

И. Л. Калюжный, С. А. Лавров

Гидрофизические процессы на водосборе

**Экспериментальные исследования
и моделирование**



Нестор-История
Санкт-Петербург
2012

УДК 556.113+556.16
ББК 26.3
К 12

Калужный И. Л. Лавров С. А.

К12 Гидрофизические процессы на водосборе: Экспериментальные исследования и моделирование : монография. — СПб. : Нестор-История, 2012. — 616 с.

ISBN 978-5-90598-780-9

В монографии рассмотрены результаты полевых и лабораторных исследований гидрофизических процессов протекающих на речных водосборах. Приведены разработанные авторами методы и экспериментальные установки по физическому моделированию процессов миграции влаги к фронту промерзания, морозного пучения и инфильтрации воды в талую и мерзлую почву в условиях близких к природным.

Изложены методы определения и обобщены экспериментальные данные об основных водно — и теплофизических характеристиках талых и мерзлых почв. Предложены физико-математические модели вертикального тепло-массопереноса в промерзающих и оттаивающих почвах, суммарного испарения и потоков парниковых газов в системе почва-атмосфера-растение, процессов формирования и таяния снежного покрова.

Предложены гидрофизические методы прогноза и расчёта характеристик стока. Рассмотрено взаимодействие физических факторов формирования стока в условиях изменения климата.

The monograph is focused on the results of field and laboratory studies of hydrophysical processes occurring over the water drainage areas. The book describes methods and experimental equipments developed by the authors for physical modeling of moisture migration towards the freezing boundary, of frost heaving and water infiltration into thawed and frozen soil under conditions close to natural ones.

Experimental data on the main water- and thermo-physical characteristics of thawed and frozen soils are summarized and methods for their determination are given in the monograph. Physical-mathematic models are described for vertical heat and mass transfer within the freezing and thawing soils, for the total evaporation and greenhouse gasses fluxes within the system soil-atmosphere-plant, and for snow cover forming and melting.

Hydro-physical methods for runoff characteristics forecasting and calculating are given. The relations between different physical factors of runoff forming are studied under the condition of climate changes.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
ГЛАВА 1. ВОДНО- И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ПОЧВ	13
1.1. Влажность почвы	13
1.2. Плотность почвы	18
1.2.1. Пространственная изменчивость	19
1.2.2. Изменение плотности в процессе промерзания	23
1.3. Основная гидрофизическая характеристика почв	31
1.3.1. Экспериментальные методы определения основной гидрофизической характеристики талых почв	31
1.3.2. Методы расчета основной гидрофизической характеристики талых почв	37
1.3.3. Методы определения основной гидрофизической характеристики мерзлых почв	44
1.4. Коэффициент влагопроводности почв	48
1.4.1. Методы определения коэффициента влагопроводности талых почв	49
1.4.2. Методы определения коэффициента влагопроводности мерзлых почв	57
1.5. Использование преобразований подобия для определения водно-физических характеристик почв	68
1.6. Определение коэффициента теплопроводности почв	73
1.7. Содержание незамерзшей влаги в мерзлых почвах	80
ГЛАВА 2. ФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА В ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ПОЧВАХ И ГРУНТАХ	90
2.1. Физическое моделирование процесса миграции влаги в промерзающих почвах и грунтах	90
2.1.1. Установка для экспериментального исследования процессов тепло-влагопереноса в промерзающих почвах и грунтах	91
2.1.2. Теоретические основы и выбор оптимальных условий измерения плотности и влажности почв методом гаммаскопии	93
2.1.3. Результаты экспериментов по физическому моделированию процесса миграции влаги в промерзающих почвах и грунтах	98
2.2. Экспериментальные исследования морозного пучения в промерзающих грунтах	108

ISBN 978-5-90598-780-9



9 785905 987809

© И. Л. Калужный, С. А. Лавров, 2012
© Государственный гидрологический институт, 2012
© Нестор- История, оформление, 2012

2.2.1. Установка для экспериментального исследования процессов морозного пучения	108
2.2.2. Результаты экспериментов по исследованию морозного пучения водонасыщенных грунтов	110
2.3. Физическое моделирование процесса инфильтрации влаги в мерзлых почвах и грунтах	130
2.3.1. Установка для экспериментального исследования процесса инфильтрации влаги в мерзлых почвах и грунтах	130
2.3.2. Результаты экспериментов по исследованию инфильтрации в мерзлых почвах и грунтах	132
2.4. Экспериментальные исследования инфильтрации в талых почвах	136
2.4.1. Установка для экспериментального исследования процесса инфильтрации влаги в талых почвах и грунтах	136
2.4.2. Результаты экспериментов по исследованию инфильтрации в талых почвах и грунтах	137
2.5. Экспериментальные исследования водоотдачи в талых почвах и грунтах	140
2.5.1. Установка для экспериментального исследования процесса водоотдачи в талых почвах и грунтах	141
2.5.2. Результаты экспериментов по исследованию водоотдачи в талых почвах и грунтах	143
2.6. Математическое моделирование миграции и инфильтрации влаги в промерзающих и оттаивающих почвах	150
2.6.1. Современное состояние вопросов тепловлагопереноса в промерзающих почвах и грунтах	150
2.6.2. Исходные уравнения и параметры математической модели миграции и инфильтрации в талых и мерзлых почвах	153
2.6.3. Алгоритм численной реализации модели	158
2.6.4. Результаты численных экспериментов по моделированию процесса миграции влаги в промерзающих почвах	161
2.6.5. Результаты численных экспериментов по моделированию процесса инфильтрации в талых и мерзлых почвах	168
2.6.6. Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей	179
2.6.6.1. Основные характеристики тепло- и массопереноса в засоленных почвах	181
2.6.6.2. Результаты расчета процессов взаимодействия мерзлого грунта с раствором соли	182
ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА	189
3.1. Методы определения запасов воды в снеге	190
3.2. Закономерности пространственного распределения снегозапасов на речных водосборах	195
3.3. Формирование снежного покрова при интенсивном метелевом переносе снега в степной зоне	201
3.4. Особенности формирования снежного покрова на лесных водосборах	207
3.5. Влияние агротехнических мероприятий на снежный покров в степной и лесостепной зонах	217

3.6. Математическое моделирование формирования и таяния снежного покрова	227
3.6.1. Исходные уравнения математической модели	227
3.6.2. Физические свойства снежного покрова	230
3.6.3. Алгоритм численной реализации модели	237
3.6.5. Результаты численных экспериментов	239
ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССА ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ СУШИ	246
4.1. Влияние на процессы испарения гидрофизических характеристик почв	250
4.2. Математическое моделирование суммарного испарения с суши	261
4.2.1. Основные уравнения математической модели	262
4.2.2. Радиационный баланс растительного покрова и поверхности почвы	263
4.2.3. Характеристики турбулентного теплообмена в системе «почва — растительный покров — атмосфера»	267
4.2.4. Характеристики тепло- и влагообмена почвенного покрова	270
4.2.5. Водные свойства растений	272
4.2.6. Алгоритм реализации модели суммарного испарения	278
4.2.7. Тестирование модели суммарного испарения	282
4.2.8. Численные эксперименты по оценке влияния различных факторов на величину испарения	288
ГЛАВА 5. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭМИССИИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С БОЛОТНЫХ МАССИВОВ	299
5.1. Экспериментальные исследования эмиссии парниковых газов	299
5.1.1. Методика определения двуокиси углерода и метана	300
5.1.2. Фоновые концентрации двуокиси углерода и метана на болотном массиве	303
5.1.3. Потоки двуокиси углерода на олиготрофном болотном массиве	306
5.1.4. Потоки метана на олиготрофном болотном массиве	321
5.2. Математическое моделирование потоков парниковых газов	329
5.2.1. Математическая модель вертикального баланса углекислого газа	329
5.2.1.1. Исходные уравнения и параметры математической модели	330
5.2.1.2. Тестирование модели вертикального баланса углекислого газа	335
5.2.1.3. Численные оценки влияния содержания CO ₂ в атмосфере, тепловых и гидрологических условий на баланс углекислого газа	347
5.2.2. Математическая модель эмиссии метана из болот	354
5.2.2.1. Исходные уравнения и параметры математической модели	354
5.2.2.2. Тестирование модели эмиссии метана	356
5.2.2.3. Численные оценки влияния гидрометеорологических характеристик на эмиссию метана	361
ГЛАВА 6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ РАСЧЕТАХ И ПРОГНОЗАХ СТОКА	366
6.1. Гидрофизические методы расчетов и прогнозов талого стока	366
6.1.1. Роль гидрофизических факторов в формировании потерь талого стока на инфильтрацию	366

6.1.2. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву	370
6.1.3. Возможности использования показателей водопоглотительной способности почв в расчетах и прогнозах стока весеннего половодья	384
6.1.4. Гидрофизическое обоснование мероприятий по задержанию алых вод на полях зоны богарного земледелия	391
6.2. Гидрофизические методы оценки изменчивости зимнего и весеннего стока рек в условиях изменения климата	399
6.2.1. Численные оценки влияния гидрофизических факторов на зимний сток	399
6.2.2. Особенности формирования талого стока при изменении климатических характеристик	422
6.2.3. Изменения водного режима болот Севера и Северо-Запада России под влиянием климатических факторов	429
Список литературы	445
Приложение 1. Статистические характеристики плотности почв	467
Приложение 2. Потенциал почвенной влаги	473
Приложение 3. Теплофизические свойства почв	550
Приложение 4. Содержание незамерзшей влаги	560
Приложение 5. Условия образования водонепроницаемого слоя в почвах степной, лесостепной и лесной зон	599

ВВЕДЕНИЕ

В течение многих десятилетий, в период становления гидрологии как науки, происхождения гидрологических процессов и явлений тесно связывалось только с климатом. Такое представление лежало в методологической основе гидрологической науки, так как климат представляет первооснову всех гидрологических процессов. Но в современных условиях конца XX и начала XXI в. такой подход явно недостаточен, ибо он не раскрывает полностью всех гидрологических закономерностей процесса формирования как стока, так и других составляющих водного баланса водосборов. Такой средой, которая является посредником между климатическими и гидрологическими процессами, протекающими на водосборах, является почва.

Значительным достижением в развитии представлений о гидрологических процессах формирования стока были работы В. Г. Глушкова, который писал, что «почвенный покров, сам развившийся на геологическом субстрате под влиянием сложного совместного действия факторов климатических, биологических и гидрологических, представляет в свою очередь существенный элемент в жизни вод района. Степень водонепроницаемости почвенного покрова определяет основное распределение атмосферных осадков в момент их выпадения. В одном случае, при непроницаемых почвах, она содействует немедленному стеканию осадков в виде бурных поверхностных паводков с последующим оскудением и исчезновением этих потоков ввиду отсутствия питания. В другом случае почвенный покров, поглощая эти осадки, оставляет для поверхностного стока лишь незначительное количество, и то при особо интенсивных ливнях или особо интенсивном таянии снега» [14].

Основоположником гидрофизического направления в изучении почвенно-гидрологических процессов является В. В. Докучаев. В его работах [20] большое внимание уделялось режиму почвенной влажности, динамике снежного покрова, промерзанию и оттаиванию почв. Направление этих исследований было продолжено в работах А. А. Измаильского, П. А. Костычева, Г. Н. Высоцкого и др.

Значительным вкладом в развитие гидрофизических исследований, изучение водных свойств и водного режима почв, взаимодействия влаги с твердой фазой почвы были работы А. Ф. Лебедева [44]. Согласно его представлениям, первостепенная роль в поведении почвенной влаги принадлежит молекулярным силам — адсорбционным и сорбционным, а капиллярные силы играют второстепенную роль.

В отличие от Лебедева, С. И. Долгов [21] считает, что главная роль во взаимодействии влаги с почвой принадлежит капиллярным (менисковым) силам.

Следует отметить, что в своих представлениях Долгов использует в значительной степени формальную концепцию Верлюи [95]. Не останавливаясь на критическом анализе этих работ, укажем, что они достаточно подробно рассмотрены в монографии А. А. Роде [62].

Фундаментальные работы Роде по изучению закономерностей передвижения почвенной влаги, водных свойств почв, их водного режима явились результатом проведения многолетних комплексных стационарных исследований в основных природных зонах нашей страны. Его работы внесли неоценимый вклад в исследование водного режима почв, моделирование процессов динамики почвенной влаги, разработку методов определения водно-физических свойств почв, доступности почвенной влаги для растений.

Значительное внимание этим вопросам уделял в своих работах Н. А. Качинский [33] и, что особенно важно, им было написано одно из первых практических руководств [32].

Физика течения жидкости в пористых средах и почве, природа фильтрационных аномалий, нелинейные эффекты, учет этих явлений в теории фильтрации изотермического переноса и другие вопросы рассмотрены в работах П. А. Ребиндера, Б. В. Дерягина, С. В. Нерпина, Н. В. Чураева и Н. Ф. Бондаренко [5; 18; 56; 74].

Основоположителем термодинамического подхода в изучении динамики почвенной влаги является Букингэм [62], согласно которому действие разнородных сил, определяющих ее динамику, характеризуется единой силой — градиентом потенциала почвенной влаги. В дальнейшем учение о потенциале почвенной влаги развивалось в работах Ричардса, Гарднера, Коллис-Джорджа [77], Чайлдса, применительно к пористым средам — в работах А. В. Лыкова [46]. С. С. Корчуновым [36] термодинамический подход использован в изучении процессов влагопереноса в торфяных почвах.

Общие закономерности движения почвенной влаги и влагообеспеченности растений на основе термодинамического подхода к рассматриваемым явлениям детально исследовались И. И. Судницыным [64].

Значительным вкладом в развитие гидрофизики почв было издание в 1969 г. монографии А. М. Глобуса [11]. В ней обобщены современные методы определения потенциала почвенной влаги, его составляющих, а также способы измерения и расчета коэффициентов влагопроводности и капиллярной диффузии в изотермических условиях. В дальнейшем термодинамическое направление и физика неизотермического влагообмена были развиты автором в работах [10, 12]. Издание этих монографий способствовало развитию гидрофизических методов исследований почв и их внедрению в широкую практику ряда отечественных гидрофизических лабораторий. Им была разработана математическая модель неизотермического внутрпочвенного влагообмена. Замечательной чертой этого подхода является возможность рассматривать во взаимосвязи почву, произрастающую растительность и приземный слой атмосферы на речном водосборе.

Не всегда уровень наших знаний о протекающих процессах на водосборе и причинах, их обуславливающих, достаточно высок. Тем не менее, только познав законы развития, можно давать количественную и качественную информа-

цию и прогнозы, можно воздействовать на протекающие процессы, не опасаясь нежелательных последствий.

Развитие науки за последние 50–60 лет характеризуется внедрением физических методов исследований в самые различные отрасли естествознания, что характерно и для гидрофизики речных водосборов. Если до 1940 г. при изучении факторов формирования составляющих водного баланса, стока, а также промерзания применялись методы сугубо простых измерений, то в послевоенные годы, при изучении фазовых превращений воды (испарение, промерзание) и ее динамики в почве начали применяться физические методы, основанные на последних достижениях науки.

Современная гидрофизика речных водосборов характеризуется развитием количественных методов исследования динамики почвенной влаги в ее различном фазовом состоянии, опираясь при этом на установленные ранее качественные закономерности и возросшие возможности смежных дисциплин. Гидрофизика речных водосборов рассматривает вопросы равновесия и динамики почвенной влаги, физическое взаимодействие между жидкой фазой и органоминеральными компонентами почвы, процессы изменения фазового состояния почвенной влаги и обмена энергией почвы с окружающей средой. Поскольку процессы тепло- и влагопереноса в почвах связаны неразрывно, областью гидрофизических исследований является также и термика почв, тепло- и водно-физические их свойства. Отсюда возникают и не менее важные направления: разработка математических моделей взаимодействия между почвенной влагой, ее компонентами, произрастающими растениями и атмосферой, разработка методов определения параметров, используемых в этих моделях, а также разработка экспериментальных методов физического моделирования гидрофизических процессов в лабораторных и полевых условиях на речных водосборах. Последнее в основном необходимо как для изучения физических процессов, так и для верификации математических моделей.

Гидрофизика изучает не только протекающие процессы, но и рассматривает возможность использования причинно-следственных связей для прогнозирования их характеристик с определенной заблаговременностью. Особенно это важно для практических работ в различных областях экономики, где возникает необходимость в прогнозировании изменения физических свойств подстилающей поверхности или интенсивности протекающих гидрофизических процессов при длительных или кратковременных воздействиях на природную среду.

Значительная масса сведений об экспериментальных методах гидрофизики речных водосборов все еще рассеяна в ряде периодических изданий и другой научной литературе, что затрудняет ее практическое использование. Тем не менее разработанные математические модели физических процессов, протекающих на речных водосборах, позволяют решать ряд важных практических задач.

Критический анализ применяемых методов исследования гидрофизических процессов показывает, что все они составляют две большие взаимосвязанные группы: лабораторные и натурные экспериментальные (полевые) исследования.

Лабораторные исследования находят широкое применение при изучении гидрологических явлений и процессов. Внедрение лабораторного метода в гидрофизические исследования объясняется рядом его преимуществ по сравнению

с натурными исследованиями. Преимущество лабораторного метода состоит в возможности:

- последовательного рассмотрения отдельных факторов, определяющих то или иное явление или процесс, когда это явление или процесс определяются комплексом факторов;
- разделения сложных многофакторных явлений и процессов на простые элементы и детального исследования этих элементов;
- выполнения измерений и наблюдений, которые в натуральных условиях по разным причинам не могут быть выполненными;
- многократного повторения эксперимента;
- рассмотрения различных вариантов сочетания, обуславливающих процесс факторов.

Область применения лабораторных исследований ограничивается преимущественно изучением физических закономерностей гидрологических явлений и процессов.

Лабораторные исследования проводятся по двум основным направлениям. Первое направление предусматривает изучение общих закономерностей гидрофизических явлений и процессов, выяснение их новых свойств. Это направление может быть отнесено к разряду общенаучных поисковых исследований. Второе направление связано с изучением тех или иных процессов, происходящих на конкретных объектах, с целью прогнозирования протекающих процессов и определяется конкретными задачами исследования. Оно относится к разряду прикладных лабораторных исследований и используется для решения конкретных практических задач. К особой группе лабораторных исследований относятся работы, связанные с созданием методов и средств измерения гидрофизических характеристик в лабораторных и натуральных условиях и метрологическим обеспечением этих методов и технических средств.

Физическое моделирование гидрофизических процессов заключается в создании физической (материальной) модели исследуемого объекта в соответствии с определенными правилами моделирования, воспроизведения на этой модели исследуемого процесса в заданных условиях и последующей обработки результатов проведенного эксперимента.

Теоретической основой физического моделирования движения тепла и влаги в зоне аэрации являются дифференциальные уравнения тепло- и массопереноса. Начальные условия задаются в виде распределения влажности и температуры по почвенному профилю. В качестве граничных условий можно использовать значение температуры и влажности, либо потоков тепла и влаги на границах. Физическое моделирование позволяет получить экспериментальное решение системы уравнений тепло- и массопереноса, а также исследовать весь процесс и выделить интересующие составляющие.

Основные правила моделирования физических явлений состоят в следующем:

- дифференциальные уравнения, описывающие процессы тепло- и массопереноса в объекте и модели, должны являться тождественными для всего диапазона изменения их характеристик;
- краевые условия тепло- и массообмена в натурном объекте и модели должны быть тождественными;

— одноименные параметры в дифференциальных уравнениях для натурального объекта и модели должны быть равны;

— натуральный объект и модель должны отвечать условиям геометрического подобия.

Таким образом, при производстве физического моделирования процессов тепло- и массообмена в почве необходимым условием является геометрическое подобие капиллярно-пористой системы, тождественность теплофизических и водно-физических свойств почвы и модельной среды. Это означает, что физическое моделирование тепло- и массопереноса в почвах возможно при идентичности теплофизических свойств и равенстве потенциалов переноса тепла и влаги в натурном объекте и модельной среде. Поэтому при моделировании гидрофизических процессов в большинстве случаев используют образцы реальной почвы, на которых предполагается исследовать изучаемый процесс. При таком подходе переменными являются только граничные и начальные условия. На модели воспроизводятся граничные условия тепло- и массообмена во всем диапазоне исследуемого явления.

Простота принципов физического моделирования находится в явном противоречии с трудностями создания моделирующих устройств и проведения собственно физического моделирования. Последнее производится на специальных установках, функциональные устройства которых позволяют поддерживать заданный температурный и влажностный режим на границах монолита почвы, уровень грунтовых вод или давление почвенной влаги. Установки снабжаются регистрирующими устройствами, которые позволяют регистрировать в автоматическом режиме работы расход влаги на верхней и нижней границах монолита почвы, послойную влажность и температуру почвы, давление почвенной влаги и изменение других характеристик процесса.

На современной стадии развития метод физического моделирования гидрофизических процессов позволил исследовать такие сложные явления, как физическое взаимодействие талой воды с мерзлой почвой, миграцию почвенной влаги к фронту промерзания почвы, парообразный перенос влаги в снеге, талой и мерзлой почве, водоотдачу с почвы, формирования профиля почвенной влаги при испарении, собственно процесс испарения с почвы и ряд других гидрофизических процессов и их взаимодействие между собой.

Натурные экспериментальные (полевые) исследования предусматривают детальное изучение физических закономерностей гидрологических процессов в заданных, искусственно созданных или подобранных в природных условиях. Необходимость в проведении подобных исследований возникла в связи с потребностями изучения процессов формирования стока.

Основой полевых экспериментальных исследований является метод сравнения. Применение этого метода предусматривает равенство всех характеристик сравниваемых объектов, кроме одной или двух, являющихся предметом изучения. Например, при одном типе почв, растительного покрова, уклона, экспозиции и площади стоковых площадок, а также одинаковых запасах воды в снеге, но разной степени увлажнения почвы, можно изучать влияние влажности почвы на процесс формирования стока при снеготаянии.

При проведении экспериментальных исследований применяются методы активного и пассивного экспериментов. Активный эксперимент предусматривает

исследование гидрофизических процессов при направленном изменении условий их формирования на объекте исследования. За счет направленного создания условий формирования того или иного фактора представляется возможным получить сведения, характеризующие изучаемый элемент во всем спектре возможных его изменений.

Пассивный эксперимент в природе имеет наибольшее распространение. Суть его заключается в изучении естественного сложившегося режима ряда объектов, с одинаковыми общими характеристиками, кроме изучаемых факторов.

Большая заслуга в развитии полевых экспериментальных исследований в нашей стране принадлежит В. Г. Глушкову. Идея организации полного комплекса полевых гидрологических и гидрофизических исследований получила свое воплощение в деятельности Валдайского филиала Государственного гидрологического института. Создание специализированной Валдайской гидрологической станции в 1934 г. и ее развитие до современного уровня явилось результатом научных поисков коллектива ученых ГГИ под руководством В. А. Урываева [67]. С целью широкого внедрения лабораторного эксперимента в практику гидрологических исследований в Государственном гидрологическом институте была создана Главная экспериментальная база ГГИ (ГЭБ ГГИ). Основными ее задачами являются:

- разработка теоретических концепций использования метода физического моделирования для решения гидрологических задач, в том числе и гидрофизических процессов формирования всех составляющих водного баланса речных водосборов;

- разработка и внедрение в практику гидрофизических исследований метода лабораторного эксперимента.

В послевоенные годы на базе ГЭБ ГГИ, под руководством К. Е. Иванова и В. В. Романова, была создана болотная гидрологическая станция, целью которой является детальное изучение гидрофизических и гидрологических процессов, протекающих на болотных массивах.

В значительной мере материалы, изложенные в рассматриваемой монографии, получены авторами при выполнении ряда научно-исследовательских работ в гидрофизической лаборатории Государственного гидрологического института.

ГЛАВА 1. ВОДНО- И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ПОЧВ

Слабое внедрение гидрофизических методов в практику гидрологических расчетов отдельных составляющих водного и теплового баланса естественных и преобразованных водосборов в основном связано с отсутствием надежной информации о водно- и теплофизических характеристиках талых и особенно мерзлых почв. К таким параметрам относятся влажность (W) и плотность почвы (ρ), основная гидрофизическая характеристика (ОГХ, или потенциал почвенной влаги, ψ), коэффициенты влагопроводности (K) и теплопроводности (λ), а также содержание незамерзшей влаги в мерзлых почвах (W_{H3}).

1.1. Влажность почвы

В настоящее время в гидрологической литературе наряду с климатическими факторами все больше внимания уделяется влиянию почвы на формирование стока. К числу главных факторов, определяющих гидрологическую роль почвенного покрова речных водосборов, является ее водопоглотительная (водоудерживающая) способность, от которой зависят величины всех составляющих водного баланса: стока, испарения и питания подземных вод. Основными факторами, от которых зависит водопоглотительная (инфильтрационная) способность почвы, являются ее влажность и, в значительно меньшей мере, физические свойства структуры пористого пространства почвенного покрова.

Влажность почвы изменяется в широких пределах. В засушливые годы в верхнем полуметровом слое почвы она может снижаться до значений влажности завядания (ВЗ). Однако в отдельные годы влажность достигает значений наименьшей влагоемкости (НВ). Амплитуда колебаний влагозапасов метрового слоя почвы может достигать 120–150 мм.

Осенью и весной увлажнение почвы в лесной зоне обычно происходит до глубины в 1 м. Ниже наблюдается область с влажностью от полной влагоемкости до НВ. Однако на ряде участков, как водораздельных, так и припойменных, сезонные изменения увлажнения почвы наблюдаются только в верхнем слое почвы.

В таблице 1.1.1 приведены значения влагозапасов метрового слоя дерново-слабоподзолистой почвы в год с низким (1967) и большим (1979) увлажнением,

Таблица 1.1.1

Средние и экстремальные значения влагозапасов (мм) метрового слоя дерново-слабоподзолистой почвы на лесных и полевых угодьях Подмосковной воднобалансовой станции

Слой почвы, см	Месяцы года											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Лог Полевой, 1967 г.												
0–20	60	70	62	70	44	28	22	55	46	54	55	52
0–100	280	277	283	334	274	230	207	288	263	282	309	292
Лог Полевой, 1979 г.												
0–20	93	90	94	83	56	24	57	43	68	62	63	74
0–100	378	379	382	364	313	245	322	283	335	337	349	356
Лог Полевой, 1955–1980 гг.												
0–50	170	179	178	170	150	127	120	127	138	149	166	173
0–100	336	340	338	336	314	283	273	278	292	309	334	339
Лог Лесной, 1955–1980 гг.												
0–50	181	184	180	200	181	155	147	142	147	168	180	181
0–100	341	341	338	378	354	314	298	292	299	324	341	340

а также средние значения за период с 1955 по 1980 г. на полевых (лог Полевой) и лесных (лог Лесной) угодьях Подмосковной воднобалансовой станции.

Из таблицы 1.1.1 видны различия во внутригодовом ходе увлажнения суглинистых почв. В экстремальные по влажности годы диапазон изменения влагозапасов метрового слоя достигает 100–140 мм; в среднем за многолетний период — 60–70 мм на полевых и 80–90 мм на лесных участках. Влагозапасы лесного участка больше полевого в среднем на 5 %. В течение зимнего периода общие запасы влаги на обоих угодьях, одинаковых по механическому составу, близки между собой. Однако по-разному распределяется влажность по глубине почвы. В поле за зиму несколько больше возрастает влажность по сравнению с лесом за счет зимней миграции влаги. Эта особенность наиболее отчетливо проявляется при наибольших значениях влагозапасов, когда влажность в верхних горизонтах приближается к НВ, а в пахотном горизонте превышает ее. Большой по сравнению с лесом запас влаги в поле наблюдается обычно в холодные малоснежные зимы, при глубоком промерзании почвы, что обусловлено миграцией влаги к фронту промерзания. В лесу, из-за крупнопористой структуры верхнего горизонта, промерзание меньше и миграция относительно невелика. Вследствие этого избыток осенней влаги просачивается в нижние горизонты, и в течение зимы, и в предвесенний период увлажненность почв не превышает НВ. В зимы со слабыми, мало интенсивными оттепелями, при водоотдаче из снега только в поле, в предвесенний период меньшие запасы почвенной влаги наблюдаются в лесу. Большой запас в лесу может наблюдаться в случае интенсивных оттепелей. Отсюда следует, что дефицит влажности почвы чаще наблюдается в лесу.

В лесах распределение влажности почвы по глубине в течение года более-менее однородно, хотя после влажной осени отчетливо прослеживается отток гравитационных вод в нижние слои почвы.

По районам Северо-Запада, бассейна р. Вятки и Подмосковной воднобалансовой станции получена связь общих запасов почвенной влаги метрового слоя в предвесенний период в поле ($W_{\text{поле}}$, мм) и в лесу ($W_{\text{лес}}$, мм) в виде

$$W_{\text{лес}} = 0,98W_{\text{поле}} - 1,9. \quad (1.1.1)$$

Коэффициент корреляции этой связи равен 0,89 при $\sigma_{W_{\text{полю}}} = 38,5$ мм и $\sigma_{W_{\text{лес}}} = 38,1$ мм. На основании этой зависимости, имея данные о влагозапасах в полях, можно получить данные об их величинах в лесах.

В осенний период происходит значительное пополнение запасов влаги в почве. К началу зимы влагозапасы в ее метровом слое достигают значений НВ. В северо-западных, северных и северо-восточных районах Европейской территории России (ЕТР) это наблюдается в 70–90 % случаев, в юго-западных — в 70–80 %, в Центрально-Черноземном — в 60–70 %, а юго-восточных и южных — в 40–50 %.

В зимний период происходит дальнейшее увеличение запасов влаги в почвогрунтах. В результате чего запасы ее приближаются к значению наименьшей влагоемкости: в западных и центральных районах лесной и лесостепной зон ЕТР — в 80–95 % случаев, в восточных и южных районах и в степной зоне — в 50–80 %. В лесной зоне запасы влаги на полевых участках обычно на 20–40 мм больше, чем в лесных.

В таблице 1.1.2 приведены сведения о степени увлажненности почв до значений НВ в предзимний и предвесенний периоды на ЕТР. По сравнению с предзимним периодом, непосредственно перед снеготаянием, запасы влаги в почве значительно возрастают. Это происходит по двум причинам: за счет оттепелей, наблюдаемых в зимний период, и за счет миграции влаги к фронту промерзания.

Таблица 1.1.2

Число случаев увлажненности почвы до значений НВ в предзимний и предвесенний периоды на Европейской территории России

Район ЕТР	Число случаев, %		
	в предзимний период (поле, лес)	в конце зимы	
		поле	лес
Северные таежные водосборы	80–90	95–100	90–100
Средняя и южная часть лесной зоны	70–80	80–90	70–80
Западная и центральная часть лесостепной зоны	60–70	85–95	—
Восточная часть лесостепной зоны	40–50	50–60	—
Степная зона	40–50	70–80	—

За счет оттепелей, путем водоотдачи со снега, запасы влаги в метровом слое могут увеличиваться на 10–50 мм и более. Наибольшее приращение влаги наблюдается в верхних промерзающих горизонтах, до 30–70 мм. Оттепели наблюдаются

во всех районах ЕТР, но наиболее часто — в ее западных и юго-западных районах; в северо-восточных и восточных районах — в 40–50 % всех зим.

Зимняя миграция влаги наблюдается практически ежегодно и повсеместно. Но значительно изменяется по территории и от года к году, в пределах от 5 до 100 мм. Процесс зимней миграции влаги наиболее интенсивно развит при залежании грунтовых вод близко к поверхности почвы. В этом случае происходит непрерывный поток мигрирующей влаги от уровня грунтовых вод и накопление ее в зоне промерзания. При этом пополнение влагозапасов в почве путем миграции влаги зависит от интенсивности и продолжительности промерзания почвы. Чем медленнее идет промерзание, тем больше слой мигрирующей влаги. Наиболее часто такое развитие процесса миграции характерно для почв северной и северо-западной части ЕТР.

При глубоком залежании уровня грунтовых вод, что особенно характерно для лесостепной и степной зон, миграция развивается менее интенсивно и происходит исключительно за счет перераспределения влаги по почвенному профилю, при сохранении ее суммарного значения. При этом снижение влажности ниже фронта промерзания может происходить до уровня влажности завядания. В. Ф. Маслов установил, что при запасах влаги в почвах, равных 0,6–0,7 НВ, существенного перераспределения влаги за счет зимней миграции не происходит, независимо от положения нулевой изотермы [49].

В таблице 1.1.3 приведены величины зимней миграции влаги в степной зоне по данным наблюдений на Нижнедевицкой воднобалансовой станции за период с 1969 по 1974 г. Запас влаги в метровом слое почвы за зимний период увеличился на 20–109 мм.

В период весеннего снеготаяния влагозапасы в поле могут как увеличиваться, так и уменьшаться, что обусловлено предвесенним увлажнением почвы. При влажности почвы в предвесенний период меньше НВ, всегда наблюдается пополнение влагозапаса. Но если влажность больше НВ, то к концу половодья влажность почвы уменьшается. Средний многолетний запас влаги в метровом слое полевой почвы близок или равен 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 водоразделах запасы влаги из горизонта А лесных почв в основном расходуются на испарение и пополнение запасов грунтовых вод. Разгрузка влагозапасов из горизонта А происходит медленно, что обусловлено слабой водопроницаемостью горизонта В. По данным Н. А. Ногиной и В. В. Тюлина [58], в бассейне р. Вятки верхние горизонты лесных почв весной длительное время находятся в состоянии сильного переувлажнения (> НВ). При НВ в поле и в лесу, близком к 300 мм, после осеннего и весеннего промачивания запас влаги достигает, соответственно, 320 и 355 мм; на водосборах логов Полевого и Лесного (Подмосковная водобалансовая станция) с суглинистыми почвами, соответственно, 335 и 370 мм. В лесах в предвесенний период запас влаги в метровом слое почвы, как правило, меньше НВ, к концу половодья увеличивается и в отдельные годы

Таблица 1.1.3

Приращение влагозапасов в метровом слое за зимний период на стоковой площадке Нижнедевицкой воднобалансовой станции

Год	Запас почвенной влаги, мм		Приращение запаса почвенной влаги, мм
	осенний	предвесенний	
1969–1970	268	320	52
1970–1971	322	342	20
1971–1972	204	313	109
1972–1973	322	371	49
1973–1974	357	374	37

превышает НВ. Наименьшая влагоемкость лесных почв, как правило, несколько выше влагоемкости полевых.

Характерной особенностью увлажнения почв лесной зоны, как на полевых, так и на лесных участках, является их переувлажнение весной, а частично и осенью, обычно на 5–20 % больше НВ. Избыточная влага может удерживаться в почве до 20 суток, а далее запасы ее вследствие водоотдачи постепенно приближаются к НВ. Этот процесс, в зависимости от механического состава почвы, может достигать 25–50 суток.

Пространственная изменчивость влагозапасов играет большую роль в процессах формирования стока, особенно в период весеннего половодья. Изменчивость по площади водосборов определяется рядом факторов: водно-физическими свойствами почвы, ее литологической неоднородностью, уровнем залежания грунтовых вод и неравномерностью выпадения осадков. Установлено, что на водосборах лесной и лесостепной зоны бассейна р. Дона отмечается значительная однородность водно-физических свойств различных типов черноземных почв. Поэтому пространственная изменчивость влагозапасов на водосборах р. Дона и других районах лесостепной и степной зон при наличии однородных почв будет определяться залежанием уровня грунтовых вод относительно дневной поверхности и неравномерностью выпадения осадков.

На водосборах со значительной неоднородностью почв, что свойственно водосборам лесной зоны, пространственная изменчивость влагозапасов определяется составом почвогрунтов и глубиной залежания уровня грунтовых вод.

В качестве примера в таблице 1.1.4 приведены основные характеристики изменчивости влагозапасов при однородном и смешанном по механическому составу почвогрунтов [31].

Анализ таблицы показывает, что при однородном механическом составе и высоком увлажнении почвы коэффициент вариации (C_v) влагозапасов незначительный, равен 0,09. Но при низкой степени увлажнения почвы он возрастает вне зависимости от механического состава почв, слагающих водосбор. Изменчивость влагозапасов возрастает с увеличением степени неоднородности почвы по механическому составу. Водосборы, сложенные почвами с различным механическим составом (суглинок, супесь и песок), имеют наибольшую их изменчивость вне зависимости от степени увлажнения, 0,29 и 0,34.

Таблица 1.1.4

Общие влагозапасы и показатели их изменчивости для однородных по составу и при смешанном их составе в периоды высокого (в. у.) и низкого (н.у.) увлажнения верхнего метрового слоя почвогрунтов на водосборах лесной зоны ЕТР

Влагозапасы, мм	Суглинок		Супесь		Песок		Суглинок 50 %, супесь 50 %		Суглинок 34 %, супесь 33 %, песок 33 %	
	в.у.	н.у.	в.у.	н.у.	в.у.	н.у.	в.у.	н.у.	в.у.	н.у.
Средние	325	175	250	130	160	95	290	155	245	135
Наибольшие	380	250	300	220	180	140	380	250	380	250
Наименьшие	280	130	220	100	130	60	220	100	130	60
При НВ	310	310	240	240	160	160				
При ВЗ	130	130	100	100	60	60				
Среднее квадратическое отклонение	30	35	24	29	15	27	45	39	71	46
Коэффициент вариации	0,09	0,20	0,09	0,22	0,09	0,29	0,16	0,25	0,29	0,34

Проведение специальных съемок на водосборах позволило получить зависимость коэффициента вариации (C_v) продуктивных влагозапасов метрового слоя почвы от их средней величины в виде

$$C_v = 37,78 W_{cp}^{-1,0209}, \quad (1.1.2)$$

где W_{cp} — средняя величина продуктивных влагозапасов, мм.

Наличие этой зависимости свидетельствует о том, что среднее для водосбора значение запаса влаги в почве может служить показателем ее распределения по площади.

1.2. Плотность почвы

Исследования водно-физических свойств почвы, которые определяют протекание гидрофизических процессов на речных водосборах, установили, что в большинстве случаев они зависят от типа почвы, ее плотности и влажности [50; 51]. Изменчивость плотности определяет пространственную вариацию таких характеристик почвы, как коэффициент влаго- и теплопроводности, потенциал почвенной влаги, объемная теплоемкость и некоторые другие. Это позволяет определить степень изменчивости водно-физических и тепловых свойств почвы, зная изменчивость ее плотности при заданном значении влажности. Поэтому в качестве основной физической характеристики, позволяющей оценить пространственную и временную изменчивость иных почвенно-гидрологических характеристик, принята плотность сухого вещества почвы как наиболее консервативная [6].

1.2.1. Пространственная изменчивость

Несмотря на то что физические свойства отдельных типов почв изучены достаточно полно, их пространственная изменчивость является малоизученной областью гидрофизики. Поэтому для ее исследования была разработана специальная методика. Суть ее заключается в том, что на водосборах исследуемых рек закладываются маршруты длиной 10 км, которые намечаются таким образом, чтобы они проходили в направлении от водораздела перпендикулярно к общему направлению течения реки и вскрывали на своем пути господствующие ландшафты и соответствующие им типы почв. Таким образом, маршруты заведомо проходили по территории водосбора с предполагаемой наибольшей изменчивостью плотности почв, а следовательно, и их водно-физических характеристик.

В целях определения пространственной изменчивости плотности почвы маршруты были заложены на водосборах рек Вятки, Поломети, юго-западной части Ладожского озера (Приладожская среднеозерная низина) [6], Дона и в Северном Казахстане (бассейн р. Тобол) [8]. Во всех случаях полевые работы выполнялись сотрудниками гидрофизической лаборатории ГГИ в летне-осенний период с незначительными выпадающими осадками.

На заложенных маршрутах производился отбор образцов почвы через каждые 100 м, послонно через 0,10 м до глубины 1,0 м. В Северном Казахстане отбор проб производился по двум взаимно перпендикулярно расположенным 10-километровым маршрутам. Всего было сделано 100 разрезов, по 50 на каждом маршруте. При отборе образцов и дальнейшей их обработке применялись методы и приборы, принятые в системе Росгидромета.

Результаты исследований приведены в Приложении 1, а также в табл. 1.2.1.

Таблица 1.2.1

Статистические характеристики послонных значений плотностей южного чернозема Северного Казахстана (длина каждого ряда 100 членов)

Слой, см	Среднее значение плотности почв ρ , г/см ³	Среднеквадратическое отклонение σ , кг/м ³	Коэффициент вариации, C_v
0–10	1,048	0,114	0,109
10–20	1,171	0,109	0,093
20–30	1,257	0,101	0,080
30–40	1,332	0,085	0,064
40–50	1,391	0,071	0,051
50–60	1,436	0,069	0,048
60–70	1,472	0,064	0,044
70–80	1,510	0,068	0,045
80–90	1,550	0,073	0,047
90–100	1600	81	0,051

Анализ результатов показывает, что среднее арифметическое значение плотности ρ увеличивается по глубине и соответственно ему происходит уменьшение среднеквадратического отклонения σ . Поэтому коэффициент вариации C_v

уменьшается с увеличением плотности почвы. Так, для лесной зоны России, почвы Приладожской среднеозерной низины при изменении ρ в пределах 1,05–1,78 г/см³ C_v уменьшается от 0,28 до 0,06; для почв Валдайской возвышенности при изменении ρ в пределах 0,96–1,56 г/см³ коэффициент вариации соответственно уменьшается от 0,39 до 0,24.

