining reinfall penetration. Тр. II Межд. конгр. почвоведов, I комиссия, М., 1932, стр. 168—178.
Marchall T. J. Relation between water and soil. Commenwealth agricultural bureaux faruham royal. Bucks. England, 10; 64—65, 1959.
Maurice L. Huggins. Evidence from crystal structures in regard to atomic structures. Physical review Volume 27, N 2, 1926, 286—297.

Mitscherlich Alfred. Bodenkunde fur landwirte, Fortswirte und Gartner, 1954, Berlin, s. 20.
Olmstead L. Some moisture relations of the soils from the erosion experiment station. U. S. Depart. Agric. Techn., Bull., N 562, 1937.
Ramann E. Bodenkunde, Berlin, 1911.
Richards L. A. Advances in soil physics. The international society of science. University of Wisconsin. Madison, 1960, pp. 15—23.
Risler E. Recheches sur l'evaporation du sol et des plantes. 1872, p. 15.
Rohver C. a. Folansbee. «Proceedings of the Am. Soc. of Civil Eng.» Febr. a. May, 1933.
Rosene H. Water balance in the onion root. Plant Phisiol., v. 16, 1941, W.
Russell M. B. The dinamics of water in soil and plants. Tr. 8th International congress of soil science, v. 1, B., 1965.
Schofild R. K. The pF of the water in Soil. Trans. of the Third intern. Congr. soil science, 1935.
Schofield R. K. and Da-Costa J. V. The determination of the pF at permanent wilting at the moisture equivalent by the freezing point method. Trans. Third. Intern. Congr. of Soil Science, vol. I. 1935.
Shaw Ch. The normal moisture capacity of soils. «Soil Sci.», 1927, vol. XXIII, N 4.
Sekera F. Die Nutzbarkeit des Boden-Wassers fur die pflanze. Fragestellung und Methodik. Zeitschrift fur pflanzenernahrung. Dungung und Bodenkunde. A-Wissen-Schaftlicher Teil. Bd. 26, H. 1/2, s. 57—125, 1932.
Sekera F. Statik und Dinamik des Bodenwassers. Bodenkunde und Pflanzenern. Bd. 6, H. 5/6, 1938.
Sekera F. Die Strukturanalyse des Bodens. Bodenkunde und Pflanzenern, Bd. 6, H. 5/6, 1938.
Stälfelt M. Der stomotäre Regulator in der pflanzlichen Transpiration. Planta, B. 17, H. 1, 22—86.
Stelling E. Über die Abhängigkeit der verdunstung des Wassers von seiner Temperatur und der Feutigkeit und Bewegung der Luft. Rep. f. Meteor VII, N 3, 1882.
Ursprung A. und Blam G. Durfen wir Ausdrucke osmotischer Wert, osmotischer Druck, Turgordruck, Saugkraft sinonim gebraucher Biol. Lbl., Bd. 40, B., 1920.
Terzahi Dr. Jng. Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Leipzig und Wien, 1925.
Vageler P. Der Kationen und Wasserhaushalt der Mineralbodens. Berlin, 1932, M., 1938.
Veinmeyer F. J. Some factors affecting the irrigation requirements of decidious orchards. Hilgardia, 1927, vol. 2, N 6.
Versluys T. Die Kapillaritat der Boden. Internat. Mitt. fur Bodenkunde. Bd. 7, Berlin, 1917.
Weinlenmann A. Die Verdunstung Wassers. Schweiz. Met. Beobacht. XII, 1887.
Widtsoe J. A. and Mc. Laughlin. Utah Agric, Coll., Bull. V, 115, 1912.
Wollny E. Untersuchungen über die Kapillare Leitung des Wassers in Boden. Forschungen auf dem Gebite der Agrikulturphysik. Bd. VIII, 1885.
Wollny E. Ferschungen... 9,5—7, 1886; 10,6—49, 1887; 20, 298—305, 1897—1898.
Zunker F. Das verhalten des Bodens zum Wasser. Handbuch der Bodenlehre. Bd. VI, 1930, Berlin.

Дополнительная литература

Емельянов В. А. Методы радиоактивных излучений и индикаторов в почвенно-мелиоративных исследованиях. Гл. XIV в руководстве С. В. Астапова. Мелиоративное почвоведение. Практикум. М., 1958.

