

И. Л. Калюжный
К. К. Павлова

ФОРМИРОВАНИЕ ПОТЕРЬ ТАЛОГО СТОКА



Ленинград
Гидрометеоиздат
1981

Рецензент д-р физ.-мат. наук Л. С. Кучмент
Отв. редактор канд. геогр. наук О. В. Попов

В монографии рассматриваются вопросы, связанные с исследованием потерь стока весеннего половодья на инфильтрацию. Описан процесс теплофизического взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлой почвой. Предложен теплофизический метод расчета объема потерь талых вод на инфильтрацию. Приведены результаты экспериментальных исследований водно-физических и тепловых свойств талых и мерзлых почв, необходимые для расчета динамики потерь на основе математических моделей влаго- и теплопереноса.

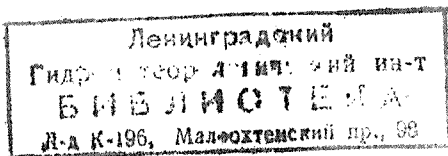
Рассматривается возможность оценки потерь талых вод на инфильтрацию для водосборов на основе стандартных сетевых наблюдений за температурой и влажностью почвы.

Книга рассчитана на гидрологов, гидрогеологов и агрофизиков.

Problems of investigation of snowmelt losses for infiltration are considered in monograph "Formation of snowmelt losses for infiltration". The process of heat interaction of infiltrated water and frozen soil is described. The thermophysical method for calculation of snowmelt runoff losses for infiltration is proposed. The results of experimental investigation of water and heat properties of thawed and frozen soils, that is are necessary for realization of mathematical models of heat and water transfer, are presented. These models may be used for forecasting both the volume and dynamics of snowmelt losses for infiltration.

Possibility of estimation of water absorptive capacity of frozen soils in field catchments is considered on the basis of standard air temperature and soil humidity observations.

This monograph may be used by specialists in hydrology, geohydrology and agrophysics.



К 20806-031
069(02)-81 — 52-81. 1903030200

© Гидрометеиздат, 1981 г.

*Посвящается светлой памяти
нашего учителя Владимира
Васильевича РОМАНОВА,
многолетняя деятельность ко-
торого во многом способство-
вала развитию гидрофизи-
ческих исследований в СССР*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследование закономерностей формирования весеннего половодья началось еще в прошлом веке, но ввиду сложности и многофакторности процесса роль ряда факторов в количественном отношении недостаточно четко определена. При расчетах и прогнозах стока весеннего половодья основная трудность возникает при установлении потерь талых вод на инфильтрацию. Большинство исследователей при изучении инфильтрации воды в мерзлые почвы не уделяли должного внимания теплофизическому взаимодействию воды с мерзлой почвой.

Впервые на роль теплофизического взаимодействия инфильтрующей воды с мерзлой почвой обратил внимание В. Д. Комаров [44], показав, что водопроницаемость мерзлой почвы в процессе инфильтрации может как увеличиваться, так и уменьшаться. Фазовые превращения инфильтрующейся воды и почвенной влаги могут привести к закупорке крупных пор и снижению интенсивности впитывания. Гипотеза, высказанная В. Д. Комаровым, дала новое представление о процессе инфильтрации воды в мерзлые почвы. Первоочередной задачей прогнозов стока весеннего половодья является доведение этого положения до практических расчетов. На основании изучения механизма теплофизического взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлой почвой, ее водных и тепловых свойств, а также закономерностей фазового превращения воды и почвенной влаги можно определить критерии водопроницаемости разных по генезису и механическому составу почв, что в свою очередь даст возможность более обоснованно установить интегральные показатели водопоглотительной способности почв на водосборе в период формирования весеннего половодья.

Оценка динамики потерь воды на инфильтрацию в мерзлые почвы может производиться путем использования математических моделей тепло- и влагопереноса в пористой среде, что даст возможность прогнозировать гидрограф стока весеннего половодья. Кроме того, реализация моделей тепло- и влагопереноса позволяет рассчитывать зимнее перераспределение почвенной влаги в процессе миграции к фронту промерзания.

Для оценки объема и динамики потерь талых вод на инфильтрацию необходимо знать не только водопрпускную способность почв на водосборе, но также их водопоглотительную способность, при этом нужно учитывать водоотдачу почвы и ее динамику в процессе оттаивания. Только часть просочившейся в почву воды может составить безвозвратные потери — это вода, израсходованная на пополнение запаса почвенной влаги. Другая часть просочившейся в почву воды может пойти на пополнение запаса грунтовых вод и в период весеннего половодья частично поступить в реку. В настоящей работе из общей суммы потерь талых вод на инфильтрацию эта составляющая не выделяется, так как на малых равнинных реках грунтовое питание в период весеннего половодья не превышает 5 %.

Реализация математических моделей тепло- и влагопереноса позволяет дать оценку объема и динамики потерь весеннего стока в точке. Не менее важной проблемой прогнозов стока весеннего половодья является переход от расчета инфильтрации в точке к величине суммарных потерь на водосборе. При этом учитываются не только доли площадей с разной инфильтрационной способностью, но и их распространение на водосборе, для чего необходимо знать распределение основных гидро- и теплофизических характеристик по площади водосбора. Вопрос о расчете потерь стока весеннего половодья для водосбора в целом решается путем установления интегральных показателей водопоглотительной способности почв. С помощью интегральных показателей прогнозируется объем потерь весеннего стока на малых речных водосборах, что позволяет производить корректировку долгосрочного прогноза на крупных речных бассейнах.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОТЕРИ ТАЛЫХ ВОД НА ИНФИЛЬТРАЦИЮ

1.1. Влажность и промерзание почвы

Инфильтрационная способность почв является одним из основных факторов, определяющих объем и динамику стока весеннего половодья, и в значительной мере зависит от распределения температуры и влажности по почвенному профилю.

Влияние влажности и промерзания почвы на формирование потерь талого стока в разных ландшафтных зонах неравнозначно. Если в лесостепной зоне промерзание почвы играет существенную роль в формировании потерь, то в лесной, особенно на заболоченных и залесенных водосборах, оно не имеет существенного значения, что связано с особенностями строения почвенного профиля. Однако на полевых водосборах лесной зоны влажность и промерзание почвы оказывают существенное влияние на формирование потерь талого стока.

Для определения слоя стока весеннего половодья на реках лесной зоны с лесистостью водосбора 70—80 % (площадь водосбора от 4 400 до 12 900 км²) В. Д. Комаров в работе [46] предложил следующую зависимость:

$$y = 0,92x + 0,57z - 106, \quad (1.1)$$

где y — слой стока весеннего половодья; x — запас воды в снежном покрове плюс осадки за время таяния; z — косвенная характеристика влажности почвы на водосборе. Глубина промерзания почвы этой зависимостью не учитывается.

Однако, как следует из анализа полевых наблюдений за температурой (или глубиной промерзания) и влажностью почвы в бассейнах рек Девицы и Сосны, в лесостепной зоне потери стока весеннего половодья в значительной мере определяются степенью увлажнения и глубиной промерзания почвы. Высокие коэффициенты талого стока и малые потери имеют место при сочетании глубокого промерзания (>60 см) с сильным увлажнением почвы (например, в 1953 и 1971 гг. в бассейне р. Девицы). Большие потери талых вод наблюдаются в условиях слабого промерзания почвы. Так, в 1966 г. в бассейне р. Девицы, несмотря на значительное увлажнение почвы (51 % в слое 0—100 см) коэффициент стока весеннего половодья был равен 0,22, а потери составляли 116 мм. Значительные потери талых вод наблюдаются при сочетании глубокого

промерзания со слабым увлажнением почвы, так называемая сухая мерзлота, имевшая место, например, в 1956 г. в бассейне р. Сосны.

В схеме М. С. Протасьева [78] прогноз объема весеннего половодья для бассейна р. Дона производится с учетом термических условий и увлажнения почвы. Решение задачи основано на применении множественной линейной корреляции величины y от ее аргументов S , u , t (y — весенний поверхностный сток; S — общие запасы воды на водосборе; u — показатель увлажнения почвы; t — показатель промерзания почвы):

$$y = a_1 S + a_2 u + a_3 t + a_0. \quad (1.2)$$

Для расчета увлажнения почвы на водосборах использованы данные об осадках, температуре и абсолютной влажности воздуха. За показатель промерзания почвы принята средняя температура на глубине 0,2 м за осень—зиму.

Зависимость (1.2) может дать хорошие результаты при условиях формирования стока, близких к средним; в экстремальные годы расчет по данной зависимости может привести к значительным ошибкам. Косвенный показатель увлажнения почвы u не учитывает зимнего перераспределения запаса почвенной влаги, являясь характеристикой предзимнего увлажнения почвы. Для данного же района характерно значительное увеличение запаса почвенной влаги в верхних слоях в течение зимы за счет оттепелей, какую-то роль в этом может сыграть и миграция влаги к фронту промерзания.

При уточнении методов расчета и прогноза стока весеннего половодья в первую очередь необходимо усовершенствовать методы оценки изменения запаса почвенной влаги в течение зимы как за счет зимних оттепелей, так и за счет миграции влаги к фронту промерзания. Для расчетов и прогноза потерь стока на инфильтрацию необходимо знать изменчивость влажности и промерзания почвы во времени и в пространстве. При однородных по механическому составу почвогрунтах на водосборе пространственная изменчивость влажности почвы невелика, что следует из результатов сплошных съемок, произведенных в бассейнах рек Дона и Вятки.

На водосборах лесной и лесостепной зон влажность почвы (в метровом слое) в предвесенний период, как правило, близка к наименьшей влагоемкости (НВ) (в лесной зоне ~90 % зим, в лесостепной ~70 %) и от года к году изменяется мало (временная изменчивость запаса почвенной влаги в метровом слое для бассейна р. Дона 0,09—0,21, для лесной зоны 0,10—0,15). Изменчивость запаса почвенной влаги в верхних слоях больше. Так, по бассейну р. Дона C_v запаса влаги в слое 0—20 см колеблется от 0,16 до 0,28 (табл. 1.1).

Глубина промерзания в рассматриваемых зонах изменяется значительно: $C_v = 0,50 \dots 0,75$, причем залесенные водосборы

Таблица 1.1

Временная изменчивость (C_v) основных факторов, определяющих потери талых вод на инфильтрацию

Зона	Влажность почвы		Глубина промерзания	Запас воды на водосборе	Потери
	0—20	0—100			
Лесостепная	0,09—0,21	0,16—0,28	0,50—0,73	0,40—0,50	0,66—0,75
Лесная	0,20	0,12	0,50—0,65	0,32	0,60—0,86
	0,15	0,10	0,75	0,28	0,20—0,24

Примечания: 1. В числителе приведены значения C_v для полевых почв, в знаменателе — для лесных.

2. C_v потеря на частично залесенных водосборах составляет 0,39.

характеризуются большей изменчивостью глубин промерзания по сравнению с полевыми.

В то же время высокие значения C_v характерны для потерь талого стока полевых водосборов. На залесенных водосборах C_v потерь талого стока мало и близко к C_v дефицита влажности почвы. Это дает основание предположить, что потери талого стока на залесенных водосборах определяются в основном степенью увлажнения почвы и от глубины промерзания практически не зависят. Изменчивость потерь на частично залесенных водосборах меньше, чем на полевых, и больше, чем на полностью залесенных (см. табл. 1.1).

Таким образом, на залесенных водосборах наименьшие потери наблюдаются, как правило, при высоком увлажнении почвы, а глубина промерзания на объем профильтровавшейся воды существенного влияния не оказывает.

Однако в отношении роли глубины промерзания почвы в формировании потерь талого стока на залесенных водосборах нет единой точки зрения. Так, Е. С. Змиева [22] считает, что при расчете и прогнозе потерь талого стока в лесу глубину промерзания учитывать следует, а А. И. Субботин [88] полагает, что потери талого стока на залесенном водосборе практически не зависят от глубины промерзания почвы. Результаты исследований, проведенных авторами, позволили сделать вывод, что на залесенных и заболоченных водосборах глубина промерзания почвы не оказывает существенного влияния на объем и динамику потерь стока весеннего половодья. Более детально этот вопрос рассмотрен в главе 4.

Режим влажности и промерзания лесных почв изучен очень слабо. На сети станций наблюдения за температурой, влажностью и глубиной промерзания почвы проводятся

в основном на полевых участках, и только на парных бассейнах МГД и воднобалансовых станциях эти наблюдения в течение всего года проводятся как на полевых, так и на лесных почвах. Поэтому в настоящее время представляется наиболее целесообразным установление связи влажности и промерзания полевых и лесных почв на основе этих многочисленных данных.

Н. В. Соколова [86] по данным воднобалансовых станций и экспедиции ГГИ получила связь глубин промерзания лесных

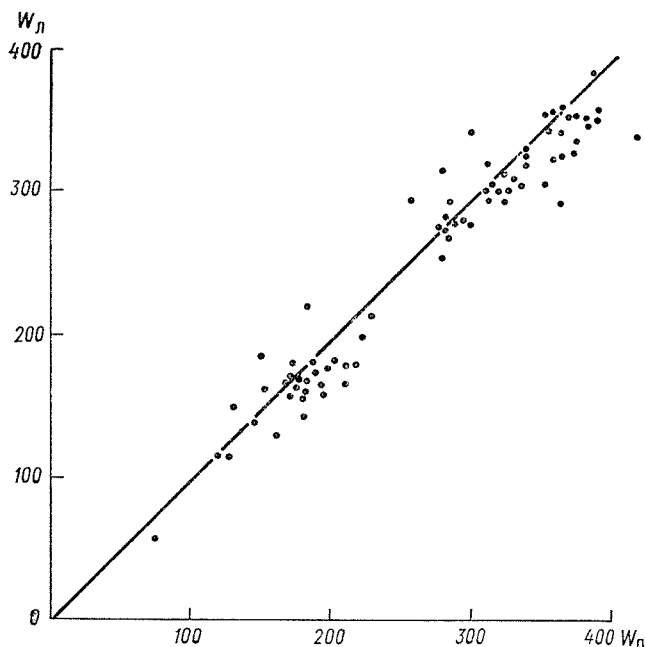


Рис. 1.1. Связь запасов влаги в метровом слое на лесных ($W_{\text{л}}$) и полевых ($W_{\text{п}}$) участках водосборов.

и полевых почв. Аналитически эта связь может быть представлена в виде

$$L_{\text{л}} = 0,1L_{\text{п}}^{1,4} - 5,$$

где $L_{\text{л}}$ — глубина промерзания почвы в лесу, см; $L_{\text{п}}$ — глубина промерзания почвы в поле, см.

В течение зимы и в предвесенний период глубина промерзания в лесу, как правило, меньше, чем в поле.

При оценке водопроницаемости лесных почв значение их влажности можно получить по данным наблюдений на полевых участках. По районам Северо-Запада, бассейна р. Вятки и Подмосковной воднобалансовой станции получена связь запасов почвенной влаги (метровый слой) в предвесенний период в поле и в лесу (рис. 1.1). Для разных районов связь

$W_{\text{л}} = f(W_{\text{п}})$ общая, зависимость линейная и довольно тесная; коэффициент корреляции равен 0,89; $\sigma_{W_{\text{п}}} = 38,5$ мм; $\sigma_{W_{\text{л}}} = 38,1$ мм. Это означает, что в предвесенний период запасы влаги в поле и в лесу близки между собой. Следовательно, имея данные о влагозапасах в поле, можно оценить потери на инфильтрацию в лесу.

В предвесенний период в лесу запас влаги в метровом слое почвы в большинстве случаев несколько ниже НВ, в поле — близок к НВ. Средний многолетний запас влаги в поле на 5—10 мм больше, чем в лесу. В отдельные годы эта разница может быть значительной, порядка 40—60 мм. Большой по сравнению с лесом запас влаги в поле наблюдается обычно в холодные малоснежные зимы, при глубоком промерзании почвы, что обусловлено, по-видимому, миграцией влаги к фронту промерзания. В лесу же промерзание меньше и миграция незначительна. В зимы со слабыми малоинтенсивными оттепелями, при водоотдаче из снега только в поле, в предвесенний период меньшие запасы почвенной влаги наблюдаются в лесу; большой запас почвенной влаги в лесу может наблюдаться в случае интенсивных оттепелей, сопровождающихся зимними паводками только на полевых водосборах.

В период весеннего снеготаяния запас почвенной влаги в поле может как увеличиваться, так и уменьшаться, в зависимости от предвесеннего увлажнения почвы. Если в предвесенний период влажность почвы меньше НВ, то наблюдается пополнение влагозапаса, а если больше НВ, то к концу половодья влажность почвы может уменьшаться. Средний многолетний запас влаги в метровом слое полевой почвы как в предвесенний период, так и к концу половодья близок к НВ. В предвесенний период горизонт А в поле увлажнен больше, чем в лесу, что обуславливает слабую водопроницаемость полевых почв. В конце половодья, наоборот, в лесу он увлажнен больше, чем в поле, так как в период половодья горизонт А лесных почв, как правило, полностью насыщается. Однако почвенный сток формируется только на участках с большими уклонами, на плоских же водоразделах запасы влаги из горизонта А лесных почв расходуются в основном на испарение и пополнение запасов грунтовых вод. Вследствие слабой водопроницаемости горизонта В лесных почв разгрузка запасов из горизонта А происходит медленно. Так, по данным Н. А. Ногиной и В. В. Тюлина [71], в бассейне р. Вятки верхние горизонты лесных почв (горизонт А) весной длительное время находятся в состоянии сильного переувлажнения ($> \text{НВ}$). В лесах в предвесенний период запас влаги в метровом слое почвы, как правило, меньше НВ, к концу половодья увеличивается и в отдельные годы превосходит НВ. Наименьшая влагоемкость лесных почв, как правило, несколько выше влагоемкости полевых.

Некоторое различие в запасе влаги в предвесенний период в поле и в лесу (за отдельные годы) не исключает возможности использования зависимости $W_{\text{л}} = f(W_{\text{п}})$. С достаточной для практических расчетов точностью можно утверждать, что в предвесенний период запасы влаги в метровом слое почвы в поле и в лесу близки между собой, а дефицит влажности почвы больше в лесу.

1.2. Динамика запаса почвенной влаги в течение зимы

Основные ошибки расчета и прогноза объема и динамики стока весеннего половодья связаны, как правило, с учетом интенсивности снеготаяния и некорректной оценкой жидких осадков, а также водопоглотительной способности почв, определяющей степень увлажнения и глубиной промерзания.

В практике гидрологических прогнозов оценка водопоглотительной способности почв на водосборе производится с использованием косвенной характеристики влажности, являющейся показателем осеннего увлажнения почвы, в то время как запас влаги в метровом слое и его распределение по профилю изменяются в течение зимы. Эти изменения обусловлены поступлением влаги в период оттепелей, а также миграцией почвенной влаги в процессе промерзания. В отдельные годы, характеризующиеся интенсивными оттепелями, влагозапасы в верхнем полуметровом слое увеличиваются в течение зимы на 130 мм в лесной зоне и на 120 мм в лесостепной. В слое 50—100 см изменение влагозапасов, как правило, не превышает 15 мм. В районах с близким залеганием грунтовых вод пополнение запаса почвенной влаги в течение зимы может быть значительным и в слое 50—100 см, достигая 40—50 мм за счет миграции влаги в мерзлую зону от уровня грунтовых вод.

Анализ материалов наблюдений воднобалансовых станций показал, что запас влаги может увеличиваться в течение зимы как в суглинистых, так и в супесчаных почвах. В отдельные годы перед началом снеготаяния влажность супесчаной почвы бывает выше влажности суглинистой. Для примера рассмотрим изменение запаса почвенной влаги на водосборе лога Лызлово Подмосковной воднобалансовой станции (табл. 1.2). Здесь распространены супесчаные, песчаные и суглинистые почвы. В талом состоянии наибольшей водопропускной способностью характеризуются песчаные и супесчаные почвы. В предвесенний период мерзлые супесчаные почвы могут быть как более, так и менее проницаемы по сравнению с суглинками. Например, в предвесенний период 1958, 1961 и 1964 гг. влажность супесчаных почв в верхнем слое (0—

Таблица 1.2

**Изменение запаса влаги в метровом слое почвы
в течение зимы. Лог Лызлово**

Зона	Запас почвенной влаги, мм		Приращение запаса влаги в течение зимы, мм
	осенний	предвесенний	
1957-58	209	217	8
	175	277	102
1958-59	243	299	56
	242	280	38
1959-60	284	307	23
	203	173	-30
1960-61	221	255	34
	171	200	29
1961-62	155	216	61
	198	248	50
1963-64	213	194	-19
	154	209	55

Примечание. В числителе приведены значения для легкого суглинка на песке, в знаменателе — для супеси на песке.

20 см) была выше, а соответственно их водопроницаемость ниже, чем влажность и водопроницаемость суглинистых почв. Большее пополнение запаса почвенной влаги в супесях наблюдается, как правило, при интенсивных оттепелях после сухой осени. Существенную роль при этом может играть миграция почвенной влаги. До настоящего времени считалось, что миграция имеет место лишь в почвогрунтах, содержащих значительное количество связанной воды, и не имеет места в песчаных и супесчаных почвогрунтах. Последние исследования как советских, так и зарубежных ученых показали, что подтягивание влаги к фронту промерзания возможно не только в мелкодисперсных, но и в грубодисперсных грунтах [106, 110, 114]. Л. В. Чистотинов полагает, что в супесях в процессе промерзания наблюдается значительное перераспределение влаги и что миграция невозможна лишь в жирных глинах [106].

В качестве примера рассмотрим изменение запаса почвенной влаги за зиму 1957-58 г. по профилю супесчаной и суглинистой почвы на водосборе лога Лызлово Подмосковной воднобалансовой станции. В суглинистой почве запас воды

в метровом слое за зиму практически не изменился (рис. 1.2), наблюдалось лишь перераспределение влаги: в талой зоне запас воды уменьшился, в мерзлой — увеличился. Очевидно, происходила миграция влаги из талой зоны к фронту промерзания. В декабре была интенсивная оттепель с дождем, талая вода не успела просочиться в суглинистую почву — образовалась ледяная корка.

В супесчаной почве за это же время запас воды в метровом слое увеличился, что в значительной мере было обусловлено

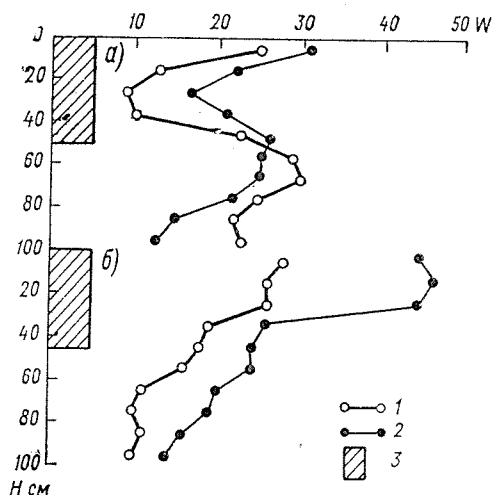


Рис. 1.2. Динамика влажности в суглинистой (а) и супесчаной (б) почвах в зимний период.

1 — распределение запаса влаги на 4.XI.57 г., 2 — то же на 31.III.58 г., 3 — глубина промерзания почвы.

инфильтрацией талой воды в период оттепелей. В предвесенний период дефицит влаги метрового слоя супесчаной почвы составил 51 мм, суглинистой — 126 мм.

Характер распределения влаги по профилю мерзлой почвы оказывает существенное влияние на ее водопроницаемость, что наглядно показано на рис. 1.3. Как при увеличении влажности почвы с глубиной (кривая 2), так и при уменьшении (кривая 3) запас влаги в полуметровом слое и температура почвы одинаковы, а инфильтрационная способность почв различна. В первом случае водонепроницаемый слой образовался на глубине

34 см и до полного оттаивания почвы в нее впиталось 96 мм воды, во втором — этот слой образовался на глубине 9 см и впиталось 21 мм воды.

Соотношение запасов почвенной влаги в осенний и предвесенний периоды различно: предвесенний запас влаги в метровом слое почвы может быть как больше, так и меньше осеннего, а в отдельные годы равен ему. Наиболее динамичен запас почвенной влаги в зимний период в верхних слоях почвы. При отсутствии оттепелей динамика почвенной влаги в течение зимы определяется предзимним увлажнением почвы, характером ее промерзания и глубиной залегания грунтовых вод.

В. Ф. Масалов установил, что при запасах влаги в почве, равных 0,6—0,7 НВ, существенного перераспределения влаги

за счет миграции не наблюдается, независимо от глубины промерзания [59]. Не развит процесс миграции и при высокой влажности почвы, большей 1,1—1,2 НВ. При промерзании сильно увлажненных почв наблюдается отжатие влаги из промерзающей почвы в нижележащие слои. При прочих равных условиях перераспределение влаги за счет миграции будет большим при близком за-

легании грунтовых вод. В районах с глубоким залеганием грунтовых вод, например в бассейне р. Дона, поступление влаги за счет миграции незначительно. Здесь в снижении водопроницаемости мерзлой почвы некоторую роль может сыграть перераспределение запаса почвенной влаги в пределах метрового слоя почвы, но основную роль играет поступление влаги за счет зимних оттепелей. Как показал анализ метеорологических данных, оттепельные зимы в бассейне р. Дона имеют место в 60—70 % лет многолетнего ряда наблюдений. При этом отмечается значительный рост влажности в поверхностных слоях почвы, нередко достигающей полной влагоемкости (ПВ). В условиях высокой влажности в верхних слоях почвы и значительного промерзания потери талых вод на инфильтрацию, как правило, невелики, а коэффициенты стока достаточно высоки. Так было, например, в 1970 г. Роль влажности и промерзания почвы в формировании стока весеннего половодья наглядно показана в табл. 1.3.

Как показывают результаты наблюдений, приведенные в табл. 1.3, даже при значительном приращении запаса почвенной влаги в течение зимы потери стока весеннего половодья значительны (1971-72 г.), если осенние влагозапасы были чрезвычайно малы. Потери талого стока значительны также и при высоких запасах влаги, но слабом промерзании почвы (1973-74 г.).

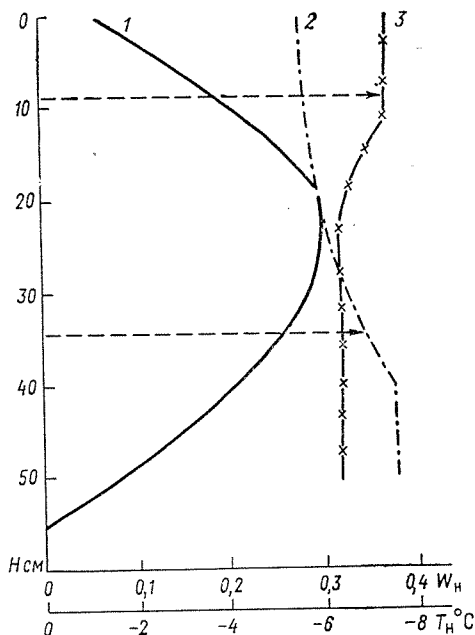


Рис. 1.3. Распределение температуры (1) и влажности (2, 3) по профилю почвы до начала инфильтрации.

Таблица 1.3

**Характеристика стока весеннего половодья. Стоковая площадка
Нижедевицкой воднобалансовой станции**

Год	Запас почвенной влаги, мм		Приращение запаса влаги в течение зи- мы, мм	Глубина про- мерзания, см	Потери стока весеннего по- ловодья, мм	Коэффициент стока весен- него поло- водья
	осенний	предве- сенний				
1969-70	95	131	36	56	16	0,92
	268	320	52			
1970-71	107	132	25	64	38	0,80
	322	342	20			
1971-72	47	96	49	90	76	0,32
	204	313	109			
1972-73	105	150	45	80	4	0,97
	322	371	49			
1973-74	115	168	53	37	131	0,23
	357	374	37			

Примечание. В числителе приведены значения в слое 0—30 см, в знаменателе — в слое 0—100 см.

В лесной зоне, особенно на полевых водосборах, пополнение запаса почвенной влаги за счет миграции может достигать 50—60 мм в метровом слое. В лесах, по-видимому, пополнение запаса влаги за счет миграции незначительно, что связано с малой глубиной промерзания лесных почв. Так, например, на водосборе лога Лесного (Подмосковная воднобалансовая станция) в течение 12 лет из 18 глубина промерзания лесных почв была менее 25 см. Данные полевых и лабораторных исследований показали, что при глубине промерзания менее 30 см процесс миграции развит слабо.

В лесах в безоттепельные зимы запас почвенной влаги в метровом слое при малой глубине промерзания несколько уменьшается, например зимой 1966-67 г. при глубине промерзания 13 см запас почвенной влаги в метровом слое уменьшился на 25 мм, а в слое 0—20 см — на 11 мм. При глубоком промерзании почвы происходит перераспределение запаса почвенной влаги в пределах метрового слоя, например зимой 1963-64 г. при глубине промерзания лесной почвы 59 см запас почвенной влаги в слое 0—20 см увеличился на 13 мм, а в слое 0—50 см уменьшился на 7 мм. В качестве примера, иллюстрирующего разную интенсивность миграционного потока в поле и в лесу, рассмотрим безоттепельную зиму 1962-63 г. На водо-

сборе лога Полевого при глубине промерзания 80 см запас влаги в пределах метрового слоя увеличился на 47 мм (от 369 мм осенью до 416 мм весной), в лесу при глубине промерзания 32 см приращение запаса влаги в метровом слое составило 8 мм.

В оттепельные зимы приращение запаса влаги в лесной почве может быть больше, чем в полевой, что связано с лучшей водопроницаемостью мерзлых лесных почв.

В лесной зоне запас влаги в метровом слое полевых почв повышается от осени к весне в среднем на 50 мм, а в том же слое лесных почв — на 15 мм. Наибольшее увеличение характерно для оттепельных зим. Убыль запаса влаги в метровом слое за счет отжатия при промерзании и водоотдачи при оттаивании почв во время зимних оттепелей не превышает 32 мм. Отжатие влаги из мерзлой зоны в талую при промерзании наблюдается в почвогрунтах, практически лишенных связанной воды, где нет заметного подтока влаги к фронту промерзания.

1.3. Изменение средней плотности почвы в процессе промерзания

При промерзании и оттаивании происходят структурные изменения почвы и ее водно-физических свойств: пористости, плотности, водопроницаемости. Плотность почв при промерзании чаще всего уменьшается, а пористость увеличивается. Неучет этого явления может привести к значительным ошибкам при оценке запасов влаги в мерзлых почвогрунтах и их водопроницаемости. Наибольшие изменения плотности почвы наблюдаются при интенсивном перераспределении влаги в процессе промерзания. Характер и степень изменения плотности почвы определяются не только ее механическим составом и влажностью, значительное влияние может оказать режим промерзания. Как уже говорилось выше, при промерзании водонасыщенных песков наблюдается отжатие влаги из промерзающей толщи почвогрунта в талую. Плотность почвы при этом несколько увеличивается, а пористость уменьшается, однако изменение столь незначительно, что в практических расчетах его можно не учитывать. В суглинистых и супесчаных почвогрунтах при значительном потоке мигрирующей влаги процесс промерзания сопровождается уменьшением плотности.

Расчет плотности мерзлой почвы можно производить по известной теоретической формуле

$$d = \frac{\gamma}{1 + 0,01 W \gamma}, \quad (1.3)$$

где d — плотность мерзлой почвы, г/см³; γ — плотность твердой фазы почвы, г/см³; W — влажность мерзлой почвы, %.

Анализ формулы (1.3) проводился рядом исследователей [55, 66], при этом было показано, что она дает систематическое завышение плотности почвы в среднем на 20 %. Формула (1.3) выведена на основе положения об изменении плотности почвы за счет объемного расширения воды при кристаллизации и не учитывает динамику плотности за счет подтока влаги к фронту промерзания.

Мерзлотоведы при определении плотности мерзлых почвогрунтов пользуются расчетной формулой А. М. Пчелинцева [66]:

$$d = \frac{0,9\gamma(1+W)}{0,9 + \gamma(W - 0,1W_{\text{нз}})} \quad (1.4)$$

где d — плотность мерзлой влажной почвы, г/см³; γ — плотность твердой фазы почвы, г/см³; W и $W_{\text{нз}}$ — влажность мерзлой почвы и количество незамерзающей воды в долях единицы.

Пчелинцев утверждает, что ошибка расчета по формуле (1.4) не превышает 0,04 г/см³. Сравнение результатов лабораторных определений с расчетами по формуле (1.4) показало, что расчетные значения плотности намного больше экспериментальных. Недостатком этой формулы, как и формулы (1.3), является неучет влияния миграционного процесса на структурные изменения почвы. В природных условиях наибольшие изменения плотности обусловлены действием подтока влаги к кристаллам порового льда.

Авторами настоящей работы был изготовлен прибор (см. работу [104]) для изучения изменения плотности почвы в лабораторных условиях, позволяющий определять высоту образца при промерзании с погрешностью $\pm 0,01$ мм. Конструктивно прибор представляет собой цилиндр, плотно заполненный образцом почвы, что исключает боковое расширение образца. На образец устанавливается подвижная крышка, положение которой в течение опыта фиксируется индикатором перемещения. Цилиндр вместе с образцом почвы помещается в камеру термобароклава, температура в которой изменяется ступенчато через 1°C в интервале температур от нуля до -5°C и через 5°C при температурах от -5 до -20°C . Температура образца регистрируется с погрешностью $\pm 0,05^\circ\text{C}$ при помощи термопары, помещенной в центр образца.

Для проведения опытов по изучению изменения объема почвы при промерзании без подтока влаги извне были взяты различные типы почв: черноземы, солоды, темно-серые лесные, подзолистые лесные [66]. Образцы почвы отбирались из различных почвенных горизонтов с разной степенью увлажнения. По механическому составу все исследуемые почвы относятся к легким или тяжелым суглинкам.

Проведенные исследования показали, что в изменении объема почвы при промерзании без подтока влаги можно выделить три периода.

В первый период — время от начала промораживания до начала кристаллизации ($-0,3^{\circ}\text{C}$ и ниже) — объем образца уменьшается от $\approx 0,001$ до $2,0\%$. Причем вода в этот период находится в переохлажденном состоянии. По А. Е. Федосову [96], это можно объяснить тем, что набухшие грунты в начальный период замерзания под действием внутренних сил межмолекулярного сцепления сжимаются, отдают воду и уменьшаются в объеме. Самое большое уменьшение объема в этот период наблюдается в верхних горизонтах почв с высоким содержанием органических и илстых частиц при влажности выше максимальной гигроскопичности, что примерно соответствует наибольшему количеству прочносвязанной воды. Минимальное уменьшение объема наблюдается при влажности, равной гигроскопической.

Второй период соответствует времени кристаллизации свободной воды, сопровождается температурным и объемным скачком. Тепло, выделяющееся при кристаллизации воды, вызывает повышение температуры образца, которая в течение некоторого времени остается постоянной, несмотря на более низкую температуру окружающей среды. В это время происходит интенсивное увеличение объема образцов с влажностью выше максимальной гигроскопичности. Если влажность почвы близка к влажности максимальной гигроскопичности, то во второй период происходит уменьшение объема, так как при отдаче воды набухшей почвой в первый период уменьшение объема больше, чем его увеличение при кристаллизации некоторого объема свободной воды. Если влажность образца меньше содержания незамерзшей влаги при данной температуре, то увеличение объема почвы при промерзании образца не наблюдается.

В третий период, после кристаллизации свободной воды, фазовые превращения затухают и почва, охлаждаясь, принимает температуру окружающей среды. В этот период объем образца наиболее устойчив. Некоторые незначительные изменения объема почвы обусловлены фазовыми переходами прочносвязанной воды при низких температурах: от -10 до -35°C . Температура образца и окружающей среды в третий период выравнивается очень быстро.

Результаты экспериментальных исследований приведены в табл. 1.4, анализ данных которой показывает, что в случае, если промерзание почвы происходит без подтока влаги извне, изменение плотности суглинистых почв не превышает $0,03\text{—}0,05\text{ г/см}^3$ при влажности более 25% , а при влажности почвы менее 25% плотности талой и мерзлой почвы практически равны. Следовательно, если при промерзании почвы не наблю-

даются миграция влаги и увеличение объема почвы, а уменьшение ее плотности происходит только за счет объемного расширения воды при ее кристаллизации, то в практических расчетах изменением плотности почвы можно пренебречь.

При подтоке влаги к фронту промерзания значительные изменения средней плотности почвы на суглинках наблюдаются в верхнем слое 0—30 см, на супесчаных почвах — только в слое 0—10 см. Так, по данным В. М. Мухина [69], плотность мерзлой суглинистой почвы в слое 0—10 см (при влажности около 60 %) уменьшилась по сравнению с плотностью талой почвы на 27—30 %, в слое 10—20 см (при влажности около 40 %) — на 24—29 %, а супесчаной почвы (при влажности 35—50 %) — на 18—20 %. На глубине 30—40 см плотность почвы в процессе промерзания практически не меняется.

А. А. Капотов [37] на основе многолетних полевых и лабораторных исследований для горизонта А подзолистых супесчаных и суглинистых почв установил связь между плотностью этих почв в мерзлом и талом состоянии при различных значениях влажности (рис. 1.4).

Номограммой, представленной на рис. 1.4, можно пользоваться для приближенной оценки плотности мерзлой почвы, поскольку она получена путем осреднения данных по почвам разного механического состава (супеси, суглинки). Уточнение

Изменение объема почвы

Тип почвы	Слой, см	№ опыта	Масса, г			W %		Начальный объем, см ³
			влажной почвы	сухой почвы	воды	массовая	объемная	
Солоди	0—10	2	151,15	76,05	75,10	98,8	58,9	127,46
	70—80	3	181,82	145,48	36,34	25,0	35,9	101,3
Оподзоленный чернозем	10—20	4	207,40	152,50	54,9	36,0	42,9	127,97
	0—10	5	199,00	140,20	58,8	41,9	45,9	127,97
	70—80	6	221,75	170,21	51,54	30,3	40,3	127,97
	40—50	7	217,59	163,85	53,74	32,8	42,0	127,97
	60—70	8	222,74	173,44	49,30	28,4	38,5	127,97
	20—30	9	220,78	164,96	55,82	33,8	44,4	131,00
Темно-серая лесная	0—5	10	168,00	139,00	29,00	20,8	22,7	127,31
	0—5	11	196,70	134,70	62,00	45,0	48,4	127,97
	0—5	14	113,95	107,20	6,75	6,3	5,3	127,97
	0—5	15	173,20	107,20	66,09	61,6	51,6	127,97
	0—5	16	124,50	123,50	1,00	0,8	0,8	127,97

данных по плотности мерзлых почв может быть достигнуто путем использования индикаторных методов в лабораторных и полевых исследованиях.

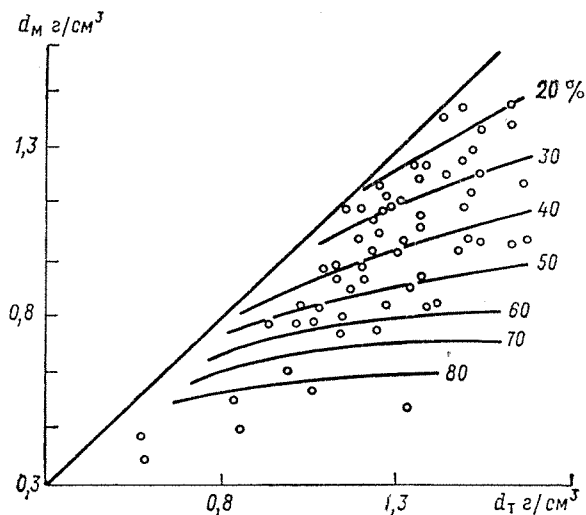


Рис. 1.4. Связь плотности мерзлой и талой почвы при различных значениях влажности.

Таблица 1.4

при промерзании

Максимальный объем мерзлого грунта, см³	Плотность скелета, г/см³		Плотность твердой фазы почвы, г/см³	Свободная пористость в долях объема	Уменьшение объема в 1-й период, %	Максимальное увеличение объема при промерзании		Плотность влажной почвы, г/см³	
	талого	мерзлого				см³	%	талой	мерзлой
132,44	0,60	0,57	2,53	0,174	0,06	4,98	3,9	0,18	0,14
102,96	1,44	1,41	2,71	0,110	0,05	1,66	1,6	1,79	1,77
130,35	1,19	1,17	2,62	0,117	0,24	2,38	1,9	1,62	1,59
131,60	1,09	1,06	2,66	0,131	0,29	3,63	2,8	1,56	1,51
131,53	1,33	1,29	2,68	0,101	0,18	3,56	2,8	1,73	1,68
131,12	1,28	1,25	2,69	0,104	0,12	3,15	2,5	1,70	1,66
132,19	1,35	1,31	2,70	0,115	0,03	4,22	3,3	1,74	1,68
135,47	1,26	1,22	2,65	0,081	0,05	4,47	3,4	1,68	1,63
127,31	1,09	1,09	2,59	0,353	-0,02	—	-2,5	1,31	1,31
134,42	1,05	1,00	2,59	0,111	0,06	6,45	5,0	1,54	1,46
128,38	0,84	0,84	2,59	0,623	-0,0	0,40	0,3	0,89	0,89
130,91	0,84	0,82	2,59	0,160	0,03	2,94	2,3	1,35	1,32
128,15	0,96	0,96	2,59	0,629	-0,0	0,08	0,1	0,97	0,97

1.4. Изменение водно-физических свойств почвы в процессе промерзания

В процессе промерзания почвы ее водопропускная и водопоглотительная способность изменяется. Это обусловлено существенными изменениями структуры пористости почвы, вызванными появлением льда. Однако изучение структуры пористости затруднено из-за отсутствия приборов, позволяющих опре-

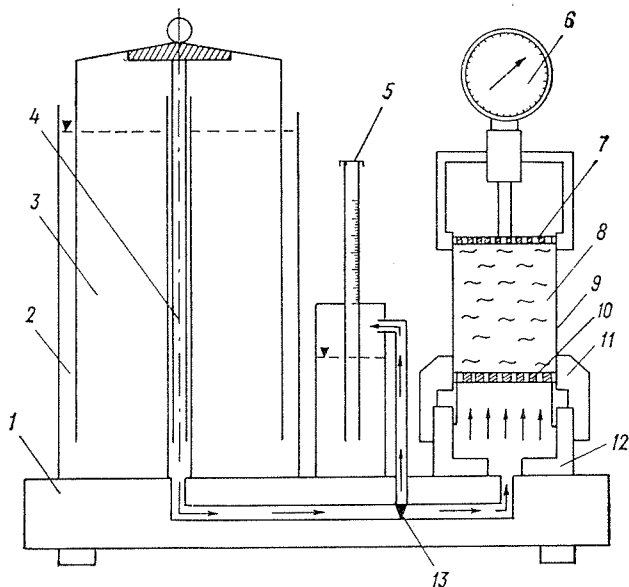


Рис. 1.5. Прибор для определения воздухопроницаемости мерзлых почв.

делить основные водно-физические характеристики мерзлой почвы. К ним относятся средние эффективные радиусы пор, удельная кинематическая поверхность, распределение пор по размерам, изменяющиеся в зависимости от влажности и температуры почвы. Для изучения водно-физических свойств мерзлых почв применяли метод фильтрации воздуха в пуазейлевском режиме течения. Обычно этот метод применяют для определения удельной поверхности грубодисперсных систем. В высокодисперсных системах значения удельной поверхности получаются несколько заниженными, так как тангенциальная компонента скорости молекул воздуха у стенки поры в среднем отлична от нуля.

Принципиальная схема установки для изучения воздухопроницаемости почв (рис. 1.5) уже применялась и применяется в практике лабораторных работ для определения некоторых

физических характеристик пористой среды [92]. Авторами настоящей работы установка была реконструирована применительно к условиям проведения опыта с мерзлой почвой.

Прибор состоит из бака 2, заполненного толуюлом и установленного на массивной чугунной станине 1, в котором под действием собственного веса и грузов опускается колокол 3. Вытесняемый при погружении колокола воздух по системе воздухопроводов 4 подводится к образцу почвы 8, находящемуся в бюксе 13. Для установки колокола в исходное положение и передачи давления воздуха на образец служит кран 5. При проведении эксперимента включается манометр 9, заполненный толуюлом. Бюкса, в которой находится образец почвы, представляет собой латунный цилиндр с перфорированным дном 10. Бюкса крепится к цилиндру специальной муфтой 12. По окружности она имеет кольцевой выступ, который прижимается к резиновой прокладке на торце цилиндра 11, жестко установленного на станине. Для определения увеличения высоты образца почвы при промерзании в верхней части бюксы устанавливается устройство, состоящее из индикатора часового типа 6, шток которого соединен с плоским перфорированным поршнем 7, расположенным на поверхности образца.

Регистрация температуры почвы в процессе опыта производится при помощи медно-константановой термопары, «горячий» конец которой помещен в центральную часть образца, а «холодный» в нуль-термостат. В качестве регистратора ЭДС термопары используется зеркальный гальванометр высокой чувствительности.

Для проведения опыта прибор вместе с образцом почвы устанавливают в термобароклаве ТК V=2000, в камере которого поддерживается заданная отрицательная температура. Опыты по определению воздухопроницаемости мерзлой почвы проводят после окончания фазовых превращений влаги в почве, когда выравнивается температура образца почвы и воздуха в камере.

В начале опыта устанавливают кран 5 в нейтральное положение и поднимают колокол до первой метки на его корпусе. Поворотом крана закрывают систему воздухопроводов и приводят прибор в исходное положение. Затем, открыв кран, пускают воздух, вытесняемый из-под колокола через образец почвы, и одновременно включают секундомер. Последний выключают в тот момент, когда колокол опустится до второй метки. Объем воздуха, который вытесняется из внутренней полости колокола при его опускании от первой до второй метки, равен 2000 см³.

Коэффициент воздухопроницаемости (K' см/с) определяется по формуле

$$K' = \frac{QL}{fP\tau} \cdot 10^2, \quad (1.5)$$

где Q — объем воздуха, см³; L — высота образца, см; f — площадь его сечения, см²; P — давление воздуха, Па; τ — время, с.

Для определения удельной поверхности (s см²/г) применяется формула Кармана [57]:

$$s = \frac{1}{d} \sqrt{\frac{gn^3}{kK'(1-n)^2}}, \quad (1.6)$$

где d — плотность образца, г/см³; g — ускорение свободного падения, см/с²; n — пористость в долях единицы; k — константа Козени; K' — коэффициент воздухопроницаемости, см/с.

Преобразуя эту формулу с учетом (1.5), получаем

$$s = \frac{4,43}{d} \sqrt{\frac{n^3}{(1-n)^2} \frac{f}{L} \frac{\Delta P}{Q} \frac{1}{\eta}}, \quad (1.7)$$

где η — вязкость воздуха, Н·с/см²; L — высота образца, см; ΔP — разность давления на концах образца, Па; Q — расход воздуха, см³/с.

Пористость мерзлой почвы n определяем по разности:

$$n = n' - n_{\text{л}} - n_{\text{из}}, \quad (1.8)$$

$$n' = \frac{\gamma - d}{\gamma}, \quad (1.9)$$

$$n_{\text{л}} = \frac{W_{\text{л}}}{d_{\text{л}}}, \quad (1.10)$$

где n' — общая пористость в долях единицы; $n_{\text{л}}$ — объем пор, занятых льдом в долях единицы объема почвы; $W_{\text{л}}$ — количество льда, г/см³; d и γ — соответственно плотность и плотность сухого вещества почвы, г/см³; $d_{\text{л}}$ — плотность льда, г/см³; $n_{\text{из}}$ — объем пор, занятых незамерзшей водой, в долях единицы объема почвы.