Аналогичные закономерности наблюдаются и на почвах лесостепной зоны. На выщелоченных черноземах в бассейне р. Сосны плотность по профилю почвы изменяется в пределах от 1,15 до 1,39 г/см³, а C_v уменьшается от 0,48 до 0,08. На черноземах бассейна Дона при изменении плотности по глубине от 1,05 до 1,32 г/см³ коэффициент вариации практически не изменяется по глубине, 0,09–0,12. Плотность чернозема типичного среднелесового мощного изменяется в пределах от 1,00 до 1,44 г/см³. Наиболее значительные его изменения наблюдаются в верхнем 40-сантиметровом горизонте. Средние значения плотности (вычисленные по 100 разрезам) возрастают с глубиной от 1,14 до 1,27 г/см³. При этом коэффициент вариации изменяется незначительно, от 0,04 до 0,07.

Таким образом, плотность верхних горизонтов почв лесной и лесостепной зоны имеет большую амплитуду пространственной изменчивости ($C_v = 0,04 \dots 0,4$), которая по мере приближения к материнской породе значительно уменьшается ($C_v = 0,05 \dots 0,12$). Это объясняется тем, что верхние слои почвы претерпевают значительные воздействия природных и антропогенных факторов. В основном это агротехническое воздействие. Его вклад в формирование пространственной изменчивости почвенного покрова уменьшается по глубине почвенного профиля.

Диапазон изменений средних послойных значений плотности чернозема южного, среднелесового малогумусированого степной зоны Северного Казахстана по глубине профиля значительный, от 1,05 до 1,60, а коэффициент вариации изменяется от 0,04 до 0,11, что связано с неоднородностью механического состава, как по глубине, так и по площади (табл. 1.2.1). В отличие от закономерностей пространственной изменчивости плотности почв ЕТР, плотность почв Северного Казахстана наибольшие значения σ и C_v имеет в верхних и нижних горизонтах, а наименьшие в средних. Вероятно, это объясняется тем, что верхние горизонты подвергаются механической обработке почвы (вспашке, культивированию, боронованию и т. д.). В плоскоравнинной местности оказывают также влияние и элементы микрорельефа почвы в виде степных увлажненных понижений.

Зависимость коэффициентов вариации плотности отдельных слоев почвы от средних ее значений для почв Приладожской среднеозерной низины определяется эмпирическим уравнением вида

$$C_v = 0,59 - 0,297\rho, \quad (1.2.1)$$

где ρ — средняя плотность слоя почвы, г/см³; для почв Валдайской возвышенности — уравнением

$$C_v = 0,61 - 0,23\rho, \quad (1.2.2)$$

при изменении ρ в пределах от 0,8 до 2,0 г/см³. Коэффициент корреляции приведенных уравнений равен 0,96. Близость параметров уравнений свидетельствует об идентичности изменения плотности почв лесной зоны.

Несколько иная зависимость коэффициентов вариации получена для северной части лесной зоны (зона северной тайги, бассейн р. Вятки). Зависимость имеет вид:

$$C_v = 1,167 - 0,78\rho. \quad (1.2.3)$$

При расчете статистических характеристик этой зависимости были использованы данные по 63 почвенным разрезам.

Пространственная изменчивость плотности почв лесостепной зоны (чернозема бассейнов р. Сосны и р. Дона) подчиняется тем же закономерностям, что и лесной зоны. Однако изменчивость плотности верхнего горизонта выражена менее значительно ($C_v = 0,10$). Коэффициенты вариации плотности на глубинах от 0,10 до 1,0 м практически постоянные и изменяются в узких пределах, от 0,08 до 0,12, при изменении плотности также в узких пределах, от 1,26 до 1,37 г/см³. Поэтому для почв степной зоны целесообразно принимать C_v равным 0,10.

Зависимость коэффициентов вариации плотности отдельных слоев почвы от средних ее значений для черноземов степной зоны Северного Казахстана имеет вид:

$$C_v = 0,1247\rho^{-2,3473}. \quad (1.2.4)$$

Коэффициент корреляции этой зависимости равен 0,94.

Сравнивая пространственную изменчивость плотности почв лесной, лесостепной и степной зон, следует отметить, что она значительно уменьшается в направлении с севера и северо-запада на юг и юго-восток и вновь возрастает в предгорных районах.

Статистическое распределение плотности может быть близким к нормальному или же значительно отличаться от него. В большинстве случаев распределение плотности почв в лесной зоне характеризуется значительной асимметрией. Коэффициент асимметрии имеет тенденцию к увеличению от верхних к нижним слоям, от $-0,28$ до $2,16$. На фоне дерново-подзолистых почв с плотностью 1,40–1,80 г/см³ значительный вклад в асимметрию кривых вносят мелкозалежные торфяники, приуроченные к отрицательным формам рельефа, с низкой плотностью торфа, а также редкие выходы материнской породы с плотностью 1,95–2,20 г/см³.

Коэффициент асимметрии плотности почв степной зоны Северного Казахстана имеет тенденцию к увеличению от верхних слоев к нижним, от $-0,86$ до $0,26$.

Общей тенденцией всех типов почв является уменьшение пространственной изменчивости их плотности по мере увеличения содержания физической глины. Характерным примером являются дерново-подзолистые глееватые почвы на двучленных отложениях. Изменчивость их плотности на глубинах более 0,2 м определяется коэффициентом вариации 0,01–0,06.

Значительное влияние на изменчивость их плотности оказывает произрастающая растительность. Оценка пространственной изменчивости плотности слабодерновой-среднеподзолистой почвы в трех биогеоценозах [60] показывает, что наибольшая изменчивость наблюдается в ельнике ($C_v = 0,24$), березняке (0,13) и наименьшая — на лугу (0,09). По-видимому, наибольшая изменчивость

в хвойном лесу обусловлена различной мощностью хвойного опада по площади леса и особенностями формирования водного режима почвы.

Для оценки водопоглотительной способности и других гидрофизических характеристик почвы необходимо знать, до каких глубин сохраняются физические признаки верхних слоев. С этой целью были рассчитаны корреляционные матрицы коэффициентов взаимной корреляции плотности различных слоев почвы. В табл. 1.2.2 и 1.2.3 приведены расширенные корреляционные матрицы плотности смежных слоев почв лесной (бассейн р. Поломети) и степной (бассейн р. Тобола, Северный Казахстан) зоны.

Таблица 1.2.2

Расширенная корреляционная матрица плотности смежных слоев (коэффициент корреляции плотности исследуемого слоя с нижележащими) дерново-подзолистых почв бассейна р. Поломети

Глубина слоя, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60
0–10	1,00	0,87	0,67	0,67	0,61	0,57
10–20	–	1,00	0,78	0,78	0,74	0,71
20–30	–	–	1,00	0,79	0,80	0,75
30–40	–	–	–	1,00	0,92	0,85
40–50	–	–	–	–	1,00	0,92
50–60	–	–	–	–	–	1,00

Из анализа корреляционной матрицы дерново-подзолистых почв бассейна р. Поломети следует, что физические свойства смежных горизонтов очень близки и коэффициент корреляции с увеличением глубины заложения возрастает до 0,90–0,92. Несколько меньшая теснота связи наблюдается между плотностью пахотного и подпахотного слоя. Здесь коэффициент корреляции уменьшается до 0,70 и меньше. Эти же закономерности свойственны и другим типам почв лесной зоны.

Зависимость коэффициентов корреляции r плотности верхних слоев почвы лесной зоны с последующими, расположенными на глубинах от 10 до 100 см выражается уравнением вида:

$$r = e^{-0,012 H}, \quad (1.2.5)$$

где H — глубина заложения слоя почвы, см.

Анализ этой зависимости показывает, что в бассейнах рек лесной зоны физические признаки верхнего слоя дерново-подзолистых почв сохраняются до глубины 35 см. На этой глубине коэффициент корреляции не превышает 0,70. С глубиной он значительно уменьшается и в слоях 70–80 см он не превышает 0,50.

С увеличением степени окультуренности почвы признаки верхних слоев распространяются на меньшую глубину. Так, коэффициент взаимной корреляции плотности на поверхности и на глубине 30–40 см для черноземов бассейна р. Дона равен 0,45, а на глубине 70–80 см — всего 0,18. Значения смежных слоев чернозема типичного среднегумусового мощного также подтверждают его уменьшение с глубиной от 0,34 до отрицательных значений.

Таблица 1.2.3

Расширенная корреляционная матрица смежных слоев плотности южных черноземов бассейна р. Тобола (Северный Казахстан)

Глубина слоя, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–90	90–100
0–10	1,00	0,72	0,53	0,42	0,40	0,44	0,40	0,300	0,29	0,28
10–20	–	1,00	0,65	0,52	0,48	0,40	0,28	0,20	0,15	0,16
20–30	–	–	1,00	0,82	0,71	0,58	0,47	0,38	0,31	0,26
30–40	–	–	–	1,00	0,84	0,70	0,59	0,47	0,39	0,28
40–50	–	–	–	–	1,00	0,80	0,68	0,49	0,37	0,32
50–60	–	–	–	–	–	1,00	0,86	0,69	0,54	0,32
60–70	–	–	–	–	–	–	1,00	0,80	0,66	0,42
70–80	–	–	–	–	–	–	–	1,00	0,85	0,56
80–90	–	–	–	–	–	–	–	–	1,00	0,70
90–100	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,00

Из анализа корреляционной матрицы плотности почв степной зоны (бассейн р. Тобола) следует, что различия между физическими свойствами смежных слоев почвы значительны, а коэффициент корреляции увеличивается с глубиной заложения слоев от 0,16–0,28 (0–20 см) до 0,70–0,85 (80–100 см). Несколько меньшая теснота связи наблюдается между значением плотности пахотного и подпахотного горизонта. Здесь коэффициент корреляции уменьшается до 0,16. Поэтому при оценке инфильтрационной способности почвы необходимо весь почвенный профиль представлять в виде многослойной системы. В простейшем случае — в виде двухслойной: верхний слой — пахотный, нижний — подпахотный.

Для оценки внутрирядной зависимости плотности почв лесной зоны (бассейн р. Поломети) построены нормированные корреляционные функции послойных ее значений. Их анализ свидетельствует о том, что пространственная изменчивость послойных значений плотности весьма значительна. При шаге дискретности 200 м взаимная связь между соседними пунктами определения плотности оценивается коэффициентом корреляции не более 0,2, то есть практически отсутствует.

Выполненные оценки по плотности черноземов степной зоны Северного Казахстана показали, что участок сельскохозяйственных полей площадью 10 000 га можно считать однородным как по всей площади, так и по всей глубине (Приложение 1).

1.2.2. Изменение плотности в процессе промерзания

Значительная изменчивость плотности почвы наблюдается при фазовых превращениях в ней влаги. При промерзании и оттаивании происходят структурные изменения почвы и ее водно-физических свойств: пористости, плотности и водопроницаемости. Плотность почвы при промерзании чаще всего

уменьшается, а пористость увеличивается. Неучет этого явления приводит к значительным ошибкам при оценке запасов влаги в мерзлых почвогрунтах и их водопроницаемости.

Промерзание водонасыщенных песков сопровождается отжатию влаги из промерзающей толщи в талую зону. Плотность почвы при этом незначительно увеличивается, а пористость уменьшается, однако эти изменения столь незначительны, что в практических расчетах их можно не учитывать. В суглинистых и супесчаных почвах при значительном потоке мигрирующей влаги процесс промерзания сопровождается уменьшением плотности.

По данным В. М. Мухина [55] под влиянием промерзания плотность суглинистой почвы в слое 0–10 см, при влажности около 60 %, уменьшилась по сравнению с плотностью талой на 27–30 %, в слое 10–20 см, при влажности 40 %, — на 24–29 %, а в супесчаной почве (при влажности 35–40 %) — на 18–20 %. На глубине 30–40 см плотность почвы в процессе не меняется.

А. А. Капотов [30] для горизонта А подзолистых супесчаных и суглинистых почв установил связь между плотностью почв в талом и мерзлом состоянии при различных значениях влажности. Полученной им зависимостью можно пользоваться для ориентировочной оценки плотности мерзлой почвы, поскольку она получена путем осреднения полевых определений по почвам разного механического состава.

В гидрофизической лаборатории ГГИ опыты по изучению изменения объема образца почвы при промерзании без подтока влаги извне проводились на специально изготовленном для этой цели оборудовании [52]. Опыты проводились на различных типах почв (черноземы, подзолистые лесные, темно-серые лесные, солоды) и с различным механическим составом.

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

Первый период — время от начала промораживания до начала кристаллизации ($-0,3^{\circ}\text{C}$ и ниже) — объем образца уменьшается до 2 %. Вода в этот период обычно находится в переохлажденном состоянии. По А. Е. Федосову [69], это объясняется 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 наблюдается в верхних горизонтах почв с высоким содержанием органики и илестых частиц при влажности выше максимальной гигроскопичности; минимальное — при влажности, равной гигроскопической.

Второй период соответствует времени кристаллизации свободной воды и 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 свободной воды. Если влажность образца меньше содержа-

ния незамерзшей влаги при данной температуре, то увеличение объема почвы при промерзании образца не наблюдается.

Третий период характерен тем, что после кристаллизации свободной воды фазовые превращения затухают и почва, охлаждаясь, принимает температуру окружающей среды. В этот период объем образца наиболее устойчив. Результаты экспериментальных исследований приведены в табл. 1.2.4.

Таблица 1.2.4

Изменение объема почвы при промерзании

Тип почвы	Слой, см	Влажность массовая, %	Плотность, г/см ³		Уменьшение объема в первый период, %	Увеличение объема, %	Плотность влажной талой почвы, г/см ³
			талой	мерзлой			
Оподзоленный чернозем	0–10	41,9	1,09	1,06	0,29	2,8	1,56
	10–20	36,0	1,19	1,17	0,24	1,9	1,62
	20–30	33,8	1,26	1,22	0,05	3,4	1,68
	40–50	36,0	1,28	1,25	0,12	2,5	1,70
	60–70	28,4	1,35	1,31	0,03	3,3	1,74
Солоды	0–10	98,8	0,60	0,57	0,06	3,9	0,81
	70–80	25,0	1,44	1,41	0,05	1,6	1,79
Темно-серая лесная	0–5	20,8	1,09	1,09	-0,02	-2,5	1,31
	0–5	45,0	1,05	1,00	0,06	5,0	1,54
	0–5	6,30	0,84	0,84	-0,0	0,3	0,89
	0–5	61,6	0,84	0,82	0,03	2,3	1,35
	0–5	0,80	0,96	0,96	-0,0	0,1	0,97

Анализ их показывает, что при влажности суглинистых почв менее 25 % и при отсутствии подтока влаги из нижних горизонтов увеличения объема практически не происходит; при влажности более 25 % объем почвы возрастает на 1,6–5,0 %. Следовательно, если при промерзании почвы не наблюдается 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.

В реальных условиях речных водосборов промерзание почвы практически всегда сопровождается миграцией влаги и изменением плотности почвы.

Для исследования вспучивания грунта необходимо иметь информацию о двух наиболее важных характеристиках: собственно о величине вспучивания и температуре почвы, при которой развивается этот процесс. Созданная для их определения установка состоит из десяти пар совмещенных между собой пучемеров и термометров [28] (рис. 1.2.1).

Совмещенный пучемер-термометр представляет собой полевой прибор, позволяющий измерять вертикальные перемещения почвы на заданном горизонте

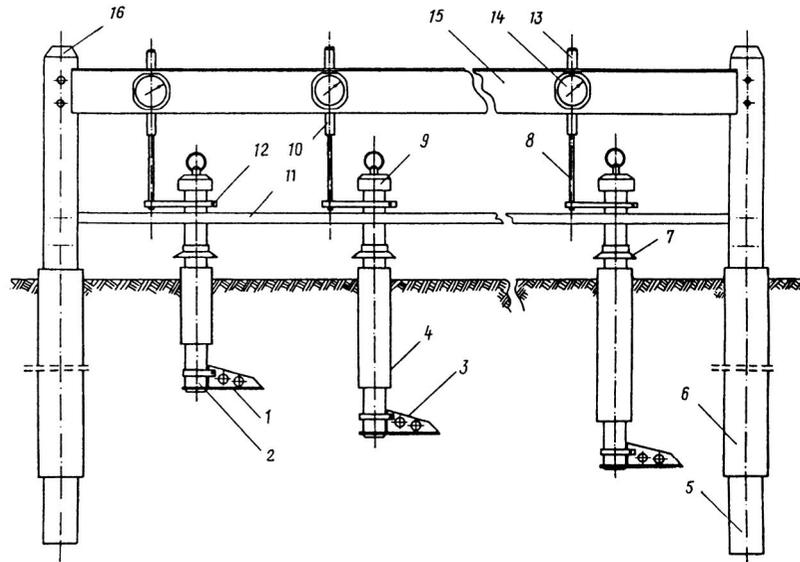


Рис. 1.2.1. Экспериментальная установка для изучения характеристик почвы:
 1 — пластина; 2 — корпус пучемера; 3 — ребро жесткости; 4 — защитная труба пучемера;
 5 — репер; 6 — защитная труба репера; 7 — козырек; 8 — передаточный шток;
 9 — крышка вытяжного термометра; 10 — защитная трубка; 11 — направляющая планка;
 12 — кронштейн; 13 — колпачок; 14 — индикатор; 15 — балка; 16 — оголовок репера

и температуру этого же горизонта. Чувствительным элементом перемещения почвы является металлическая перфорированная пластина, выполненная в виде сектора радиусом 180 мм. Перфорация дает возможность водяному пару и пленочной влаге относительно свободно перемещаться по вертикали и не накапливаться выше или ниже пластины. Пластина с ребром жесткости крепится к винилпластовой трубе, в полости которой располагается вытяжной термометр. Контакт термометра с грунтом осуществляется посредством латунной заглушки, которая герметично закрывает нижнюю часть трубы. На заглушку сверху при помощи штанги опускается вытяжной термометр в оправе. Резервуар термометра помещен в латунную емкость оправы с медными опилками, сверху залитую парафином. При опускании термометра в трубу упомянутая емкость плотно устанавливается на заглушку. Во избежание конвективного переноса тепла в кольцевой щели между трубой и штангой термометра на последнюю надеты войлочные кольца. Штанга изготовлена из древесины, имеющей низкий коэффициент теплопроводности. На верхней ее части закреплена съемная крышка, предохраняющая кольцевую щель от попадания жидких и твердых осадков. При пучении почвы чувствительный элемент перемещается по вертикали вместе с трубой, на которой посредством кронштейна закреплена штанга, механически связанный с индикатором ИЧ-50. Труба может вмерзнуть в почву, и поэтому на ее вертикальное перемещение будут оказывать влияние вышерасположенные (относительно чувствительного элемента) слои. Поэтому труба помещается в наружную трубу, а в межтрубном пространстве располагаются

войлочные кольца, препятствующие конвективным потокам. Для устранения попадания в щель осадков она закрыта защитным козырьком.

В начале ноября пучемеры были установлены в Ленинградской области в 1990 г. на площадке наблюдений сложенной тяжелосуглинистой почвой. При установке пучемеров работы проводятся в следующей последовательности:

- на местности размечают пункты установки пучемеров и реперов;
- просверливают скважины и устанавливают опорные реперы и их защитные трубы;
- в пункте установки каждого пучемера отрывают шурф на глубину установки чувствительного элемента. Ножом подрезают почву на глубине установки и легким нажатием вводят в прорезь пластину. На корпус пучемера надевают защитную трубу так, чтобы ее верхний срез был не выше 5–8 см от поверхности почвы, а затем укладывают в шурф грунт отдельными слоями, утрамбовывая его до естественного состояния;
- на несущую балку устанавливают индикаторы и соединяют их с пучемерами.

После монтажа установки ей дают устояться в течение 35–40 суток. За это время в почве устраняются возникшие напряжения, происходит усадка ее вокруг несущих конструкций, устанавливаются водный и температурный режимы.

Анализ данных наблюдений на этом приборе показывает, что при переходе температуры почвы через 0°C начинается пучение. По мере передвижения нулевой изотермы вглубь процесс постепенно захватывает все нижерасположенные горизонты. Пучение почвы зависит от расположения горизонта относительно ее поверхности, в котором оно наблюдается. Так, на глубине 0,1 м пучение было максимальным (4,45 см), на глубине 0,3–2,7 м и более оно уменьшалось. Совместный анализ перемещения нулевой изотермы через нижнюю границу контролируемого слоя мощностью 10 см и наблюдаемого при этом пучения показывает, что в среднем оно равно 0,37 см.

Подвергшиеся пучению верхние слои почвы оказывают давление на нижележащие и сдавливают их, увеличивая при этом плотность последних. При промерзании этот процесс охватывает всю почвенную толщу и выходит за пределы опускания нулевой изотермы. Так, например, в конце января пучение происходило от поверхности почвы до глубины 0,4 м, а в слоях ниже 0,4 м (0,5–1,0 м) произошло ее уплотнение. Отсюда следует, что каждый (за исключением верхнего) слой почвы проходит две стадии: стадию увеличения плотности в результате сжатия и давления вышележащих слоев и стадию пучения почвы при ее промерзании.

Во второй стадии пучение глубинных слоев почвы может быть меньше, чем ее сжатие, и объемная масса почвы при этом не достигает первоначальных значений. В табл. 1.2.5 приведены послойные величины пучения и сжатия почвы. Из приведенных данных следует, что нижняя граница зоны деформации почвы в процессе промерзания опустилась на 2,14 см. Причем сжатие охватывает все горизонты почвы, и перемещение нижней границы 10-сантиметровых слоев при уплотнении почвы увеличивается с глубиной, от 0,44 см на глубине 0,4 м до 2,14 см на глубине 1,0 м.

Наибольшее (4,45 см) пучение наблюдалось в начале апреля. В это время объем почвы на глубине 60 см занял свое первоначальное положение. Отсюда следует, что толщина слоя почвы с первоначальной мощностью 60 см к концу

промерзания стала 64,45 см, то есть увеличилась на 7,5 %, и его плотность уменьшилась также на 7,5 %. Уменьшение плотности почвы вызывает уменьшение ее влажности, коэффициентов влаго- и теплопроводности, а также содержания незамерзшей влаги в мерзлой почве. Наоборот, ее увеличение приводит к возрастанию влажности и коэффициентов тепло- и влагопроводности, а следовательно, к увеличению потока влаги из нижних слоев почвы. В целом изменение плотности влечет за собой и изменение физических характеристик почвы.

Таблица 1.2.5

Перемещение слоев тяжелосуглинистой почвы при ее промерзании и оттаивании

Слой, см	Перемещение нижней границы слоя, см		
	Промерзание		Оттаивание
	при уплотнении почвы	при вспучивании почвы	при уплотнении почвы
10–20	–	3,56	3,69
20–30	–	2,69	2,88
30–40	0,44	1,66	–
40–50	0,53	1,19	1,16
50–60	0,84	1,01	0,90
60–70	1,29	0,64	–
70–80	1,83	0,32	–
80–90	1,86	0,30	–
90–100	2,14	–	–

Исследования изменения плотности скелета почвы в естественных условиях также проводились в Тверской области в осенне-зимний период 1989/90 гг. на дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой глееватой почве с мощностью гумусового горизонта 10 см и близким залеганием уровня грунтовых вод. При этом измерялись: температура воздуха, высота и плотность снега, глубина промерзания и уровень грунтовых вод. Плотность почвы измерялась в 10-кратной повторности через 10 см послойно до глубины 1,5 м. Метеорологические условия периода наблюдений были довольно контрастными. Резкие колебания температуры воздуха от +7 до –27 °С приводили к частым оттепелям в декабре и январе. Снежный покров образовался 13 ноября. Частые оттепели обусловили неустойчивую высоту снежного покрова, которая изменялась от 4 до 24 см и существенно влияла на глубину промерзания почвы.

Осенний переход среднесуточной температуры через 0 °С вызвал резкое развитие процесса промерзания почвы. Выпавший в начале декабря снег замедлил этот процесс. В этот период миграция влаги происходила непосредственно в верхнем 20-сантиметровом слое почвы и сопровождалась ее значительным накоплением, превышающим наименьшую влагоемкость. В верхнем горизонте плотность почвы уменьшилась на 10 %.

Кратковременное повышение температуры воздуха в середине декабря вызвало повышение температуры почвы, что обусловило оттаивание мерзлой почвы. В результате водоотдачи мерзлой почвы уровень грунтовых вод повысился на 18 см.

Анализ изменения с глубиной влагозапасов почвы (табл. 1.2.6) по образцам, отобраным 16 января 1990 г., свидетельствует о том, что на глубине от 30 до 48 см (при глубине промерзания 48–49 см) сформировалась зона накопления влагозапасов. Влагозапасы в этом слое составили 58 мм, что на 52,6 % превышает полную влагоемкость. В среднем влагозапасы в этой зоне увеличились на

Таблица 1.2.6

Статистические показатели физических характеристик дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой глееватой почвы при ее промерзании

Слой	Дата наблюдений					
	25 декабря 1989 г.		16 января 1990 г.		14 февраля 1990 г.	
	$M \pm tm$	σ	$M \pm tm$	σ	$M \pm tm$	σ
Плотность почвы, г/см ³						
0–10	1,40 ± 0,05	0,07	0,98 ± 0,05	0,07	1,13 ± 0,03	0,04
10–20	1,40 ± 0,02	0,04	1,20 ± 0,04	0,06	1,29 ± 0,03	0,04
20–30	1,54 ± 0,09	0,13	1,13 ± 0,04	0,05	1,43 ± 0,04	0,06
30–40	1,59 ± 0,03	0,05	1,19 ± 0,04	0,05	1,55 ± 0,02	0,02
40–50	1,47 ± 0,03	0,03	1,33 ± 0,07	0,09	1,56 ± 0,0	0,03
50–60	1,51 ± 0,04	0,03	1,52 ± 0,05	0,04	1,57 ± 0,05	0,05
60–70	1,52 ± 0,03	0,03	1,58 ± 0,04	0,04	1,54 ± 0,03	0,03
70–80	–	–	1,57 ± 0,01	0,01	1,58 ± 0,01	0,01
80–90	–	–	1,57 ± 0,03	0,03	–	–
90–100	–	–	1,61 ± 0,03	0,03	–	–
110–120	–	–	1,65 ± 0,02	0,02	–	–
120–130	–	–	1,66 ± 0,04	0,03	–	–
130–140	–	–	1,66 ± 0,02	0,02	–	–
Влажность почвы, % массы						
0–10	27,1 ± 2,48	3,44	61,1 ± 2,74	3,77	42,3 ± 4,90	6,75
10–20	27,4 ± 2,12	2,90	39,1 ± 2,85	3,93	29,6 ± 1,42	1,94
20–30	21,5 ± 0,56	0,77	44,8 ± 1,78	2,46	27,8 ± 0,85	1,17
30–40	<u>23,1 ± 1,41</u>	<u>1,58</u>	48,3 ± 1,23	1,69	23,5 ± 1,21	<u>1,67</u>
40–50	20,8 ± 0,70	0,96	34,1 ± 3,20	1,09	20,7 ± 0,76	1,05
50–60	22,1 ± 1,04	0,89	17,4 ± 0,33	0,46	21,4 ± 0,68	0,48
60–70	23,3 ± 0,26	0,23	20,8 ± 0,68	0,59	21,5 ± 0,76	0,65
70–80	–	–	21,1 ± 0,22	0,19	22,6 ± 0,44	0,38
80–90	–	–	20,5 ± 0,36	0,31	22,1 ± 0,61	0,07
90–100	–	–	20,2 ± 0,31	0,27	–	–
110–120	–	–	20,2 ± 0,57	0,49	–	–
120–130	–	–	19,7 ± 1,08	0,93	–	–
130–140	–	–	20,6 ± 0,67	0,57	–	–

Примечание: M — среднее значение; t — нормированное отклонение; m — ошибка среднего для вероятности, равной 0,95; σ — среднеквадратическое отклонение. Подчеркнуты данные для нижнего промерзшего слоя почвы на дату отбора образца.

30–35 %. В свою очередь, ниже ее образовалась зона уменьшения влагозапасов. Наиболее отчетливо она проявилась на глубине 60–70 см, где они уменьшились на 20 %. Плотность почвы в промерзшем слое продолжала уменьшаться. На верхних горизонтах она понизилась до 0,98–1,20 г/см³. Непосредственно на фронте промерзания она составила 1,33 г/см³, ниже его она незначительно повысилась (до 1,58 г/см³), а на глубине ниже 70 см осталась практически без изменений. Устойчивое понижение влажности почвы наблюдалось до глубины 150 см.

Повышенная температура почвы в середине января, при максимуме снегозапасов, обусловила фазовые переходы влаги и вызвала подъем уровня грунтовых вод. Послойные влагозапасы 14 февраля 1990 г. уменьшились до значений, наблюдавшихся 25 декабря 1989 г., то есть произошла водоотдача той части влаги, которая мигрировала в промерзшую зону и превысила наименьшую влагоемкость. Однако и в этом случае профиль почвенной влаги сохраняет все свои особенности, наблюдаемые при миграции влаги в промерзшую зону:

- повышенное содержание влаги в мерзлой почве, зачастую превышающее в 1,5–2 раза наименьшую влагоемкость, и пониженная влажность непосредственно перед фронтом промерзания (до 50 % влажности промерзшего слоя);
- пониженная плотность скелета почвы в промерзшей зоне по сравнению с плотностью талой.

На основании натуральных наблюдений за промерзанием почвы представляется возможным рассчитать относительные послойные величины пучения (усадки) ΔH по формуле:

$$\Delta H = (\rho_t - \rho_0) / \rho_t, \quad (1.2.6)$$

где ρ_0 и ρ_t — плотность почвы соответственно в начальный и конечный момент времени t .

Приняв за начальную влажность результаты наблюдений 25 декабря 1989 г., был проведен расчет пучения на 16 января и 14 февраля 1990 г. Получены следующие приращения послойного пучения дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой глееватой почвы в процессе промерзания (табл. 1.2.7).

Таблица 1.2.7

Приращения послойного пучения — усадки (см)
дерново-среднеподзолистой легкосуглинистой глееватой почвы
в процессе промерзания с 25 декабря 1989 г. по дату наблюдений

Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70
16 января	0,43	0,17	0,42	0,41	0,11	–0,01	–0,40
14 февраля	0,24	0,08	0,07	0,03	–0,06	–0,04	–0,01

Примечание: отрицательные приращения указывают на усадку почвы при промерзании.

Анализ результатов расчетов показывает, что в январе в слое 0–50 см наблюдается пучение, в слое 50–70 см — усадка. Интегральная величина пучения на 16 января составила 1,49 см. При этом коэффициент пучения, равный отношению величины пучения к толщине промерзшего грунта, составляет 3 %. С 16 января по 14 февраля в результате оттепели процесс пучения сменился усадкой почвы. Пучение почвы уменьшилось на 1,12 см.

Проведенные полевые и лабораторные опыты позволили установить, что коэффициент морозного пучения песка составляет 0,2 %, супеси — 5%, среднего суглинка — 9 %, тяжелого суглинка — от 11 до 20 %. Эти показатели являются приближенными, так как этот коэффициент зависит от глубины и скорости промерзания, плотности и влажности почв. Причем с уменьшением скорости промерзания коэффициент морозного пучения возрастает. Зависимость его от плотности почв имеет более сложный характер. С одной стороны, она влияет на физические свойства среды, такие как потенциал почвенной влаги, коэффициенты влаго- и теплопроводности, содержание незамерзшей влаги в мерзлых почвогрунтах, а с другой стороны, от нее зависит усадка талой зоны при промерзании.

Пучение приводит к вариации в промерзшей зоне почвы ее физических свойств, что хорошо видно на примере изменчивости плотности скелета почвы и влажности по образцам, отобраным многократно. Анализ данных табл. 1.2.6 показывает, что среднеквадратическое отклонение плотности скелета почвы в промерзшей зоне, как среднее из ее промерзших слоев, равно 0,04–0,07 г/см³, а в талой зоне ρ не более 0,03 г/см³. Влажность почвы также более изменчива в мерзлой зоне. Ее среднее квадратическое отклонение послойных значений в мерзлой зоне изменяется от 2,2 до 3,1 %, а в талой — в пределах от 0,48 до 0,69 % массы почвы.

Таким образом, плотность скелета почвы и ее влажность в мерзлой зоне более изменчивы, чем в талой. Отсюда следует, что ошибка определения послойных характеристик почвы в мерзлой зоне существенно ниже, чем в талой.

В результате выполненной работы была установлена совокупность основных факторов, влияющих в зимний период и в период весеннего половодья на процесс пучения. В дальнейших исследованиях целесообразно поставить задачу количественной оценки воздействия каждого из них на этот сложный многофакторный процесс, а также оценить его роль в гидрологическом режиме различных типов почв.

1.3. Основная гидрофизическая характеристика почв

Известно, что зависимость капиллярно-сорбционного потенциала почвенной влаги ψ от влажности W является основной гидрофизической характеристикой (ОГХ) почв. Информация об ОГХ является важнейшей в том смысле, что на ее основе можно получить сведения и о других водно-физических свойствах почв. К тому же, вероятно, существует возможность систематизации почв различных типов и механического состава именно по данным об ОГХ. Все вышесказанное и определяет актуальность получения этой зависимости.

1.3.1. Экспериментальные методы определения основной гидрофизической характеристики талых почв

В практике гидрофизических исследований существуют различные экспериментальные методы определения ОГХ. Подробное описание большинства из них приведено в работе [11]. Однако ни один из существующих методов не позволяет

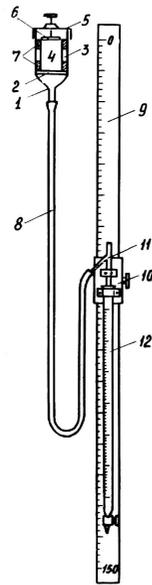


Рис. 1.3.1. Принципиальная схема устройства капилляриметра:
1 — воронка-фильтр; 2 — пористая мембрана; 3 — контейнер с образцом почвы; 4 — образец почвы; 5 — крышка; 6 — устройство, ограничивающее разбухание образца почвы; 7 — уплотнитель; 8 — соединительный шланг; 9 — рейка со шкалой; 10 — каретка с кремальберным винтом для регулирования гидростатического давления; 11 — водослив; 12 — измерительная бюретка

определять значения потенциала во всем диапазоне влажности почв, поэтому приходится использовать несколько методов.

При высокой влажности почвы измерения проводятся с помощью капилляриметров (до $-15,0$ Дж/кг (-150 см вод. ст.)), и тензиометров (до $-80,0$ Дж/кг (-800 см вод. ст.)). Эти методы позволяют вести определения в диапазоне влажности от ПВ до НВ, в интервале влажности от НВ до ВЗ пригоден метод мембранного пресса, а при влажности менее ВЗ — гигроскопический.

Капилляриметр ГР-37 (рис. 1.3.1) с гидравлической системой отсоса имеет следующую принципиальную схему устройства. Уравновешивание сил связи воды с почвой и отсос свободной влаги из образца (4) осуществляется переменным отрицательным гидростатическим давлением. Регулировка давления осуществляется передвижением водоприемного устройства (8, 11, 12) вдоль измерительной рейки (9) с помощью каретки (10). Свободная вода в приборе и связанная вода в образце почвы (4) соприкасаются через тонкие поры мембраны (2). Мембрана препятствует проникновению воздуха в гидравлическую систему прибора, которая находится под разрежением. Объем водоотдачи из образца определяется с помощью измерительной бюретки (12) по разности конечного и начального объемов воды в гидравлической системе прибора.

Опыты с помощью капилляриметров ГР-37 проводились на образцах почвы как нарушенной, так и ненарушенной структуры.

Непосредственно из опыта на капилляриметре были получены значения капиллярного потенциала. Коэффициент влагопроводности рассчитывался методом частных фильтрационных расходов [63].

Определения параметров влагопереноса с помощью тензиометров проводились на образцах почвы ненарушенной структуры, диаметром 70 мм, высо-

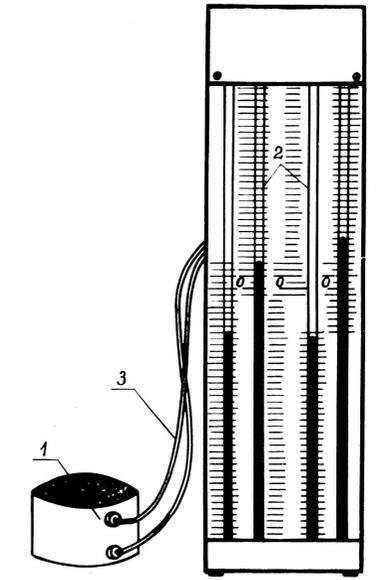


Рис. 1.3.2. Схема тензиометра:
1 — преобразователь; 2 — шкала ртутного манометра;
3 — соединительная трубка

той 122 мм. Этот метод позволяет определить значения потенциала почвенной влаги и коэффициента влагопроводности почвы опытным путем.

Принципиальная схема прибора приведена на рис. 1.3.2. Преобразователь тензиометра (1) состоит из пористых керамических конических насадок. Шкала ртутного манометра (3) градуирована в единицах потенциала. Гибкая полихлорвиниловая прозрачная трубка (2) соединяет преобразователь с манометром. Систему «преобразователь — гибкая трубка — манометр» перед работой заполняют водой, затем в манометр заливают ртуть.

Условием надежной работы тензиометров является герметичность системы, попадание даже небольших количеств воздуха приводит к значительным ошибкам из-за его большой сжимаемости. Перед началом опыта почвенный образец насыщают снизу на капилляриметре в барокамерах, где образуется вакуум для удаления заземленного воздуха из почвы. После насыщения образец переворачивают и закрывают сверху для перераспределения влажности (таким образом выдерживают 2–3 сут.). Затем в боковые отверстия образца вводят два преобразователя тензиометров и образец взвешивают. В процессе опыта 2–3 раза в сутки установку взвешивают на технических весах и фиксируют давление на шкале манометров. Изменение массы за промежуток времени между взвешиваниями дает количество воды, испарившейся или поступившей (в фазе насыщения) в образец. Зная начальную влажность почвы в образце, путем взвешивания можно определить ее изменение. После окончания опыта образец высушивают и определяют массу сухого вещества.

Потенциал почвенной влаги в интервале от 80,0 до 1600 Дж/кг измеряется с помощью пленочного мембранного пресса (рис. 1.3.3). В качестве мембраны используется целлофановая пленка. Мембранный пресс (1) состоит из двух

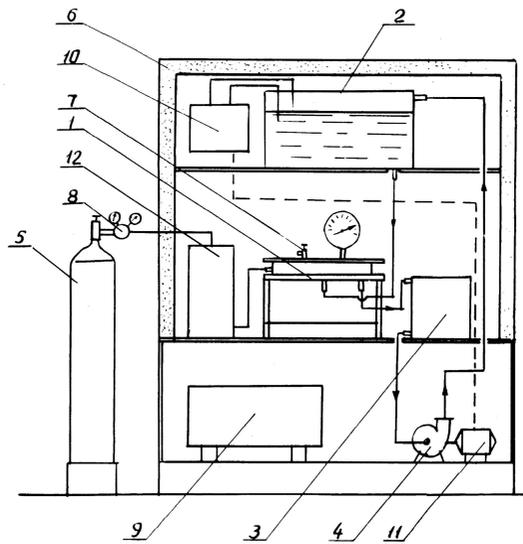


Рис. 1.3.3. Схема измерения потенциала почвенной влаги с помощью мембранного пресса:
 1 — мембранный пресс; 2 — питающий бак с водой; 3 — бак приемный;
 4 — насос для перекачки воды;
 5 — баллон со сжатым азотом;
 6 — холодильная камера; 7 — выпускной вентиль; 8 — редуктор ДКП-65;
 9 — холодильный агрегат; 10 — блок автоматики; 11 — электромотор;
 12 — ресивер

массивных дисков ($D = 30$ см, $h = 2$ см) и кольца ($D = 28$ см, $h = 1,5$ см), приваренного к верхнему диску, имеющего сверху желоб для резиновой прокладки. Целлофановая мембрана делит камеру пресса на две части: камеру высокого давления и камеру атмосферного давления. Камера высокого давления находится между крышкой пресса и целлофановой мембраной. Под мембрану на жесткое основание пресса настилается латунная сетка, а на нее — капроновая. Наличие этих сеток предотвращает прилипание мембраны к основанию пресса под действием большого давления (1000–1500 Дж/кг) над мембраной. Пространство между мембраной пресса и жестким основанием служит камерой атмосферного давления, которая во время опыта наполнена водой.

Через камеру атмосферного давления непрерывно пропускают воду из укрепленного над прессом бачка (2), для этой цели на жестком основании пресса имеются два отверстия. По одному из них через шланг поступает вода в камеру низкого давления, по другому происходит отток воды из этой камеры. Через отверстие в крышке пресса по вакуумному шлангу происходит подача сжатого воздуха в камеру высокого давления (7), а контроль давления 28 в камере осуществляется по образцовому манометру, укрепленному на крышке пресса. На крышке пресса имеется клапан для быстрого сбрасывания давления в камере. Для подачи сжатого воздуха из баллона (5) в прессе используются кислородные редукторы (8) марки ДК П-65. Во избежание прорыва мембраны давление воздуха в камере высокого давления следует повышать постепенно.

Перед началом опыта целлофановую пленку не менее 1 ч и не более 1 суток замачивают в дистиллированной воде для смягчения и удаления воздуха из пор. Насыщенную целлофановую пленку накладывают на капроновую сетку, покрытую фильтровальной бумагой. Затем на пленку ставят образцы почвы в латунных кольцах высотой 1,4 см, диаметром 4,4 см. Весьма ответственным этапом явля-

ется увлажнение образцов. Измерение необходимо начинать с влажности, близкой к полному насыщению. Измерения же, начатые с недонасыщенными влагой образцами, приводят к смещению всей измеренной кривой. В наших опытах образцы ненарушенной структуры насыщались около 7 суток в обычных условиях либо 2 суток в барокамере при глубоком вакууме с помощью постепенной капиллярной подпитки снизу.