Емельянов В. А. Нейтронный влагомер НИВ, гамма-плотномеры ГГП и ПГП, их погрешности и технико-экономические показатели. М., 1965.
Емельянов В. А. Гамма-лучи и нейтроны в полевых почвенно-мелиоративных исследованиях. М., 1962.
Зонн С. В. Биогеоценотический метод и его значение для изучения роли биологических факторов в почвообразовании. Ж. «Почвоведение», 1955, № 6.
Зонн С. В. Влияние леса на почву. М., 1954.
Зонн С. В. Биогеоценология и почвоведение. Тр. Ин-та Леса, АН СССР, т. 37, 1957.
Ивицкий А. И. Испарение с торфяной почвы в зависимости от климатических факторов и уровня грунтовых вод. Ж. «Почвоведение», 1938, № 2, стр. 268—283.
Bouyoucos G. A. new classification of the soil moisture. Soil science, vol. XI, N—1, 1921, pp. 33—47.
Eser C. Forschungen... 7, 46—90, 1884.
Hegdey W. A., Eisenstadt R. Heating, Piping and Air-Conditioning, N 6, 111, 1953.
Mayer A. Über das Verhalten erdartiger Gemische gegen das Wasser, Landw, Jahrbücher, Bd. 3, S. 753.
Schübler G. Grundsätze der Agrikulturchemie. B. 11, Leipzig, 1838.
Schumacher W., Die Physik des Bodens. Berlin, 1864.
Wollny E. Untersuchungen über die Wasserkapazität und das Verdunstungsvermögen verschiedener Streumaterialien. Forschungen auf dem Gebiete der Agrikultur — Physik, Bd. VII, 1884.
Janert H. Untersuchungen über die benetzungswärme des Bodens. Second international congress of soil science. Leningrad — Moscow, USSR July 20—31, 1930.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамова 9, 85, 88, 94, 95, 144, 145, 147, 204, 251
Адамов 258, 260
Александров 270
Алексеев 215, 219
Алексеевская 136, 137
Алиева 204
Алпатьев 9, 246
Аскоченский 336
Ассман 238
Астапов 8, 58, 64, 65, 66, 67, 87, 88, 167, 169, 171, 193, 267, 274, 275
Андрианов 8, 13, 15, 85, 189, 267
Анри 314, 315
Афанасьева 9

Бакер 14
Бакулин 9, 12
Бараков 52, 64, 65, 85, 142, 318
Баур 195
Бахметьев 188
Бахтин 8
Бесков 171
Бирюкова 8
Боженова 151, 270
Богданов С. М. 9, 80, 118, 153, 154, 204, 212, 213
Богданов Г. В. 107
Богомолов 143
Большаков 8, 85, 88 144, 146, 147, 246, 251
Болькен 258
Больцман 196
Боровик-Романова 188
Боровинская 322, 325
Боч 19, 81, 83, 95
Брагг 4
Бродский 7, 28
Будаговский 196, 227, 235
Будыко 242, 284
Буизен 266
Бутов 265
Бэкман 186, 187

Вадюнина 8, 107, 136, 167, 172, 193, 212, 213, 235, 242, 246, 249, 254, 263, 265, 271, 285, 286, 301, 321, 334
Васильев 8, 85
Ван-дер-Ваальс 112, 116
Варлыгин 8
Вайнберг 300
Вайшток 270
Вентури 335
Великолепов 142
Вельбель 52
Вериго 8, 246, 287, 291, 298
Вернон 176
Вильямс 142
Владыченский 8, 49, 58, 118
Воронин 9
Войцлав 258, 259
Вотяков 9, 12,
Высоцкий 9, 134, 245, 280, 281, 286, 289, 290, 293, 300, 303, 310, 311, 312, 313, 314, 316, 319, 328, 329, 330

Гаель 300, 327
Гатчек 14
Гедройц 270
Гейгер 241
Генкель 219
Герзон 262
Геммерлинг 52, 85, 86
Германова 29
Глинка 32
Гиббс 112, 140, 177
Гиринский 58
Глобус 158, 160
Градман 251
Громская 112
Гульсгоф 112
Гунар 171
Гусев 215, 219
Гуссак 8, 103, 246
Гэгджинс 4

Давыдов 112, 199
Данилин 276
Дараселия 8, 52, 103, 246
Дворжак 85
Дерягин 8, 21 22, 118, 126, 156, 158, 159, 160, 161, 162
Димо 9, 208, 242

Долгов 8, 20, 80, 83, 156, 176, 177, 178, 182, 235, 246, 252, 253, 254, 271
Долгополова 20, 103, 132, 173
Докучаев 295, 300
Донат 57
Дорогов 65
Дояренко 39, 40, 41, 85, 171, 238, 239, 267
Драгунов 118
Думанский 8, 15, 177, 180, 181, 182, 183, 184
Думанская 180, 184