Зная удельную кинематическую поверхность, определяемую методом фильтрации воздуха, нетрудно рассчитать коэффициент фильтрации воды в мерзлой почве без учета фазовых превращений влаги в процессе инфильтрации. Формула для расчета коэффициента фильтрации воды K , выраженная через удельную кинематическую поверхность, плотность ρ и вязкость воды η' , имеет вид:

$$K = \frac{\rho g n^3}{\eta' s^2 (1-n)^2}. \quad (1.11)$$

Если представить поры в мерзлой почве в виде параллельных между собой цилиндров с эффективным радиусом r и высотой l в количестве a на единице площади, то удельная кинематическая поверхность такого фильтра будет равна

$$s = 2\pi r l a, \quad (1.12)$$

а пористость

$$n = a\pi r^2 L. \quad (1.13)$$

Решив совместно уравнения (1.12) и (1.13) относительно r , получим

$$r = \frac{2n}{s}. \quad (1.14)$$

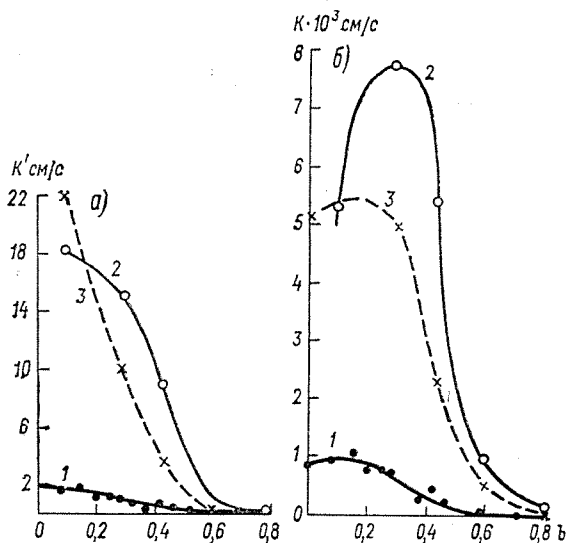


Рис. 1.6. Зависимость коэффициентов воздухопроницаемости (а) и водопроницаемости (б) почвы от степени заполнения пор льдом.

1 — песок (фракция 0,1—0,2 мм) при температуре $-3,0^\circ\text{C}$; 2 — дерново-подзолистая почва при температуре от $-0,5$ до $-0,7^\circ\text{C}$; 3 — дерново-подзолистая почва при температуре $-5,4^\circ\text{C}$.

Результаты опытов по изучению воздухопроницаемости позволили определить удельную кинематическую поверхность мерзлой почвы и средний эффективный радиус пор.

Опыты по определению воздухопроницаемости мерзлой почвы были проведены на модельной среде (полевошпатовом песке фракции 0,25—0,32 мм), а также на ряде типичных почв бассейна р. Вятки (табл. 1.5). Результаты опытов показали, что коэффициент воздухопроницаемости мерзлых песков изменяется обратно пропорционально степени заполнения пор льдом b (рис. 1.6). Так, в абсолютно сухом состоянии песок имеет коэффициент воздухопроницаемости, равный 1,86 cm/s . По мере заполнения пор льдом (кривая 1) он практически линейно уменьшается до нуля. Образцы дерново-подзолистой почвы при температуре $-5,4^\circ\text{C}$ (кривая 3) со степенью заполнения пор 0,3—0,6 имеют K' , значительно меньше, чем при

Таблица 1.5

**Результаты исследования некоторых водно-физических характеристик
модельной среды и почвы**

Глубина взятия образца, см	Плотность твердой фазы почвы, г/см ³	Плотность г/см ³	Влажность W %	Свободная пористость в долях единицы	Степень заполнения пор водой в долях единицы	Удельная кинематическая поверхность, см ² /г	Коэффициент фильтрации воды, 10 ³ см/с	Коэффициент воздухопроницаемости, см/с
Модельная среда, песок полевопшатовый, фракция 0,25—0,32 мм	2,64	1,4	3,8	0,46	0,08	153,78	0,921	1,68
			9,5	0,38	0,20	142,12	0,744	1,16
			17,3	0,21	0,37	99,80	0,254	0,242
			26,0	0,21	0,55	814,01	0,003	0,00366
			33,4	0,14	0,71	1339,01	0,000	0,000041
			0*	0,47	0,0	180,30	0,875	1,86
			11,7	0,36	0,25	130,98	0,745	1,08
			27,3	0,20	0,58	1470,52	0,001	0,000093
			6,5	0,41	0,14	130,82	1,008	1,72
			24,7	0,23	0,52	870,75	0,003	0,0314
			13,4	0,34	0,42	121,17	0,733	1,03
			19,9	0,28	0,28	122,54	0,458	0,496
			21,6	0,26	0,46	154,32	0,202	0,229

**Дерново-подзолистая, со вторым гумусовым горизонтом
на покровном суглинке**

10—20	2,50	1,0	43,5	0,17	0,72	179,20	0,041	0,0377
			43,5	0,17	0,72	129,92	0,079	0,0764
			35,7	0,25	0,59	68,60	0,909	1,078
			35,7	0,25	0,59	196,00	0,111	0,1335
10—20	2,50	1,0	26,1	0,34	0,43	44,52	5,433	8,83
			26,1	0,34	0,43	68,60	2,288	3,54
			17,4	0,43	0,29	53,31	7,667	14,92
			17,4	0,43	0,29	66,36	4,948	9,992
			5,2	0,55	0,09	93,52	5,213	18,03
			5,2	0,55	0,09	91,28	5,472	22,04
Дерново-подзолистая, супесчаная, на глинах, почва								
30—40	2,60	1,53	37,3	0,04	0,91	17,02	0,060	0,0399
			33,7	0,07	0,82	50,94	0,036	0,0258
			28,2	0,13	0,69	74,85	0,107	0,0873
			26,4	0,15	0,64	87,56	0,120	0,103
			17,3	0,24	0,42	74,31	0,685	0,732
			14,6	0,26	0,36	106,25	0,426	0,480
			9,1	0,32	0,22	101,56	0,870	1,161
			7,3	0,34	0,18	121,97	0,723	1,023

* Воздушно-сухое состояние.

Глубина взятия образца, см	Плотность твердой фазы почвы, г/см ³	Плотность, г/см ³	Влажность W %	Свободная пористость в долях единицы	Степень заполнения пор водой в долях единицы	Удельная кинематическая поверхность, см ² /г	Коэффициент фильтрации воды, 10 ³ см/с	Коэффициент воздухопроницаемости, см/с
			0,9	0,40	0,02	156,86	0,712	1,218
			0,9	0,40	0,02	156,86	0,712	1,217
14—27	2,62	1,62	35,5	0,02	0,93	9,56	0,023	0,0145
			34,6	0,03	0,91	10,05	0,071	0,0465
			28,2	0,10	0,74	40,61	0,167	0,1240
			28,2	0,10	0,74	55,58	0,088	0,0660
14—27	2,62	1,62	17,3	0,21	0,46	89,40	0,317	0,309
			16,4	0,22	0,43	115,96	0,217	0,216
			9,1	0,29	0,24	135,47	0,364	0,436
			9,1	0,29	0,24	146,42	0,311	0,375
			1,8	0,36	0,05	168,34	0,451	0,659
			2,7	0,35	0,07	156,04	0,482	0,695
70—80	2,68	1,83	23,2	0,09	0,72	74,96	0,035	0,0249
			25,0	0,07	0,78	56,94	0,028	0,0190
			9,6	0,22	0,30	75,75	0,508	0,483
			8,6	0,23	0,27	45,45	1,614	1,614
			5,0	0,27	0,16	46,91	2,450	2,64
			5,0	0,27	0,16	46,91	2,450	2,666
			2,3	0,30	0,07	59,29	2,104	2,506
			2,3	0,30	0,07	61,02	1,987	2,351
50—60	2,67	1,75	28,2	0,06	0,83	34,24	0,051	0,0344
			27,3	0,07	0,80	48,76	0,039	0,0265
			20,9	0,13	0,61	61,50	0,159	0,124
			17,3	0,17	0,51	30,67	1,430	1,215
			8,2	0,26	0,24	48,76	2,026	2,173
			8,2	0,26	0,24	46,92	2,188	2,336
			4,5	0,30	0,13	58,04	2,196	2,61
			5,4	0,29	0,16	55,68	2,155	2,506

температуре от $-0,5$ до $-0,7^{\circ}\text{C}$. Как видно из табл. 1.6, это соотношение не сохраняется ни при малой степени заполнения пор влагой (около 0,1 — в этом случае практически вся влага остается в незамерзшем состоянии), ни при достаточно высокой (более 0,75). И в тех и в других условиях при низкой температуре получены большие значения коэффициентов воздухопроницаемости.

Меньшая воздухопроницаемость при низкой температуре в какой-то степени может быть обусловлена незначительным уменьшением свободной пористости за счет объемного расширения воды, кристаллизующейся при понижении температуры

Таблица 1.6

**Воздухопроницаемость мерзлой почвы в зависимости от температуры
и степени заполнения пор влагой**
Дерново-подзолистая почва со вторым гумусовым горизонтом, слой 10—20 см

W_{06}	n	$T^{\circ}\text{C}$	K' см/с	Степень заполнения пор влагой
0,435	0,135	—5,4	0,076	0,776
0,435	0,143	—0,7	0,038	0,762
0,357	0,224	—5,4	0,134	0,628
0,357	0,229	—0,6	1,08	0,620
0,261	0,329	—6,4	3,68	0,454
0,261	0,334	—0,5	8,83	0,446
0,174	0,429	—5,3	10,2	0,289
0,174	0,429	—0,8	14,9	0,289
0,052	0,551	—5,1	21,7	0,085
0,052	0,551	—0,7	17,4	0,085
0,470	0,101	—4,8	0,027	0,832
0,470	0,106	—0,5	0,017	0,824

(см. табл. 1.6), и повышением вязкости воздуха, происходящим также в связи с понижением температуры.

Однако перечисленные выше факторы не могут дать существенного уменьшения воздухопроницаемости. По-видимому, оно происходит за счет увеличения шероховатости капилляров при понижении температуры. Последнее возможно в том случае, если их стенки покрыты кристаллами льда относительно небольших размеров или же система имеет более разветвленную сеть капилляров меньших радиусов.

На основании результатов опытов по определению воздухопроницаемости исследовано изменение удельной кинематической поверхности с увеличением влажности (см. табл. 1.5, рис. 1.7). Результаты опытов показывают, что в мерзлых песках при увеличении степени заполнения пор льдом удельная поверхность уменьшается от 180 см²/г в абсолютно сухом веществе до 99,8 см²/г при b , равном 0,37, и вновь начинает возрастать в условиях, когда поры наполовину заполнены льдом (рис. 1.7 *a*, кривая 2). По-видимому, увеличение удельной кинематической поверхности небеспретельно, так как при $b = 1$ $s = 0$. Следовательно, зависимость $s = f(b)$ должна иметь максимум, вероятнее всего, при $b = 0,65$.

При малой влажности, от нуля до 4 %, отмечается заметное увеличение среднего эффективного радиуса капилляров: от 0,00521 до 0,00599 мм. Увеличение, по-видимому, вызвано тем, что в период своего роста кристаллы льда раздвигают частицы песка, а сам рост кристаллов происходит только на границах соприкосновения частиц, так как при такой влажности вся влага в песке сосредоточивается на стыках частиц. При влажности выше 6,5 % средний эффективный радиус капилляров за-

метно уменьшается. Это вызвано тем, что при этом наряду с ростом кристаллов льда на стыке частиц кристаллизуется также пленка воды, полностью обволакивающая все частицы. В результате, несмотря на рост общей пористости, удельная кинематическая поверхность уменьшается, а вместе с ней про-

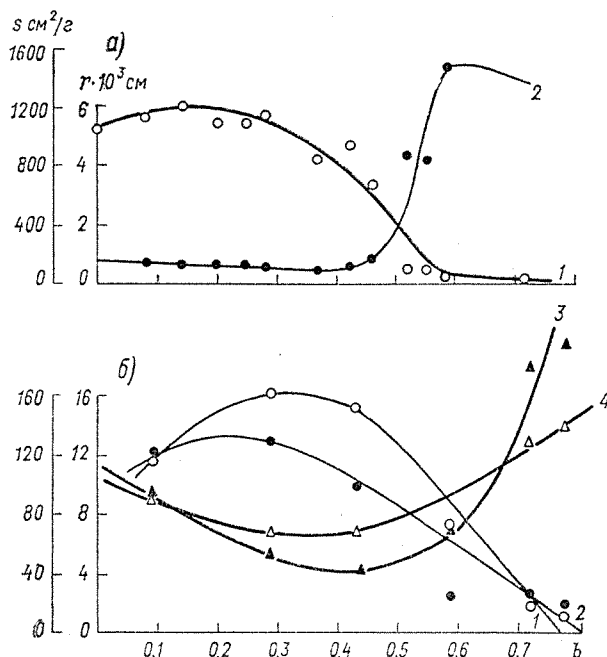


Рис. 1.7. Зависимость изменения среднего эффективного радиуса капилляра и удельной кинематической поверхности от степени заполнения пор влагой.

a — песок (фракция 0,1—0,2 мм): 1 — радиус капилляра, 2 — удельная поверхность; *б* — дерново-подзолистая почва: 1 — радиус капилляра при температуре от $-0,5$ до $-0,7$ °C; 2 — радиус капилляра при температуре от $-4,8$ до $-6,4$ °C; 3 — удельная поверхность при температуре от $-0,5$ до $-0,7$ °C; 4 — удельная поверхность при температуре от $-4,8$ до $-6,4$ °C.

порционально уменьшается и эффективный радиус капилляров. При влажности 17,3 % и $b=0,37$ $r=0,00421$ мм. Можно предположить, что увеличение s в области $b=0,45$ и больше вызвано тем, что при этой влажности наблюдается интенсивное образование мелких кристаллов льда и микротрещин в поровом пространстве. Все это приводит к тому, что среда становится высокодисперсной и ее удельная кинематическая поверхность возрастает. Эффективный радиус капилляров при этом становится равным 0,00052 мм и даже меньше. На кривой 1 (рис. 1.7*a*) появляется характерная точка в области b , равного 0,5—0,6, ниже которой r монотонно уменьшается до нуля.

В естественных почвах, так же как и в модельных средах, наблюдается изменение удельной кинематической поверхности и среднего эффективного радиуса с изменением степени заполнения пор льдом. Так, для суглинистой дерново-подзолистой почвы со вторым гумусовым горизонтом (рис. 1.6 б) наибольший средний эффективный радиус капилляра (0,016 см) наблюдается при степени заполнения пор b , близкой к 0,3, и температуре от $-0,5$ до $-0,7^\circ\text{C}$ (рис. 1.6 б, кривая 1).¹ При температуре от $-4,8$ до $-6,4^\circ\text{C}$ и той же степени заполнения пор значение r несколько меньше и равно 0,0129 см (рис. 1.6, кривая 2). Рисунок 1.6 показывает, что уменьшение радиуса пор в связи с понижением температуры от $-0,5$ до $-6,4^\circ\text{C}$ не превышает 20 %.

Изменения удельной кинематической поверхности мерзлой дерново-подзолистой почвы (рис. 1.6 б, кривые 3 и 4) происходят так же, как и в песках, но более плавно. Наименьшая удельная кинематическая поверхность наблюдается при степени заполнения пор влагой, равной 0,35—0,45, и также зависит от температуры. При понижении температуры почвы от $-0,5$ до $-6,4^\circ\text{C}$ она соответственно изменяется от 42 до 68 см²/г., т. е. на 39 %. Ранее проведенные опыты на песках, практически лишенных связанной воды, показали, что при понижении температуры от $-0,5$ до $-10,0^\circ\text{C}$ наблюдается увеличение воздухопроницаемости и среднего эффективного радиуса пор в пределах 8—23 %. Это не противоречит ранее сделанному выводу о том, что в почвах с развитой удельной поверхностью при малой влажности наблюдается увеличение воздухопроницаемости с понижением температуры.

Воздухопроницаемость мерзлой дерново-подзолистой почвы при постоянном влагосодержании (объемная влажность 18—28 %) с понижением температуры резко уменьшается, несмотря на некоторое увеличение высоты образца (до 0,5 мм).

Наибольшее уменьшение воздухопроницаемости с понижением температуры наблюдается в области интенсивных фазовых переходов, далее она незначительно увеличивается.

В супесчаной дерново-подзолистой почве наблюдаются те же закономерности, что и в суглинистых почвах (дерново-подзолистые со вторым гумусовым горизонтом). Существенное отличие отмечено лишь для верхнего слоя супесчаной почвы. Здесь радиус капилляров вне зависимости от степени заполнения пор возрастает. При более высокой температуре (от $-0,4$ до $-1,5^\circ\text{C}$) увеличение происходит более интенсивно, чем при низкой (от $-4,3$ до $-6,0^\circ\text{C}$). По-видимому, это можно объяснить тем, что в верхних горизонтах этой почвы имеется значительное количество органического вещества, которое уменьшает

¹ В почвах с развитой удельной поверхностью значение b включает кроме льда незамерзшую воду.

связанность почвы при воздействии механических напряжений, вызванных появлением кристаллов льда.

Рассчитанные по формуле (1.11) значения коэффициента фильтрации талой воды в мерзлой модельной среде в зависимости от степени заполнения пор льдом при температуре -3°C приведены в табл. 1.5. Характерной особенностью зависимости $K=f(b)$ является наличие слабо выраженного максимума при степени заполнения пор льдом, равной 0,10—0,12; с дальнейшим увеличением льдистости коэффициент фильтрации воды уменьшается, приближаясь к нулю при степени заполнения пор около 0,6.

В дерново-подзолистой почве максимум водопроницаемости выражен четко, особенно при температуре, близкой к нулю. При температуре от $-0,5$ до $-0,7^{\circ}\text{C}$ максимальный коэффициент фильтрации наблюдается при степени заполнения пор 0,29; при данной температуре содержание незамерзшей воды составляет 0,284 общего объема пор, или 17 % массы сухой почвы. Это значит, что максимум водопроницаемости наблюдается при отсутствии льда в крупных порах. Дальнейшее снижение влажности почвы не сопровождается повышением ее водопроницаемости, так как незамерзшая вода — вода связанная, малоподвижная, заполняющая мелкие поры и практически не участвующая в процессе фильтрации. При температуре от $-4,8$ до $-6,4^{\circ}\text{C}$ максимум водопроницаемости отмечен при степени заполнения пор влагой, равной 0,15—0,17, что равно содержанию незамерзшей воды при данной температуре. При низких температурах максимум меньше (при $T = -0,5 \dots -0,7^{\circ}\text{C}$ $K_{\text{макс}} = 0,0775$ см/с, при $T = -4,8 \dots -6,4^{\circ}\text{C}$ $K_{\text{макс}} = 0,0550$ см/с). Меньшее значение максимума при низких температурах можно объяснить небольшим увеличением льдистости и повышением вязкости воды с понижением температуры. По мере роста льдистости почвы коэффициент фильтрации воды уменьшается, приближаясь к нулю при степени заполнения пор 0,7—0,8.

Следует отметить, что коэффициент воздухопроницаемости K' мерзлой почвы в зависимости от степени заполнения пор влагой (см. рис. 1.6 а) непрерывно снижается по мере роста влажности почвы. Это говорит о том, что мелкие поры, не проницаемые для воды, проницаемы для воздуха. Меньшую проницаемость песка (рис. 1.6 б) для воды и воздуха по сравнению с почвой можно объяснить большей плотностью песка (средняя плотность песка $1,4$ г/см³, почвы $1,0$ г/см³).

Приблизительно зависимость коэффициента фильтрации воды (K) от коэффициента воздухопроницаемости мерзлой дерново-подзолистой почвы со вторым гумусовым горизонтом (K') выражается уравнением

$$K = 16,5 \cdot 10^4 e^{0,11 K'}, \quad (1.15)$$

где e — основание натуральных логарифмов.

Это уравнение справедливо для почвы при степени насыщения влагой не более 60 % общего объема пор. Как показали результаты наших исследований, суглинистая почва становится практически водонепроницаемой, если влажность ее превышает 60 % общей пористости. Рассчитанные значения коэффициента фильтрации воды в мерзлой почве, приведенные в табл. 1.5, вполне соизмеримы с коэффициентами фильтрации, полученными экспериментально на мерзлых монолитах почвы с ненарушенной структурой.

Методика исследования распределения пор по размерам в мерзлых почвогрунтах и полученные при этом результаты, приведены в п. 2.3.3.

ОСНОВЫ ФИЗИЧЕСКОГО И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ИНФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ И МИГРАЦИИ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ К ФРОНТУ ПРОМЕРЗАНИЯ

2.1. Дифференциальные уравнения переноса влаги и тепла в пористой среде

Одной из важнейших задач прогноза стока весеннего половодья является оценка потерь талых вод на инфильтрацию. Модель инфильтрации воды в мерзлые почвогрунты должна описывать этот процесс как совместное движение влаги и тепла в пористой среде. Расчетная схема инфильтрации — это частный случай уравнений влаго- и теплопереноса в мерзлом почвогрунте. Последняя может быть представлена системой дифференциальных уравнений влаго- и теплопереноса в пористой среде.

$$\left. \begin{aligned} q &= K d_v - K_v \left(\frac{\partial \psi_{v.m}}{\partial T} \right)_W \Delta T - K_v \left(\frac{\partial \psi_{v.m}}{\partial W} \right)_T \Delta W \\ q_T &= L d_v K_v - \left[\lambda + L d_v K_v \left(\frac{\partial \psi_{v.m}}{\partial T} \right)_W \right] \Delta T - \\ &\quad - L d_v K_v \left(\frac{\partial \psi_{v.m}}{\partial W} \right)_T \Delta W \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

где q и q_T — потоки влаги и тепла; K , K_v — коэффициенты фильтрации и влагопроводности мерзлой почвы; $\psi_{v.m}$ — потенциал почвенной влаги мерзлой почвы; T — температура почвы, °С; L — удельная теплота плавления льда; λ — коэффициент теплопроводности почвы; d_v — плотность воды; ΔT — градиент температуры почвы; ΔW — градиент влажности почвы.

Система уравнений (2.1) получена исходя из следующих предпосылок.

1. Перенос влаги осуществляется только в жидкой фазе под действием градиента потенциала влажности. Для процесса инфильтрации подобное допущение правомерно. Однако при расчетах промерзания почвы с учетом миграции влаги не всегда можно игнорировать парообразный перенос.

2. Процесс инфильтрации рассматривается в незасоленных почвогрунтах и осмотическое передвижение влаги не учитывается.

3. Температура льда незамерзшей воды равна температуре скелета почвы; температура инфильтрующейся воды близка к нулю.

Вопрос о физической сущности потенциала почвенной влаги в мерзлых почвогрунтах не решен окончательно. При инфильтрации воды в почву основными движущими силами являются гравитационный и капиллярный потенциалы; гравитационная и капиллярная влага замерзает при отрицательной температуре порядка сотых долей градуса, следовательно, в мерзлых почвогрунтах, как правило, менисков нет и говорить о капиллярном потенциале мерзлых почв можно лишь при поступлении воды в процессе инфильтрации воды. Капиллярный потенциал в мерзлой почве является функцией ее влажности и температуры. В начальный момент инфильтрации капиллярный потенциал определяется в основном степенью увлажнения почвы, затем по мере кристаллизации инфильтрующейся воды и оттаивания почвенного льда удельная поверхность почвы изменяется, а соответственно изменяется и потенциал почвенной влаги. Скорость просачивания воды в мерзлую почву определяется градиентом потенциала и влагопроводностью почвы. Коэффициент влагопроводности мерзлой почвы, являясь функцией температуры и влажности, существенно изменяется в процессе теплового взаимодействия инфильтрующейся воды с почвой. Кристаллизация инфильтрующейся воды в крупных порах вызывает уменьшение живого сечения и коэффициента влагопроводности. При полной закупорке водопроводящих пор капиллярная проводимость равна нулю.

При решении системы дифференциальных уравнений влаго- и теплопереноса следует учитывать изменения водно- и теплофизических характеристик, происходящие в процессе теплового взаимодействия воды с мерзлой почвой.

Различные варианты системы уравнений тепло- и влагопереноса рассматривались в ряде отечественных и зарубежных работ [68, 118, 119], реализация решений осуществлялась с помощью ЭВМ. Однако математическое моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлые почвы в практике гидрологических расчетов и прогнозов используется очень слабо, что связано не только со сложностью реализации этого решения, но и с отсутствием водно-физических параметров мерзлых почвогрунтов.

Для расчета некоторых случаев напорной инфильтрации в мерзлую почву можно применить простейшую модель [112, 52], описываемую уравнениями:

$$\delta \frac{dy}{dt} = q_0, \quad (2.2)$$

$$q_0 = \overline{K} (1 + P_K y^{-1}), \quad (2.3)$$

где δ — свободная пористость мерзлой почвы; q_0 — интенсивность инфильтрации (впитывания); $\overline{K}$ — эффективная проницае-

мость всей промоченной зоны; y — мощность промоченного слоя почвы; P_K — капиллярный потенциал мерзлой почвы.

Применение уравнений (2.2) и 2.3) предполагает обычную для такой модели схематизацию процесса. Выделяется «увлажненная» зона, в которой происходит движение воды, и сухая зона, в которой влага практически не передвигается. Эти зоны разделены фронтом промачивания, на котором действуют капиллярные силы. Для мерзлого грунта дополнительно предполагается, что на фронте промачивания происходит замерзание воды. Температура в промоченной зоне принимается равной нулю, а в сухой — начальной температуре почвы.

Для случая напорной инфильтрации в полубесконечную колонку однородного грунта, начальная влажность которого не меняется по глубине, система (2.2) — (2.3) имеет следующее аналитическое решение:

$$t = \delta P_K \bar{K}^{-1} \{K_B (q_0 - \bar{K})^{-1} - \ln [q_0 (q_0 - \bar{K})^{-1}]\}, \quad (2.4)$$

$$t = \delta P_K \bar{K}^{-1} \{y P_K^{-1} - \ln (1 + y P_K^{-1})\}, \quad (2.5)$$

$$t = \delta P_K \bar{K}^{-1} \{V P_K^{-1} \delta^{-1} - \ln (1 + V P_K^{-1} \delta^{-1})\}. \quad (2.6)$$

Аппроксимация уравнений (2.4) — (2.6) имеет вид:

$$q_0 = \bar{K} + \sqrt{K_B P_K 0,5 \delta t^{-1}}, \quad (2.7)$$

$$y = \bar{K} t \delta^{-1} + \sqrt{2 K_B P_K \delta^{-1} t}, \quad (2.8)$$

$$V = \bar{K} t + \sqrt{2 K_B P_K \delta t}. \quad (2.9)$$

В период формирования весеннего половодья почва на отдельных участках водосбора может быть в талом состоянии, в этом случае процесс инфильтрации воды в талую почву описывается дифференциальным уравнением влагопроводности:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_B \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \pm \frac{\partial K_B}{\partial z}, \quad (2.10)$$

где ψ — капиллярно-сорбционный потенциал; K_B — коэффициент влагопроводности почвы; z — глубина от поверхности; t — время.

Перед правой частью уравнения (2.10) опущен знак «минус», однако следует помнить, что движение влаги совершается в направлении, противоположном возрастанию потенциала.

Инфильтрацию воды в талые почвы в период весеннего половодья можно рассматривать как изотермический процесс. Неизотермичность процесса значительно осложняет решение задачи.

В случае однозначной зависимости потенциала почвенной влаги и коэффициента влагопроводности от влажности уравнение (2.10) можно представить в диффузионной форме:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial W}{\partial z} \right) \pm \frac{\partial K}{\partial z}, \quad (2.11)$$

где D — коэффициент диффузии, равный $K_v \frac{\partial \psi}{\partial W}$.

Коэффициент диффузии не является однозначной функцией влажности почвы, в результате уравнение (2.11) можно использовать только во время инфильтрации, а после ее окончания, когда начинается перераспределение влаги по профилю, необходимо учитывать гистерезис зависимостей потенциала почвенной влаги и коэффициента влагопроводности от влажности.

Филип и Клют в работе [26] предложили решать уравнение влагопереноса в талых почвогрунтах численным методом с применением рядов, что дает возможность вычисления глубины проникновения фронта промачивания и скорости инфильтрации для однородного по глубине почвогрунта. Коэффициенты ряда являются функциями влажности почвы и определяются методом последовательных приближений. Если продолжительность впитывания невелика, Филип предлагает ограничиться двумя первыми членами ряда. Тогда суммарный объем впитывания воды равен

$$V = St^{1/2} + At, \quad (2.12)$$

где V — суммарное количество впитавшейся воды; t — время; S и A — коэффициенты ряда, определяемые экспериментально.

Решение Филипа не дало удовлетворительного совпадения с экспериментом, оно применимо лишь к ранним стадиям впитывания. Недостатками его является ряд допущений: одинаковая исходная влажность почвы во всей толще, полная однородность почвы. К тому же это решение не учитывает гистерезис.

Модель А. И. Будаговского для расчета суммарного количества впитавшейся воды имеет вид

$$V = 1,4KH(W - W_0)t^{1/2} + 0,7Kt, \quad (2.13)$$

где W_0 — начальная влажность почвы; W — влажность почвы на момент времени t ; K — коэффициент фильтрации; H — эффективный капиллярный напор (этот параметр определяется из опыта).

Будаговский отмечает, что результаты расчета по формуле (2.13) дают хорошее совпадение с экспериментом и что эту мо-

дель можно использовать при неоднородном по глубине сложении почвогрунта.

Основным недостатком модели Будаговского является неопределенность параметра H , физическая сущность которого не ясна. По-видимому, как метод Филипа, так и метод Будаговского можно использовать для расчета инфильтрации в почвогрунтах тяжелого механического состава с малой гидравлической проводимостью. Как показали результаты полевого и лабораторного экспериментов, в легких почвах при инфильтрации воды с интенсивностью подачи, близкой к реальной интенсивности дождя, наблюдается быстрое просачивание воды вниз по крупным порам, мелкие поры при этом не заполняются. Насыщенная зона и фронт промачивания отсутствуют полностью.

Уравнения вида (2.11) можно использовать для решения задач влагопереноса только в однослойной толще почвогрунтов. В слоистых почвогрунтах и даже в однослойных при смене процессов увлажнения и иссушения предпочтение следует отдавать уравнениям вида (2.10).

Экспериментальные исследования процесса инфильтрации в слоистую толщу были выполнены рядом советских и зарубежных ученых [26, 82, 127], решение уравнения диффузии влаги для слоистого почвогрунта было выполнено Хэнксом и Боуверсом [26]. Вычисления скорости инфильтрации и профили влажности выполнялись с помощью записанного в конечных разностях уравнения диффузии для вертикального потока.

Аналитическое решение задачи расчета впитывания воды с поверхности почвы выполнено И. И. Судницыным [89]. Основой решения является метод расчета, предложенный А. Т. Морозовым [67]. Расчетная формула имеет вид

$$t = \frac{\Delta W}{K} [h - \Delta H \ln(\Delta H + h)] + C, \quad (2.14)$$

где t — время, необходимое для промачивания почвы на глубину h ; K — коэффициент фильтрации; ΔH — эффективная разность давлений влаги непромоченного и промоченного слоев; ΔW — дефицит влажности почвы, равный разности между максимальным и исходным содержанием влаги в почве в долях единицы.

Приближенные аналитические решения расчета инфильтрации в многослойные почвогрунты приведены в справочнике [52]. Однако для расчета объема и динамики инфильтрации как в однослойные, так и в многослойные почвогрунты предпочтение следует отдавать численным методам расчета. Процесс вертикальной инфильтрации вполне удовлетворительно описывается дифференциальным уравнением влагопроводности, учитывающим действие сил тяжести и капиллярных сил.

2.2. Исследование процесса промерзания почвы с учетом миграции влаги

2.2.1. Кристаллизационно-пленочный механизм миграции влаги. Исследованию процесса миграции влаги в промерзших почвогрунтах уделяется большое внимание. Однако, несмотря на ряд теоретических [25, 93] и экспериментальных [106, 114] исследований, закономерности этого сложного процесса изучены недостаточно. Теоретические исследования не доведены до практических расчетов, а экспериментальные лабораторные работы, проводившиеся на малых образцах, не могут дать полную картину процесса миграции влаги в талой, промерзающей и мерзлой зонах почвы.

В настоящей работе механизм миграции влаги к фронту промерзания рассматривается на основе последних достижений в области изучения поверхностных сил и явлений, позволяющих говорить о существовании на поверхности льда тонкой квазжидкой пленки связанной воды. Сам же миграционный поток влаги обусловлен действием диффузионного и кристаллизационно-пленочного механизмов.

Диффузионный механизм является основным в переносе прочносвязанной воды. Физическая сущность его заключается в том, что в результате самодиффузии содержание влаги в почве стремится выравняться, так как при наличии трансляционного движения молекулы воды из участков с более подвижными молекулами (область толстых пленок) переходит в участки с менее подвижными молекулами (в область тонких пленок) за счет различия в подвижности молекул в толстых и тонких пленках.

По оценкам Н. С. Иванова [25], основанным на исследованиях коэффициентов самодиффузии воды, выполненных Я. И. Френкелем [98] с учетом реальных градиентов температуры $1-2^\circ\text{C}/\text{см}$, плотность диффузионного потока воды не превышает $10^{-6}-10^{-7}$ г/(см²·ч). В реальных условиях и лабораторных опытах плотность потока значительно больше и достигает $10^{-3}-10^{-2}$ г/(см²·ч). Эти данные показывают, что диффузионный поток не может обуславливать значительное перераспределение почвенной влаги. Отсюда следует, что кристаллизационно-пленочный механизм в массообмене при промерзании почв имеет доминирующее значение.

Сущность кристаллизационно-пленочного механизма переноса воды в промерзающих почвах заключается в подтягивании ее к кристаллам льда под действием сил взаимодействия жидкой и твердой фаз, на поверхности которой непрерывно образуется пленка ориентированной воды. Наличие жидкой пленки на поверхности льда было показано как в теоретических, так и в ряде экспериментальных работ [4, 14, 41, 42].

Анализируя работы Лапласа, Пельтье, Дерягина и свои собственные исследования, Аллер [52] пришел к выводу, что

в удержании воды почвой основная роль принадлежит адсорбционному давлению, зависящему от толщины водной пленки, и капиллярному, зависящему от кривизны пленки на границе с воздухом. Поскольку роль капиллярных сил в передвижении почвенной влаги в процессе промерзания незначительна, основным изменением адсорбционного давления на поверхности кристалла льда в зависимости от его температуры.

Для почвенной влаги Б. Н. Мичурин и В. Г. Онищенко [62] теоретическим путем установили количественную зависимость давления от толщины водной пленки, адсорбированной на поверхности почвенных частиц. В основу расчета положено предположение Кутилека о том, что адсорбционное давление изменяется от одного молекулярного слоя воды к другому на одну и ту же долю давления в предшествующем слое. Полученная указанными авторами зависимость имеет вид

$$P_n = -232 \cdot 10^3 (0,36)^{n-1}, \quad (2.15)$$

где n — число молекулярных слоев в водной пленке; $232 \cdot 10^3$ — давление в монослое водной пленки, Дж/кг; 0,36 — отношение удельной поверхности к влажности для мономолекулярного слоя.

Вычисленные и измеренные значения потенциала почвенной влаги показывают их близкую сходимость при изменении толщины пленки от 1 до 13 молекулярных слоев.

Уравнение получено на основе предположения о независимости давления в молекулярной пленке от физических свойств частиц почвы, хотя, строго говоря, толщина пленки зависит от физико-химических характеристик материала, на котором развивается процесс адсорбции. Значения давления в водной пленке в зависимости от числа молекулярных слоев воды приведены в табл. 2.1.

Как было показано ранее, природа образования тонких пленок на кристаллах льда та же, что и на частицах почвы. Поэтому уравнение (2.15) применимо и для определения зависимости давления водной пленки на поверхности льда от ее толщины. При этом также можно предположить, что изменение давления происходит от одного молекулярного слоя к другому. Тогда, зная толщину пленки (h), легко определить число молекулярных слоев (n) на кристалле льда по формуле

$$n = \frac{h}{2,76 \cdot 10^{-10}}, \quad (2.16)$$

где $2,76 \cdot 10^{-8}$ — диаметр молекулы воды, см.

В работе Л. В. Чистотинова [108] было показано, что толщина водной пленки на кристалле льда равна

$$h = \sqrt[3]{\frac{2\sigma_{л.в} r^2}{d_B |\Delta\mu|}}, \quad (2.17)$$

Таблица 2.1

Давление в водной пленке на кристаллах льда при различных температуре
и межфазном поверхностном натяжении лед—вода

Температура, °C	10 мН/м			25 мН/м			50 мН/м		
	$h \cdot 10^{-8}$ см	n	$P_n \cdot 10^{-2}$ Дж/кг	$h \cdot 10^{-8}$ см	n	$P_n \cdot 10^{-2}$ Дж/кг	$h \cdot 10^{-8}$ см	n	$P_n \cdot 10^{-2}$ Дж/кг
—0,01	29,2	10,6	—0,128	39,6	14,4	—0,0027	49,9	18,1	—0,00006
—0,1	23,1	8,4	—1,19	31,4	11,4	—0,0554	39,6	14,4	—0,0027
—0,3	16,0	5,8	—16,6	21,8	7,9	—1,98	27,5	10,0	—0,242
—0,5	13,5	4,9	—42,1	18,4	6,7	—7,00	23,1	8,4	—1,19
—0,7	12,1	4,4	—71,7	16,4	6,0	—14,4	20,7	7,5	—2,96
—1,0	10,7	3,9	—119	14,0	5,3	—28,6	18,4	6,7	—7,00
—3,0	7,4	2,7	—403	10,1	3,7	—150	12,7	4,6	—56,6
—5,0	6,2	2,3	—620	8,5	3,1	—270	10,7	3,9	—119
—7,0	5,6	2,0	—795	7,6	2,8	—378	9,6	3,5	—181
—10	4,9	1,8	—1004	6,7	2,5	—519	8,5	3,1	—270
—12,0	4,7	1,7	—1120	6,3	2,3	—601	8,0	2,9	—325
—15,0	4,3	1,6	—1269	5,9	2,2	—712	7,4	2,7	—403
—20,0	3,9	1,4	—1471	5,3	2,0	—871	6,7	2,5	—519
—25,0	3,6	1,3	—1634	4,9	1,8	—1004	6,2	2,3	—621
—30,0	3,4	1,3	—1771	4,7	1,7	—1120	5,9	2,2	—712
—35,0	3,2	1,2	—1888	4,4	1,6	—1222	5,6	2,0	—795
—40,0	3,1	1,1	—1992	4,2	1,6	—1313	5,3	2,9	—871
—50,0	2,9	1,0	—2165	3,9	1,4	—1471	4,9	1,8	—1004
—60	2,7	1,0	—2308	3,7	1,4	—1604	4,7	1,7	—1120

где $\sigma_{л. в}$ — межфазное поверхностное натяжение между льдом и водой; κ — диаметр молекулы воды; d_v — плотность воды; $\Delta\mu$ — характеристика, зависящая от температуры и теплоты кристаллизации воды в спектре температур от T_0 до T ,

$$\Delta\mu = -\frac{1}{\ln \frac{T_0}{T} + 1} \int_T^{T_0} \frac{L^\infty(T) dT}{T} \quad (2.18)$$

или

$$\Delta\mu = -\frac{L_0^\infty \Delta T}{T_0}, \quad (2.19)$$

где $\Delta T = T_0 - T$; T — температура почвы; T_0 — нормальная температура кристаллизации воды; L_0^∞ — теплота кристаллизации воды при T_0 .

Зависимость теплоты кристаллизации воды от температуры имеет вид

$$L^\infty(T) = L_0^\infty + \alpha \Delta T + \beta \Delta T^2 + \gamma \Delta T^3, \quad (2.20)$$

при $L_0^\infty = 333,3$ Дж/кг; $\alpha = -2101,4$, $\beta = -6,2$; $\gamma = 0,05$. Л. В. Чистотин [108] показал, что при определении $\Delta\mu$ в диапазоне температур от нуля до -20°C можно пользоваться формулой (2.18). Расхождения в значениях $\Delta\mu$, рассчитанных по формулам (2.18) и (2.19), составляют 11 %, а в значениях $L(T)$, рассчитанных по формуле (2.20) в интервале температур от нуля до -40°C , составляют около 5 %.

Подставив выражения (2.16) и (2.17) в (2.15) и рассчитав $\Delta\mu$ в диапазоне реальных температур, получим

$$P_n = -232 \cdot 10^3 (0,36) \exp \left(\frac{\sqrt[3]{\frac{2\sigma_{л. в} \kappa^2}{d_v |\Delta\mu|}}}{2,76 \cdot 10^{-10}} - 1 \right). \quad (2.21)$$

Поверхностное натяжение на границе связанной воды со льдом в настоящее время не исследовано. Приближенную оценку этого параметра можно получить по зависимости Н. С. Иванова [25], выведенной на основании молекулярно-кинетического истолкования понятия поверхностной энергии, отнесенной к одной молекуле, как половины ее теплоты испарения или сублимации [107]:

$$\sigma_{л. в} = \sigma_{в. г} \left(1 - \frac{l_T}{r_T} \right), \quad (2.22)$$

где $\sigma_{в. г}$ — поверхностное натяжение на границе раздела вода — воздух; l_T и r_T — удельная теплота испарения и удельная теплота сублимации, отнесенные к одной молекуле.

Расчеты, выполненные по формуле (2.22), свидетельствуют, что вычисленные значения этого параметра практически совпадают с результатами экспериментальных определений. В теоре-

тической работе Хесстведа [121] показано, что поверхностная энергия раздела лед—вода приблизительно равна 30 мН/м.

В связи с тем, что для межфазного поверхностного натяжения $\sigma_{л.в}$ имеется несколько определенных значений [107], рас-

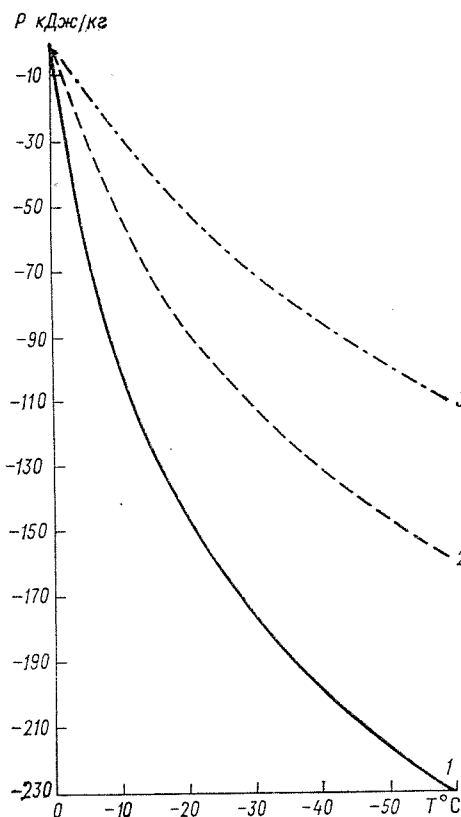


Рис. 2.1. Зависимость изменения давления P в пленке воды на поверхности кристаллов льда от температуры T при межфазном поверхностном натяжении в системе «лед—вода», соответственно равном 10 (1), 25 (2) и 50 мН/м (3).

чет давления в пленке воды на кристаллах (P_m) был выполнен для трех параметров, равных 10, 25 и 50 мН/м. Результаты расчетов (см. табл. 2.1) показывают, что в зависимости от температуры толщина пленки на кристаллах льда изменяется в значительных пределах $(2,76 \dots 50) \times 10^8$ см при изменении температуры от $-0,005$ до -60°C и $\sigma_{л.в}$, равном 10 мН/м. При межфазном поверхностном натяжении, равном 25 и 50 мН/м, и температуре $-0,005^\circ\text{C}$ толщина пленки увеличивается до $85 \cdot 10^{-8}$ см. Это соответствует тому предельному расстоянию ($100 \cdot 10^{-8}$ см), на котором адсорбционные силы сохраняют свою эффективность [107]. При понижении температуры число молекулярных слоев резко уменьшается. Если при температуре, близкой к нулю, число молекулярных слоев колеблется от 18 до 40 в зависимости от $\sigma_{л.в}$, то при температуре -5°C — всего лишь от 2 до 4. Далее с понижением температуры число моле-

кулярных слоев изменяется крайне медленно. Таким образом, наиболее значительная изменчивость толщины водной пленки наблюдается в области фазовых переходов в диапазоне температур от нуля до -5°C . Давление в пленке воды на кристаллах льда наиболее значительно изменяется в несколько иных пределах температуры: от нуля до -15°C (рис. 2.1). При этом роль межфазного поверхностного натяжения значительно возрастает. Так, при температуре -20°C и $\sigma_{л.в}$, равном 10, 25 и

50 мН/м, давление соответственно равно —147,1; —87,1 и —51,9 кДж/кг, т. е. изменяется почти в 3 раза. Из анализа полученных результатов также видно, что несмотря на такое значительное различие в давлении при одной и той же температуре, градиент давления по длине кристалла льда изменяется в крайне небольших пределах и практически мало зависит от межфазного поверхностного натяжения. Этот вывод чрезвычайно важен для практических расчетов миграции влаги.

Полагая, что адсорбционное давление является основным при удержании пленки влаги на поверхности кристалла, можно принять, что поток влаги к фронту промерзания, а также в промерзшей зоне будет пропорционален градиенту адсорбционного давления. Тогда интенсивность потока в единицу времени через единицу площади q определяется выражением

$$q = K_v \frac{P_t - P_m}{l}, \quad (2.23)$$

где K_v — коэффициент влагопроводности; P_t , P_m — давление в пленках влаги, расположенных соответственно в талой и мерзлой зонах; l — расстояние между расчетными сечениями.

Толщину пленки в талой зоне можно представить как отношение объема влаги W (в единице объема почвы) к удельной поверхности почвы s . Тогда число молекулярных слоев воды (n) на поверхности почвенной частицы определится из выражения

$$n = \frac{W}{2,76 \cdot 10^{-10}s}. \quad (2.24)$$

Давление в талой зоне при толщине пленки до 13 молекулярных слоев можно определить по уравнению

$$P_t = -232 \cdot 10^3 (0,36) \exp \left(\frac{W}{2,76 \cdot 10^{-10}s} - 1 \right). \quad (2.25)$$

При высокой влажности почвы перераспределение влаги по глубине происходит под действием градиента капиллярно-сорбционного давления, приближенная зависимость которого от удельной поверхности и толщины пленки имеет вид [63]

$$P_{к.с} \simeq \frac{\sigma s}{h}, \quad (2.26)$$

где σ — поверхностное натяжение.

Приняв $h = Ws$, получим зависимость капиллярно-сорбционного давления от влажности почвы в виде

$$P_{к.с} \simeq \frac{\sigma s^2}{W}. \quad (2.27)$$

Значительные трудности возникают при оценке коэффициента влагопроводности. Опыты показывают, что коэффициент влагопроводности при миграции почвенной влаги зависит от степени заполнения пор льдом, температуры почвы и вязкости перемещающейся влаги. В работе В. И. Квливидзе и Л. А. Ушаковой [41] дана приближенная оценка вязкости жидкоподобного слоя на поверхности снега, которая оказалась равной ~ 50 Па·с. Авторы отмечают, что полученное значение достаточно хорошо согласуется с результатами работы [124]. Следует отметить, что эта характеристика требует дальнейшего уточнения в зависимости от толщины слоя, температуры, шероховатости подложки и других факторов.

Теоретические зависимости коэффициента влагопроводности от содержания льда в почве наиболее полно представлены в работах В. Я. Кулика [52] и Ю. М. Денисова [17]. В работе авторов [32] также приведены эти зависимости, полученные экспериментальным путем.

Не останавливаясь на критическом анализе рассмотренных в работах [107, 108] результатов, отметим, что использование их для оценки интенсивности миграции влаги в талой и мерзлой зонах, вполне возможно.