После увлажнения образцов и герметизации пленочного пресса открывают перепускной кран и создают в камере необходимое давление. При такой конструкции пленочного мембранного пресса измеряется остаточная влажность почвы при следующих перепадах давления: –50, –100, –150, –300, –500, –1000, –1500 Дж/кг. Пресс устанавливают в термостатированный шкаф, где поддерживают заданную температуру воздуха с погрешностью 0,5 °С. Оптимальная продолжительность выдержки образцов разного механического состава почвы для каждой ступени давления устанавливалась экспериментально на параллельных образцах. Выяснилось, что продолжительность выдержки тяжелосуглинистых почв под давлением –1500–1600 Дж/кг должна быть не менее 5 суток.

После окончания опыта перекрывают кран подачи воды в камеру атмосферного давления и вода убирается из нижней камеры. Подачу сжатого воздуха из баллона в камеру высокого давления прекращают и быстро выпускают воздух через клапан в крышке пресса. Пресс раскрывают, и образцы переносят в стеклянные бюксы и взвешивают. Влажность образцов определяют обычным термостатно-весовым методом.

Используя два метода (тензиометрический и пленочный мембранный), получаем кривую давления в процессе высыхания почвы. Однако эта кривая не совпадает с кривой давления, полученной в процессе увлажнения той же почвы. При равном давлении влажность выше в стадии иссушения почвы. Это явление есть следствие гистерезиса.

Кривая давления при увлажнении была получена на этих же приборах и образцах сразу же после иссушения (обратный ход). Для этого на колонку с образцом, в котором находятся преобразователи тензиометра, помещаем специальный увлажнитель, представляющий собой замкнутую цилиндрическую полость, заполненную водой, одна из стенок увлажнителя сделана из пористой фильтрующей керамики. При использовании этого метода необходимо хорошее прилегание поверхности образца почвы к керамической стенке увлажнителя. Перед началом опыта делают отсчеты по шкале манометров при начальной влажности, и образец вместе с прибором взвешивают. После равномерного по площади поступления в образец порции воды через керамическую стенку увлажнителя подачу воды прекращают, и образец плотно закрывают до тех пор, пока показания всех преобразователей тензиометра не будут одинаковыми. Это означает, что в образце произошло равномерное перераспределение влаги. Образец вместе с прибором взвешивают на технических весах и снимают показания манометра (градуированного в единицах потенциала) при данной влажности, через увлажнитель подают порцию воды и все повторяют так несколько раз (не менее 5 точек в диапазоне давлений от –10 до –80 Дж/кг). Опыт прекращают после полного насыщения образца водой, когда шкала потенциала на манометре показывает «0». После опыта отдельно определяют массу прибора, пустой колонки и абсолютно

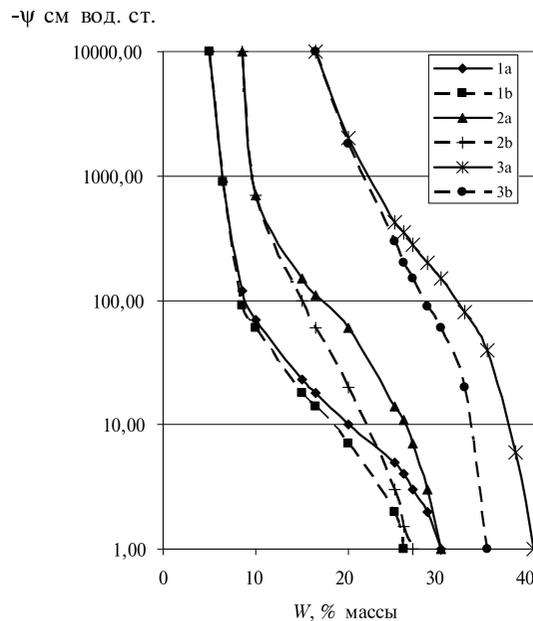


Рис. 1.3.4. Зависимость потенциала почвенной влаги от влажности (процент массы сухого вещества) в стадиях увлажнения (а) и иссушения (б) почв: 1 — супесь, 2 — легкий суглинок, 3 — тяжелый суглинок

сухого образца. Имея эти данные, простым пересчетом можно определить начальное количество воды в образце и на каждом этапе опыта. По полученным данным строят кривую зависимости потенциала ψ от влажности в процессе увлажнения до давления -80 Дж/кг (рис. 1.3.4).

Следующую часть кривой $\psi = f(W)$ (от -80 до -1500 Дж/кг) в процессе увлажнения получаем на пленочных мембранных прессах. Для этой цели в термостатированный шкаф ставят два пресса, и опыт ведут на нескольких образцах. Заряжают первый пресс на высшую ступень давления насыщенными образцами (3–4 повторности) и выдерживают 5 суток при этом давлении, затем через клапан в крышке пресса давление медленно, чтобы не порвать пленку-мембрану, сбрасывают на меньшую ступень. В это время одновременно на эту же меньшую ступень заряжают второй пресс насыщенными образцами (3–4 повторности). Образцы в том и другом прессах выдерживают в термостатированном шкафу в течение 5 суток при одинаковом давлении. Затем прессы размонтируют и определяют остаточную влажность образцов (термостатно-весовым методом), в процессах иссушения (2-й пресс) и обводнения (1-й пресс) при одной ступени давления (малой). Опыт повторяют несколько раз, чтобы в диапазоне от -100 Дж/кг до -1600 Дж/кг получить несколько точек на кривой $\psi = f(W)$.

Абсолютное значение потенциала почвенной влаги при одном и том же значении влажности в стадии насыщения меньше, чем в стадии иссушения (рис. 1.3.4). 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.

В практических расчетах влагопереноса часто пренебрегают влиянием гистерезиса. Однако даже в крупнодисперсных почвогрунтах водно-физические параметры в стадиях иссушения и насыщения различаются [43; 83; 92]. Б. С. Маслов [48] 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 $\psi < -50$ Дж/кг (-500 см вод. ст.) влияние гистерезиса ничтожно (рис. 1.3.4).

В Приложении 2 приведены данные экспериментальных определений основной гидрофизической характеристики различных типов почв для различных регионов России и стран СНГ.

1.3.2. Методы расчета основной гидрофизической характеристики талых почв

В связи со значительным разнообразием почв по механическому составу и генетическим признакам, а также с трудоемкостью экспериментального определения полной кривой ОГХ, встает вопрос обобщения опубликованных в отечественной и зарубежной литературе сведений по этой характеристике.

Для определения потенциала почвенной влаги, как указывалось выше, предложено большое количество формул. В работе А. М. Глобуса [12] анализируется применимость большинства из них для целей математического моделирования и расчетов. Тем не менее остается открытым вопрос определения параметров, входящих в расчетные формулы. Большинство исследователей для этого используют набор значений влажности (W_1, W_2, W_3), измеренных при фиксированных потенциалах почвенной влаги. В качестве последних обычно используются потенциалы $\psi_1 = -33$ Дж/кг, $\psi_2 = -1500$ Дж/кг и $\psi_3 = -5000$ Дж/кг. Влажности при данных значениях потенциала близки по величине, соответственно наименьшей влагоемкости (НВ), влажности завядания (ВЗ) и максимальной гигроскопичности (МГ). Широко используется еще один параметр — давление барботирования. Под ним, как правило, понимают потенциал почвенной влаги ψ_b при влажности, близкой к величине общей пористости (P) почвы. Используя набор вышеперечисленных параметров, можно получать разнообразные математические модели водно-физических характеристик почв.

Нами для обобщения зависимости $\psi = f(W)$ использовали водно-физические константы почвы: НВ и ВЗ. Использование почвенно-гидрологических констант в обобщении этих зависимостей неслучайно: эти характеристики 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.

Проведенное Калюжным и Павловой [26] обобщение экспериментальной зависимости $\psi = f(W)$ по материалам гидрофизической лаборатории ГГИ основано на связи ψ с почвенно-гидрологическими константами. Основой обобщения является относительная характеристика увлажнения:

$$W_{06} = (W - ВЗ)/(W - НВ). \quad (1.3.1)$$

Для почв, разных по механическому составу и генетическим признакам, получены единые зависимости $\psi = f(W_{06})$:

$$\text{в стадии иссушения: } \psi = -1022 \exp(-3,58 W_{06}), \quad (1.3.2)$$

$$\text{в стадии увлажнения: } \psi = -630 \exp(-3,79 W_{06}). \quad (1.3.3)$$

Потенциал почвенной влаги в Дж/кг; ВЗ и НВ — объемные влажности, %.

Зависимости (1.3.2)–(1.3.3) справедливы при влажности почвы, большей ВЗ.

Ввод вместо влажности W относительной характеристики позволяет упростить сопоставление и обобщение водно-физических свойств почв, различных типов и различного механического состава. Так, для аппроксимации зависимости $\psi = f(W)$ Брукса-Кори [76] использовал показатель (W/P) :

$$\psi = \psi_B \left(\frac{W}{P} \right)^{\gamma_1}, \quad (1.3.4)$$

где

$$\gamma_1 = \ln \left(\frac{\psi_2}{\psi_B} \right) / \ln \left(\frac{W_2}{P} \right), \quad (1.3.5)$$

ψ_B — давление барботирования.

Для аппроксимации зависимости $\psi = f(W)$ можно воспользоваться также вариантом формулы Брукса-Кори, формулой Лалиберте-Брукса-Кори [85]:

$$\psi = \psi_B \left(\frac{W - W_2}{P - W_2} \right)^{\gamma_2}, \quad (1.3.6)$$

где

$$\gamma_2 = \ln \left(\frac{\psi_1}{\psi_B} \right) / \ln \left(\frac{W_1 - W_2}{P - W_2} \right). \quad (1.3.7)$$

Однако формула (1.3.6) приводит к большим неточностям определения ψ при значении влажности, близком к W_2 . Более точным выражением, описывающим зависимость $\psi = f[(W - W_2)/(P - W_2)]$, может быть следующее, предложенное нами:

$$\psi = \psi_2 \exp \left[\ln(\psi_B / \psi_2) \cdot \left(\frac{W - W_2}{P - W_2} \right)^{\gamma_3} \right], \quad (1.3.8)$$

где

$$\gamma_3 = \ln \left[(\psi_1 / \psi_2) / (\psi_B / \psi_1) \right] / \ln \left(\frac{W_1 - W_2}{P - W_2} \right). \quad (1.3.9)$$

Преимущество формулы (1.3.8) перед (1.3.6) заключается в том, что при всех реперных влажностях (W_1 , W_2 , P) потенциал принимает вполне определенные значения (ψ_1 , ψ_2 , ψ_B). В формуле же (1.3.6) при $W = W_2$ потенциал становится бесконечной величиной. Для описания зависимости потенциала $\psi = f[(W - W_1)/$

$(P - W_1)]$ в диапазоне изменения влажности от P до W_1 нами предлагается использовать формулу, подобную предложенной Фаррелом и Ларсоном [78]:

$$\psi = \psi_1 \exp \left[\ln(\psi_B / \psi_1) \cdot \left(\frac{W - W_1}{P - W_1} \right) \right], \quad (1.3.10)$$

которая является частным случаем более общей формулы (1.3.8).

Таким образом, имея набор реперных значений влажности и используя показательный или экспоненциальный вид функции, можно вполне успешно аппроксимировать основную гидрофизическую характеристику в различных диапазонах изменения влажности.

Из вышеизложенного следует, что единого подхода к выбору того или иного вида аналитической зависимости пока не существует. В связи с этим нами предложен метод получения аппроксимационной формулы для ОГХ, применимой в широком диапазоне изменения влажности.

В результате исследования взаимодействия пленочной влаги с твердой фазой Б. Н. Мичуриным было установлено, что потенциал связан с толщиной пленки зависимостью вида [51]:

$$\psi = Ah^{-n}, \quad (1.3.11)$$

где A — константа; n — показатель, характеризующий вид связи с твердой фазой.

При низких значениях влажности почвы практически вся влага находится в пленочном состоянии. В этом случае толщина водной пленки обычно определяется из выражения:

$$h = \frac{W}{S}, \quad (1.3.12)$$

где S — удельная поверхность почвы.

Используя выражения (1.3.11) и (1.3.12), зависимость $\psi = f(W)$ часто представляют в виде:

$$\psi = \psi_p \left(\frac{W_p}{W} \right)^n, \quad (1.3.13)$$

где ψ_p , W_p — некоторые реперные значения потенциала и влажности.

Однако при высоких влажностях соотношение (1.3.13) нарушается из-за увеличения доли влаги, находящейся в капиллярном виде, что приводит к значительным погрешностям при расчете потенциала по формулам типа (1.3.13).

Чтобы использовать вид выражения (1.3.13) во всем диапазоне изменения влажности, воспользуемся тем фактом, что в почвах существует термодинамическое равновесие пленочной влаги с капиллярной. Поэтому есть возможность общий капиллярно-сорбционный потенциал выразить через толщину водной пленки. В этом случае она будет равна

$$h = \frac{f_1(W)}{S}, \quad (1.3.14)$$

где $f_1(W)$ — некоторая функция влажности. Тогда согласно этим представлениям выражение (1.3.13) запишется в виде:

$$\psi = \psi_p \left(\frac{W_p}{f_1(W)} \right)^n \quad (1.3.15)$$

Чтобы сохранить первоначальный вид зависимости (1.3.13), где влажность находится в знаменателе, введем функцию:

$$f_2(W) = \frac{W}{f_1(W)}. \quad (1.3.16)$$

Используя (1.3.16), перепишем выражение (1.3.15) следующим образом:

$$\psi = \psi_p \left(\frac{W_p f_2(W)}{W} \right)^n \quad (1.3.17)$$

Относительно функции $f_2(W)$ можно сделать некоторые выводы. При значении влажности W_p , которая соответствует границе применимости формулы (1.3.13), $f_2(W)$, по-видимому, должна быть равна 1. При $W = P$, то есть при полном насыщении почвы влагой, обычно полагают, что $\psi = 0$. Из этого вытекает и $f_2(W) = 0$.

Определив граничные значения для $f_2(W)$, попытаемся найти общий вид этой функции. Для этой цели воспользуемся следующей процедурой. Поделим выражение (1.3.13) на (1.3.17) при одном и том же значении потенциала. В результате искомая функция предстанет в виде:

$$f_2(W) = \frac{W}{W^1}, \quad (1.3.18)$$

где W и W^1 — соответственно влажности, при которых потенциал, рассчитанный по формуле (1.3.13), будет равен рассчитанному по (1.3.17).

Далее предполагая, что выражение (1.3.17) точно описывает экспериментальную ОГХ, и построив параллельно с ней теоретическую зависимость $\psi = f(W)$, используя формулу (1.3.13), находим влажности W и W^1 , соответствующие равным значениям потенциала. Таким образом можно получить связь отношения (W/W^1) с величиной W которая и будет необходимой функцией $f_2(W)$.

Чтобы применить вышеуказанную методику определения $f_2(W)$, необходимо знать граничное значение W_p и показатель степени n . В качестве W_p можно использовать значение влажности W_2 при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг, которая приближенно равна влажности завядания (ВЗ). Как следует из результатов работы [54], при влажностях ниже этой выражение (1.3.12) практически не нарушается.

Для определения n воспользуемся реперным значением влажности при $\psi_2 = -5000$ Дж/кг, примерно равной максимальной гигроскопичности (МГ). Тогда на основе этих данных параметр n определяется из выражения:

$$\psi_3 = \psi_2 \left(\frac{W_2}{W_3} \right)^n \quad (1.3.19)$$

путем логарифмирования последнего. Откуда

$$n = \frac{\ln(\psi_2/\psi_3)}{\ln(W_3/W_2)}. \quad (1.3.20)$$

Используя результаты экспериментального определения ОГХ по вышеприведенной методике, были построены зависимости $f_2(W)$ для различных типов почвы. Как выяснилось, все они имеют общий вид, а именно в диапазоне изменения влажности от W_2 до влажности, соответствующей примерно -10 Дж/кг, меняется практически линейно, затем наблюдается скачкообразное изменение $f_2(W)$ до значения, равного 0. Такая зависимость может быть аппроксимирована функцией типа:

$$f_2(W) = [1 + \beta(W - W_2)] \cdot \left(1 - \frac{W - W_2}{P - W_2} \right)^l \quad (1.3.21)$$

Коэффициент β легко определить, используя в качестве реперного значения влажности W_1 при $\psi_1 = -33$ Дж/кг, примерно соответствующей величине наименьшей полевой влагоемкости (НВ). Тогда из равенств (1.3.17) и (1.3.21) находим:

$$\beta = \frac{(\psi_1/\psi_2)^{\frac{1}{n}} \frac{W_1}{W_2} \left(\frac{P - W_2}{P - W_1} \right)^l - 1}{(W_1 - W_2)}. \quad (1.3.22)$$

При выборе значения l исходили из того известного факта, что диффузивность D , определяемая по выражению:

$$D = K \frac{\partial \psi}{\partial W}. \quad (1.3.23)$$

при влажности, соответствующей полному насыщению, имеет ограниченное значение, не равное нулю или бесконечности. Такой результат возможен лишь при $l=1/n$. Окончательно выражение для зависимости потенциала почвенной влаги от влажности принимает вид [40]:

$$\psi = \psi_2 \left\{ \frac{[1 + \beta(W - W_2)]}{W} \right\}^n \cdot \left(\frac{P - W}{P - W_2} \right), \quad (1.3.24)$$

где n — определяется из выражения (1.3.20).

Используя формулу (1.3.24), были сделаны расчеты ОГХ для почв различного типа и механического состава и сопоставлены с экспериментальными результатами. При этом из-за отсутствия информации о W_3 , показатель степени n принимался равным 5. Такое значение было получено как среднее для тех образцов почвы, у которых была определена величина W_3 .

В табл. 1.3.1 приведены некоторые результаты сопоставлений. Как видно, сходимость их, если учесть ошибки экспериментального характера при определении ОГХ, вполне удовлетворительная. В работе [37] была выполнена оценка точности аппроксимации различными формулами результатов фактических определений ОГХ, а также показано, что наиболее точные результаты достигаются при расчете потенциала почвенной влаги по выражению:

$$\psi = \psi_2 \left(\frac{W_2}{W} \right)^n, \quad (1.3.25)$$

где

Таблица 1.3.1

Зависимость потенциала почвенной влаги

[ψ_{ϑ} — экспериментальные значения, Дж/кг; ψ_p — рассчитанные по формуле (1.31, Дж/кг)] от влажности (W , процент объема) для различных типов почв

- ψ_{ϑ}	Тип почвы									
	песок		супесь		легкий суглинок		тяжелый суглинок		чернозем	
	W	$-\psi_p$	W	$-\psi_p$	W	$-\psi_p$	W	$-\psi_p$	W	$-\psi_p$
1	42,05	1,6	39,7	0,8	41,3	1,2	48,6	0,4	51,7	0,8
5	39,11	3,9	35,2	2,2	38,2	7,5	43,3	3,8	37,8	3,0
10	32,43	8,6	29,4	5,8	35,8	13,5	39,8	9,2	43,8	8,1
20	9,48	19,0	22,1	19,7	39,2	21,8	36,4	20,0	40,0	19,4
34,5	4,98	34,5	19,3	34,5	31,0	34,5	33,9	34,5	37,4	34,5
50	3,88	50,8	15,9	76,5	28,7	44,0	30,7	70,2	35,3	44,0
100	2,35	140,0	12,7	137,0	25,2	73,4	27,4	150,0	32,8	95,0
500	1,60	490,0	9,0	791,0	14,4	549,8	22,8	478,0	25,8	510,0
1000	1,30	970,0	8,3	1280,0	12,2	1073,0	20,5	904,0	23,1	1040,0

$$\gamma = \frac{\ln(\psi_2/\psi_1)}{\ln(W_1/W_2)} \quad (1.3.26)$$

Нами было выполнено сопоставление точности расчета потенциала по формулам (1.3.24) и (1.3.25). В качестве критерия определяющего погрешность расчета ψ была использована относительная среднеквадратическая ошибка, представленная в виде выражения:

$$\delta = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (\psi_{i,j}^p - \psi_{i,j}^{\vartheta})^2}{(\psi_{i,j}^{\vartheta})^2 M}} \quad (1.3.27)$$

где M — количество типов почв использованных при сопоставлении; N — число точек на кривой ОГХ, в которых определяются расчетные значения потенциала $\psi_{i,j}^p$ и экспериментальные $\psi_{i,j}^{\vartheta}$. Численные оценки, выполненные для 20 типов почв, показали, что величина δ для нашей формулы (1.3.24) при изменении потенциала от 0 до ψ_1 равна 0,22, а в диапазоне изменения ψ от ψ_1 до ψ_2 равна 0,25. При этом ошибки δ , полученные для формулы (1.3.25), соответственно, имеют значения, равные 0,62 и 0,37, то есть выше. Таким образом, формула (1.3.24) точнее описывает экспериментальную зависимость $\psi = f(W)$, чем (1.3.25), особенно в области высоких значений влажности, и ее можно рекомендовать для многих гидрофизических расчетов как более универсальную.

Практическое использование выражения (1.3.24) предполагает наличие экспериментальных данных о реперных значениях влажности W_1 при $\psi_1 = -33$ Дж/кг, W_2 при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг, W_3 при $\psi_3 = -5000$ Дж/кг и P , которые, как правило, определяются лабораторным путем. При их отсутствии для оценки зависимости ψ от W можно использовать результаты определения НВ, ВЗ и МГ на сети

агрометеорологических станций. Потенциалы при НВ и МГ, $\psi_{НВ} = -33$ Дж/кг и $\psi_{МГ} = -5000$ Дж/кг устойчивы во всем разнообразии почв и их механического состава. Что касается $\psi_{ВЗ}$, то его значение весьма приближенно. Поэтому имеет смысл привести ВЗ к определенному потенциалу, а именно к $\psi_{ВЗ} = -1500$ Дж/кг, что соответствует ψ_2 . Для этого по результатам определения ОГХ был построен график связи $n_1 = f(n_2)$, где

$$n_1 = \frac{\ln(\psi_1/\psi_3)}{\ln(W_3/W_1)} n_2 = \frac{\ln(\psi_1/\psi_2)}{\ln(W_2/W)} \quad (1.3.28)$$

Из полученных результатов с высокой степенью точности можно сделать вывод, что $n_1 \approx n_2$.

Далее, предполагая, что это равенство не изменится и при условии $W_1 = НВ$, $\psi_1 = \psi_{НВ}$; $W_2 = ВЗ$, $\psi_2 = \psi_{ВЗ}$; $W_3 = НВ$, $\psi_3 = \psi_{МГ}$, находим, подставляя в него вышеприведенные значения для $\psi_{НВ}$, $\psi_{ВЗ}$, $\psi_{МГ}$, величину ВЗ, соответствующую потенциалу -1500 Дж/кг,

$$ВЗ = МГ^{0,76} \cdot НВ^{0,24} \quad (1.3.29)$$

Однако следует еще раз отметить, что наиболее точные результаты расчета потенциала по выражению (1.3.24) могут быть получены при наличии экспериментальных значений W_1 , W_2 , W_3 . Реперное значение влажности W_3 необходимо лишь для определения параметра n . Однако, как показывают расчеты, при $n = 5$ полученные результаты мало отличаются от результатов при n , определяемого по выражению (1.3.20). Поэтому для практического использования формулы (1.3.24) достаточно знать значения влажности W_1 , W_2 и P . Величина общей пористости рассчитывается по выражению:

$$P = 1 - \frac{\rho_{п}}{d_{п}} \quad (1.3.30)$$

где $\rho_{п}$ — плотность почвы; $d_{п}$ — плотность твердой фазы почвы.

Для некоторых типов почв есть возможность определить зависимость $\psi = f(W)$ на основе меньшего количества исходных характеристик. Так, при выполнении экспериментальных работ было установлено, что для низинных неосушенных и осушенных болотных почв Карелии и Мурманской области в диапазоне изменения плотности от 0,07 до 0,45 г/см куб. значения W_1 и W_2 могут быть определены по выражениям:

$$W_1 = \frac{56}{\rho_{п}^{0,91}}, \quad (1.3.31)$$

$$W_2 = \frac{26}{\rho_{п}^{0,56}}, \quad (1.3.32)$$

где W_1 и W_2 выражены в процентах от массы сухого вещества.

Подобные зависимости для минеральных почв получить практически невозможно, поэтому в данном случае параметры W_1 и W_2 необходимо определять экспериментальным путем.

Полученные выше результаты относятся к определению зависимости потенциала почвенной влаги от влажности для стадии иссушения почвы. Однако известно, что ОГХ обладает гистерезисом. Этому явлению посвящено ряд работ теоретического и экспериментального характера [43; 59; 83; 92]. Тем не менее результаты этих разработок пока не доведены до практических расчетов, и гистерезис ОГХ приходится определять опытным путем. В нашем случае предлагается использовать выражение (1.3.24) и для аппроксимации ветви увлажнения гистерезисной петли ОГХ. Для этого необходимо экспериментально определять соответствующие значения W_1 и W_2 для стадии увлажнения почвы.

1.3.3. Методы определения основной гидрофизической характеристики мерзлых почв

Если вопросы определения ОГХ талых почв разработаны довольно подробно, то для мерзлых почв этот вопрос до сих пор остается весьма актуальным. В наших исследованиях мы исходили из того, что потенциал мерзлых почв для процессов миграции и инфильтрации влаги должен определяться по-разному. Так для процесса миграции влаги вполне допустимо использование основных соотношений равновесной термодинамики для системы «почва–вода–лед–пар».

В условиях термодинамического равновесия мерзлой почвы:

$$\mu_{\text{П}} = \mu_{\text{В}} = \mu_{\text{Л}} = \text{const}, \quad (1.3.33)$$

где $\mu_{\text{В}}$, $\mu_{\text{Л}}$, $\mu_{\text{П}}$ — соответственно химические потенциалы воды, льда и пара.

Используя условие (1.40), получили одно из основных уравнений термодинамики мерзлых незасоленных почв:

$$\frac{dT}{T_0} L = V_{\text{В}} dP_{\text{В}} + V_{\text{Л}} dP_{\text{Л}}, \quad (1.3.34)$$

где $dP_{\text{В}}$, $dP_{\text{Л}}$ — изменение давлений воды и льда при изменении температуры заморзания поровой влаги на величину dT ; T_0 — температура заморзания свободной воды по шкале Кельвина; $V_{\text{В}}$, $V_{\text{Л}}$ — удельные объемы воды и льда; L — удельная теплота фазового перехода «вода–лед».

Соотношение (1.3.34) является одной из форм уравнения Клайперона–Клаузиуса.

В условиях, когда лед образуется при нормальном давлении, то есть при $dP_{\text{Л}}=0$, выражение (1.3.34) принимает вид:

$$\frac{dP_{\text{В}}}{dT} = \frac{L}{V_{\text{В}} T_0}. \quad (1.3.35)$$

Или после интегрирования:

$$P_{\text{В}} = L \frac{(T - T_0)}{T_0}, \quad (1.3.36)$$

где T — температура заморзания влаги в незасоленной почве.

Многочисленные экспериментальные исследования показали, что допущение, сделанное при переходе от (1.3.34) к (1.3.35), вполне приемлемо [68; 84; 96].

Исходя из того, что для незасоленных почв [10]:

$$V_{\text{В}} P_{\text{В}} = \mu_{\text{В}} = \psi, \quad (1.3.37)$$

можно получить соотношение для определения зависимости потенциала от температуры:

$$\psi = L \frac{(T - T_0)}{T_0}. \quad (1.3.38)$$

Уравнение (1.3.38) устанавливает термодинамическую связь между талой и мерзлой зонами почвы и может стать основой для непрерывного описания процессов влагопереноса в частично промерзших почвах.

Рассматривая процесс промерзания эквивалентным процессу иссушения, а оттаивания — увлажнению, авторы работы [84] получили зависимости содержания незамерзшей влаги от температуры для двух экстремальных по структуре типов почв.

Первые из них представляют грубодисперсные почвы, между частицами которых существует непосредственный контакт. Для них было получено следующее выражение, отражающее связь ОГХ с температурой:

$$\psi = L \frac{V_{\text{В}} \sigma_{\text{ВА}} (T - T_0)}{V_{\text{Л}} \sigma_{\text{ВЛ}} T_0}, \quad (1.3.39)$$

где $\sigma_{\text{ВА}}$, $\sigma_{\text{ВЛ}}$ — соответственно коэффициенты поверхностного натяжения на границах «вода–атмосфера» и «вода–лед».

На основе экспериментальных работ было получено, что $\sigma_{\text{ВА}} / \sigma_{\text{ВЛ}} = 2,2$. Другой экстремальный тип почвы — это почва, частицы которой всегда отделены друг от друга слоем воды. В этом случае выражение для связи ψ и T выглядит следующим образом:

$$\psi = L \frac{V_{\text{В}} (T - T_0)}{V_{\text{Л}} T_0}. \quad (1.3.40)$$

Есть основания предполагать, что большинство почв занимает промежуточное положение и для них множитель, эквивалентный $\sigma_{\text{ВА}} / \sigma_{\text{ВЛ}}$ (1.3.39), равен значению от 1 до 2,2 и зависит от влажности. Для определения этого множителя необходимо для каждого типа почв экспериментально получать десорбционную ветвь зависимости потенциала от влажности и зависимость содержания незамерзшей влаги от температуры, что является трудоемкой задачей. Поэтому в практических расчетах можно использовать выражение (1.3.38).

Если заморзание влаги происходит в условиях, когда давление кристаллов льда отлично от нормального, а почва является засоленной, то выражение (1.41) принимает следующий вид [86]:

$$V_{\text{Л}} \left(P_{\text{В}} + \sigma_{\text{ВЛ}} \frac{\partial S_{\text{Л}}}{\partial V} \right) - V_{\text{В}} (P_{\text{В}} - P_{\text{ОС}}) = -L \frac{(T - T_0)}{T_0}, \quad (1.3.41)$$

где $P_{\text{ОС}}$ — осмотическое давление, равное $\mu_{\text{ОС}} / V_{\text{В}}$; $S_{\text{Л}}$ — поверхность кристаллов льда; V — их объем.

В реальных условиях, кроме повышения внутрифазового давления льда за счет образования кристаллов с развитой удельной поверхностью, давление может меняться в процессе миграции влаги при объемных изменениях, связанных с фазовыми превращениями. Промерзание в этом случае рассматривается аналогично набуханию [79]. При этом давление льда и воды зависит от величины нагрузки на почву. Эта зависимость имеет важное значение при решении задач, связанных с расчетом величины и сил пучения почвы, однако общий вид ее до сих пор не определен.

Как видно из соотношения (1.45), ψ зависит от температуры. Для того чтобы выяснить, не влияет ли на величину ψ такая характеристика мерзлой почвы, как льдистость L , был проведен следующий опыт. Два образца суглинистой почвы толщиной 1 см увлажнялись до различной степени. Они отдельно замораживались при температуре $-20\text{ }^\circ\text{C}$, а затем поверхностями плотно прижимались друг к другу. Полученную таким образом слоистую почвенную колонку помещали в термостат с $T = -0,5\text{ }^\circ\text{C}$ и выдерживали там 10 суток. После этого вновь определялась влажность образцов, которая оказалась близкой к исходной. Из этого можно сделать вывод о том, что если и существует зависимость ψ от L , то она настолько незначительна, что ею вполне можно пренебречь при расчетах миграции влаги к фронту промерзания.

Законы равновесной термодинамики, пригодные для описания процесса миграции, не могут быть использованы в полной мере при описании инфильтрации талой влаги в мерзлую почву. Для того чтобы в этом процессе наблюдалось состояние, близкое к равновесному, влага, попадающая при впитывании в более крупные поры, чем те, которые заполнены льдом, должна замерзнуть, а лед при этом — таять примерно на ту же величину. Однако при инфильтрации талой влаги в мерзлую почву с температурой, близкой к $0\text{ }^\circ\text{C}$, то есть в условиях малых градиентов температуры, такой перестройки почвенной структуры, очевидно, не наблюдается, и она остается близкой к исходной. Из этого следует, что потенциал мерзлых почв для процесса инфильтрации должен определяться несколько иначе, чем при миграции.

Такое определение было выполнено опытным путем на основе методики с применением тяжеловодородной воды D_2O [25]. Суть ее заключается в том, что D_2O замерзает при температуре $3,8\text{ }^\circ\text{C}$. При этом другие физические свойства D_2O мало отличаются от H_2O , в том числе и такой важный для нас параметр, как коэффициент поверхностного натяжения на границе «вода–воздух». Все это позволяет моделировать структуру мерзлой почвы при положительных температурах и использовать традиционные методы определения ОГХ.

Так для получения зависимости потенциала от содержания талой влаги при различной степени заполнения пор льдом, использовались капилляриметры и тензиометры.

Капилляриметры ГР-37 устанавливали в холодильной камере, где поддерживали температуру около нуля. Образцы почвогрунта высушивали, затем насыщали тяжеловодородной водой. Для моделирования разной льдистости заполнение пор D_2O изменяли от 0,1 до 0,9 (общего объема пор). После насыщения почвогрунта тяжеловодородной водой образцы в течение 2 суток выдерживали в холодильной камере при температуре от $2,0\text{ }^\circ\text{C}$ до нуля. При этом тяжеловодородная

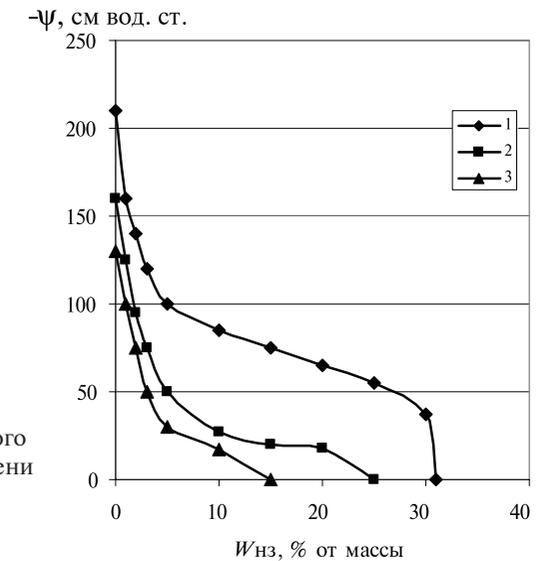


Рис. 1.3.5. Зависимость капиллярного потенциала мерзлого песка от степени заполнения пор льдом (L/P).
1 — ($L/P = 0$); 2 — ($L/P = 0,13$);
3 — ($L/P = 0,32$)

вода в почве замерзла. После замерзания образец почвы насыщали обыкновенной 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 $0,2\text{ мм}$), так и на структурных почвах (дерново-подзолистая, супесчаная, чернозем). Проведенный эксперимент позволил установить для мерзлых почвогрунтов зависимости потенциала от влажности при разной льдистости почвы.

На рис. 1.3.5 изображены такие зависимости для мерзлого песка. Как видно из этого рисунка, потенциал зависит не только от содержания талой влаги, но и от льдистости почвы. Это является существенным отличием от зависимостей, полученных для условий термодинамического равновесия описанных выше.

На основе анализа данных по определению потенциала мерзлых песков и чернозема был получен довольно простой переход от выражения (1.3.24) для расчета потенциала талых почв, к выражению для мерзлых почв. Процедура этого перехода заключается в том, что значение общей пористости P заменяется на $(P-L)$. Выполнив такую замену, получаем:

$$\Psi_M = \Psi_T \left(\frac{1 - \frac{L}{P - W_{нз}}}{1 - \frac{L}{P - W_{нз}}} \right), \quad (1.3.42)$$

где Ψ_M, Ψ_T — соответственно потенциалы влаги в мерзлой и талой почве при одинаковом содержании незамерзшей влаги $W_{нз}$.

Сопоставление экспериментальных данных по определению Ψ_M с расчетными по выражению (1.3.42) показали хорошую сходимость. На рис. 1.3.6 сплош-

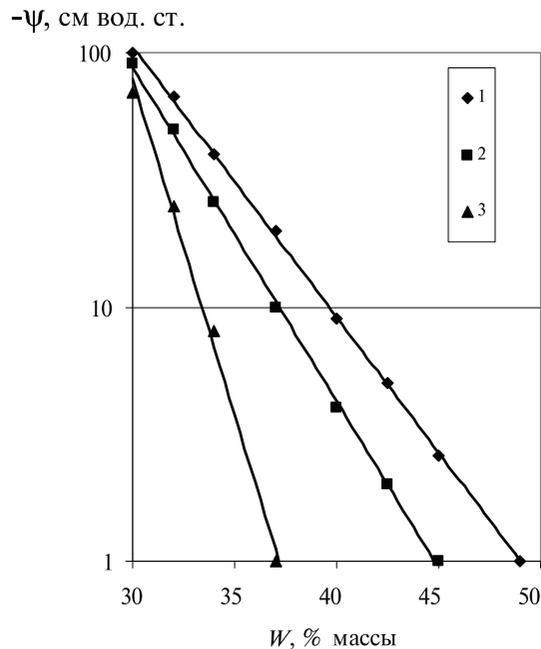


Рис. 1.3.6. Зависимость потенциала мерзлого типичного тяжелосуглинистого чернозема от степени заполнения пор льдом (Л/Р). 1 — (Л/Р=0); 2 — (Л/Р=0,13); 3 — (Л/Р=0,24)

ной линией изображена теоретическая зависимость Ψ_M от W_{H3} , условными обозначениями — результаты эксперимента.

Отметим, что сходные результаты были получены в работе [38], где влияние льдистости на Ψ_M учитывалось также изменением общей пористости мерзлых почв.

1.4. Коэффициент влагопроводности почв

Коэффициент влагопроводности K наряду с потенциалом является основной характеристикой влагопереноса в почвах. В настоящее время существует довольно большое количество формул для определения зависимости K от W для талых почв. Подробный критический анализ многих из них приведен в работе А. М. Глобуса [12].

Наиболее разработанным методом определения $K = f(W)$ является подход, основанный на существовании связи между коэффициентом влагопроводности и потенциалом почвенной влаги. Многие из зависимостей $K = f(W)$ получены на основе статистических интерпретаций пористого пространства почв. Одной из них является формула Муалена [91], имеющая вид:

$$K = K_0 \left(\frac{W}{P} \right)^{0,5} \left(\frac{\int_0^W \frac{dW}{\Psi}}{\int_0^P \frac{dW}{\Psi}} \right)^2, \quad (1.4.1)$$

где K_0 — коэффициент фильтрации.

Эта зависимость достаточно хорошо обоснована теоретически и проверена на большом количестве экспериментального материала. При аппроксимации Ψ функцией степенного вида (1.3.25) выражение (1.4.1) принимает следующий вид:

$$K = K_0 \left(\frac{W}{P} \right)^{2\gamma+2,5}, \quad (1.4.2)$$

Несмотря на простоту этого выражения, результаты расчета по формуле (2.33) находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными о K в диапазоне изменения влажности от 0 до W_2 [37]. Особенно точные результаты получаются для почв тяжелого механического состава.

1.4.1. Методы определения коэффициента влагопроводности талых почв

Из анализа зависимости (1.4.1) следует, что одним из основных параметров этого выражения является коэффициент фильтрации K_0 , то есть влагопроводность почвы при полном насыщении.

Одним из методов определения коэффициента фильтрации воды в почву является метод изолированных почвенных колонн [33], который был использован нами в экспериментальных исследованиях. Установка (рис. 1.4.1) состоит из фильтрационной камеры (1) высотой 80 см и площадью поперечного сечения 1000 см², 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 профильтрованной воды.