Егоров 142
Емельянов 275, 276, 277, 278

Жигунова 103
Жилинский 235, 236
Жуков 28
Журавлев 8
Жучкова 185

Завадский 64
Замятин 263
Захаров 39, 294
Земятченский 258, 260
Зимина 103
Зонн 8, 246, 300, 303, 304, 305, 321

Иванова 270, 271
Иванов 199, 227, 235, 300
Ивицкий 222
Иовенко 9
Измаильский 245, 260, 261, 294, 295, 300, 318
Иоффе 52, 242

Каменский 64
Карпачевский 134
Карпинский 39, 64, 65
Касаткин 319, 320, 328
Качинский 14, 39, 42, 45, 50, 52, 55, 65, 75, 76, 77, 80, 85, 88, 89, 98, 99, 100, 103, 105, 107, 117, 118, 130, 134, 136, 137, 140, 141, 142, 143, 151, 162, 165, 170, 171, 185, 202, 213, 231, 243, 246, 247, 248, 250, 254, 256, 257, 258, 261, 262, 264, 271, 280, 285, 286, 288, 294, 298, 300, 303, 306, 310, 312, 316, 317, 331, 337.
Кин 9, 156
Киреев 6, 198
Кожанов 57
Князюк 39
Колькмейер 11
Кольрауш 64
Колясев 8, 20, 21, 77, 157, 158, 160, 161, 162, 173
Комов 141
Конев 109
Константинов 239
Копецкий 39, 64, 65, 80, 84, 85, 88
Кореневская 9, 181
Корнев 8, 166, 167, 168, 169, 170, 269, 334
Кортнев 114
Корчагина 9, 39, 49, 50, 99, 100, 167, 172, 189, 235, 242, 271, 285, 286
Коссович 9, 19, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 88, 89, 141, 201, 254
Костычев 142, 245
Костяков 293
Кочерина 8, 103, 129, 212, 213, 249
Коэн 125
Кравков 32
Красноухова 95
Крынин 75, 135
Крюгер 72
Крюков А. В. 185
Крюков П. А. 20, 173, 174
Кузмин 39
Курчатов 28
Кузнецов 204
Крылова 118
Кюн 13

Лабунский 318, 319
Ланга 61, 64
Лапшина 143
Лебедев 8, 9, 13, 19, 20, 21, 27, 75, 80, 83, 84, 85, 86, 95, 101, 102, 126, 134, 141, 142, 144, 155, 166, 172, 174, 175, 176, 177, 181, 190, 245, 312
Леонардо да Винчи 112
Леонтович 254
Летунов 143, 185
Ливенгаупт 39
Линовский 141
Литвинов 212
Литвинова 9, 12
Лобанов 107, 187, 188, 204, 212, 213, 249
Локоть 245, 318
Лоске 360
Лыков 8
Люгер 72

Максимов 212, 219
Майборода 267
Маринеску 14
Маркс 331
Малянов 8, 143, 301, 303
Мартынов 173
Маслова 103, 139
Мельникова 8, 16, 21, 22, 27, 28, 80, 88, 95, 96, 97, 98, 118, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 246
Менделеев 28

Мин 8
Михельсон 114, 129
Мичурин 160, 161, 216, 287
Молчанов 300, 303, 305, 316
Морозов Г. Ф. 300, 312, 319, 330
Морозов А. Т. 8, 169, 170
Музычук 143
Мякишев 2

Небольсин 271
Некрасов 85, 261, 262
Нерпин 8, 158, 159, 160, 161, 162
Нерсесова 235
Нестеров 39, 40, 300, 330
Низеиков 270, 271
Никитин 314
Николаев 8, 14, 15

Оболенский 197, 198
Орешкина 9, 144, 251
Осин 103, 130
Отоцкий 245, 300, 314, 319, 330
От 149

Павлов 141
Павловский 71
Паршалл 335
Паскаль 112, 160
Паулинг 4, 5
Петинов 219
Петров 8
Перрасе 118
Писаржевский 5
Пирожников 270
Плохинский 254
Плясова 139
Погребняк 9
Познышев 196, 227
Покровский 15, 135, 268
Поляничев 264
Поляков 29
Полянский 11
Польский 9
Поморский 254
Попов 8, 211, 234
Преображенская 189
Порецкий 327
Прохоров 16

Разумова 8, 246, 287, 298
Раковский 11
Ребиндер 117
Ревут 8, 80, 242
Ривкинд 270
Роде 8, 80, 85, 88, 94, 95, 97, 98, 114, 156, 246, 251, 253, 254, 287, 290, 293
Розанов 260
Розов 88
Ротарский 4