Тогда, подставив полученные значения P_t , P_m , K_v в уравнение (2.23), получим интенсивность потока влаги в области действия адсорбционных сил в виде

$$q = K_v 232 \cdot 10^3 \left[(0,36) \exp \left(\frac{\sqrt[3]{\frac{2\sigma_{л.в} \chi^2}{d_b |\Delta\mu|}}}{2,76 \cdot 10^{-10}} - 1 \right) - (0,36) \exp \left(\frac{W}{2,76 \cdot 10^{-10} s} - 1 \right) \right] l^{-1}, \quad (2.28)$$

а для области действия капиллярно-сорбционных сил, используя полученную экспериментальным путем зависимость $P(W)$ в виде

$$q = K_v 232 \cdot 10^3 \left[(0,36) \exp \left(\frac{\sqrt[3]{\frac{2\sigma_{л.в} \chi^2}{d_b |\Delta\mu|}}}{2,76 \cdot 10^{-10}} - 1 \right) - P(W) \right] l^{-1}. \quad (2.29)$$

В качестве примера рассчитаем поток влаги в промерзшую зону, ограниченную изолинией температуры $-0,1^\circ\text{C}$ в тяжелосуглинистой почве с влажностью 23 % и коэффициентом влагопроводности, равным 0,0005 см/ч. Тогда, согласно уравнению (2.29), поток влаги через единицу площади сечения при $l = 10$ см составит 0,0025 см³/ч, или 18 мм/месяц, что не противоречит результатам натуральных наблюдений.

В связи со сложностью определения параметров уравнений (2.28) и (2.29) создание расчетных схем по оценке миграции влаги основывается на результатах экспериментальных исследований.

2.2.2. Физическое моделирование процесса миграции влаги.
Опыты по изучению миграции влаги к фронту промерзания про-

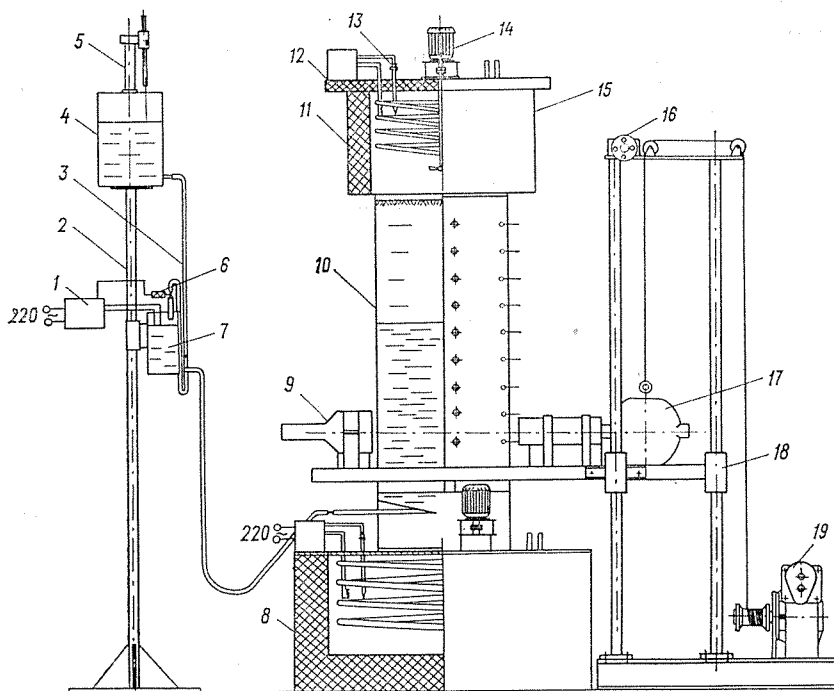


Рис. 2.2. Установка для исследования процесса миграции влаги к фронту промерзания.

изводились на разработанной нами термостабилизирующей миграционной установке, схема которой показана на рис. 2.2. Установка позволяет поддерживать заданную рабочую температуру на торцах монолита, моделировать уровень воды и обеспечивать надежную привязку координат влажности и температурного поля [106].

Собственно установка состоит из камеры 10, в которой устанавливается монолит почвы, систем, обеспечивающих стабилизацию заданных температур на верхнем и нижнем срезах монолита и регулирование уровня воды, приборов регистрации температуры и влажности по высоте монолита и расхода влаги на миграцию.

Камера для установки монолита состоит из двух полуцилиндров диаметром 51 и высотой 120 см. Полуцилиндры по высоте имеют закрывающиеся люки для отбора образцов почвы на влажность и отверстия с заглушками для установки датчиков температуры в монолите почвы. Камера устанавливается на поддон с несущей решеткой и обратным фильтром. В поддоне имеется патрубок для подачи воды в монолит. Полуцилиндр и поддон соединяются между собой болтовыми стяжками с герметизирующими резиновыми прокладками.

Камера с монолитом почвы и поддоном устанавливается между верхним (15) и нижним (8) термостатирующими устройствами. Последнее представляет собой две соосные емкости, промежуток между которыми заполнен пенопластом, а внутренняя емкость залита антифризом, охлаждение которого производится путем прокачивания по змеевику 11 хладоносителя. На верхнем торце каждого термостатирующего устройства расположены электромешалка 14, нагреватель 12, регулирующий 13 и контрольный термометры.

Во избежание потерь тепла в период производства опыта камера с монолитом почвы закрывается защитным теплоизолирующим чехлом. Контроль за потерями тепла через теплоизоляцию осуществляется тепломером.

Определение влажности почвы производится при помощи гамма-просвечивающего устройства, состоящего из источника гамма-излучения (изотоп цезия-137) 17 и сцинтилляционного блока детектирования 9 и перемещающегося вдоль монолита с помощью электропривода 18.

Электропривод представляет собой электромеханическую лебедку 19 с червячным редуктором, электромотором и системой конечных предохранительных выключателей. Управление электроприводом осуществляется с дистанционного пульта, расположенного на столе дежурного наблюдателя. Пульт снабжен также следящей системой, выполненной на основе бесконтактных сельсинов типа БД-404А 16. Это позволяет определять с высокой точностью расстояние от верхнего среза монолита почвы до горизонта просвечивания.

Коллимация пучка гамма-излучения осуществляется путем установки на выходе из источника гамма-квантов ограничивающей свинцовой диафрагмы с отверстием 5 мм. Это позволяет сузить до необходимых размеров пучок просвечивания и практически полностью ликвидировать рассеянное излучение.

Спектрометрия гамма-излучения осуществляется сцинтиллятором, содержащим монокристалл иодистого натрия, активированного таллием, который оптически соединен с фотоумножителем с помощью кремнийорганического клея ДСМК. Электрические импульсы с нагрузочного резистора анода фотоумножителя через эмиттерный повторитель передаются на вход анализатора импульсов АИ-126.

Применение анализатора импульсов позволяет выделить узкую монохроматическую область с энергией 0,661 МэВ в спектре излучения изотопа цезия-137. По ослаблению интенсивности монохроматического пучка гамма-квантов во влажном грунте определяют его влажность по формуле

$$W = W_n - \frac{\ln \frac{N}{N_0}}{x d d_{\text{в}} \mu_{\text{в}}}, \quad (2.30)$$

где W — влажность почвы на момент времени t ; W_n — начальная влажность почвы; N_0 — скорость счета гамма-квантов в воздухе; N — скорость счета гамма-квантов в почве; x — диаметр монолита почвы; d и $d_{\text{в}}$ — соответственно плотность почвы и воды; $\mu_{\text{в}}$ — массовый коэффициент ослабления излучения водой.

Из выражения (2.30) определяется влажность при условии неизменной плотности почвы, что вполне обосновано и для случая, где эти изменения незначительны.

Регулирование заданной температуры охладителя осуществляется следующим образом:

1) от рассольной камеры холодильного агрегата охлажденный рассол хлористого кальция при помощи центробежного насоса по трубопроводам подается в термостатирующие устройства, где, циркулируя по змеевикам, вызывает охлаждение антифриза;

2) температура его понижается ниже заданной на регулирующем термометре, в результате чего электрическая цепь замыкается и система автоматики включает нагреватель;

3) нагреватель подогревает жидкость до заданной температуры, а затем отключается системой автоматики;

4) охлажденный рассол вновь понижает температуру антифриза, и цикл регулирования повторяется.

Термостатирование позволяет поддерживать заданную температуру жидкости в диапазоне от $+20$ до -25°C с погрешностью не более $0,1^\circ\text{C}$.

Система регулирования уровня воды в монолите смонтирована на пустотелой металлической штанге 2, укрепленной на станине с измерительной емкостью 4 и электротастером 5, соединительного трубопровода 3, промежуточной емкости 7, соленоидного вентиля 6, блока автоматического регулирования 1 и позиционных контактных игл.

При понижении уровня воды в монолите понижается ее уровень в промежуточной емкости и замыкается электрическая цепь между позиционными иглами. Блок автоматически срабатывает и включает соленоидный вентиль, который подает воду в промежуточную емкость, откуда она поступает к монолиту и далее мигрирует к фронту промерзания. Установка уровня воды

на заданной отметке осуществляется путем перемещения промежуточной емкости по штанге. Контроль за уровнем воды в монолите производится по специальному водомерному стеклу.

Соотношение площадей поперечного сечения измерительной емкости 4 и монолита почвы подобрано так, что расход воды измеряется с погрешностью $\pm 0,01$ мм слоя.

Охлаждение хладоносителя, циркулирующего в змеевиках термостатирующих устройств, осуществляется аммиачной холодильной установкой АК-АВ-22, которая охлаждает рассол хлористого кальция до заданной температуры, и при помощи насоса подает его к распределителю. Во избежание потерь холода линии питания установки хладоносителем теплоизолированы.

Технические характеристики миграционной установки следующие:

1. Диапазон рабочих температур от -25 до $+30^{\circ}\text{C}$;
2. Погрешность термостатирования рабочей жидкости $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$;
3. Площадь поперечного сечения монолита почвы 2000 см^2 ;
4. Высота монолита 110 см ;
5. Амплитуда изменения уровня воды $0-75\text{ см}$;
6. Погрешность стабилизации уровня воды $0,5\text{ мм}$;
7. Погрешность измерения слоя воды, израсходованного на подпитку, $\pm 0,05\text{ мм}$;
8. Продолжительность работы установки 60 сут .

Исследование процесса миграции влаги к фронту промерзания требует создания условий, максимально приближенных к естественным. Опыты по исследованию этого процесса производились в трех вариантах:

- 1) при постоянном уровне воды в монолите почвы;
- 2) при понижении уровня воды, вызванном подтоком влаги к фронту промерзания;
- 3) при отсутствии в монолите почвы насыщенной зоны.

Опыты при постоянном уровне грунтовых вод выполняются в следующем порядке:

- 1) монолит почвы замораживают в холодильной камере и устанавливают на поддон миграционной установки;
- 2) предварительно проложив резиновые прокладки, монолит почвы закрывают полусекциями и скрепляют болтовыми соединениями;
- 3) почве дают возможность полностью оттаять, а затем устанавливают датчики температуры и теплопотока;
- 4) присоединяют подпитывающее устройство и медленно в течение $5-6\text{ сут}$ производят подпитку монолита почвы, вытесняя при этом воздух из внутрипорового пространства, до появления слоя воды на верхнем срезе;
- 5) в течение $4-6\text{ сут}$ производят сброс воды до заданного уровня, в результате равновесная кривая капиллярной влаги приобретает свое естественное состояние;

6) устанавливают контактные иглы водорегулирующего устройства на заданном горизонте воды и включают систему автоматического слежения за уровнем;

7) закрывают камеру с монолитом почвы теплоизолирующим чехлом;

8) в верхнем и нижнем термостатирующих устройствах устанавливают заданную температуру антифриза;

9) через каждые 3 ч определяют температуру монолита, поток тепла и количество воды, израсходованной на подпитку в процессе опыта;

10) в заданное время, в соответствии с требованием программы опыта, определяют влажность почвы через каждые 10 см по высоте монолита.

Опыты по изучению миграции влаги при свободном понижении уровня воды в монолите, обусловленного подтоком влаги к фронту промерзания, производятся в той же последовательности, но при отключенном водорегулирующем устройстве. Наблюдения за понижением уровня воды в монолите почвы производятся по водомерному стеклу. Зная падение уровня воды за определенный промежуток времени и коэффициент водоотдачи исследуемой почвы, легко определить количество влаги, мигрирующей к фронту промерзания

$$h = 10 (H_2 - H_1) \xi, \quad (2.31)$$

где h — слой воды, мигрирующей к фронту промерзания, мм; H_1 и H_2 — соответственно конечный и начальный уровни воды, см; ξ — коэффициент водоотдачи почвы.

При изучении миграции влаги, обусловленной понижением уровня воды, вызванного подтоком влаги к фронту промерзания, исходная глубина стояния уровня воды в монолите задается на любой высоте от поверхности монолита по требованию экспериментатора.

Моделирование процесса миграции влаги может осуществляться как на реальных почвах, так и на модельных средах. В качестве модельной среды использовали мелкозернистый песок. Все опыты, результаты которых приведены в настоящей работе, производились на модельной среде.

При производстве опыта № 3 за первые 4 ч температура на верхней границе монолита изменилась от 3,6°C до нуля, а затем ее понижение производилось отдельными ступенями, на 5—6°C через 160—190 ч. В конце опыта температура на верхнем срезе монолита составила —15°C. Распределение температуры по глубине монолита и во времени показано на рис. 2.3, из которого видно, что температурная волна распространяется с некоторой сдвижкой во времени от верхних к нижним горизонтам. Характерной особенностью этого эксперимента является потенциально неограниченный подток влаги к фронту промерзания от уровня грунтовых вод, т. е. в течение всего опыта уровень

грунтовой воды поддерживался автоматически на заданной отметке.

Результаты опыта показывают, что миграция влаги начинается спустя некоторое время после понижения температуры на

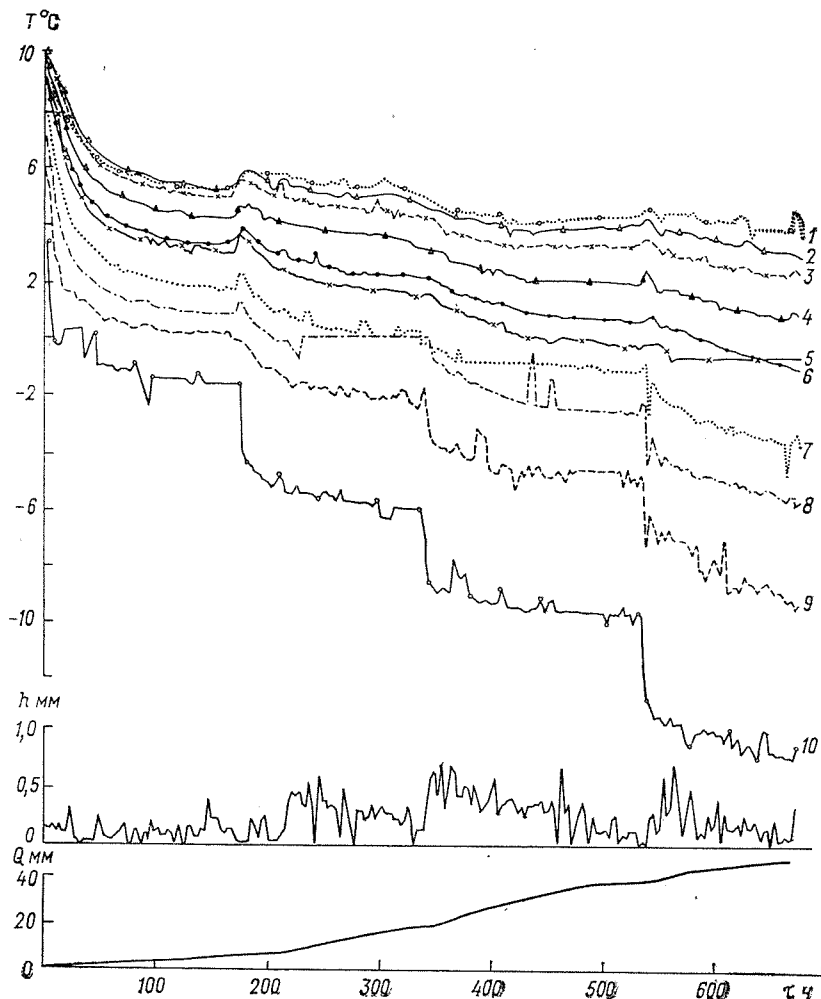


Рис. 2.3. Изменение во времени температуры почвы T , интенсивности подпитки h и суммарного расхода влаги на миграцию Q в опыте № 3.

1—10 — изменение температуры почвы соответственно на глубине 90, 80, 70, 60, 50, 40, 30, 20, 10 см и на поверхности.

верхнем срезе монолита. При влажности почвы до 4 % это время равно 3—4 ч, при влажности около 14 % — 10—13 ч, при 16—18 % — 7—8 ч. Максимум интенсивности миграционного потока не совпадает с началом резкого понижения температуры,

а наступает спустя 15—30 ч после понижения температуры при влажности среды 16—18 % и 50 ч при влажности менее 14 %. После наступления максимума интенсивность миграционного потока плавно уменьшается и, по-видимому, при стабилизации фронта промерзания прекращается полностью. Это можно объяснить уменьшением количества подвижной влаги, а также значительным уменьшением эффективной площади влагопроводящих пор с ростом кристаллов льда. По-видимому, по этой причине нет достаточно четкой зависимости интенсивности миграции от градиента температуры в таломерзлой зоне. Однако характерно, что в начальный период интенсивность миграции

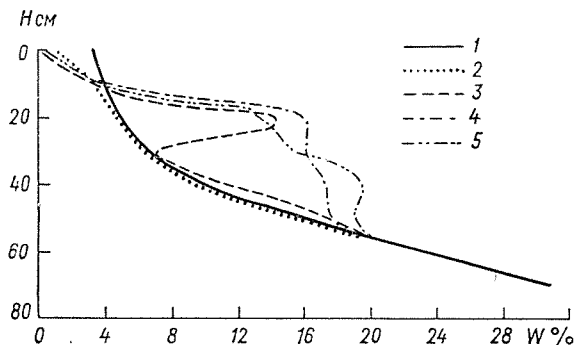


Рис. 2.4. Изменение влажности почвы в процессе миграции влаги к фронту промерзания в опыте № 3.

1 — кривая равновесной влажности; 2, 3, 4, 5 — профили влажности соответственно спустя 171, 333, 526 и 666 ч от начала опыта.

с увеличением градиента температуры возрастает, а в дальнейшем уменьшается по вышеупомянутой причине.

Граница промерзания остается неподвижной до тех пор, пока в нижних слоях имеется влага, температура кристаллизации которой равна температуре почвы в зоне промерзания или выше ее. Скорость промерзания при этом будет определяться в основном количеством кристаллизующейся влаги и скоростью эвакуации тепла из зоны промерзания.

Изменение профиля влажности модельной среды при миграции приведено на рис. 2.4. Исходный профиль влажности характеризуется равновесной кривой 1, последующий, спустя 171 ч от начала опыта, изменяется только в самой верхней части. Уменьшение влажности почвы при этом происходит под влиянием внутрипочвенного испарения, которое наблюдается во всем почвенном профиле. Вследствие этого влажность почвы во всех слоях выше уровня грунтовых вод равномерно понижается на 0,1—0,3 %.

Профиль влажности, полученный спустя 333 ч от начала опыта, характеризуется прежде всего накоплением влаги

несколько выше фронта промерзания. По мере продвижения нулевой изотермы в слои, более насыщенные водой, мигрирующая влага заполняет значительную часть свободных пор. Это хорошо отражено на последующих профилях влажности (525 и 666 ч от начала миграции). Последний профиль имеет несколько пониженную влажность на глубине 20 см по сравнению с предыдущим, так как часть влаги в мерзлой зоне испарилась.

Оценка внутрипочвенного испарения путем простейшего воднобалансового расчета показывает, что спустя 186 ч от начала опыта испарилось 14,0 мм влаги (табл. 2.2). Из них было израсходовано на подпитку 5,15 мм. В этом случае миграция влаги осуществлялась только в парообразной форме. По-видимому, это возможно в случае, если имеется влага только в манжетах пор, т. е. при влажности до 4 %. С появлением сплошных пленок в пористом пространстве миграция влаги происходит как в парообразной, так и в жидкой форме. Общее количество мигрирующей влаги значительно возрастает, а доля парообразной влаги уменьшается. Так, спустя 336 ч от начала опыта, когда на границе промерзания влажность была более 4 %, миграция влаги возросла до 20,2 мм. В этот период на подпитку было израсходовано 15,4 мм. Общий баланс влаги в почвенных профилях показывает, что за период опыта запас влаги увеличился на 35,5 мм, а всего на миграцию в той или иной форме израсходовано 51,6 мм. В парообразной форме через почвенную толщу

Таблица 2.2

Послойное изменение запаса влаги при миграции в опыте № 3, мм

Глубина слоя от поверхности монолита, см	Интервал времени, ч				
	0—168	168—336	336—528	528—666	0—666
0—10	—2,26	—0,26	0,37	—0,09	—2,24
10—20	—0,44	7,80	1,68	—2,00	7,04
20—30	—0,03	7,92	8,55	—2,53	13,9
30—40	—0,29	2,53	11,2	1,21	14,6
40—50	—0,61	2,45	4,23	3,12	9,19
50—60	—0,43	—0,11	0,86	0,82	1,14
60—70	—4,80	—0,11	—2,12	—1,12	—8,15
Суммарный слой мигрирующей влаги, по высоте монолита, мм	—8,86	20,2	24,7	—0,59	35,50
Слой мигрирующей влаги по показаниям подпитывающей установки, мм	5,15	15,4	21,4	9,65	51,6
Внутрипочвенное испарение, мм	14,0	—4,82	—3,28	10,2	16,2

транзитом в атмосферу ушло 16,2 мм, что составляет 31,3 % мигрирующей влаги.

Расчет внутрипочвенного испарения теплофизическим методом [10, 28] показывает, что оно (около 10 мм) меньше полученного воднобалансовым методом. Это объясняется тем, что в теплофизическом расчете не оценена влага, испарившаяся в мерзлой зоне. Поскольку оценка ее имеет сейчас принципиальные трудности, то сам теплофизический метод расчета применительно к мерзлой зоне требует дальнейшего усовершенствования.

Во второй серии опытов рассматривался процесс миграции при свободном понижении уровня грунтовых вод. В опыте № 4 в течение первых 102 ч температура на поверхности монолита уменьшалась от 6,2°C до нуля. Дальнейшее изменение температуры носило ступенчатый характер с понижением на 3—4°C за каждые 100 ч. Особенностью данного опыта является изменение уровня грунтовых вод во времени (рис. 2.5, кривая 1). Опыт проводили в закрытой системе, без подпитки влаги извне. Миграция началась сразу же при понижении температуры ниже нуля. Понижение уровня происходило плавно по мере промерзания монолита до тех пор, пока нулевая изотерма не опустилась ниже горизонта с влажностью 14—16 %. При этой влажности начал интенсивно развиваться так называемый «поршневой» эффект [110]. Его действие основано на том, что при замерзании вода увеличивает свой объем в твердой фазе примерно на 9 %. Вследствие этого вода отжимается и уровень грунтовых вод резко поднимается. Эта влага имеет определенный запас тепла, что приводит к уменьшению скорости промерзания и кратковременному оттаиванию на 1—2 см.

В связи с этим своеобразно изменяется и профиль влажности почвы. Если начальный профиль достаточно хорошо описан равновесной кривой, то в профиле, снятом после миграции, наибольшая влажность наблюдается в верхних слоях почвы. Влага при миграции относительно равномерно заполняет свободные поры. Это объясняется тем, что, с одной стороны, механические силы, возникающие при промерзании почвы в условиях полной или капиллярной влагоемкости, отжимают часть влаги в свободные поры, с другой стороны, в результате увеличения объема пор капилляры становятся источником разрежения, что приводит к возникновению притока влаги и заполнению свободных объемов.

Действие «поршневого» эффекта наступает в том случае, если приращение объема льда (ΔV) больше свободной пористости (n), т. е.

$$\Delta V \geq n \quad \text{или} \quad \frac{\Delta V}{n} \geq 1. \quad (2.32)$$

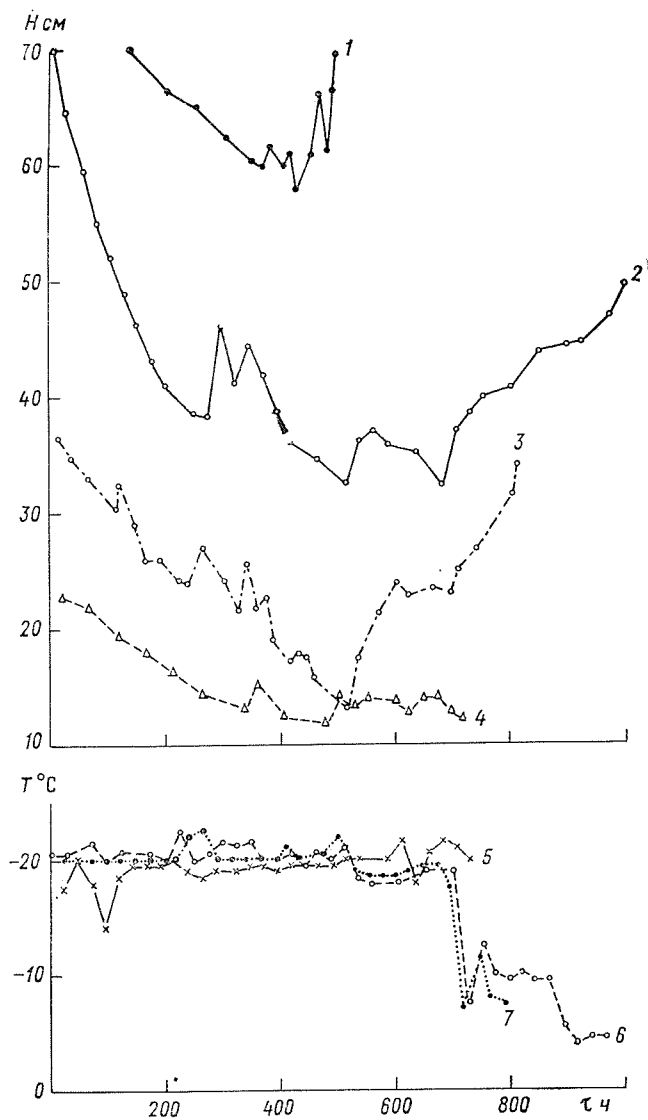


Рис. 2.5. Изменение уровня воды H и температуры поверхности T во времени в опытах 4 (1), 5 (3, 7), 6 (2, 6) и 8 (4, 5).

Так как приращение объема замерзшей воды в элементарной поре радиуса R при глубине промерзания z равно

$$\Delta V = 2\pi z (R - R_1), \quad (2.33)$$

где R_1 — радиус эквивалентного цилиндрического пространства поры, свободного от воды; k — коэффициент объемного расширения воды при ее переходе из жидкой фазы в твердую, а объем свободной от воды поры

$$n = 2\pi R_1 z, \quad (2.34)$$

то условие (2.32) можно записать следующим образом:

$$2\pi z (R - R_1) k \geq 2\pi R_1 z \quad (2.35)$$

или

$$\frac{(R - R_1) k}{R_1} \geq 1. \quad (2.36)$$

Это выражение справедливо для крупнозернистых почв и грунтов, в которых содержание незамерзшей воды при отрицательных температурах незначительно.

Следует отметить, что увеличение плотности льда с понижением температуры в расчетах не учитывается, так как коэффициент объемного расширения льда составляет $165 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ в интервале температур от нуля до -20°C .

Увеличение объема пор при промерзании мелкодисперсной среды, в которой содержание незамерзшей влаги значительно, равно

$$\Delta V = (W - W_{\text{нз}}) k z + W_{\text{нз}} k z = z [(W - W_{\text{нз}}) k + W_{\text{нз}} k_1], \quad (2.37)$$

где W — общее влагосодержание воды при температуре выше нуля; $W_{\text{нз}}$ — содержание незамерзшей влаги при температуре ниже нуля; k_1 — коэффициент объемного расширения незамерзшей влаги.

Так как льдистость почвы

$$i = W - W_{\text{нз}}, \quad (2.38)$$

то уравнение (2.32) принимает вид

$$\frac{ik + W_{\text{нз}} k_1}{W} \geq 1. \quad (2.39)$$

Таким образом, если при промерзании почвы на какой-либо глубине почвенного профиля удовлетворяется условие (2.39), то, начиная с этой глубины, будет проявляться механизм «поршневого» эффекта переноса влаги. В случае открытой системы действие вышеупомянутого эффекта не наблюдается, если вытесняемая влага при этом дренируется тем или иным водоприемником.

Следующая серия опытов производилась без регулирования уровня грунтовых вод. При этом динамика уровня определяется только расходом влаги на миграцию. Рассмотрим более детально результаты опыта № 2. При производстве его температура на верхней границе монолита изменялась от 11°C до нуля. Далее в течение 370 ч она поддерживалась постоянной в узком интервале температур: от -9 до -10°C . Изменение температуры по глубине монолита характеризовалось значительным уменьшением в начале опыта и относительно медленным к концу.

В начале опыта уровень воды был на отметке 70 см, а затем в процессе миграции понизился до 86 см. Падение уровня грунтовых вод в течение первых 14 сут происходило равномерно со скоростью 0,8 см/сут. Затем скорость падения уровня незначительно уменьшилась: до 0,6 см/сут. По-видимому, это можно объяснить тем, что увеличилось расстояние до уровня грунтовых вод, а граница таломерзлой зоны, которая образовалась в районе 35—40 см от поверхности монолита, осталась без движения. Кроме того, уменьшение потока влаги от уровня грунтовых вод связано с уменьшением свободной пористости в зоне промерзания. Слой мигрирующей влаги равен 27 мм. В конце опыта в течение 4 ч была повышена температура от $-10,3$ до $-0,57^{\circ}\text{C}$, и сразу же началась водоотдача при отрицательных температурах, которая продолжалась по мере таяния льда в монолите и при последующих положительных температурах. Водоотдача при отрицательных температурах связана с фазовыми переходами почвенной влаги.

Динамика влажности почвы по профилю четко выражена и характеризуется равновесной кривой влажности в начале и значительно деформированным профилем в конце опыта. Характерной особенностью конечного профиля является резкое увеличение влажности несколько выше границы раздела талой и мерзлой зоны. Нижняя часть профиля практически полностью повторяет равновесную кривую влажности. Наименьшая влажность в талой зоне наблюдается ниже фронта промерзания.

Анализ профилей влажности этой же серии опытов, например опыта № 5, показывает, что изменение влажности при миграции на первых этапах происходит практически одинаково. Во всех случаях в верхней части профиля наблюдается уменьшение влажности, вызванное внутрипочвенным испарением. Далее профиль влажности почвы формируется под влиянием двух процессов: миграции влаги и водоотдачи из почвы. Прежде всего в процессе водоотдачи формируется равновесный (или близкий к нему) профиль влажности ниже границы промерзания. Точка перелома в профиле влажности на границе талой и мерзлой зон определяется температурой замерзания поровой влаги при данной влажности почвы. При последующей стадии миграции влага заполняет все свободные поры. Как показывают результаты опыта № 5, пленочно-кристаллизационный механизм миграции

уступает место действию «поршневого» эффекта и вакуумно-компрессионного механизма. Смена действия этих механизмов определяется уравнением (2.39). Тогда нижняя часть профиля влажности может перестраиваться под влиянием этого механизма переноса. В опыте № 5 подъем уровня грунтовых вод значительно увеличил запас влаги в почвенном профиле. Несколько меньше это заметно в опыте № 8. Преобладающее влияние вакуумно-компрессионного механизма переноса наблюдается в том случае, если граница мерзлого слоя находится ниже зоны полной влагоемкости. При смыкании границы промерзания с уровнем грунтовых вод резко усиливается действие «поршневого» эффекта. Показательно, что в опыте № 6 при исходном уровне, расположенном ближе к поверхности монолита, чем в опытах № 5 и № 8, действие вышеупомянутых механизмов не наблюдалось, так как скорость опускания уровня грунтовых вод под влиянием миграции была значительной, а интенсивность промерзания не обеспечила опускания нулевой изотермы в зону с высокой влажностью.

Следует также отметить, что эффект «поршневого» механизма переноса влаги при миграции четко выражен, если верхние горизонты почвы сложены крупнодисперсными фракциями с малой капиллярной влагоемкостью. В этом случае при промерзании почвы наблюдается значительное выжимание влаги из верхних слоев и переход ее в нижние слои, которые увеличивают свою влажность.

В случае если уровень грунтовых вод залегает глубоко, процесс перераспределения влаги по профилю происходит в основном за счет сработки запасов почвенной влаги ниже фронта промерзания. Причем все последовательно снятые профили отличаются своей формой от профиля равновесной кривой только в области влагонакопления. На глубине относительноной стабилизации фронта промерзания (60 см от верхнего среза монолита) наблюдается интенсивное накопление влаги: от 4,6 до 11,3 %. Несомненно, что приращение влаги лимитировано влажностью почвы, так как в опыте № 3 при той же влажности на глубине 20 см и близком времени промораживания, влажность при миграции достигла 14,3 %. Выше зоны накопления влаги профиль влажности практически не имел существенных изменений. В этом слое интенсивно происходило внутрипочвенное испарение, в результате которого влажность понизилась до 1 %.

Температурные условия этого опыта характеризуются медленным понижением температуры. Спустя 134 ч от начала опыта температура на поверхности монолита достигла -10°C , к концу опыта -12°C . В условиях неполного насыщения модельной среды влагой (до 5 % на глубине 50 см) монолит интенсивно промерзал до 40—45 см, после чего скорость промерзания замедлялась и к концу опыта мощность промерзшего слоя была равна 60 см.

Характерной особенностью всех опытов является исключительно высокая потеря влаги в верхнем горизонте почвы, вызванная внутрипочвенным испарением и возгонкой льда. Так, в опытах № 2 и 3 влажность верхних горизонтов понизилась практически до 1%. Такие потери влаги происходят в слое 5—10 см. Развитие этого процесса происходит весьма интенсивно, и в первые 100—150 ч промораживания монолита верхний горизонт практически полностью теряет влагу, которая уходит в атмосферу. Если этот поток перекрыть путем установки на поверхности монолита паронепроницаемого экрана, то потери значительно уменьшатся, что и наблюдалось в опытах № 5, 6 и 8.

Все описанные выше опыты были выполнены на однослойной модельной среде. Значительно сложнее процесс миграции развивается при наличии многослойной среды, которую можно представить в виде двух и более слоев песка различных фракций. В наших опытах это достигалось путем моделирования одного слоя фракциями 0,06—0,1 мм, другого — фракциями 0,25—0,32 мм. Опыты производили на малой миграционной установке, в которой модельную среду помещали в специальную кассету, представляющую собой набор латунных цилиндров высотой 5 мм и диаметром 42 мм, установленных друг на друга и скрепленных между собой при помощи фаски и углубления в смежных цилиндрах. Общая высота кассеты не превосходила 10—12 см.

Внутри каждого цилиндрика через отверстие устанавливали термопару для измерения температуры песка. Для каждого опыта брали два однородных образца: рабочий и контрольный. Рабочий образец промораживали, а в контрольном определяли послойное содержание влаги до начала опыта. Кассету с образцом почвы теплоизолировали поролоном, а затем устанавливали вертикально между двумя термостатами с заданной температурой и промораживали. По окончании опыта кассету разбирали и определяли послойное содержание влаги.

В первой серии опытов верхние слои грунта сложены фракциями 0,25—0,32 мм, нижние — 0,06—0,1 мм. Исходный профиль влажности приведен в табл. 2.3. После 48 ч промораживания влага перераспределилась. Из результатов опыта хорошо видно, что верхняя часть профиля до глубины 4 см потеряла часть влаги. На глубинах от 4 до 7 см произошло значительное накопление влаги, а далее на профиле также отмечается потеря влаги за счет миграции ее к фронту промерзания. Очевидно, что в процессе перераспределения влаги действовали два механизма переноса.

Во второй серии опытов, результаты одного из которых приведены в табл. 2.3, верхние горизонты модельной среды были сложены фракциями 0,06—0,1 мм, нижние — 0,25—0,32 мм. После 48 ч промораживания в температурных условиях, соот-

Таблица 2.3

**Изменение профилей влажности двухслойной модельной среды
при миграции влаги, %**

Расстояние от поверхности об- разца, см	Первая серия опытов		Вторая серия опытов	
	начало опыта	конец опыта	начало опыта	конец опыта
0,4	2,8	2,0	1,8	2,1
1,2	2,8	2,0	1,8	2,1
1,8	2,6	2,1	1,8	2,6
3,2	2,2	2,1	1,5	3,0
3,8	1,1	1,6	3,3	2,2
4,6	1,1	1,6	3,4	2,2
5,8	1,1	1,4	2,3	2,0
6,7				2,1
7,3	1,2	1,3	2,0	2,0
9,3	1,2	1,3	1,2	2,0

ветствующих первой серии опытов, был получен иной конечный профиль влажности. Здесь наблюдался явный приток влаги в верхние горизонты почвы, сложенные мелкозернистой фракцией, и обезвоживание нижних с крупнозернистой фракцией.

Следует также отметить, что в первой серии опытов передвижению влаги в нижние горизонты способствовала всасывающая способность мелкозернистой фракции, чего не наблюдалось во второй серии. Это обстоятельство усилило эффект миграции влаги.

Были также поставлены опыты по определению количества мигрирующей влаги к фронту промерзания в зависимости от среднего диаметра частиц отдельных фракций. Продолжительность всех опытов и температурные условия каждого из них были одинаковы. Анализ полученных результатов (табл. 2.4) показывает, что количество мигрирующей влаги уменьшается с увеличением среднего диаметра частиц и при размере частиц 1,2—1,3 мм интенсивность миграционного потока приближается к нулю.

Таблица 2.4

Зависимость количества мигрирующей влаги от среднего диаметра частиц

Средний диаметр частиц, мм	0,18	0,28	0,41	0,57	0,70	0,82
Слой мигрирующей влаги, мм	9,8	8,0	7,1	6,5	4,5	3,0

2.3. Экспериментальные исследования водно-физических свойств почв

Как уже говорилось выше, для реализации математических моделей влагопереноса необходимо знать силы, вызывающие передвижение почвенной влаги и проводимость пористой среды.

Подвижность почвенной влаги в изотермическом режиме определяется водно-физическими свойствами почв, и прежде всего энергетическим состоянием содержащейся в почве воды, характеризующимся давлением или потенциалом почвенной влаги. Главной движущей силой потока влаги является градиент потенциала. Учение о потенциале почвенной влаги является основой решения математических моделей влагопереноса.

Еще в 1907 г. Букингом (по аналогии с описанием потока тепла и электричества) предложил уравнение для описания движения воды в почве

$$Q = K_v \frac{d\psi_v}{dz}, \quad (2.40)$$

где Q — поток воды при изотермическом движении в вертикальном направлении вдоль оси z ; K_v — коэффициент влагопроводности почвы; ψ_v — потенциал почвенной влаги. По абсолютной величине потенциал равен давлению почвенной влаги. Соотношение потенциала и давления имеет вид.

$$\psi_v = \frac{1}{d_v} P,$$

где P — давление; d_v — плотность воды, равная 1 г/см^3 .

Одной из основных задач изучения водного режима почв является определение параметров уравнения влагопереноса: потенциала почвенной влаги и влагопроводности, точнее, установление зависимостей потенциала почвенной влаги и коэффициента влагопроводности почв от их влажности, так как по мере изменения влажности почвы энергетическое состояние почвенной влаги, а также ее проводимость изменяются. При полном насыщении почвы потенциал почвенной влаги равен нулю, а коэффициент влагопроводности — коэффициенту фильтрации.

Передвижение воды в почве, полностью насыщенной, описывается законом Дарси.

Скорость капиллярного потока почвенной влаги рассчитывается по формуле Пуазейля—Козени

$$v = \frac{d_v g I c}{\mu \delta} \frac{r^2}{4}, \quad (2.41)$$

где v — средняя скорость движения воды в поре; μ — вязкость воды; g — ускорение свободного падения; I — пьезометрический градиент; c — постоянная, зависящая от формы пор; δ — коэффициент удлинения пути фильтрации при обтекании почвенных частиц; r — радиус поры.

Для расчета потока влаги по формуле (2.41) необходимы данные о распределении пор по размерам или зависимости потенциала почвенной влаги от влажности. Проводимость пленочной влаги зависит от толщины пленки, однако закономерности ее передвижения недостаточно исследованы. В литературе встре-

чаются высказывания о том, что вязкость пленочной влаги существенно превосходит коэффициент вязкости свободной и капиллярной влаги

$$q = - \frac{d_B h^2}{3\mu} \frac{d\psi_B}{dz}, \quad (2.42)$$

где q — поток пленочной влаги, h — толщина пленки.

В почвах, влажность которых ниже максимальной гигроскопичности, влага передвигается в основном в форме пара. Передвижение влаги в парообразной фазе описывается законом диффузии Фика.

При моделировании влагопереноса в слое почвы, где наблюдается суточный ход температуры, следует учитывать термоперенос влаги. Под влиянием градиента температуры влага может передвигаться как в жидкой, так и в парообразной фазе. Механизм термопереноса влаги определяется влажностью почвы. Неизотермичность процесса влагопереноса осложняет модель, поэтому весьма важно решение вопроса о выборе модели при расчетах внутрипочвенного влагообмена. В работе [16] рассмотрены условия, при которых необходимо учитывать неизотермичность, сформулированы критерии, показывающие необходимость применения неизотермической модели влагопереноса, установлены количественные соотношения между этими критериями и физическими свойствами почвы. Влияние термопереноса следует учитывать при низкой влажности почвы и значительных градиентах температуры.

В связи со сложностью механизма взаимодействия воды со скелетом почвы определение потенциала почвенной влаги теоретическим путем невозможно. Зависимости потенциала почвенной влаги от влажности устанавливают с помощью эксперимента.

Для расчета потока влаги в мерзлой почве необходимо решить систему уравнений тепло- и влагопереноса. Основная трудность в решении этой проблемы — отсутствие водно-физических параметров мерзлых почвогрунтов. Для решения уравнений влагопереноса в мерзлых почвах необходимо знать потенциал почвенной влаги и коэффициенты теплопроводности при разной влажности и льдистости почвы. Однако теоретическим путем определить эти параметры невозможно, методы экспериментального определения практически не разработаны. Для решения уравнений переноса тепла необходимы данные о коэффициентах теплопроводности, объемной теплоемкости и фазовом составе воды в мерзлых почвах.

2.3.1. Экспериментальное определение теплофизических характеристик талых и мерзлых почв. Общую теорию теплопроводности создал Фурье. Однако существующие теоретические схемы теплопроводности разработаны для сплошных твердых тел и ни одна не может в полной мере объяснить механизм

теплопередачи в почве. В результате теплопроводность почв вынуждены определять экспериментальным путем.

Основными теплофизическими характеристиками почв являются: теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность. Удельную теплоемкость почв можно принимать по справочникам, а аддитивную объемную следует подсчитывать как сумму составляющих ее компонентов, эффективная объемная теплоемкость рассчитывается с учетом теплоты фазовых переходов [28].

Считается, что тепловые свойства минеральных почв в талом состоянии изучены достаточно полно. Для различных почвогрунтов установлены зависимости тепло- и температуропроводности от основных факторов, их определяющих, — влажности, плотности, пористости, температуры.

Рядом исследователей [53] получены графические зависимости и номограммы, по которым, зная влажность и плотность почв, можно определить их теплофизические характеристики.

Н. С. Иванов [25] зависимость теплопроводности дисперсного материала от влажности предлагает определять расчетным путем. Расчетная формула при этом имеет вид

$$\lambda_t = \lambda_{ск} \frac{\gamma_{ск}}{d} + \lambda_v \frac{\gamma_v}{d_v}, \quad (2.43)$$

где λ_t , $\lambda_{ск}$, λ_v — коэффициенты теплопроводности влажной почвы, органоминерального скелета и воды; $\gamma_{ск}$, γ_v — плотность органоминерального скелета и воды в долях объема; d , d_v — плотность органоминерального скелета и воды. При расчете по формуле (2.43) значения коэффициентов теплопроводности скелета почвогрунта и воды можно получить из справочников. Однако эту формулу можно использовать для приближенных расчетов, так как в минеральных и органических почвогрунтах зависимости теплопроводности от влажности, как правило, нелинейные, исключение составляют лишь среднedisперсные почвогрунты. Надежные зависимости коэффициента теплопроводности разных по генезису и механическому составу почв могут быть получены экспериментальным путем.

Несмотря на многочисленные экспериментальные исследования тепловых свойств почв приводимые в литературе данные не всегда можно использовать в расчетах, так как разные экспериментальные методы дают несравнимые результаты. К тому же многие авторы не приводят полной характеристики почв.

Теплопроводность талых и мерзлых почв была определена авторами настоящей работы в лабораторных условиях методом регулярного режима Г. М. Кондратьева [43]. Этот метод широко известен, поэтому не будем останавливаться на его описании. Определения были выполнены для основных типов почв бассейнов рек Дона, Вятки и Тосны [7, 28]. При этом были установлены зависимости теплофизических характеристик от

основных факторов: влажности, плотности, дисперсности и температуры. Содержание органического вещества в почве оказывает влияние на ее тепловые свойства: снижает коэффициент теплопроводности и повышает объемную теплоемкость; влияние этого фактора также учитывалось.

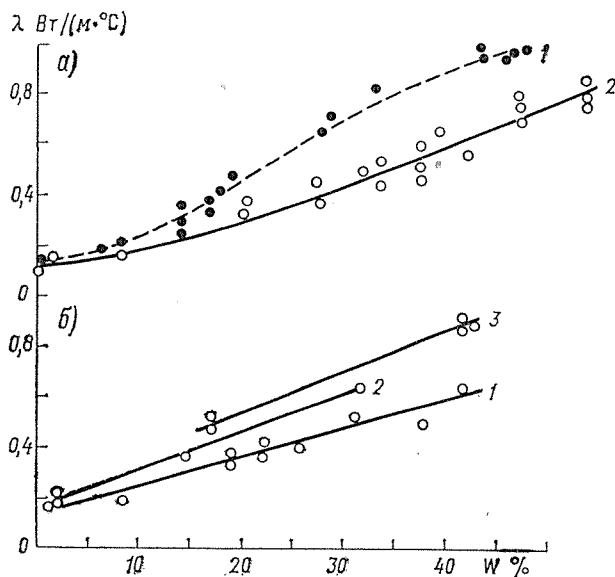


Рис. 2.6. Зависимость теплопроводности талых почв от объемной влажности и плотности.

а — типичный чернозем, Нижнедевицк (1) и выщелоченный чернозем, Архангельское (2);
б — обыкновенный чернозем, Бутурлиновка: 1) 0,9—1,0 г/см³, 2) 1,1 г/см³, 3) 1,2—1,3 г/см³.

Коэффициент теплопроводности типичного чернозема (рис. 2.6, кривая 1) при малом увлажнении слабо растет с повышением влажности, при влажности 7—40 % наблюдается интенсивный рост λ , при высокой степени насыщения (большей 40 % объемной влажности) интенсивность роста λ замедляется.

Зависимость $\lambda = f(W)$ для обыкновенного бутурлиновского чернозема линейна (см. рис. 2.6). Разный характер зависимостей $\lambda = f(W)$ для типичного и обыкновенного чернозема и большие значения коэффициента теплопроводности типичного чернозема при одном и том же значении влажности обусловлены некоторым различием в механическом составе этих почв: содержание песчаной фракции в типичном черноземе больше по сравнению с обыкновенным. Зависимость теплопроводности от влажности для обыкновенных черноземов в разных районах бассейна р. Дона и на различных элементах рельефа общая. Зависимость

коэффициента теплопроводности обыкновенных черноземов от влажности и плотности аппроксимируется уравнением

$$\lambda_T = 0,144e^{0,041W} + 0,012W \Delta d + 0,39\Delta d, \quad (2.44)$$

где λ_T — коэффициент теплопроводности, Вт/(м·°С); d — плотность почвы, г/см³; Δd — отклонение плотности почвы от 1,0 г/см³.