В процессе фильтрации на патрубок надевается специальная насадка, поднимающая порог слива воды выше дна монолита. Фильтрационная камера состоит из двух разборных секций (7), соединенных 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) и пьезометров (17). Гнезда также используются 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 $\pm 0,5$ 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 $\pm 0,5$ мм. Верхняя мерная емкость (19) установлена на подставке (20). На боковой панели подставки укреплены

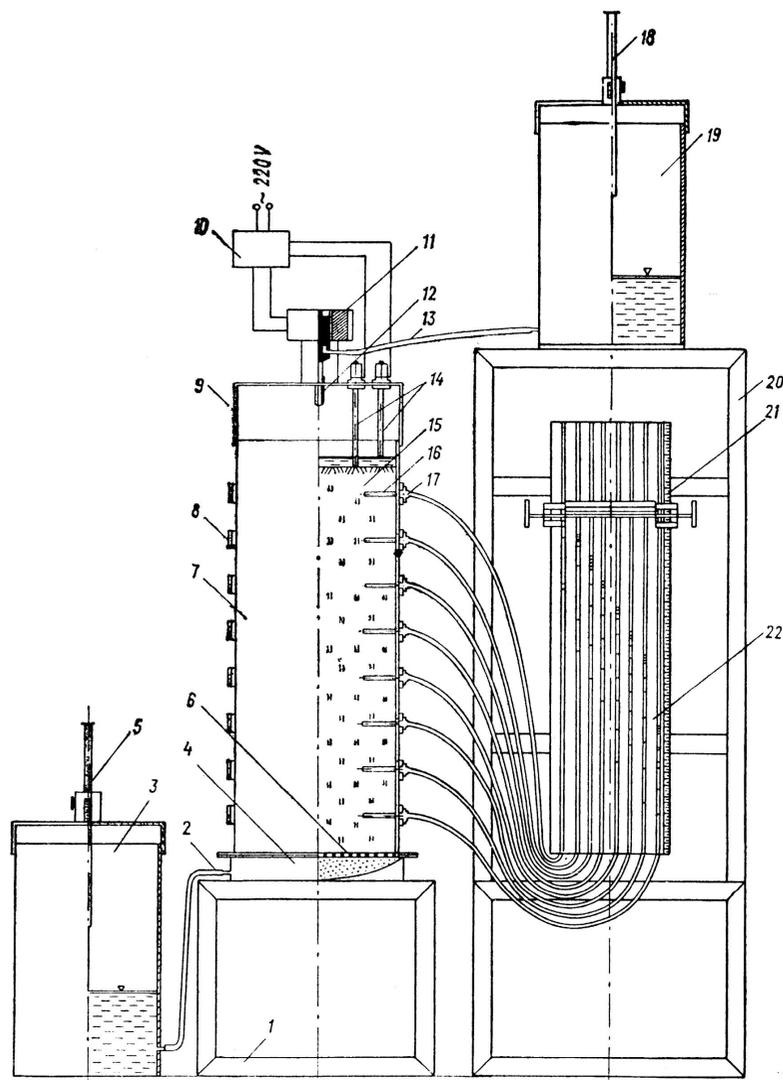


Рис. 1.4.1. Установка для исследования послойных коэффициентов фильтрации почв: 1 — подставка; 2 — патрубков; 3 — мерный бак; 4 — гравийный фильтр; 5 — игольчатая рейка; 6 — решетка; 7 — секция камеры; 8 — гнездо для отбора проб почвы на влажность; 9 — кронштейн; 10 — блок автоматики; 11 — селеноидный клапан; 12 — патрубок; 13 — подводящий шланг; 14 — водорегулирующие иглы; 15 — монолит почвы; 16 — дренажные патрубки; 17 — пьезометры; 18 — игольчатая рейка; 19 — водомерный бак; 20 — подставка; 21 — верьерное устройство; 22 — пьезометры

пьезометры (22), состоящие 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 суток проводили опыт по впитыванию воды в талую почву.

Для удаления заземленного 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 их определяли по уравнению:

$$K = \frac{10Ql}{ts(h+l)}, \quad (1.4.3)$$

где K — коэффициент фильтрации, мм/мин; Q — количество воды, профильтровавшейся через почву (см^3) за время t (мин); S — площадь поперечного сечения слоя фильтрации (см^2); h — высота слоя воды на поверхности почвы, см; l — толщина слоя почвы, через которую происходит фильтрация, см.

При расчете послойные коэффициенты фильтрации приводились к стандартной температуре $T = 10^\circ\text{C}$ путем введения поправки:

$$\tau = 0,7 + 0,03T. \quad (1.4.4)$$

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 [23], которое может привести к уменьшению водопроницаемости почв со временем, в некоторых опытах по определению послойных коэффициентов фильтрации в воду добавляли слабый раствор фенола. Эта методика, предложенная Бондаренко [5], дала возможность в значительной мере устранить вышеуказанный эффект.

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

Изменение коэффициентов фильтрации основных типов почв бассейна р. Вятки во времени показано на рис. 1.4.2. 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.

Результаты экспериментов с подзолистыми и дерново-подзолистыми почвами показывают, что в гумусированном горизонте коэффициент фильтрации составляет 0,1–0,2 мм/мин; далее он существенно зависит от типа грунта: в песках и супесях он

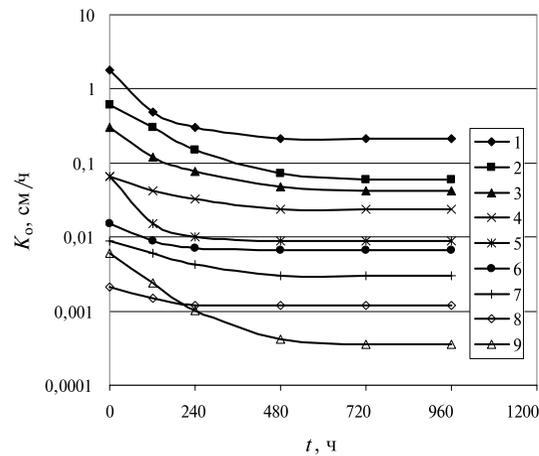


Рис. 1.4.2. Изменение коэффициентов фильтрации во времени:

- 1 — дерново-подзолистая супесчаная почва на покровном суглинке; 2 — дерново-сильноподзолистая 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 горизонтом, 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

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 В — уменьшается в 10–20 раз. Ниже этого горизонта коэффициент фильтрации убывает до тысячных и десяти-тысячных 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_0 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 характеристики физических свойств 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 он 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. Вятки и р. Чепца) 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.

Определение коэффициента фильтрации экспериментальным путем довольно трудоемко, и опыты показывают, что K_0 существенно меняется, как в пространстве, так и во времени.

Особую трудность в определении K_0 представляет наличие в почве трещин, крупных пор, рытвин и подземных ходов мелких животных. При полном насыщении почвы влагой их влияние на коэффициент фильтрации будет значительным. Однако влияние, например, трещин на ненасыщенные потоки, вероятнее всего, несущественно. Используя же при расчетах K (1.4.1) экспериментальные значения коэффициента фильтрации, мы тем самым распространяем воздействие трещин и на потоки влаги, далекие от насыщенных. Чтобы исключить данную неопределенность, необходимо, чтобы сохранялось единство подхода при определении K и K_0 . А именно, если мы рассчитываем коэффициент влагопроводности по данным о потенциале почвенной влаги, то и расчет K_0 должен проводиться по этим же данным. В этом случае K_0 может и не совпадать с экспериментально измеренной величиной, но гораздо реальнее отражать максимальное значение коэффициента влагопроводности.

Определение этой характеристики для каждого конкретного случая, как правило, проводится экспериментально. Это связано, прежде всего, с сильной изменчивостью K_0 в зависимости от типа почв, их механического состава и плотности. Отметим также, что в настоящее время не существует надежных формул для расчета K_0 . Такие выражения если и предлагаются, то носят чисто региональный характер, связанный с каким-то определенным типом почв.

В связи с этим была предпринята попытка получения формулы для расчета K_0 , пригодной для любых типов почв. При этом была использована рабочая гипотеза Муалема по определению K_0 , согласно которой выражение для коэффициента фильтрации можно записать в виде:

$$K_0 = \left(\int_{\psi_1}^{\psi} \frac{dW}{\psi} \right)^2, \quad (1.4.5)$$

где A — некоторый параметр.

Нижним пределом интегрирования было взято значение влажности W_1 , то есть близкое к НВ. Последнее связано с тем, что основное передвижение влаги, участвующей в фильтрационном потоке, наблюдается в порах с капиллярным потенциалом, лежащим в диапазоне от 0 до $\psi = -33$ Дж/кг. Можно в данном случае также использовать величину влажности даже большую, чем W_1 , но тем самым мы должны ввести еще один параметр при описании гидрофизических характеристик почв. Поэтому выбор был остановлен на влажности W_1 , уже используемой в выражениях для ψ и K (1.3.24), (1.4.1).

Далее на основании экспериментальных исследований по определению ψ для ряда почв (рис. 2.1), был сделан вывод о пригодности для аппроксимации ψ в диапазоне изменения влажности от P до W_1 выражения вида:

$$\psi = a \cdot \exp(-bW), \quad (1.4.6)$$

где a, b — параметры, зависящие от P и W .

Используя эту зависимость при интегрировании (1.4.5), получаем:

$$K_0 = \frac{A}{ab} \cdot (\exp(-bP) - \exp(-bW_1)). \quad (1.4.7)$$

Далее, привлекая реперные значения влажности и потенциала $W_1(\psi_1), P(\psi_0)$, определим из выражения (1.4.5) параметры a и b :

$$b = \frac{\ln(\psi_1/\psi_2)}{W_1 - P}, \quad (1.4.8)$$

$$a = \psi_0 \cdot \exp(-bP) = \psi_1 \cdot \exp(-bW_1). \quad (1.4.9)$$

Подставив (1.4.8) и (1.4.9) в (1.4.7) и упростив, имеем:

$$K_0 = \left[\frac{\psi_1 - \psi_0}{\psi_0 \psi_1 \ln(\psi_1/\psi_0)} \right]^2 (P - W_1)^2. \quad (1.4.10)$$

Из выражения (1.4.10) следует, что при условии постоянства параметров A, ψ_0, ψ_1 коэффициент фильтрации зависит лишь от разности $(P - W_1)$.

На основании анализа экспериментальных результатов был построен график связи измеренных значений K_0 с $(P - W_1)$. Эта зависимость была аппроксимирована уравнением:

$$K_0 = 51(P - W_1)^2 - 0,5, \quad (1.4.11)$$

где P, W_1 выражены в долях объема, а K_0 — в см/ч. Коэффициент корреляции — 0,75.

Вид уравнения (1.4.11) соответствует теоретически полученному (1.4.10), за исключением дополнительного члена, равного 0,5. Наличие его можно объяснить присутствием заземленного в почве воздуха и не совсем корректным предположением о постоянстве ψ_0 . По-видимому, величина ψ_0 при влажности почвы, равной полному насыщению, несколько изменяется в зависимости от типа почв. Характер ее изменения таков, что при переходе от почв легкого механического состава, для которых $\psi_0 = 0$, к почвам тяжелого механического состава, она мо-

жет быть равна десяткам сантиметров водного столба в единицах эквивалентного давления.

Взяв за показатель, характеризующий состав почв, влажность W_1 , предполагаем, что

$$\psi_0 = (W_1)^n, \quad (1.4.12)$$

где n — параметр, определяемый экспериментально.

Доля пор, занятых заземленным воздухом P_a , который препятствует фильтрационному потоку, меняется в зависимости от ряда характеристик, таких как исходная влажность перед началом инфильтрации, скорость увлажнения или дренирования почвы и т. д. Однако реальная величина P_a находится в пределах от 0,03 до 0,05 долей объема [75].

С учетом вышеизложенного и неравенства $\psi_1 \gg \psi_0$ выражение (1.4.10) перепишем в виде:

$$K_0 = B \frac{(P - W_1 - P_a)^2}{W_1^n}, \quad (1.4.13)$$

где B — некоторая константа, а P, W_1, P_a — в долях объема, а K_0 — в см/ч.

При анализе экспериментальных данных при условии, что $P_a = 0,04$ долей объема, было получено $B = 13,1, n = 1$. Уточнение этих параметров может быть сделано при дальнейшем накоплении исходного материала по совместному определению K_0, P, W_1, P_a .

Для определения коэффициента фильтрации по изложенной выше методике можно воспользоваться другой формулой для расчета потенциала ψ_0 , чем (1.4.12). На основе анализа экспериментальных данных об ОГХ нами была получена следующая эмпирическая формула для расчета:

$$\psi_0 = \psi_1 \exp(-5P + 8W - 3,5). \quad (1.4.14)$$

Подставляя выражение (1.4.14) в формулу (1.4.10), получаем:

$$K_0 = \frac{A}{\psi_1} (P - W_1)^2 \left(\frac{e^\alpha - 1}{\alpha} \right)^2. \quad (1.4.15)$$

Используя экспериментальные данные о K_0 было подобрано значение константы (A/ψ_1) равное 0,17. При этом K_0 определялся в см/ч.

Можно получить еще одну формулу для расчета K_0 привлекая для аппроксимации ОГХ выражение (1.3.1), а для определения ψ_0 формулу (1.4.14), полагая при этом $\psi_0 = \psi_B$. В результате имеем:

$$K_0 = 0,17 \left(\frac{P}{W_1} \right)^{2\gamma_2} \left(\frac{P}{\gamma_2 + 1} \right)^2, \quad (1.4.16)$$

где

$$\gamma_2 = \ln \left(\frac{\psi_1}{\psi_w} \right) / \ln \left(\frac{W_1}{P} \right). \quad (1.4.17)$$

Таким образом, получены три различных формулы (1.4.13), (1.4.15), (1.4.16) для расчета коэффициента фильтрации.

Для сопоставления результатов определения K_0 по ним были привлечены данные о некоторых водно-физических свойствах почв США, которые получены путем осреднения большого объема экспериментальной информации о K_0 , P , W_1 . В табл. 1.4.1, которая приведена в работе [12], помещены эти данные и результаты расчета коэффициентов фильтрации K_0^1 , K_0^2 , K_0^3 соответственно по формулам (1.4.13), (1.4.15), (1.4.16). Сопоставление результатов показывает, что наибольшую точность дают расчеты K_0 по формуле (1.4.13). Использование же для определения K_0 выражений (1.4.15) и (1.4.16) приводит к занижению результатов для почв тяжелого механического состава и завышению для почв легкого состава. Замена в формулах (1.4.15) и (1.4.16) множителя 0,17 на 0,34 позволяет добиться неплохих результатов при расчете K_0 для почв тяжелого механического состава, но при этом дополнительно увеличивается погрешность определения K_0 для песков и супесей.

Таблица 1.4.1

Средние значения некоторых типов почв США (пористость P , долей объема; влажность W_1 , долей объема, при потенциале -33 Дж/кг; коэффициент фильтрации $K_{0э}$, см/ч) и результаты расчета коэффициента фильтрации K_0^1 , K_0^2 , K_0^3 , соответственно по формулам (1.4.13), (1.4.15), (1.4.16)

Тип грунта	Объем выборки	P	W_1	$K_{0э}$	K_0^1	K_0^2	K_0^3
Песок	762	0,437	0,091	21,00	13,55	16,60	36,25
Супесь	338	0,437	0,125	6,11	7,75	8,58	16,82
Легкий суглинок	666	0,453	0,207	2,59	2,68	2,21	3,33
Суглинок	383	0,463	0,270	1,32	1,14	0,67	0,92
Пылеватый суглинок	1206	0,501	0,330	0,68	0,68	0,35	0,43
Опесчаненный тяжелый суглинок	498	0,398	0,255	0,43	0,56	0,27	0,35
Тяжелый суглинок	366	0,464	0,318	0,23	0,46	0,22	0,27
Пылеватый тяжелый суглинок	689	0,471	0,365	0,15	0,16	0,07	0,09
Опесчаненная глина	45	0,430	0,339	0,12	0,10	0,05	0,06
Пылеватая глина	127	0,479	0,387	0,09	0,09	0,04	0,05
Глина	291	0,475	0,396	0,05	0,05	0,03	0,04

Невысокая точность расчета K_0 по формулам (1.4.15) и (1.4.16), по-видимому, связана с тем, что для определения давления барботирования использовалась формула (1.4.13), полученная на основе небольшой выборки водно-физических свойств почв Северного Казахстана. Поэтому формула (1.4.13) не может претендовать на универсальность, и ее следует уточнять, привлекая для этого данные о водно-физических свойствах почв других регионов.

1.4.2. Методы определения коэффициента влагопроводности мерзлых почв

Если о зависимости коэффициента влагопроводности талых почв от различных водно-физических характеристик имеется значительный экспериментальный материал, то такой информации о влагопроводности мерзлых почв K_M явно меньше [29; 34; 41; 42; 70; 75; 80; 81; 82]. К тому же слабо изучен вопрос о влиянии на K_M условий, при которых формируется структура мерзлых почв и происходит влагоперенос.

В этой связи нами рассмотрены две характерные ситуации. Первая, когда влага в почвах передвигается при отрицательных температурах, в условиях, близких к термодинамическому равновесию системы «почва—вода—лед». В этом случае льдом заняты крупные поры, а талая вода находится в мелких или в пленочном виде и ее содержание зависит от температуры. Условия, подобные описанным, реализуются в процессе миграции влаги к фронту промерзания или же при оттаивании мерзлой почвы.

Вторая ситуация возникает при впитывании талой влаги в первоначально ненасыщенную мерзлую почву, с температурой, близкой к 0 °С. Этот случай, в отличие от первого, характеризуется отсутствием термодинамического равновесия между твердой и жидкой фазами. Такое равновесие наблюдается тогда, когда влага, попадающая в процессе инфильтрации в более крупные поры, чем те, которые заполнены льдом, замерзает, а лед, соответственно, тает на ту же примерно величину. Это практически не происходит из-за малых температурных градиентов, которые наблюдаются в почве в процессе инфильтрации. Поэтому замерзает лишь доля влаги, пропорциональная «запасу холода» в почве. При миграции же кристаллизуется вся влага, поступающая в мерзлую зону.

В связи с наличием двух описанных выше условий влагопереноса коэффициент влагопроводности мерзлых почв определялся нами различными методами. Остановимся вначале на измерении K_M при отрицательных температурах.

Несмотря на важность этой характеристики, существует незначительное количество экспериментальных работ, посвященных определению коэффициента влагопроводности мерзлых почв. Это, прежде всего, связано с техническими трудностями, возникающими при его определении и сложностью интерпретации полученных результатов.

Следует выделять две группы методов определения K_M , различающихся по условиям проведения опытов. К первой относятся методы, основанные на получении зависимости K_M от величины отрицательной температуры в процессе миграции влаги. Основой второй группы методов служат опыты по впитыванию талой влаги в мерзлую почву. Рассмотрим результаты по определению K_M , которые используются при описании миграции влаги к фронту промерзания.

В работе [97] с помощью специального устройства была получена зависимость гидравлической проводимости мерзлых почв от температуры. Так, значение K_M для суглинка при изменении температуры от $-0,1$ до $-0,5$ °С менялось от 10^{-7} до 10^{-11} м/с, а для глины при изменении T от $-0,4$ до $-0,12$ °С эта характеристика варьировала от 10^{-10} до 10^{-11} м/с. Другие исследования [80] дают значение гидравлической проводимости для суглинка, равное около 10^{-12} м/с. При этом указывается на сильный гистерезис зависимости K_M от температуры. Аналогичные

опытные данные были получены в работе [87], где при изучении миграции влаги коэффициент влагопроводности зоны основных фазовых превращений был определен равным около 10^{-12} м/с. На основе опытов до миграции влаги Чистотин [73] рассчитал значения диффузивности мерзлых почв. Проведенная нами оценка K_M по этим данным показала, что коэффициент влагопроводности мерзлого суглинка при изменении температуры от $-0,5$ до -2 °С меняется от $2 \cdot 10^{-11}$ до $5 \cdot 10^{-13}$ м/с.

Как следует из анализа перечисленных выше результатов, коэффициент влагопроводности мерзлых почв обладает сильной зависимостью от температуры, однако имеющаяся пока экспериментальная информация по этому вопросу не позволяет определить количественно эту зависимость даже для одного какого-либо типа почв.

Разброс значений K_M прежде всего обусловлен различием использованных методов его определения, одни из которых являются прямыми [80; 97], другие же основаны на решении обратной задачи при исследовании миграции влаги [73; 87].

При этом трудность однозначной интерпретации этих данных заключается в том, что информация об основных водно-физических свойствах почв, используемых в этих определениях, носит неполный характер.

В дальнейшем наиболее перспективным может стать комплексный подход к определению коэффициента влагопроводности мерзлых почв, основанный на одновременном измерении этой характеристики как прямыми методами, так и в процессе влагопереноса в промерзающих почвах.

В частности, для этой цели использовались наши опыты по миграции влаги к фронту промерзания, на основе которых с помощью дифференциального уравнения влагопереноса обратным пересчетом определялся K_M (рис. 1.4.3).

Достоинством этой методики является то, что использование ее позволяет определять параметры, непосредственно входящие в расчетные уравнения математических моделей. К недостаткам можно отнести значительные погрешности измерения температуры и влажности на границе талой и мерзлой зон, что сказывается на точности определения K_M .

Наряду с указанным подходом существует прямой метод измерения влагопроводности почв при отрицательных температурах, предложенный в работе [96] и модифицированный нами. Суть его заключается в следующем. Образец с почвой, высотой 2 см и диаметром 4 см, полностью насыщенный влагой, помещается между двумя камерами, заполненными слабым раствором хлористого калия, незамерзающим при температуре проведения опытов. Камеры заполняются раствором непосредственно перед измерениями K_M . Устройство помещается в термостат и выдерживается при заданной температуре до окончания фазовых превращений в образце почвы. Затем создается перепад давлений между камерами, путем соединения одной из них с баллоном сжатого азота, находящегося под высоким регулируемым давлением. Под действием градиента давления, влага, не замерзающая при температуре проведения опытов, вытесняется из образца в камеру с меньшим давлением и поднимается по измерительному капилляру, выведенному из этой камеры. По скорости поднятия воды в капилляре можно судить о коэффициенте влагопроводности мерзлой почвы.

Результаты этих опытов приведены на рис. 1.4.2, где изображена зависимость K_M от температуры для типичного тяжелосуглинистого чернозема. Для сопоставления приведены также результаты, полученные на основе опытов по миграции влаги и в работе [97]. Сплошной линией показана теоретическая зависимость $K_M = f(W_{H3})$ (1.4.3).

Из результатов сопоставления следует, что коэффициент влагопроводности мерзлых почв при описании процесса миграции можно рассчитывать по выражениям для талых почв, заменив W на W_{H3} . Влияние льдистости на величину K_M рассмотрим ниже.

Перейдем теперь к описанию опытов по определению коэффициента влагопроводности при впитывании талой влаги в мерзлую почву с температурой, близкой к 0 °С. При этом рассмотрим два способа формирования исходной льдистости, предшествующей процессу впитывания.

1. Льдистость формируется при промерзании почвы, предварительно подвергшейся иссушению в процессе дренирования или испарения. В этих условиях льдом заняты мелкие поры, так как при иссушении в первую очередь освобождаются от влаги крупные.

2. Льдистость формируется при замерзании инфильтрирующей в почву влаги. Здесь, очевидно, заполнены льдом более крупные поры. Условия влагопереноса в этом случае более близки к условиям термодинамического равновесия жидкой и твердой фаз, чем при первом способе формирования льдистости.

Исходя из вышесказанного, следует, что коэффициент влагопроводности при реализации первого случая будет выше, чем при реализации второго.

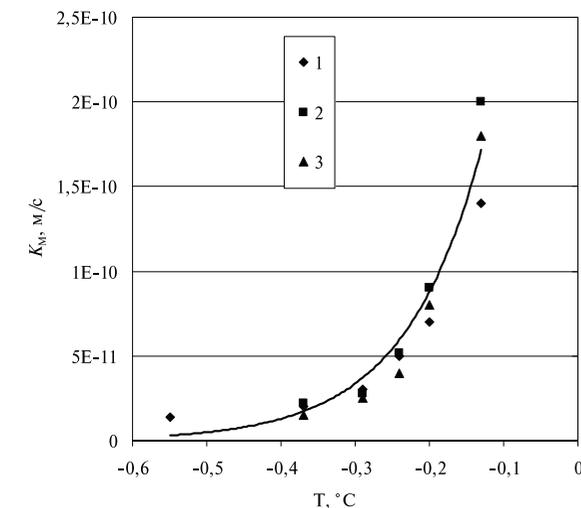


Рис. 1.4.3. Зависимость коэффициента влагопроводности мерзлого типичного тяжелосуглинистого чернозема (K_M) от температуры (T).

1 — из опытов по миграции влаги; 2 — результаты, полученные прямым методом; 3 — результаты, полученные в работе [Williams P.J., Burt T.P. Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils // Can. Geotech. J. 1974. № 11. P. 647–650]

Для экспериментального обоснования этого предположения были проведены две серии опытов. Опыты проводились в специальной термостатируемой камере при температуре окружающей среды около 0°C , на образцах почв легкого механического состава. Для того чтобы распределение льдистости в образце было равномерным, высота используемых колонок почвы была 2–3 см.

В первой серии опытов образцы полностью насыщались влагой, а затем в процессе иссушения устанавливалась необходимая исходная влажность W_0 . Далее они выдерживались при температуре -1°C до окончания фазовых превращений. Затем методом стационарного режима определялся коэффициент влагопроводности мерзлой почвы при ее полном насыщении влагой, то есть фактически измерялся коэффициент фильтрации K_{0M} . Как правило, в течение опыта K_{0M} длительное время оставался постоянным, а затем по мере таяния льда возрастал. При полном исчезновении льда он вновь становился постоянным, равным его значению для талой почвы K_0 .

На рис. 1.4.4 изображены зависимости отношения K_{0M}/K_0 от доли пор, занятых льдом в песке. Зависимости аппроксимируются выражением вида

$$K_{0M} = K_0 \left(1 - \frac{L}{P}\right)^n, \quad (1.4.18),$$

где $n = 2,8$.

Величина льдистости в этом выражении рассчитывалась как $L = W_0 - W_{\text{НЗ}}^{-1}$, где $W_{\text{НЗ}}^{-1}$ — содержание незамерзшей влаги при температуре -1°C , то есть при температуре выдержки образцов до начала фильтрации.

Во второй серии опытов образцы абсолютно сухой почвы выдерживались при температуре $-5, -10, -15, -20, -30^\circ\text{C}$, после чего насыщались водой с температурой 0°C . При этом часть влаги замерзала, а величина льдистости рассчитывалась по выражению:

$$L = \frac{\rho_{\text{л}} T c_{\text{л}}}{L}, \quad (1.4.19)$$

где $c_{\text{л}}$ — теплоемкость почвы.

Затем по той же методике, что и в первой серии опытов, определялось отношение коэффициентов фильтрации мерзлой почвы к талой. Полученные результаты изображены на рис. 1.4.3. Используя для аппроксимации этих зависимостей выражение (1.4.18), получили значение n для песка, равное 5, то есть выше, чем в предыдущих опытах.

Таким образом, предположение о том, что коэффициенты фильтрации для двух приведенных выше способов формирования исходной льдистости будут различны, полностью подтвердилось.

Однако в реальных условиях формирование льдистости почвы может происходить одновременно по двум рассматриваемым схемам, как в результате иссушения, так и при инфильтрации влаги во время зимних оттепелей. С учетом этого были проведены соответствующие опыты, в процессе которых исходная льдистость формировалась с использованием двух вышеописанных способов одновременно. Оказалось, что выражение для определения K_{0M} в данном случае

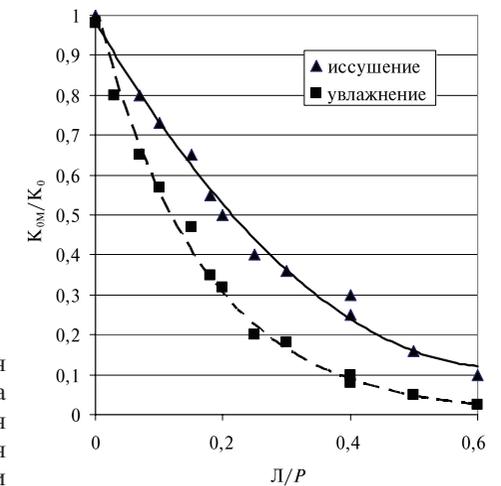


Рис. 1.4.4. Зависимость отношения коэффициентов фильтрации мерзлого песка (K_{0M}) и талого (K_0) от степени заполнения пор льдом (L/P) и процесса формирования льдистости

имеет вид, объединяющий вышеприведенные результаты. Для песка это выражение имеет вид:

$$K_{0M} = K_0 \left(1 - \frac{L}{P}\right)^{2,8} \left(1 - \frac{\Delta L}{P - L}\right)^5, \quad (1.4.20)$$

где ΔL — приращение льдистости при инфильтрации воды в мерзлую почву, рассчитываемое по выражению (1.4.19); L — величина льдистости до начала фильтрации.

Кроме описанных выше опытов, для изучения водно-физических свойств мерзлых почв применяли метод фильтрации воздуха в паузейлевском 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. 1.4.5) уже применялась и применяется в практике лабораторных работ для определения некоторых физических характеристик пористой среды [65]. Авторами настоящей работы установка была реконструирована применительно к условиям проведения опыта с мерзлой почвой.

Прибор состоит из бака (2), заполненного толуолом 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 (5), 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 толуолом. 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

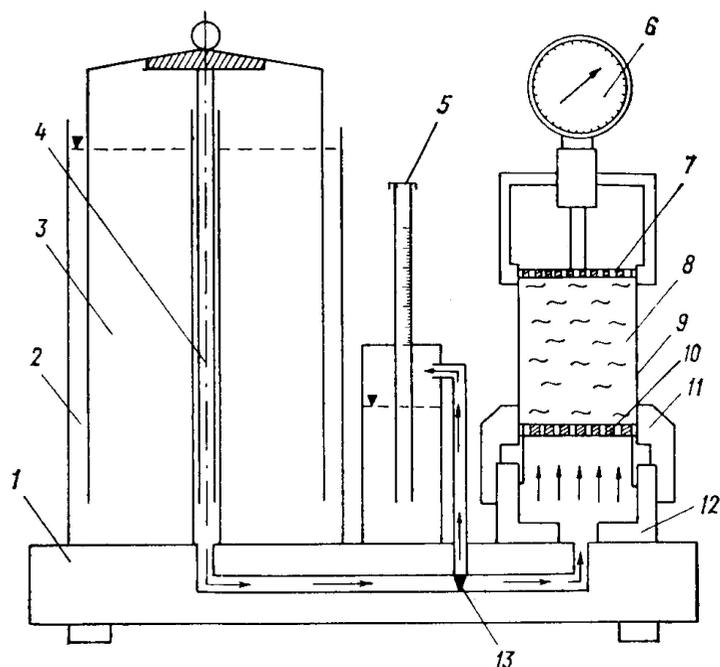


Рис. 1.4.5. Прибор для определения воздухопроницаемости мерзлых почв:
1 — станина; 2 — бак с тολουолом; 3 — колокол; 4 — воздуховод; 5 — кран; 6 — индикатор;
7 — поршень; 8 — образец почвы; 9 — манометр; 10 — цилиндр;
11 — резиновая прокладка; 12 — муфта; 13 — бюкса

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, в камере которого поддерживается заданная отрицательная температура воздуха. 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 см^3 .

Результаты опытов по изучению воздухопроницаемости позволили определить удельную кинематическую поверхность мерзлой почвы по формуле Козени–Кармана:

$$s = \frac{4,43}{d} \sqrt{\frac{n^3 f \Delta P}{(1-n)^2 L Q \eta}}, \quad (1.4.21)$$

где n — пористость в долях единицы; d — плотность образца; η — вязкость воздуха; L — высота образца; f — площадь его сечения; ΔP — разность давления на концах образца; Q — расход воздуха.

Зная удельную кинематическую поверхность, определяемую методом фильтрации воздуха, нетрудно рассчитать по формуле Козени–Кармана коэффициент фильтрации воды в мерзлой почве, заменив коэффициент вязкости воздуха на значение этого параметра для воды.

Опыты по определению воздухопроницаемости мерзлой почвы были проведены на модельной среде (полевошпатовом песке фракции $0,25-0,32 \text{ мм}$), а также на ряде типичных почв бассейна р. Вятки. Результаты опытов показали, что коэффициент воздухопроницаемости мерзлых песков изменяется обратно пропорционально степени заполнения пор льдом (рис. 1.4.6). При этом результаты, полученные на основе измерения воздухопроницаемости почв, практически совпадают с результатами определения коэффициента фильтрации мерзлого песка при формировании льдистости в процессе предварительного иссушения почвы (рис. 1.4.4).

Еще одним способом оценки влияния льдистости на фильтрационные свойства мерзлых почв и грунтов являются опыты с использованием тяжеловодородной воды, описанные выше.

На основе полученных нами данных о потенциале мерзлых почв с помощью формулы (1.3.42) были рассчитаны радиусы пор в мерзлой почве.

$$\psi = \frac{2\sigma}{r}, \quad (1.4.22)$$

где σ — поверхностное натяжение воды; r — радиус капилляра.

Характерные кривые распределения пор по размерам в модельной почве приведены на рис. 1.4.7.

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 — $0,2 \text{ мм}$, $\rho = 1,46 \text{ г/см}^3$) объем капиллярной влаги составляет $31,2 \%$. Наибольший объем приходится на поры радиусом $(18,5 \dots 32,9) \cdot 10^{-4} \text{ см}$. При заполнении $0,5$ объема пор льдом содержание капил-

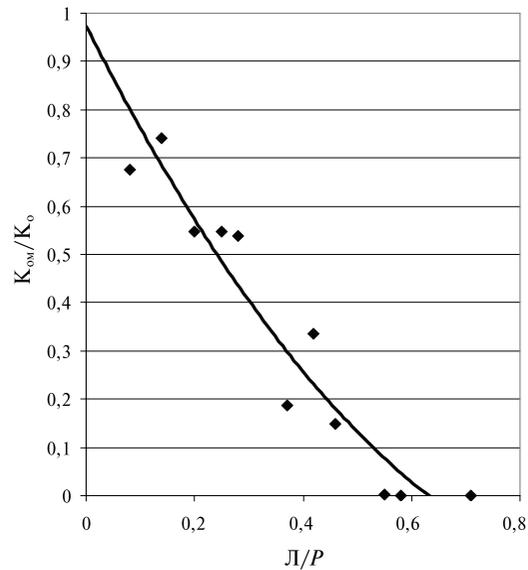


Рис. 1.4.6. Зависимость отношения коэффициентов фильтрации мерзлого песка (K_{0M}) и талого (K_0), полученных на основе определения воздухопроницаемости от степени заполнения пор льдом (L/P)

лярной 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 с использованием формулы Маршала [88] рассчитаны коэффициенты фильтрации мерзлых почвогрунтов и установлены зависимости K_{0M} от степени заполнения пор льдом.

$$K_0 = \frac{P^2}{\eta n^2} \sum_{i=1}^n r_i^2, \quad (1.4.23)$$

где P — пористость почвы; η — вязкость воды; r — радиус i -й выборки капилляров; n — количество выборок.

При этом были получены результаты аналогичные приведенным на рис. 1.4.4

Методика проведения первой серии опытов по определению K_{0M} , а также опытов по определению воздухопроницаемости имеют много общего с методикой измерения потенциала и влагопроводности мерзлых почв, основанной на применении D_2O . Поэтому для этих случаев был проведен расчет K_{0M} по формуле Муалема, записанной в виде:

$$K_{0M} = K_0 \left(\frac{P-L}{P} \right)^{0,5} \left(\frac{\int_0^{P-L} \frac{dW}{\Psi_M}}{\int_0^P \frac{dW}{\Psi_M}} \right)^2. \quad (1.4.24)$$

В этой формуле для аппроксимации потенциала мерзлой почвы Ψ_M использовалось выражение (1.3.42), полученное на основе опытов с тяжеловодородной

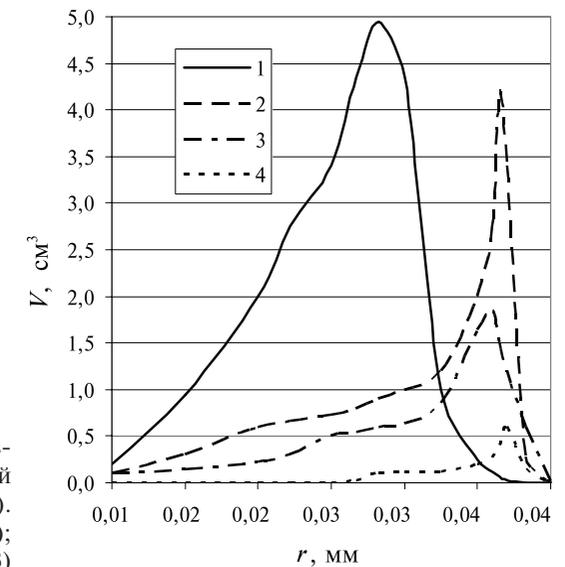


Рис. 1.4.7. Распределение пор по размерам в мерзлом песке при различной степени заполнения пор льдом (L/P).
1 — ($L/P=0$); 2 — ($L/P=0,13$);
3 — ($L/P=0,32$); 4 — ($L/P=0,53$)

водой. Результаты расчета практически совпали с результатами, изображенными на рис. 1.4.4.

Это говорит о том, что при описании инфильтрации талой влаги в мерзлую почву, сохраняется такое же единство методики определения гидрофизических характеристик, какое было принято при рассмотрении этого процесса в талых почвах.

Однако использование выражения (1.4.24) в практических расчетах является неудобным. Проще рассчитывать K_M по формуле, аналогичной (1.4.2). В целях получения такой формулы была выполнена процедура аппроксимации зависимости потенциала мерзлых почв от содержания незамерзшей влаги и льдистости функцией типа (1.3.25). В качестве реперных значений влажности, необходимых для определения Ψ_M , были использованы W_{1M} при $\Psi_1 = -33 \text{ Дж/кг}$, являющаяся аналогом W_1 талых почв, и $(P-L)$ при Ψ_0 , соответствующая влажности полного насыщения почв в талом состоянии.

Для определения W_{1M} были использованы опыты с использованием D_2O . На основе их результатов было получено следующее выражение для связи W_{1M} с W_1 :

$$W_{1M} = W_1 - \frac{L(W_1 - W_2)}{P - W_2}. \quad (1.4.25)$$

Далее предполагаем, что потенциал Ψ_0 при влажности полного насыщения не меняется при замене P на $(P-L)$. Действительно, величина Ψ_0 для мерзлых почв определяется наибольшим размером пор свободных ото льда, а, как было отмечено выше, при замерзании почвы, подвергавшейся предварительному иссушению, размер самых крупных свободных пор будет таким же, как и у талых почв.

Исходя из вышепринятого, имеем:

$$\psi_0 = \psi_1 \left(\frac{W_1}{P} \right)^\gamma = \psi_1 \left(\frac{W_1}{P - \Pi} \right)^{\gamma_M}, \quad (1.4.26)$$

или окончательно

$$\gamma_M = \gamma \ln \left(\frac{W_1}{P} \right) / \ln \left(\frac{W_{1M}}{P - \Pi} \right), \quad (1.4.27)$$

где γ определяется из соотношения (1.3.26) для талых почв.

На основе (1.4.27) выражение для зависимости потенциала мерзлой почвы от содержания незамерзшей влаги можно записать в виде:

$$\psi_M = \psi_1 \left(\frac{W_{1M}}{W_{H3}} \right)^\gamma, \quad (1.4.28)$$

где $\psi_1 = -33$ Дж/кг, а W_{1M} и γ_M рассчитываются по формулам (1.4.25) и (1.4.27). Используя (1.4.28) и различные модификации формулы Муалема, можно получить два вида зависимости для определения K_M :

$$K_M = K_0 \left(\frac{W_{H3}}{P} \right)^{0.5} \left(\frac{\int_0^{W_{H3}} \frac{dW}{\psi_M}}{\int_0^P \frac{dW}{\psi_T}} \right)^2 = K_0 \frac{W_{H3}^{2\gamma_M + 2.5} \cdot W_1^{2\gamma}}{P^{2\gamma + 2.5} \cdot W_{1M}^{2\gamma}}, \quad (1.4.29)$$

$$K_M = K_{0M} \left(\frac{W_{H3}}{P - \Pi} \right)^{0.5} \left(\frac{\int_0^{W_{H3}} \frac{dW}{\psi_M}}{\int_0^{P - \Pi} \frac{dW}{\psi_M}} \right)^2 = K_{0M} \left(\frac{W_{H3}}{P - \Pi} \right)^{2\gamma_M + 2.5}. \quad (1.4.30)$$

Приравнявая (1.4.29) к (1.4.30), получаем выражение для коэффициента фильтрации мерзлых почв в виде:

$$K_M = K_0 \frac{(P - \Pi)^{2\gamma_M + 2.5} \cdot W_1^{2\gamma}}{P^{2\gamma + 2.5} \cdot W_{1M}^{2\gamma}}. \quad (1.4.31)$$

Эту же характеристику влагопереноса можно определить, используя формулу (1.4.13), полученную для талых почв. В этом случае зависимость K_{0M} от льдистости будет выглядеть следующим образом:

$$K_{0M} = K_0 \left(\frac{P - P_a - \Pi - W_{1M}}{P - P_a - W_1} \right)^2. \quad (1.4.32)$$

При выводе формулы (1.4.32) значение влажности W_1 , стоящей в знаменателе (1.4.13), не было изменено при переходе к мерзлым почвам. Это обусловлено тем, что в данном случае посредством W_1 определяется потенциал ψ_0 (1.4.12), ко-

торый по нашему предположению, для мерзлых почв равен по величине соответствующему значению для талых почв.

Сопоставление результатов расчета по выражениям (1.4.31) и (1.4.32) показывает на близость полученных результатов. Поэтому для расчета K_M и K_{0M} можно рекомендовать формулы (1.4.30) и (1.4.32) как более простые.

Полученные выше результаты соответствуют случаю, когда исходная льдистость формируется при замерзании почв, подвергшихся предварительному иссушению. Но, как уже отмечалось, некоторое приращение Π может наблюдаться при инфильтрации талой влаги в мерзлую почву во время оттепелей. В этой ситуации расчет K_{0M} производится по выражению, аналогичному (1.4.20):

$$K_{0M} = K_0 \left(\frac{P - P_a - \Pi - W_{1M}}{P - P_a - W_1} \right)^2 \left(\frac{P - P_a - \Pi - \Delta \Pi}{P - P_a - \Pi} \right)^{2\gamma_M + 2.5}, \quad (1.4.33)$$

где $\Delta \Pi$ — приращение льдистости во время оттепелей.