Ротмистров 140, 141, 142, 245
Рубин 212
Румкорф 64
Рутковский 8, 301
Рыжов 8, 39, 103, 134, 221, 246
Рыкачев 222, 235, 236
Рымша 270
Рыбина 118

Сабанин 85, 86
Сабинин 212, 213, 219
Саватюгин 264
Саваренский 73
Сапегин 254
Селянинов 284, 285
Сергеев 142
Скородумов 9, 301
Сибирский 265
Смертин 261
Соколовский 75, 77
Соловьев 301, 321
Стефан 218
Степанов 301
Сторчак 264
Судницын 158, 212, 216, 217
Сукачев 300
Сус 301
Сухенко 65

Тарасюк 49
Тимофеев 301
Тихомиров 196
Ткаченко 300
Тольский 300
Троицкая 177
Трофимов 177, 179, 183, 188
Тулайков 142
Тюремнов 8, 246

Уошбёрн 7, 28
Урсулов 143, 144, 145, 150, 203, 204
Урываев 237

Фальковский 301
Федоровский 9, 80, 107, 212, 213, 249
Фелициант 139, 140
Фик 159, 198
Филатов 14, 294
Филипченко 254
Францессон 8, 15
Фрейндлих 179
Фрицман 28
Фурье 149

Хвольсон 113, 114, 115, 119, 122, 124
Хлебников 77
Черкасов 81, 198, 202, 205, 211, 282, 293

Черненков 264
Черняк 270
Чиполетти 38, 335
Чичибабин 5

Шаповалова 9, 158, 171, 189
Шамберлен 167, 168
Шарпле 176
Шишкин 141
Шишков 168, 169, 189
Шматкова 270
Шулейкин 196

Шульгин 287, 298, 299
Шурыгина 183

Эдельштейн 221
Эйнштейн 135
Энгельс 331
Эркин 57
Эйтинген 209, 221

Юнг 112
Юри 7, 28

Янишевский 242

Aslung 240
Atterberg 128, 129

Baver 167
Blam 214
Blaney 80, 88
Bonbur 265
Borelli 123
Bower 185
Bouyoucos 9, 12, 15, 29, 30, 167, 187, 271, 274
Bridgman 162, 174
Briggs 107, 212, 213, 220, 249
Buckingham 148, 149, 162, 167

Campbell 265
Childs 151, 167
Clyde 166
Collis — George 151
Curon 9, 15

Da — Costa 171
Dalton 197, 199, 201
Darcy 65, 68, 70, 71, 72, 149, 162
Drude 113
Duclax 4
Dufour 188

Ebermayer 52, 236, 313
Ehrenberg 14, 15
Eisenstadt 151
Eser 203, 207, 208

Feng 151
Folansbee 197
Frecman 39, 40

Gansler 265
Gardner 166, 167, 170
Gauss 112, 254
Goertzen 185
Gortner 162, 170, 180
Görz 270, 271
Guye 4

Hains 270, 271
Hazen 70, 71, 72, 98
Hedly 151
Heines 171
Henry 313
Helbig 238
Hudsou 4

Israelsen 166

Jamin 124
Janert 39, 40
Johonnott 113
Jurin 116, 122, 123, 129, 130, 170

King 2, 19, 80, 81, 83, 84, 85, 88, 94, 95, 237
Kirkham 151, 162, 164
Klute 151
Kochs 188

Mc Langhlin 80, 88, 126, 147, 154, 204

Langmuir 11, 185
Laplace 112, 116, 120, 121, 126, 160
Lemman 4
Letey 118
Livingston 251

Maccool 187
Mariotte 47, 51, 60, 80, 236
Marshall 9, 162, 194
Mathias 4
Meyer 80, 81, 85, 88
Miller 163
Mitsherlich 9, 14, 64, 80, 208, 262

Newton 180

Olmsteed 176
Osborn 118

Philip 163
Pelishek 118

Pick 15, 205, 262, 263
Plateau 113
Poiseuille 69, 70, 72

Quincke 4

Rassell 218
Ramann 313
Ramsay 3
Reitemeier 175
Reynolds 113
Richards 9, 88, 149, 151, 152, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 175, 189, 213
Risler 313, 315
Rivett 265
Rodevald 13
Roentgen 4
Rohver 197
Rosene 213
Rosenstill 4
Rotschild 265
Ruecker 113

Sekera 9, 77, 171, 251, 252
Serner 188
Schofield 171, 185
Schenck 4
Schvarc 102
Shantz 107, 212, 213, 220, 249
Shilds 3, 151, 167
Show 141, 142
Schumacher 80
Schubler 80
Schichter 64, 69, 72, 73
Stälfelt 219
Stelling 199
Suomi 237
Sutherland 4