Зависимость теплопроводности для мерзлого обыкновенного чернозема от влажности и плотности аппроксимируется уравнением

$$\lambda_M = 0,25e^{0,035W} + 0,023W \Delta d + 0,35\Delta d. \quad (2.45)$$

В черноземных почвах характер зависимости $\lambda = f(W)$ не изменяется с глубиной, а в подзолистых эти зависимости дифференцированы по почвенному профилю, что обусловлено различием в механическом и агрегатном составе генетических почвенных горизонтов. В почвах любого типа характер зависимости $\lambda = f(W)$ определяется прежде всего степенью дисперсности почвы: в крупнодисперсных рост коэффициента теплопроводности интенсивен при малых значениях влажности, в мелкодисперсных — при высокой влажности, в среднедисперсных почвогрунтах эта зависимость линейна. При равных значениях влажности и плотности крупнодисперсные почвы характеризуются более высокими значениями коэффициента теплопроводности по сравнению с мелкодисперсными.

Коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы определяются экспериментальным путем, а промерзающей рассчитываются по формуле Н. С. Иванова [25]

$$\lambda_{\text{пром}}(T) = \lambda_T + (\lambda_M - \lambda_T) \left(1 - \frac{W_{\text{нз}}}{W_0}\right), \quad (2.46)$$

где $\lambda_{\text{пром}}$ — теплопроводность промерзающей почвы; λ_T , λ_M — то же талой и мерзлой; $W_{\text{нз}}$ — содержание незамерзшей воды; W_0 — общее влагосодержание. λ_M следует взять при температуре —15 и —20°С, когда фазовые превращения в почвах практически прекращаются.

Расчетные номограммы для определения теплофизических характеристик разных по генезису и механическому составу почв можно найти в ряде работ [7, 28, 74, 82].

2.3.2. Фазовый состав воды в мерзлых почвогрунтах. В процессе промерзания почвы не вся вода кристаллизуется при 0°С. В дисперсных средах при температуре, близкой к нулю, замерзает свободная вода, а связанная — при более низкой. С изменением фазового состава почвенной влаги меняются водные, тепловые и механические свойства почвы. Исследование процессов промерзания и оттаивания почвогрунтов, миграции влаги к фронту промерзания, инфильтрации воды в мерзлые почвогрунты не может быть успешным без учета фазового состава

почвенной влаги при отрицательной температуре. Содержание незамерзшей воды в почвогрунте определяется следующими факторами: 1) температурой; 2) степенью дисперсности и минералогическим составом почвогрунта, емкостью поглощения и составом обменных катионов; 3) количеством и составом растворенных в воде веществ. От влажности почвы содержание незамерзшей воды практически не зависит.

Принцип равновесного состояния незамерзшей воды и льда в мерзлых почвах сформулирован Н. А. Цытовичем [103]. В настоящее время накоплен значительный экспериментальный материал по фазовому составу воды в мерзлых почвогрунтах. Первая попытка теоретического обоснования зависимости содержания незамерзшей воды от температуры $W_{\text{нз}} = f(T)$ была предпринята Н. С. Ивановым [25], предложившим формулу вида

$$W_{\text{нз}} = W_0 + A_W \left[\frac{1}{(1 + a_W \Delta T + b_W \Delta T^2)^2} - 1 \right], \quad (2.47)$$

где $W_{\text{нз}}$ — содержание незамерзшей воды при температуре T ; W_0 — начальное содержание воды при температуре начала заморозания; A_W , a_W , b_W — параметры, определяемые свойствами среды.

Использование зависимости (2.47) для вычисления содержания незамерзшей воды нецелесообразно, так как параметры этой зависимости определяются экспериментально, данные о температуре начала заморозания почв разного механического состава ограничены. Кроме того, решение Н. С. Иванова основано на рассмотрении почвы как простейшей статистической системы с сугубо схематичной конфигурацией водных пленок. Это уравнение выведено при упрощенных термодинамических предположениях. На основании вышесказанного предпочтение следует отдавать экспериментальным определениям фазового состава воды в мерзлых почвах.

В гидрофизической лаборатории ГГИ экспериментальные определения фазового состава воды в мерзлых почвах калориметрическим методом были выполнены для бассейна рек Дона, Вятки и Тосны (около 40 почвенных разрезов). Для почв разных по генезису и механическому составу установлены зависимости содержания незамерзшей воды от температуры [28, 31].

В связи с тем что определение содержания незамерзшей воды экспериментальным путем весьма трудоемко и требует специального оборудования, авторы настоящей работы попытались обобщить экспериментальные зависимости $W_{\text{нз}} = f(T)$ по механическому составу и генетическим признакам почв. Обобщенные значения $W_{\text{нз}}$ приведены в табл. 2.5. В подзолистых и дерново-подзолистых почвах зависимости $W_{\text{нз}} = f(T)$ дифферен-

Таблица 2.5

Содержание незамерзшей воды в почвенных горизонтах разного механического состава почв Черноземной и Нечерноземной зон

Механический состав	Плотность, г/см ³	W _{нз} в долях массы сухой почвы при температуре, °C								
		0	-1	-2	-3	-5	-7	-10	-15	-20

I. Дерново-подзолистые почвы Нечерноземной зоны

Перегнойно-аккумулятивные горизонты (A₀, A₁)

0,15—0,18	0,935	0,790	0,690	0,585	0,510	0,445	0,436	0,430	0,423
0,35—0,40	0,322	0,262	0,232	0,215	0,215	0,200	0,190	0,190	0,188
0,60—0,80	0,217	0,190	0,171	0,159	0,147	0,140	0,132	0,124	0,116
1,10—1,30	0,146	0,129	0,115	0,106	0,103	0,101	0,099	0,095	0,092

Пахотный горизонт (A_{пах})

Песок	1,28—1,43	0,520	0,036	0,031	0,030	0,030	0,030	0,029	0,029	0,029
Легкий и средний суглинок	1,22—1,42	0,112	0,098	0,088	0,083	0,078	0,076	0,072	0,068	0,064
Тяжелый суглинок	1,23—1,50	0,148	0,128	0,111	0,110	0,107	0,104	0,100	0,094	0,087

Подзолистый горизонт (A₂)

Песок	1,14—1,28	0,500	0,037	0,027	0,027	0,027	0,026	0,026	0,026	0,025
Супесь	1,18—1,38	0,082	0,064	0,052	0,051	0,050	0,050	0,049	0,049	0,048
Легкий и средний суглинок	1,16—1,47	0,101	0,080	0,070	0,066	0,064	0,063	0,059	0,055	0,049

Механический состав	Плотность, г/см ³	W _{нз} в долях массы сухой почвы при температуре, °C								
		0	-1	-2	-3	-5	-7	-10	-15	-20

Иллювиальный горизонт (B)

Песок	1,38—1,55	0,380	0,041	0,031	0,028	0,026	0,026	0,025	0,025	0,024
Супесь	1,35—1,43	—	0,064	0,054	0,051	0,050	0,048	0,048	0,047	0,044
Легкий и средний суглинок	1,30—1,62	0,141	0,123	0,111	0,105	0,101	0,098	0,096	0,092	0,088
Тяжелый суглинок	1,30—1,57	0,186	0,167	0,154	0,149	0,144	0,138	0,132	0,123	0,114

II. Почвы бассейна р. Дон (чернозем)

Гумусовый горизонт (A)

Легкий, средний, тяжелый суглинок	1,00—1,18	0,268	0,202	0,189	0,181	0,173	0,170	0,165	0,158	0,154
-----------------------------------	-----------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Горизонт B

Легкий и средний суглинок	1,39—1,50	0,188	0,144	0,133	0,128	0,123	0,119	0,115	0,108	0,103
Тяжелый суглинок и глина	1,15—1,40	0,233	0,180	0,162	0,158	0,154	0,151	0,148	0,144	0,139

цированы по генетическим горизонтам (рис. 2.7), что связано с изменением механического и агрегатного состава по глубине.

Как показывает рис. 2.7, наибольшее количество незамерзшей воды в лесных почвах содержится в горизонтах A_0 и A_1 , что связано со значительным содержанием органического вещества в них. Наименьшим содержанием незамерзшей воды характери-

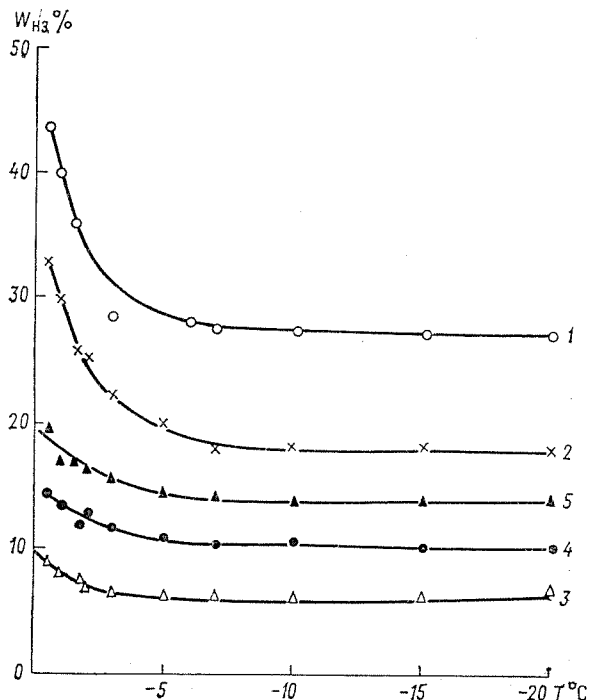


Рис. 2.7. Зависимость содержания незамерзшей воды (в процентах массы сухого вещества) в мерзлой суглинистой почве от температуры, дифференцированная по генетическим горизонтам.

1) 0—7 см, A_0 ; 2) 7—17 см, A_1 ; 3) 17—27 см, A_2 ; 4) 27—47 см, A_2/B_1 ; 5) 47—77 см, B_1 .

зуется подзолистый горизонт A_2 , в горизонте B незамерзшей воды больше, чем в горизонте A_2 .

В подзолистых и дерново-подзолистых полевых почвах наибольшее содержание незамерзшей воды характерно для иллювиального горизонта B .

Как уже говорилось выше, содержание незамерзшей воды в почве и интенсивность фазовых превращений в значительной мере зависят от ее механического состава (рис. 2.8). В песчаных почвах фазовые превращения интенсивны при температуре от нуля до $-1,5^\circ\text{C}$, при температуре ниже $-2,0^\circ\text{C}$ содержание незамерзшей воды в них практически не меняется и составляет

2—3 %. В суглинистых почвах фазовые превращения воды интенсивны при температуре от нуля до $-5,0^{\circ}\text{C}$, в области затухающих превращений содержание незамерзшей воды составляет 10—15 %.

Зависимости $W_{\text{нз}} = f(T)$ для черноземов слабо дифференцированы по профилю. Несколько большим содержанием незамерзшей воды характеризуется горизонт А, что связано со значительным содержанием гумуса и внесением минеральных удобрений. Указанные факторы сглаживают разницу в механическом составе — в горизонте А для легких, средних и тяжелых суглинков получена единая зависимость $W_{\text{нз}} = f(T)$.

Результаты определений показали, что при сходных типе и механическом составе почв зависимость $W_{\text{нз}} = f(T)$ единая для разных элементов рельефа как в лесной, так и в лесостепной зоне.

Для разных типов почв была произведена оценка пространственной изменчивости количества незамерзшей воды и плотности почвы d по типам и генетическим горизонтам. Полученные значения C_v свидетельствуют о незначительной изменчивости $W_{\text{нз}}$ и d по территории и о возможности использования обобщенных зависимостей. Следует отметить, что для подзолистых и дерново-подзолистых почв бассейнов рек Вятки и Тосны при сходстве механического состава зависимости $W_{\text{нз}} = f(T)$ практически совпадают. Так, C_v содержания незамерзшей воды в генетических горизонтах почв данного механического состава изменяется от 0,11 до 0,26, а C_v плотности почвы — от 0,02 до 0,087. От обобщенных зависимостей могут быть некоторые отклонения, например в пахотном горизонте полевых почв при значительном внесении минеральных удобрений.

Сравнение зависимостей $W_{\text{нз}} = f(T)$ для почв, разных по генезису, но сходных по механическому составу, показывает, что наибольшее различие характерно для верхних слоев. Так,

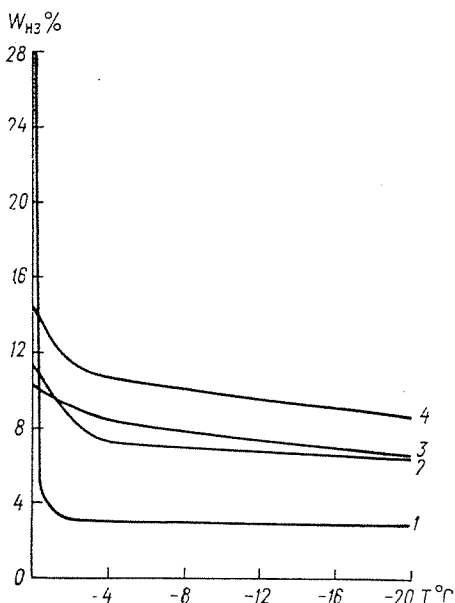


Рис. 2.8. Зависимость содержания незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$) от температуры в пахотном горизонте подзолистой почвы.

1 — песок, 2 — супесь и легкий суглинок, 3 — средний суглинок, 4 — тяжелый суглинок.

в пахотном горизонте черноземов незамерзшей воды содержится больше, чем в подзолистых почвах, что можно объяснить значительно большей емкостью поглощенных оснований в черноземах (в 5—7 раз выше, чем в подзолах). В горизонте *В* черноземных и подзолистых почв различие в значениях $W_{\text{нз}}$ при сходном механическом составе незначительно.

В связи с трудностью экспериментального определения содержания незамерзшей воды в мерзлой почве целесообразно установить зависимости от водно-физических констант, определяемых на сети агрометстанций. По А. М. Глобусу [15], содержание незамерзшей воды при 0°C близко к молекулярной влагоемкости почвы, а при $-5,0^\circ\text{C}$ — к полуторной максимальной гигроскопичности. Результаты наших определений показали, что при температуре $-5,0^\circ\text{C}$ количество незамерзшей воды в почве близко по величине к влажности завядания $BЗ$. Зависимость $W_{\text{нз}(-5)} = f(BЗ)$ аппроксимируется уравнением

$$W_{\text{нз}(-5)} = 0,94BЗ + 0,017, \quad (2.48)$$

где $W_{\text{нз}(-5)}$ и $BЗ$ в долях массы сухой почвы. Коэффициент корреляции зависимости (2.48) составляет 0,85.

Для приближенных расчетов можно использовать связи $W_{\text{нз}}$ с наименьшей влагоемкостью почвы $НВ$. При температуре, равной $-1,0^\circ\text{C}$, зависимость $W_{\text{нз}(-1)} = f(НВ)$ аппроксимируется уравнением

$$W_{\text{нз}(-1)} = 1,07НВ - 10,3, \quad (2.49)$$

а при $T \approx 0^\circ\text{C}$ — уравнением

$$W_{\text{нз}(0)} = 1,04НВ - 6,0, \quad (2.50)$$

где $W_{\text{нз}}$ и $НВ$ в процентах массы сухой почвы.

Коэффициент корреляции зависимости (2.49) составляет 0,95; $\sigma_r = \pm 0,024$.

Поскольку содержание незамерзшей воды зависит прежде всего от механического состава почвы, установлена связь количества незамерзшей воды (при температуре $-5,0^\circ\text{C}$) с содержанием илистых частиц. Эта зависимость имеет вид

$$W_{\text{нз}(-5)} = 0,475a + 1,17, \quad (2.51)$$

где a — процентное содержание илистых частиц.

Связь тесная, коэффициент корреляции составляет 0,97. По физическим свойствам незамерзшая вода мерзлой почвы практически не отличается от связанной воды талых почв. Однако в последние годы установлено, что количество незамерзшей воды в мерзлых почвах несколько выше содержания связанной воды в талых [4, 6, 41]; это обусловлено наличием пленки вод не только на поверхности частиц породы, но и на поверхности льда. Площадь поверхности кристаллов льда и толщина пленки воды на них неизвестны, и в настоящее время

нет возможности уточнить калориметрические измерения содержания незамерзшей воды, разделив ее на пленки, связанные с поверхностью породы и льда. Экспериментальные исследования А. А. Ананяна [4, 6] дают некоторое представление об объеме содержании незамерзшей воды на кристаллах льда. По его данным, в суглинках при влажности 13,5—25 % на кристаллах льда пленка жидкости не образуется; при влажности 45 и 62 % она, по-видимому, существует, так как количество незамерзшей воды больше, чем в слабо увлажненных почвах, на 1,5—2,0 %. Пленка жидкой воды на кристаллах льда, по-видимому, существует при температуре от нуля до -20°C , с дальнейшим ее понижением вода на поверхности льда кристаллизуется.

Н. С. Иванов, Л. В. Чистотинов и А. А. Мандаров в работе [24] предложили метод определения количества незамерзшей воды в тонкодисперсных горных породах по температуре замерзания и оттаивания почвогрунтов. Этот метод не нашел широкого применения, так как определение температуры замерзания или оттаивания почвогрунтов требует постановки специального эксперимента. Температура замерзания почвогрунтов — важнейшая теплофизическая характеристика, зависящая от механического состава и влажности.

При промерзании почвы наблюдается тенденция длительного переохлажденного состояния почвенной влаги в результате ориентирующего взаимодействия молекул воды с активными центрами поверхности почвы. При высокой влажности почва промерзает довольно быстро, так как свободная вода кристаллизуется при температуре, близкой к нулю, в связанной воде устойчивых центров кристаллизации затруднен. При низкой влажности почвенная влага остается в незамерзшем состоянии (так называемая сухая мерзлота).

Длительное переохлажденное состояние в почве наблюдается при слабом промораживании (температура охлаждения больше $-2,0^{\circ}\text{C}$). При интенсивном охлаждении почвы (-3 , -5°C) длительное переохлаждение почвенной влаги возможно лишь при малой влажности (ниже влажности завядания).

На основе опытов Ананяна [3] установлена зависимость времени замерзания суглинков (температура охлаждения $-2,0^{\circ}\text{C}$) от влажности:

$$\tau = 381 \cdot 10^5 W^{-4,6}, \quad (2.52)$$

где τ — время, сут; W — влажность почвы в процентах массы сухого вещества.

Экспериментальные исследования, проведенные авторами, позволили установить зависимость температуры замерзания (T_z) от влажности для суглинков, супесей и песков. Промораживание почв производилось при температуре $-5,0^{\circ}\text{C}$. По-видимому, эту зависимость можно использовать для иных условий проморажи-

вания почвы, так как температура замерзания почвы зависит прежде всего от ее влажности и механического состава. Экспериментальные зависимости температуры замерзания почвы от влажности $T_3=f(W)$ показаны на рис. 2.9. Для супесчаной почвы ($d=1,2 \text{ г/см}^3$) зависимость $T_3=f(W)$ имеет вид

$$T_3 = 11,4e^{-0,2W}. \quad (2.53)$$

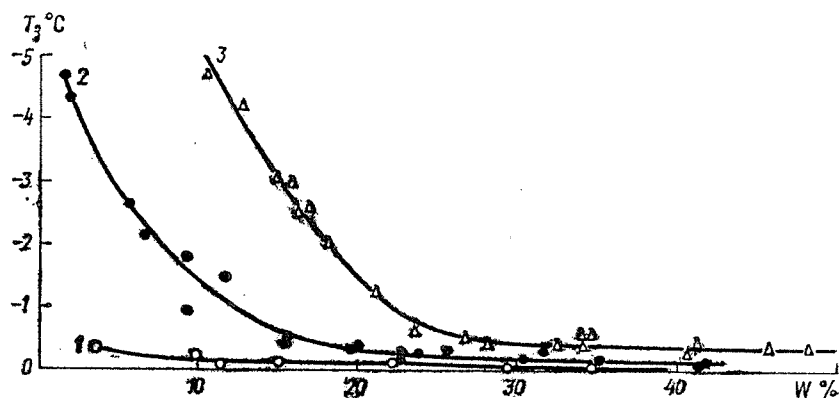


Рис. 2.9. Зависимость температуры замерзания почвы T_3 от влажности.
1 — песок, 2 — супесь, 3 — тяжелый суглинок.

Эта зависимость справедлива при малой влажности почвы (до 20 %). При большей влажности зависимость $T_3=f(W)$ супесчаной почвы аппроксимируется уравнением

$$T_3 = 0,89e^{-0,05W}. \quad (2.54)$$

Зависимость $T_3=f(W)$ тяжелосуглинистой почвы ($d=1,4 \text{ г/см}^3$) аппроксимируется уравнением

$$T_3 = 21,1e^{-0,13W}. \quad (2.55)$$

В песках (диаметр фракции 0,1—0,25 мм, $d=1,7 \text{ г/см}^3$) $T_3=f(W)$ имеет вид

$$T_3 = 0,33 - 0,11W. \quad (2.56)$$

Здесь и выше T_3 — температура замерзания, °C; W — объемная влажность почвы, %.

2.3.3. Энергетическое состояние влаги в талых и мерзлых почвогрунтах. В связи со сложностью механизма взаимодействия воды с твердой фазой почвы ни один из существующих методов не позволяет определить значения потенциала почвенной влаги во всем диапазоне изменения влажности.

При высокой влажности почвы потенциал почвенной влаги измеряют с помощью капилляриметров (до $\psi_b=15 \text{ Дж/кг}$) и

тензиометров (до $\psi_b = 60 \dots 80$ Дж/кг). Указанные методы дают значение потенциала в диапазоне влажности от полной до наименьшей влагоемкости. При влажности почвы от НВ до ВЗ потенциал почвенной влаги измеряют с помощью мембранного пресса или криоскопическим методом. При влажности почвы меньше ВЗ определение потенциала почвенной влаги производится психометрическим или гигроскопическим методом.

На капилляриметре непосредственно из опыта получают значение капиллярного потенциала. Распределение пор по размерам вычисляют по формуле Жюрена, а коэффициент влагопроводности почвы рассчитывают методом частных фильтрационных расходов.

Опыты на капилляриметрах проводили на образцах почвы ненарушенной структуры. В связи с тем что на капилляриметре ГР-37 объем пор с радиусом больше 0,015 см определяется недостаточно точно, коэффициент фильтрации рассчитывается по формуле Козени [57] по данным о механическом составе почв:

$$K = 458 \frac{n^3}{(1-n)^2} d_{эф}^2, \quad (2.57)$$

где n — пористость почвы; $d_{эф}$ — эффективный диаметр частиц, см; 458 — коэффициент пропорциональности при температуре, равной нулю.

Расчет по формуле (2.57) дает удовлетворительные результаты для бесструктурных почв; в хорошо оструктуренных почвах фактический коэффициент фильтрации на порядок и даже два выше расчетного. Поэтому для структурных почв коэффициент фильтрации определяли экспериментальным путем на больших монолитах. Следует заметить, что с помощью капилляриметра можно определить водно-физические характеристики почвы только в процессе иссушения (водоотдачи).

Если известно значение коэффициента фильтрации почвы, то коэффициент влагопроводности можно вычислить по формуле Аверьянова—Будаговского [12]:

$$K_v(W) = K \left(\frac{W - B_3}{W_n - B_3} \right)^4, \quad (2.58)$$

где W — исходная влажность почвы; W_n — влажность почвы при полном насыщении; B_3 — влажность завядания.

Расчет по формуле (2.58) может дать удовлетворительные результаты лишь при высоких значениях влажности почвы, превышающих наименьшую влагоемкость НВ.

Определение водно-физических характеристик почвы с помощью тензиометров производили на образцах почвы значительного объема (диаметр 70 мм, высота 100 мм). Этот метод позволяет определить из опыта значения потенциала влаги и коэффициента влагопроводности почвы, а также дает возможность учесть гистерезис, пригоден как для стадии иссушения, так и

для стадии насыщения. Тензиометрическим методом были определены водно-физические характеристики почвы как нарушенной, так и ненарушенной структуры, исследовано влияние плотности почвы на потенциал почвенной влаги и влагопроводность почвы.

Определение потенциала почвенной влаги методом мембранного пресса было выполнено для дерново-подзолистых среднесуглинистых, тяжелосуглинистых и супесчаных почв в интервале потенциалов 390—1500 Дж/кг (от наименьшей влагоемкости до влажности завядания). Опыты проводили на образцах почвы ненарушенной структуры.

Коэффициент влагопроводности почвы при этом рассчитывали по формуле Глобуса [15]. Основой расчета является уравнение Пуазейля

$$q = -\frac{\pi R^4}{8\eta} \frac{d\psi_{\text{в}}}{dx} = \frac{K_{\text{ср}}}{\eta} \frac{d\psi_{\text{в}}}{dx}, \quad (2.59)$$

где q — поток влаги; $K_{\text{ср}} = \pi R^4/8$ — внутренняя проницаемость; η — вязкость; R — радиус поры; $\frac{d\psi_{\text{в}}}{dx}$ — градиент потенциала.

Выразив радиус пор, согласно формуле Жюрена, через величину, обратную капиллярному давлению, расчет коэффициента влагопроводности можно произвести аналогично методу частных фильтрационных расходов [80]. При этом для расчета $K_{\text{в}}$ вместо кривой распределения пор по размерам используется зависимость $\psi_{\text{в}} = f(W)$ [15].

Кроме перечисленных выше методов, потенциал почвенной влаги был определен криоскопическим методом на образцах почвы ненарушенной структуры. Этот метод можно использовать в диапазоне влажности от ПВ до ВЗ. При влажности, меньшей ВЗ, измерять потенциал этим методом нет смысла, так как почвенная влага не кристаллизуется и температурный скачок не наблюдается.

Криоскопический метод основан на учете понижения температуры замерзания с повышением потенциала почвенной влаги (абсолютное значение). Температуру замерзания почвенной влаги измеряют с помощью термомпары, а потенциал почвенной влаги рассчитывают по формуле

$$\psi_{\text{в}} = -\frac{d_{\text{в}}L}{T} (T_0 - T_{\text{з}}), \quad (2.60)$$

где $\psi_{\text{в}}$ — потенциал почвенной влаги; $d_{\text{в}}$ — плотность воды; L — удельная теплота замерзания влаги; T — абсолютная температура, при которой замораживают почву; T_0 , $T_{\text{з}}$ — температура замерзания свободной и почвенной влаги.

Расчеты коэффициентов влагопроводности на основе зависимостей $\psi_{\text{в}} = f(W)$ были выполнены для суглинистых и супесча-

ных почв бассейнов рек Дона и Вятки. Сравнение расчетных значений коэффициентов влагопроводности с результатами экспериментальных определений показало довольно близкое совпадение расчетных данных с экспериментальными (капилляриметры, тензиометры).

Результаты определения потенциалов почвенной влаги и влагопроводности почв приведены в табл. 2.6.

В бассейне р. Дона водно-физические свойства черноземов практически не изменяются с глубиной (слой 0—100 см), а значит, для всего почвенного профиля можно использовать единую зависимость $\psi_v = f(W)$. Экспериментальные исследования И. И. Судницина [89] подтверждают это положение.

В отличие от черноземов водно-физические характеристики подзолистых почв существенно изменяются с глубиной, соответственно для каждого генетического почвенного горизонта будут характерны разные зависимости $\psi_v = f(W)$, $K_v = f(W)$ и $K_v = f(\psi_v)$.

При экспериментальном определении и расчетах коэффициента влагопроводности почвы необходимо строго фиксировать ее температуру, что связано с существенной зависимостью вязкости воды от температуры.

Влияние температуры на потенциал почвенной влаги невелико, и при практических расчетах температурным коэффициентом потенциала влаги можно пренебречь.

С изменением влажности почвы коэффициент влагопроводности подвержен большей изменчивости по сравнению с потенциалом влажности. Так, например, в обыкновенных среднесуглинистых черноземах с изменением объемной влажности от 32,5 до 12,5 % потенциал почвенной влаги изменяется на три порядка, а коэффициент влагопроводности — на шесть порядков. В супесчаных почвах с изменением влажности от 47,5 до 2,5 % потенциал влажности изменяется на три порядка, а коэффициент влагопроводности — на семь порядков.

При равном потенциале почвенной влаги коэффициент влагопроводности легких почв меньше коэффициента влагопроводности тяжелых. Этот факт был отмечен Гарднером в работе [116]. Коэффициент фильтрации, наоборот, в легких почвах выше, чем в тяжелых. Кроме механического состава, влагопроводность почвы зависит от ее структуры.

Результаты определений авторов, а также данные И. И. Судницина [89, 90] позволяют сделать вывод, что в диапазоне высоких потенциалов (менее 100 Дж/кг) коэффициент влагопроводности в структурных почвах ниже, чем в бесструктурных. При низких потенциалах, наоборот, коэффициент влагопроводности меньше в бесструктурных почвах (см. табл. 2.6). Например, темно-серая тяжелосуглинистая почва характеризуется лучшей оструктуренностью по сравнению с дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвой и при высокой влажности коэффи-

Тип почвы	Потенциал почвенной					
	0		5		10	
	$W_{06} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$	$W_{06} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$	$W_{06} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$
Дерново-подзолистая супесчаная 0—10 см, $d=1,26 \text{ г/см}^3$	52,3	$\frac{2,73}{1,53}$	47,3	$\frac{2,14}{1,25}$	42,0	$\frac{0,625}{0,366}$
5—15 см, $d=1,5 \text{ г/см}^3$	42,8		40,0	$\frac{1,86}{1,09}$	37,9	$\frac{1,44}{0,845}$
Темно-серая тяжелосуглинистая 0—30 см, $d=1,2 \text{ г/см}^3$	54,2		41,7	$\frac{0,559}{0,313}$	38,9	$\frac{0,22}{0,123}$
Дерново-подзолистая среднесуглинистая 0—10 см, $d=1,15 \text{ г/см}^3$	54,7		36,6	$\frac{8,55}{4,79}$	33,9	$\frac{2,2}{1,23}$
10—20 см, $d=1,4 \text{ г/см}^3$	51,5		38,9	$\frac{2,66}{1,49}$	36,6	$\frac{1,14}{0,64}$
Дерново-подзолистая глееватая тяжелосуглинистая 50—80 см, $d=1,4 \text{ г/см}^3$	47,0		36,9	$\frac{2,46}{1,38}$	35,4	$\frac{0,59}{0,351}$
Чернозем обыкновенный среднесуглинистый 0—50 см, $d=1,15 \text{ г/см}^3$	45,0		33,8	$\frac{4,09}{2,29}$	30,7	$\frac{1,22}{0,684}$

Примечание. В числителе приведено значение коэффициента влаго-

проводности в ней меньше, чем в слабоструктурной почве.

Потенциал почвенной влаги также зависит от оструктуренности почвы и ее плотности, однако влияние плотности на потенциал почвенной влаги не столь существенно. Бокс и Тэйлор [15] исследовали влияние средней плотности почвы на потенциал влаги в пылеватом суглинке в диапазоне от нуля до 100 Дж/кг. В этом диапазоне увеличение плотности на $0,1 \text{ г/см}^3$ вызывало

Таблица 2.6

характеристики почв

таги, Дж/кг

15		20		50		100		1000	
$W_{об} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$	$W_{об} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$	$W_{об} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$	$W_{об} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$	$W_{об} \%$	$K_B \cdot 10^3 \text{ см/с}$
36,0	$\frac{0,304}{0,178}$	27,5	$\frac{0,184}{0,108}$	6,0	$\frac{0,0362}{0,0212}$	5,2	$\frac{0,0113}{0,0066}$	3,0	$\frac{0,000205}{0,00012}$
31,2	$\frac{0,785}{0,460}$	27,2	$\frac{0,512}{0,30}$	11,5	$\frac{0,128}{0,075}$	10,0	$\frac{0,444}{0,026}$	3,9	$\frac{0,00133}{0,00078}$
37,2	$\frac{0,128}{0,072}$	36,2	$\frac{0,0875}{0,049}$	22,1	$\frac{0,0257}{0,0144}$	20,2	$\frac{0,00985}{0,00552}$	14,0	$\frac{0,000451}{0,000253}$
32,2	$\frac{0,97}{0,544}$	30,9	$\frac{0,552}{0,309}$	25,0	$\frac{0,090}{0,0505}$	21,1	$\frac{0,0225}{0,0126}$	13,2	$\frac{0,00023}{0,000129}$
34,1	$\frac{0,57}{0,32}$	32,8	$\frac{0,36}{0,202}$	28,4	$\frac{0,077}{0,0432}$	24,3	$\frac{0,024}{0,0135}$	18,0	$\frac{0,00051}{0,000284}$
34,8	$\frac{0,255}{0,143}$	34,4	$\frac{0,139}{0,078}$	31,2	$\frac{0,0215}{0,0121}$	28,6	$\frac{0,0051}{0,00286}$	19,8	$\frac{0,00004}{0,000024}$
28,9	$\frac{0,52}{0,292}$	28,0	$\frac{0,30}{0,168}$	26,4	$\frac{0,0445}{0,025}$	25,3	$\frac{0,0105}{0,00589}$	21,0	$\frac{0,0001}{0,000056}$

проводности при температуре 20 °С, а в знаменателе — при 0 °С.

при постоянной влажности увеличение потенциала почвенной влаги примерно на 2 Дж/кг.

Исследование влияния плотности на потенциал почвенной влаги, проведенное авторами в том же диапазоне потенциалов, показало, что при одном и том же значении объемной влажности это влияние тем значительнее, чем меньше влажность почвы.

Приращение потенциала почвенной влаги при увеличении средней плотности на $0,1 \text{ г/см}^3$ можно вычислить по формулам: для дерново-подзолистой супесчаной почвы

$$\Delta\psi_b = 22,1 - 0,68W; \quad (2.61)$$

для дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы ($d = 1,2 \dots 1,6 \text{ г/см}^3$)

$$\Delta\psi_b = 53,2 - 1,46W, \quad (2.62)$$

где $\Delta\psi_b$ — приращение потенциала почвенной влаги, Дж/кг; W — объемная влажность, %.

По сравнению с потенциалом влаги коэффициент влагопроводности при уплотнении почвы подвержен значительно большей изменчивости. Оценивая влияние плотности почвы на ее влагопроводность, нужно четко представлять, о какой категории почвенной влаги идет речь. По-видимому, влагопроводность пленочной влаги незначительно возрастет с увеличением плотности почвы. Наибольшее влияние уплотнение почвы оказывает на подвижность свободной и капиллярной влаги. С увеличением плотности почвы коэффициент фильтрации уменьшается: K супесчаной почвы при плотности $1,26 \text{ г/см}^3$ в 3 раза выше, чем при плотности $1,5 \text{ г/см}^3$. Влагопроводность при уплотнении почвы повышается. Так, K_b дерново-подзолистой супесчаной почвы с увеличением плотности от $1,26$ до $1,5 \text{ г/см}^3$ увеличивается в 4 раза (при объемной влажности 35 %). Это связано с тем, что при неполном насыщении почвы влага в крупных порах находится в пленочном состоянии, в мелких — в капиллярном. Уменьшение размера крупных пор при уплотнении почвы вызывает переход пленочной влаги в капиллярную, что способствует увеличению коэффициента влагопроводности. Эта закономерность проявляется до определенного предела плотности почвы: $1,4\text{—}1,5 \text{ г/см}^3$; влагопроводность плотных почв ($1,7\text{—}2,0 \text{ г/см}^3$) мало меняется с изменением плотности.

Приращение влагопроводности дерново-подзолистой супесчаной почвы за счет уплотнения на $0,1 \text{ г/см}^3$ можно подсчитать с помощью уравнения

$$\Delta K_b = 1,15 \cdot 10^{-5} e^{0,0818W}, \quad (2.63)$$

где ΔK_b — приращение коэффициента влагопроводности, см/с; W — объемная влажность почвы, %; e — основание натуральных логарифмов.

Экспериментальные зависимости коэффициента влагопроводности от потенциала почвенной влаги $K_b = f(\psi_b)$ аппроксимируются уравнениями вида

$$K_b = \frac{a}{\psi_b^n},$$

где K_v — влагопроводность почвы, см/с; ψ_v — абсолютное значение потенциала почвенной влаги, Дж/кг; a и n — эмпирические параметры.

Так, для дерново-подзолистой среднесуглинистой почвы при температуре 20°C эта зависимость аппроксимируется уравнениями:

в слое 0—10 см ($d=1,15$ г/см³)

$$K_v = \frac{1,91}{\psi_v^{2,06}}; \quad (2.64)$$

в слое 10—20 см ($d=1,3$ г/см³)

$$K_v = \frac{1,24}{\psi_v^{1,67}}; \quad (2.65)$$

в слое 50—80 см ($d=1,4$ г/см³)

$$K_v = \frac{4,7}{\psi_v^{2,09}}. \quad (2.66)$$

Для темно-серой лесной тяжелосуглинистой почвы в слое 0—30 см при $d=1,2$ г/см³ зависимость $K_v=f(\psi_v)$ аппроксимируется уравнением

$$K_v = \frac{0,059}{\psi_v^{1,35}}. \quad (2.67)$$

Для дерново-подзолистой супесчаной почвы эта зависимость аппроксимируется уравнениями:

в слое 0—10 см ($d=1,26$ г/см³)

$$K_v = \frac{1,14}{\psi_v^{1,75}}; \quad (2.68)$$

в слое 10—20 см ($d=1,5$ г/см³)

$$K_v = \frac{0,856}{\psi_v^{1,52}}. \quad (2.69)$$

В уравнениях (2.64)—(2.69) коэффициент влагопроводности рассчитан при температуре 0°C.

В приведенных зависимостях коэффициент влагопроводности почвы в диапазоне ψ_v от нуля до 15 Дж/кг рассчитан методом частных фильтрационных расходов, в диапазоне ψ_v от 30 до 60 Дж/кг — по формуле Будаговского—Аверьянова, далее до $\psi_v=100$ Дж/кг — с помощью тензиометров, а в диапазоне от 100 до 1500 Дж/кг — по потенциалу почвенной влаги.

При решении уравнений влагопроводности следует учитывать неоднозначность (гистерезис) зависимостей $\psi_v=f(W)$, $K_v=f(W)$ и $K_v=f(\psi_v)$ при увлажнении и иссушении почвы. Влиянием гистерезиса можно пренебречь в грубодисперсных почвогрунтах, полностью лишенных капиллярной влаги (за исключением манжетной).

Абсолютное значение потенциала почвенной влаги при одном и том же значении влажности в стадии насыщения меньше, чем в стадии иссушения. Это различие тем больше, чем выше влажность и дисперсность почвы. По-видимому, гистерезисные явления наиболее выражены в объемной фазе почвенной влаги (капиллярная влага). Капиллярный гистерезис связан с тем, что при насыщении почвы угол смачивания, а значит, и радиус кривизны больше, чем при ее обезвоживании. Большему радиусу кривизны соответствует меньшая сила всасывания.

Коэффициент влагопроводности почвы при одном и том же значении влажности при увлажнении почвы выше (приблизительно на порядок), чем при ее иссушении. Гистерезисные явления, по-видимому, имеют наибольшую значимость для объемной (капиллярной) проводимости, с понижением влажности почвы влияние их становится меньшим. Что касается поверхностной проводимости почв, то о явлении гистерезиса в области малого влагосодержания нет пока четких представлений, так как закономерности динамики пленочной влаги изучены недостаточно. Методы экспериментального определения скорости передвижения пленочной влаги практически не разработаны. В работе [15] встречаются высказывания о том, что при низкой влажности почвы коэффициент влагопроводности в стадии иссушения выше, чем в стадии увлажнения. Это положение требует доказательств.

В настоящей работе рассмотрены результаты экспериментальных исследований капиллярного гистерезиса. Теоретическим путем учесть это явление в зависимостях $\psi_w = f(W)$ и $K_w = f(W)$ весьма трудно. В отечественной и зарубежной литературе уже были опубликованы результаты экспериментальных исследований гистерезисных явлений, однако использование этих данных ограничено: большинство экспериментов выполнено на модельных средах, а для естественных почвогрунтов не приведены данные о гранулометрическом составе.

Исследования капиллярного гистерезиса были выполнены в лабораторных условиях. Эксперимент проведен при комнатной температуре (+20 °C) на образцах почвы с ненарушенной структурой. Потенциалы почвенной влаги в стадиях иссушения и увлажнения измерены с помощью тензиометров и мембранных прессов. Тензиометрический метод позволяет получить из опыта значения потенциала влаги и коэффициента влагопроводности почвы. На мембранных прессах была измерена величина ψ_w , а коэффициент влагопроводности определен расчетным путем на основе уравнения Пуазейля [15]. Определения выполнены для четырех типов почв: дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой, $d=1,4$ г/см³; типичного тяжелосуглинистого чернозема, $d=1,1$ г/см³; дерново-подзолистой тяжелосуглинистой, $d=1,28$ г/см³; дерново-подзолистой супесчаной, $d=1,38$ г/см³. Данные о механическом составе и водных свойствах почвы при-

ведены в табл. 2.7, а результаты эксперимента — в табл. 2.8 и на рис. 2.10. Приведенные графические зависимости иллюстрируют четко выраженный гистерезис как в суглинистых, так и в супесчаных почвах. Гистерезисные явления имеют наибольшую значимость при влажности почвы, равной и большей НВ, с по-

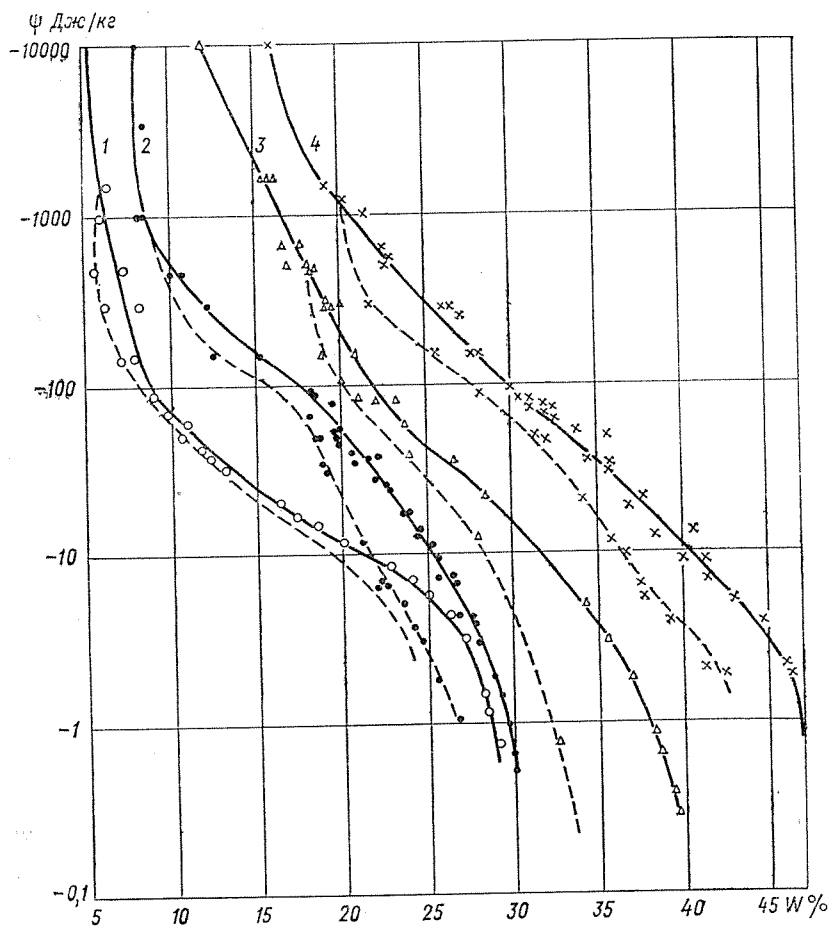


Рис. 2.10. Зависимость потенциала почвенной влаги от влажности (% массы сухого вещества) в стадиях увлажнения (сплошная линия) и иссушения (пунктирная линия) почвы.

1 — супесь, 2 — легкий суглинок, 3 — тяжелый суглинок, 4 — типичный чернозем.

нижением влажности почвы до значений ВЗ (влажность завядания) роль гистерезиса становится несущественной. В почвах разного механического состава при влажности, равной НВ, потенциал влаги в стадии иссушения изменяется в малых пределах,

Таблица 2.7

Механический состав и водно-физические характеристики почв

Тип почвы	Гранулометрический состав частиц, %			Наименьшая влагоемкость	Влажность завядания	Плотность почвы, г/см³
	песок ($\Delta 1-0,05$)	пыль ($0,05-0,005$)	глина ($0,005-0,001$)	% массы сухой почвы		
Дерново-подзолистая супесчаная, слой 10—20 см	66,6	19,3	14,0	14,0	5,8	1,38
Дерново-подзолистая легкосуглинистая, слой 10—20 см	24,7	69,6	5,7	22,3	8,0	1,40
Дерново-подзолистая тяжелосуглинистая, слой 60—80 см	29,0	39,7	31,3	26,5	14,5	1,28
Типичный чернозем тяжелосуглинистый, слой 10—20 см	15,2	37,5	47,3	35,0	19,5	1,10

при насыщении изменчивость ψ_v несколько выше (табл. 2.9). Значения потенциалов почвенной влаги, полученные авторами, оказались близкими к значениям потенциалов, которые были получены С. И. Долговым при НВ [18]. Часто в практических расчетах при влажности почвы, равной ВЗ, значение потенциала почвенной влаги принимают равным 1500 Дж/кг. Однако еще Долгов показал, что при ВЗ потенциал почвенной влаги не является величиной постоянной. По определениям авторов, потенциал почвенной влаги при ВЗ в стадиях насыщения и иссушения имеет равные значения и изменяется от 1400 до 2900 Дж/кг. В работе [131] отмечено, что гистерезисные явления в тяжелых и иловатых суглинках наиболее выражены при потенциале почвенной влаги, меньшем 35—40 Дж/кг (по абсолютному значению).

В практических расчетах влагопереноса часто пренебрегают влиянием гистерезиса. Однако даже в крупнодисперсных почвогрунтах водно-физические параметры в стадиях иссушения и насыщения неоднозначны [60, 128]. Б. С. Маслов [60] исследовал капиллярный гистерезис в мелкозернистом песке и при потенциале почвенной влаги 20—30 Дж/кг получил разницу в показаниях влажности 120—130 % (по отношению к меньшему значению влажности); при $\psi_v > 50$ Дж/кг влияние гистерезиса ничтожно.