Рассмотрим подробнее вопрос, связанный с влиянием льдистости на величину K_M . Так при исследовании инфильтрации талой влаги в мерзлую почву с температурой, близкой к 0 °С было установлено, что льдистость можно учитывать как составляющую твердой фазы почвы, изменяющую свободную пористость. При описании процесса миграции влияние льдистости надо представить иначе, так как влагоперенос в мерзлой зоне происходит преимущественно в пленочном виде. Лед в данном случае играет роль второй из поверхностей (первой является поверхность частицы почвы), между которыми влага передвигается. Исходя из теории Козени, следует, что

$$K_M \rightarrow \frac{1}{S_M^2}. \quad (1.4.34)$$

Удельная поверхность мерзлой почвы S_M зависит, очевидно, от величины льдистости. При $\Pi = 0$ S_M равна удельной поверхности талой почвы S_T . При льдистости же, равной общей пористости, то есть в ситуации, когда лед полностью обволакивает частицы почвы, величина S_M должна быть максимум в 2 раза больше S_T . Из вышесказанного следует, что связь между S_M и Π можно представить в виде:

$$S_M = S_T \left(1 + \frac{\Pi}{P} \right). \quad (1.4.35)$$

С учетом (1.4.34) и (1.4.35) зависимость между K_M и K_T для процесса миграции будет следующей:

$$K_M = \frac{K_T}{\left(1 + \frac{\Pi}{P} \right)^2}. \quad (1.4.36)$$

Однако не следует забывать, что в процессе миграции при возрастании льдистости начинают встречаться участки, на которых кристаллы льда в соседних порах соединены между собой. В результате этого становится меньше путей для миграции влаги. Поэтому в данном случае влияние льдистости на K_M не ограничивается наличием дополнительной поверхности.

Для учета влияния этого явления в расчетную формулу (1.4.36) должен быть введен множитель вида $(1-L/P)^n$.

Окончательно зависимость K_M от K_T для процесса миграции будет следующей:

$$K_M = K_T \frac{(P-L)^n}{(P+L)^2 P^{n+2}}. \quad (1.4.37)$$

Параметр n определяется экспериментально. Была сделана попытка оценить величину n на основе экспериментальных данных по миграции влаги в песке. С этой целью миграционный поток влаги представили в виде:

$$q_M = -K_M \frac{\partial \psi}{\partial W_{H3}} \frac{\partial W_{H3}}{\partial z}. \quad (1.4.38)$$

Зависимость K_M от льдистости определяется выражением (1.4.37). Выражение $\partial \psi / \partial W_{H3}$ — для процесса миграции от льдистости не зависит, а градиент незамерзшей влаги на границе раздела талой и мерзлой зон пропорционален величине L .

Исходя из этого

$$q_M = A \frac{\left(1 - \frac{L}{P}\right)^n}{\left(1 + \frac{L}{P}\right)^2} L, \quad (1.4.39)$$

где A — некоторая константа. Дифференцируя (1.4.39) по L и приравнявая нулю, находим n из условия максимума миграционного потока. Откуда

$$n = \frac{(P-L)^2}{(P+L)L}. \quad (1.4.40)$$

Максимальный поток в опытах с песком наблюдался при влажности на границе талой и мерзлой зон, равной 7 % от массы. Величина незамерзшей влаги для песка была равна около 1 %, и соответственно льдистость $L = (W_0 - W_{H3}) = 6$ %. Общая пористость составляла 24 %. Пользуясь этими данными, находим $n=2$. Уточнение этого параметра может быть сделано при сопоставлении результатов физического и математического моделирования. В заключение отметим, что множитель $(1-L/P)^n$, по видимому, необходимо использовать и при расчетах инфильтрации влаги в мерзлую почву, льдистость которой сформирована в процессе миграции.

1.5. Использование преобразований подобия для определения водно-физических характеристик почв

Водно-физические свойства почв обладают значительной пространственной и временной изменчивостью. Поэтому такие основные характеристики влагопереноса, как потенциал почвенной влаги и коэффициент влагопроводности, име-

ют вероятностный характер, и надежная оценка их влечет за собой множество сложных и трудоемких определений.

Решение этой проблемы, по нашему мнению и как отмечает А. М. Глобус [12], может осуществляться в нескольких направлениях.

Одно из них связано с проверкой чувствительности математических моделей влагопереноса к входным характеристикам и оценкой при этом необходимой точности определения их.

Другое направление опирается на статистические методы оценки пространственной и временной изменчивости водно-физических свойств почв.

Третье направление основано на исследовании специфики почвенно-гидрофизических закономерностей, позволяющих упростить статистический анализ изменчивости водно-физических свойств почв.

К последнему направлению относятся работы по применению теории подобия при описании гидрофизических характеристик. Первые работы в этом направлении были выполнены Р. Д. Миллером и Э. Э. Миллером [89; 90], которые рассмотрели случай геометрического подобия капиллярно-пористых сред, сложенных из сферических частиц. Масштабный множитель α_0 определялся из соотношения:

$$R_1 = \alpha_0 R_2, \quad (1.5.1)$$

где R_1, R_2 — радиусы частиц двух сред.

Связав далее радиус частиц с радиусом кривизны, заполненных влагой капилляров, удалось получить:

$$\psi = \frac{2\sigma}{\alpha_0 r}, \quad (1.5.2)$$

$$K = \frac{\pi(\alpha_0 \bar{r})^2}{8\eta}, \quad (1.5.3)$$

где σ — коэффициент поверхностного натяжения воды; η — вязкость воды; \bar{r} — радиус капилляров некоторой средней среды.

Полагая

$$\psi^* = \frac{2\sigma}{r}; \quad K^* = \frac{\pi(\bar{r})^2}{8\eta}, \quad (1.5.4)$$

приходим к соотношениям, получившим распространение при описании гидрофизических свойств почв:

$$\psi = \alpha_\psi^{-1} \psi^*; \quad K = \alpha_K^2 K^*. \quad (1.5.5)$$

Равенства (1.5.5) получены при рассмотрении идеальных капиллярно-пористых сред с одинаковыми величинами пористости и подобными распределениями пор по размерам. Для таких сред $\alpha_\psi = \alpha_K$.

Реальные почвы не обладают вышеуказанными свойствами, поэтому при описании ψ и K вводится относительная водонасыщенность почв $\theta = W/P$, которая позволяет привести все почвы к условной пористости, равной 1.

Масштабные коэффициенты α_ψ и α_K для реальных почв являются уже более комплексными параметрами, чем параметр, определяющий размер частиц, и в общем случае могут не совпадать по величине. Определение α_ψ и α_K может быть выполнено эмпирическим путем. Для этой цели разработан метод функциональной нормализации [93]. Суть его заключается в следующем.

Водно-физические характеристики для отдельного типа почвы запишем в виде:

$$\psi_i = \alpha_{\psi,i}^{-1} \psi_i^*; K_i = \alpha_{K,i}^2 K_i^*, \quad (1.5.6)$$

а функции ψ^* и K^* определим как

$$\psi^* = \beta_\psi^* f_\psi(\theta); K^* = \beta_K^* f_K(\theta). \quad (1.5.7)$$

Полагая далее

$$\beta_{\psi,i} = \alpha_{\psi,i}^{-1} \beta_\psi^*; \beta_{K,i} = \alpha_{K,i}^2 \beta_K^* \quad (1.5.8)$$

и нормируя масштабные коэффициенты $\alpha_{\psi,i}$ и $\alpha_{K,i}$ по единице, приходим к соотношениям следующего вида:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_{\psi,i} = 1; \beta_{\psi,i}^{-1} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \beta_{\psi,i}^{-1}, \quad (1.5.9)$$

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_{K,i} = 1; \beta_{K,i}^{0,5} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \beta_{K,i}^{0,5}, \quad (1.5.10)$$

где N — количество типов почв, используемых в расчетах.

Окончательно масштабные множители определяются из выражений:

$$\alpha_{\psi,i} = \left(\frac{\beta_{\psi,i}}{\beta_\psi^*} \right)^{-1}; \alpha_{K,i} = \left(\frac{\beta_{K,i}}{\beta_K^*} \right)^{0,5}. \quad (1.5.11)$$

Параметры $\beta_{\psi,i}$ и $\beta_{K,i}$ легко найти из очередных соотношений:

$$\psi_i = \beta_{\psi,i} f_\psi(\theta) \quad K_i = \beta_{K,i} f_K(\theta). \quad (1.5.12)$$

Обобщенные функции $f_\psi(\theta)$ и $f_K(\theta)$ можно определить методом наименьших квадратов на основе совокупности данных о зависимостях $\psi_i = \psi(\theta)$ и $K_i = K(\theta)$ для N типов почв.

Используя метод функциональной информации, в ряде работ было выполнено масштабирование водно-физических свойств почв, полученных в нескольких точках на участках площадью от нескольких гектаров до нескольких десятков гектаров [93; 94]. Как правило, использовались участки с однородными по генетическим признакам почвами.

Так, в работе [93] для песчаных почв были получены следующие обобщенные функции для расчета потенциала и коэффициента влагопроводности:

$$\psi^* = -16,6 \cdot \theta^{-1,29} \text{ (см вод. ст.)}, \quad (1.5.13)$$

$$K^* = 242,8 \cdot \theta^{5,87} \text{ (мм/ч)}. \quad (1.5.14)$$

При этом была установлена следующая связь между α_ψ и α_K :

$$\alpha_K = 0,97 \alpha_\psi \quad (1.5.15)$$

с коэффициентом корреляции r , равным 0,92.

В другой работе [94], при обобщении водно-физических свойств почв на участке площадью 1,8 га, были получены функции ψ^* и K^* вида:

$$\psi^* = -7,13 \cdot \theta^{-4,42} \text{ (см вод. ст.)}, \quad (1.5.16)$$

$$K^* = 8,9 \cdot \theta^{10,47} \text{ (мм/ч)}. \quad (1.5.17)$$

Масштабные коэффициенты оказались связаны соотношением:

$$\alpha_\psi = 0,89 \alpha_K. \quad (1.5.18)$$

Коэффициент корреляции данной связи равен 0,95.

Дополнительно была установлена связь следующего вида:

$$\ln \alpha_\psi = -2,09 \cdot \ln(i+\gamma) - 4,22 \rho_\Pi + 13,53, \quad (1.5.19)$$

где $(i+\gamma)$ — суммарное содержание илистых и глинистых частиц в почве, в процентах от массы; ρ_Π — плотность почвы, в г/см³.

Статистический анализ результатов определения масштабных коэффициентов показал, что в пределах рассматриваемых участков почв α_ψ и α_K подчиняются логнормальному закону распределения.

В гидрофизической лаборатории Государственного гидрологического института (ГГИ) в настоящее время получен значительный по объему экспериментальный материал о водно-физических свойствах почв различных регионов СНГ. Поэтому при их обобщении было бы целесообразно использовать методы теории подобия, упрощающие статистическую оценку гидрофизических характеристик.

Нами, в качестве первого опыта, был применен метод масштабирования при обобщении водно-физических свойств почв Северного Казахстана [39]. Для этой цели были использованы параллельные данные о послойных, через 10 см, зависимостях $\psi(\theta)$ и $K(\theta)$ для девяти почвенных разрезов мощностью 80 см. С использованием метода функциональной нормализации были рассчитаны масштабные коэффициенты α_ψ и α_K , а также определены функции $\psi^*(\theta)$ и $K^*(\theta)$ в диапазоне изменения потенциала от 0 до -300 см вод. ст.:

$$\psi^* = -2333 \cdot \exp(-5,6 \cdot \theta) \text{ (см вод. ст.)}, \quad (1.5.20)$$

$$K^* = 0,87 \cdot 10^{-5} \exp(11,1 \cdot \theta) \text{ (мм/ч)}. \quad (1.5.21)$$

В результате преобразования подобия разброс значений потенциала при фиксированной θ существенно уменьшается и для статистической оценки изменчивости основной гидрофизической характеристики достаточно сделать такую оценку для масштабных коэффициентов α_ψ .

Сопоставление результатов расчета α_ψ и α_K (табл. 1.5.1) показало, что между ними существует связь, которая описывается уравнением:

Таблица 1.5.1

Масштабные коэффициенты α_ψ и α_K для некоторых типов почв

Тип почвы	Масштабные коэффициенты	Слой почвы, см							
		0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Чернозем южный легкосуглинистый	α_ψ	1,28	0,63	0,85	0,96	0,51	0,51	0,51	—
	α_K	1,21	0,56	—	1,35	0,92	0,79	0,97	—
Чернозем южный легкосуглинистый	α_ψ	0,51	0,35	0,29	0,84	1,54	2,35	1,27	—
	α_K	0,62	0,37	0,59	1,54	1,85	3,58	2,34	—
Серо-бурая песчаная	α_ψ	1,17	1,28	2,35	4,74	9,7	9,3	7,5	—
	α_K	1,62	3,3	4,5	4,5	9,4	5,1	4,6	—
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый	α_ψ	0,22	0,44	0,37	0,31	0,49	0,29	0,29	0,27
	α_K	0,22	0,51	0,63	0,32	0,77	0,40	0,49	0,31
Темно-каштановая тяжелосуглинистая	α_ψ	0,56	0,20	0,15	0,10	0,10	0,10	0,15	0,10
	α_K	0,77	0,24	0,20	0,11	0,12	0,20	0,17	0,20
Чернозем обыкновенный легкоглинистый	α_ψ	0,26	0,39	0,33	0,18	0,34	0,17	0,21	0,14
	α_K	0,55	0,37	0,59	0,18	0,25	0,15	0,20	0,11
Чернозем южный легкоглинистый	α_ψ	0,38	0,20	0,21	0,41	0,31	0,40	0,20	0,49
	α_K	0,30	0,13	0,27	0,48	0,28	0,48	0,33	0,69
Темно-каштановая супесчаная	α_ψ	1,75	1,02	0,87	0,82	1,58	—	—	—
	α_K	1,82	0,81	0,90	1,18	1,03	—	—	—
Чернозем обыкновенный легкоглинистый	α_ψ	0,33	0,31	0,29	0,41	0,17	0,19	0,20	0,14
	α_K	0,43	0,69	0,45	0,77	0,22	0,19	0,28	0,03

$$\alpha_\psi = 0,9\alpha_K \quad (1.5.22)$$

Коэффициент корреляции данной связи равен 0,9.

Наличие зависимости (1.5.22) подтверждает приемлемость использования теории подобия при описании гидрофизических свойств почв.

Анализ масштабных коэффициентов, помещенных в табл. 1.5.1, указывает также на явную связь величин α_ψ и α_K с механическим составом почв. Таким образом, данные параметры могут служить объективным показателем этой характеристики почв.

Определение масштабных коэффициентов связано со значительными трудностями, обусловленными необходимостью проведения массовых и трудоемких экспериментальных измерений гидрофизических характеристик.

Ввиду этого целесообразен поиск закономерностей типа (1.5.19), упрощающих определение α_ψ и α_K . Нами в качестве параметра, характеризующего величину масштабных коэффициентов, было взято отношение (W_1/P), где W_1 — влажность при $\psi_1 = -33$ Дж/кг. При отсутствии данных о W_1 можно использовать

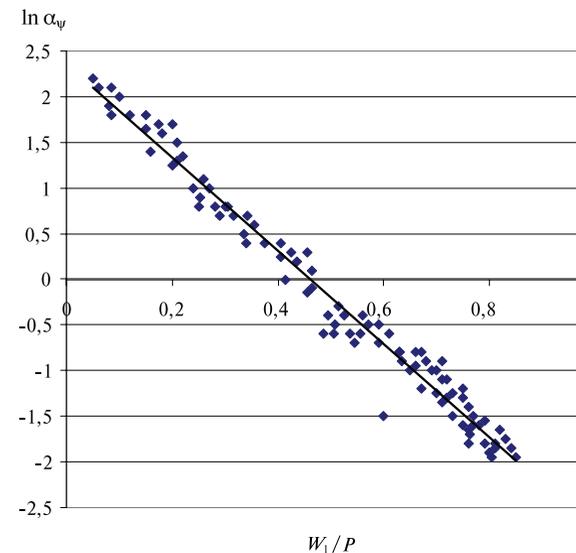


Рис. 1.5.1. Зависимость масштабного коэффициента (α_ψ) от относительной влажности (W_1/P)

информацию о наименьшей влагоемкости (НВ). На рис. 1.5.1 изображена зависимость α_ψ от W_1/P , которая аппроксимируется уравнением:

$$\ln \alpha_\psi = 3,1 - 7,0 \frac{W_1}{P}. \quad (1.5.22)$$

Коэффициент корреляции данной связи равен 0,9.

Таким образом, использование почвенно-гидрологических констант позволяет оценить изменчивость масштабных коэффициентов, и следовательно, изменчивость гидрофизических характеристик почв.

1.6. Определение коэффициента теплопроводности почв

Одной из важнейших теплофизических характеристик почв является коэффициент теплопроводности. Знание этой характеристики необходимо при решении всех задач, связанных с тепловыми процессами в почвах.

В лабораторных условиях теплопроводность почв определялась методом регулярного режима Г.М. Кондратьева [35]. При проведении опыта образец помещают в среду (сосуд) с постоянной температурой, отличной от температуры образца. Процесс нагревания или охлаждения тела, помещенного в жидкость с постоянной температурой, распадается на три стадии. В первой стадии температура по всему образцу изменяется неравномерно. Вторая стадия — регулярный режим: температура в каждой точке образца изменяется по экспоненциальному закону. По распределению температуры в образце и скорости ее изменения определяются тепловые свойства образца. Из опыта получают коэффициент температуропроводности K_T , а значение λ вычисляют по формуле:

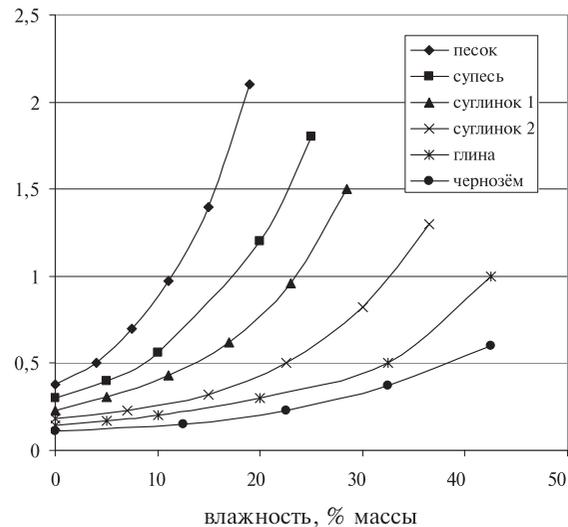
λ , Вт/(м град)

Рис. 1.6.1. Зависимость коэффициента теплопроводности различных типов почв от влажности: песок — плотность 1,7 г/см³; супесь — плотность 1,55 г/см³; суглинок 1 — плотность 1,45 г/см³; суглинок 2 — плотность 1,35 г/см³; глина — плотность 1,2 г/см³; чернозем — плотность 1,1 г/см³

$$\lambda = K_T \cdot c. \quad (1.6.1)$$

На рис. 1.6.1. Приведены экспериментальные зависимости коэффициента теплопроводности минеральных и органических почв от влажности.

Как видно, меньшие значения λ наблюдаются в почвах с высоким содержанием органического вещества, характеризующегося меньшими значениями коэффициента теплопроводности по сравнению с минеральными частицами.

Теплопроводность почвы также в сильной степени зависит от влажности, плотности и механического состава: коэффициент теплопроводности возрастает при увеличении влажности и плотности. Что касается механического состава, то последний определяет не только значение коэффициента теплопроводности, но и характер зависимости его от влажности. В крупнодисперсных почвогрунтах при малой степени увлажнения происходит интенсивное повышение теплопроводности с ростом влажности, при средней и высокой степени увлажнения интенсивность роста λ снижается. В мелкодисперсных почвогрунтах интенсивный рост λ с увеличением влажности наблюдается при среднем и высоком увлажнении, в среднедисперсных почвогрунтах зависимость $\lambda = f(W)$ линейная. Наибольшие значения коэффициентов теплопроводности при данных значениях влажности и плотности характерны для песчаных почв. Изменение теплопроводности по глубине связаны с динамикой влажности, плотности и механического состава.

Для практических расчетов используют зависимость коэффициента теплопроводности λ от влажности. В настоящее время накоплен значительный экспериментальный материал по определению этой зависимости для почв различного типа и механического состава [13; 17; 24]. В гидрофизической лаборатории ГГИ определение теплофизических характеристик почв выполнено для основных ти-

пов почв лесной, лесостепной и степной зон [7; 15; 16; 22; 26; 27]. Основные результаты этих определений приведены в Приложении 3.

Однако экспериментальные данные имеют, как правило, низкий уровень обобщения, что вынуждает при решении конкретных задач по теплопереносу в почвах определять зависимость $\lambda = f(W)$ отдельно для каждого исследуемого образца. Измерение коэффициента теплопроводности требует специального лабораторного оборудования и представляет собой довольно трудоемкий процесс.

В этой связи перспективным направлением в получении обобщенных зависимостей $\lambda = f(W)$ может стать поиск зависимостей между теплофизическими и водно-физическими характеристиками почв.

В работе [13] сделана довольно успешная попытка связать коэффициент теплопроводности талых почв с плотностью почвы и толщиной водной пленки h . Было получено следующее аппроксимационное выражение, отражающее эту связь:

$$\frac{\lambda}{\rho_{\text{п}}} = Ah^{0,835}, \quad (1.6.2)$$

где $A = 0,004 \text{ кал} \cdot \text{см}^2 / (\text{г} \cdot \text{с} \cdot \text{°C})$; $\rho_{\text{п}}$ — в г/см³; h — в мкм.

Использование выражения (1.6.2) требует знания удельной поверхности почвы, посредством которой определяется h . Однако эта характеристика является довольно неопределенной, и получение ее величины связано со значительными экспериментальными трудностями.

Исходя из опыта обобщения потенциала и коэффициента влагопроводности по реперным значениям влажности W_1, W_2, W_3 , нами была предпринята попытка найти зависимость между коэффициентом теплопроводности и этими же параметрами. Для этой цели определялись экспериментальные зависимости коэффициента теплопроводности и потенциала от влажности. При этом использовались образцы различных типов почв ненарушенной структуры и различного механического состава.

Коэффициент теплопроводности определялся на основе метода регулярного режима [35], а потенциал почвенной влаги — с помощью тензиометров и мембранных прессов. Были получены параллельные характеристики $\lambda = f(W)$ и $\psi = f(W)$ для 260 образцов почв.

Исходя из того, что теплопроводность почв зависит в основном от таких характеристик, как влажность и плотность, а также параметров, характеризующих состав и тип почвы, применена следующая методика обобщения. На начальном этапе обобщения, была сделана попытка связать коэффициент теплопроводности с составом и типом почвы. В качестве параметров, определяющих тип и состав, были взяты значения влажности W_1, W_2, W_3 при $\psi_1 = -33, \psi_2 = -1500$ и $\psi_3 = -5000 \text{ Дж/кг}$, соответственно. Далее были построены зависимости коэффициента теплопроводности талых почв λ_T от W_1, W_2, W_3 при плотности $\rho_{\text{п}} = 1,5 \text{ г/см}^3$ и при различных влажностях. Значение плотности, равное $1,5 \text{ г/см}^3$, выбрано потому, что такая плотность может быть у самых различных по типу и составу почв. Анализ всех этих зависимостей показал, что наиболее явная связь наблюдается между λ_T и влажностью W_1 . Объясняется это тем, что W_1 меняется в более широких пределах, чем W_2 и W_3 , что позволяет надежнее выявить связь λ_T с W_1 .

Исходя из полученных результатов, на дальнейших этапах обобщения использовались лишь зависимости коэффициента теплопроводности от W_j . Величину λ_T при $\rho_{\Pi} = 1,5 \text{ г/см}^3$ далее будем обозначать как λ_{0T} . Были построены зависимости $\lambda_{0T} = f(W_1)$ при различных значениях влажности почвы. В результате выполнения последовательных аппроксимаций полученных графических зависимостей была получена следующая формула для связи λ_{0T} с W_1 и W :

$$\lambda_{0T} = \frac{0,6 + 0,011W^{1,7}}{0,316W_1^{0,5} + 1}. \quad (1.6.3)$$

Далее были получены отношения измеренных коэффициентов теплопроводности для всех имеющихся типов почв к λ_{0T} . Эти отношения находились следующим образом. Из экспериментальной зависимости $\lambda_T = f(W)$ для отдельного образца определялось значение λ_T , при определенной влажности. Для того же образца почвы из зависимости $\psi = f(W)$ находилась W_1 . Затем при этих значениях W_1 и влажности по графикам связи $\lambda_{0T} = f(W_1)$ определялся коэффициент λ_{0T} . При этом плотность данного образца могла иметь значение, отличное от $1,5 \text{ г/см}^3$. Таким образом были рассчитаны отношения λ_T / λ_{0T} для всех образцов почвы и построены зависимости этих отношений от ρ_{Π} . Далее была выполнена аппроксимация графических зависимостей λ_T / λ_{0T} от ρ_{Π} и W . Окончательно, с учетом (1.6.3), выражение для связи $\lambda_T = f(W_1, W, \rho_{\Pi})$ выглядит следующим образом:

$$\lambda_T = \frac{(0,0007 W^2 + 0,01)\rho_{\Pi}^7 + 0,011 W^{1,7} + 0,6}{(0,05 W^{0,8} + 0,46) W_1^{0,5} + 0,158 W^{0,8} + 1,45}. \quad (1.6.4)$$

Параметры W_1 , W_2 задаются в процентах от веса, ρ_{Π} — в г/см^3 , а λ_T — в $\text{Вт/(м}\cdot\text{С}^\circ)$.

Вся вышеизложенная методика получения связи $\lambda_T = f(W_1, W, \rho_{\Pi})$ находит применение и для мерзлых почв. При экспериментальном определении коэффициента теплопроводности мерзлых почв λ_M , начальная температура выдержки образцов была равной -20°С . Аналогично выражению (1.6.4) подобрана аппроксимационная формула $\lambda_M = f(W_1, W, \rho_{\Pi})$ для мерзлых почв в виде:

$$\lambda_M = \frac{(0,0036 W^{3,4} + 0,23)\rho_{\Pi}^5 + 0,192 W^{0,4} + 4}{(1,66 W^{0,7} + 0,61) W_1 + 0,017 W^{3,2} + 15,2}. \quad (1.6.5)$$

В табл. 1.6.1 приведено сопоставление результатов расчета по выражениям (1.6.4) и (1.6.5) и экспериментальных определений, которые не были использованы при выводе обобщенных зависимостей. Как видно, сходимость их довольно большая, что говорит о приемлемости данной методики обобщения.

Это не означает, что вид выражений (1.6.4) и (1.6.5) является окончательным и они универсальны. Способ получения аппроксимационных зависимостей может быть и другим. В частности, нами были подобраны следующие уравнения, связывающие коэффициент теплопроводности талых почв с потенциалом ψ и относительной влажностью $\theta = W/P$:

$$\ln \lambda_T = -\ln \frac{\psi}{\psi_2} - 1,29, \quad (1.6.6)$$

$$\ln \lambda_T = 2,41\theta - 1,91. \quad (1.6.7)$$

Таблица 1.6.1

Сопоставление экспериментально измеренных коэффициентов теплопроводности мерзлых ($\lambda_{MЭ}$) и талых ($\lambda_{TЭ}$) почв с расчетными (λ_{MP} , λ_{TP})

Тип почвы	W_1 , проценты от массы	ρ_{Π} , г/см^3	W , про- центы от массы	$\lambda_{TЭ}$, $\text{Вт}/$ $(\text{м}\cdot\text{С}^\circ)$	λ_{TP} , $\text{Вт}/$ $(\text{м}\cdot\text{С}^\circ)$	$\lambda_{MЭ}$, $\text{Вт}/$ $(\text{м}\cdot\text{С}^\circ)$	λ_{MP} , $\text{Вт}/$ $(\text{м}\cdot\text{С}^\circ)$
Чернозем южный легкосуглинистый	15	1,5	0	0,26	0,25	0,26	0,25
			10	0,43	0,45	0,73	0,70
			20	0,95	0,95	1,72	1,75
			25	1,45	1,31	2,62	2,50
Чернозем южный тяжелосуглинистый	35	1,1	0	0,14	0,15	0,14	0,15
			10	0,18	0,20	0,20	0,21
			20	0,27	0,31	0,37	0,42
			30	0,43	0,45	0,70	0,81
Темно-каштановая супесчаная	9	1,7	0	0,40	0,38	0,40	0,38
			5	0,74	0,67	1,12	1,40
			10	1,05	0,98	2,03	2,20
			15	1,40	1,57	2,64	3,02
Темно-каштановая глинистая	28	1,2	0	0,14	0,15	0,14	0,15
			10	0,17	0,20	0,20	0,24
			20	0,30	0,36	0,46	0,60
			30	0,54	0,58	0,90	1,00
Чернозем обыкновенный суглинистый	27	1,3	0	0,18	0,18	0,18	0,18
			10	0,27	0,25	0,30	0,33
			20	0,44	0,47	0,70	0,84
			30	0,80	0,78	1,31	1,52
Бурая суглинистая	16	1,4	0	0,24	0,22	0,24	0,22
			10	0,40	0,35	0,60	0,61
			20	0,74	0,70	1,22	1,40
			30	1,31	1,34	2,02	2,33

Коэффициент корреляции для первого уравнения составляет — 0,7, для второго — 0,85. Размерность λ_T в $\text{Вт/(м}\cdot\text{С}^\circ)$, а $\psi_2 = 1500 \text{ Дж/кг}$.

Дополнительный анализ с применением метода подобия для обобщения водно-физических свойств почв, описанного в разделе 1.5, показал на возможность использования масштабных коэффициентов при расчете теплопроводности талых почв. При этом выполняются следующие соотношения:

$$\lambda_T = \alpha_\lambda \lambda^*; \alpha_\lambda = \alpha_\psi. \quad (1.6.8)$$

Расчет λ^* можно проводить по формуле (1.6.7).

Для промерзающих почв нами было получено аппроксимационное выражение, связывающее λ (Вт/(м · °С)) с плотностью $\rho_{\text{п}}$ (г/см³), содержанием общей W и незамерзшей $W_{\text{нз}}$ влаги, а также с параметрами W_1 и P (доли объема) соответствующим $НВ$ и пористости почв:

$$\lambda = \left(2 - \frac{W_{\text{нз}}}{W} \right) \exp \left[(1,2\rho_{\text{п}} - 2,9W_1 - 2,5) + (3,1 - 0,8\rho_{\text{п}}) \frac{W}{P} \right]. \quad (1.6.9)$$

Сравнительные расчеты показали, что точность определения по выражению (1.6.9) практически не уступает расчетам с использованием формул (1.6.4) и (1.6.5). Учитывая значительную простоту выражения (1.6.9) по сравнению с (1.6.4) и (1.6.5), для практических целей можно рекомендовать использование первого.

В гидрофизической лаборатории были проведены экспериментальные исследования, позволяющие установить влияние степени засоленности на теплофизические свойства почв [53]. Исследования проводились на почвах как нарушенной (песок, глина), так и ненарушенной структуры (типичный чернозем). В серию испытаний одной и той же почвы включались образцы одинаковой плотности с различными концентрациями засоления при трех-четырёх значениях влажности. Диапазон изменения влажности — от абсолютно сухого состояния до состояния полного насыщения. Под засоленностью почвы подразумевается массовое содержание водорастворимых солей. Концентрация солей порового раствора зависит от засоленности и влажности грунта. Для определения степени влияния засоленности на теплофизические свойства использовались также приготовленные растворы КСl определенной молярной концентрации. Изменение влажности образцов проводилось двумя методами:

1) методом долива в образец раствора КСl определенной молярной концентрации (0,1; 0,5; 1; 3 моль/л) — в этом случае меняется только влажность образца;

2) методом постепенной подсушки, когда в образце меняется не только влажность, но и концентрация порового раствора, так как из образца испаряется только вода, а количество водорастворимых солей остается постоянным.

Первый метод как бы моделирует процесс изменения теплофизических характеристик при поливе растений удобрениями заданной концентрации, а второй — при испарении воды из почв разной степени засоленности.

При доливе в образцы песчаных и глинистых почв раствора разной концентрации (0,1; 0,5; 1; 3 моль/л) устанавливается следующая общая тенденция изменения теплопроводности (рис. 1.6.2). При одной и той же влажности с увеличением концентрации раствора до некоторого «критического» предела коэффициент теплопроводности уменьшается, особенно в песках, где роль пленочного механизма чрезвычайно мала и поровой раствор свободен от влияния поверхностных сил (рис. 1.6.2). По данным В.С. Чиркина [72], теплопроводность свободного раствора КСl уменьшается с увеличением его концентрации. Однако после «критического» значения засоленности (>1 моль/л) коэффициент теплопроводности увеличивается в связи с дезориентацией молекул воды в связанном слое. Из вышесказанного следует, что введение в почву раствора минеральных удобрений двояко сказывается на теплопроводности почвы: с одной стороны, увеличение концентрации порового раствора уменьшает теплопроводность, а с

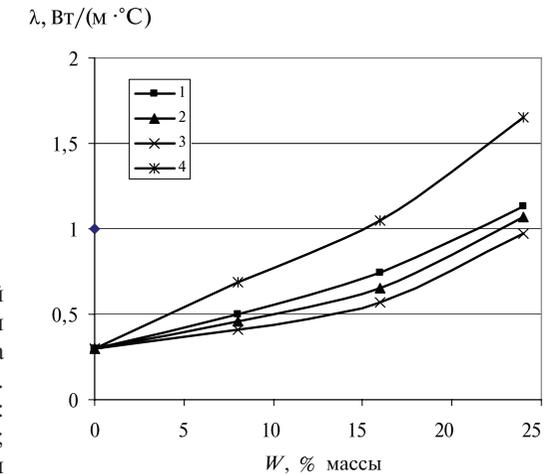


Рис. 1.6.2. Зависимость засоленной песчаной почвы от влажности и концентрации порового раствора (режим долива).
Концентрация порового раствора:
1 — 0,1 моль/л; 2 — 0,5 моль/л;
3 — 1 моль/л; 4 — 3 моль/л

другой, — вызывая дезориентацию молекул связанной воды, увеличивает коэффициент теплопроводности почвы. При этом немаловажную роль играют многие факторы: концентрация раствора, минералогический состав грунта, состав обменных катионов, объем и размер пор в грунте.

Режим подсушки засоленных песчаных и глинистых почв совершенно изменяет характер кривых $\lambda = f(W)$ (рис. 1.6.3).

При испарении влаги из почвы, имеющей определенную засоленность, вместе с влажностью изменяется и концентрация порового раствора. В начальной

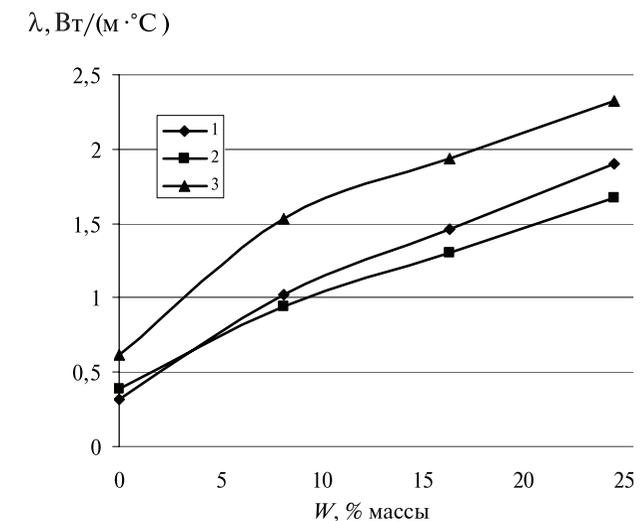


Рис. 1.6.3. Зависимость засоленной песчаной почвы от влажности и концентрации порового раствора (режим подсушки). Начальная концентрация порового раствора:
1 — 0,1 моль/л; 2 — 1 моль/л; 3 — 3 моль/л

стадии иссушения засоленного образца при влажности от 32 до 5 % влага постепенно испаряется из крупных пор и теплопроводность уменьшается почти линейно, а при влажности менее 5 % теплопроводность резко падает, так как полностью нарушается контакт между проводящими частицами.

В глинистых почвах и черноземе, где мало крупных пор, при испарении влаги теплопроводность в первый момент резко падает, а затем плавно уменьшается. В абсолютно сухой песчаной почве теплопроводность выше в более засоленной почве. Выпаривание при сушке кристаллов соли приводит к существенному увеличению теплопроводности.

1.7. Содержание незамерзшей влаги в мерзлых почвах

Отличительной особенностью почвенной влаги является способность значительной части ее не замерзать при отрицательных температурах. Теоретическими и экспериментальными исследованиями была установлена функциональная связь между содержанием незамерзшей влаги и температурой $W_{H3} = f(T)$.

В дисперсных средах при температуре, близкой к 0 °С, замерзает только свободная вода, связанная вода кристаллизуется в зависимости от прочности связи при различной отрицательной температуре.

Содержание незамерзшей воды в почвогрунтах определяется следующими факторами: температурой, степенью дисперсности, минералогическим составом, емкостью поглощения и составом обменных катионов, количеством и составом растворенных в почвенной влаге веществ.

Основным методом определения содержания незамерзшей влаги является калориметрический. В основу работы калориметра положен метод смешения, заключающийся в том, что исследуемое вещество с известной массой, нагретое или охлажденное до определенной температуры, помещают в калориметрическую жидкость с температурой, отличной от температуры образца. По истечении какого-то времени температуры образца и калориметрической жидкости уравниваются.

Составив уравнение теплового баланса (теплообмена), происходящих в калориметре процессов, с учетом потерь на теплообмен с окружающей средой и на нагревание (или охлаждение) самого калориметра, вычисляют соответственно удельную теплоемкость или льдистость образца.

Калориметр (рис. 1.7.1) состоит из цилиндрического корпуса (6) с двойными стенками и дном, между которыми находится теплоизоляционный материал. Крышка корпуса выполнена из винипласта, который также является хорошим термоизолятором. В середине корпуса размещен внутренний кожух (3), в котором на подставке (1) из термоизоляционного материала помещается латунный никелированный калориметрический стакан (2) вместимостью 1700 мл. Камера между корпусом (6) и внутренним кожухом (3) через отверстие для термометра (8) заполняется водой, служащей для термоизоляции и образующей «водяную оболочку» калориметра. Таким образом, калориметрический стакан во время опыта оказывается изолированным от внешней среды тремя защитными оболочками.

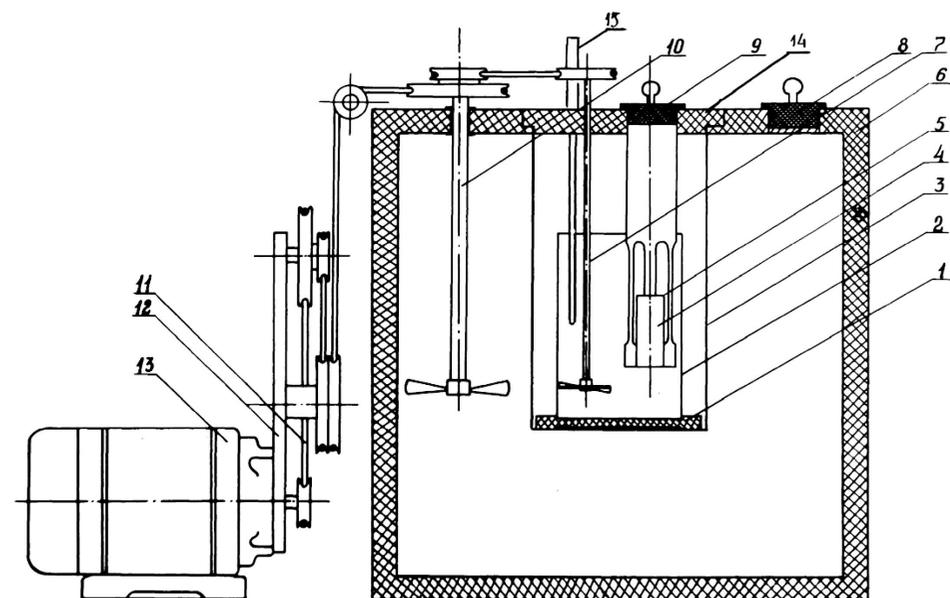


Рис. 1.7.1. Лабораторный жидкостный калориметр: 1 — подставка; 2 — калориметрический стакан; 3 — кожух внутренний; 4 — бюкса с образцом; 5 — шахта-приемник; 6 — корпус с теплоизоляцией; 7, 10 — мешалки; 8, 9 — пробки; 11 — ремень; 12 — кронштейн привода; 13 — электродвигатель; 14 — крышка съемная; 15 — термометр метастатический Бекмана

Центральная часть крышки 14 является съемной. На ней смонтированы: шахта-приемник (5) из крупной металлической сетки для размещения латунной бюксы с исследуемым образцом (4), мешалка (7), термометр метастатический Бекмана (15) и электронагреватель (не показан на рис. 1.7.1). Электронагреватель служит для определения постоянной калориметра и может служить для выравнивания температур воды в калориметрическом стакане и «водяной оболочки».

На неподвижной части крышки размещена мешалка (10) для перемешивания воды в «водяной оболочке» (частота вращения мешалки — 150 об./мин) и лабораторный термометр ГЛ-4 (на рис. 1.7.1 не показан). Мешалки (7) и (10) приводятся в действие с помощью электродвигателя 13 и ременной передачи.

Знание зависимости $W_{H3} = f(T)$ является крайне важным для описания процессов влагопереноса в промерзающих и оттаивающих почвах. Посредством ее осуществляется термодинамическая связь между талой и мерзлой зонами почвы. К тому же с помощью этой зависимости определяются водно-физические и теплофизические характеристики мерзлых почв.

На рис. 1.7.2 изображены полученные этим методом зависимости $W_{H3} = f(T)$ для некоторых типов почв. В Приложении 3 приведены экспериментальные данные о содержании незамерзшей влаги, полученные в гидрофизической лаборатории ГГИ.