Tanner 45, 167, 237
Taylor 80, 88
Terzahi 72, 130
Thiem 64, 65
Tomas 189
Tompson 27

Ursprung 214

Vageler 9, 16, 125, 133, 152, 153
Veihmeyer 141, 142
Verslyus 155, 156
Van Laar 3

Weilenmann 199
Widtsoe 126, 147, 154, 204
William 207, 271
Wollny 32, 64, 80, 81, 134, 207, 209, 210

Zeelheim 64, 70
Zunker 9, 14, 24, 25, 80, 154, 160

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Глава 1
Состав и свойства воды 3

Глава 2
Формы воды в почве 8
Вода, химически связанная, или конституционная 10. Вода кристаллизационная, или кристаллогидратная 10. Вода гигроскопическая 10. Вода максимально-гигроскопическая 11. Вода пленочная 18. Вода капиллярная 22. Вода гравитационная, или свободная 26. Вода твердая (лед — полигидрол) 26. Вода парообразная 97. Вода внутриклеточная 27. Тяжелая вода 28.

Глава 3
Водопроницаемость почвы 31
Полевые методы 37
Определение водопроницаемости почвы в поле с помощью переносных приборов 39. Определение водопроницаемости почвы методом трубок 44. Метод лизиметров при изучении водопроницаемости почв и состава почвенного раствора 50. Определение коэффициента фильтрации методом заполнения скважины водой 55. Определение коэффициента фильтрации водонасыщенного почво-грунта индикаторами 58.
Краткие сведения о лабораторных методах определения водопроницаемости почвы 64
О некоторых закономерностях скорости фильтрации воды сквозь почво-грунт (Закон Дарси) 67. Зависимость скорости фильтрации от температуры и давления 69. Условия применимости закона Дарси 71. Зависимость водопроницаемости почв и грунтов от механического их состава 72. Регулирование водопроницаемости почв в сторону плюса и минуса 13.

Глава 4
Водоудерживающая способность, влагоемкость и водовместимость почв 79
Наибольшая, относительная и наименьшая влагоемкость почвы по Кингу и Коссовичу 80. О номенклатуре влагоемкости почвы 88. Полевые методы определения общей влагоемкости почвы 90. Общая влагоемкость основных почвенных типов СССР, соответствующая воде капиллярной подвешенной 102.

Глава 5
Водоподъемная способность почвы и мобильность воды в ней 111
Молекулярное давление и пленочное натяжение в поверхностном слое жидкости 112. Образование менисков в капиллярах и влияние их на давление 116. Капиллярные явления в нецилиндрическом простран-

Стр.

стве 124. Водоподъемная способность почв 127. О всасывающей силе почвы в работах почвоведов США 162. О методах определения всасывающей силы почвы, водоподъемной ее способности и мобильности воды 167. Определение связанной почвою воды путем отжатия ее из почвы прессом 171. Определение тонкокапиллярной и адсорбированной воды методом центрифугирования 175. Определение связанной почвою воды методом нерастворяющего объема почвенной влаги 177. Криоскопический метод определения всасывающей силы почвы 185. Определение всасывающей силы почвы по упругости пара над ней 189. Полевые методы определения водоподъемной способности почвы (диффузности почвенной влаги) 190.

Глава 6
Испаряющая способность почвы и растений 195
Испарение с водной поверхности или испаряемость. Кинетическая теория испарения воды и льда 195. Испарение воды с обнаженной почвы 201. Общее или суммарное испарение 208. Транспирационное испарение воды растениями 212. Методы определения испаряющей способности почвы 234. Методы регулирования испаряющей способности почв 242.

Глава 7
Влажность почвы и типы водных режимов 245
Качественная оценка почвенной влаги 247. Методы изучения влажности почвы 252. Методы определения влажности почвы 254. Типы водного режима почв 281.

Глава 8
О гидрологической роли леса во внутреннем влагообороте страны . . . 300
Влияние леса на снегонакопление и снеготаяние, промерзание и оттаивание почвы 306. Влияние леса на влажность почвы и грунтовые воды 310. Водоохранная и водорегулирующая роль лесов 319. Гидрологическая и полезащитная роль полосного лесонасаждения 320. О внутреннем влагообороте страны 328.

Глава 9
Мелиорация водных режимов почв 331
Литература 339
Именной указатель 351

Никодим Антонович Качинский

ФИЗИКА ПОЧВЫ

Редактор И. М. Шагирова
Художественный редактор В. И. Пономаренко
Технический редактор Л. А. Григорчук
Корректор Р. И. Каплева