Таблица 2.8

**Гистерезис потенциала почвенной влаги в процессах увлажнения
и иссушения почвы**

Тип почвы	Влажность, % массы сухой почвы	Потенциал почвенной влаги, Дж/кг		Коэффициент влаго- проводности, см/с	
		увлажне- ние	иссуше- ние	увлажнение	иссушение
Дерново-средне- подзолистая лег- косуглинистая, слой 10—20 см, $d=1,4 \text{ г/см}^3$	34,3	0	0	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
	25,0	2,7	10,7	$1,07 \cdot 10^{-3}$	$7,42 \cdot 10^{-4}$
	20,0	21,6	51,6	$1,02 \cdot 10^{-4}$	$2,30 \cdot 10^{-5}$
	15,0	115	156	$1,42 \cdot 10^{-6}$	$1,66 \cdot 10^{-6}$
Типичный чернозем слой 10—20 см, $d=1,1 \text{ г/см}^3$	52,6	0	0	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
	40,0	3,7	11,3	$1,41 \cdot 10^{-3}$	$6,31 \cdot 10^{-4}$
	35,0	16,2	34,5	$4,47 \cdot 10^{-4}$	$1,04 \cdot 10^{-4}$
	30,0	62,0	93,0	$2,57 \cdot 10^{-5}$	$1,05 \cdot 10^{-5}$
Дерново-средне- подзолистая тяжелосуглини- стая глееватая, слой 50—80 см, $d=1,28 \text{ г/см}^3$	41,4	0	0	$1,00 \cdot 10^{-2}$	$1,00 \cdot 10^{-2}$
	34,0	0,1	5,1	$3,31 \cdot 10^{-3}$	$1,86 \cdot 10^{-3}$
	30,0	4,4	15,0	$1,32 \cdot 10^{-3}$	$4,78 \cdot 10^{-4}$
	25,0	28,0	44,0	$1,02 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$
	20,0	100	195	$7,08 \cdot 10^{-6}$	$1,58 \cdot 10^{-6}$
Дерново-средне- подзолистая су- песчаная, слой 10—20 см, $d=$ $=1,38 \text{ г/см}^3$	34,6	0	0	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$
	25,0	1,8	5,8	$1,32 \cdot 10^{-2}$	$6,17 \cdot 10^{-3}$
	20,0	9,3	11,8	$1,44 \cdot 10^{-3}$	$6,02 \cdot 10^{-4}$
	15,0	21,5	24,5	$1,48 \cdot 10^{-4}$	$9,93 \cdot 10^{-5}$
	10,0	60,0	68,0	$7,08 \cdot 10^{-6}$	$4,68 \cdot 10^{-6}$

Гистерезисные явления имеют место не только в минеральных, но и в органических почвах. Экспериментальные исследования капиллярного гистерезиса в торфах разной степени разложения были выполнены во ВНИИТП [48].

Результаты исследований, проведенных авторами, показали, что гистерезис в супесчаных почвах менее выражен, чем в суглинках. Коэффициент влагопроводности почвы при данном значении влажности в процессе увлажнения выше, чем в процессе иссушения. Соотношение значений K_v изменяется по мере изменения влажности почвы: максимальное различие наблюдается при влажности, равной НВ, и составляет в суглинках 5—7 раз; при влажности почвы, близкой к ВЗ, коэффициент влагопроводности в стадиях иссушения и насыщения имеет равные значения, а при низкой влажности, по-видимому, большее значение имеет при иссушении. Положение о том, что при низкой влажности почвы коэффициент влагопроводности в стадии иссушения почвы выше, чем в стадии насыщения, впервые было высказано в работе [15].

Таблица 2.9

Коэффициент влагопроводности K_v (см/с) и потенциал почвенной влаги ψ_v (Дж/кг) при характерных значениях влажности в стадиях увлажнения (числитель) и иссушения (знаменатель)

Тип почвы	K_v		ψ_v	
	ВЗ	НВ	ВЗ	НВ
Дерново-среднеподзоли- стая легкосуглини- стая, слой 10—20 см, $d=1,4$ г/см ³	$\frac{3,3 \cdot 10^{-8}}{3,3 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{3,7 \cdot 10^{-4}}{7,4 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{2350}{2350}$	$\frac{8,0}{25,7}$
Типичный чернозем тя- желосуглинистый, слой 10—20 см, $d=1,1$ г/см ³	$\frac{3,3 \cdot 10^{-7}}{3,3 \cdot 10^{-7}}$	$\frac{4,5 \cdot 10^{-4}}{1,2 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{1470}{1470}$	$\frac{16,0}{34,6}$
Дерново-среднеподзоли- стая, слой 50—80 см, $d=1,28$ г/см ³	$\frac{7,9 \cdot 10^{-8}}{7,9 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{3,8 \cdot 10^{-4}}{1,05 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{3000}{3000}$	$\frac{18,2}{33,6}$
Дерново-среднеподзоли- стая супесчаная, слой 10—20 см, $d=$ $1,38$ г/см ³	$\frac{1,8 \cdot 10^{-8}}{1,8 \cdot 10^{-8}}$	$\frac{1,0 \cdot 10^{-4}}{6,2 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{1950}{1950}$	$\frac{25,8}{29,5}$

Коэффициенты влагопроводности тяжелых почв выше, чем легких: при НВ в стадии насыщения K_v тяжелосуглинистой почвы в 4,5 раза выше K_v супесчаной, а в стадии иссушения — в 2 раза. При полном увлажнении почвы картина меняется — коэффициент фильтрации супесчаной почвы в 4,6 раза выше коэффициента фильтрации тяжелосуглинистой. Если с понижением влажности почвы влияние гистерезиса становится меньшим, то роль механического состава возрастает. При влажности почвы, близкой к ВЗ, коэффициент влагопроводности тяжелосуглинистой почвы почти в 20 раз выше коэффициента влагопроводности супесчаной.

Зависимости $K_v = f(W)$ близки к экспоненциальным. Для среднеподзолистой легкосуглинистой почвы эта зависимость имеет вид:

в стадии увлажнения

$$K_v = 8,25 \cdot 10^{-11} e^{0,534W}; \quad (2.70)$$

в стадии иссушения

$$K_v = 5,08 \cdot 10^{-10} e^{0,395W}, \quad (2.71)$$

где K_v — коэффициент влагопроводности почвы, см/с; W — объемная влажность почвы, %; e — основание натурального логарифма.

Для типичного тяжелосуглинистого чернозема эта зависимость аппроксимируется уравнениями:

в стадии увлажнения

$$K_B = 2,19 \cdot 10^{-12} e^{0,502W}; \quad (2.72)$$

в стадии иссушения

$$K_B = 1,9 \cdot 10^{-12} e^{0,46W}. \quad (2.73)$$

Зависимости (2.70)—(2.73) справедливы в интервале влажности от ВЗ до НВ. При влажности почвы выше НВ зависимости $K_B = f(W)$ имеют вид:

для дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой:

в стадии увлажнения

$$K_B = 5,4 \cdot 10^{-6} e^{0,17W}; \quad (2.74)$$

в стадии иссушения

$$K_B = 2,3 \cdot 10^{-7} e^{0,23W}; \quad (2.75)$$

для типичного чернозема:

в стадии увлажнения

$$K_B = 1,2 \cdot 10^{-7} e^{0,22W}; \quad (2.76)$$

в стадии иссушения

$$K_B = 7,5 \cdot 10^{-10} e^{0,31W}. \quad (2.77)$$

При влажности почвы выше НВ расчет коэффициента влагопроводности можно производить по формуле Аверьянова—Будаговского (2.58).

Зависимости коэффициента влагопроводности почвы от потенциала почвенной влаги $K_B = f(\psi_B)$ имеют вид $K_B = \frac{n}{\psi_B^a}$, где

K_B — коэффициент влагопроводности почвы, см/с; ψ_B — потенциал почвенной влаги, Дж/кг; a и n — эмпирические параметры.

В стадии увлажнения зависимости $K_B = f(\psi_B)$ для исследованных авторами почв аппроксимируются уравнениями:

для дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой в слое 10—20 см при $d = 1,4$ г/см³

$$K_B = \frac{0,004}{\psi_B^{1,17}}; \quad (2.78)$$

для типичного тяжелосуглинистого чернозема в слое 10—20 см при $d = 1,1$ г/см³

$$K_B = \frac{0,011}{\psi_B^{1,44}}; \quad (2.79)$$

для дерново-среднеподзолистой тяжелосуглинистой глееватой в слое 50—80 см при $d=1,28 \text{ г/см}^3$

$$K_v = \frac{0,033}{\psi_B^{1,89}}; \quad (2.80)$$

для дерново-среднеподзолистой супесчаной в слое 10—20 см при $d=1,38 \text{ г/см}^3$

$$K_v = \frac{0,05}{\psi_B^{1,9}}. \quad (2.81)$$

В стадии иссушения зависимость $K_v=f(\psi_v)$ аппроксимируется уравнениями:

для дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой

$$K_v = \frac{0,16}{\psi_B^{2,29}}; \quad (2.82)$$

для типичного тяжелосуглинистого чернозема

$$K_v = \frac{0,05}{\psi_B^{1,8}}; \quad (2.83)$$

для дерново-среднеподзолистой тяжелосуглинистой

$$K_v = \frac{0,19}{\psi_B^{2,21}}; \quad (2.84)$$

для дерново-среднеподзолистой супесчаной

$$K_v = \frac{0,94}{\psi_B^{2,90}}. \quad (2.85)$$

Как показывает рис. 2.10, зависимости $\psi_v=f(W)$ при насыщении и иссушении почв почти параллельны, к тому же в формулу (2.10) входит не абсолютное значение потенциала при данной влажности, а его дифференциал, следовательно, в достаточно большом диапазоне влажности гистерезис зависимости $\psi_v=f(W)$ можно не учитывать. Значительную ошибку может дать неучет гистерезиса зависимости $K_v=f(W)$, так как в уравнение влагопереноса входит абсолютное значение коэффициента влагопроводности.

В связи со значительным разнообразием почв по механическому составу и генетическим признакам, а также трудоемкостью экспериментального определения зависимостей $\psi_v=f(W)$ возникла необходимость обобщить опубликованные в отечественной и зарубежной литературе данные по водно-физическим характеристикам почв. Подобная работа на большом экспериментальном материале выполнена Б. Н. Мичуриным [63]. Он предложил единую для различных почв кривую связи потенциала почвенной влаги с приведенной толщиной водной пленки

(условная величина, полученная делением объемной влажности на удельную поверхность).

По-видимому, предложенные Мичуриным обобщенные зависимости $\psi_v = f(W)$ довольно трудно использовать в практических расчетах, так как удельная поверхность почв не является достаточно распространенной характеристикой, методы ее определения не внедрены в практику агрометеорологов и почвоведов. К тому же разные методы, расчетные и экспериментальные, дают несопоставимые значения удельной поверхности. Кроме того, предлагая обобщенную зависимость, автор не указывает, для какого режима она пригодна.

Учитывая вышесказанное, для обобщения зависимостей $\psi_v = f(W)$ и $K_v = f(W)$ использовали водно-физические константы почвы: НВ и ВЗ. Использование почвенно-гидрологических констант в обобщении этих зависимостей неслучайно: эти характеристики, так же как и зависимости $\psi_v = f(W)$ и $K_v = f(W)$, в значительной мере определяются гранулометрическим и агрегатным составом почвы, ее плотностью, содержанием органического вещества. Кроме того, почвенно-гидрологические константы определяют непосредственно на сети агрометстанций и их значения публикуют в справочниках агрогидрологических свойств почв.

Некоторые исследователи полагают, что каждой почвенно-гидрологической константе соответствует определенное значение потенциала, независимо от механического состава почвы. При НВ значение потенциала почвенной влаги принимают равным 30 Дж/кг, а при ВЗ — 1500 Дж/кг.

Впервые это положение было высказано Ричардсом [129]. Позднее он от него отказался [130].

При НВ у почв, разных по механическому составу, потенциал почвенной влаги изменяется от 5 до 50 Дж/кг. Результаты, полученные авторами, показали, что при НВ потенциал почвенной влаги в стадии иссушения близок к 30 Дж/кг, а в стадии насыщения характеризуется большей изменчивостью (см. табл. 2.9). Потенциал почвенной влаги при ВЗ также зависит от гранулометрического состава и структуры почвы: чем более дисперсна почва, тем больше ψ_v . Структура почвы может нарушить эту закономерность. Так, для высокоструктурного тяжелосуглинистого чернозема величина ψ_v при ВЗ меньше, чем для супесчаной дерново-подзолистой почвы.

Проведенное авторами обобщение экспериментальных зависимостей $\psi_v = f(W)$ и $K_v = f(W)$ по материалам определений гидрофизической лаборатории ГГИ основано на связи параметров ψ_v и K_v с почвенно-гидрологическими константами. Основой обобщения является относительная характеристика увлажнения

почвы $W' = \frac{W - ВЗ}{НВ - ВЗ}$, где W (исходная влажность почвы), ВЗ и НВ — объемные влажности, %.

Для почв, разных по механическому составу и генетическим признакам, получены единые зависимости $\psi_b = f(W')$ и $K_b = f(W')$. Эти зависимости аппроксимируются уравнениями: в стадии иссушения:

$$\psi_b = 1022e^{-3,58W'}, \quad (2.86)$$

$$K_b = 5,56 \cdot 10^{-8} e^{7,37W'}; \quad (2.87)$$

в стадии увлажнения:

$$\psi_b = 629,9e^{-3,79W'}, \quad (2.88)$$

$$K_b = 3,51 \cdot 10^{-7} e^{6,52W'}, \quad (2.89)$$

где ψ_b — потенциал почвенной влаги, Дж/кг; K_b — коэффициент влагопроводности, см/с.

Зависимости (2.86) — (2.89) справедливы при влажности почвы, большей ВЗ.

Полагаем, что влияние плотности на потенциал почвенной влаги и коэффициент влагопроводности почвы учитывается через водно-физические константы. Известно, что уплотнение почвы сопровождается изменением водно-физических констант: ВЗ увеличивается, НВ уменьшается. Наибольшие изменения водно-физических свойств при уплотнении почвы характерны для почв тяжелых, в легких почвах уплотнение не оказывает существенного влияния.

Б. Н. Мичурин в работе [61] предложил формулы для расчета НВ и ВЗ в зависимости от плотности почвы:

$$\text{НВ} = 1,35 \frac{d}{\gamma} \left(1 - \frac{d}{\gamma} \right) 100, \quad (2.90)$$

$$\text{ВЗ} = 0,35 \frac{d}{\gamma} 100, \quad (2.91)$$

где НВ и ВЗ в процентах объема почвы; d — плотность почвы, г/см³; γ — плотность твердой фазы почвы, г/см³.

Формулы (2.90) и (2.91) справедливы для почв тяжелых по механическому составу в интервале плотностей 1,0—2,0 г/см³.

Что касается водно-физических характеристик мерзлых почв, то методы их определения практически не разработаны до настоящего времени. Известно, что в мерзлых почвогрунтах водная пленка имеется как на поверхности скелета почвы, так и на кристаллах льда. Впервые высказывание о существовании пленки воды на поверхности льда встречается в работах Фарадея (1850 г.). С. Тэбер полагал, что энергия связи воды со льдом больше, чем с грунтом [93]. Однако ни в отечественной, ни в зарубежной литературе до сих пор нет четких представлений о толщине пленки воды на кристаллах льда и об энергетическом состоянии пленочной влаги.

Методика определения гидравлической проводимости мерзлых почв и некоторые результаты экспериментов приведены в работе [133]. Коэффициенты влагопроводности мерзлой почвы измеряли, пропуская через нее раствор лактозы, не замерзающий при отрицательной температуре.

В гидрофизической лаборатории ГГИ определения коэффициентов влагопроводности и потенциалов почвенной влаги в мерзлых почвах производили с помощью капилляриметров ГР-37 и тензиометров с использованием тяжелой воды (D_2O). Физические константы H_2O и D_2O существенно не различаются и, что самое главное при изучении капиллярных свойств, значения поверхностного натяжения этих жидкостей близки между собой (так, например, при температуре $25^\circ C$ поверхностное натяжение H_2O составляет $71,97$ мН/м, D_2O — $71,93$ мН/м). Разница в температурах плавления H_2O ($0,0^\circ C$) и D_2O ($+3,8^\circ C$) позволила создать модель мерзлой почвы при положительной температуре.

Методика проведения опыта с D_2O . Капилляриметры ГР-37 устанавливали в холодильной камере, где поддерживали температуру около нуля. Образцы почвогрунта высушивали, затем насыщали тяжеловодородной водой. Для моделирования разной степени льдонасыщенности заполнение пор D_2O изменяли от 0,1 до 0,9 (общего объема пор). После насыщения почвогрунта тяжеловодородной водой образцы в течение 2 сут выдерживали в холодильной камере при температуре от $2,0^\circ C$ до нуля. При этом тяжеловодородная вода в почве замерзла. После заморозки образец почвы насыщали водой (H_2O) и устанавливали на фильтр капилляриметра. При проведении опыта температура воздуха в камере поддерживали близкой к нулю, но не ниже.

Опыты проводили как на модельных средах (полевошпатовый песок с диаметром зерен около 0,2 мм), так и на структурных почвах (дерново-подзолистая, супесчаная). Проведенный эксперимент позволил установить для мерзлых почвогрунтов зависимости капиллярного потенциала от влажности $\psi_v = f(W)$, коэффициента влагопроводности от влажности $K_v = f(W)$ и потенциала почвенной влаги $K_v = f(\psi_v)$, а также получить распределение пор по размерам при разной льдистости почвы.

Зависимости капиллярного потенциала от влажности для мерзлого песка (фракция 0,2 мм) приведены на рис. 2.11. В мерзлых песках величина ψ_v изменяется по мере роста влажности и льдистости почвы. С ростом льдистости почвы содержание капиллярной влаги в ней уменьшается. Для супесчаных дерново-подзолистых почв ($d = 1,26$ г/см³ и $1,50$ г/см³) получена линейная зависимость капиллярной влажности от льдистости. Аналитически эта зависимость выражается в виде

$$W_k = 14 - 10i, \quad (2.92)$$

где W_k — объемное содержание капиллярной влаги, %; i — содержание льда в почве в долях общей пористости.

Для песков ($d=1,46$ г/см³) получена также линейная зависимость $W_K=f(i)$. Аналитически эта зависимость (справедлива до $i=0,65$) выражается в виде

$$W_K = 30,8 - 46,7i. \quad (2.93)$$

Зависимости $\psi_B=f(W)$ получены в процессе обезвоживания почвогрунтов, однако в практических расчетах их можно рекомендовать не только для стадии иссушения почвы, но и для стадии обводнения, так как в крупнодисперсных почвогрунтах явлением гистерезиса можно пренебречь.

Проведенные экспериментальные исследования позволили сделать предварительный вывод о том, что при высоком влагосодержании мерзлой почвы потенциал почвенной влаги (по абсолютному значению) уменьшается с увеличением плотности почвы. Высота капиллярного напора P_K при полном смачивании, согласно формуле Жюренена, связана с радиусом пор соотношением

$$P_K d_B = \frac{2\sigma \cos \varphi}{r}, \quad (2.94)$$

Рис. 2.11. Зависимость капиллярного потенциала от объемной влажности для мерзлого песка (фракция 0,2 мм) с различной степенью заполнения пор льдом.

1) 0,06; 2) 0,32; 3) 0,51.

где d_B — плотность воды, равная 1 г/см³; $\cos \varphi \approx 1$; σ — поверхностное натяжение воды, Н/м; r — радиус капилляра, см; 2 — коэффициент формы цилиндрической поры; P_K — высота капиллярного напора, см.

С помощью формулы (2.94) были рассчитаны радиусы пор в мерзлой почве. Характерные кривые распределения пор по размерам в модельной почве приведены на рис. 2.12.

Анализ результатов распределения пор по размерам показывает, что при одной и той же температуре, но при разной степени заполнения пор льдом различна не только свободная пористость, но и структура пористого пространства. В талых песках (диаметр фракции 0,2 мм, $d=1,46$ г/см³) объем капиллярной влаги составляет 31,2 %, наибольший объем приходится на поры

радиусом $(18,5 \dots 32,9) \cdot 10^{-4}$ см. При заполнении 0,5 объема пор льдом содержание капиллярной влаги уменьшается до 7,6 %, максимум кривой распределения пор по размерам сдвигается на поры радиусом $(59,2 \dots 247) \cdot 10^{-4}$ см.

На основе данных о распределении пор по размерам методом частных фильтрационных расходов [80] были рассчитаны коэффициенты фильтрации (K) и влагопроводности (K_v) почвогрунтов и установлены зависимости коэффициента влагопроводности от влажности и капиллярного потенциала.

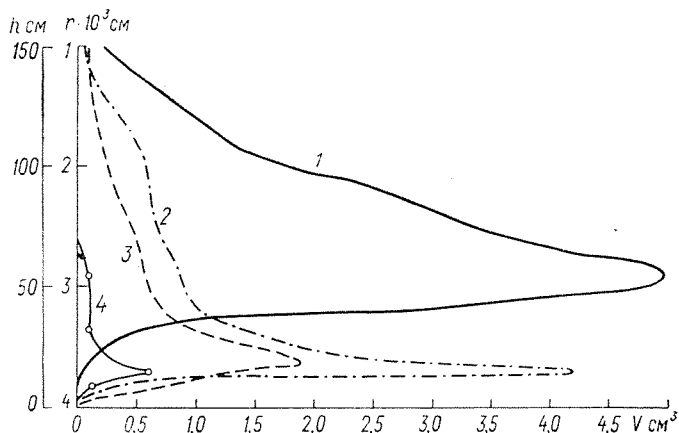


Рис. 2.12. Распределение пор по размерам в мерзлых почвах при различной степени заполнения их льдом.

1) 0,00; 2) 0,13; 3) 0,32; 4) 0,53.

Расчет коэффициентов влагопроводности произведен по формуле:

$$K_v = \frac{A}{4} \sum_0^{r_{\max}} r^2 s, \quad (2.95)$$

где K_v — в см/с; r — радиус пор, см; s — площадь пор данного радиуса (поскольку площадь поперечного сечения пор численно равна объему пор, $s = W_i$; W_i — объем капиллярных пор радиуса r_i). Коэффициент A вычислен по формуле

$$A = \frac{0,25 d_v g}{\mu},$$

где g — ускорение свободного падения, равное 981 см/с^2 ; μ — коэффициент вязкости, равный $179 \text{ мПа} \cdot \text{с}$, при температуре 0°C .

Формула (2.95) выведена на основе уравнения Пуазейля. Результаты расчета приведены в табл. 2.10.

Таблица 2.10

Объемная влажность (% , числитель) и коэффициент влагопроводности (10^3 см/с, знаменатель) в зависимости от потенциала почвенной влаги

Степень заполнения пор льдом	Потенциал почвенной влаги, Дж/кг							
	0—2	2—4	4—5	5—7	7—9	9—11	11—13	13—15
Почва дерново-подзолистая супесчаная, слой 5—10 см, $d=1,5$ г/см ³								
0,0	42,5	41,8	40,2	39,8	39,4	39,0	—	30,8
0,2	5,6	2,47	1,68	0,853	0,665	0,338	0,188	0,0846
0,3	42,5	41,8	40,8	39,4	38,6	36,5	33,4	—
	5,48	1,95	1,23	0,645	0,520	0,267	0,031	0,00791
0,6	42,5	41,7	41,4	41,0	40,6	37,6	—	—
	4,70	0,94	0,590	0,545	0,332	0,148	0,0081	0,00451
0,9	42,3	41,8	41,0	40,8	40,6	40,0	—	—
	1,96	0,774	0,289	0,215	0,174	0,104	0,0053	0,00296
Почва дерново-подзолистая супесчаная, слой 0—5 см, $d=1,26$ г/см ³								
0,1	52,0	48,4	47,6	47,0	46,2	42,0	40,1	38,7
	11,57	1,84	1,11	0,89	0,73	0,24	0,095	0,023
0,4	52,0	50,6	48,0	47,8	46,0	44,0	—	—
	6,16	1,56	1,02	0,59	0,23	0,089		
Песок (диаметр фракции 0,2 мм), $d=1,46$ г/см ³								
0,0	44,9	44,5	42,3	35,2	26,6	20,4	16,7	14,7
	72,6	7,42	5,55	2,92	1,14	0,42	0,14	0,038
0,064	41,5	26,9	22,9	21,5	20,7	19,9	18,4	16,2
	72,6	4,3	0,998	0,886	0,722	0,29	0,08	0,012
0,127	41,8	28,8	25,3	23,6	22,2	21,0	20,0	19,6
	63,4	4,16	1,18	0,53	0,237	0,099	0,024	0,004
0,190	42,1	30,0	26,2	24,9	24,1	23,5	23,0	22,7
	53,3	4,13	7,99	0,287	0,123	0,053	0,024	0,004
0,260	38,5	28,3	25,5	24,3	23,3	22,7	22,3	22,2
	46,5	3,24	0,754	0,316	0,108	0,038	0,009	0,004
0,320	42,4	34,8	32,5	31,3	30,3	29,7	29,3	29,2
	38,5	2,68	0,761	0,316	0,108	0,038	0,009	0,004
0,380	42,6	35,8	33,3	32,7	32,6	32,5		
	34,3	2,38	0,331	0,108	0,087	0,075		
0,444	43,1	37,7	36,1	36,7	35,6			
	29,1	1,66	0,178	0,033	0,012			
0,506	42,3	37,8	36,6	36,5	36,4			
	25,8	1,15	0,07	0,033	0,012			
0,529	44,3	42,4	42,3					
	10,0	0,158	0,037					

Зависимость коэффициента влагопроводности мерзлой супесчаной почвы ($d=1,5$ г/см³) от степени заполнения пор льдом аппроксимируется следующими уравнениями:

при $\psi_{\text{в}}=0,5 \dots 2,0$ Дж/кг

$$K_{\text{в}} = 5,9 \cdot 10^{-3} e^{-0,386i}; \quad (2.96)$$

при $\psi_{\text{в}}=3,0 \dots 15,0$ Дж/кг

$$K_{\text{в}} = \frac{2,49 \cdot 10^{-3} e^{-1,4i}}{0,41 e^{0,29\psi_{\text{в}}}}, \quad (2.97)$$

где i — степень заполнения пор льдом в долях общей пористости; $\psi_{\text{в}}$ — капиллярный потенциал, Дж/кг.

Коэффициент влагопроводности талой супесчаной почвы ($d=1,5$ г/см³) можно определить с помощью зависимости

$$K_{\text{в}} = 5,72 \cdot 10^{-3} e^{-0,28\psi_{\text{в}}}. \quad (2.98)$$

Уравнение (2.98) справедливо при температуре почвы от нуля до $+1^\circ\text{C}$.

Коэффициент влагопроводности мерзлой супесчаной почвы ($d=1,26$ г/см³) связан с льдистостью и капиллярным потенциалом следующей зависимостью:

$$K_{\text{в}} = \frac{13,7 \cdot 10^{-3} e^{-2,0i}}{0,148 e^{-0,56\psi_{\text{в}}}}. \quad (2.99)$$

Это уравнение справедливо в диапазоне потенциалов почвенной влаги от нуля до $15,0$ Дж/кг.

Зависимости объемной влажности мерзлой дерново-подзолистой супесчаной почвы (в процентах) от капиллярного потенциала имеют вид:

при $d=1,5$ г/см³, $\psi_{\text{в}}=0 \dots 8,0$ Дж/кг

$$W = 4,61 \psi_{\text{в}}^{-0,036}; \quad (2.100)$$

при $d=1,5$ г/см³, $\psi_{\text{в}}=8,0 \dots 20$ Дж/кг

$$W = 19,5 \psi_{\text{в}}^{-0,369}; \quad (2.101)$$

при $d=1,26$ г/см³, $\psi_{\text{в}}=0 \dots 8,0$ Дж/кг

$$W = 5,71 \psi_{\text{в}}^{-0,039}; \quad (2.102)$$

при $d=1,26$ г/см³, $\psi_{\text{в}}=8,0 \dots 20$ Дж/кг

$$W = 20,2 \psi_{\text{в}}^{-0,332}. \quad (2.103)$$

Водно-физические параметры мерзлых почв, определяемые с помощью зависимостей (2.99)—(2.103) могут быть использованы для расчета динамики капиллярной влаги.

Фактически в мерзлых почвах капиллярной влаги в талом состоянии нет и нет менисков. Потенциал почвенной влаги

в формулах характеризует капиллярные силы, возникающие в мерзлой почве при просачивании в нее талой воды. Однако тепловое взаимодействие просачивающейся воды и почвенного льда сопровождается изменением структуры пористого пространства и капиллярный потенциал при этом тоже изменяется.

Для расчета коэффициента влагопроводности мерзлых почв В. Я. Кулик [50—52] предложил формулу

$$K'_v = \frac{K''_v(I)}{(1 + CL)^2}, \quad (2.104)$$

где K'_v , K''_v — коэффициенты влагопроводности мерзлого и талого грунта; L — льдистость объемная; $C \approx 8$ — параметр, характеризующий соотношение средних размеров пор и кристаллов льда в мерзлом грунте.

Сравнение экспериментальных данных с результатами расчета показало, что формула (2.104) при высокой влажности почвы занижает коэффициент влагопроводности, а при малой, наоборот, — завышает (табл. 2.11). При данной степени заполнения

Таблица 2.11

Сравнение рассчитанных (числитель) и измеренных (знаменатель) коэффициентов влагопроводности дерново-подзолистой супесчаной почвы, 10^3 см/с

Средняя плотность почвы d (г/см ³) и степень заполнения пор льдом i	Объемная влажность, %				
	30	35	40	45	50
$d=1,5; i=0,3$	0,0064	0,065	0,31		
	0,0141	0,074	0,86		
$d=1,5; i=0,6$	0,0052	0,029	0,14		
	0,0064	0,044	0,40		
$d=1,26; i=0,4$			0,020	0,096	0,46
			0,025	0,102	1,36

ния пор льдом в эксперименте размеры кристаллов льда, по-видимому, неизменны при различной влажности почвы. Это значит, что подобный характер соотношения коэффициентов влагопроводности, измеренных и расчетных, связан с непостоянством соотношения параметра C при равной степени заполнения влагой свободных ото льда пор. Подобный вывод физически обоснован — объемная проводимость почвы в соответствии с законом Пуазейля пропорциональна квадрату радиуса пор и связана с существованием транзитной системы капиллярных пор. В мерзлой почве, так же как и в талой, размер действующих пор по мере уменьшения влажности снижается и при постоянных

размерах кристаллов льда параметр C не может оставаться постоянным.

Анализ экспериментальных данных показал, что использование зависимостей, подобных уравнению (2.104), мало перспективно. Надежные данные по водно-физическим характеристикам мерзлых почв может дать эксперимент. При этом следует помнить, о какой категории почвенной влаги идет речь. Если капиллярно-сорбционный потенциал и капиллярная проводимость мерзлой почвы зависят как от влажности, так и от температуры, то водно-физические параметры пленочной влаги, по-видимому, определяются прежде всего температурой почвы. В работах [118, 119], рассматривающих совместный перенос тепла и влаги в частично промерзшей почве, показано, что температура является «физическим ограничением» подвижности воды. В мерзлой почве толщина адсорбируемых пленок уменьшается пропорционально температуре, это значит, что пленочно-адсорбционный потенциал и гидравлическая проводимость влаги определяются температурой и практически не зависят от общего влагосодержания. По мере понижения температуры пленочно-адсорбционный потенциал возрастает (по абсолютному значению), а проводимость уменьшается.

Расчет по формуле $\Delta P_0 = - \left(\frac{l}{vT} \right) \Delta T$ (где ΔP_0 — изменение давления, ΔT — изменение температуры, l — удельная теплота плавления, v — удельный объем воды, T — абсолютная температура) показал, что понижение температуры замерзания почвы на $0,083^\circ\text{C}$ соответствует уменьшению потенциала почвенной влаги на 100 Дж/кг . Каждый градус понижения точки замерзания эквивалентен потенциалу почвенной влаги 1250 Дж/кг [15, 89].

В соответствии с положением Коопманса и Миллера [15] о том, что замерзание почвенной влаги эквивалентно высушиванию, значение пленочно-адсорбционного потенциала мерзлой почвы можно установить на основе зависимостей $\psi_w = f(W)$ талых почв. По Лоу [125], потенциал адсорбированной воды в талой почве равен потенциалу незамерзающей воды в мерзлой почве. Ивата [123] придерживается иной точки зрения, полагая, что потенциал незамерзшей воды выше потенциала адсорбированной.

Работами последних лет [4, 6, 123] установлено, что количество незамерзшей воды в мерзлых почвах несколько выше содержания связанной влаги в талых почвах, обусловлено это наличием пленки воды не только на поверхности частиц породы, но и на поверхности льда. Однако площадь поверхности кристаллов льда и толщина пленки воды на них неизвестны и в настоящее время нет возможности уточнить калориметрические измерения содержания незамерзшей воды, разделив ее на пленки, связанные с поверхностью породы и льда. В практических

расчетах приходится принимать значение потенциала незамерзшей воды равным потенциалу адсорбированной воды в та-лой почве. Исходя из этих соображений потенциал пленочной влаги мерзлых почв можно определять расчетным путем при наличии данных об удельной поверхности.

Лоу [125] для расчета потенциальной энергии взаимодействия между поверхностью породы и молекулой воды предложил формулу

$$\psi_v = -\frac{2,7}{n^{1,8}} \cdot 10^5, \quad (2.105)$$

где n — номер адсорбированного слоя; ψ_v — в Дж/кг.

Б. Н. Мичурин [63] для расчета давления пленочной влаги предложил уравнение

$$P_n = -P_1 \left(\frac{s_1}{v_1} \right)^{n-1}, \quad (2.106)$$

где P_n — давление пленочной влаги в n -м слое; $P_1 = -232$ кДж/кг; s_1 — удельная поверхность, м²/г; v_1 — влажность в долях массы сухой почвы; n — номер слоя.

Поскольку толщину пленки можно рассчитать лишь при наличии данных о площади удельной поверхности почв, то зависимости пленочно-адсорбционного потенциала мерзлой почвы от ее температуры были установлены на основе зависимостей потенциала почвенной влаги от влажности талых почв $\psi_v = f(W)$ и зависимостей содержания незамерзшей воды от температуры.

Для разных по механическому составу и генетическим признакам почв значения потенциалов влаги в мерзлых почвах приведены в табл. 2.12.

Зависимости пленочно-адсорбционного потенциала влаги мерзлой почвы от температуры аппроксимируются уравнениями вида

$$\psi_v = aT^n, \quad (2.107)$$

где ψ_v — потенциал влаги, Дж/кг; T — абсолютное значение температуры почвы, °С; a и n — эмпирические параметры.

Зависимость $\psi_v = f(T)$ темно-серой лесной тяжелосуглинистой почвы аппроксимируется следующим уравнением:

$$\psi_v = 112,4T^{0,788}. \quad (2.108)$$

Для дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы оно имеет вид

$$\psi_v = 1056T^{0,585}. \quad (2.109)$$

Уравнения (2.108) и (2.109) справедливы в интервале температур от -1 до -10 °С, так как при температурах, близких к температуре плавления, в незамерзшем состоянии остается не

Таблица 2.12

Потенциал почвенной влаги (Дж/кг, числитель) в мерзлой почве
и содержание незамерзшей воды (% массы сухого вещества, знаменатель)
в зависимости от температуры

Тип почвы	Температура, °C					
	0	-1	-2	-3	-5	-10
Дерново-подзолистая тяжело-суглинистая, слой 50—80 см, $d=1,3 \text{ г/см}^3$	660 17,0	1100 15,7	1500 14,7	2000 13,8	3000 13,3	4000 12,1
Дерново-сильноподзолистая супесчаная (поле), слой 10—30 см, $d=1,4 \text{ г/см}^3$	70 10,0	82 9,4	100 8,8	138 8,2	138 8,2	138 8,2
Чернозем обыкновенный среднесуглинистый, слой 10—20 см, $d=1,10 \text{ г/см}^3$	112 27,0	138 20,7	1400 18,0	2200 17,0	2650 16,8	3060 16,6
Дерново-сильноподзолистая среднесуглинистая на тяжелых суглинках (поле), слой 30—50 см, $d=1,3 \div 1,5 \text{ г/см}^3$	590 11,9	1190 10,7	2100 9,8	2600 9,6	3400 9,2	4250 8,8
Темно-серая лесная тяжелосуглинистая, $d=1,20 \text{ г/см}^3$	29 33,4	100 20,1	209 18,0	320 16,7	365 16,4	620 15,1
Чернозем типичный среднесуглинистый, $d=1,10 \text{ г/см}^3$	520 23,0	840 21,5	1700 19,0	3200 17,5	9000 15,4	11 000 15,2
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках, слой 10—20 см, $d=1,4 \text{ г/см}^3$	330 11,7	470 10,4	870 8,8	1500 8,0	2500 7,6	3200 7,3

только пленочно-адсорбционная влага, но и влага других категорий. Зависимость $\psi_v = f(T)$ чернозема обыкновенного, среднесуглинистого в интервале температур от -1 до -3°C аппроксимируется уравнением

$$\psi_v = 257T^{-2,08}, \quad (2.110)$$

а при температуре ниже -3°C — уравнением

$$\psi_v = 16027T^{0,28}. \quad (2.111)$$

Закономерности передвижения пленочной влаги как в талой, так и в мерзлой почве недостаточно изучены, но, по-видимому, проводимость пленочной влаги мерзлой почвы ниже проводимости талой, что связано с дополнительным сопротивлением, создаваемым кристаллами льда. Однако учесть этот фактор в настоящее время нет возможности.

По данным экспериментальных определений В. И. Квлидизе и Л. А. Ушаковой [41] коэффициент поверхностной диффузии мономолекулярного слоя составляет $1,7 \cdot 10^{-11} \text{ см}^2/\text{с}$,

следовательно, коэффициент влагопроводности монослоя обыкновенных черноземов равен $2,12 \cdot 10^{-17}$ см/с (объемная влажность $7,4 \cdot 10^{-3} \%$). Зависимость коэффициента влагопроводности (K_B) обыкновенного чернозема от потенциала почвенной влаги имеет вид

$$K_B = \frac{11,75}{\psi_B^{1,96}}. \quad (2.112)$$

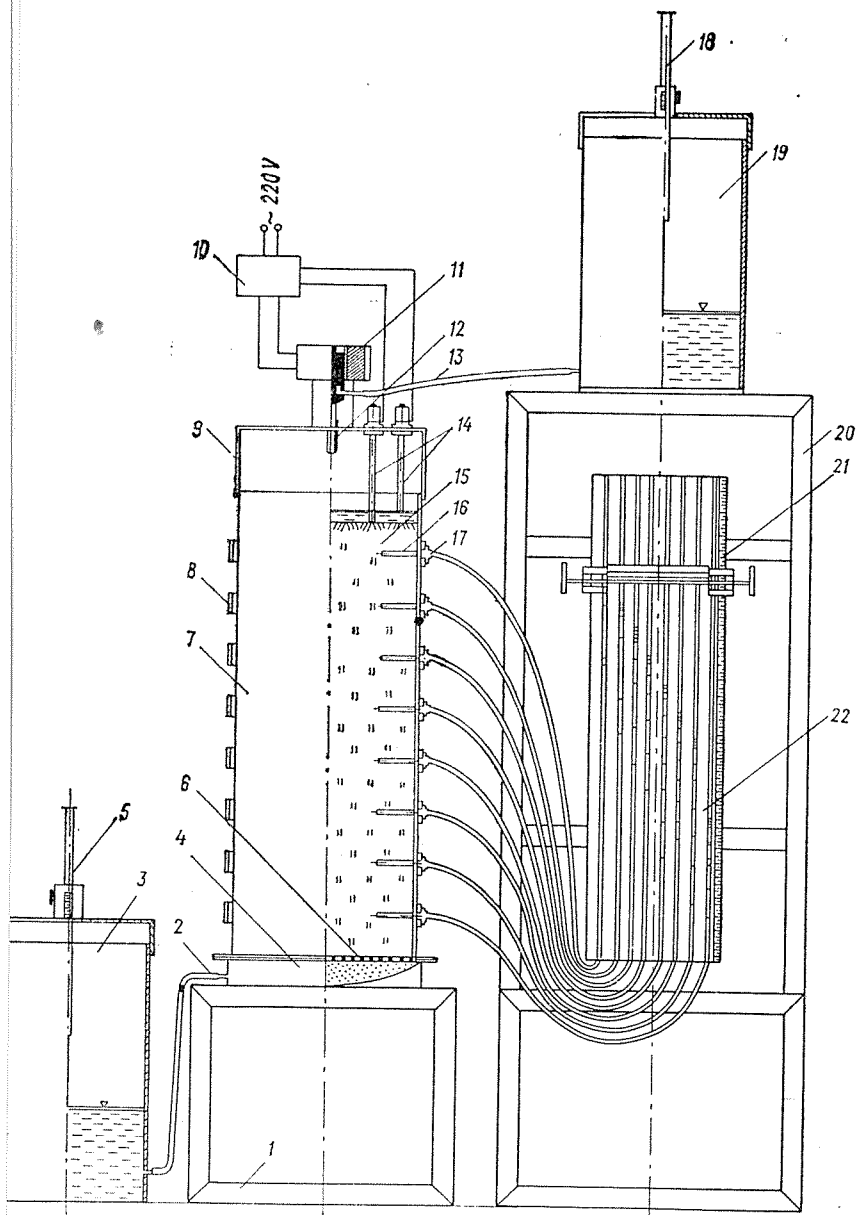
2.3.4. Коэффициенты фильтрации талых почв. Методика определения инфильтрации воды в почву основана на методе изолированных почвенных колонн [39]. В целях реализации этого метода в гидрофизической лаборатории ГГИ была разработана установка, аналогичная по конструкции прибору Тима [1]. В отличие от последнего установка позволяет определять характеристики впитывания и фильтрации на одном и том же монолите почвы.

Установка (рис. 2.13) состоит из фильтрационной камеры 1 высотой 80 см и площадью поперечного сечения 1000 см^2 , в которую помещается монолит почвы 15, опирающийся на металлическую опорную сетку 6 поддона 4. В поддоне находится гравийный обратный фильтр и патрубок 2, по которому происходит слив профильтровавшейся воды. В процессе фильтрации на патрубок надевается специальная насадка, поднимающая порог слива воды выше дна монолита. Фильтрационная камера состоит из двух разборных секций 7, соединяющихся между собой болтами. Поддон и секции связаны фланцевыми соединениями с резиновыми прокладками для герметизации. На корпусе секций имеются гнезда 8 с резьбой для установления дренажных патрубков 16 пьезометров 17 и для отбора проб почвы на влажность.

Над фильтрационной камерой на кронштейне 9 установлен соленоидный клапан 11 и следящие электроды 14 водорегулирующего устройства 10. Последнее работает следующим образом: при понижении уровня воды на монолите происходит разрыв электрической цепи. Сигнал о разрыве усиливается и подается на управляющую обмотку соленоида. В результате срабатывает соленоид и открывается клапан. Вода самотеком подается из верхнего мерного бака 19 по шлангу 13 и патрубку клапана 12 на поверхность почвы до тех пор, пока при подъеме не произойдет касание верхней иглы. В этот момент электрическая цепь замыкается и клапан прекращает подачу воды. Погрешность регулирования стабилизации уровня воды на монолите составляет $\pm 0,5 \text{ мм}$.

Нижний 3 и верхний 19 мерные баки представляют собой тарированные емкости на 30 л воды, в которых измерение уровня воды производится игольчатыми рейками 5, 18 с погрешностью до $\pm 0,5 \text{ мм}$.

Верхняя мерная емкость 19 установлена на подставке 20. На боковой панели подставки укреплены пьезометры 22, состоящие



с. 2.13. Установка для исследования послойных коэффициентов фильтрации ввы.

из группы стеклянных трубок с верьерным устройством 21. Дренажные патрубки соединены с измерительным устройством пьезометров при помощи гибких резиновых шлангов.

Монолиты почвы доставляли в лабораторию в специальных транспортных контейнерах, замораживали в термобароклаве и только затем, смазав их боковую поверхность солидолом, перекладывали в фильтрационную камеру. В дальнейшем монолит размораживали и по истечении 3—5 сут проводили опыт по впитыванию воды в талую почву.

Для удаления защемленного воздуха оттаявший монолит почвы постепенно насыщали водой снизу по выходному патрубку 2, после чего включали систему автоматического регулирования уровня воды и спустя некоторое время производили измерения «послойных» коэффициентов фильтрации. Вычисление производили по уравнению

$$K = \frac{10Ql}{ts(h+l)}, \quad (2.113)$$

где K — коэффициент фильтрации, мм/мин; Q — количество воды, профильтровавшейся через почву (см³) за время t (мин) через площадь образца s (см²); h — высота слоя воды на поверхности почвы, см; l — длина слоя почвы, через которую происходит фильтрация, см.

Опыты по впитыванию и фильтрации проводили с учетом набухания почвы.

В связи с тем что изменение реологических свойств фильтрующейся жидкости ряд исследователей связывает с концентрацией микроорганизмов на поверхности почвенных частиц [21], которое может привести к уменьшению водопроницаемости почв со временем [8], в некоторых опытах по определению послойных коэффициентов фильтрации в воду добавляли слабый раствор фенола. Эта методика, предложенная Н. Ф. Бондаренко [11], дала возможность в значительной мере устранить вышеуказанный эффект. В настоящей работе влияние микробиологической деятельности на водопроницаемость почвы не учитывалось.

Изменение же реологических свойств жидкости, вызванное изменением температуры фильтрующейся воды, учтено путем приведения полученных результатов к стандартной температуре (10°C) введением температурной поправки по известной формуле Хазена [57].

В процессе опыта определяли послойные коэффициенты фильтрации через каждые 10 см по высоте, а также суммарный коэффициент для всей почвенной толщи.

Интенсивность впитывания (u мм/мин) вычисляли как отношение расхода воды, поступившей на монолит за единицу времени, к площади поперечного сечения монолита:

$$u = \frac{Q}{s}. \quad (2.114)$$

Результаты экспериментальных определений дали удовлетворительное совпадение с результатами расчета по формуле А. Н. Костякова [49]

$$u_{\tau} = u_1 \tau^{-\alpha}, \quad (2.115)$$

где u_{τ} — скорость впитывания в момент времени τ , мм/мин.; u_1 — скорость впитывания в первую минуту (параметр, определяемый экстраполяцией прямой на первую минуту впитывания), мм/мин; α — тангенс угла наклона прямой к оси τ .

Экспериментальные определения фильтрационных свойств почв были произведены для почв бассейна р. Вятки, в пределах которого распространены в основном подзолистые почвы, характеризующиеся пространственной неоднородностью механического состава.

Результаты исследования впитывания воды в почву позволили установить, что начальная скорость впитывания в подзолистых почвах в лесу колеблется в пределах 3—20 мм/мин, в поле — в пределах 3—7 мм/мин. Величина затухания α в первые 10 мин опыта составляет в лесу 0,8—1,3 мм/мин, в поле 0,5—0,7 мм/мин, но в дальнейшем она резко убывает до 0,2 мм/мин.

Параметры зависимости $u_{\tau} = u_1 \tau^{-\alpha}$ для различных типов подзолистых почв бассейна р. Вятки приведены в табл. 2.13.

Таблица 2.13

Параметры зависимости $u_{\tau} = u_1 \tau^{-\alpha}$ для различных типов подзолистых почв бассейна р. Вятки

Тип почв	Пункт	u_1 , мм/мин	α
Среднеподзолистая песчаная на песках	пос. Торфяное, лес	3—12	—0,8
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	с. Полом, поле	1—3	—0,5
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	пос. Фаленки, поле	3—7	—0,6
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	с. Кузики, лес	12	—1,3
Дерново-подзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	пос. Фаленки, лес	3—100	—0,8
Дерново-среднеподзолистая среднесуглинистая на тяжелых суглинках	г. Мураши, поле	1—4	—0,6
Дерново-сильноподзолистая супесчаная на тяжелых суглинках	ст. Пудем, лес	3—20	—0,5 — —1,
Дерново-сильноподзолистая на суглинках	г. Мураши, лес	3—4	—0,8

Результаты измерения послойных коэффициентов фильтрации для этих же типов почв в набухшем состоянии приведены в табл. 2.14, из которой видно, что для первых 10 см подзолистых и дерново-подзолистых почв коэффициенты фильтрации колеблются в пределах 0,1—0,4 мм/мин. Ниже этого слоя коэффициент фильтрации определяется механическим составом: в песках не превышает 0,2—0,3 мм/мин, в суглинках на глубине до полуметра снижается до 0,001 мм/мин, глубже — до десяти-тысячных.

В верхних слоях (0—20 см) ненабухших подзолистых и дерново-подзолистых почв коэффициенты фильтрации значительно выше, чем в полностью набухших почвах: в суглинках в 20—30 раз; в песках влияние набухания незначительно. Установившаяся фильтрация наступает через различные интервалы времени в зависимости от дисперсности почв. Как видно из табл. 2.15, продолжительность набухания для дерново-подзолистых супесчаных почв, подстилаемых покровными суглинками, составляет 25 сут, тогда как для среднеподзолистых песчаных на песках — всего лишь 4 сут.