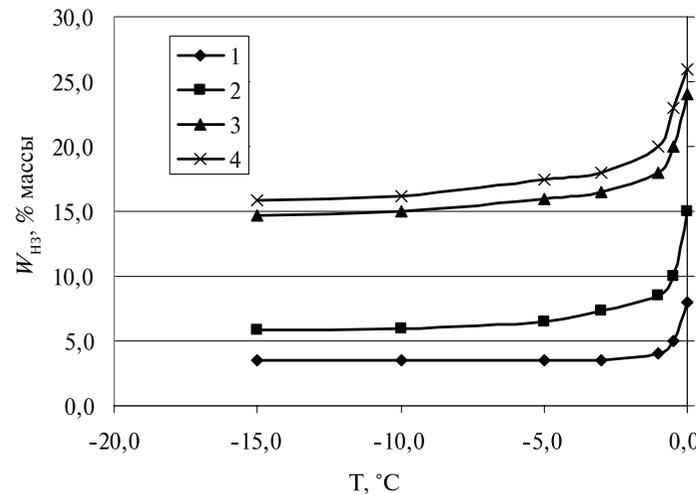


Рис. 1.7.2. Зависимость содержания незамерзшей влаги ($W_{НЗ}$, процент от массы) от температуры (T) и типа почв: 1 — темно-каштановая супесчаная; 2 — чернозем южный легкосуглинистый; 3 — темно-каштановая тяжелосуглинистая; 4 — типичный тяжелосуглинистый чернозем

Аналогичный экспериментальный материал для различных типов и состава почв широко представлен в литературе [2; 47; 57; 68; 71]. Тем не менее универсального аналитического выражения для описания зависимости $W_{НЗ} = f(T)$ до сих пор не получено.

Основные результаты по количественному описанию фазового состава мерзлых почв получены на основе равновесной термодинамики почвенной влаги. Термодинамике и молекулярно-кинетическим представлениям о фазовых превращениях поровой влаги уделялось и уделяется значительное внимание. В ряде работ [1; 4; 19; 61; 66] развивается подход, связанный с исследованием природы и сил взаимодействия между частицами почвы и водой на молекулярном уровне. Такой уровень исследований позволяет выявить структурные особенности воды, находящейся в почвах, и связанное с ними свойство поровой влаги не замерзать при отрицательных температурах. Было установлено [1], что структура влаги, находящейся в почвах, формируется под воздействием различных по характеру сил. К таковым, прежде всего, относятся дальнедействующие силы взаимодействия между молекулами воды и активными центрами поверхности частиц почвы и короткодействующие силы взаимодействия между молекулами воды.

Дальнедействующие силы ориентируют молекулы воды по отношению к активным центрам, искажая структуру воды, связывая ее. Короткодействующие силы стремятся сгруппировать молекулы в структуру, свойственную свободной воде. При положительных температурах доминируют дальнедействующие силы. С понижением температуры и, соответственно, кинетической энергии молекул начинает возрастать роль короткодействующих сил, которые при некоторой температуре ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ могут восстановить структуру, свойственную свободной влаге, что приводит к образованию кристаллов льда. Остальная часть воды, с более

ориентированными молекулами, остается в жидком состоянии. При новом понижении температуры происходит дальнейшая кристаллизация связанной влаги. Такой процесс может происходить до тех пор, пока не останется часть воды, настолько прочно связанная с частицами почвы, что короткодействующие силы не в состоянии восстановить структуру воды. Как показывают экспериментальные исследования, эта часть почвенной влаги не замерзает вплоть до температур порядка $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Толщина прочносвязанной влаги обычно оценивается в один, два молекулярных слоя. При этом такие физические свойства ее, как плотность и вязкость, имеют аномально большие значения.

Поверхностные явления, наблюдаемые в почвах, не только изменяют состояние воды в условиях термодинамического равновесия, но и влияют на кинетику фазовых превращений. Так в результате экспериментальных исследований было обнаружено, что равновесное значение незамерзшей влаги достигается только по прошествии нескольких суток [9]. Было также показано, что в результате предварительных циклов «промерзание—оттаивание» ее количество заметно уменьшается. Экспериментально установлено, что чем ниже температура в конце промерзания, тем меньше незамерзшей влаги получается в цикле оттаивания. Кроме того, при самых разнообразных условиях опытов наблюдался гистерезис, характеризующийся разным содержанием незамерзшей влаги в циклах промерзания и оттаивания.

Исследования структурных особенностей и свойств почвенной влаги имеют большое значение для понимания физической сути фазовых превращений в мерзлых почвах. Однако все эти представления не имеют даже приближенной количественной основы, необходимой для получения зависимости содержания незамерзшей влаги от температуры, установленной многими экспериментальными исследованиями. Получение таких зависимостей было выполнено на основе термодинамики почвенной влаги [10; 14; 45] (формулы 1.3.33–1.3.38).

В настоящее время для описания зависимости $W_{НЗ} = f(T)$ обычно используется модифицированное выражение (1.3.38) с учетом связи (1.3.25):

$$\psi = \psi_2 \left(\frac{W_2}{W_{НЗ}} \right)^{\gamma} = L \frac{T}{T_{АБС}}, \quad (1.7.1)$$

где L — теплота фазового перехода «вода—лед»; $T_{АБС}$ — температура замерзания свободной воды по шкале Кельвина.

Выражение (1.7.1) получило достаточно убедительное экспериментальное подтверждение в ряде работ. Нами была выполнена проверка этого выражения на основе сопоставления информации о содержании незамерзшей влаги в мерзлых почвах с данными об основной гидрофизической характеристике талых почв. Исходя из (1.7.1), влажность W_2 при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг должна быть равна величине $W_{НЗ}^{-1,25}$ при $T = -1,25\text{ }^{\circ}\text{C}$. На рис. 1.7.3 изображена зависимость между W_2 и $W_{НЗ}^{-1,25}$. Как видно, отклонение от теоретической $W_2 = W_{НЗ}^{-1,25}$ не столь значительное. Среднеквадратическая ошибка определения $W_{НЗ}$ по выражению (1.7.2) в данном случае составляет $+0,7\%$ от массы. То есть практически соответствует погрешности измерения содержания незамерзшей влаги, которая в нашем случае составляла $+1\%$. Этот результат еще раз подтверждает приемлемость использования соотношения (1.7.1) для описания зависимости $W_{НЗ} = f(T)$.

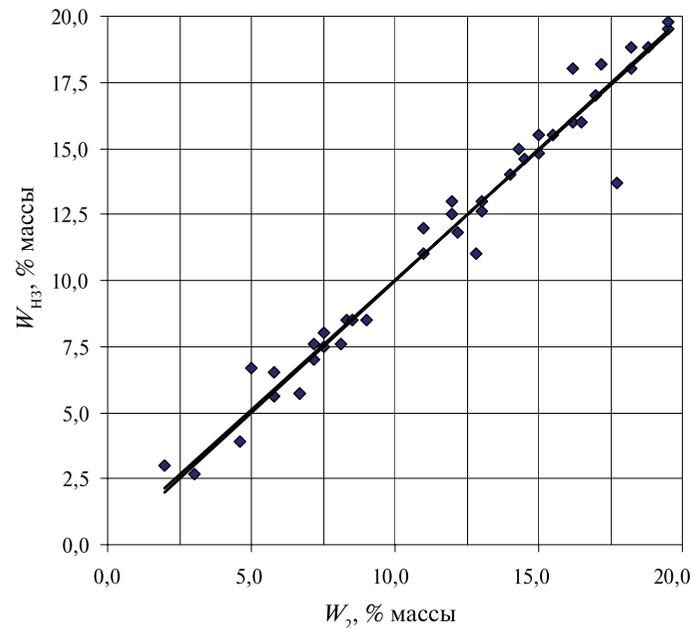


Рис. 1.7.3. Связь между содержанием незамерзшей влаги (W_{H3} , процент от массы) при $T = -1,25$ °C и W_2 при $\psi = -1500$ Дж/кг

При выполнении экспериментальных исследований установлено, что количество незамерзшей влаги зависит не только от температуры почвы, но и от величины общего влагосодержания [68]. О характере зависимости W_{H3} от величины общей влажности W до сих пор не существует единого мнения.

В одних работах получены результаты, свидетельствующие об отсутствии такой зависимости [57], в других экспериментально доказано ее существование [68]. При этом вид этой зависимости, как правило, характеризуется ростом содержания незамерзшей влаги с увеличением W . Однако получены отдельные данные, которые указывают на существование максимума в связи $W_{H3} = f(W)$ [37].

Такая неопределенность относительно зависимости $W_{H3} = f(W)$ потребовала проведения нами соответствующих экспериментальных исследований. Определение содержания незамерзшей влаги выполнялось калориметрическим методом. Контроль за температурой воды в калориметре осуществлялся термометром Бекмана, имеющего погрешность измерения $T \pm 0,01$ °C. С целью уменьшения инструментальной ошибки измерения W_{H3} опыты проводились при постоянной температуре окружающей среды.

Предварительно была определена зависимость погрешности определения содержания незамерзшей влаги от льдистости L . Эта погрешность пропорциональна количеству тепла, отдаваемого стенками калориметра воде при ее охлаждении в процессе таяния льда. От величины льдистости зависит разница между начальной и конечной температурой воды в калориметре и, соответственно, величина этого тепла.

Оказалось, что при использовании калориметра со стеклянной колбой объемом 1000 см^3 и образца почвы объемом 100 см^3 абсолютная погрешность измерения W_{H3} при изменении льдистости на 10 % объема, составляет 1 %. Неучет ее может привести к получению ложной зависимости $W_{H3} = f(W)$, характеризующейся непрерывным ростом W_{H3} с увеличением W .

Без учета ошибки, связанной с различием влагосодержания образцов почвы, погрешность измерения W_{H3} в нашем случае составила $\pm 0,15$ % объема. Это значение было получено в результате многократного определения содержания незамерзшей влаги в одном и том же образце почвы при одной и той же температуре выдержки его в термостате. Длительность выдержки составляла трое суток.

Собственно опыты по определению зависимости $W_{H3} = f(W)$ проводились при температуре -1 °C на образцах трех типов почвы: легкосуглинистого южного чернозема, тяжелого суглинка и тяжелосуглинистого типичного чернозема. При этом на протяжении всех опытов использовались одни и те же образцы с почвой, но с различной степенью влагосодержания. Перерыв между процедурами дополнительного увлажнения почвы и определения W_{H3} составлял около месяца. Такая длительность обусловлена стремлением получить равномерное распределение влажности в образце почвы.

На рис. 1.7.4 показаны полученные зависимости для температуры -1 °C. Все они характеризуются наличием максимума в содержании незамерзшей влаги. У типичного чернозема и тяжелого суглинка разница между минимальным и максимальным значениями достигает 3 % объема, что гораздо выше погрешности определения этой характеристики и не может быть ее следствием.

В работе [68] рост содержания незамерзшей влаги с увеличением объясняется набуханием почвы и, соответственно, ростом величины связанной влаги.

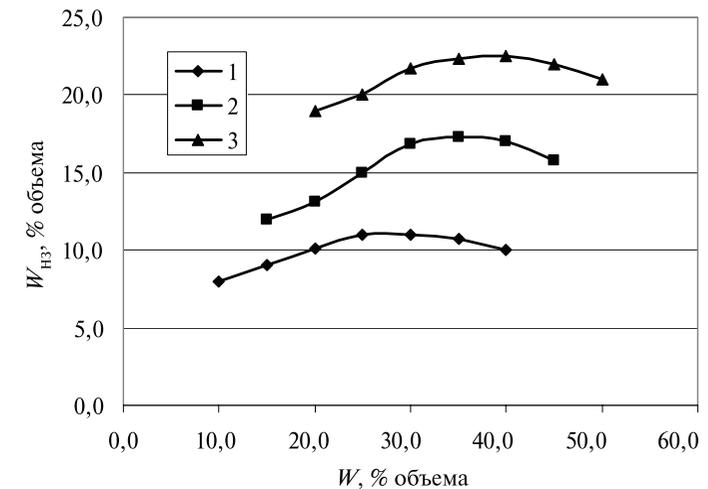


Рис. 1.7.4. Зависимость содержания незамерзшей влаги (W_{H3}) при $T = -1,0$ °C от общего влагосодержания (W , % объема). 1 — чернозем южный легкосуглинистый; 2 — тяжелый суглинок; 3 — типичный тяжелосуглинистый чернозем

Однако с этих позиций невозможно объяснить наличие максимума в зависимости $W_{H3} = f(W)$, полученного нами и в работе [37].

Объяснение этого явления может быть основано на гипотезе о существовании жидкой пленки на поверхности ледяных кристаллов. В этом случае содержание незамерзшей влаги складывается из влаги, адсорбированной частицами почвы, и влаги, находящейся на поверхности льда.

Будем считать, что в состоянии термодинамического равновесия твердой и жидкой фаз толщина водной пленки, разделяющей частицы почвы и кристаллы льда, равна толщине пленки на частицах почвы, не контактирующих со льдом. Это предположение основано на получении одинаковых результатов при измерении содержания незамерзшей влаги калориметрическим способом и по температуре замерзания [73]. В первом из них обычно реализуется случай, когда практически вся талая влага находится в промежутках между частицами почвы и льдом, так как определение W_{H3} проводится при полном насыщении образцов почвы влагой. Во втором способе лишь незначительная часть талой влаги контактирует со льдом.

С учетом этого предположения содержание незамерзшей влаги можно представить в виде:

$$W_{H3} = h_{\Pi} S_{\Pi} + h_{Л} S_{Л}, \quad (1.7.2)$$

где h_{Π} , S_{Π} — толщина водной пленки на поверхности частиц почвы и ее удельная поверхность; $h_{Л}$, $S_{Л}$ — толщина водной пленки на свободной поверхности кристаллов льда и величина этой поверхности.

Величину поверхности кристаллов льда, граничащую с воздухом, упрощенно можно оценить исходя из следующих соображений.

Во-первых, она пропорциональна удельной поверхности почвы со свободной пористостью равной $(P - W)$, то есть поверхности пор, свободных от влаги.

Во-вторых, $S_{Л}$ пропорциональна величине льдистости L . С учетом вышесказанного для определения $S_{Л}$ используем следующее соотношение:

$$S_{Л} = \frac{(P - W)L}{P^2}. \quad (1.7.3)$$

Введя дополнительно коэффициент ζ , равный $h_{Л} / h_{\Pi}$, и учитывая, что произведение $h_{\Pi} \cdot S_{\Pi}$ равно содержанию незамерзшей влаги, определяемому при полном влагонасыщении почвы (обозначим его как W_{H30}), получаем выражение для расчета W_{H3} в виде:

$$W_{H3} = W_{H30} \left[1 + \frac{\zeta(P - W)L}{P^2} \right]. \quad (1.7.4)$$

Определим, при каком значении W величина W_{H3} принимает максимальное значение. Для этой цели продифференцируем выражение (1.7.4) по W и, приравняв его к нулю, предварительно заменим L на $(W - W_{H3})$. В результате получаем:

$$W_{MAX} = \frac{P + W_{H3}^{MAX}}{2}. \quad (1.7.5)$$

Сопоставление расчетных значений W_{MAX} с экспериментальными показывает их сходимость. Так, например, для типичного чернозема с общей пористостью, равной 0,52, и $W_{H3}^{MAX} = 0,22$ долей объема расчетная W_{MAX} равна 0,37, а экспериментальная — 0,38 долей объема, то есть практически совпадает с полученной выше. Этот результат говорит о приемлемости нашей методики учета жидкой пленки на поверхности кристаллов льда при определении содержания незамерзшей влаги.

Сделаем оценку параметра ζ , равного отношению $h_{Л} / h_{\Pi}$. Для этой цели приведем выражение (1.7.4) к виду:

$$\zeta = \frac{h_{Л}}{h_{\Pi}} = \frac{P^2(W_{H3} - W_{H30})}{W_{H30}W(P - W)}. \quad (1.7.6)$$

Результаты расчета дают следующие значения ζ : для типичного тяжелосуглинистого чернозема — 1,8; для тяжелого суглинка — 1,2; легкосуглинистого южного чернозема — 0,5. Согласно работе [3] толщина водной пленки в мерзлых почвах перечисленных выше типов при $T = -1$ °C находится в пределах 6–8, 8–10, 25–40 Å (ангстрем) соответственно. Используя полученные значения ζ и h_{Π} , оценим толщину пленки воды на свободной поверхности кристаллов льда. В результате расчета $h_{Л}$ получается равной около 12 Å. Это значение соответствует теоретическим выводам [73], где величина $h_{Л}$ при $T = -1$ °C оценивается лежащей в диапазоне 10–20 Å. Таким образом, полученные данные о зависимости содержания незамерзшей влаги от общего влагосодержания почвы не противоречат гипотезе о существовании жидкой пленки на поверхности кристаллов льда.

При выводе соотношения (1.7.4) мы исходили из предположения о том, что фазовые превращения в почве начинаются при влажности, равной содержанию незамерзшей влаги, определяемой при полном влагонасыщении. Однако, как следует из экспериментальных зависимостей $W_{H3} = f(W)$ (рис. 1.7.4), величина W_{H3} при W , близкой к полному насыщению, выше, чем при $W_{H3} = W$. Это отличие, по-видимому, связано с упомянутым выше эффектом набухания при возрастании влажности.

Из анализа полученных результатов следует, что неучет зависимости содержания незамерзшей влаги от общего увлажнения может привести к ошибке определения W_{H3} , равной +10 % от ее величины. Насколько это существенно, можно выяснить лишь при практических расчетах миграции и инфильтрации влаги в мерзлых почвах.

Полученные выше результаты относятся к незасоленным почвам. Однако на содержание незамерзшей влаги существенно влияет осмотическое давление раствора. Осмотическая составляющая термодинамического потенциала определяется в соответствии с законом Вант Гоффа для слабых растворов:

$$\Psi_{OC} = -\frac{C}{M_p} R \cdot T_{ABC}, \quad (1.7.7)$$

где M_p — молекулярный вес растворенного вещества; R — газовая постоянная; C — концентрация раствора.

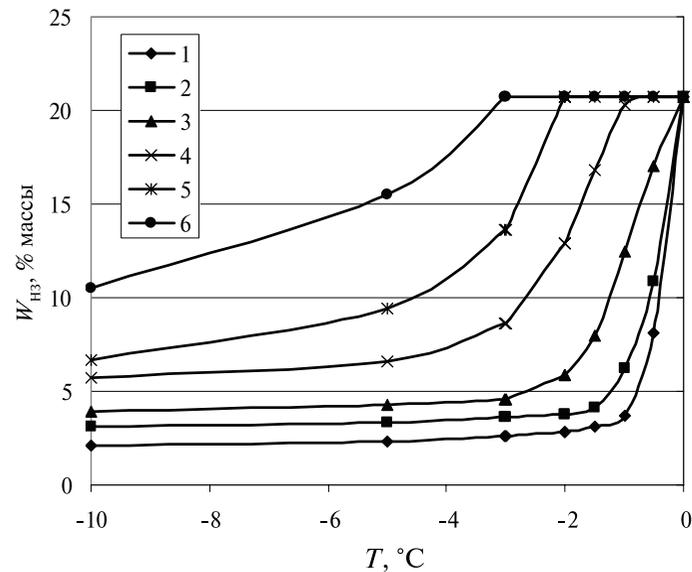


Рис. 1.7.5. Зависимость содержания незамерзшей влаги в песке от температуры и концентрации порового раствора исходного талого грунта. Начальная концентрация порового раствора: 1 — 0,0 моль/л; 2 — 0,01 моль/л; 3 — 0,1 моль/л; 4 — 0,3 моль/л; 5 — 0,5 моль/л; 6 — 1,0 моль/л

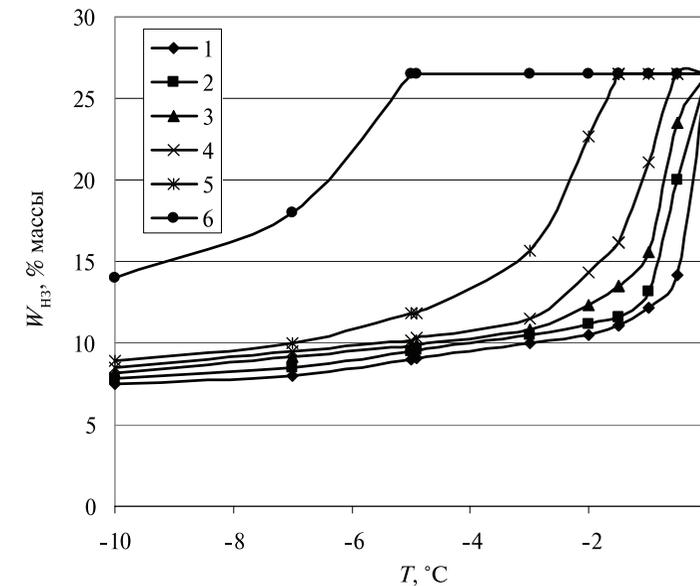


Рис. 1.7.6. Зависимость содержания незамерзшей влаги в суглинке от температуры и концентрации порового раствора исходного талого грунта. Начальная концентрация порового раствора: 1 — 0,0 моль/л; 2 — 0,01 моль/л; 3 — 0,1 моль/л; 4 — 0,3 моль/л; 5 — 0,5 моль/л; 6 — 1,0 моль/л

Основываясь на формуле (1.7.1), получаем:

$$L \frac{(T_{\text{АБС}} - T_0)}{T_{\text{АБС}}} = \psi_2 \left(\frac{W_2}{W_{\text{H3}}} \right)^\gamma + \frac{C_0 W}{W_{\text{H3}} M_{\text{P}}} R \cdot T_{\text{АБС}}, \quad (1.7.8)$$

где C_0 — исходная концентрация порового раствора.

При выводе уравнения (1.7.8) мы учли, что в процессе фазовых превращений концентрация порового раствора изменяется в соответствии с равенством:

$$C = \frac{C_0 W}{W_{\text{H3}}}. \quad (1.7.9)$$

Уравнение (1.7.8) представляет общую формулу для расчета содержания незамерзшей воды в мерзлых засоленных почвах. Сложность расчета по данной формуле состоит в том, что она трансцендентная. Поэтому можно предложить приближенную, более простую формулу:

$$W_{\text{H3}} = W_3 + (P - W_3) \frac{T_{\text{H}}}{T}, \quad (1.7.10)$$

где T , T_{H} — текущая температура и температура начала замерзания порового раствора (°C), определяемая по выражению:

$$T_{\text{H}} = -1,25 \left(\frac{W_2}{W} \right)^\gamma - 1,884 C_0, \quad (1.7.11)$$

где C_0 — молярная концентрация раствора.

На рис. 1.7.5 и 1.7.6 приведены экспериментальные данные исследования зависимости содержания незамерзшей влаги в песке и суглинке от исходной концентрации порового раствора [53]. Перед проведением замораживания образцы с грунтом искусственно насыщались раствором KCl различной концентрации.

Как видно из полученных результатов, влияние степени засоления почв и грунтов на содержание незамерзшей влаги весьма существенно.

плового и водного режимов почв в зимний и весенний периоды. Поэтому в целях создания надежной экспериментальной базы для проверки таких моделей были выполнены детальные экспериментальные исследования процессов миграции влаги, результаты которых описаны в данной главе.

2.1.1. Установка для экспериментального исследования процессов тепловлагопереноса в промерзающих почвах и грунтах

Физическое моделирование процессов миграции и инфильтрации влаги в промерзающих и оттаивающих почвах и грунтах проводилось на установке, конструкция которой изображена на рис. 2.1.1.

Установка состоит из камеры (18), в которой устанавливается монолит почвы (17), систем регулирования уровня грунтовых вод и температуры на верхнем и нижнем торцах монолита, а также приборов регистрации влажности, температуры и потока влаги, мигрирующей при промерзании и инфильтрации. В зависимости от условий проведения опытов, а также от макроструктуры почвы использовались однотипные камеры с монолитами почвы диаметром 15, 30 и 50 см. Камеры

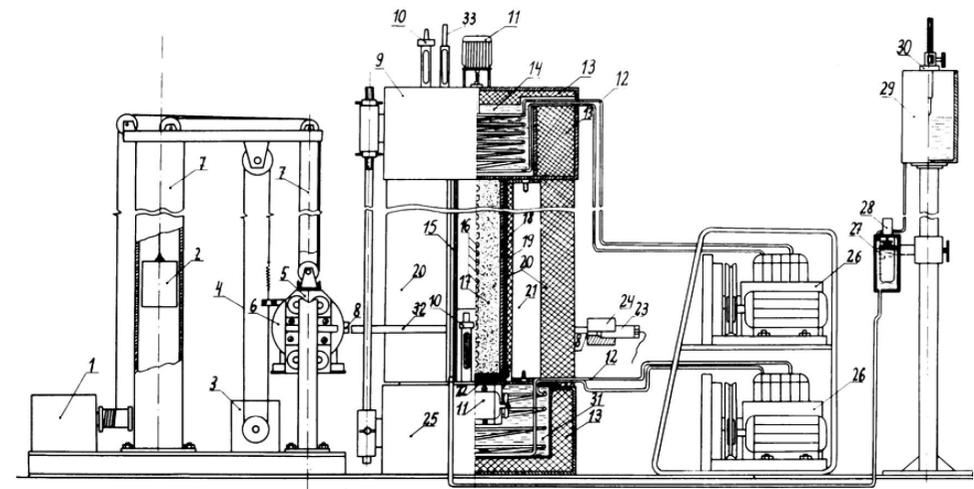


Рис. 2.1.1. Установка для исследования процессов тепловлагопереноса в почве:
 1 — двигатель с редуктором; 2 — свинцовый противовес; 3 — реохордный высотмер;
 4 — тросик высотмера; 5 — каретка подъемника; 6 — свинцовый контейнер с изотопом;
 7 — направляющие стойки; 8 — коллиматор; 9 — верхний термостат; 10 — электро-
 контактный регулирующий термометр; 11 — электродвигатель с мешалкой; 12 — медные
 трубопроводы; 13 — термоизоляция; 14 — антифриз; 15 — водомерная трубка;
 16 — термопары; 17 — монолит с почвой; 18 — корпус контейнера монолита с почвой;
 19 — теплоизоляционная прокладка; 20 — теплоизоляция монолита; 21 — дюралевые
 стержни; 22 — фильтр; 23 — сцинтилляционный детектор; 24 — коллиматор;
 25 — нижний термостат; 26 — холодильные агрегаты; 27 — водорегулирующий бак;
 28 — электромагнитный водяной клапан; 29 — водомерный бак; 30 — уровнемер;
 31 — трансформаторное масло; 32 — кронштейны детектора; 33 — контрольный термометр

ГЛАВА 2. ФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И ВЛАГО-ОБМЕНА В ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

2.1. Физическое моделирование процесса миграции влаги в промерзающих почвах и грунтах

Физическое моделирование процессов миграции в промерзающих почвах и грунтах является важнейшим этапом решения задач, связанных с расчетами теплового и водного режима почв в зимний период. Лишь на этом этапе исследований можно получить детальную информацию о динамике профилей температуры и влажности почв в ходе промерзания.

В дальнейшем полученные результаты могут быть использованы для уточнения того или иного механизма миграции влаги, для оценки макроскопических закономерностей поведения воды в почвах в зависимости от различных факторов, а также стать основой для сопоставления результатов физического и математического моделирования.

Основной целью наших экспериментальных исследований было получение качественной и количественной информации о миграции влаги в промерзающих почвах и грунтах, необходимой для реализации феноменологического подхода, основанного на описании этих процессов с помощью дифференциальных уравнений переноса тепла и влаги.

Несмотря на обширный опубликованный экспериментальный материал по данному вопросу [47; 49; 53], полученная информация, как правило, или не полная, или не может быть использована при разработке математических моделей. Так, в ряде публикаций отсутствуют краевые условия проведения опытов, не указаны водно-физические характеристики используемых образцов почв. В то же время при решении дифференциальных уравнений переноса тепла и влаги знание их крайне необходимо.

Следует также отметить, что условия проведения опытов, описанных в работах [47; 53], были далеки от реальных, наблюдаемых в природе. Кроме того, опыты проводились на образцах почвы, которые имели относительно небольшие размеры и не позволяли учитывать влияние макроструктуры почвы на процессы миграции и инфильтрации. Длительность проведения опытов составляла сутки или даже часы. Это также затрудняет использование полученных результатов в качестве исходных при разработке математических моделей формирования те-

состоят из двух полуцилиндров высотой 120 см, которые крепятся между собой болтами. Полуцилиндры по вертикали имеют ряд закрывающихся люков, служащих для контрольного отбора образцов почвы на влажность и отверстий для установки датчиков температуры. Температура в теле монолита измеряется термопарами (16), расположенными по вертикали на расстоянии 5 см друг от друга и 10 см от стенки камеры. Камера устанавливается на поддон с решеткой и обратным фильтром. В поддоне расположен патрубок для подачи воды на монолит.

Патрубок при помощи трубопровода соединен с системой регулирования уровня воды в монолите, которая состоит из измерительной (29) и промежуточной (27) емкостей, электромагнитного клапана (28), позиционных датчиков и блока автоматики. При понижении уровня воды в монолите снижается и уровень в промежуточной емкости, что приводит к размыканию электрической цепи между позиционными иглами датчика. Блок автоматики срабатывает и включает электромагнитный клапан, посредством которого подается вода из измерительной в промежуточную емкость. Оттуда она поступает снизу в монолит и мигрирует к фронту промерзания. Объем поступившей в промежуточную емкость воды измеряется при помощи калиброванного мерного устройства.

Фиксация уровня воды в монолите производится по специальному водомерному стеклу (15). Соотношение площадей поперечного сечения измерительной емкости и монолита почвы подобрано таким образом, что объем воды, расходуемой на миграцию, измеряется с точностью $\pm 0,01$ мм слоя.

Описанное подпитывающее устройство используется также при проведении опытов по инфильтрации талой влаги. В этом случае с помощью его поддерживается постоянный слой воды на поверхности почвы и регистрируется количество впитавшейся влаги.

Камера с монолитом почвы и поддоном устанавливается между верхним (9) и нижним (25) термостатами. Термостаты представляют собой две соосные емкости, промежуток между которыми заполнен пенопластом (13), а внутренняя емкость залита антифризом (14). Охлаждение антифриза осуществляется путем прохождения по змеевику (12) хладонотителя. Термостатирующие устройства снабжены электромешалкой (11), нагревателем, регулирующим (10) и контрольным (33) термометрами. Хладонотитель охлаждается с помощью двух фреоновых холодильных агрегатов ФАК-1.5 (26). При понижении температуры антифриза ниже заданной подается сигнал от регулирующего электроконтактного термометра, срабатывает блок автоматики и включается нагреватель, который подогревает жидкость до заданной температуры. После этого нагреватель отключается, и весь цикл регулирования повторяется вновь. Термостатирование позволяет поддерживать заданную температуру антифриза в диапазоне от $+20$ до -25 °С с погрешностью $0,1$ °С.

Для уменьшения потоков тепла через боковую поверхность монолита почвы используется теплозащита из пенопласта (20), армированного дюралевыми стрижнями (21), имеющими тепловой контакт с верхним и нижним термостатами. Это позволяет охлаждать теплоизоляцию и тем самым уменьшать боковые температурные градиенты в процессе промерзания почвы.

Контроль за влажностью почвы в процессе опыта осуществляется с помощью устройства для горизонтального гамма-просвечивания. Оно состоит из соединенных металлическими дугами (32) блоков источника цезия-137 (Cs-137) (6)

и сцинтилляционного детектора (23), помещенных в свинцовые контейнеры с соосными коллимационными отверстиями. Данное устройство перемещается по вертикали относительно монолита почвы с помощью дистанционно управляемых электродвигателей.

Расстояние от верхнего среза монолита до горизонта, на котором определяется влажность, осуществляется с помощью реохордного датчика, являющегося плечом моста сопротивлений. Сопротивление обмотки датчика изменяется при перемещении устройства. Сигнал с моста подается на цифровой вольтметр.

Предусмотрена также возможность непрерывной записи профиля влажности на двухкоординатный самописец ПДП4-003. При этом самописец одновременно регистрирует координату горизонта, на котором измеряется влажность и интенсивность гамма-излучения, информация о которой поступает с комплекса аппаратуры ЭВУ-1-4. Непрерывное перемещение устройства гамма-просвечивания вдоль монолита почвы осуществляется со скоростью, регулируемой в диапазоне от 2,5 до 300 см/ч. Регулировка скорости производится с помощью специального редуктора.

Основные технические характеристики установки для исследования процессов миграции и инфильтрации влаги следующие:

1. Диапазон рабочих температур на торцах монолита $+20$ до -25 °С.
2. Погрешность термостатирования рабочей жидкости в термостатах $\pm 0,1$ °С.
3. Наибольшая высота монолита почвы — 1,2 м.
4. Наибольшая площадь поперечного сечения монолита почвы — $0,2$ м².
5. Амплитуда изменения уровня грунтовых вод в монолите $0-1,2$ м.
6. Погрешность измерения влажности — $0,01$ долей объема.
7. Погрешность измерения температуры почвы — $0,1$ °С.
8. Погрешность измерения количества воды, расходуемой на подпитку монолита — $0,01$ мм слоя.
9. Погрешность регистрации вертикальной координаты — $0,2$ см.

2.1.2. Теоретические основы и выбор оптимальных условий измерения плотности и влажности почв методом гаммаскопии

Одним из важнейших параметров, который необходимо измерять при изучении процессов тепловлагопереноса в почвах, является влажность. В настоящее время наиболее перспективным методом ее измерения, не нарушающим структуру почвы, является метод гамма-просвечивания [53; 60; 66]. Метод основан на изменении интенсивности поглощения монохроматического пучка гамма-излучения почвой в зависимости от ее влажности и плотности. Закон поглощения гамма-квантов описывается уравнением вида:

$$I = I_0 \exp[-(\rho_{\text{п}} m_{\text{п}} + \rho_{\text{в}} m_{\text{в}} W) X_{\text{п}}], \quad (2.1.1)$$

где $X_{\text{п}}$ — толщина просвечиваемого слоя почвы; $\rho_{\text{п}}$, $\rho_{\text{в}}$ — соответственно плотности почвы и воды; $m_{\text{п}}$, $m_{\text{в}}$ — массовые коэффициенты поглощения гамма-излучения почвой и водой; I_0 — число регистрируемых гамма-квантов при отсутствии колонки с почвой; W — объемная влажность почвы.

В практике выражение используется следующим образом. В начале опыта независимым способом, например весовым, определяется влажность W_H и регистрируется скорость счета гамма-квантов I_H . Затем, измеряя I для любого последующего момента времени и составляя отношение I / I_H , находим величину влажности W по уравнению:

$$W = W_0 - \frac{\ln(I / I_0)}{\rho_B m_B X_{\Pi}}. \quad (2.1.2)$$

Если в процессе опыта плотность почвы меняется, а это может происходить при развитии явлений пучения или набухания, то приведенный метод определения влажности приобретает дополнительную погрешность. Чтобы исключить эту погрешность и одновременно проследить за динамикой плотности почвы, используется метод гамма-просвечивания с двумя источниками монохроматического излучения [60]. Применение второго источника позволяет получить систему двух уравнений, подобных (2.1.2). Решая ее, получаем:

$$W = \frac{m_{\Pi 1} \ln(I_2 / I_{02}) - m_{\Pi 2} \ln(I_1 / I_{01})}{X_{\Pi} (m_{B1} m_{\Pi 2} - m_{\Pi 1} m_{B1})}, \quad (2.1.3)$$

$$\rho_{\Pi} = \frac{m_{B2} \ln(I_1 / I_{01}) - m_{B1} \ln(I_2 / I_{02})}{X_{\Pi} (m_{B1} m_{\Pi 2} - m_{\Pi 1} m_{B1})}, \quad (2.1.4)$$

где индексы 1, 2 относятся, соответственно, к первому и второму типу источников. Как видно из (2.1.3) и (2.1.4), однозначное решение системы возможно лишь при условии:

$$m_{B1} m_{\Pi 2} - m_{\Pi 1} m_{B2} \neq 0 \quad (2.1.5).$$

Из ядерной физики известно, что основной вклад в поглощение гамма-квантов веществом вносят фотоэффект, комптон-эффект и эффект образования пар. Последний начинает сказываться лишь при больших энергиях гамма-квантов. Источники излучения с такими энергиями в наших исследованиях не применяются. Поэтому коэффициент поглощения можно записать в виде:

$$m = m_{\Phi} + m_K, \quad (2.1.6)$$

где m_{Φ} , m_K — соответственно вклад фотоэффекта и комптон-эффекта в коэффициент поглощения гамма-квантов веществом:

Известно, что

$$m_{\Phi} = K_1 \frac{Z^5}{E_{\gamma}^3}, \quad m_K = K_2 \frac{Z}{E_{\gamma}}, \quad (2.1.7)$$

где Z — эффективный заряд ядер исследуемого вещества; E_{γ} — энергия гамма-квантов; K_1 , K_2 — коэффициенты пропорциональности.

Подставляя (2.1.7) в (2.1.6), а затем (2.1.6) в выражение (2.1.8), получаем:

$$\left(K_1 \frac{Z_B^5}{E_{\gamma 1}^3} + K_2 \frac{Z_B}{E_{\gamma 1}} \right) \left(K_1 \frac{Z_{\Pi}^5}{E_{\gamma 2}^3} + K_2 \frac{Z_{\Pi}}{E_{\gamma 2}} \right) -$$

$$- \left(K_1 \frac{Z_{\Pi}^5}{E_{\gamma 1}^3} + K_2 \frac{Z_{\Pi}}{E_{\gamma 1}} \right) \left(K_1 \frac{Z_B^5}{E_{\gamma 2}^3} + K_2 \frac{Z_B}{E_{\gamma 2}} \right) \neq 0. \quad (2.1.8)$$

При анализе выражения (2.1.8) можно заметить, что оно действительно лишь в том случае, когда выбранные источники, или хотя бы один из них, обладают энергиями гамма-квантов, для которых существенны оба эффекта поглощения (так, использование в качестве пары источников Co-60 и Cs-137 не даст положительного результата). Это следует из того, что в поглощение водой и почвой гамма-квантов, испускаемых этими изотопами, основной вклад вносит комптон-эффект. При этом выражение (2.1.8) становится равенством, и следовательно, уравнения системы (2.1.3–2.1.4) тождественны.

Выбрав в качестве источников изотопы Cs-137 и америция-241 (Am-241), получим выполнение неравенства (2.1.8), так как энергия излучения Am-241 лежит в области фотоэффекта, а Cs-137 — комптон-эффекта.

При использовании метода гамма-просвечивания важно оценить оптимальные условия проведения экспериментов, то есть определить толщину исследуемого слоя почвы, при которой погрешность измерения влажности была бы минимальной. Точность измерения влажности, без учета аппаратной погрешности, определяется среднеквадратической погрешностью измерения скорости счета I , которая равна $\pm \sqrt{I}$. Соответствующее изменение влажности при изменении скорости счета на величину, равную $\pm \sqrt{I}$, определяется из выражения [66]:

$$\delta W = \pm \frac{1}{\rho_B m_{\Pi} X_{\Pi} \sqrt{I}}. \quad (2.1.9)$$

Эта формула определяет точность измерения влажности при заданной погрешности измерения скорости счета и толщине образца почвы. Как следует из ее анализа, увеличение толщины образца почвы способствует уменьшению погрешности измерения влажности. Одновременно возрастание X_{Π} приводит к уменьшению скорости счета I , что в свою очередь увеличивает δW . Таким образом, существует оптимальное значение $X_{\Pi 0}$, при котором δW будет минимальной.

В работе [66] на основе соотношения (2.1.9) определяется $X_{\Pi 0}$. Для этой цели выражение (2.1.1) подставляется в (2.1.9), которое затем дифференцируется по X_{Π} и приравнивается к 0. В результате получено:

$$X_{\Pi 0} = \frac{2}{\rho_{\Pi} m_{\Pi} + \rho_B m_B W}. \quad (2.1.10)$$

Однако выражение (2.1.10) действительно, когда расстояние между детектором и источником излучения зафиксировано, то есть I_0 постоянна. В практике это расстояние меняется в зависимости от толщины просвечиваемого слоя почвы. В этом случае в формуле (2.1.11) можно определить следующим образом:

$$I_0 = M \frac{A}{(a + X_{\Pi})^2}, \quad (2.1.11)$$

где M — коэффициент пропорциональности, учитывающий поглощение излучения в стенках источника и контейнера, геометрию излучения и регистрации,

а также эффективность регистрации; A — активность источника; a — разница между расстоянием от источника до детектора и толщиной почвенной колонки.

Величина a определяется условиями эксперимента, например необходимой толщиной теплоизоляции при проведении опытов по промораживанию почвы.

Подставляя (2.1.11) в формулу (2.1.1) и используя вышеописанную процедуру получения $X_{\text{п0}}$, находим более точное выражение для определения оптимальной толщины почвенной колонки в виде:

$$X_{\text{п0}} = \sqrt{\frac{a^2}{4} + \frac{2a}{\rho_{\text{п}} m_{\text{п}} + \rho_{\text{в}} m_{\text{в}} W}} - \frac{a}{2}. \quad (2.1.12)$$

Используя массовые коэффициенты ослабления $m_{\text{п}}$, $m_{\text{в}}$, а также средние значения $\rho_{\text{п}}$, Кинг [66] нашел, что в диапазоне изменения влажности от 0 до полного насыщения величина $X_{\text{п0}}$, рассчитанная по формуле (2.1.10), находится в пределах 14,5–21 см для Cs-137 и 4,5–6 см для Am-241. Вычисляя $X_{\text{п0}}$ по нашей формуле (2.1.12) и приняв $a = 10$ см, находим, что $X_{\text{п0}}$ составляет 7,8–10,3 для Cs-137 и 3,3–4,2 см для Am-241, то есть существенно меньше.

Аналогично (2.1.9) можно выполнить оценку точности измерения влажности и плотности в методе с двумя источниками:

$$\delta W = \frac{\pm m_{\text{п1}} / \sqrt{I_1} \pm m_{\text{п2}} / \sqrt{I_2}}{X_{\text{п}} (m_{\text{в1}} m_{\text{п2}} - m_{\text{п1}} m_{\text{в1}})}, \quad (2.1.13)$$

$$\delta \rho_{\text{п}} = \frac{\pm m_{\text{в1}} / \sqrt{I_1} \pm m_{\text{в2}} / \sqrt{I_2}}{X_{\text{п}} (m_{\text{в1}} m_{\text{п2}} - m_{\text{п1}} m_{\text{в1}})}. \quad (2.1.14)$$

Используя первое уравнение системы (2.1.13), находим оптимальную толщину колонки для этого метода в виде:

$$\frac{b_1 \frac{m_{\text{п2}}}{m_{\text{п1}}} \sqrt{\frac{A_2}{A_1}} \exp(X_{\text{п0}} b_1 / 2) + b_2 \exp(X_{\text{п0}} b_2 / 2)}{\frac{m_{\text{п2}}}{m_{\text{п1}}} \sqrt{\frac{A_2}{A_1}} \exp(X_{\text{п0}} b_1 / 2) + \exp(X_{\text{п0}} b_2 / 2)} = \frac{2a}{X_{\text{п0}} (X_{\text{п0}} + a)}, \quad (2.1.15)$$

где $b_1 = m_{\text{п1}} \rho_{\text{п}} + m_{\text{в1}} \rho_{\text{в}} W$, $b_2 = m_{\text{п2}} \rho_{\text{п}} + m_{\text{в2}} \rho_{\text{в}} W$.

Уравнение (2.1.15) трансцендентное и решается графически. Для изотопов Cs-137 и Am-241 с активностью $A_1 = 25$ мкюри (Cs-137) и $A_2 = 350$ мкюри (Am-241), при $a = 10$ см, $X_{\text{п0}} = 6$ –8 см. На рис. 2.1.2 показана зависимость отношения погрешности измерения влажности при $X_{\text{п0}}$ к погрешности измерения при других значениях $X_{\text{п}}$ от величины $X_{\text{п0}}$. При этом величина a принималась равной 10 см.

Как следует из рис. 2.1.2, увеличение толщины монолита с почвой от 10 до 50 см увеличивает погрешность измерения влажности при использовании Cs-137 в 5 раз. Это можно компенсировать согласно выражению (2.1.9) увеличением времени экспозиции регистрации гамма-квантов или мощности источника в 25 раз. Последнее не всегда возможно. Так, при использовании непрерывной регистрации вертикального профиля влажности на двухкоординатный самописец время

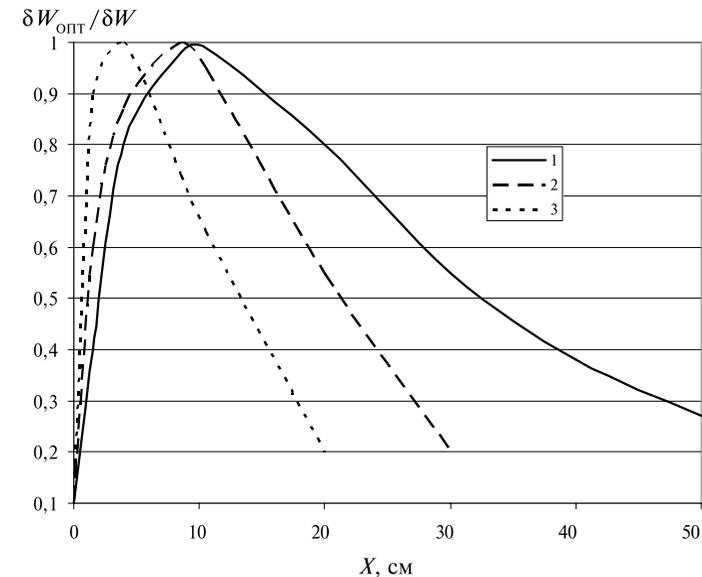


Рис. 2.1.2. Зависимость относительной погрешности измерения влажности ($\delta W_{\text{опт}}/\delta W$) методом гаммаскопии от толщины просвечиваемого слоя почвы. 1 — для источника излучения Cs-137; 2 — для Am-241; 3 — для метода с двумя источниками Cs-137 и Am-241

экспозиции лимитируется скоростью движения установки гамма-просвечивания вдоль монолита. Поэтому непрерывная запись использовалась нами лишь в экспериментах с монолитами почвы толщиной 15 см, то есть близкой к оптимальной.

Используя выражения (2.1.9) и (2.1.13), можно сделать оценку теоретической погрешности измерения влажности и плотности в методах с одним и двумя источниками излучения. Для этой цели воспользуемся следующими исходными данными: $m_{\text{в1}} = 0,085$ см²/г (Cs-137); $m_{\text{в2}} = 0,2$ см²/г (Am-241); $m_{\text{п1}} = 0,075$ см²/г; $m_{\text{п2}} = 0,27$ см²/г; $X_{\text{п}} = 20$ см. Величина $\sqrt{I_1}/I_1$ определяет относительную среднеквадратическую погрешность регистрации гамма-излучения. Реальная величина этой погрешности равна 2%. Подставляя эти данные в формулы (2.1.9) и (2.1.13), находим для метода с одним источником (Cs-137) $\delta W = 0,006$ долей объема, а для метода с двумя источниками $\delta W = 0,022$ долей объема и $\delta \rho_{\text{п}} = 0,018$ г/см³.

Практика использования метода гамма-просвечивания показала, что реальная погрешность измерения влажности лежит в пределах 0,005–0,01 долей объема, тот есть близка к теоретической. Оценка реальной погрешности производилась нами двумя способами. Во-первых, путем сопоставления результатов определения влажности методом гамма-просвечивания с весовым. Во-вторых, использовались данные по моделированию процесса миграции при постоянном уровне грунтовых вод. При этом сравнивалось количество влаги, мигрирующей к фронту промерзания, измеряемое с помощью подпитывающего устройства, с изменением влагозапаса в почвенной колонке, получаемого методом гаммаскопии. Такие сопоставления позволили, наряду с оценкой погрешности измерения, получить более реальные, чем табличные, значения коэффициентов поглощения $m_{\text{в}}$ и $m_{\text{п}}$.

2.1.3. Результаты экспериментов по физическому моделированию процесса миграции влаги в промерзающих почвах и грунтах

Физическое моделирование процессов миграции влаги к фронту промерзания требует создания условий проведения опытов, максимально приближенных к естественным. Поэтому опыты по исследованию этого процесса производились в трех вариантах:

- при постоянном уровне грунтовых вод в монолите почвы;
- при свободном понижении уровня воды, вызванном расходом влаги, мигрирующей к фронту промерзания;
- при отсутствии в монолите почвы насыщенной зоны.

Моделирование производилось как на реальных почвах ненарушенной структуры, так и на модельной среде. В качестве последней использовался мелкозернистый песок плотностью $1,6 \text{ г/см}^3$.

Была проведена серия из 20 опытов при различных граничных температурных условиях и различной исходной влажности почвы. При моделировании с наличием уровня грунтовых вод исходный профиль влажности устанавливался равновесным. При отсутствии в монолите почвы полностью насыщенной зоны начальный профиль был тот же, что и в полевых условиях, то есть в период отбора монолита.

Первые опыты по моделированию процесса миграции влаги проводились на модельной среде, на экспериментальной установке (рис. 2.1.1), еще не оборудованной устройством горизонтального гамма-просвечивания почвенной колонки. Влажность в ходе эксперимента определялась путем отбора проб из тела монолита с почвой через специальные герметично закрываемые люки диаметром 10 мм, расположенные через 5 см по высоте контейнера.

Рассмотрим результаты одного из 7 опытов данной серии экспериментов. В начале опыта уровень грунтовой воды был на отметке 70 см, а в процессе миграции понизился до 86 см. Падение уровня грунтовых вод в течение первых 14 суток происходило равномерно со скоростью $1,8 \text{ см/сут}$. Затем скорость падения уровня незначительно уменьшилась до $0,6 \text{ см/сут}$. По-видимому, это можно объяснить тем, что увеличилось расстояние до уровня грунтовых вод, а граница талой и мерзлой зоны, которая образовалась в районе 35–40 см от поверхности монолита, оставалась неподвижной. Слой мигрировавшей влаги равен 27 мм. В конце опыта в течение 4 часов была поднята температура от $-10,3$ до $-0,5$ °C, и сразу же началась водоотдача при отрицательных температурах, которая продолжалась по мере таяния льда в монолите. Водоотдача при отрицательных температурах связана с фазовыми переходами, в результате которых часть воды в твердой фазе переходит в жидкую. Динамика профилей влажности почвы ярко выражена и характеризуется равновесной кривой влажности в начале и сильно деформированным профилем в конце опыта (рис. 2.1.3).

Характерной особенностью конечного профиля является резкое увеличение влажности у границы раздела талой и мерзлой зоны. Нижерасположенная часть профиля практически полностью повторяет равновесную кривую влажности. Наименьшая влажность в талой зоне наблюдается ниже фронта замерзания.

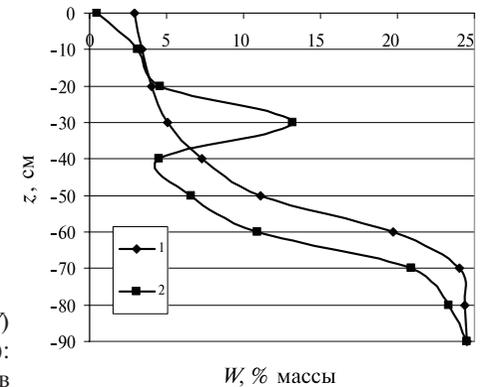


Рис. 2.1.3. Изменение профиля влажности (W) при промерзании песка (опыт № 1): 1 — начальный; 2 — через 526 часов

В верхнем горизонте мерзлой зоны имеется область со значительно пониженной влажностью. Ее образование объясняется возгонкой и испарением слабосвязанной влаги.

Использование гамма-установки для регистрации динамики влаги в процессе эксперимента позволило более детально изучать механизмы миграции влаги к фронту промерзания.

Первые опыты по моделированию процесса миграции влаги с использованием метода гамма-просвечивания проводились на модельной среде, при постоянном уровне грунтовых вод. В табл. 2.1.1 и на рис. 2.1.4 приведены результаты измерения влажности и температуры песка в одном из опытов. Анализ их свидетельствует о том, что в течение первых 190 часов происходило равномерное промерзание песка, то есть температура на верхнем торце монолита была примерно постоянной и равной -4 °C.

При этом профиль влажности характеризуется плавным возрастанием ее в слое от 0 до 20 см. Затем в период времени, соответствующий резкому понижению температуры поверхности монолита с $-4,8$ до $-8,0$ °C наблюдается значительно меньший рост влажности в слоях, промерзание которых происходило в этот период. Эти наблюдения согласуются с результатами работы [53], где показано, что приращение влажности на границе талой и мерзлой зон имеет обратную зависимость от скорости промерзания, а миграционный поток растет с увеличением этой характеристики.

На рис. 2.1.5 и 2.1.6 приведены данные о динамике интенсивности миграционного потока q_M и скорости промерзания v_M в течение опыта. Как видно, изменения q_M и v_M совпадают по фазе. Следует отметить, что влажность талой зоны в течение опыта с постоянным уровнем грунтовых вод практически не менялась и соответствовала равновесному профилю. Последнее можно объяснить тем, что в талой зоне существуют полностью заполненные капиллярные транзитные пути, верхний мениск воды, в которых находится на границе талой и мерзлой зон. В данном случае мерзлая зона выполняет роль насоса в гидравлической системе.

Следующий опыт по моделированию миграции влаги в песке проводился в условиях свободного падения уровня грунтовых вод, вызванного подтоком

Таблица 2.1.1

Изменение температуры (T , °C) и влажности (W , % массы) по высоте монолита в процессе промерзания модельной среды и постоянном уровне грунтовых вод

Расстояние от поверхности монолита, см	Время от начала опыта, ч											
	0		48		190		214		502		526	
	W	T	W	T	W	T	W	T	W	T	W	T
0	—	5,6	—	-4,3	—	-4,8	—	-8	—	-8,6	—	-10,5
6	2	—	1,8	—	2,6	—	2,8	—	2,8	—	2,8	—
8	2,4	—	2,2	—	4,7	—	4,7	—	4,4	—	4,4	—
10	2,8	11,7	2,9	0,25	7,2	-1,1	7	-2,8	7	-3,9	7	-5,6
12	3,2	—	3,5	—	9,1	—	9,3	—	9,3	—	9,2	—
14	3,8	—	3,6	—	12,4	—	12,9	—	13	—	12,7	—
16	4,5	—	4,8	—	14,1	—	14,9	—	15	—	14,7	—
18	5	—	5,2	—	5,7	—	10,7	—	10,4	—	10,5	—
20	5,3	13,5	5,4	2	5,9	0,4	9,8	-0,5	10,7	-2	10,7	-3,5
22	6	—	6	—	6,1	—	6,4	—	12,6	—	12,8	—
24	6,7	—	6,5	—	6,5	—	6,5	—	14,2	—	14,5	—
26	7,5	—	7,5	—	7,6	—	7,5	—	16,6	—	17,1	—
28	8	—	8	—	8	—	8	—	17,9	—	17,8	—
30	8,9	13,8	8,8	3,7	8,9	1,6	8,9	1,3	17,4	-0,5	17,7	-1,1
32	9,7	—	9,5	—	9,7	—	9,7	—	15,8	—	15,4	—
34	10,1	—	10	—	10	—	10	—	11,5	—	13,9	—
36	12	—	11,8	—	11,9	—	11,7	—	12,5	—	14	—
38	13	—	13	—	13	—	10	—	13	—	14	—
40	14,6	14	14,6	5	14,6	2,5	14,6	2,3	14,7	0,8	14,6	0,6
42	16,7	—	16,7	—	16,8	—	16,7	—	16,5	—	16,7	—
44	19,5	—	19,5	—	19,6	—	19,5	—	19,5	—	19,5	—
46	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—
48	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—
50	24	13,6	24	5,5	24	2,8	24	2,7	24	1,5	24	1,3

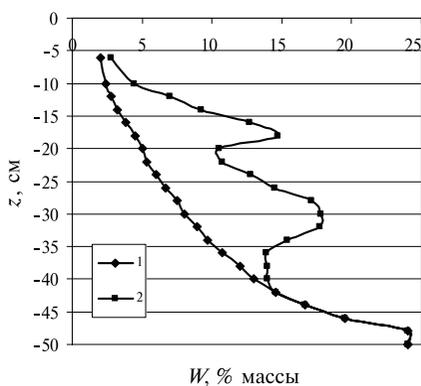


Рис. 2.1.4. Изменение профиля влажности (W) при промерзании песка.
1 — начальный профиль; 2 — через 526 часов

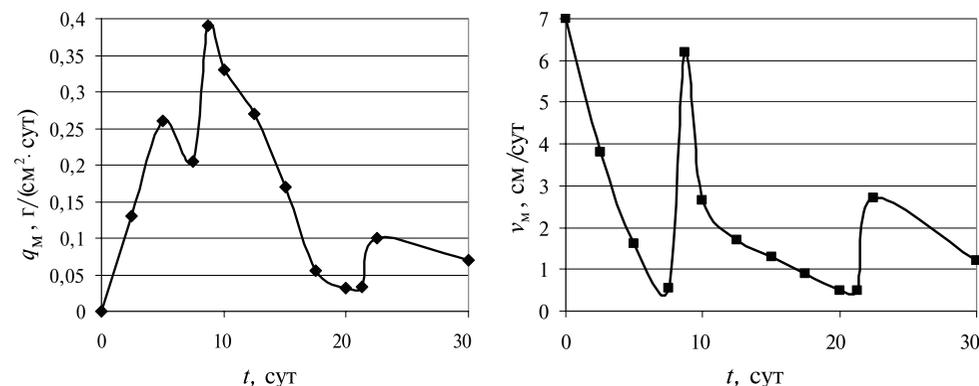


Рис. 2.1.5. Изменение миграционного потока (q_M , г/(см²·сут.)) в процессе промерзания песка

Рис. 2.1.6. Изменение скорости промерзания песка (v_M , см/сут.) в опыте по исследованию миграции влаги

влаги к фронту промерзания. В табл. 2.1.2 приведены результаты этого опыта. Как видно, характер изменения влажности в мерзлой зоне здесь такой же, как и при постоянном уровне грунтовых вод. Однако влажность в талой зоне понижалась в ходе промерзания и ее профиль смещался относительно равновесного.

Таблица 2.1.2

Изменение температуры (T , °C) и влажности (W , % массы) по высоте монолита в процессе промерзания модельной среды и понижении уровня грунтовых вод

Расстояние от поверхности монолита, см	Время от начала опыта, ч											
	0		144		216		240		360		384	
	W	T	W	T	W	T	W	T	W	T	W	T
0	—	15,4	—	-3,9	—	-5	—	-7,7	—	-8,7	—	-12,2
6	3,6	—	6,9	—	6,6	—	6,6	—	6,6	—	7	—
8	4,4	—	9,6	—	10,1	—	10,4	—	10,3	—	10,4	—
10	5,6	17,2	6	0,2	12	-0,8	12	-2,4	12,2	-3,9	11,8	-6,2
12	7	—	7,4	—	13,3	—	13,8	—	13,5	—	13,3	—
14	8,3	—	8	—	14,7	—	15	—	15,8	—	15,7	—
16	10	—	7,9	—	10,6	—	13,4	—	13	—	12,9	—
18	10,8	—	8,1	—	5,9	—	9,3	—	9,1	—	9,1	—
20	12	17,2	8,9	1,4	6,6	0,6	11,3	-0,7	11,3	-2,5	11,7	-4,3
22	13,4	—	10,2	—	7,4	—	10,7	—	12,2	—	12,3	—
24	14,3	—	11,2	—	7,4	—	7,4	—	11,7	—	12	—
26	15,5	—	12,8	—	9,2	—	8,7	—	12,3	—	12,6	—
28	17,2	—	14,9	—	9,4	—	8,9	—	13,2	—	13,3	—
30	18,6	17,3	16,8	2,6	10,9	1,9	10,1	1,2	14,4	-0,7	14,5	-1,9
32	22,2	—	20,6	—	16,2	—	14,9	—	16,8	—	17	—
34	24	—	22,4	—	19,4	—	17,5	—	16,1	—	18,4	—

Продолжение таблицы 2.1.2

Расстояние от поверхности монолита, см	Время от начала опыта, ч											
	0		144		216		240		360		384	
	W	T	W	T	W	T	W	T	W	T	W	T
36	24	—	24	—	23,4	—	21,9	—	16,1	—	18,5	—
38	24	—	24	—	23	—	23	—	15,7	—	16,5	—
40	24	17,3	24	3,4	24	2,7	23	2,1	18,7	0,5	16	0
42	24	—	24	—	24	—	23,3	—	20,5	—	18,4	—
44	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—	21,2	—
46	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—	21,5	—
48	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—	24	—
50	24	17,3	24	3,9	24	3,2	24	2,7	24	1,3	24	0,9

Следует отметить, что во всех опытах, которые проводились с песком, основное приращение влажности наблюдалось в слоях с температурой от 0 до $-0,5$ °С. При этом влажность в зоне с температурой ниже $-0,5$ °С менялась незначительно. Практически можно считать, что при промерзании песка основной процесс миграции влаги наблюдается лишь на границе талой и мерзлой зон, ширина которой в нашем случае составляла от 1 до 3 см.

На основании результатов серии из 9 опытов по промерзанию песка были получены зависимости приращения влажности на границе талой и мерзлой зон ΔW от скорости промерзания и влажности талой зоны W_T вблизи границы промерзания, которые изображены на рис. 2.1.7.

Как видно из этого рисунка, при влажности W_T от 5,5 до 6,5 % от массы величина ΔW наибольшая. Дальнейший рост W_T ведет к уменьшению ΔW . Результаты некоторых опытов показывают, что при опускании нулевой изотермы в горизонты с влажностью 18 % и выше процесс миграции к фронту промерзания вообще не наблюдается, а начинает развиваться так называемый «поршневой

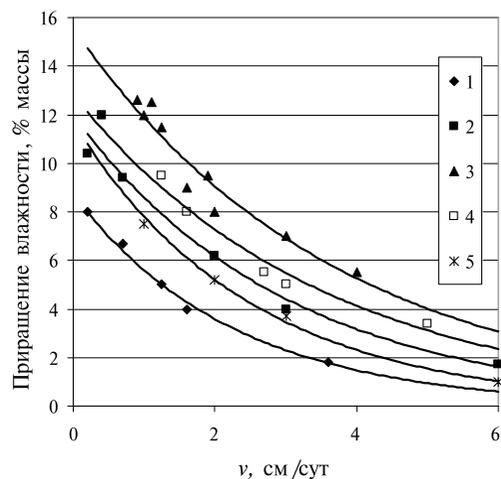


Рис. 2.1.7. Зависимость приращения влажности (ΔW) на границе талой и мерзлой зон от скорости промерзания песка (v_M) и исходной влажности на границе зон (W_T , % от массы):
 1 — $W_T = 2,8-3,2$ %; 2 — $W_T = 3,8-4,4$ %;
 3 — $W_T = 5,5-6,5$ %; 4 — $W_T = 7,9-8,2$ %;
 5 — $W_T = 10,8-11,8$ %

эффект» [54]. Его действие вызвано тем, что при промерзании воды ее объем в твердой фазе увеличивается на 9 %. При этом дополнительное давление твердой фазы не компенсируется капиллярным напором. Вследствие этого вода, находящаяся в капиллярах, отжимается и уровень грунтовых вод повышается.

Падение миграционного потока, который равен:

$$q_M = \Delta W \cdot v_M, \quad (2.1.16)$$

при возрастании влажности в талой зоне можно объяснить тем, что с увеличением W_T растет льдистость мерзлой зоны. Чем больше льда образуется в порах, тем чаще встречаются участки, в которых кристаллы льда в соседних порах соединены между собой, то есть становится меньше путей для миграции влаги [53]. Выдвинутая гипотеза вполне приемлема для получения зависимости коэффициента влагопроводности мерзлой почвы K_M от величины льдистости L . В этом случае можно записать, что:

$$K_M \rightarrow \left(1 - \frac{L}{P}\right)^n, \quad (2.1.17)$$

где n — некоторый показатель, определяемый экспериментально; P — общая пористость.

Однако физическая сторона явления падения величины миграционного потока с ростом влажности талой зоны может быть объяснена и с позиций капиллярного механизма миграции влаги [1]. Исходя из основных предпосылок капиллярной теории миграции, максимальное давление пучения $P_{пуч}$ определяется высотой капиллярного подъема воды в почве. При промерзании горизонтов с высокой влажностью величина $P_{пуч}$ уменьшается. Это может привести к ситуации, когда давление льда будет больше $P_{пуч}$, то есть миграционный поток уменьшится до 0, а далее может возникнуть «поршневой эффект», то есть отжатие влаги от фронта промерзания.

Следует отметить, что влажность талой зоны, при которой наблюдается наибольший миграционный поток, растет с увеличением дисперсности почвы и во всех опытах выше значения наименьшей влагоемкости ($HВ$). В результате опытов было также установлено, что при исходной влажности почвы ниже влажности завядания ($BЗ$) процесс миграции влаги практически не развивается.

На основе закономерностей, изображенных на рис. 2.1.7, были получены следующие аппроксимационные выражения для зависимостей ΔW и q_M от v_M и W_T при промерзании мелкозернистого песка:

$$\Delta W = \frac{2,3(W_T - BЗ)}{v_M^{0,63}}, \quad (2.1.18)$$

$$q_M = 2,3(W_T - BЗ)v_M^{0,37}. \quad (2.1.19)$$

Выражения действительны в диапазоне изменения v_M от 0,5 до 5 см/сут. и изменения W_T (проценты от массы) от $BЗ$ до $HВ$.

Как следует из (2.1.19), миграционный поток пропорционален разности ($W_T - BЗ$). Эта характеристика фактически определяет градиент незамерзшей

влаги на границе талой и мерзлой зон. Таким образом, полученные результаты не противоречат представлениям о значительном влиянии градиента незамерзшей влаги на развитие процесса миграции.

На основе результатов экспериментов по миграции влаги в песке была сделана оценка коэффициента влагопроводности K на границе талой и мерзлой зон. Расчет K выполнялся с помощью выражения:

$$q_M = -K \frac{d\psi}{dz} \quad (2.1.20)$$

и термодинамических представлений, согласно которым ψ для мерзлой зоны может быть определен через температуру (1.3.38). Для расчета были взяты наблюдаемые значения миграционного потока и градиента температуры на границе талой и мерзлой зон.

Результаты расчета показывают, что коэффициент влагопроводности песка на границе зон приблизительно равен 10^{-12} м/с. Такое значение хорошо согласуется с данными о влагопроводности мерзлых песков, приведенных в работе [79].

Чтобы убедиться в том, что интенсивность миграционного потока определяется прежде всего влагопроводностью мерзлой зоны, нами был рассчитан коэффициент влагопроводности талой зоны вблизи границы промерзания. Он оказался намного больше выше полученного результата. Этот факт необходимо учитывать при математическом моделировании процесса миграции, а именно при выборе вида аппроксимации на границе талой и мерзлой зон.

В опытах по миграции влаги в песках были также обнаружены некоторые особенности проведения уровня грунтовых вод. Отмечено, что при промерзании уровень, измеренный с помощью водомерного стекла на экспериментальной установке, не совпадает с зоной полного насыщения, верхняя граница которой определяется методом гамма-просвечивания, хотя перед началом проведения опытов эти уровни совпадали. Разница в показаниях достигала 20 см водного столба. Причем визуально наблюдаемые значения уровня были всегда ниже зоны полного насыщения. Было выдвинуто предположение, что вблизи зеркала грунтовых вод имеется область с заземленным внутриводным воздухом. Уменьшение давления воздуха в ней при промерзании почвы и вызывает разницу в показаниях прибора.

С целью проверки этой гипотезы в тело монолита были введены датчики для измерения внутриводного давления воздуха, представляющие собой перфорированные пустотелые цилиндры, которые подключались к манометрам давления. С их помощью измерялась разница внутриводного и атмосферного давлений. Параллельно по барометру анероиду велись наблюдения за величиной атмосферного давления.

В результате исследований было установлено, что давление внутриводного воздуха на горизонтах с влажностью ниже 21 % равно атмосферному. При влажности выше указанной, оно ниже атмосферного на величину, равную изменению давления насыщенного пара при охлаждении почвы от начальной до температуры в момент измерения. При понижении влажности в процессе миграции ниже 21 % наблюдалось быстрое выравнивание внутриводного давления с атмосферным.

Было также отмечено, что показания манометра значительно варьируют при изменении атмосферного давления. С учетом последнего эффекта разница в показаниях между наблюдаемым уровнем по водомерному стеклу и истинным составляет:

$$\Delta P = \Delta P_{\Pi} + \Delta P_A, \quad (2.1.21)$$

где ΔP_{Π} — изменение давления насыщенного пара над уровнем грунтовых вод в процессе опыта; ΔP_A — изменение атмосферного давления в течение опыта.

Кроме моделирования процесса миграции в песке были проведены опыты на монолите супесчаной почвы естественного залегания, ненарушенной структуры. Граничные условия по температуре в одном из опытов приведены в табл. 2.1.3.

Таблица 2.1.3

Изменение температуры (T , °С) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании супесчаной почвы

t , ч	0	24	48	72	96	192	216	240	336
T , $z = 0$ см	20,1	4,4	-1,8	-3,7	-5,0	-6,0	-6,0	-9,1	-10,6
T , $z = 80$ см	20,1	20,0	15,8	12,2	10,8	11,0	11,0	10,0	7,2

На рис. 2.1.8 изображена динамика профиля влажности в процессе промерзания супеси. Исходная влажность почвы была близка к наименьшей влагоемкости. Скачкообразное изменение начальной влажности в нижних горизонтах монолита вызвано тем, что они сложены из суглинка.

Как показали опыты с супесчаной почвой, закономерности процесса миграции в них те же, что и в мелкозернистом песке. Основное приращение влажности наблюдается на границе талой и мерзлой зон в диапазоне температур почвы от 0 до $-0,5$ °С. Значения миграционного потока в супесчаной почве выше, чем

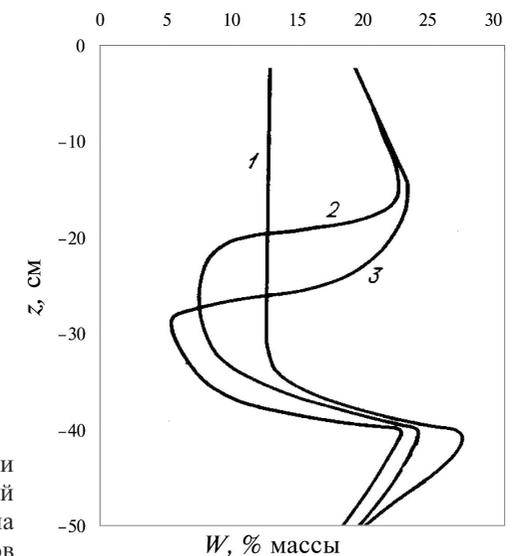


Рис. 2.1.8. Динамика профилей влажности при промерзании супеси. 1 — начальный профиль; 2 — через 168 часов после начала опыта; 3 — через 300 часов

в песке, что объясняется более высоким содержанием незамерзшей влаги в указанном диапазоне температур и тем самым большей влагопроводностью мерзлой зоны.

Также была проведена серия из 6 опытов по моделированию миграции влаги к фронту промерзания в типичном тяжелосуглинистом черноземе ненарушенной структуры с плотностью 1,1 г/см³. Динамика профиля влажности в одном из опытов изображена на рис. 2.1.9. Ход температуры на верхнем и нижнем торцах монолита приведен в табл. 2.1.4.

Таблица 2.1.4

Изменение температуры (T , °C) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании типичного тяжелосуглинистого чернозема

t , ч	0	24	96	120	144	284	456
T , $z = 0$ см	19,0	-5,5	-6,1	-6,1	-9,1	-9,9	-10,9
T , $z = 80$ см	19,0	14,4	9,1	8,5	8,0	7,6	7,3

Как видно из рис. 2.1.9, характер изменения профиля влажности тот же, что в песке и супеси. Однако результаты опытов показали, что процесс миграции в типичном черноземе идет в гораздо более широком диапазоне изменения температур. Так, некоторое приращение влажности наблюдалось даже в горизонтах с температурой -2 °C. Это подтверждает гипотезу о том, что наряду с капиллярным механизмом миграции, который ярко выражен при промерзании песков, существует и пленочный, играющий значительную роль в процессе миграции влаги в почвах тяжелого механического состава.

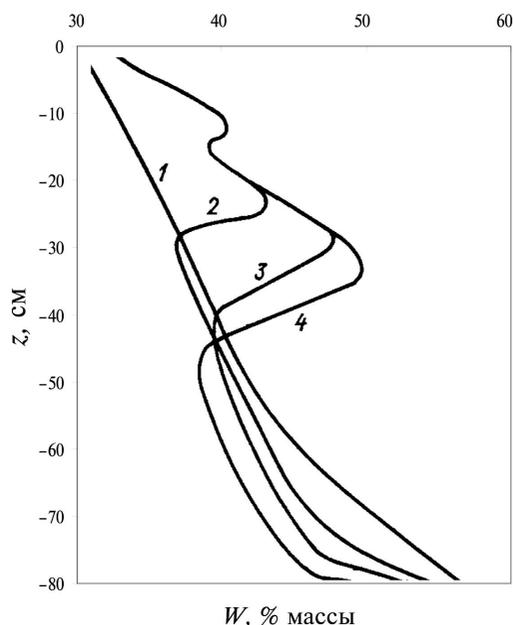


Рис. 2.1.9 Динамика профилей влажности при промерзании типичного тяжелосуглинистого чернозема. 1 — начальный профиль; 2 — через 192 часа после начала опыта; 3 — 264 часа; 4 — 456 часов

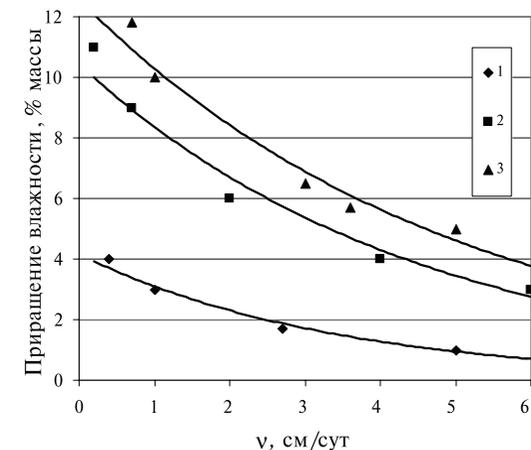


Рис. 2.1.10. Зависимость приращения влажности (ΔW , % массы) на границе талой и мерзлой зон от скорости промерзания типичного тяжелосуглинистого чернозема (v_M) и исходной влажности на границе зон (W_T). 1 — $W_T = 26-28\%$; 2 — $W_T = 34-36\%$; 3 — $W_T = 38-40\%$

При анализе результатов физического моделирования миграции влаги в черноземе, были получены зависимости приращения влажности на границе талой и мерзлой зон от скорости промерзания и влажности талой зоны (рис. 2.1.10).

Эти зависимости (рис. 2.1.10) аппроксимируются выражением:

$$\Delta W = \frac{0,6(W_T - B3)}{v_M^{0,46}} \quad (2.1.22)$$

Оно действительно в диапазоне изменения v_M от 0,5 до 5 см/сут. и W_T (проценты от массы) от B3 до НВ.

Как видно из (2.1.22), при промерзании чернозема приращение влаги (ΔW), а значит и миграционный поток, фактически пропорционален градиенту незамерзшей влаги на границе талой и мерзлой зон. Отсюда следует, что общие закономерности миграционного процесса в черноземе те же, что и в песке.

Как указывалось выше, передвижение влаги в опытах с черноземом наблюдалось не только на границе зон, но и в мерзлой зоне. Этот факт позволил получить зависимость коэффициента влагопроводности мерзлого чернозема K_M от температуры. Расчеты K_M проводились по результатам наблюдений за послойным приращением влажности, когда температурный профиль в монолите был стационарен. Далее используя выражение (2.1.22) и уравнение влагопереноса:

Таблица 2.1.5

Зависимость коэффициента влагопроводности мерзлого типичного тяжелосуглинистого чернозема (K_M) от температуры (T)

K_M , м/с	$0,7 \times 10^{-10}$	$0,5 \times 10^{-10}$	$0,3 \times 10^{-10}$	$0,2 \times 10^{-10}$	$1,4 \times 10^{-11}$
T , °C	-0,20	-0,24	-0,29	-0,37	-0,55

K_M , м/с	$0,7 \times 10^{-10}$	$0,5 \times 10^{-10}$	$0,3 \times 10^{-10}$	$0,2 \times 10^{-10}$	$1,4 \times 10^{-11}$
T , °C	-0,66	-1,12	-1,34	-1,56	-2,00

$$\frac{dW}{dt} = \frac{d}{dz} \left(K_M \frac{d\Psi}{dz} \right), \quad (2.1.23)$$

коэффициенты K_M определялись методом решения обратной задачи.

Результаты расчета помещены в табл. 2.1.5. Следует отметить, что полученные значения коэффициентов близки к приведенным в работе [79], где они измерялись прямым методом, что позволяет сделать важный вывод о приемлемости описания влагопереноса в промерзающих почвах с помощью уравнений (1.3.38) и (2.1.23).

2.2. Экспериментальные исследования морозного пучения в промерзающих грунтах

Основным фактором морозного пучения в промерзающих грунтах и возникновения при этом механических напряжений является процесс миграции влаги к фронту промерзания. Выше приведены результаты экспериментальных исследований по моделированию данного процесса в лабораторных условиях. При этом методика проведения опытов не позволяла фиксировать динамику послойного изменения плотности почв и грунтов в процессе промерзания. Однако изучение закономерностей изменения этой характеристики в течение зимнего периода имеет большое научное и прикладное значение. Методы расчета зимнего перераспределения тепла и влаги и сопутствующего процесса морозного пучения широко используются при строительстве дорог и аэродромов, возведении фундаментов и оснований, прокладке нефте- и газопроводов.

2.2.1. Установка для экспериментального исследования процессов морозного пучения

Исследованию пучения грунтов при промерзании посвящено довольно много работ [10; 65; 71]. Эксперименты проводились на специально разработанных для этой цели установках, имеющих ряд сходных и отличительных конструктивных особенностей. Методика проведения опытов также варьируется. Опираясь на представленный в данных работах опыт, мы разработали специальную установку, позволяющую исследовать процесс пучения промерзающих грунтов при воздействии внешней нагрузки. Схема установки представлена на рис. 2.2.1.

Собственно установка состоит из камеры с грунтом, систем задания температуры на верхнем и нижнем ее торцах, системы задания внешней нагрузки, а также приборов регистрации влажности и температуры почвы, объема впитавшейся или вытесненной влаги из грунта в процессе промерзания, а также вертикальных перемещений его поверхности при пучении или усадке.

Камера (30) представляет собой винилпластовый стакан диаметром 15 и высотой 55 см, который наполняется испытуемым грунтом (17) и устанавли-

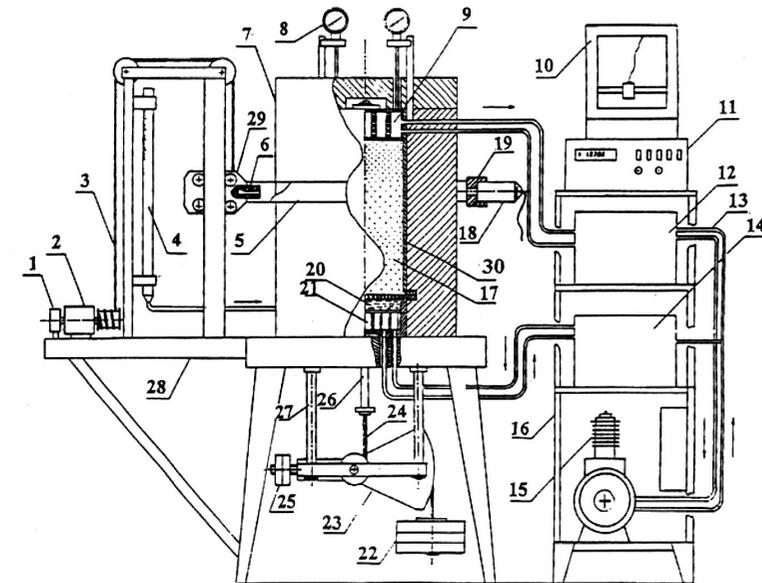


Рис. 2.2.1. Установка для исследования процесса пучения промерзающих грунтов при воздействии внешней нагрузки. 1 — датчик перемещения; 2 — электролебедка; 3 — трос; 4 — мерная емкость для измерения расхода влаги в процессе миграции; 5 — кронштейны детектора; 6 — коллиматор; 7 — теплоизоляция; 8 — индикаторы для измерения величины пучения; 9 — термостатирующая емкость; 10 — самописец; 11 — радиоизотопная аппаратура; 12 — термостат; 13 — трубопроводы; 14 — термостат; 15 — холодильный агрегат; 16 — стойка; 17 — грунт; 18 — детектор; 19 — коллиматор; 20 — поддон с обратным фильтром; 21 — термостатирующая емкость; 22 — груз; 23 — рычаг; 24 — трос; 25 — противовес; 26 — тяга; 27 — кронштейн; 28 — кронштейн; 29 — каретка; 30 — камера для грунта

вается на поддон с несущей решеткой и обратным фильтром (20). В поддоне расположен патрубок для подачи воды в фильтр и грунт. Фиксация уровня воды в камере и измерение объема мигрирующей влаги осуществляется с помощью измерительной бюретки (4). Задание температуры на торцах камеры с грунтом осуществляется верхней (9) и нижней (21) термостатирующей емкостями, заполненными циркулирующим антифризом, который с помощью насоса по трубопроводам (13) подается из термостатов (12) и (14). Охлаждение антифриза в термостатах осуществляется при помощи холодильного агрегата (15). Задание и стабилизация температуры антифриза производится специальной системой, работающей в автономном режиме. Все приборы регистрации и управления, а также технологического обеспечения смонтированы на стойке (16).

Для уменьшения потока тепла через боковую поверхность камеры с грунтом используется теплозащита из пенопласта (7), покрытая поролоном.

Нагрузка на поверхность грунта передается специальной системой, состоящей из двух тяг (24) и (26), рычажного устройства (23), кронштейнов (27),

груза (22) и противовеса (25). Собственно давление на поверхность грунта передается с помощью верхней термостатирующей емкости (9), которая, как поршень, перемещается внутри камеры. Контроль за перемещением грунта в процессе промерзания осуществляется с помощью индикаторов (8), прикрепленных к стенкам камеры и соприкасающихся своими подвижными штоками с поверхностью емкости (9).