Изменение коэффициентов фильтрации основных типов почв бассейна р. Вятки во времени показано на рис. 2.14. Из рисунка видно, что в процессе весеннего половодья уменьшение коэффициентов фильтрации в действующем восьмидесятисантиметровом слое почвы происходит постоянно. Наиболее значительно этот процесс выражен в первую фазу половодья, когда талые снеговые воды проникают в почву. При этом в процессе набухания почвы происходят изменения величины и характера пористости. Если же в этот момент в почве образуются ледяные кристаллы, то процесс набухания практически прекращается. При оттаивании почвы он возобновляется. Дальнейшее уменьшение коэффициента фильтрации происходит относительно медленными темпами. Время же полной стабилизации может быть соизмеримо с продолжительностью весеннего половодья.

На рис. 2.15 показано изменение послойных коэффициентов фильтрации во времени для различных почвенных горизонтов дерново-подзолистой почвы. Как видно из приведенных зависимостей, время установления процесса фильтрации различно для различных генетических горизонтов и увеличивается по глубине почвенного профиля. На верхних горизонтах почвы (5—15 см) оно не превосходит 140 ч, на нижнем — более 600 ч. Для расчета стока в период весеннего половодья необходимо пользоваться коэффициентами фильтрации, учитывающими набухание почвы, так как этот процесс хорошо развит весной.

Анализ полученных результатов также показывает, что по мере увеличения степени дисперсности почв коэффициент фильтрации уменьшается. Если в качестве характеристики степени дисперсности взять приведенную поверхность почвы, то вышеуказанная зависимость проявляется достаточно четко. На

рис. 2.16 эта зависимость приведена для дерново-среднеподзоли-
стых легко- и среднесуглинистых почв. Согласно полученной за-
висимости $K=f(u)$, коэффициент фильтрации уменьшается
с увеличением приведенной удельной поверхности от наимень-

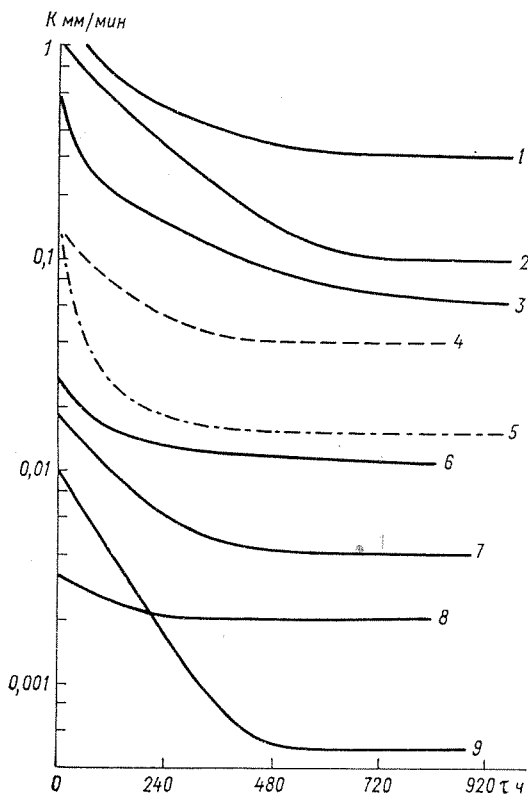


Рис. 2.14. Изменение коэффициентов фильтрации во времени.

1 — дерново-подзолистая супесчаная почва на покровном суглинке; 2 — дерново-сильно-
подзолистая средне- и легкосуглинистая пылеватая на покровных суглинках; 3 — дерново-
сильноподзолистая средне- и легкосуглинистая на покровных суглинках; 4 — дерново-
слабоподзолистая легкосуглинистая; 5 — дерново-подзолистая со вторым гумусовым го-
ризонтом, средне- и легкосуглинистая на покровных суглинках; 6 — дерново-подзолистая
со вторым гумусовым горизонтом средне- и легкосуглинистая пылеватая на покровном
суглинке; 7 — среднесуглинистая на покровных суглинках; 8 — дерново-среднеподзолистая
среднесуглинистая на тяжелых суглинках; 9 — дерново-подзолистая легкосуглинистая на
средних суглинках.

ших ее значений до 70—80 м²/см³. Далее с увеличением удель-
ной поверхности интенсивность фильтрации уменьшается крайне
незначительно. Уменьшение коэффициента фильтрации объяс-
няется тем, что с увеличением удельной поверхности умень-
шается средний эффективный диаметр действующих пор.

Результаты экспериментов с подзолистыми и дерново-подзо-
листыми почвами показывают, что в гумусированном горизонте

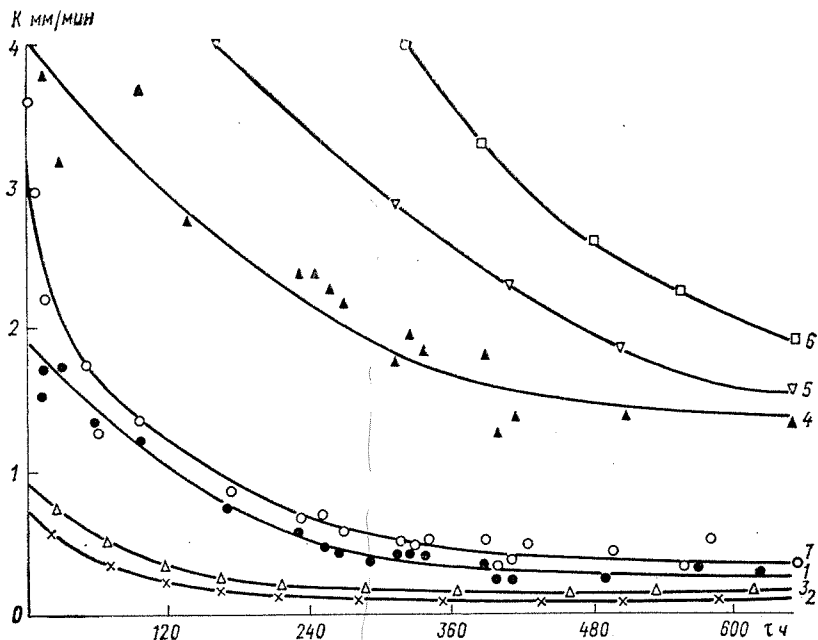


Рис. 2.15. Изменение послойных коэффициентов фильтрации различных почвенных горизонтов во времени.

1) 0—5 см, 2) 5—10 см, 3) 10—15 см, 4) 15—25 см, 5) 25—30 см, 6) 30—35 см, 7) 0—70 см.

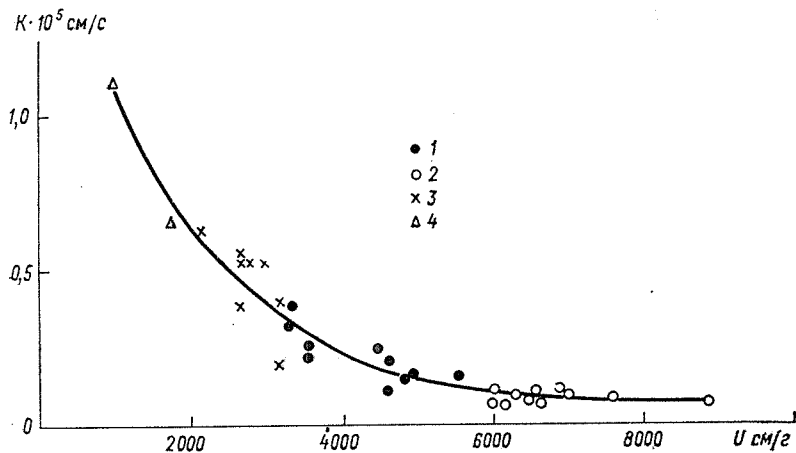


Рис. 2.16. Изменение коэффициента фильтрации дерново-среднеподзолистых легко- и среднесуглинистых почв в зависимости от приведенной удельной поверхности.

Суглинки: 1 — средние, 2 — тяжелые, 3 — легкие, 4 — супесь.

коэффициент фильтрации составляет 0,1—0,2 мм/мин; далее он существенно зависит от типа грунта: в песках и супесях он колеблется от 0,8 до 0,1 мм/мин; в суглинках снижается до сотых и тысячных долей миллиметра в минуту, а на глубине более полуметра — до десятитысячных.

Подзолистые и дерново-подзолистые песчаные и супесчаные почвы с глубоким песчаным профилем характеризуются большой изменчивостью коэффициента фильтрации. В верхних слоях его значение колеблется от 0,92 до 0,35 мм/мин, а начиная с полуметровой глубины, уменьшается до 0,20—0,08 мм/мин.

Подзолистые и дерново-подзолистые суглинистые почвы отличаются большими колебаниями коэффициента по горизонтам. В слое 10—20 см его значение изменяется от 0,30 до 0,10 мм/мин, а в горизонте *B* уменьшается в 10—20 раз. Ниже этого горизонта коэффициент фильтрации убывает до тысячных и десятитысячных долей миллиметра в минуту.

Коэффициент фильтрации верхних горизонтов лесных почв намного больше, чем полевых. Это объясняется тем, что лесные почвы обладают хорошо выраженной структурой. С глубиной *K* лесных почв уменьшается до 0,01—0,0004 мм/мин.

Для полевых почв данного типа и механического состава коэффициенты фильтрации могут значительно варьировать в зависимости от агротехнических мероприятий. Так как глубина вспашки дерново-подзолистых почв не превосходит 25—30 см, то с этой глубины физические свойства почв выравниваются и различия в коэффициентах фильтрации не наблюдаются.

Дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом характеризуются плавным уменьшением коэффициента фильтрации с глубиной, его значения для луга и леса близки между собой.

Серые лесные почвы на верхних уровнях имеют коэффициент фильтрации, равный 0,2—0,4 мм/мин, а глубже 40 см *K* уменьшается до 0,01—0,0004 мм/мин.

Результаты экспериментов показали значительную изменчивость коэффициентов фильтрации почв по площади водосбора р. Вятки, что связано со значительной пестротой их механического состава. Четко выраженной зональности изменчивости по водосбору не наблюдается, однако можно заметить, что в его северной части (севернее г. Кирова и р. Чепцы) распространены в основном слабопроницаемые почвы, средняя и нижняя части бассейна характеризуются значительной изменчивостью водопроницаемости. Здесь распространены почвы подзолистого и дерново-подзолистого типов, механический состав которых изменяется от песков до тяжелых суглинков. Соответственно и водопроницаемость почв этого района изменяется в пределах 0,0005—0,3 мм/мин.

Соотношение между площадями, занятыми почвами с различной водопроницаемостью, приведено в табл. 2.15, из которой

Послойные коэффициенты (K мм/мин) для различных типов почв бассейна

Тип почвы	Интервалы								
	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45
Дерново-сильно-подзолистая супесчаная		0,35		0,30		0,20		0,15	
Среднеподзолистая песчаная на песках		0,43		0,25		0,30			
Подзолистая супесчаная на суглинках				0,92		0,73		0,28	
Дерново-средне-подзолистая легкосуглинистая на средних суглинках		0,28 0,15 0,23 0,20		0,006 0,19 0,25 0,10		0,033 0,04 0,007		0,007 0,057 0,12 0,004	
Дерново-средне-подзолистая среднесуглинистая на тяжелых суглинках		0,15		0,14		0,002		0,004	
Среднесуглинистая на покровных суглинках	0,10	0,10	0,30	0,30		0,10		0,015	
Дерново-подзолистая на средних суглинках				0,02		0,005			
Дерново-подзолистая легкосуглинистая на средних суглинках				0,02 0,012		0,001 0,003		0,001 0,003	
Дерново-сильно-подзолистая на тяжелых суглинках		0,3		0,013		0,012		0,0007	
Дерново-подзолистая со вторым гумусовым горизонтом, средние и легкосуглинистая, пылеватая на покровных суглинках	0,021 0,022	0,001 0,001	0,007 0,006	0,002 0,002	0,004 0,004	0,001 0,001	0,009	0,007	0,050 0,05
Светло-серая и серая лесная, средне- и легкосуглинистая пылеватая на покровных суглинках		0,30		0,40				0,20	

Таблица 2.14

р. Вятки, определенные при стабилизации процесса фильтрации

глубин, см									
15—50	50—55	55—60	60—65	65—70	70—75	75—80	80—85	85—90	общий по профилю
0,08		0,18		0,12					0,20
0,32		0,27		0,27					0,26
0,29				0,29		0,20			0,29
0,045		0,026		0,007					0,014
0,014		0,011		0,025		0,024		0,006	0,014
0,01		0,01		0,015		0,015		0,002	0,010
0,03		0,01							0,012
0,004		0,002		0,0004					0,002
0,0015		0,005		0,005					0,004
0,035		0,0057		0,0022		0,0076		0,0011	0,005
0,0006		0,0003		0,0002					0,0006
0,003		0,003		0,002		0,001		0,001	0,007
0,0007				0,0001					0,0005
0,087	0,074	0,048 0,05	0,008 0,01						0,040 0,060
0,025		0,010		0,007 0,0006	0,0004				0,002 0,003

Таблица 2.15.

Наиболее распространенные типы почв бассейна р. Вятки, их коэффициент фильтрации и время его стабилизации

Тип почвы	Доля площади, % от общей	Коэффициент фильтрации, мм/мин	Время ста- билизации коэффициента фильтрации, сут
Дерново-средне- и сильноподзоли- стая средне- и тяжелосуглинистая на суглинках	36	0,0005—0,005	10
Дерново-слабо- и среднеподзолистая песчаная и супесчаная на песках и суглинках	22	0,2—0,3	4
Дерново-сильно- и среднеподзолистая легкосуглинистая, подстилаемая су- глинками	15	0,012—0,014	25
Серые лесные средне- и легкосугли- нистые	9	0,002—0,003	15
Дерново-подзолистая со вторым гу- мусовым горизонтом средне- и лег- косуглинистая на покровных су- глинках	5	0,04—0,06	8
Аллювиальные луговые дерновые	8	0,05—0,2	
Болотные верховые	3	5,0—9,0	
Болотные низинные	2	0,9	

видно, что большая часть территории ($>60\%$) занята слабо-проницаемыми суглинистыми почвами. Около 22% занято песчаными и супесчаными почвами с относительно высокой водопроницаемостью ($0,2—0,3$ мм/мин). Наибольшей водопроницаемостью обладают болотные и аллювиальные луговые почвы ($K=0,9$ мм/мин), которые занимают соответственно 5 и 8% площади водосбора.

2.4. Расчет инфильтрации воды в почву на основе модели капиллярно-пористого тела

Для решения практических задач по впитыванию влаги в почву было предложено много расчетных формул, основанных на откровенно эмпирическом подходе [12, 39], на представлениях о почве как о модели капиллярно-пористого тела [2, 117] или на иных предположениях.

Одним из первых для расчета инфильтрации в 1911 г. было предложено уравнение Грина и Эмта [117], выведенное на основе модели пучка капилляров. Они предположили, что при инфильтрации влаги существует четко выраженный продвигаю-

щийся фронт увлажнения, отрицательное давление на котором есть величина постоянная, свойственная данной почве. Скорость впитывания dQ/dt при этом равна

$$\frac{dQ}{dt} = K \frac{H_0 + l - H_f}{l}, \quad (2.116)$$

где K — коэффициент фильтрации; H_0 — слой воды на поверхности почвы; l — глубина проникновения фронта смачивания к моменту времени t и H_f — отрицательное давление на фронте смачивания.

В большинстве случаев в почвах не наблюдается сплошного фронта смачивания, ниже которого почва сухая, а выше полностью насыщенная. Поэтому в данное уравнение нельзя вводить коэффициент фильтрации. Уравнение (2.116) следует применять либо к индивидуальной поре, либо к i -тым порам радиусом r_i . Соответственно коэффициент фильтрации K необходимо заменить коэффициентом фильтрации в порах с радиусом r_i , а физически неопределенную величину H_f — величиной капиллярного напора (H_{k_i}) в i -тых порах. Изменив обозначения t и l на принятые в настоящей работе τ и h , получим уравнение (2.116) в виде

$$\frac{dQ}{d\tau} = K_i \frac{H_0 + H_{k_i} + h_i}{h_i}. \quad (2.117)$$

Поскольку для пор с радиусом r_i величина H_{k_i} постоянная, то можно принять, что

$$H_0 + H_{k_i} = a_i. \quad (2.118)$$

С другой стороны, объем впитавшейся влаги для i -тых пор равен

$$Q_i = s_i h_i, \quad (2.119)$$

где s_i — суммарное поперечное сечение всех i -тых пор.

Из уравнения (2.119) имеем

$$dQ_i = s_i dh_i.$$

Тогда уравнение (2.117) получаем в виде

$$s_i \frac{dh_i}{d\tau} = K_i \frac{a_i + h_i}{h_i}. \quad (2.120)$$

Преобразовав уравнение (2.117), получим

$$s_i dh_i = K_i \left(1 + \frac{a_i}{h_i}\right) d\tau,$$

$$\frac{K_i}{s_i} d\tau = \frac{h_i}{a_i + h_i} dh_i \quad (2.121)$$

или

$$\frac{K_i}{s_i} d\tau = \left(1 - \frac{a_i}{a_i + h_i}\right) dh_i. \quad (2.122)$$

Интегрируя (2.122), получаем

$$\frac{K_i}{s_i} \tau = h_i - a_i \ln \left(\frac{a_i + h_i}{c} \right). \quad (2.123)$$

Постоянную интегрирования c получаем из начального условия

$$(\tau = 0, h = 0) \rightarrow c = a_i.$$

Окончательно имеем

$$\tau = \frac{s_i}{K_i} \left[h_i - a_i \ln \left(1 + \frac{h_i}{a_i} \right) \right]. \quad (2.124)$$

Так как $a \simeq H_{k_i}$ и коэффициент фильтрации K_i i -тых пор с радиусом r_i , по В. В. Романову [80], равен

$$K_i = v_i s_i = A \frac{r^2}{4} s_i, \quad (2.125)$$

а

$$H_{k_i} = \frac{2\sigma}{r_i d_{вг}}, \quad (2.126)$$

то получаем

$$\tau = \frac{d_{вг}^2 g^2 H_{k_i}^2}{A \sigma^2} \left[h_i - H_{k_i} \ln \left(1 + \frac{h_i}{H_{k_i}} \right) \right], \quad (2.127)$$

где $d_{в}$ — плотность воды; g — ускорение свободного падения; σ — коэффициент поверхностного натяжения.

Параметр A , согласно В. В. Романову [80], определяется по формуле

$$A = \frac{d_{вг} I c}{\mu \delta}, \quad (2.128)$$

где I — пьезометрический градиент; c — постоянная, зависящая от формы пор; μ — вязкость воды; δ — коэффициент удлинения пути фильтрации.

Для круглых пор ряд авторов принимают c равным 0,5, а коэффициент удлинения пути фильтрации равным 2,0.

На рис. 2.17 приведена номограмма $h_i = f(\tau, H_{k_i})$, позволяющая определять τ на основании заданных h_i и H_{k_i} .

Уравнение, полученное из уравнения (2.127), можно использовать для расчета h_i :

$$h_i = \frac{\tau A \sigma^2}{d_{вг}^2 g^2 H_{k_i}^2} + H_{k_i} \ln \left(1 + \frac{h_i}{H_{k_i}} \right). \quad (2.129)$$

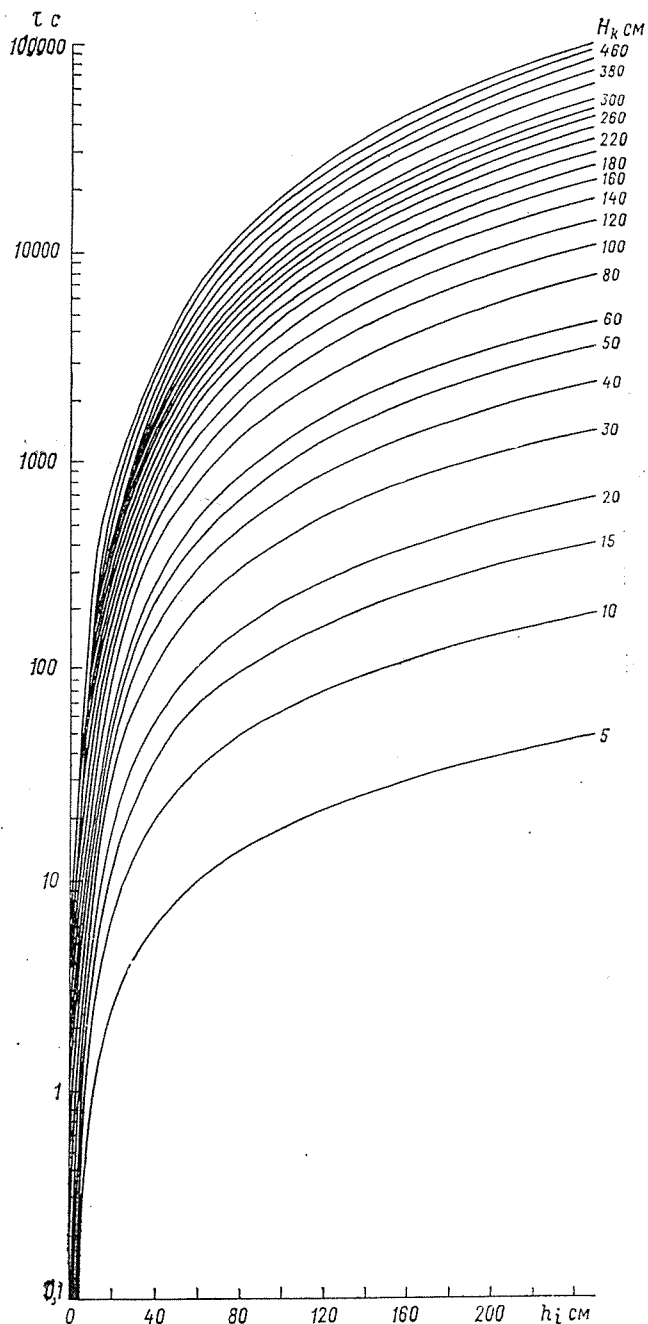


Рис. 2.17. Зависимость глубины промачивания h_i пор с высотами капиллярного поднятия (H_k) от времени впитывания.

Расход влаги на впитывание во всем спектре пор за интервал времени τ равен

$$Q_{\tau} = h_1 s_1 + h_2 s_2 + \dots + h_n s_n, \quad (2.130)$$

где $s_1, s_2, \dots, s_n$ — поперечное сечение пор радиуса $r_1, r_2, \dots, r_n$.

При наличии слоя воды на поверхности почвы толщиной H_0 уравнение (2.129) будет иметь вид

$$\tau = \frac{d_b g \mu \delta H_{k_i}^2 h_i}{\sigma^2 c (H_0 + h_i)} \left[h_i - (H_0 + H_{k_i}) \ln \left(1 + \frac{h_i}{H_{k_i}} \right) \right]. \quad (2.131)$$

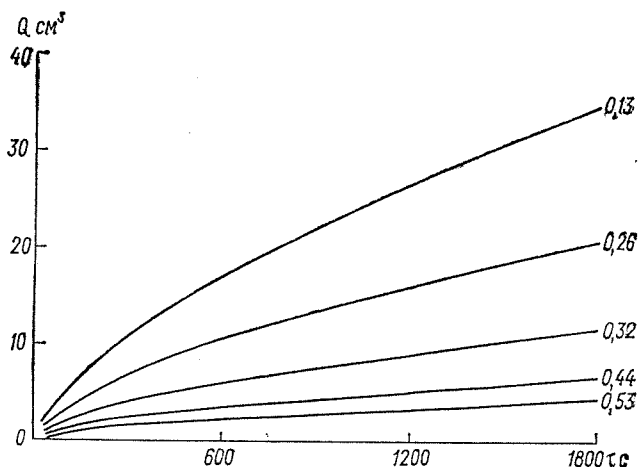


Рис. 2.18. Объем впитавшейся в модельную среду влаги Q при различной степени заполнения пор льдом.

В этом случае пьезометрический градиент равен

$$I = \frac{(H_0 + h_i)}{h_i}. \quad (2.132)$$

Если при выпадении осадков интенсивность их впитывания превышает интенсивность поступления, то на поверхности почвы слоя воды не образуется. В противном случае образуется поверхностный сток.

Для расчета общего объема впитывания, подставив значения h_i из уравнения (2.129) в (2.130) и проведя несложные преобразования, получим

$$Q_{\tau} = \frac{\tau \sigma^2 I c}{d_b g \mu \delta} \sum_{H_{k_{\min}}}^{H_{k_{\max}}} \left(\frac{s_i}{H_{k_i}} \right) + W \sum_{H_{k_{\min}}}^{H_{k_{\max}}} \ln \left(1 + \frac{h_i}{H_{k_i}} \right). \quad (2.133)$$

В качестве примера был произведен расчет инфильтрации воды в мерзлую почву на основе опытов по исследованию водно-физических характеристик мерзлых почв, результаты которых приведены в п. 1.4. Расчетные зависимости $Q=f(\tau)$ для модельной среды при различной степени заполнения пор льдом приведены на рис. 2.18. Анализ полученных результатов показывает, что с увеличением льдистости почвы инфильтрация уменьшается.

Полученные зависимости дают возможность определить интенсивность впитывания в пористую среду, размеры пор которой ограничены высотой капиллярного поднятия до 4,0 м. В более тонких порах основными силами взаимодействия влаги с почвой являются не капиллярные, а сорбционные силы. Поэтому модель капиллярно-пористого тела неприменима для оценки инфильтрации влаги в почвах, где преобладают поры с высотами капиллярного поднятия более 3,5 м.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЙ МЕТОД РАСЧЕТА ПОТЕРЬ ТАЛЫХ ВОД НА ИНФИЛЬТРАЦИЮ В МЕРЗЛУЮ ПОЧВУ

3.1. Гипотеза о взаимодействии инфильтрующейся воды с мерзлой почвой

Еще в конце прошлого века считали, что мерзлая почва водонепроницаема. Лишь в 1903 г. данные фактических наблюдений, приводимые А. А. Шалабановым [108], опровергли это положение. В настоящее время известно, что мерзлые дисперсные почвогрунты характеризуются различной водопроницаемостью в зависимости от степени заполнения пор льдом, т. е. в зависимости от их температуры и влажности. Однако, несмотря на ряд теоретических и экспериментальных исследований (полевых и лабораторных), до сих пор нет достаточно надежного метода расчета инфильтрации воды в мерзлые почвы. Это связано с тем, что большинство исследователей ставили задачу определения скорости впитывания воды в почву без учета теплового взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлой почвой. Предлагая эмпирические либо теоретические зависимости скорости впитывания и фильтрации от льдистости, авторы обычно не учитывали изменение льдистости в процессе инфильтрации.

Наиболее обстоятельно процессы инфильтрации воды в мерзлую почву исследованы В. Д. Комаровым [44]. Он установил закономерности впитывания воды в мерзлые пески в зависимости от их влажности и температуры. На основании экспериментальных определений Комаров получил эмпирическую формулу, по которой, зная льдистость, можно рассчитать коэффициент фильтрации. Однако эта формула применима лишь к пескам определенной фракции. Заслугой Комарова является то, что он впервые обратил внимание на роль теплового взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлой почвой [44].

Авторы настоящей работы предложили метод расчета объема потерь воды на инфильтрацию с учетом теплового взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлой почвой. Этот метод позволяет также установить критерии водонепроницаемости мерзлой почвы.

Водопроницаемость мерзлой почвы при взаимодействии с инфильтрующейся водой изменяется. Фазовые превращения инфильтрующейся воды и почвенной влаги изменяют не только живое сечение потока, но и водные и тепловые свойства почвы. В период зимних оттепелей и весеннего снеготаяния талая вода, проникающая в почву, замерзает. Происходящая при этом кри-

сталлизация инфильтрующейся воды сопровождается выделением значительного количества тепла (около 333,3 Дж/кг). Вследствие этого температура почвы повышается, а часть почвенной влаги оттаивает.

При впитывании воды в мерзлую почву замерзает вода в крупных порах, подвижная, а оттаивание происходит в мелких порах, т. е. оттаивает вода связанная, практически неподвижная в процессах фильтрации. Процесс кристаллизации воды в крупных порах сопровождается понижением водопроницаемости почвы, а при полной закупорке водопроводящих пор — полным прекращением впитывания, т. е. на той или иной глубине образуется водонепроницаемый слой.

Весь процесс инфильтрации талой воды в мерзлую почву можно разделить на четыре фазы или стадии:

1. Фаза убывающей скорости инфильтрации;
2. Фаза отсутствия впитывания;
3. Фаза нарастающей скорости инфильтрации;
4. Фаза установившейся скорости инфильтрации.

Уменьшение интенсивности инфильтрации по мере впитывания воды в почву в первой фазе обусловлено следующими факторами:

а) уменьшением пьезометрического градиента вследствие удлинения пути фильтрации при постоянном капиллярном напоре;

б) уменьшением капиллярного напора вследствие смыкания менисков просачивающейся воды с менисками почвенной влаги;

в) уменьшением сечения потока вследствие закупорки почвенных пор выделяющимися кристаллами льда.

Для наступления второй фазы, т. е. полной закупорки свободных пор в почве, необходимо, чтобы запас холода в ней был равен количеству тепла, приносимого в почву просачивающейся водой и выделяемого при ее замерзании, или превосходил его. Наступление второй фазы — полного прекращения инфильтрации — обусловлено полной закупоркой водопроводящих пор в процессе теплового взаимодействия воды с мерзлой почвой, т. е. связано с образованием на той или иной глубине водонепроницаемого слоя.

Третья фаза инфильтрации наступает после оттаивания водонепроницаемого слоя.

В ряде случаев запаса холода в мерзлой почве может быть недостаточно для заполнения выделяющимися при инфильтрации кристаллами льда всех водопроводящих пор. В этом случае постепенное оттаивание почвы и увеличение живого сечения пор сопровождаются повышением скорости инфильтрации. При этом первая фаза инфильтрации непосредственно переходит в третью фазу.

Четвертая фаза инфильтрации наступает при полном оттаивании почвы, когда по мере насыщения почвы скорость инфильтрации становится близкой коэффициенту фильтрации.

Процесс взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлыми почвами различен в капиллярных системах, практически лишенной связанной воды (пески), и в тонкодисперсных почвогрунтах, содержащих связанную воду, не замерзающую при отрицательных температурах (суглинки, глины). Тепловые взаимодействия не играют существенной роли в капиллярных системах, лишенной связанной воды, и, наоборот, в тонкодисперсных почвогрунтах тепловые взаимодействия оказывают значительное влияние на процесс инфильтрации.

В процессе теплового взаимодействия очень большую роль играют затраты тепла на таяние связанной воды, замерзающей и оттаивающей при температурах ниже нуля. В результате повышение температуры мерзлых тонкодисперсных почвогрунтов не сопровождается существенным повышением интенсивности инфильтрации вплоть до полного оттаивания.

Исследование механизма теплового взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлой почвой является необходимым условием создания универсальной схемы инфильтрации воды в мерзлые почвы. Предложенный теплофизический метод расчета объема инфильтрации воды в мерзлую почву учитывает фазовые переходы впитываемой воды и почвенной влаги. Однако этот метод является частным, т. е. позволяет определить потери талых вод на инфильтрацию только в случае образования в почве водонепроницаемого слоя.

3.2. Сущность метода

При определенных соотношениях температуры и влажности мерзлая почва в процессе инфильтрации становится водонепроницаемой — образуется так называемый запирающий слой [91]. Соответственные значения температуры (T_k) и начальной влажности мерзлой почвы ($W_{н.к}$), при которых в процессе инфильтрации образуется водонепроницаемый слой, названы нами критическими. Вопрос о том, при каких условиях лед, образующийся в процессе кристаллизации инфильтрующейся воды, может полностью закупорить свободные водопроводящие поры, решается теплофизическим методом. Решение основано на условии равенства запаса холода в единице объема промерзшей почвы и количества тепла, приносимого в единицу объема почвы просачивающейся водой и выделяемого при ее замерзании.

В промерзшей почве, лишенной связанной незамерзшей воды, запас холода равен

$$Q = (c_1 d + c_2 W_{н.к}) T_k, \quad (3.1)$$

где c_1 и c_2 — теплоемкости почвы и льда; d — плотность почвы; $W_{н.к}$ — начальная влажность почвы в долях объема; T_k — критическая начальная температура почвы, достаточная для полной закупорки свободных пор.

Свободная пористость n перед началом инфильтрации равна

$$n = n' - \frac{W_{н.к}}{d_{л}}, \quad (3.2)$$

где $n' = 1 - \frac{d}{\gamma}$ — общая пористость почвы; γ , d_v , $d_{л}$ — плотности скелета почвы, воды и льда.

Количество тепла, приносимого просачивающейся водой и выделяемого при ее замерзании, равно

$$Q_3 = d_{л} \left(n' - \frac{W_{н.к}}{d_{л}} \right) (L + c_v T_n), \quad (3.3)$$

где L — удельная теплота плавления льда; T_n — начальная температура просачивающейся воды; c_v — теплоемкость воды.

Решая совместно уравнения (3.1) и (3.3), получаем исходные формулы для расчета соответственных значений температуры и влажности почвы, при которых кристаллизация инфильтрующейся воды сопровождается полной закупоркой водопроводящих пор:

$$T_k = \frac{d_{л} \left(n' - \frac{W_{н.к}}{d_{л}} \right) (L + c_v T_n)}{c_1 d + c_2 W_{н.к}} \quad (3.4)$$

и

$$W_{н.к} = \frac{c_1 d T_k + n' d_{л} (L + T_n)}{L + T_n - c_{л} T_k}. \quad (3.5)$$

Формулы (3.4) и (3.5) позволяют определять условия образования водонепроницаемого слоя в грубодисперсных почвогрунтах, практически лишенных связанной воды.

В почвах и грунтах с развитой удельной поверхностью может содержаться значительное количество воды, замерзающей при температуре ниже нуля и связанной с поверхностью частиц теми или иными силами. В этом случае запас тепла в единице объема промерзшей почвы может быть определен по формуле

$$Q_x = [c_n d + c_{л} d_v W_{н.к} + d W_{из}(T_k) (c_v - c_{л})] T_k - L d [W_{из}(0) - W_{из}(T_k)], \quad (3.6)$$

где $W_{из}(0)$ и $W_{из}(T_k)$ — количество незамерзшей воды при температуре 0°C и T_k , г/г сухой почвы.

Часть тепла, принесенного просочившейся водой и выделившегося при ее кристаллизации, затрачиваемую на оттаивание связанной воды, можно вычислить по формуле

$$Q_3 = n'd_{\text{л}}(L + c_{\text{в}}T_{\text{н. в}}) - W_{\text{н. к}}d_{\text{в}}(L + c_{\text{в}}T_{\text{н. в}}) + \\ + dW_{\text{нз}}(0)(L + c_{\text{в}}T_{\text{н. в}})\left(1 - \frac{d_{\text{л}}}{d_{\text{в}}}\right). \quad (3.7)$$

Из условия равенства уравнений (3.6) и (3.7) определяют критические значения температуры и влажности почвы.

Следует отметить, что более удобно вычислять критическое значение влажности, задаваясь определенными значениями температуры. Критическое значение влажности рассчитывают по формуле

$$W_{\text{н. к}} = \frac{(L + c_{\text{в}}T_{\text{н}}) \left[n'd_{\text{л}} + dW_{\text{нз}}(0) \left(1 - \frac{d_{\text{л}}}{d_{\text{в}}} \right) \right]}{d(L + c_{\text{в}}T_{\text{н}} - c_{\text{л}}T_{\text{к}})} + \\ + \frac{[c_{\text{п}} + W_{\text{нз}}(T_{\text{к}})(c_{\text{в}} - c_{\text{л}})dT_{\text{к}} - Ld[W_{\text{нз}}(0) - W_{\text{нз}}(T_{\text{к}})]]}{d(L + c_{\text{в}}T_{\text{н}} - c_{\text{л}}T_{\text{к}})}, \quad (3.8)$$

где $W_{\text{н. к}}$ — начальная критическая влажность почвы, $\text{см}^3/\text{см}^3$.

При расчете $W_{\text{н. к}}$ начальную температуру инфильтрующейся воды нужно учитывать только для верхних слоев почвы (1—2 см), так как к нижним слоям почвы просачивается вода с температурой, близкой к нулю.

По формуле (3.8) при наличии данных о содержании незамерзшей воды в мерзлых почвах рассчитывают соответственные значения $T_{\text{к}}$ и $W_{\text{н. к}}$, по которым могут быть построены графические зависимости $W_{\text{н. к}} = f(T_{\text{к}}, d)$ (рис. 3.1). Подобные зависимости построены для основных типов почв бассейнов рек Дона, Вятки и Тосны [28, 82, 91]. Для черноземов зависимость $W_{\text{н. к}} = f(T_{\text{к}}, d)$ единая для всего метрового слоя почвы, для подзолистых и дерново-подзолистых почв эта зависимость дифференцирована по генетическим горизонтам (рис. 3.2). Имея профили температуры и влажности почвы за зимний период, с помощью зависимостей $W_{\text{н. к}} = f(T_{\text{к}}, d)$ можно определить, образуется ли водонепроницаемый слой в почве, а также глубину его залегания и мощность.

Водонепроницаемый слой, в котором все водопроводящие поры заполнены льдом, образуется на глубине $y = y_3$, где начальная температура почвы $T_{\text{н}}$ равна или ниже критической при данной влажности, т. е. при $T_{\text{н}} \leq T_{\text{к}} = f(W_{\text{н. к}})$.

Объем инфильтрующейся воды V , который может вместиться в единице объема промерзшей почвы в водонепроницаемом слое и выше его, вычисляется по формуле

$$V = d_{\text{л}}n' - W_{\text{н. к}}d_{\text{в}} + dW_{\text{нз}}(0)\left(1 - \frac{d_{\text{л}}}{d_{\text{в}}}\right). \quad (3.9)$$

Общий объем потерь талой воды на инфильтрацию определяется путем суммирования значений V по глубине почвы от поверхности до нижней границы водонепроницаемого слоя. Глубина образования водонепроницаемого слоя и влияние его на

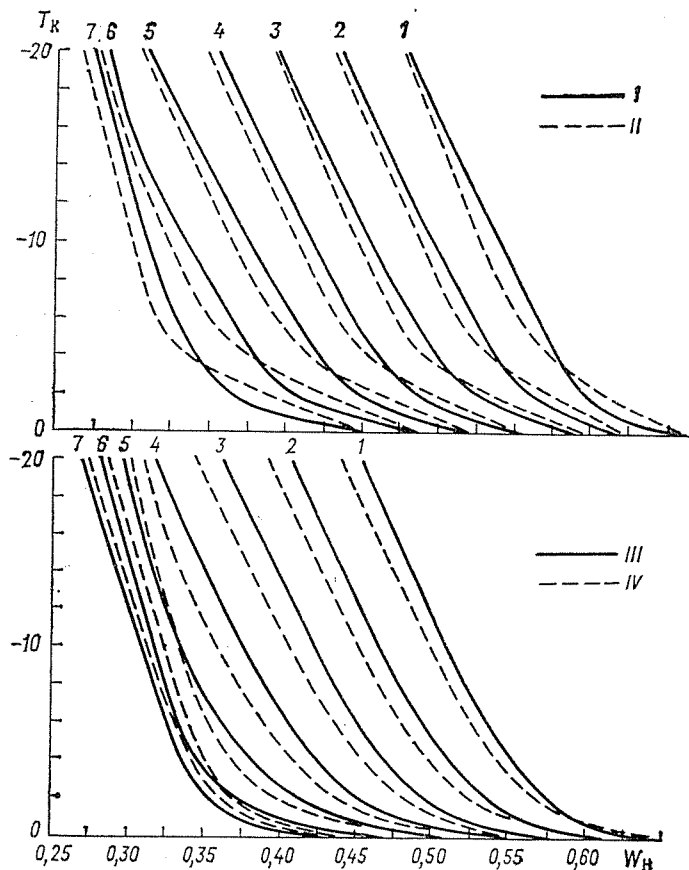


Рис. 3.1. Зависимость критической температуры от начальной влажности почвы и ее средней плотности.

I — темно-серая лесная почва, Архангельское; *II* — типичный чернозем, Нижнедевицк; *III* — обыкновенный чернозем, Бутурлиновка; *IV* — обыкновенный чернозем, Каменная Степь. Средняя плотность, г/см³: 1) 0,80; 2) 0,90; 3) 1,0; 4) 1,10; 5) 1,20; 6) 1,30; 7) 1,40.

инфильтрацию в значительной мере зависят от изменения влажности по глубине, что показывает рис. 1.2.

В период весеннего половодья общий объем потерь талых вод на инфильтрацию определяется не только мощностью водонепроницаемого слоя и глубиной его залегания, но и продолжительностью существования последнего.

Если процесс образования водонепроницаемого слоя в основном определяется фазовыми переходами почвенной и инфильтрующей воды, то оттаивание этого слоя прежде всего зависит от притока тепла к нему, а следовательно, от теплопроводности и теплоемкости почвы. Водонепроницаемый слой в природных условиях может образоваться как осенью (до установления снежного покрова), так и во время зимних оттепелей и в период весеннего снеготаяния. Расчет оттаивания этого слоя при нали-

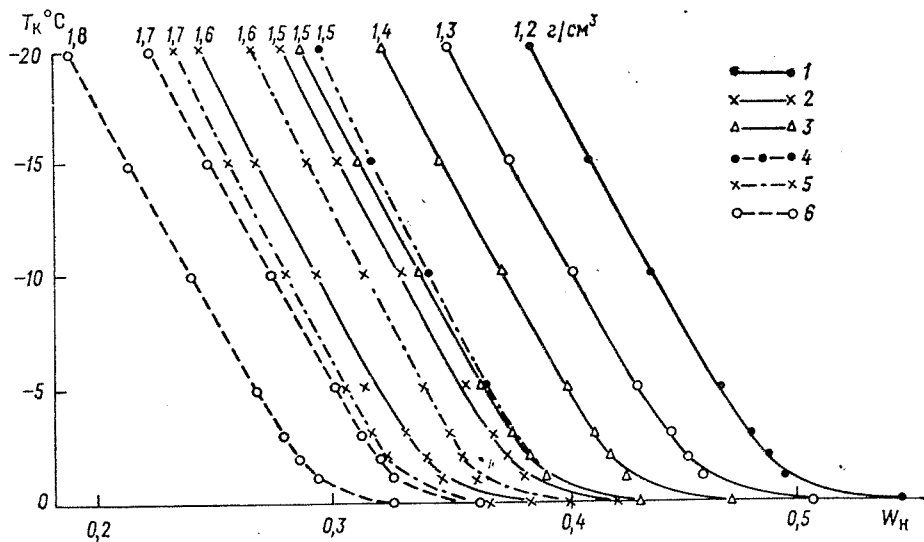


Рис. 3.2. Зависимость критической температуры от начальной влажности (в долях объема) и плотности. г. Кильмезь (поле).

1 — слой 0—10 см, 2 — слой 10—20 см, 3 — слой 20—30 см, 4 — слой 40—50 см, 5 — слой 50—60 см, 6 — слой 60—80 см.

чий данных о его мощности и глубине залегания можно производить по существующим формулам, выведенным для глубины и времени оттаивания почвы.

Глубину оттаивания почвы часто рассчитывают по сумме положительных температур воздуха. В частности, для бассейна р. Дона авторы предложили эмпирическую формулу вида

$$h_{от} = 0,539 \sum_0^{\tau} t + 5,8 - 0,009 h'_{от} \sum_0^{\tau} t, \quad (3.10)$$

где $h_{от}$ — изменение глубины оттаивания, см; $\sum t$ — сумма положительных среднесуточных температур воздуха, °C; $h'_{от}$ — глубина оттаявшего слоя сверху к началу расчета, см. Коэффициент корреляции зависимости (3.10) равен 0,86, средняя квадратическая ошибка — 0,04.

Расчет по формуле (3.10) дает удовлетворительные результаты для условий увлажнения почвы, близкого к среднему многолетнему. Значительные отклонения от наблюдаемых значений получаются для высокой и низкой влажности почвы, что связано с несовершенством всех эмпирических формул, основанных только на учете суммы положительных температур воздуха и не учитывающих физическое состояние почвы.

Физически наиболее обоснованы теоретические формулы по расчету оттаивания почвы. Правда, вычисления по этим формулам трудоемки. Расчет времени оттаивания почвы авторы производили по формуле Х. Р. Хакимова [74]:

$$t = \frac{1}{2\lambda u_n} \left\{ n \Delta \sigma q W + \frac{c_1 \gamma_1 u_n}{2} + \frac{c_2 \gamma_2 u_1}{\ln a} [a (\ln a - 1) + 1] \right\} \xi^2, \quad (3.11)$$

где t — время оттаивания; ξ — глубина оттаивания; λ_1 — теплопроводность мерзлого почвогрунта; n — пористость в долях единицы; Δ — плотность воды; q — льдосодержание (отношение массы льда к массе воды); σ — скрытая теплота льдообразования; W — влажность почвы в долях полного насыщения; c_1 и c_2 — теплоемкость талой и мерзлой почвы; γ_1 и γ_2 — плотность талой и мерзлой почвы; u_n — температура поверхности почвы; u_1 — температура почвы на расстоянии L ; $a = \frac{L}{\xi}$.

Проверка этой формулы была проведена на материалах полевых наблюдений применительно к бассейну р. Дона. Расчет показал в большинстве случаев близкое совпадение вычисленных величин с натурными данными при $L=3,2$ м. При меньших значениях L , например 1,6 м, формула дает большое расхождение.

3.3. Проверка метода в лабораторных и полевых условиях

Результаты лабораторных исследований по инфильтрации воды в мерзлые почвы полностью подтвердили наши представления о тепловом взаимодействии просачивающейся воды с мерзлой почвой и показали соответствие в объемах инфильтрации, рассчитанных теплофизическим методом и полученных экспериментальным путем.

Изучение водопроницаемости мерзлых почв производится в инфильтрационной установке на больших почвенных монолитах с ненарушенной структурой (высота монолита от 1 до 1,2 м, площадь поперечного сечения 2000 см²). При промораживании монолиты теплоизолируют пенопластовой рубашкой с боков и снизу. Таким образом, промерзание почвы, как и в природных условиях, происходит сверху. В опытах создавалось различное

увлажнение почв (от ВЗ до НВ и выше) при разных условиях промерзания. Практически моделировали условия промерзания и увлажнения почвы, характерные для сухих и влажных, теплых и суровых зим в бассейнах рек Дона, Вятки и Тосны.

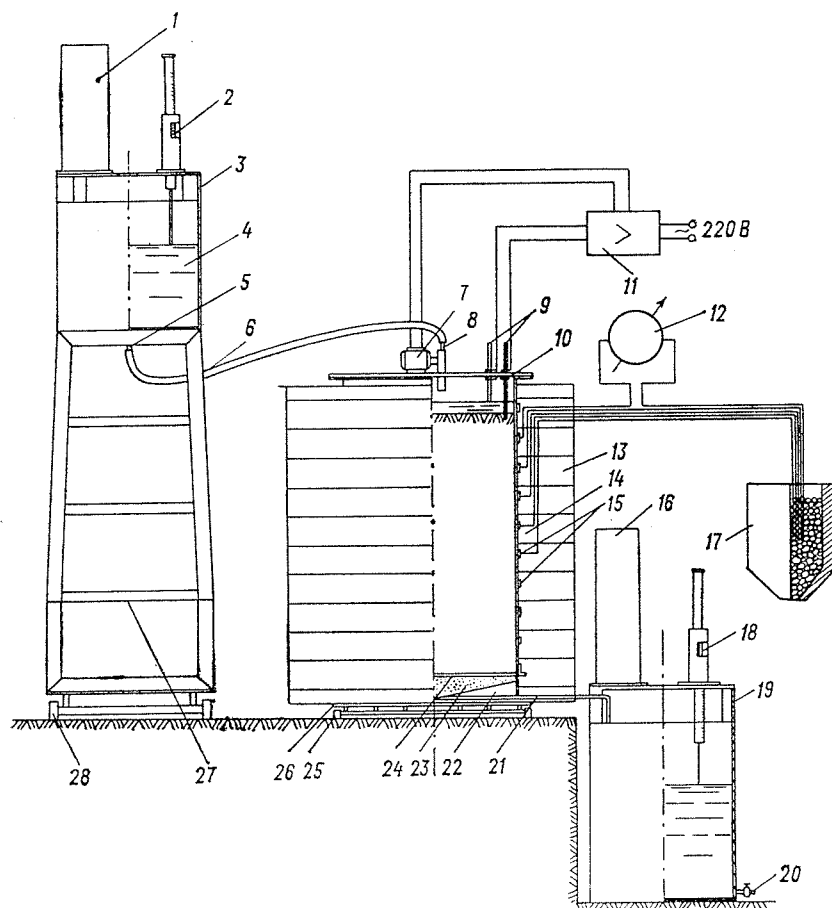


Рис. 3.3. Инфильтрационная установка для исследования процесса взаимодействия талых вод с мерзлой почвой.

Инфильтрационная установка (рис. 3.3) состоит из фильтровой камеры 10, установленной на тележке 25 с платформой 26, и устройства для подачи и измерения профильтрованной воды. Камера представляет собой два полуцилиндра с теплоизоляцией 13, которые одевают на монолит грунта и стягивают болтами. В целях исключения пристенной фильтрации применяется солидол. Утечка воды в местах соединения полу-

цилиндров устраняется резиновыми прокладками. Полуцилиндры устанавливают на поддон 22. Монолит в фильтрационной камере опирается на съемную решетку 24, под которой расположен обратный фильтр 23, соприкасающийся с низом монолита.

Вода в монолит подается из мерного бака 4, установленного на подставке 27 с тележкой 28, по патрубку 5, шлангу 6 и соле-

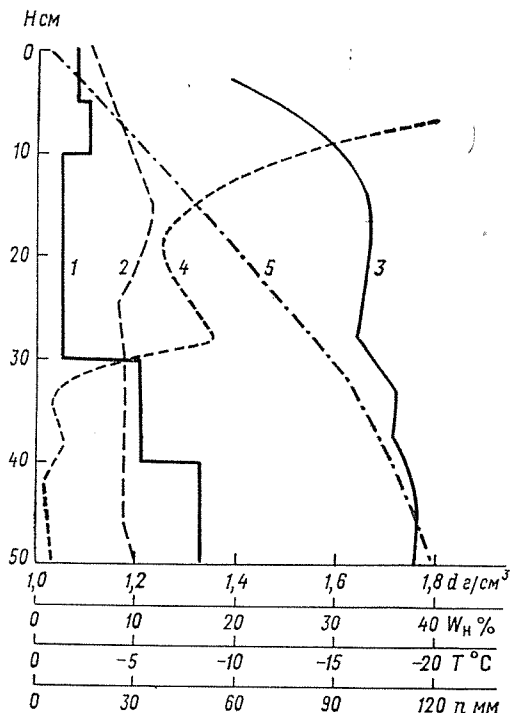


Рис. 3.4. Инфильтрация воды в мерзлую почву. Чернозем обыкновенный.

1 — средняя плотность почвы, 2 — температура почвы в начале опыта, 3 — объемная влажность почвы, 4 — критическая температура, 5 — интегральная кривая свободной пористости.

ноидному вентилю 8. Уровень воды в баке 4 регистрируется при помощи электротастера 2 и дистанционного импульсного указателя уровня 1 с погрешностью $\pm 0,05$ мм. Регистрирующие устройства на мерном баке крепятся при помощи кронштейна 3. На поверхности монолита устанавливается уровень воды, автоматически поддерживаемый следящим устройством 11, датчиком которого являются две латунные никелированные иглы 9. Одна из них заземлена, другая своим острием касается поверхности воды. При понижении уровня контрольная цепь размыкается и следящее устройство посылает сигнал на соленоид 7, вентиль открывается и подает воду на поверхность монолита до тех пор, пока не произойдет соприкосновение контактной иглы

и воды. Следящая система питается от сети переменного тока с напряжением 220 В.

Профильтровываемая вода попадает в поддон 22, а затем по трубе 21 — в нижний мерный бак 19, который, как и верхний мерный бак, снабжен измерительным электротастером 18 и дистанционным указателем уровня 16. При наполнении мерного бака слив воды производится краном 20. Температура грунта измеряется термопарами 14, изолированными от корпуса втулками из оргстекла 15. Холодные концы термопар помещаются в термостат 17, наполненный тающим снегом. ЭДС термопар измеряется гальванометром 12, а коммутация их осуществляется с помощью переключателя.

Непосредственно перед пуском воды на мерзлую почву измеряют температуру последней по всему профилю через 5 см и отбирают пробы почвы на влажность через 10 см по глубине.

При фильтрации воды в мерзлые почвы подается вода с температурой от нуля до 1°C. В период интенсивного впитывания влаги измерения производят через 5—15 мин, а при малой интенсивности впитывания — через час. Длительность опыта колеблется от 1 до 16 сут и в основном зависит от первоначальной влажности и температуры почвы.

На рис. 3.4 приведены результаты одного из опытов.

По данным о плотности и влажности (кривые 1 и 3) была определена критическая температура разных слоев почвы (кривая 4). На рисунке видно, что температура почвы перед началом опыта (кривая 2) на глубинах больше 30 см была ниже критической, а следовательно, именно здесь должен был образоваться водонепроницаемый слой.

Действительно, к моменту впитывания, на 33-й минуте от начала опыта, температура почвы заметно повысилась лишь до этой глубины. Объем свободных пор (кривая 5) до глубины 30—32 см, выраженный в миллиметрах слоя, был равен 90—94 мм, впиталось же к моменту прекращения впитывания 89,3 мм, т. е. практически то же значение. Результаты опыта показали, что совпали фактические и расчетные глубины залегания водонепроницаемого слоя и объемы впитываемой воды.

Расчеты по формулам (3.4) и (3.5), произведенные для капиллярных систем, лишенных связанной воды, и опыты, проведенные на крупнозернистых песках, позволяют сделать следующие выводы.

1. Критическая температура зависит от начальной влажности почвы, ее средней плотности и мало зависит от начальной температуры поступающей в почву воды, поскольку запас тепла в воде мал по сравнению с удельной теплотой плавления.

2. При возможной в весенний период температуре почв от нуля до -10°C инфильтрующаяся вода в процессе кристалли-

зации может заполнить свободные поры только в том случае, если начальная влажность песка составляет не менее 87—95 % общего объема пор.

3. Поскольку в песках 87—95 % пор могут быть заполнены влагой лишь в капиллярной зоне, т. е. на высоте нескольких сантиметров над уровнем грунтовой воды, то образование водонепроницаемого слоя в грубодисперсных почвогрунтах может наблюдаться лишь в исключительных случаях.

Совершенно иная картина наблюдается при взаимодействии инфильтрующейся воды с мерзлой почвой, содержащей связанную влагу, замерзающую при температуре от нуля до -10°C . Серия опытов, проведенных на подзолистых и черноземных почвах, а также результаты расчетов по формулам (3.8) и (3.9) позволили сделать вывод, что в почвах со значительным содержанием незамерзшей воды при температуре от нуля до -10°C водонепроницаемый слой образуется, если начальная влажность составляет не менее 50—60 % общего объема пор.

Проверка теплофизического метода была выполнена также в полевых условиях. На Нижнедевицкой воднобалансовой станции и в ГМО Каменная Степь в течение 7 лет проводили активный полевой эксперимент. С целью изучения условий образования водонепроницаемого слоя, а также для уточнения роли влажности и промерзания почвы в формировании потерь талых вод на инфильтрацию на четырех стоковых площадках создавали различные условия увлажнения и промерзания: одну из площадок в дождливый осенний период покрывали навесом, т. е. искусственно иссушали; вторую увлажняли путем залива водой; третью промораживали, а четвертую оставляли в естественном состоянии. С промораживаемой площадки в течение зимы снежный покров убирали, а перед началом снеготаяния ее покрывали снегом так, чтобы общий запас снега на ней был близок к запасу на других площадках.

Результаты активного эксперимента приведены в табл. 3.1.

Наблюдения подтвердили возможность образования водонепроницаемого слоя в природных условиях. Последний образуется при определенных соотношениях температуры и влажности почвы; как будет показано ниже, длительность его существования зависит от глубины промерзания почвы. Так, весной 1970 г. на трех площадках почва в период весеннего половодья была водонепроницаема, потери стока были незначительные, а коэффициенты стока — достаточно высоки. В то же время на площадке 4 почва в период весеннего снеготаяния характеризовалась высокой водопроницаемостью и потери составили 164 мм.

В отношении влияния водонепроницаемого слоя на формирование весеннего половодья показателен 1972-73 г. Водонепро-

Характеристики стока весеннего половодья на площадках

№ площадки	Условия эксперимента	Запасы воды, мм		Образование водонепроницаемого слоя		Глубина промерзания, см
		осенние	весенние	мощность, см	период существования	
1969-70 г.						
1	Промораживание	<u>104</u> 287	<u>122</u> 323	0—6	7/I—30/III	95
2	Естественные	<u>95</u> 268	<u>131</u> 320	0—6	19/III—30/III	56
3	Утепление	<u>111</u> 313	<u>122</u> 309	0—7	20/III—30/III	38
4	Иссушение	<u>88</u> 244	<u>88</u> 250	Нет		80
1970-71 г.						
1	Увлажнение	<u>106</u> 319	<u>160</u> 369	0—20	30/II—28/III	107
2	Иссушение	<u>84</u> 255	<u>104</u> 281	Нет		84
3	Естественные	<u>107</u> 322	<u>132</u> 342	0—12	30/II—28/III	64
4	Промораживание	<u>103</u> 325	<u>100</u> 308	Нет		92
1971-72 г.						
1	Иссушение	<u>62</u> 249	<u>61</u> 236	Нет		116
2	Увлажнение	<u>55</u> 216	<u>106</u> 322	Нет		108
3	Промораживание	<u>49</u> 209	<u>99</u> 302	Нет		138
4	Естественные	<u>47</u> 204	<u>96</u> 313	Нет		90

Таблица 3.1

Нижнедевицкой воднобалансовой станции

Запасы воды на площадке, мм				Сток					
в снеге	в ледяной коре	осадки за половодье	общие	начало	конец	слой, мм	потери, мм		коэффициент стока
							факти- ческие	расчет- ные	

1869-70 г.									
144	14	33,6	192	20/III	3/IV	176,6	15	6	0,92
171	9	33,6	214	19/III	4/IV	198,5	16	5	0,92
207	0	36,4	243	20/III	5/IV	223,1	20	4	0,92
256	0	33,6	290	21/III	3/IV	126,0	164		0,44

1970-71 г.									
168	11	10,5	190	20/III	4/IV	127,0	63		0,67
160	22	10,5	192	20/III	2/IV	137,1	55		0,71
169	7	10,5	186	20/III	3/IV	147,8	38		0,80
217	0	10,5	228	21/III	5/IV	167,2	61		0,73

1971-72 г.									
82		0,0	82	15/III	20/III	5,6	76		0,07
96		6,2	102	16/III	23/III	59,3	43		0,58
121		6,2	127	15/III	23/III	77,0	50		0,61
105		6,2	111	15/III	24/III	35,0	76		0,32

№ площадки	Условия эксперимента	Запасы воды, мм		Образование водонепроницаемого слоя		Глубина промерзания, см
		осенние	весенние	мощность, см	период существования	

1972-73 г.

1	Увлажнение	120	153	0—20	8/III—26/III	75
		364	372			
2	Иссушение	71	119	Нет		85
		228	262			
3	Естественные	105	150	0—20	8/III—26/III	80
		322	371			
4	Промораживание	107	145	15—21	24/III—26/III	100
		354	370			

1973-74 г.

1	Иссушение	80	103	Нет		78
		238	267			
2	Увлажнение	114	157	0—5	20/II—5/III	51
		333	374			
3	Промораживание	142	138	0—8	20/II—23/III	100
		331	331			
4	Естественные	115	168	0—20	20/II—18/III	37
		337	374			

ницаемый слой в почве образовался на площадках 1, 3 и 4, в результате чего наблюдались незначительные потери (от 15 до 39 мм) и высокие коэффициенты стока весеннего половодья. На площадке 2 по условиям увлажнения водонепроницаемый слой не смог образоваться и потери стока были большими по сравнению с другими площадками.

В суглинистых почвах, черноземных и подзолистых, водонепроницаемый слой при температуре от -1 до -2°C образуется при начальной влажности не менее НВ. На исследуемых площадках в случае образования этого слоя потери стока весеннего половодья не превышают 20 мм, в случае отсутствия последнего достигают 130—160 мм. При образовании водонепроницаемого слоя потери, вычисленные по свободной пористости почвы, хорошо согласуются с фактическими данными. Так, весной 1973 г. на площадке 4 водонепроницаемый слой образо-

Запасы воды на площадке, мм				Сток					
в снеге	в ледяной коре	осадки за половодье	общие	начало	конец	слой, мм	потери, мм		коэффициент стока
							факти- ческие	расчет- ные	
1972-73 г.									
79		3,1	82	24/III	28/III	66,7	15		0,82
71		3,1	74	24/III	28/III	16,4	58		0,22
116		3,1	119	24/III	29/III	114,8	4		0,97
122		3,1	125	24/III	28/III	85,6	39		0,69
1973-74 г.									
101	34	14,1	149	15/III	23/III	35,7	113		0,24
115	1	13,1	129	17/III	23/III	58,7	70		0,46
154	0	14,1	168	15/III	29/III	119,8	48		0,72
154	2	15,4	171	15/III	23/III	40,3	131		0,23

вался на глубине 15—21 см. Количество воды, рассчитанное по свободной пористости почвы, т. е. по формуле (3.10), составляет 27 мм, фактически потери — 39 мм. Разность 12 мм, по-видимому, обусловлена потерями на испарение.

За весну 1974 г. по площадкам 2 и 4 (см. табл. 3.1) получилось несоответствие физического состояния почвы со стоковыми данными, особенно на площадке 4: несмотря на образование водонепроницаемого слоя мощностью 20 см, коэффициент стока весеннего половодья на ней немного ниже, чем на иссушаемой площадке. Объясняется это неучтенными потерями стока: часть талой воды стекла, минуя измерительные павильоны. Количественная оценка этих потерь невозможна.

В заключение можно отметить, что результаты полевого эксперимента подтвердили положение о возможности образования водонепроницаемого слоя в мерзлой почве в процессе

теплового взаимодействия с инфильтрующей водой. Анализ материалов активного эксперимента полевых наблюдений Е. Н. Цыкина [102] и данных воднобалансовых станций показал, что водонепроницаемый слой образуется, как правило, в верхних почвенных горизонтах, возникновение его возможно не только в период весеннего снеготаяния, но и во время зимних оттепелей и даже в процессе миграции влаги к фронту промерзания.

Результаты исследований показали, что при температуре от нуля до -10°C водонепроницаемый слой в суглинистой почве может образоваться при начальной влажности не менее 60 % общего объема пор, в песках — при влажности 87—95 % общего объема пор, т. е. при влажности, близкой к полному насыщению. Поскольку столь высокое увлажнение в песках может наблюдаться в капиллярной зоне, т. е. на высоте нескольких сантиметров над уровнем грунтовых вод, то водонепроницаемый слой в песках образуется исключительно редко.

3.4. Практические рекомендации по определению возможности образования водонепроницаемого слоя в почве при взаимодействии с инфильтрующей водой

При инфильтрации воды в мерзлую почву возможность образования водонепроницаемого слоя определяется путем анализа профилей температуры и влажности. Глубина, на которой температура почвы ниже критической, является верхней границей водонепроницаемого слоя; его нижняя граница также устанавливается по точке пересечения температуры почвы и критической температуры (рис. 3.5). Критическая температура для каждого слоя рассчитывается по формулам (3.7) и (3.8) или определяется с помощью номограмм (см. рис. 3.1, 3.2). Как показано на рис. 3.5, водонепроницаемый слой залегает на глубине 7—16 см, мощность его составляет 9 см. По объему свободной пористости в этом слое и в слое, расположенном выше, вычисляется объем потерь талых вод на инфильтрацию.

Результаты полевых наблюдений показали, что водонепроницаемый слой образуется, как правило, около поверхности почвы, а температура почвы в зимний период измеряется с помощью вытяжных термометров, установленных на метеоплощадках на 0,20 м и глубже. В лесах температура почвы практически не измеряется. В результате температуру почвы в зимний период приходится определять расчетным путем.

Температуру мерзлой почвы на любой глубине можно рассчитать по формуле Ф. Н. Шехтер [109], если известны температура воздуха, высота и плотность снега, глубина промерзания

и коэффициент теплопроводности почвы. Расчетная формула имеет вид

$$\theta_z = \frac{y-z}{y + \lambda_m \frac{h}{\lambda^*}} v, \quad (3.12)$$

где θ_z — температура почвы на глубине z ; h, λ^* — высота и коэффициент теплопроводности снежного покрова; y — глубина промерзания; v — среднесуточная температура поверхности снега; λ_m — коэффициент теплопроводности мерзлой почвы.

Коэффициент теплопроводности мерзлой почвы можно определить с помощью экспериментальных зависимостей теплопроводности от влажности [7, 28]. При отсутствии данных о температуре поверхности снега ее принимают равной температуре воздуха.

Для условия увлажнения почвы, близкого к среднему многолетнему, температуру почвы на глубине 0,1 м можно рассчитать с помощью эмпирической зависимости

$$T_{0,1} = 1,18T_{0,2} - 0,1, \quad (3.13)$$

где $T_{0,1}, T_{0,2}$ — температура почвы на глубине 0,1 и 0,2 м.

Температуру почвы на глубине 0,05 м рассчитывают по формуле

$$T_{0,05} = 1,45T_{0,2} + 0,5. \quad (3.14)$$

Известно, что в период, предшествующий снеготаянию, температура мерзлой почвы повышается, а водопроницаемость ее при этом практически не меняется. Повышение температуры мерзлой почвы вызывает оттаивание связанной воды, характеризующейся малой подвижностью. Так, при повышении температуры в типичном черноземе от $-3,0$ до $-0,5^\circ\text{C}$ содержание незамерзшей воды увеличивается от 17,5 до 22,5 %, соответственно льдистость почвы уменьшается на 5,0 %. Однако снижение

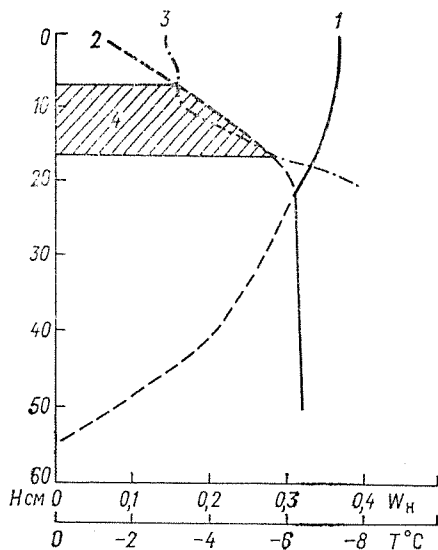


Рис. 3.5. Определение возможности образования водонепроницаемого слоя по профилям температуры и влажности почвы.

1 — влажность почвы, 2 — температура почвы, 3 — критическая температура, 4 — водонепроницаемый слой.

льдистости на 5,0 % практически не меняет водопроницаемости почвы, так как при этом оттаивает вода в мелких порах, слабоподвижная. Следовательно, если в течение зимы во время зимних оттепелей или в процессе миграции влаги образовался и продолжительное время существовал водонепроницаемый слой, то при повышении температуры почвы в предвесенний период его водопроницаемость до полного оттаивания изменяется мало. Согласно вышесказанному, оценку водопоглотительной способности почв в период формирования половодья следует производить с учетом динамики влажности и термического режима почвы в течение всего зимнего периода.

Анализ материалов наблюдений за влажностью и промерзанием почвы в зимний период в бассейнах рек Девицы и Сосны показал, что при влажности почвы $W \geq H_B$ «потенциальная» мощность водонепроницаемого слоя связана с суммой отрицательных температур почвы (0,2 м) за зимний период. Коэффициент стока весеннего половодья довольно тесно связан с мощностью водонепроницаемого слоя. Для бассейна р. Сосны зависимость коэффициента стока весеннего половодья от мощности водонепроницаемого слоя имеет вид

$$\alpha = 0,36e^{0,025h_{в.с}}, \quad (3.15)$$

где α — коэффициент стока весеннего половодья; $h_{в.с}$ — мощность водонепроницаемого слоя, см.

На сети станций наблюдения за влажностью почвы в зимний период проводят в ограниченном объеме, и для расчета изменения профиля влажности почвы и общего запаса влаги в метровом слое в течение зимы необходимо учитывать поступление влаги за счет зимних оттепелей, а также миграцию к фронту промерзания. При близком залегании грунтовых вод пополнение запаса влаги за счет миграции может достигать 50—100 мм в метровой толще.

При глубоком залегании грунтовых вод пополнение запаса влаги не столь значительно, чаще всего наблюдается перераспределение запаса влаги по профилю. В годы с неглубоким промерзанием и интенсивными оттепелями может наблюдаться водоотдача при оттаивании промерзшей почвы и запас влаги в течение зимы уменьшается.

Влажность, измеренная в предвесенний период, является показателем водопроницаемости мерзлой почвы, предвесенняя же температура почвы не всегда характеризует ее водопроницаемость. Поэтому при расчете и прогнозе стока весеннего половодья в качестве термического показателя водопоглотительной способности мерзлой почвы используется глубина промерзания, средняя за зимний период температура почвы на глубине 0,2 м или сумма отрицательных температур почвы за зимний период.

Если после длительного периода с низкой отрицательной температурой почвы наступают интенсивные оттепели, то глубину залегания и мощность водонепроницаемого слоя следует определять по значению температуры почвы за период, предшествующий оттепели. Если в период после образования водонепроницаемого слоя температура почвы существенно не снижается и даже несколько повышается, то это не сопровождается существенным повышением водопоглотительной способности почвы до ее полного оттаивания.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОТЕРЬ СТОКА НА ИНФИЛЬТРАЦИЮ В ПОЛЕ И В ЛЕСУ

4.1. Условия образования водонепроницаемого слоя в поле и в лесу

В лесной зоне условия формирования стока весеннего половодья на полевых и лесных водосборах различны, что в значительной мере обусловлено особенностями водно-физических свойств почв в поле и в лесу.

Здесь распространены в основном подзолистые и дерново-подзолистые почвы, характеризующиеся расчленением по профилю на четко выраженные генетические горизонты с разными водно-физическими свойствами, что осложняет изучение процесса инфильтрации.

Верхний горизонт *A* лесных почв характеризуется высокой водопроницаемостью, что связано, с одной стороны, с высокой пористостью, составляющей 50—65 %, а с другой — с малым содержанием глинистых частиц по сравнению с горизонтом *B*.

Горизонт *A* полевых почв менее проницаем по сравнению с лесными почвами. Он характеризуется меньшей пористостью (48—58 %), большей плотностью и, как правило, большим содержанием глинистых частиц. В горизонте *B* как полевых, так и лесных почв глинистых частиц содержится больше, чем в горизонте *A*. На это обратил внимание еще В. С. Дыгало в работе [20]. Следует помнить о том, что эти закономерности характерны только для суглинистых подзолистых и дерново-подзолистых почв. В песчаных и супесчаных подзолах, а также в серых лесных почвах подобную закономерность не удалось обнаружить. Горизонт *B* лесных почв уплотнен, к тому же содержание глинистых частиц высокое, в результате иллювиальный горизонт *B* в лесах слабопроницаем; он является относительным водупором. Благодаря высокой водопроницаемости верхнего слоя лесных почв и слабой проницаемости горизонта *B* в лесах в период весеннего половодья очень часто образуется верховодка. В полях верховодка образуется значительно реже, так как на полевых водосборах во время зимних оттепелей и весеннего снеготаяния практически ежегодно, за редким исключением, в верхних слоях почвы образуется водонепроницаемый слой, исключаяющий или снижающий потери стока на инфильтрацию (табл. 4.1). Как показали результаты лабораторных и полевых исследований, в суглинистых почвах полная закупорка водопроводящих пор в процессе инфильтрации наступает в том случае, если начальная влажность мерзлой почвы составляет

не менее 60 % общего объема пор, в песках — при влажности, близкой к полному насыщению.

На лесных водосборах водонепроницаемый слой образуется исключительно редко, и лесная почва в весенний период проницаема. Как показывают материалы воднобалансовых станций, в лесных почвах в предвесенний период наблюдаются большие дефициты влажности по сравнению с полевыми (см. табл. 4.1). Потери стока весеннего половодья на лесных водосборах больше, чем на полевых. Так, например, по материалам Подмосковной воднобалансовой станции, в среднем за 18 лет (1953—1970 гг.) потери стока весеннего половодья на логу Лесном составляют 139 мм, на логу Полевом — 52 мм, коэффициенты стока соответственно 0,18 и 0,69. Подобные соотношения потерь в поле и в лесу характерны также для района Тосненской стоковой станции и малых лесных водосборов бассейна р. Вятки.

По материалам Тосненской стоковой станции (табл. 4.2), в период наблюдений (1935—1940 гг.) ежегодно в предвесенний период верхний метровый слой луговой почвы был практически полностью насыщен влагой, в результате чего во все годы, за исключением 1938 г. (когда почва была талой), в гумусовом горизонте образовывался водонепроницаемый слой и инфильтрация талой воды в почву весной была незначительной, а коэффициенты стока высокими (0,63—0,98). Самый низкий коэффициент стока и большие потери наблюдались в 1936 г., несмотря на наличие водонепроницаемого слоя у самой поверхности. Значительные потери на испарение и инфильтрацию, по-видимому, были связаны с аномально длительным затяжным снеготаянием.

В лесных почвах за эти же годы наблюдался дефицит влаги, поэтому водонепроницаемый слой не мог образоваться и коэффициенты стока были малы, так как инфильтрация талых вод в почву была высокой. Исключением являлся 1936 г., так как после обильных осадков осенью 1935 г. дефицит влажности в лесных почвах был мал — 23 мм в 100-сантиметровом слое, что связано с образованием водонепроницаемого слоя в горизонте A_1 . В результате в этом году коэффициенты стока в лесу и на лугу оказались близкими.

Данные, приведенные в табл. 4.1 и 4.2, показывают, что на полевых участках во время зимних оттепелей и в период весеннего снеготаяния во все годы, за редким исключением, условия увлажнения и промерзания почвы были благоприятны для образования водонепроницаемого слоя. Например, на логу Полевом лишь в 3 годах из 18 в почве не было водонепроницаемого слоя, при этом в 10 годах мощность последнего составляла 20 см и более. На логу Лесном за этот же период наблюдений водонепроницаемый слой до 4 см имел место в 5 годах и до 7 см — только в 2 годах.

Анализ материалов рассмотренных выше воднобалансовых станций показал, что в лесу потери стока на инфильтрацию

Таблица 4.1

Характеристики стока весеннего половодья по логам Полевому и Лесному Подмосковной воднобалансовой станции и парным водосборам бассейна р. Вятки

Год	Коэффициент		Глубина промерзания к началу снеготаяния, см		Потери стока, мм		Дефицит влажности, мм		Образование водонепроницаемого слоя в почвенных горизонтах										
									многолетняя залежь					березовый лес					
	луг	лес	луг	лес	луг	лес	луг	лес	A ₀	A ₁	A ₂ B ₁	B ₁	B ₂	A ₀	A ₁	A ₂	A ₂ B ₁	B ₂	
									0—4	4—20	20—36	36—64	64—105	0—4	4—7	7—20	20—57	57—94	

Лога Полевой и Лесной

1955	0,67	0,34	10	0	86	178	68,0	125	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1956	0,14	0,02	60	40	158	197	158	223	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1957	0,52	0,21	24	2	76	142	88,0	122	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1958	0,53	0,12	32	5	80	163	102	150	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1959	0,95	0,20	53	17	7	131	53,6	132	+	+	+	—	—	+	—	—	—	—
1960	0,86	0,07	40	38	21	165	113	180	+	+	—	—	—	+	+	—	—	—
1961	0,49	0,22	10	6	70	112	81,6	106	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1962	0,68	0,09	40	6	37	139	68,0	141	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—
1963	1,29	0,41	80	32	—37	90	18,6	92,7	+	+	+	—	—	+	+	—	—	—
1964	0,88	0,05	113	59	13	103	115	163	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—
1965	0,65	0,00	78	25	35	122	179	186	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1966	0,58	0,34	14	0	86	160	81,0	120	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1967	0,49	0,05	31	13	77	158	152	198	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1968	0,30	0,10	35	0	128	174	138	136	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1969	0,79	0,04	80	54	24	125	81	155	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1970	0,66	0,33	30	9	89	201	57	132	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—
1971	0,88	0,03	60	25	10	90	73	102	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1972																		

Большой Перелаз—Забережник

1973	0,71	0,26	40	50	33	86	88	181	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
------	------	------	----	----	----	----	----	-----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Таблица 4.2

Характеристика весеннего стока со стоковых площадок Тосненской станции за период 1935—1940 гг.

Год	Коэффициент стока		Глубина промерзания к началу снеготаяния, см		Потери талых вод, мм		Дефицит влажности почвы перед снеготаянием *, мм		Наличие водонепроницаемого слоя в почвенных горизонтах **									
									луг				лес					
	луг	лес	луг	лес	луг	лес	луг	лес	A_1'	A_1''	A_2	B	A_1'	A_1''	A_2	A_2B	B	
									0—5	5—19	19—27	27—53	0—5	5—12	12—20	20—45	45—75	
1935	0,73	0,55	9	11	33	75	0	—64	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	0,63	0,64	10	6	52	62	0	—23	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—
1937	0,84	0,49	22	54	22	67	29	—128	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—
1938	0,82	0,41	Талая		24	95	—28	—63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1939	0,98	0,36	10	24	2	92	—16	—68	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1940	0,78	0,11	5	53	27	117	0	—103	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Полная влагоемкость за вычетом запаса влаги в почве (на лугу — для слоя 100 см, в лесу — для слоя 110 см).

** Знак «плюс» (+) — водонепроницаемый слой должен был образоваться, знак «минус» (—) — водонепроницаемый слой не мог образоваться.

практически не зависят от глубины промерзания и определяются в основном степенью увлажнения почвы. А. И. Субботин и В. С. Дыгало отмечают, что «интенсивность просачивания в почву талых вод в лесу зависит не столько от промерзания, сколько от степени увлажнения почвы» [87]. Н. И. Капотова указывает, что промерзание почвогрунтов в лесах почти не влияет на питание и сток грунтовых вод, а следовательно, и на потери талых вод [38]. В. Д. Комаров также отмечает, что основным фактором суммарных потерь талых вод в таежно-подзолистой зоне является влагонасыщенность бассейна, а влияние промерзания на объем потерь стока на впитывание в лесах слабое [46].

Е. С. Змиева придерживается иной точки зрения, полагая, что расчет и прогноз потерь талого стока в лесу следует производить с учетом не только увлажнения, но и глубины промерзания почвы [22]. Однако данные, приведенные в табл. 4.1 и 4.2, позволяют сделать вывод, что на лесных водосборах основным фактором, определяющим потери талых вод на инфильтрацию, является дефицит влажности метрового слоя почвы.

В отличие от лесных водосборов, на полевых потери на инфильтрацию зависят не только от влажности, но и от глубины промерзания почвы. Водопроницаемость полевых почв меньше по сравнению с лесными как в талом, так и в мерзлом состоянии.

Потери талых вод на инфильтрацию в поле определяются глубиной залегания водонепроницаемого слоя, его мощностью и продолжительностью существования. Последняя зависит от глубины промерзания почвы. При малой глубине промерзания водонепроницаемый слой существует непродолжительное время и успевает оттаять еще до окончания половодья.

Как уже говорилось, в предвесенний период дефицит влажности лесных почв значительно больше по сравнению с полевыми, что обусловлено более высокой пористостью лесных почв. Н. Ф. Созыкин отмечает, что лесные подзолистые почвы обладают в 3 раза большей действующей скважностью, чем почвы на выгоне [85].

Для лесных стоковых площадок, логов и залесенных водосборов с площадью до 2300 км² получены связи коэффициентов стока весеннего половодья с дефицитом влажности лесных почв. Общая зависимость получена для ряда залесенных водосборов Северо-Запада ЕТС (р. Луга—г. Луга, $F=2360$ км², залесенность 54 %; р. Тосна—д. Рубежи, $F=1210$ км², залесенность 74 %; р. Кересть—Сябраницы, $F=833$ км², залесенность 77 %) и Подмосковья (р. Медвенка, $F=40,0$ км², залесенность 45 %; р. Закза, $F=17,0$ км², залесенность 73 %; лог Лесной, $F=0,066$ км², залесенность 100 %). Отдельные точки по бассейну р. Вятки также не отклоняются от этой общей зависимости, ана-

литическое выражение связи коэффициента стока весеннего половодья с дефицитом влажности почвы имеет вид

$$\alpha = 1,40e^{0,0131D}, \quad (4.1)$$

где α — коэффициент стока весеннего половодья; D — дефицит влажности метрового слоя почвы (от полной влагоемкости), мм. Коэффициент корреляции зависимости (4.1) составляет 0,93.

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что на водосборах лесной зоны основной объем потерь на инфильтрацию формируется на залесенных участках. Следовательно, при расчетах стока весеннего половодья необходимо учитывать не только степень залесенности водосбора, но и расположение залесенных участков на нем. При данном значении залесенности потери талых вод на инфильтрацию будут меньшими в случае расположения залесенных участков в приводораздельной части водосбора. При расположении залесенных участков на пути стока талых вод с полевых потери могут быть существенно выше.

Потери такого стока в лесах в значительной мере определяются дефицитом влажности почвы в предвесенний период. С дефицитом влажности лесных почв связано также пополнение запаса почвенной влаги в период весеннего половодья. Для лесных почв (бассейны рек Вятки и Тосны, районы Валдая и Подмосковной воднобалансовой станции) получена линейная зависимость пополнения запаса почвенной влаги (в метровом слое) от предвесеннего дефицита влажности почвы (рис. 4.1).

С помощью этой зависимости, зная дефицит влажности почвы, можно определить объем безвозвратных потерь стока весеннего половодья. Аналитическое выражение зависимости, представленной на рис. 4.1, имеет вид

$$\Delta W = 0,84D - 84, \quad (4.2)$$

где ΔW — пополнение запаса почвенной влаги, мм; D — дефицит влажности почвы (от полной влагоемкости), мм. Коэффициент корреляции этой зависимости составляет 0,94; $\sigma_D = 28,9$ мм; $\sigma_{\Delta W} = 27,1$ мм.

Для полевых почв лесной зоны подобной зависимости не получено, так как их инфильтрационная способность в мерзлом состоянии определяется в основном двумя факторами: влажностью и глубиной промерзания.

Талые воды, просочившиеся в почву в период снеготаяния, не полностью расходуются на пополнение влагозапасов почвы. Часть просочившейся воды, несмотря на слабую проницаемость горизонта B , идет на пополнение запасов грунтовых вод и частично с грунтовым стоком поступает в реки в период весеннего половодья. Потери талых вод на пополнение запасов грунтовых вод можно учесть, если известны режим грунтовых вод данного водосбора и коэффициенты водоотдачи почвогрунтов.

В лесной зоне объем потерь талых вод на инфильтрацию определяется в основном водопоглотительной способностью лесных почв водосбора, их водопроницаемостью. В бассейнах рек Москвы, Тосны, Вятки во все годы наблюдений почвы под лесом в предвесенний период характеризуются значительным дефицитом влажности (см. табл. 4.1), являющимся показателем их водопроницаемости.

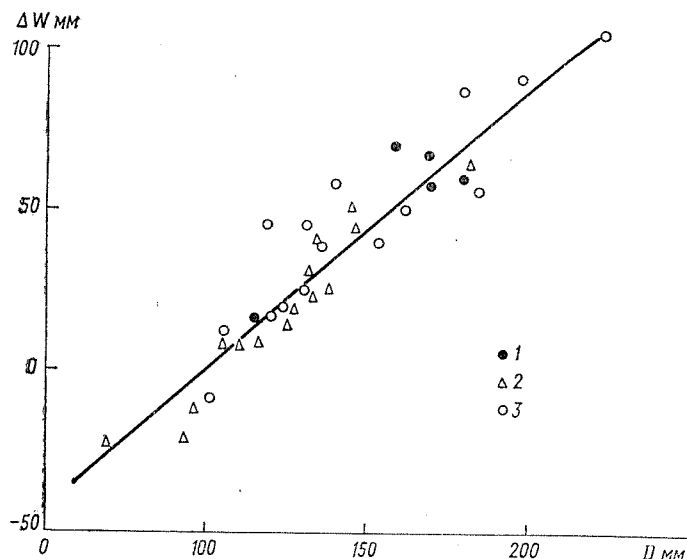


Рис. 4.1. Зависимость пополнения запасов влаги лесной почвы от дефицита влажности почвы.

1 — Подмосковная воднобалансовая станция, 2 — бассейн р. Вятки, 3 — бассейн р. Тосны.

Для расчета дефицитов влажности почвы необходимы данные о запасах почвенной влаги на водосборе и о пористости основных типов почв. Пористость метрового слоя почвы была определена по формуле

$$n' = 1 - \frac{d}{\gamma},$$

где n' — пористость почвы в долях объема; d — плотность почвы, г/см^3 ; γ — плотность твердой фазы почвы, г/см^3 .

4.2. Интегральные показатели водопоглотительной способности почв в период формирования половодья

Выше уже говорилось о значительном влиянии водонепроницаемого слоя на объем и динамику потерь талых вод на инфильтрацию. Анализ материалов наблюдений за влажностью и про-

мерзанием почвы на водосборах, а также результаты активного полевого эксперимента показали, что образуется этот слой, как правило, у поверхности и не только в период весеннего снеготаяния, но и во время зимних оттепелей и даже в процессе миграции влаги к фронту промерзания. Вероятность образования водонепроницаемого слоя на полевых водосборах лесной и лесостепной зон достаточно высокая: на водосборе лога Полевого Подмосковной воднобалансовой станции в течение 10 лет из 17 наблюдался водонепроницаемый слой мощностью 20 см, в бассейне р. Девицы — в течение 12 лет из 24. При образовании водонепроницаемого слоя на значительной части водосбора и длительном его существовании потери стока весеннего половодья незначительны, а коэффициент стока высок.

При расчетах и прогнозах стока весеннего половодья необходимо учитывать характеристики водонепроницаемого слоя (глубину, мощность, занимаемую площадь на водосборе и продолжительность существования). В то же время сеть не располагает необходимой информацией для определения этих характеристик, в зимний период температура не измеряется в верхних слоях почвы, а данные сетевых наблюдений по влажности почвы не позволяют оценить распределение водонепроницаемого слоя по площади водосбора.

Для решения этих вопросов были использованы материалы экспедиционных исследований по маршрутным съемкам влажности почвы. При этом глубина и мощность водонепроницаемого слоя определялись теплофизическим методом [28] в каждой точке измерения влажности почвы.

Выполненные массовые расчеты характеристик водонепроницаемого слоя на малых водосборах лесостепной и лесной зон показали, что водопроницаемость мерзлой почвы определяется в основном запасом влаги в верхних слоях (0—20 см).

Следовательно, степень увлажнения верхнего слоя является одним из показателей водопоглотительной способности почв. Мерзлая почва в процессе инфильтрации становится водонепроницаемой при определенных соотношениях температуры и влажности; это значит, что другим не менее важным показателем водопроницаемости почвы является ее температура.

Поскольку водонепроницаемый слой образуется чаще всего в поверхностных слоях почвы, а температура ее в зимний период измеряется на глубине 20 см, то для построения полного профиля температуры были использованы данные специальных наблюдений, позволившие установить связь температуры почвы на глубинах 5, 10 и 20 см. К тому же температура почвы, измеренная в предвесенний период, не всегда является объективным критерием ее водопроницаемости. Образовавшийся во время зимних оттепелей водонепроницаемый слой может не исчезнуть с повышением температуры почвы, и водопроницаемость его не изменится до полного оттаивания. Дело в том, что

при промерзании почвы, а также в процессе инфильтрации и миграции кристаллизуется прежде всего наиболее подвижная влага в крупных порах. При повышении температуры почвы до нуля оттаивает вода мелких пор, связанная и малоподвижная.

Следовательно, температура почвы, измеренная перед началом впитывания талых вод в мерзлую почву, может дать неправильное представление о водопроницаемости последней.

Очевидно, водопроницаемость мерзлых почв в период формирования половодья определяется не значением температуры

в данный момент или в период, предшествующий снеготаянию, а термическим режимом почвы в течение зимы. Исходя из этого за показатель водопроницаемости принята сумма отрицательных температур почвы за зимний период на глубине 20 см.

С учетом вышесказанного за интегральный показатель водопроницаемости мерзлых почв принято произведение влажности (или запаса влаги) в слое 0—20 см и суммы отрицательных температур почвы за зимний период на глубине

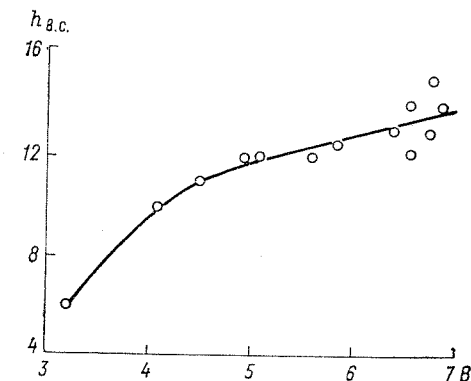


Рис. 4.2. Зависимость мощности водонепроницаемого слоя от показателя водопроницаемости почвы.

20 см (B). При отсутствии данных по температуре почвы можно использовать данные о глубине промерзания. С интегральным показателем водопоглотительной способности почв довольно тесно связана средняя по водосбору мощность водонепроницаемого слоя. На рис. 4.2 приведена зависимость мощности этого слоя от показателя водопроницаемости $h_{в.с.} = f(B)$ для малых водосборов Каменной Степи. Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид

$$h_{в.с.} = 3,43e^{0,207B}, \quad (4.3)$$

где $h_{в.с.}$ — мощность водонепроницаемого слоя, см; B — показатель водопроницаемости, равный $\frac{\bar{W}_{0-20} \sum (-T)}{1000}$; $\bar{W}_{0-20}$ — средняя по водосбору объемная влажность почвы (слой 0—20 см), %; $\sum (-T)$ — сумма отрицательных температур почвы за зимний период на глубине 20 см.

Корреляционное отношение зависимости (4.3) составляет 0,90 при вероятной ошибке $\sigma_r = \pm 0,04$.

При замене $\sum (-T)$ глубиной промерзания почвы зависимость мощности водонепроницаемого слоя от показателя водонепроницаемости имеет вид

$$h_{в.с} = 74,6e^{0,17B}, \quad (4.4)$$

где $B = \frac{\bar{W}_{0-20}h_{пр}}{1000}$; $h_{пр}$ — максимальная за зимний период глубина промерзания почвы, см.

Корреляционное отношение этой зависимости несколько ниже, чем по уравнению (4.3), $r = 0,79$ при $\sigma_r = \pm 0,07$. Для бассейна р. Девицы можно использовать зависимости (4.3) и (4.4).

Продолжительность существования водонепроницаемого слоя в значительной мере зависит от глубины промерзания и суммы отрицательных температур почвы на глубине 0,2 м за зимний период. Зависимость продолжительности существования водонепроницаемого слоя от глубины промерзания почвы аппроксимируется уравнением

$$\tau = 0,007L^{1,82}, \quad (4.5)$$

где τ — длительность существования водонепроницаемого слоя, сут; L — максимальная глубина промерзания почвы, см (по мерзлотомеру Данилина).

Корреляционное отношение этой зависимости составляет 0,74 при $\sigma_r = 0,088$.

Зависимость продолжительности существования водонепроницаемого слоя от суммы отрицательных температур имеет вид

$$\tau = 3,74e^{0,011\sum (-T)}, \quad (4.6)$$

где $\sum (-T)$ — сумма отрицательных температур почвы за зимний период на глубине 20 см, °С.

Зависимость эта более тесная по сравнению с предыдущей, корреляционное отношение составляет 0,96 при $\sigma_r = 0,02$.

Зависимости (4.3) и (4.4) использованы для анализа условий формирования стока весеннего половодья; в тех случаях, когда продолжительность существования водонепроницаемого слоя менее периода снеготаяния, влияние последнего на объем потерь талого стока можно не учитывать. Однако на формирование гидрографа весеннего стока даже непродолжительное существование водонепроницаемого слоя может оказать значительное влияние.

Если продолжительность существования водонепроницаемого слоя определяется прежде всего глубиной промерзания, то площадь, занятая этим слоем на водосборе, зависит в основном от влажности почвы. Для бассейна р. Девицы и малых водосборов Каменной Степи установлена зависимость доли площади, занятой водонепроницаемым слоем, от средней влажности почвы

на водосборе (в слое 0—20 см). Связь $D=f(\bar{W})$ линейна и аппроксимируется уравнением

$$D = 0,05\bar{W} - 1,85, \quad (4.7)$$

где D — доля площади водосбора, занятой водонепроницаемым слоем; $\bar{W}$ — средняя по водосбору объемная влажность в слое 0—20 см, %. Коэффициент корреляции этой зависимости составляет 0,78 при $\sigma_r=0,05$. Зависимостью (4.7) можно пользоваться при глубине промерзания почвы более 30 см.

Выше было показано, что мощность водонепроницаемого слоя связана с показателем водопроницаемости выражениями

$$B = \frac{\bar{W}_{0-20} \sum(-T)}{1000} \text{ или } B = \frac{\bar{W}_{0-20} h_{\text{пр}}}{1000}, \text{ а доля площади свя-}$$

зана с запасом влаги в слое 0—20 см. Поскольку потери талых вод на инфильтрацию зависят как от мощности водонепроницаемого слоя, так и от его площадного распространения, за интегральный показатель потерь талого стока принята величина

$$B'' = \frac{\bar{W}_{0-20}^2 \sum(-T)}{1000} \text{ или } B'' = \frac{\bar{W}_{0-20}^2 h_{\text{пр}}}{1000}, \text{ где } h_{\text{пр}} \text{ — глубина про-}$$

мерзания почвы, см.

Для полевых водосборов бассейна р. Дона и Подмосковной воднобалансовой станции установлены зависимости потерь и коэффициента стока весеннего половодья от показателя B'' . Зависимости эти локальны, но выражены достаточно четко. Связь коэффициента стока весеннего половодья с показателем потерь для лога Полевого (Подмосковная воднобалансовая станция) аппроксимируется уравнением

$$\alpha = 0,13 (B'')^{0,29}, \quad (4.8)$$

где $B'' = \frac{\bar{W}_{0-20}^2 h_{\text{пр}}}{1000}$; $\bar{W}_{0-20}$ — запас влаги в предвесенний период в слое 0—20 см, мм.

Корреляционное отношение зависимости (4.8) составляет 0,87 при $\sigma_r=0,057$. Зависимость (4.8) оказалась некорректной для 1956 и 1973 гг.: эти годы характеризуются аномально высокими потерями талых вод на инфильтрацию, что связано с выпадением обильных осадков после схода снежного покрова.

Е. С. Змиева [22] за показатель потерь талого стока принимает произведение дефицита влажности в метровом слое почвы и глубины промерзания. Очевидно, запас почвенной влаги в метровом слое не является показателем водопроницаемости мерзлой почвы, и поэтому более тесные связи получены при использовании интегрального показателя B'' .

Дефицит запаса почвенной влаги в метровом слое является интегральным показателем водопоглотительной способности

почв и потерь талого стока на залесенных водосборах. Лесные почвы характеризуются высокой водопроницаемостью, водонепроницаемый слой в них образуется очень редко. На залесенных водосборах потери и коэффициент стока весеннего половодья практически не зависят от глубины промерзания почвы [30]. Для лесных стоковых площадок, логов и залесенных речных водосборов малой площади (около 2000 км²) получена довольно тесная зависимость коэффициента талого стока от дефицита

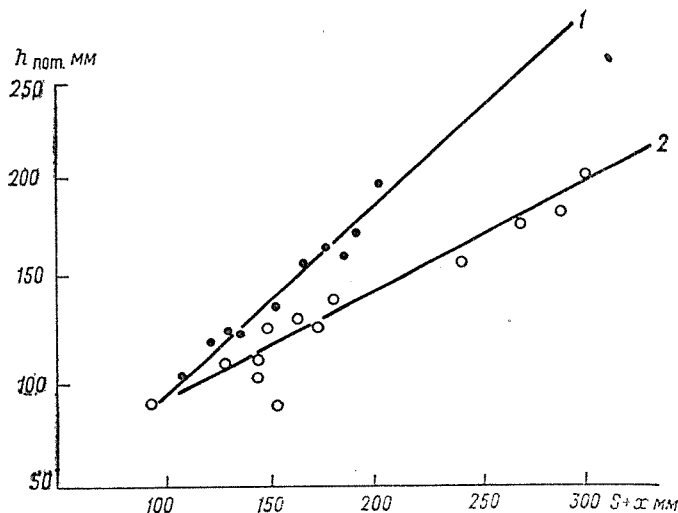


Рис. 4.3. Зависимость потерь талого стока от запасов воды на водосборе. Лог Лесной.

1 — дефицит влажности почвы более 150 мм, 2 — дефицит влажности почвы менее 150 мм.

влажности почвы (в метровом слое) в предвесенний период.

Потери талого стока на логу Лесном (Подмосковная водно-балансовая станция) зависят как от общего запаса влаги на водосборе ($S+x$ — снегозапасы плюс осадки за период снеготаяния и половодья), так и от дефицита влажности почвы (рис. 4.3). При дефиците влажности почвы больше 150 мм зависимость $h_{пот} = f(S+x)$ имеет вид

$$h_{пот} = 0,91(S+x) + 4, \quad (4.9)$$

а при дефиците менее 150 мм

$$h_{пот} = 0,52(S+x), \quad (4.10)$$

где $h_{пот}$ — потери стока весеннего половодья, мм; $S+x$ — запасы влаги на водосборе, мм.

Корреляционное отношение зависимости (4.9) составляет 0,98 при $\sigma_r = 0,013$, а зависимости (4.10) — 0,99 при $\sigma_r = 0,007$.

Зависимость (4.10) оказалась некорректной для 1963 г., что обусловлено образованием в почве водонепроницаемого слоя, существовавшего до конца половодья.

Установленные интегральные показатели водопоглотительной способности почв позволяют производить расчет характеристик стока весеннего половодья для водосбора в целом. Определение этих показателей производится на основе данных стандартных сетевых наблюдений за влажностью и термическим режимом почв. Для полевых водосборов малой площади получены связи коэффициентов стока весеннего половодья с показателем водонепроницаемости почв. В дальнейшем эти разработки рекомендуются использовать для уточнения прогностических зависимостей на средних реках. Анализ условий формирования стока весеннего половодья на средних реках показал, что на частично залесенных водосборах Северо-Запада и бассейна р. Вятки (при залесенности более 50 % и площади водосбора 2000—10 000 км²) наблюдается зависимость коэффициентов стока весеннего половодья от дефицита влажности лесных почв. Здесь, как и на малых лесных водосборах, интегральным показателем потерь является дефицит влажности лесной почвы. При залесенности менее 15 % влияние леса можно не учитывать и рассматривать водосбор как полевой. В этом случае оценка потерь талого стока может производиться с помощью показателя B'' . Вопрос о показателе потерь талого стока на частично залесенных водосборах (залесенность от 15 до 50 %) остается неясным.

4.3. Методы расчета потерь стока весеннего половодья и возможности использования их в прогностической практике

Суммарные потери стока весеннего половодья складываются из потерь на испарение, поверхностное задержание и инфильтрацию (пополнение запасов почвенной влаги и питание грунтовых вод). На малых и средних водосборах лесной и лесостепной зон ЕТС временная изменчивость потерь талых вод обусловлена в основном значительной изменчивостью водопоглотительной способности почв. На полевых водосборах лесной и лесостепной зон коэффициент вариации C_v потерь талого стока составляет 0,60—0,86, на заболоченных водосборах (неосушенные верховые болота) C_v достигает 0,90. Лесные и заболоченные водосборы, на которых распространены неосушенные низинные и осушенные верховые и низинные болота, характеризуются меньшей изменчивостью потерь стока весеннего половодья; C_v лесных водосборов равно 0,20—0,24, а заболоченных — 0,40—0,50.

Некорректная оценка потерь может привести к значительным ошибкам при прогнозировании объемов стока весеннего по-

ловодья. Так, например, в бассейне р. Дона (до станицы Канзанской) весной 1966 и 1967 гг. при значительных (экстремальных) снегозапасах прогнозируемые объемы стока были существенно завышены, что связано со значительными потерями талых вод на инфильтрацию.

Существует ряд методов оценки объема потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлые почвы. С. И. Харченко [99] для зоны недостаточного увлажнения предложил зависимость потерь талого стока от дефицита влажности почвы. Эта зависимость не учитывает глубину промерзания почвы. Результаты лабораторных и полевых исследований позволили сделать вывод, что влияние глубины промерзания почвы можно не учитывать при оценке потерь талого стока только на залесенных водосборах. Расчеты потерь, выполненные по формуле Харченко, показали, что она дает удовлетворительные результаты для полевых водосборов в тех случаях, когда водонепроницаемый слой в почве не образуется.

В дальнейшем С. И. Харченко [100] уточнил зависимость потерь от дефицита влажности, введя показатель льдистости почвы. Однако предложенная им зависимость сложна, и сеть не располагает необходимыми материалами для ее использования.

Объем потерь воды на инфильтрацию можно рассчитать теплофизическим методом [28]. В случае образования в почве на той или иной глубине водонепроницаемого слоя и при условии длительного существования последнего (высокая глубина промерзания) объем потерь талых вод на инфильтрацию подсчитывается по формуле

$$V = \left[d_n n' - d_b W_n + d W_{nz}(0) \left(1 - \frac{d_n}{d_b} \right) \right] d_b^{-1}, \quad (4.11)$$

где W_n — начальная влажность почвы, $\text{см}^3/\text{см}^3$; n' — пористость, $\text{см}^3/\text{см}^3$; d_n , d_b , d — плотность льда, воды и средняя плотность почвы, $\text{г}/\text{см}^3$; $W_{nz}(0)$ — содержание незамерзшей воды в долях массы сухой почвы; V — объем инфильтрующейся воды в единице объема промерзшей почвы, $\text{см}^3/\text{см}^3$.

Общий объем потерь талой воды на инфильтрацию определяется путем суммирования значений V по глубине почвы от поверхности до верхней границы водонепроницаемого слоя.

Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию как частное решение вопроса об инфильтрации воды в мерзлые почвы не может быть использован в тех случаях, когда водонепроницаемый слой в почве не образуется. Универсальная схема расчета потерь воды на инфильтрацию в мерзлую почву может быть представлена системой дифференциальных уравнений тепло- и влагопереноса в пористой среде. Необходимым условием реализации этого решения является

определение водно- и теплофизических характеристик талых и мерзлых почв.

В период формирования весеннего половодья часть почв на водосборе может быть в талом состоянии. В этом случае оценка потерь талых вод на инфильтрацию производится путем решения дифференциального уравнения влагопроводности или на основе модели капиллярно-пористого тела (см. п. 2.4).

Использование теплофизического метода, а также математических моделей влагопереноса для расчета инфильтрации в талые и мерзлые почвы дает возможность оценить объем и динамику потерь в точке. Для перехода от точки к водосбору необходимо учитывать доли площадей с разной инфильтрационной способностью и их расположение на водосборе. Оценка инфильтрационной способности почв на водосборе производится путем картирования основных водно- и теплофизических характеристик талых и мерзлых почв по площади водосбора. Данные об инфильтрационной способности почв отдельных участков водосбора позволяют реализовать математические модели для расчета объема и динамики потерь для водосбора в целом.

Для водосбора р. Вятки на основе экспериментальных определений в гидрофизической лаборатории составлены карты-схемы водно- и теплофизических характеристик почв. На рис. 4.4 приведена карта-схема фильтрационных свойств почв. Коэффициент фильтрации для ненабухающих почв является важнейшей водно-физической константой, используемой в ряде формул для расчета влагопроводности, а также инфильтрации воды в талую почву.

На карте, приведенной на рис. 4.5, даны значения критической влажности почвы (в долях объема) в поле и в лесу, при которых образуется водонепроницаемый слой, если температура почвы равна $-1,0^{\circ}\text{C}$. С помощью этой карты, зная температуру (или глубину промерзания) почвы и ее влажность, на водосборе можно выделить водонепроницаемые участки и участки с провальной фильтрацией, что позволит уточнить расчеты объема суммарных потерь талых вод на инфильтрацию для водосбора в целом.

Если водонепроницаемый слой занимает более половины площади водосбора, суммарные потери стока весеннего половодья можно рассчитать по формуле [9]

$$P = 29,1 + 0,87(S + x) - 3,46h_{в.с.}, \quad (4.12)$$

где P — слой потерь стока весеннего половодья, мм; $S + x$ — снегозапасы плюс осадки за период весеннего половодья, мм; $h_{в.с.}$ — средняя по водосбору мощность водонепроницаемого слоя, см.

Среднюю по водосбору мощность водонепроницаемого слоя можно определить при наличии данных съемок влажности и промерзания почвы в предвесенний период или подсчитать с по-

мощью эмпирической зависимости [9] на основе данных полевых наблюдений за влажностью и промерзанием (температурой) почвы на сети станций.

Для бассейна р. Сосны установлена зависимость коэффициента стока весеннего половодья от средней по водосбору мощности водонепроницаемого слоя:

$$\alpha = 0,37e^{0,026h_{в.с}}, \quad (4.13)$$

где α — коэффициент стока весеннего половодья; $h_{в.с}$ — средняя для водосбора мощность водонепроницаемого слоя.

Анализ материалов фактических наблюдений показал, что при средней мощности водонепроницаемого слоя, большей 25 см, коэффициент стока весеннего половодья близок к единице.

В случае слабого промерзания или слабого увлажнения почвы, так называемая сухая мерзлота, расчет потерь стока весеннего половодья производится по формуле [9]

$$P = 0,87(S + x). \quad (4.14)$$

Из уравнения (4.14) следует, что в случае правильной фильтрации объем потерь определяется в основном запасами воды на водосборе.

На заболоченных водосборах при оценке потерь талых вод на инфильтрацию следует учитывать не только степень заболоченности, но и тип болот (верховое или низинное), осушенное оно или нет. Так, на низинных болотах с грунтовым питанием изменчивость аккумулятивной емкости меньше, чем на верховых болотах, и, несмотря на глубокое залегание уровня болотных вод, верхние слои не бывают столь иссушены, как на верховых болотах, капиллярные свойства которых неблагоприятны.

Анализ режимных данных по влажности и промерзанию верховых болот показал, что водопоглотительная способность их деятельного слоя в период формирования весеннего половодья определяется глубиной залегания уровня грунтовых вод и от глубины промерзания практически не зависит. Как отмечено в монографии К. Е. Иванова [23], «... водоупорным горизонтом в период снеготаяния служит не мерзлая поверхность болота, а горизонт грунтовых вод, и от высоты его стояния к началу снеготаяния зависит толщина аккумулирующего слоя».

Действительно, при инфильтрации талых вод водонепроницаемый слой на верховых болотах не образуется, они характеризуются высокой водопроницаемостью как до, так и после осушения. Номограммы, позволяющие определить возможность образования водонепроницаемого слоя на верховых болотах, приведены на рис. 4.6. Как показывает рисунок, при возможной в предвесенний период температуре деятельного слоя от -1 до -10°C водонепроницаемый слой может образоваться, если влажность сфагнового очеса составляет не менее 90 % полной

насыщенности пор. Поскольку высота капиллярного поднятия в сфагновом очесе не превышает 15—20 см, можно с уверенностью сказать, что столь высокое увлажнение в верхних слоях деятельного слоя может иметь место только в топях и мочажинах, основная же часть болота в предвесенний период характеризуется высокой водонепроницаемостью. Водонепроницаемый слой в деятельном слое верховых болот может образоваться в исключительных случаях при смыкании глубины промерзания с уровнем грунтовых вод.

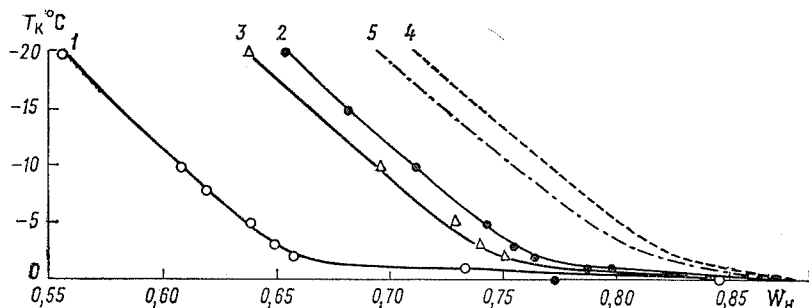


Рис. 4.6. Зависимость критической температуры (T_k) от начальной влажности (W_n) и плотности сухого вещества деятельного слоя осушенного верхового болотного массива Эндла.

1 — слой 0—10 см, плотность 0,175 г/см³; 2, 3 — слой 10—30 см, плотность 0,11—0,12 г/см³; 4, 5 — слой 30—50 см, плотность 0,085—0,10 г/см³.

На низинных болотах водонепроницаемый слой при температуре от нуля до -10°C образуется в процессе инфильтрации, если начальная влажность составляет не менее 0,8—0,9 общей пористости. Подобное увлажнение на низинных болотах вполне вероятно, и в районах с глубоким промерзанием водонепроницаемый слой оказывает значительное влияние на формирование талого стока на низинных болотах.

Условия формирования стока весеннего половодья и методы расчета потерь рассматриваются на примере заболоченных водосборов, входящих в болотную систему Эндла (Эстонская ССР). Характеристики стока весеннего половодья заболоченных водосборов приведены в табл. 4.3.

Для водосбора кан. Тоома — х. Тоома (верховые неосушенные болота) установлена зависимость потерь стока весеннего половодья от суммарных запасов воды на водосборе $S+x$.

При уровнях болотных вод от -20 до -25 см зависимость $P=f(S+x)$ аппроксимируется уравнением

$$P = 0,04(S+x) - 2, \quad (4.15)$$

а при более низком стоянии уровня (от —30 до —40 см) эта зависимость имеет вид

$$P = 0,47 (S + x) - 29. \quad (4.16)$$

После осушения болота уровень болотных вод понизился, для периода после осушения получена единая зависимость $P = f(S + x)$:

$$P = 0,54 (S + x) - 12. \quad (4.17)$$

Коэффициент корреляции этой зависимости равен 0,812, $\sigma_r = 0,046$. На зависимость (4.17) ложатся точки с глубоким стоянием уровня болотных вод за период до осушения (например, 1960 г.).

Таблица 4.3

Характеристики стока весеннего половодья на заболоченных водосборах

Водосбор	Заболоченность, %	Залесенность, %	Тип болота	Площадь водосбора, км ²	Период наблюдений	Запасы воды на водосборе	
						мм	C_v
кан. Тоома—х. Тоома	86	14	Верховое	1,11	1951—1963	156	0,28
				0,69	1964—1975	137	0,39
Мустыйги—х. Тоома II	61	20	Низинное	—24,9	1953—1963	154	0,29
				24,2	1964—1975	146	0,45
Мустыйги—д. Колувере	33	50	"	3,85	1953—1963	157	0,33

Водосбор	Слой стока		Потери стока		Коэффициент стока		Уровень болотных вод	
	мм	C_v	мм	C_v	мм	C_v	мм	C_v
кан. Тоома—х. Тоома	110	0,48	46,2	0,91	0,667	0,40	—29	0,36
	54,2	0,57	82,8	0,43	0,387	0,41	—93	0,17
Мустыйги—х. Тоома II	79	0,42	76	0,53	0,53	0,45	—50	0,13
	65	0,52	80	0,48	0,44	0,28	—76	0,14
Мустыйги—д. Колувере	89	0,49	63	0,53	0,61	0,40	—50	0,13

Примечания: 1. В знаменателе — значения характеристик стока после осушения болота, в числителе — до осушения.

2. Болото на водосборе Мустыйги — д. Колувере неосушенное.

В зависимостях (4.15)—(4.17) P — потери, мм; $S+x$ — запасы воды на водосборе, мм.

Осушение верховых болот сопровождается снижением уровня болотных вод, уменьшением слоя стока весеннего половодья и увеличением потерь, что связано с увеличением емкости верховых болот в процессе осушения. После осушения верховых болот уменьшение слоя весеннего половодья (50 %-ной обеспеченности) составляет 56 мм, или 51 % среднего многолетнего значения весеннего стока до осушения, увеличение потерь равно 37 мм, или 80 % среднего многолетнего значения потерь до осушения (табл. 4.3).

С водосбора, занятого на 61 % низинными неосушенными болотами, слой стока меньше, чем с полностью заболоченного водосбора (верховые болота), а потери, наоборот, меньше на верховом болоте, что связано, по-видимому, с большей аккумулятивной емкостью на низинном болоте. Средний многолетний уровень воды на низинном болоте составляет —50 см, на верховом —29 см. После осушения болот соотношение значений слоя и потерь стока меняется (см. табл. 4.3).

На низинном болоте после осушения заметного изменения характеристик стока весеннего половодья не произошло. Некоторое уменьшение стока, возможно, связано с тем, что за период после осушения ряд лет были маловодными. Осушение было не очень интенсивным, средний многолетний уровень болотных вод понизился всего на 26 см. По-видимому, снижение уровня болотных вод не сопровождалось значительным повышением аккумулятивной емкости, капиллярные свойства низинных болот отличны от болот верховых и понижение уровня не сопровождается резким снижением влажности в деятельном слое.

По данным К. Т. Хоммика [101], слой весеннего стока с осушенного низинного болота больше, чем с неосушенного: при обеспеченности 50 % — на 17—55 мм, а при обеспеченности 95 % — до 24 мм. Увеличение слоя стока весеннего половодья после осушения низинных болот происходит за счет грунтовых вод.

На заболоченных водосборах с распространением как верховых, так и низинных болот потери стока весеннего половодья зависят в основном от степени увлажнения почв на водосборе, т. е. от уровня болотных вод. Для р. Мустыйги — х. Тоома II установлена зависимость потерь стока весеннего половодья от уровня болотных вод. С понижением уровня аккумулятивная емкость деятельного слоя увеличивается и потери талых вод возрастают. Связь $P=f(H)$ дифференцирована на три кривые, так как объем потерь талого стока зависит не только от водопоглотительной способности почв, но и от запасов воды на водосборе (максимальный запас плюс осадки за период весеннего половодья). Связь $P=f(H)$ близка к экспоненциальной и аппроксимируется уравнениями:

при запасах воды более 200 мм

$$P = 32,6e^{0,0172H}, \quad (4.18)$$

при запасах воды 100—200 мм

$$P = 8,29e^{0,0285H}, \quad (4.19)$$

при запасах менее 100 мм

$$P = 1,5e^{0,0425H}, \quad (4.20)$$

где P — потери стока весеннего половодья, мм; H — абсолютное значение уровня болотных вод, см.

Сравнение характеристик стока весеннего половодья двух водосборов, в разной степени заболоченных и залесенных (р. Мустыйги — х. Тоома II и р. Мустыйги — д. Колувере), показало, что с водосбора с меньшей заболоченностью слой стока весеннего половодья выше, чем с более заболоченного, а потери, наоборот.

Бóльшие потери на водосборе с большей заболоченностью связаны, по-видимому, с тем, что в предвесенний период аккумулятивная емкость низинного неосушенного болота выше, чем лесных почв, где относительным водоупором является иллювиальный горизонт.

Выявленные по малым и средним рекам закономерности формирования стока весеннего половодья и установленные зависимости характеристик стока от определяющих факторов будут использованы при совершенствовании методов долгосрочных прогнозов объема стока весеннего половодья. Корректировка долгосрочного прогноза объема стока на крупных реках производится по малым, так называемым типичным водосборам. Типичные водосборы должны быть репрезентативными для данного бассейна, т. е. условия формирования весеннего стока на них должны быть сходны с условиями бассейна крупной реки. Используя интегральные показатели водопоглотительной способности почв на небольших водосборах (площадью до 10—15 тыс. км²), можно откорректировать объем потерь талых вод на инфильтрацию в бассейнах крупных рек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование весеннего половодья является сложным многофакторным процессом. Большие трудности при расчетах и прогнозах объема и гидрографа стока весеннего половодья связаны с оценкой потерь талых вод на инфильтрацию. Большинство существующих методов расчета потерь стока весеннего половодья на инфильтрацию основаны на использовании косвенной характеристики влажности, являющейся показателем осеннего запаса почвенной влаги, и глубины промерзания почвы. Однако для прогнозирования предвесеннего профиля влажности почвы необходимо учитывать пополнение запаса почвенной влаги за счет оттепелей и миграции к фронту промерзания, а также убыль запаса при оттаивании почвы при интенсивных оттепелях.

Методом, позволяющим рассчитывать перераспределение влаги по профилю почвы в процессе ее промерзания, а также оценивать объем и динамику потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву, является решение системы дифференциальных уравнений влаго- и теплопереноса. Трудность реализации моделей миграции влаги при промерзании почвы и инфильтрации воды в мерзлую почву заключается в отсутствии водно-физических характеристик мерзлых почв и в том, что эти характеристики непрерывно изменяются как при промерзании почвы, так и при ее оттаивании.

Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию является частным случаем реализации модели тепло- и влагопереноса в мерзлой почве, позволяющим оценить объем потерь в случае образования водонепроницаемого слоя.

Оценка потерь воды на инфильтрацию в талые почвы водосбора производится с помощью модели капиллярно-пористого тела, основой модели является уравнение Грина и Эмта. Поскольку в почвах не наблюдается сплошного фронта смачивания, решение осуществляется методом частных фильтрационных расходов, физически неопределенное значение давления на фронте смачивания заменяется капиллярным напором в порах разного радиуса.

Описанные выше методы позволяют рассчитывать потери талых вод на инфильтрацию в точке. Для перехода к расчетам потерь талых вод на инфильтрацию от точки к водосбору необходимо учитывать доли площадей с разной инфильтрационной способностью, так называемые стокоформирующие элементы, и их расположение на водосборе. При оценке инфильтрационной способности почв на водосборе производится картирование основных водно- и теплофизических характеристик талых и мерзлых почв по площади водосбора. Знание пространственной структуры полей стокообразующих элементов на водосборе, в том числе инфильтрационной способности,— основа реализа-

ции математических моделей стока весеннего половодья с распределенными параметрами.

Расчет объема потерь талых вод на инфильтрацию для речных бассейнов можно производить путем установления интегральных показателей водопоглотительной способности почв.

Как показали проведенные авторами исследования, на лесных водосборах объем потерь талых вод на инфильтрацию практически не зависит от глубины промерзания и определяется в основном степенью увлажнения почвы. Для лесных водосборов малой площади (до 2500 км²) установлена зависимость коэффициента стока весеннего половодья от дефицита влажности в метровом слое почвы. Это позволило сделать вывод, что интегральным показателем потерь талых вод на лесных водосборах является дефицит влажности почвы.

Водопоглотительная способность полевых почв зависит не только от влажности, но и от глубины промерзания почвы. В полях во время зимних оттепелей и весеннего снеготаяния довольно часто образуется водонепроницаемый слой, исключающий или снижающий потери талых вод на инфильтрацию. Степень влияния этого слоя на формирование потерь талого стока определяется его мощностью, распространением на водосборе и продолжительностью существования.

Поскольку водонепроницаемый слой образуется чаще всего у поверхности, за влажностную характеристику водопроницаемости почвы принята ее влажность в слое 0—20 см. В качестве термической характеристики принята сумма отрицательных температур почвы за зимний период на глубине 20 см (или глубина промерзания почвы).

Таким образом, для полевых водосборов в качестве интегрального показателя водопоглотительной способности почвы предложено произведение запаса влаги в слое 0—20 см (или влажности почвы в процентах) на сумму отрицательных температур почвы за зимний период на глубине 20 см (или на глубину промерзания почвы).

Эмпирические показатели водопоглотительной способности почв дают удовлетворительные результаты при расчете характеристик стока весеннего половодья на равнинных полевых, лесных и заболоченных водосборах малой площади. Задача осложняется в случае залесенности или заболоченности части водосбора. В этом случае следует учитывать доли площадей с разной инфильтрационной способностью и их распределение на водосборе. Расчет и долгосрочный прогноз объема стока весеннего половодья можно производить по частным типичным водосборам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрофизические методы исследования почв.— М.: Наука, 1966.— 259 с.
2. Алексеев Г. А. Динамика инфильтрации дождевой воды в почву.— Труды ГГИ, 1948, вып. 6(60), с. 43—72.
3. Ананян А. А. Зависимость времени замерзания тонкодисперсных грунтов от количества содержащейся в них воды.— Вестник МГУ. Сер. биология, почвоведения, геологии, географии, 1959, № 2, с. 171—180.
4. Ананян А. А. Нетермоактивная вода в тонкодисперсных горных породах.— ДАН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 821—822.
5. Ананян А. А. Кристаллизационно-диффузионный механизм миграции влаги в тонкодисперсных горных породах.— В кн.: Материалы Всесоюз. науч. совещ. по мерзлотоведению. М., 1972, с. 200—206.
6. Анания А. А., Голованова Г. Ф., Волкова Е. В. Исследование фазового состава воды в мерзлой бентонитовой глине и суглинке методом спин-эхо на импульсном ЯМР-спектрометре.— Мерзлотные исследования, 1976, вып. 15, с. 182—186.
7. Бажин Н. А. Тепловые свойства почв бассейна р. Вятки.— Сб. работ по гидрологии, 1977, № 12, с. 40—46.
8. Бажин Н. А., Калюжный И. Л., Новиков Н. Ф. Фильтрационные свойства почв бассейна р. Вятки.— Труды ГГИ, 1980, вып. 268, с. 58—71.
9. Бажин Н. А., Павлова К. К. Интегральные показатели водопоглотительной способности почв.— Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 71—76.
10. Белоцерковская О. Л., Ларгин И. Ф., Романов В. В. Исследование поверхностного и внутризалежного испарения на верховых болотах.— Труды ГГИ, 1969, вып. 177, с. 16—38.
11. Бондаренко Н. Ф. Физика движения подземных вод.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 215 с.
12. Будаговский А. И. Впитывание талых вод в почву.— В кн.: Формирование ресурсов вод суши. М., 1972, с. 54—85.
13. Вершинина Л. К., Соколова Н. В., Павлова К. К. Основные показатели водопроницаемости почвы речных водосборов ЦЧО.— Труды ГГИ, 1978, вып. 250, с. 13—29.
14. Гегузин Я. Е., Овчаренко Н. Н. Поверхностная энергия и процессы на поверхности твердых тел.— Успехи физ. наук, 1962, вып. 2.— 76 с.
15. Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 355 с.
16. Глобус А. М. О критериях для выбора математической модели влагообмена в верхнем слое почвы.— Почвоведение, 1978, № 3, с. 97—100.
17. Денисов Ю. М. Математическая модель переноса влаги, тепла и солей в почвогрунтах.— Метеорология и гидрология, 1978, № 3, с. 71—79.
18. Долгов С. И. О давлениях, удерживающих воду в почве.— Доклады ВАСХНИЛ, 1948, вып. 2, с. 3—7.
19. Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение.— М.: Изд-во МГУ, 1967.— 402 с.

20. Дыгало В. С. Экспериментальные исследования просачивания воды в почву для оценки потерь талых и дождевых вод на Подмосковной воднобалансовой станции.— Труды ЦВГМО, 1973, вып. 2, с. 13—30.
21. Звягинцев Д. Г. Влияние адсорбентов на развитие и активность микроорганизмов.— Науч. докл. высш. школы, биол. науки, 1967, № 3(39), с. 35—42.
22. Змиева Е. С. Прогнозы притока воды к Куйбышевскому и Волгоградскому водохранилищам.— М.: Гидрометеонздат, 1964.— 256 с.
23. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны.— Л.: Гидрометеонздат, 1957.— 500 с.
24. Иванов Н. С., Чистотинов Л. В., Мандаров А. А. О возможности определения температурной зависимости содержания незамерзшей воды по температурам ее фазовых переходов в мерзлых горных породах.— В кн.: Материалы VIII Всесоюз. междувед. совещ. по геофизиологии (мерзлотоведению). Вып. 4. Якутск, 1966, с. 38—45.
25. Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах.— М.: Наука, 1969.— 240 с.
26. Изотермическое передвижение влаги в зоне аэрации.— Л.: Гидрометеонздат, 1972.— 168 с.
27. Иовенко Н. Г. Определение влажности завядания по данным механического состава почв.— Труды УкрНИГМИ, 1964, вып. 44, с. 40—45.
28. Исследование тепловых свойств почв бассейна р. Дона для оценки потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву/Е. Ф. Голицына, И. Л. Калюжный, К. К. Павлова, В. В. Романов.— Труды ГГИ, 1972, вып. 194, с. 3—21.
29. Калюжная И. И., Калюжный И. Л., Романов В. В. Исследование потоков тепла в деятельном слое верховых болот.— Труды ГГИ, 1969, вып. 177, с. 172—196.
30. Калюжный И. Л., Павлова К. К., Соколова Н. В. Роль гидрофизических свойств почвы в формировании потерь стока весеннего половодья.— Труды ГГИ, 1977, вып. 233, с. 127—136.
31. Калюжный И. Л., Морозова Н. С., Павлова К. К. О фазовом составе воды в мерзлых почвах бассейна р. Вятки.— Труды ГГИ, 1978, вып. 250, с. 3—12.
32. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Потенциал почвенной влаги и влагопроводность мерзлых почв.— Труды ГГИ, 1978, вып. 250, с. 49—57.
33. Калюжный И. Л., Морозова Н. С., Павлова К. К. Экспериментальные исследования влагопроводности почв.— Труды ГГИ, 1978, вып. 250, с. 58—66.
34. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Определение удельной кинематической поверхности и средних эффективных радиусов пор мерзлой почвы методом фильтрации воздуха.— Труды ГГИ, 1977, вып. 233, с. 137—149.
35. Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Об определении потерь талого стока в речных бассейнах.— Труды ЦИП, 1956, вып. 44, с. 3—18.
36. Калинин Г. П., Макарова Т. Т. К методике определения потерь талого стока.— Труды ЦИП, 1958, вып. 65, с. 3—22.
37. Капотов А. А. О количественной оценке запасов влаги в промерзающих почвогрунтах.— Труды ГГИ, 1971, вып. 198, с. 118—128.
38. Капотова Н. И. Питание и сток грунтовых вод в период весеннего половодья на малых водосборах лесной зоны (по материалам ВНИГЛ).— Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 134—171.
39. Качинский Н. А. Физика почвы. Ч. 2.— М.: Высшая школа, 1970.— 358 с.
40. Кашин К. И. Просачивание воды в тонком слое почвы.— Труды ЦИП, 1953, в. 30(57), с. 52—59.
41. Квливидзе В. И., Ушакова Л. А. Роль жидкоподобного слоя в процессе метаморфизма снега.— В кн.: Связанная вода в дисперсных системах. Вып. 2. М., 1972, с. 168—174.

42. Клия М. О. К вопросу о заживлении трещин в кристаллах льда.— Кристаллография, 1959, 4, вып. 2, с. 57—65.
43. Кондратьев Г. М. Общая теория альфа-калориметра, основанная на теории регулярного режима.— Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, 1948, № 7, с. 1009—1014.
44. Комаров В. Д. О водопроницаемости мерзлого песка — В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М., 1957, сб. 3, с. 142—148.
45. Комаров В. Д. О факторах весеннего стока рек лесной зоны Европейской территории СССР.— Труды ЦИП, 1958, вып. 75, с. 3—10.
46. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов.— М.: Гидрометеониздат, 1959.— 295 с.
47. Корзун В. И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.— 168 с.
48. Корчунов С. С., Могилевский И. И., Абакумов О. Н. Определение влагокоэффициентов методом постоянного расхода на поверхности образца.— Труды ВНИИТП, 1961, вып. 18, с. 156—165.
49. Костяков А. Н. О динамике коэффициента просачивания воды в почву и необходимости динамического подхода к его изучению в мелиоративных целях.— Почвоведение, 1932, № 3, с. 293—297.
50. Кулик В. Я. Схема капиллярных колонн для впитывания воды в мерзлый грунт.— Метеорология и гидрология, 1971, № 12, с. 71—78.
51. Кулик В. Я. Модель инфильтрации воды в мерзлую почву и ее применение для расчета потерь талых вод.— Метеорология и гидрология, 1973, № 8, с. 46—58.
52. Кулик В. Я. Инфильтрация воды в почву.— М.: Колос, 1978.— 93 с.
53. Куртнер Д. А., Чудновский А. Ф. Расчет и регулирование теплового режима в открытом и защищенном грунте.— Л.: Гидрометеониздат, 1969.— 299 с.
54. Кузник И. А. Некоторые фактические данные о водно-физических свойствах мерзлых почв и поверхностном стоке талых вод.— Труды Агрон. ин-та ВАСХНИЛ, 1954, вып. 7, с. 147—165.
55. Леонов Е. А., Леонова Н. Е. Некоторые водно-физические характеристики почв бассейна р. Дона до ст-цы Казанской.— Труды ГГИ, 1972, вып. 194, с. 183—207.
56. Леб Л. Статистическая электризация.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1963.— 408 с.
57. Лейбензон Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде.— М.: Гостехиздат, 1947.— 244 с.
58. Макарова Т. Т. Исследование условий формирования весеннего стока Камы и методика его прогноза.— Труды ЦИП, 1955, вып. 39, (66), с. 86—127.
59. Масалов В. Ф. Динамика почвенной влаги в течение сезона с отрицательными температурами.— Изв. Иркутского с.-х ин-та, 1962, вып. 19, с. 22—27.
60. Маслов В. С. О влиянии объемного веса песка на зависимость между впитыванием и влажностью.— Почвоведение, 1967, № 5, с. 42—46.
61. Мичурин В. М. Новые методы определения некоторых водных свойств почв и грунтов.— В кн.: Сборник по методике исследований в области физики почв. Л., 1964, с. 164—170.
62. Мичурин Б. Н., Онищенко В. Г. Изменение давления почвенной влаги с толщиной адсорбированного слоя.— Труды АФИ, 1971, вып. 32, с. 137—142.
63. Мичурин Б. Н. Энергетика почвенной влаги.— Л.: Гидрометеониздат, 1975.— 140 с.
64. Могилевский И. И., Бахтиярова Г. Д., Дулькина С. М. Определение влагопроводности торфа в условиях установившегося режима.— Труды ВНИИТП, 1967, вып. 27, с. 83—96.

65. Моделирование миграции влаги в промерзающих почвенных монолитах/И. Л. Калюжный, Л. В. Корнеева, В. Н. Лыкосов и др.—Труды ГГИ, 1980, вып. 264, с. 24—31.
66. Морозова Н. С. Изменение объемного веса почвы в процессе промерзания—оттаивания.—Труды ГГИ, 1975, вып. 223, с. 54—62.
67. Морозов А. Т. Напорное движение воды в почвогрунтах.—Почвоведение, 1935, № 3, 339—359.
68. Мотовилов Ю. Г. Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлые почвы.—Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 67—76.
69. Мухин В. М. Об изменении воднофизических свойств почвы под влиянием промерзания и оттаивания.—Труды ЦИП, 1961, вып. 113, с. 71—94.
70. Нерпин С. В. Пленочное просачивание воды в грунтах.—Труды ЛИИВТ, 1954, вып. 21, с. 126—145.
71. Ногина Н. А., Тюлин В. В. Режим влажности дерново-подзолистых почв восточных районов Русской равнины.—Почвоведение, 1974, № 4, с. 68—76.
72. Общее мерзлотоведение/Под ред. В. А. Кудрявцева.—М.: Изд-во МГУ, 1978.—463 с.
73. Орлов В. О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов.—М.: Изд-во АН СССР, 1962.—186 с.
74. Павлова К. К., Голицына Е. Ф. Тепловые свойства почв в талом и мерзлом состоянии.—Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 123—133.
75. Паршин В. Н., Салов М. С. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление.—Л.: Гидрометеиздат, 1955.—102 с.
76. Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования.—М.: Изд-во АН СССР, 1961.—442 с.
77. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока.—М.: Гидрометеиздат, 1963.—394 с.
78. Протасьев М. С. Расчет и прогноз объема весеннего стока в бассейне р. Дона (до ст-цы Казанской) по основным гидрометеорологическим факторам.—Труды ГГИ, 1969, вып. 174, с. 3—29.
79. Пустовалов Е. В., Чухрова А. Н. Влияние замерзания и оттаивания на плотность грунтов.—Труды Всесоз. ин-та ж.-д. стр-ва и проектирования, 1952, вып. 7, с. 85—105.
80. Романов В. В. Гидрофизика болот.—Л.: Гидрометеиздат, 1961.—359 с.
81. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР.—Л.: Гидрометеиздат, 1962.—288 с.
82. Романов В. В., Павлова К. К., Калюжный И. Л. О потерях талых вод на инфильтрацию в подзолистые почвы и черноземы.—Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 106—122.
83. Романенко В. А., Григорьева Л. К. Исследование динамики и расчет потерь весеннего стока в малом речном бассейне.—Труды УкрНИГМИ, 1972, вып. 112, с. 16—26.
84. Салазанов В. В. Весенний сток рек бассейна Верхнего Днепра.—Л.: Гидрометеиздат, 1964.—142 с.
85. Созыкин Н. Ф. Влияние леса на водные свойства почв.—Труды ВНИИЛХ, 1940, вып. 18, с. 197—231.
86. Соколова Н. В. О пространственной и временной изменчивости промерзания почвы в бассейне р. Дона.—Труды ГГИ, 1974, вып. 214, с. 229—242.
87. Субботин А. И., Дыгало В. С. Исследование просачивания воды в талую и мерзлую почву.—Труды ЦИП, 1963, вып. 117, с. 130—179.
88. Субботин А. И. Сток талых и дождевых вод.—М.: Гидрометеиздат, 1966.—375 с.
89. Судницин И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги.—М.: Наука, 1964.—134 с.
90. Судницин И. И. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса.—М.: Наука, 1966.—93 с.

91. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву/И. Л. Калюжный, Н. С. Морозова, К. К. Павлова, В. В. Романов.— Метеорология и гидрология, 1972, № 1, с. 76—82.
92. Товаров В. В. Измерение удельной поверхности порошкообразных материалов.— Заводская лаборатория, 1948, № 1, с. 68—76.
93. Тютюнов И. А., Нерсесова З. А. Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 158 с.
94. Тютюнов И. А. Фазовые превращения воды в грунтах, природа ее миграции и пучения.— В кн.: Доклады на Международной конференции по мерзлотоведению. М., 1963, с. 42—81.
95. Ушакова Л. А., Квливидзе В. И., Склянкин А. А. О возможности существования квазжидкой пленки на поверхности ледяных кристаллов при отрицательных температурах.— В кн.: Связанная вода в дисперсных системах. Вып. 1. М., 1970, с. 155—165.
96. Федосов А. Е. Механические процессы в грунтах при замерзании в них жидкой фазы.— Труды Ин-та геол. наук. Сер. инж. геология, 1940, вып. 35, № 4, с. 20—29.
97. Федосов А. Е. Физико-механические процессы в грунтах при их замерзании и оттаивании.— М.: Трансжелдориздат, 1935.— 48 с.
98. Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей.— В кн.: Соб. изд. тр. АН СССР, т. 3, М., 1959.— 458 с.
99. Харченко С. И. Методика предвычисления весеннего стока в бассейне р. Дона.— Труды ГГИ, 1960, вып. 82, с. 3—33.
100. Харченко С. И. Методика расчета стока по воднофизическим характеристикам почвогрунтов и осадкам в условиях зоны недостаточного увлажнения.— Труды ГГИ, вып. 135, 1966, с. 3—26.
101. Хоммик К. Т. Влияние осушения и физико-географических факторов на водный режим водосборов Эстонской ССР.— В кн.: Влияние мелиорации на водный режим и климатические условия (материалы конференции). Таллин, 1973, с. 9—23.
102. Цыкин Е. Н. Опыт исследования водопроницаемости мерзлых почв в Заволжье.— В кн.: Сельскохозяйственная эрозия и новые методы ее изучения. М., 1958, с. 162—178.
103. Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1945, № 5—6, т. 9, с. 493—502.
104. Цытович Н. А. Исследования влияния условий замораживания и оттаивания на пористость водонасыщенных песков.— М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—21.
105. Чайлдс Э. С. Физические основы гидрологии почв.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 427 с.
106. Чистотинов Л. В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах.— М.: Наука, 1973.— 144 с.
107. Чистотинов Л. В. Некоторые вопросы термодинамики незамерзшей воды в грунтах.— Труды ВСЕГИНГЕО, 1975, вып. 87, с. 24—39.
108. Шалабанов А. А. Пропускает ли воду мерзлая почва? — Почвоведение, 1903, № 3, с. 269—274.
109. Шехтер Ф. Н. Расчет глубины промерзания почвы и температуры мерзлой почвы.— Труды ГГО, 1958, вып. 22, с. 12—17.
110. Шишканов Г. Ф. О миграции влаги в крупнозернистых грунтах.— В кн.: Сб. работ по инженерному мерзлотоведению. Владивосток, 1959, с. 31—48.
111. Штрауф Е. А. Молекулярная физика.— М.: Гостехиздат, 1949.— 576 с.
112. Alekseev G. A., Kalugni I. L., Kulik V. I., Romanov V. V. Infiltration of melt water in frozen soil.— In.: Proc. 8th Canad. Hydrol. Sym. on Runoff from Snow and Ice. Vol. 1. Canada, 1974, p. 30—50.
113. Allison L. E. Effect of microorganism on permeability of soil under prolonged submergence.— Soil Sci., 1947, vol. 63, N 6, p. 439—450.

114. Anderson D. M., Hoekstra P. Migration of interlamellar water during freezing and thawing of Wyoming bentonite.— *Soil Sci. Soc. Proc.* 1965, vol. 29, N 5, p. 498—503.
115. Gardner W. R. Mathematics of isothermal water conduction in unsaturated soil.— In.: *Highway Res. Board Spec. Rep.* 40. Wash., 1958, p. 78—87.
116. Hardner W., Widtsol J. A. The movement of soil moisture.— *Soil Sci.*, 1921, vol. 11, p. 215—232.
117. Hreen W. H., Ampt L. A. Studies on soil physics. 1. The flow of air and water through soils.— *J. Agr. Sci.*, 1911, vol. 4, p. 1—24.
118. Harlan R. L. Water transport in frozen and partially frozen porous media.— *Hydrol. Symp.* 8, 1971, p. 109—129.
119. Harlan R. L. Analysis of coupled heatfluid transport in partially frozen soil.— *Water Resources Res.* 1973, vol. 9, N 5, p. 1314—1323.
120. Hallaire M., Baldy C. Potential matricel de l'eaudans le sol et tension superficielle de l'eau.— *Annales agron. INRA*, 1963, vol. 14, N 4, p. 381—398.
121. Hesstvedt E. The interfacial energy ice/water.— *Norw. Leotech. Inst. Publ.*, 1964, N 56, p. 7—10.
122. Horton R. E. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity.— *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1940, vol. 5, p. 399—417.
123. Jwata S. Quantitative dependence of infrozen water in a partially-frozen soil on original water-content.— In.: *Trans. 10th Intern. Congr. Soil Sci.* Vol. 1. M., 1974, p. 56—61.
124. Jellinek H. H. Liquid-like layers on ice.— *"J. Appl. Phys."*, 1963, vol. 32, p. 1793—1807.
125. Low Ph. F., Anderson D. M., Hoekstra P. Some thermodynamic relationships for soils at or below the freezing point. 1. Freezing point depression and heat capacity.— *Water Resources Res.*, 1968, N 4, p. 379—394.
126. Parlange I. J. Capillary histeresis and the relationship between hydraulic conducting and soil water content.— *Water Resources Res.*, 1976, vol. 12, N 2, p. 224—226.
127. Philip J. R. The theory of infiltration. 4. Sorpwity and algenraic infiltration equations.— *Soil Sci.*, 1957, vol. 84, p. 257—264.
128. Poulovassiles A., Tzimas E. The hysteresis in the relationship between hydraulic conducting and soil water content.— *Soil Sci.*, 1975, vol. 120, N 5, p. 327—331.
129. Richerds L. A. Advances in soil physics.— In.: *Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci.*, vol. 1, 1961, p. 76—84.
130. Richards L. A., Weaver L. R. Fifteen-atmosphere percentage as related to the permanent wilting point.— *Soil Sci.*, 1943, vol. 56, N 5, p. 331—339.
131. Topp L. C. Soil water histeresis in silt loam and lay loam soils.— *Water Resources Res.*, 1971, vol. 7, N 4, p. 914—920.
132. Weyl W. A. Surface structure of water and some of its physical and chemical manifestations.— *Colloid Sci.*, 1951, N 6, p. 389—405.
133. Williams P. L., Burt T. P. Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils.— *Canad. Geotech. J.*, 1974, vol. 11, N 4, p. 647—650.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Основные факторы, определяющие потери талых вод на инфильтрацию	5
1.1. Влажность и промерзание почвы	—
1.2. Динамика запаса почвенной влаги в течение зимы	10
1.3. Изменение средней плотности почвы в процессе промерзания	15
1.4. Изменение водно-физических свойств почвы в процессе промерзания	20
Глава 2. Основы физического и математического моделирования процессов инфильтрации воды и миграции почвенной влаги к фронту промерзания	31
2.1. Дифференциальные уравнения переноса влаги и тепла в пористой среде	—
2.2. Исследование процесса промерзания почвы с учетом миграции влаги	36
2.3. Экспериментальные исследования водно-физических свойств почв	57
2.4. Расчет инфильтрации воды в почву на основе модели капиллярно-пористого тела	106
Глава 3. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву	112
3.1. Гипотеза о взаимодействии инфильтрующейся воды с мерзлой почвой	—
3.2. Сущность метода	114
3.3. Проверка метода в лабораторных и полевых условиях	119
3.4. Практические рекомендации по определению возможности образования водонепроницаемого слоя в почве при взаимодействии с инфильтрующейся водой	128
Глава 4. Формирование потерь стока на инфильтрацию в поле и в лесу	132
4.1. Условия образования водонепроницаемого слоя в поле и в лесу	—
4.2. Интегральные показатели водопоглотительной способности почв в период формирования половодья	138
4.3. Методы расчета потерь стока весеннего половодья и возможности использования их в прогностической практике	144
Заключение	152
Список литературы	154

Игорь Леонидович Калужный
Клавдия Кирилловна Павлова

ФОРМИРОВАНИЕ ПОТЕРЬ ТАЛОГО СТОКА

Редактор Е. Э. Булаховская, Художник В. В. Бабанов.
Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор М. И. Брайнина.
Корректор Т. В. Алексеева
ИБ № 1134. Сдано в набор 24.10.80. Подписано в печать 09.02.81. М-16468. Формат 60×90¹/₁₆.
Бум. тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 10,25 (в т. ч. вкл.).
Кр.—отг. 10,25. Уч.-изд. л. 11,11. Тираж 1070 экз. Индекс ГЛ-150. Заказ № 439.
Цена 1р. 80 к. Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23. Ленинградская
типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения
«Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленин-
град, Прачечный переулок, 6.