Измерение плотности почвы в процессе промерзания проводилось с помощью устройства для монохроматического гамма-просвечивания. Оно состоит из соединенных металлическими дугами (5) блоков источника цезия-137 (6) и сцинтилляционного детектора (18), помещенных в свинцовые контейнеры (6) и (19) с соосными коллимационными отверстиями диаметром 10 мм. Устройство перемещается по вертикали относительно камеры с грунтом с помощью дистанционно управляемой электролебедки (2), троса (3) и несущей каретки (29). Перемещение устройства гамма-просвечивания осуществляется со скоростью, регулируемой в диапазоне от 2,5 до 300 см/ч.

Просвечивающее устройство механически связано с реохордным многооборотным датчиком перемещения (1). Двухкоординатный самописец (10) регистрирует координату горизонта, на котором измеряется влажность и интенсивность, ослабленного влажной почвой, пучка гамма-излучения. Информация об интенсивности гамма-излучения поступает с комплекса радиоизотопной аппаратуры (11) и дает возможность рассчитать плотность водонасыщенного грунта.

Несколько слов о подготовке грунтов для проведения опытов. При использовании в опытах песка и супеси сухой грунт засыпался в колонку, уплотнялся, а затем медленно насыщался влагой. При моделировании пучения на суглинках грунты предварительно насыщались влагой, то есть приготавливалась пастообразная смесь, а затем проводилось заполнение колонки. Перед началом опытов, грунты уплотнялись с помощью груза, расположенного на поверхности колонки с грунтом.

2.2.2. Результаты экспериментов по исследованию морозного пучения водонасыщенных грунтов

В проводимых опытах были использованы четыре типа грунтов. В табл. 2.2.1 помещены данные о гранулометрическом составе модельных сред. Анализ гранулометрического состава показывает, что грунты принадлежат к четырем различным типам по механическому составу (песок, супесь, средний суглинок, тяжелый суглинок).

Для используемых грунтов также были экспериментально определены водно-теплофизические характеристики, к которым относятся зависимость потенциала почвенной влаги (ψ) от влажности (табл. 2.2.2), зависимость коэффициента влагопроводности от W (табл. 2.2.2), содержание незамерзшей влаги ($W_{нз}$) при отрицательных температурах (табл. 2.2.3), объемная удельная теплопроводность (C), коэффициенты теплопроводности талых (λ_T) и мерзлых почв (λ_M) (табл. 2.2.4).

Таблица 2.2.1

Гранулометрический состав модельных сред

Тип грунта	Содержание фракций, %						Соотношение физических частиц, %		Плотность, d_r , г/см ³
	размеры частиц мелкозема, мм						песок	глина	
	1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0/001			
Песок	2,62	90,58	5,44	0,00	1,02	0,34	98,64	1,36	2,68
Супесь	5,50	65,88	14,09	3,44	6,88	4,13	85,55	14,45	2,68
Средний суглинок	0,21	13,79	47,55	10,48	17,83	10,14	61,55	38,45	2,64
Тяжелый суглинок	6,86	20,78	24,02	10,04	21,47	15,93	52,56	47,44	2,64

Таблица 2.2.2

Потенциал грунтовой влаги и коэффициент влагопроводности в зависимости от влажности грунта

Тип грунта	Плотность сухого грунта, г/см ³	Влажность грунта, % массы	Потенциал влаги, Дж/кг	Коэффициент влагопроводности, см/с
Песок	1,47	30	0	$1,2 \cdot 10^{-2}$
		27,5	—	$3,8 \cdot 10^{-3}$
		25	–2,7	$1,4 \cdot 10^{-3}$
		22,5	–5,1	$4,4 \cdot 10^{-4}$
		20	–6,8	$1,4 \cdot 10^{-4}$
		17,5	–7,7	$4,0 \cdot 10^{-5}$
		15	–8,6	$1,0 \cdot 10^{-5}$
		12,5	–9,7	$3,0 \cdot 10^{-6}$
		10	–11,4	$1,1 \cdot 10^{-6}$
		7,5	–13,6	$3,0 \cdot 10^{-7}$
Супесь	1,33	5	–18,9	$9,0 \cdot 10^{-8}$
		2,5	–60	$1,0 \cdot 10^{-9}$
		37,5	0	$2,0 \cdot 10^{-3}$
		35	—	$8,0 \cdot 10^{-4}$
		32,5	—	$2,7 \cdot 10^{-4}$
		30	–2,9	$9,4 \cdot 10^{-5}$
		27,5	–5,1	$3,0 \cdot 10^{-5}$
		25	–7,1	$1,0 \cdot 10^{-5}$
		22,5	–9,6	$1,6 \cdot 10^{-6}$
		20	–14	$5,0 \cdot 10^{-7}$
		17,5	–25	$1,5 \cdot 10^{-7}$
		15	–50	$3,0 \cdot 10^{-8}$
		12,5	–90	$7,0 \cdot 10^{-9}$
10	–190	$1,0 \cdot 10^{-9}$		
7,5	–500	$9,0 \cdot 10^{-11}$		

Продолжение таблицы 2.2.2

Тип грунта	Плотность сухого грунта, г/см ³	Влажность грунта, % массы	Потенциал влаги, Дж/кг	Коэффициент влагопроводности, см/с	
Средний суглинок	1,17	47,5	0	$1,4 \cdot 10^{-4}$	
		45	—	$5,0 \cdot 10^{-5}$	
		42,5	—	$2,0 \cdot 10^{-5}$	
		40	-3,4	$9,0 \cdot 10^{-5}$	
		37,5	-12,8	$3,7 \cdot 10^{-6}$	
		35	-27	$1,6 \cdot 10^{-6}$	
		32,5	-41	$7,0 \cdot 10^{-7}$	
		30	-54	$3,4 \cdot 10^{-7}$	
		27,5	-70	$1,8 \cdot 10^{-7}$	
		25	-89	$9,6 \cdot 10^{-8}$	
		22,5	-117	$5,0 \cdot 10^{-8}$	
		20	-150	$2,3 \cdot 10^{-8}$	
	17,5	-205	$1,1 \cdot 10^{-8}$		
	1,17	15	-310	$4,1 \cdot 10^{-9}$	
		12,5	-575	$1,0 \cdot 10^{-9}$	
		10	-1160	$1,5 \cdot 10^{-10}$	
		7,5	—	$9,0 \cdot 10^{-12}$	
		Тяжелый суглинок	1,43	32,5	0
30				—	$3,0 \cdot 10^{-5}$
27,5	-3,4			$1,0 \cdot 10^{-5}$	
25	-13,5			$2,5 \cdot 10^{-6}$	
22,5	-40			$6,0 \cdot 10^{-7}$	
20	-100			$1,9 \cdot 10^{-7}$	
17,5	-180			$5,4 \cdot 10^{-8}$	
15	-285			$1,3 \cdot 10^{-8}$	
12,5	-450			$2,5 \cdot 10^{-9}$	
10	-800			$3,3 \cdot 10^{-10}$	
7,5	1600	$6,0 \cdot 10^{-11}$			

Таблица 2.2.3

Содержание незамерзшей воды в модельных средах при отрицательной температуре

Тип грунта	ρ_{Γ} , г/см ³	Содержание незамерзшей воды, % объема									
		-0,3 °C	-0,5 °C	-1 °C	-1,5 °C	-2 °C	-3 °C	-5 °C	-10 °C	-15 °C	-20 °C
Песок	1,50	9,3	5,5	4,8	4,3	4,0	3,5	3,2	3,1	3,1	3,1
Супесь	1,35	15,0	10,0	8,1	7,5	6,9	6,8	6,2	5,8	5,6	5,3
Средний суглинок	1,20	20,1	12,2	10,9	10,2	9,8	9,4	9,1	8,8	8,4	8,2
Тяжелый суглинок	1,54	—	22,0	16,5	14,0	13,8	12,9	11,0	10,4	10,0	9,8

Таблица 2.2.4

Теплофизические свойства модельных сред

Тип грунта	ρ_{Γ} , г/см ³	W , проценты от объема	C_{Γ} , кДж/(м ³ ·К)	λ_{Γ} , Вт/(м·К)	λ_{Γ} , Вт/(м·К)			
Песок	1,52	36,4	1060	1,68	1,74			
		25		1	1,49			
		13,1		0,75	0,62			
		6,3		0,54	0,51			
		2,4		0,22	0,23			
		0		0,19	0,19			
		Супесь		1,34	39,7	1020	1,33	1,88
					33,2		0,97	1,42
23,4	0,64		1,26					
8,4	0,37		0,41					
2,3	0,22		0,24					
0	0,18		0,18					
Суглинок	1,18		37,8		880		0,73	1,9
			31,6				0,59	1,36
		23,6	0,49	1,24				
		12,2	0,34	0,43				
		4,5	0,19	0,19				
		0	0,13	0,13				

Наряду с вышеперечисленными свойствами был сделан расчет соотношения плотности сухого грунта (ρ_{Γ}), общей влажности (W), содержания незамерзшей ($W_{\text{нз}}$) влаги и льдистости (L) при различных плотностях водонасыщенного грунта (ρ). Для талых грунтов расчет проводился по формулам:

$$\rho = \rho_{\Gamma} + W, \quad (2.2.1)$$

$$\rho_{\Gamma} = d_{\Gamma}(1 - W), \quad (2.2.2)$$

где d_{Γ} — плотность вещества грунта (табл. 2.2.8).

Для мерзлых грунтов расчеты проводились с использованием следующих выражений:

$$\rho = \rho_{\Gamma} + W_{\text{нз}} + 0,91L, \quad (2.2.3)$$

$$\rho_{\Gamma} = d_{\Gamma}(1 - W_{\text{нз}} - 0,91L). \quad (2.2.4)$$

Эти расчетные данные необходимы при интерпретации гаммаскопических измерений плотности водонасыщенного грунта в процессе промерзания. На основе результатов определения плотности (ρ), можно получить информацию о плотности сухого грунта и его влажности, как в талом, так и мерзлом состояниях.

В процессе исследования морозного пучения грунтов был проведен двадцать один опыт. В трех опытах использовался песок, в шести — супесь, в пяти — средний суглинок и в семи — тяжелый суглинок. Все опыты проводились с водонасыщенными грунтами. В семнадцати опытах промораживание осуществлялось с верхнего торца колонки и в четырех опытах (опыт № 3 с песками и опыты № 19–21 с тяжелыми суглинками) промораживание осуществлялось снизу. В процессе опытов послойно определялась температура грунта, величина морозного пучения (усадки) (x), объем (V) впитавшейся (вытесненной) в колонку с грунтом влаги и динамика послойного изменения плотности (ρ) водонасыщенного грунта. В табл. 2.2.5 помещены температурные граничные условия проведения опытов.

Таблица 2.2.5

Граничные температурные условия проведения опытов по исследованию морозного пучения грунтов

№ опыта	Динамика температуры на торцах колонки (T , °C)						
	t , ч	0	7	24	107	264	408
1	$T, z = 0$ см	14,4	–0,8	–4,7	–6,7	–6,5	–5,3
	$T, z = 50$ см	14,4	12,3	6,7	5,3	4,1	4,2
	t , ч	0	4	19	43	77	384
2	$T, z = 0$ см	14,4	0	–1,5	–2,3	–2,7	–2,7
	$T, z = 50$ см	14,4	14,4	7,3	6	6	10
	t , ч	0	5	23	42	54	69
3	$T, z = 0$ см	16,8	–1,4	–6,9	–7,7	–7,7	–7,7
	$T, z = 2$ см	16,8	16,5	8	6	5,8	5,6
	t , ч	0	3	24	80	192	264
4	$T, z = 0$ см	14,4	–4	–6,2	–6,5	–6,4	–6,9
	$T, z = 34$ см	14,4	14,4	12,9	11,7	11,8	9,8
	t , ч	0	3	8	48	192	214
5	$T, z = 0$ см	14,4	–3,5	–5,2	–7	–7,4	–6,7
	$T, z = 34$ см	14,4	14,5	14,5	11,8	10,8	10,8
	t , ч	0	4	6	8	23	32
6	$T, z = 0$ см	14,4	–2	–4,3	–4,9	18,2	–8,3
	$T, z = 34$ см	14,4	14	12,2	12	8	6,6
	t , ч	0	3	9	24	32	48
7	$T, z = 0$ см	14,4	–2,8	–6,8	–8,2	–8,2	–8,6
	$T, z = 34$ см	14,4	14	11,2	7,7	6,8	5,4
	t , ч	0	5	8	29	56	72
8	$T, z = 0$ см	14,9	–3,2	–5	–7,7	–7,8	–5
	$T, z = 34$ см	14,9	14,4	12,2	6,7	2,5	1,7
	t , ч	0	5	24	72	144	194
9	$T, z = 0$ см	14,4	–2,4	–7,1	–9	–8	–7,6
	$T, z = 34$ см	14,4	13,7	7,7	4,9	1,4	1,4
	t , ч	0	2	5	10	27	72
10	$T, z = 0$ см	20	–5,7	–8	–10	–12,7	–13
	$T, z = 34$ см	20	20	17,8	16	10,7	9,4

Продолжение таблицы 2.2.5

№ опыта	Динамика температуры на торцах колонки (T , °C)						
	t , ч	0	1	3	6	15	23
11	$T, z = 0$ см	19,4	–3,2	–7,4	10,2	–12,5	–12,7
	$T, z = 34$ см	19,4	19,4	16	14,7	11,2	9,9
	t , ч	0	8	16	48	144	170
12	$T, z = 0$ см	19,6	–9,7	–10,5	–10,6	–8,8	–2,8
	$T, z = 34$ см	19,6	16,2	11,3	2,9	1,6	1,7
	t , ч	0	2	6	23	48	72
13	$T, z = 0$ см	20,4	–6	–9,5	–9,6	–9,7	–9
	$T, z = 34$ см	20,4	20,4	17,2	10,3	3	2,5
	t , ч	0	8	23	32	47	56
14	$T, z = 0$ см	13	–4,7	–6,1	–6,6	–6,6	–7
	$T, z = 34$ см	13	13	7,7	6,8	5,4	4,6
	t , ч	0	8	37	76	120	144
15	$T, z = 0$ см	12,4	–1,2	–1,6	–2,3	–2,6	–2,4
	$T, z = 50$ см	12,4	11,2	9	8	8,8	9,5
	t , ч	0	9	55	127	168	216
16	$T, z = 0$ см	16,5	–5	–11	–12	–11	4,8
	$T, z = 50$ см	16,5	10,6	6,5	4,5	3,5	6
	t , ч	0	28	48	76	120	360
17	$T, z = 0$ см	11	–3	–6,8	–9	–9	–8,3
	$T, z = 50$ см	11	8	6	3,6	3,5	1,2
	t , ч	0	9	72	240	312	368
18	$T, z = 0$ см	11,4	–2,6	–7	–7,3	–10,5	–10,7
	$T, z = 50$ см	11,4	11,4	6,5	5,5	5	4,8
	t , ч	0	6	26	48	91	142
19	$T, z = 0$ см	14,5	–1,2	–4,7	–5,6	–6	–5,8
	$T, z = 20$ см	14,5	12,9	8,1	7,2	6,5	6,4
	t , ч	0	5	26	50	76	127
20	$T, z = 0$ см	12,4	–1,3	–5,5	–6,3	–4,9	–4,8
	$T, z = 20$ см	12,4	11,2	7,7	6,9	7,5	7,4
	t , ч	0	3	7	22	71	96
21	$T, z = 0$ см	12,8	–0,1	–2,6	–5,3	–5,9	–5,9
	$T, z = 20$ см	12,8	12,8	12	8,6	7	7

Опыты по промораживанию песка

Опыт № 1

Опыт проводился на колонке с грунтом высотой 50 см и диаметром 15 см. Величина нагрузки на поверхность (F) составляла 0,03 кг/см². Уровень грунтовых вод совпадал с уровнем поверхности грунта. Опыт продолжался 408 часов. Промерзание грунта осуществлялось сверху. Глубина промерзания песка составила 33 см. Процесса пучения в течение опыта практически не наблюдалось. Зафиксирована

небольшая усадка грунта, величина которой составила 0,362 мм. По данным гаммаскопии плотность грунта в процессе промерзания изменилась незначительно. Начальное значение ρ составляло 1,82 г/см³. После промораживания плотность мерзлой зоны уменьшилась до 1,79 г/см³, а талой — увеличилась до 1,84 г/см³. В течение первых пяти часов после начала опыта наблюдалось впитывание влаги в колонку, а затем на протяжении всего опыта ее вытеснение.

Опыт № 2

При исследовании использовалась та же колонка с грунтом, что и в опыте № 1. Отличием от условий проведения первого опыта являлось начальное положение уровня грунтовых вод (H_p) на глубине 41 см от поверхности грунта. Величина нагрузки на поверхность составляла 0,12 кг/см². Опыт продолжался 384 часа. Глубина промерзания составила 13 см. В процессе промораживания наблюдалась усадка грунта. Уровень грунтовых вод в течение опыта испытывал колебания, амплитуда их достигала 10 см.

Опыт № 3

В данном опыте использовалась колонка с грунтом высотой 26 см и диаметром 12 см. Процесс промораживания осуществлялся с нижнего торца колонки. Величина нагрузки была равна 0 кг/см². Продолжительность опыта составляла 74 часа. Песок промерз на глубину 11 см. Наблюдалось небольшое пучение грунта, величина которого составила 0,19 мм. В течение пяти часов после начала опыта шел процесс впитывания влаги в колонку с грунтом, а затем — вытеснения. Изменение плотности грунта при промерзании было незначительное, что подтверждается результатами гаммаскопии, изображенными на рис. 2.2.2.

По результатам исследования процесса промерзания песка можно сделать следующие выводы.

Процесс пучения в водонасыщенных песках развивается крайне слабо. При воздействии даже небольших внешних нагрузок преобладает процесс усадки. На основе данных гаммаскопии о динамике плотности и результатов расчета взаи-

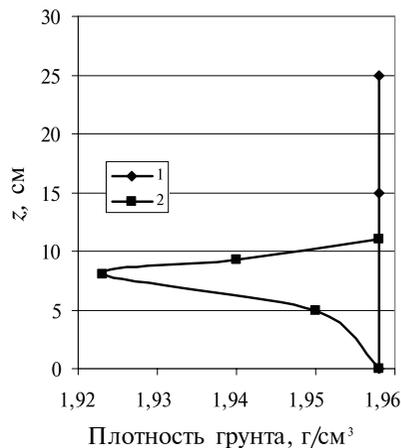


Рис. 2.2.2. Динамика плотности водонасыщенного грунта при промерзании песка снизу (опыт № 3).
1 — начальный профиль;
2 — через 72 часа после начала опыта

мосвязи между плотностью и влажностью водонасыщенных талых и мерзлых грунтов можно прийти к выводу, что при замерзании внутрипоровой влаги, в песках происходит преимущественно процесс отжатия жидкой влаги в талую зону. Так, при плотности грунта 1,82 г/см³ влажность песка в талом состоянии равна примерно 0,5 долей объема, а при плотности мерзлого песка, равной 1,79 г/см³, составляет 0,46 долей объема. При замерзании грунтовой влаги ее объем увеличивается на величину:

$$\Delta W = 0,09(W - W_{H3}), \quad (2.2.5)$$

что для нашего случая составляет примерно 0,04 долей объема. В опыте № 1 плотность мерзлой зоны уменьшилась с 1,82 до 1,79 г/см³. Поэтому в соответствии с вышеприведенными цифрами потери влаги в мерзлой зоне составляют 0,5–0,46=0,04 долей объема. Таким образом, наблюдается баланс между увеличением объема за счет замерзания влаги и уменьшением ее объема за счет отжатия в талую зону. То есть процесса миграции, в результате которого происходит рост влажности в мерзлой зоне, в водонасыщенных песках не наблюдается. Подобные расчеты для опытов № 2 и № 3 дают аналогичные результаты. Следствием полученного баланса также является практическое отсутствие морозного пучения в песках. Аналогичный баланс можно было бы получить на основе данных наблюдений за объемом влаги, вытесненной в процессе промерзания песка. Как указывалось в описанных опытах, наблюдается процесс вытеснения влаги.

Проведем расчеты на примере опыта № 3. При промерзании колонки песка на глубину 11 см объем мерзлой части грунта должен увеличиваться на величину:

$$\Delta V_r = 11S_k(W - W_{H3})0,09, \quad (2.2.6)$$

где S_k — площадь поперечного сечения колонки, равная в нашем случае 112 см².

Влажность водонасыщенного песка (W) с плотностью 3,95 г/см³ составляет 0,43 долей объема, а содержание незамерзшей влаги (W_{H3}) — 0,05 долей объема. Соответственно расчет по формуле (2.2.6) дает увеличение объема на 40 см³. В нашем же случае было вытеснено примерно 23 см³ влаги и увеличен объем грунта за счет пучения на 2 см³. Таким образом, наблюдается дисбаланс в 15 см³. Объяснить данный факт можно тем, что даже в водонасыщенных грунтах присутствует некоторое количество защемленного внутрипорового воздуха. В среднем объем воздуха составляет 0,04–0,05 долей объема. При охлаждении колонки с грунтом давление воздуха уменьшается, что приводит к уменьшению его объема и дополнительному всасыванию влаги в колонку.

Особенно ярко этот эффект наблюдается на начальной стадии промерзания, когда температура грунта не достигла отрицательных температур. В этот период наблюдается довольно интенсивное впитывание влаги. Так, в опыте № 1 в течение первых пяти часов после начала, впиталось 9 см³ влаги, а в опыте № 3, соответственно, 4 см³. На завершающей стадии опытов объем вытесненной влаги, как правило, соответствует увеличению объема за счет замерзания воды. В опыте № 3, с 42 до 72 часов после начала, было вытеснено 5,4 см³ влаги. За этот же период времени колонка с песком промерзла примерно на 3,5 см.

Расчет по формуле (2.2.6) дает увеличение объема на $5,7 \text{ см}^3$, то есть наблюдается примерный баланс этих двух величин. Объясняется это тем, что в конце опытов температурное поле грунта близко к стационарному, то есть не происходит его интенсивное охлаждение, и объем внутривоздуха практически не меняется.

Наличием заземленного воздуха объясняется и колебание уровня грунтовых вод в опыте № 2. Как уже отмечалось нами выше, эти колебания коррелируют с колебаниями атмосферного давления. То, что этому факту мы уделили значительное место в данной работе, можно объяснить важностью его при интерпретации результатов по исследованию миграции влаги в водонасыщенных грунтах. Особенно это важно в тех случаях, когда нет наблюдений за динамикой плотности и влажности грунта. Для того чтобы избежать присутствия заземленного воздуха, колонку с грунтом необходимо насыщать влагой в вакуумной камере, что, конечно, усложняет методику проведения опытов, но при необходимости вполне осуществимо. Уменьшает количество заземленного воздуха и работа с колонками малого размера. Однако это ограничивает возможности экспериментальных исследований в условиях, приближенных к природным.

Вернемся к наблюдаемому нами факту отсутствия миграции влаги в водонасыщенном песке. В предыдущих наших исследованиях, а также в работе Чистотинова [53] было показано, что в песках процесс миграции развивается довольно интенсивно. Однако в прежних опытах использовался песок с влажностью, далекой от полного насыщения. При увеличении же влажности процесс миграции затухал. Чистотинов объяснял этот факт тем, что с увеличением влажности и, соответственно, льдистости грунта перекрываются пути для миграции влаги. Мы же объясняли это явление преимущественным наличием в песках капиллярного механизма миграции, в соответствии с которым при возрастании влажности увеличивается эффективный радиус пор, заполненных влагой, что приводит к уменьшению давления пучения на границе талой и мерзлой зон [1]. Нельзя, видимо, и не учитывать действия кристаллизационно-пленочного механизма миграции влаги, при развитии которого необходима свободная поверхность льда с квазижидкой пленкой на ней. Таким образом, дать однозначное объяснение этому явлению пока затруднительно.

Опыты по промораживанию супеси

Опыт № 4

Опыт проводился на колонке с грунтом высотой 35 см и диаметром 12 см. Уровень грунтовых вод совпадал с уровнем поверхности грунта. Величина нагрузки на поверхность составляла $0,03 \text{ кг/см}^2$. Опыт продолжался 264 часа. Глубина промерзания супеси составила 16 см. Зафиксировано пучение грунта в первые 5 часов после начала опыта, величина которого составила 0,33 мм. Затем этот процесс практически прекратился. По данным гаммаскопии (рис. 2.2.3), плотность грунта в мерзлой части уменьшилась с $1,8 \text{ г/см}^3$ до $1,72 \text{ г/см}^3$, а в талой — увеличилась до $1,81 \text{ г/см}^3$. В течение первого часа

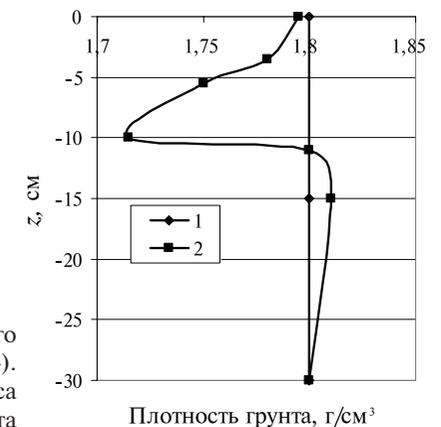


Рис. 2.2.3. Динамика плотности водонасыщенного грунта при промерзании супеси (опыт № 4). 1 — начальный профиль; 2 — через 192 часа после начала опыта

после начала опыта наблюдалось впитывание влаги, а затем на протяжении всего опыта ее вытеснение.

Опыт № 5

В данном опыте использовалась та же колонка с грунтом, что и в опыте № 4. Уровень грунтовых вод находился на глубине 34 см от поверхности. Величина внешней нагрузки составляла $0,2 \text{ кг/см}^2$. Опыт продолжался 214 часов. Супесь промерзла на глубину 12 см. Процесс пучения практически не развивался. Наблюдалось колебание уровня грунтовых вод.

Опыт № 6

В данном исследовании использовалась колонка тех же размеров, что и в предыдущих двух опытах. Однако образец грунта был заменен. Были также заменены датчики температуры. Из корпуса колонки были удалены медные трубочки диаметром 0,2 см, которые входили в тело грунта на глубину 2 см и служили для ввода термодатчиков. В данном опыте термодатчики были размещены непосредственно между корпусом колонки и грунтом. Тем самым была ликвидирована дополнительная нагрузка, возникающая при вмерзании медных трубок в грунт и тормозящая движение колонки в процессе выпучивания. Величина внешней нагрузки в данном опыте составляла 0 кг/см^2 . Опыт продолжался 32 часа. Супесь промерзла на глубину 13 см. При промерзании развивался процесс пучения. Величина пучения составила 2,17 мм. Наблюдалось впитывание влаги в колонку с грунтом. По данным гаммаскопии, начальная плотность грунта составляла $1,7 \text{ г/см}^3$. Изменение плотности в течение опыта не регистрировалось.

Опыт № 7

В данном опыте использовалась та же колонка с грунтом, что и в опыте № 6. Предварительно было проведено уплотнение грунта под воздействием внешней нагрузки $F = 1 \text{ кг/см}^2$. Исходная плотность в результате уплотнения составила $1,8 \text{ кг/см}^3$. Внешняя нагрузка на поверхность грунта в течение опыта составляла

0,6 кг/см². Опыт продолжался 48 часов. Супесь промерзла на глубину 17 см. Зафиксирован процесс пучения. Величина пучения составила 0,4 мм. В течение первых часов после начала опыта шел процесс впитывания влаги, а затем ее вытеснение.

Опыт № 8

В опыте использовалась та же колонка, что и в предыдущем. Внешняя нагрузка — 0,2 кг/см². Опыт продолжался 72 часа. Глубина промерзания составила 15 см. Величина пучения была равной 2,1 мм. В процессе опыта наблюдалось впитывание влаги в колонку с грунтом. По данным гаммаскопии, плотность грунта в мерзлой зоне уменьшилась с 1,8 г/см³ до 1,73 г/см³. Изменение плотности в талой зоне лежит в пределах погрешности измерения.

Опыт № 9

В опыте использовалась та же колонка с грунтом, что и в предыдущем. Внешняя нагрузка на поверхность составляла 0 кг/см². Опыт продолжался 194 часа. Супесь промерзла на глубину 19 см. Величина пучения составила 8,7 мм. На протяжении всего опыта наблюдалось впитывание влаги в колонку с грунтом. Плотность грунта в мерзлой зоне уменьшилась с 1,8 г/см³ до 1,74 г/см³. Плотность в талой — увеличилась до 1,82 г/см³.

Обсудим подробнее результаты, полученные при промерзании супеси.

В отличие от опытов по промораживанию песка, в супесчаном водонасыщенном грунте развивается процесс пучения, который в значительной степени зависит от величины внешней нагрузки. На рис. 2.2.4 изображены графики, связывающие динамику пучения с величиной внешней нагрузки (опыты № 7–9). Пунктирной линией показано пучение, которое может потенциально реализоваться при замерзании внутрипоровой влаги в опыте № 3. При этом увеличение линейных размеров колонки с почвой рассчитывалось по формуле (2.2.6).

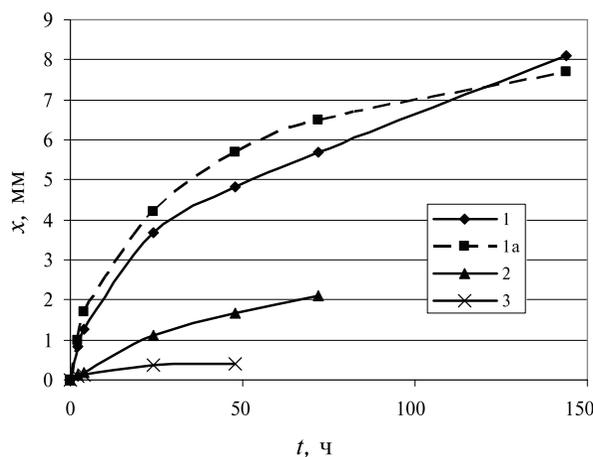


Рис. 2.2.4. Динамика морозного пучения супеси при различных нагрузках. 1 — опыт № 9 ($F = 0,0$ кг/см²); 1a — потенциальное пучение при расширении замерзшей воды (опыт № 9); 2 — опыт № 8 ($F = 0,2$ кг/см²); 3 — опыт № 7 ($F = 0,6$ кг/см²)

Анализ изображенных на рис. 2.2.4 результатов показывает, что в первые 48 часов после начала опыта (опыт № 9) потенциально возможное пучение немного превышает наблюдаемое. То есть происходит незначительное вытеснение воды из мерзлой части образца при замерзании внутрипоровой влаги. Скорость промерзания в этот период времени превышает величину 0,2 см/ч. В дальнейший период времени скорость наблюдаемого пучения начинает превышать потенциально возможное. Этот факт указывает на то, что в водонасыщенном супесчаном грунте развивается процесс миграции влаги к фронту промерзания. Причем в последней стадии опыта № 9, когда температурный профиль в колонке с грунтом близок к стационарному, процесс пучения продолжает наблюдаться. В период времени со 144 до 192 часов после начала опыта величина пучения грунта составила 0,61 мм. Видимо, в этом промежутке времени на глубине 19 см образовалась линза льда толщиной около 0,5 мм. Однако разрешающая способность нашей гамма-установки не позволяет ее зафиксировать.

Анализ результатов исследования динамики плотности грунта методом гаммаскопии в процессе промерзания также показывает, что в начальный период промерзания наблюдается небольшое вытеснение внутрипоровой влаги при ее замерзании. В опыте № 9 плотность мерзлой зоны уменьшилась с 1,8 до 1,74 г/см³. В соответствии с рис. 2.2.3 и формулами (2.2.1)–(2.2.4) общее влагосодержание грунта понизилось с 0,52 долей объема до 0,50. Особенно заметен процесс вытеснения влаги при воздействии внешней нагрузки на супесь. Даже при нагрузке, равной 0,2 кг/см², величина пучения уменьшается примерно в 3 раза. При нагрузке же в 0,6 кг/см² пучение падает на порядок, хотя и продолжает наблюдаться. В этой связи величину пучения (x) следует разделить на две составляющие: первичное пучение (x_1), возникающее при замерзании внутрипоровой влаги, и вторичное пучение (x_2), как следствие процесса миграции влаги в мерзлую зону. Эти две составляющие имеют различную физическую сущность, и поэтому воздействие внешней нагрузки на них проявляется по-разному. В условиях открытой системы, когда отток влаги в талую зону не лимитируется (условия проведения наших опытов), небольшие нагрузки порядка 0,5 кг/см² в супесчаном грунте сводят величину x_1 практически к нулю. В песке требуются еще меньшие нагрузки. Относительно влияния нагрузки на величину x_2 пока судить трудно, так как она составляла в наших опытах незначительную долю от общей величины пучения. Выделить ее в чистом виде довольно трудно, так как она может быть легко скомпенсирована уплотнением нижележащей талой зоны, что наблюдалось в наших опытах.

Для проведения исследований по выявлению зависимости x_2 от F в супеси необходимо, видимо, поставить более тонкие эксперименты, чем в нашем случае.

Опыты по промораживанию среднего суглинка

Опыт № 10

В опыте использовалась колонка с грунтом высотой 35 см и диаметром 12 см. Величина нагрузки на поверхность составляла 0,05 кг/см². Опыт продолжался 72 часа. Суглинок промерз на глубину 17,5 см. Величина пучения составила



Рис. 2.2.5. Динамика плотности водонасыщенного грунта при промерзании среднего суглинка (опыт № 10).
1 — начальный профиль;
2 — через 48 часов после начала опыта

5,24 мм. Данные о динамике плотности грунта в процессе промерзания изображены на рис. 2.2.5.

Опыт № 11

В опыте использовалась та же колонка с грунтом, что и в предыдущем опыте. Величина внешней нагрузки составляла $1,0 \text{ кг/см}^2$. Опыт продолжался 25 часов. Средний суглинок промерз на глубину 13 см. Величина пучения составила 0,19 мм.

Опыт № 12

В исследованиях использовалась та же колонка с грунтом, что и в предыдущем опыте. Величина внешней нагрузки изменялась ступенчато в течение опыта, который продолжался 173 часа. Начальная нагрузка составляла $0,8 \text{ кг/см}^2$, через 32 часа была уменьшена до $0,6 \text{ кг/см}^2$, через 51 час — до $0,4 \text{ кг/см}^2$, через 55 часов — до $0,25$ и через 147 часов после начала опыта — до $0,04 \text{ кг/см}^2$. Средний суглинок промерз на глубину 22 см. Величина пучения составила 3,2 мм.

Опыт № 13

В опыте использовалась та же колонка с грунтом, что и в предыдущих опытах. Внешняя нагрузка на поверхность грунта составляла $0,4 \text{ кг/см}^2$. Опыт продолжался 72 часа. Средний суглинок промерз на глубину 16 см. Величина пучения составила 2,8 мм.

Опыт № 14

В опыте использовалась та же колонка с грунтом, что и в предыдущем. Внешняя нагрузка на поверхность грунта составляла 0 кг/см^2 . Перед проведением опыта из корпуса колонки были удалены медные трубочки для ввода термодатчиков. То есть была выполнена та же операция, что и в опыте № 9 с супесью. Опыт продолжался 56 часов. Средний суглинок промерз на глубину 10 см. Величина пучения составила 9,16 мм.

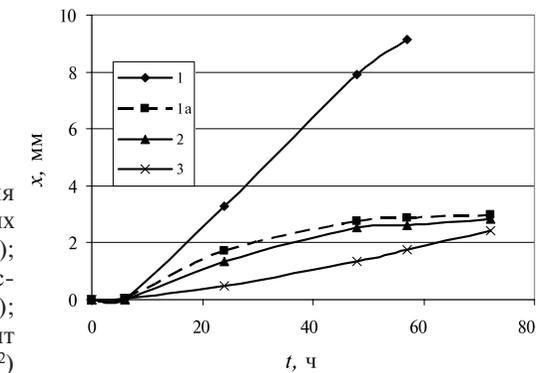


Рис. 2.2.6. Динамика морозного пучения среднего суглинка при различных нагрузках. 1 — опыт № 14 ($F=0,0 \text{ кг/см}^2$); 1a — потенциальное пучение при расширении замерзшей воды (опыт № 14); 2 — опыт № 13 ($F=0,4 \text{ кг/см}^2$); 3 — опыт № 12 ($F=0,8 \text{ кг/см}^2$)

Остановимся подробнее на анализе полученных результатов. На рис. 2.2.6 изображены зависимости динамики морозного пучения среднего суглинка от величины внешней нагрузки. Пунктирной линией изображено потенциально возможное пучение, возникающее при замерзании внутриводной влаги.

В отличие от результатов опытов по промерзанию супеси в данных экспериментах (опыт № 14) наблюдаемая величина пучения значительно превышает увеличение линейных размеров колонки с грунтом, вызванных замерзанием влаги. То есть процесс миграции в водонасыщенном среднем суглинке носит ярко выраженный характер. По данным гаммаскопии (рис. 2.2.6) и сопоставления их с результатами расчета по формулам (2.2.1–2.2.4), влажность в мерзлой зоне возрастает на 0,02–0,03 долей объема. При глубине промерзания около 20 см это дает дополнительную величину пучения в 4–6 мм. Примерно такая разница и получается при сопоставлении наблюдаемого и потенциально возможного пучения (рис. 2.2.6, опыт № 14).

Данные гаммаскопии также показывают, что наряду с уменьшением плотности в мерзлой части колонки происходит уплотнение грунта в нижележащей талой зоне. Так в опыте № 10 плотность грунта на глубине 20 см возросла с $1,74$ до $1,82 \text{ г/см}^3$. Этот факт имеет существенное значение при анализе результатов по динамике пучения под воздействием внешней нагрузки. В данном случае необходимо учитывать наряду с двумя составляющими пучения x_1 и x_2 третью составляющую x_3 , обусловленную усадкой грунта. Величина x_3 имеет довольно неопределенное значение, так как зависит от начальной плотности грунта, влажности и скорости промерзания. Последний фактор определяет время воздействия нагрузки на слой талого грунта под фронтом промерзания. Чем меньше скорость промерзания, тем большее уплотнение грунта.

Опыты по промораживанию тяжелого суглинка

Опыт № 15

В опыте использовалась колонка с водонасыщенным тяжелым суглинком высотой 55 см и диаметром 15 см. Нагрузка на поверхность грунта составляла

0,02 кг/см². Опыт продолжался 152 часа. Тяжелый суглинок промерз на глубину 7 см. Величина пучения составила 14,1 мм. Начальная плотность грунта, по данным гаммаскопии, была равна 1,75 г/см³. В процессе промерзания на глубине около 5 см образовалась линза льда, толщиной около 1 см. В талой части грунта произошло уплотнение тяжелого суглинка до глубины 20 см. Плотность увеличивалась в среднем на 0,05 г/см³. Общая величина впитавшейся влаги составила 10 см³.

Опыт № 16

Опыт проводился на той же колонке грунта, что и предыдущий. Нагрузка на поверхность грунта составляла 1 кг/см². Опыт продолжался 242 часа. Процесс промерзания продолжался 168 часов, затем шел процесс оттаивания. За время промерзания грунт дал усадку на 0,4 мм, а за период оттаивания на 14,7 мм. Данные о динамике плотности грунта в процессе проведения опыта изображены на рис. 2.2.7. В первые 28 часов после начала опыта шел процесс впитывания, а затем наблюдалось вытеснение влаги из колонки с грунтом.

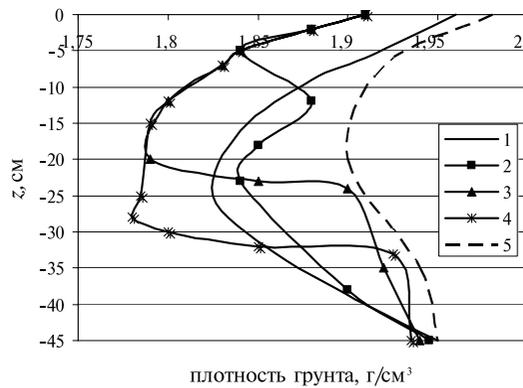


Рис. 2.2.7. Динамика плотности водонасыщенного грунта при промерзании тяжелого суглинка (опыт № 16).
1 — начальный профиль;
2 — через 24 часа после начала опыта;
3 — через 72 часа; 4 — через 144 часа;
5 — профиль после оттаивания грунта

Опыт № 17

Опыт проводился на той же колонке с грунтом, что и предыдущий. Нагрузка на поверхность грунта составляла 0,5 кг/см². Опыт продолжался 360 часов. Тяжелый суглинок промерз на глубину 37 см. Величина пучения составила 7,9 мм. Причем в первые 76 часов после начала опыта шла небольшая усадка грунта.

Опыт № 18

Опыт проводился на той же колонке, что и предыдущий. Начальная нагрузка на поверхность грунта составляла 0,02 кг/см². Затем, через 80 часов нагрузка была увеличена до 1,5 кг/см². Опыт продолжался 486 часов. В первые 368 часов шел процесс промерзания, а затем шло оттаивание грунта. За время промерзания пучение составило 4,21 мм, а за период оттаивания тяжелый суглинок осел на 20,8 мм.

Опыт № 19

Опыт проводился на колонке с грунтом высотой 26 см и диаметром 12 см. Проморозание осуществлялось с нижнего торца колонки. Перед проведением опыта



Рис. 2.2.8. Динамика плотности водонасыщенного грунта при промерзании тяжелого суглинка (опыт № 19).
1 — начальный профиль; 2 — через 24 часа после начала опыта;
3 — через 120 часов

было выполнено предварительное уплотнение грунта под нагрузкой 2 кг/см². Величина внешней нагрузки в течение опыта составляла 1 кг/см². Опыт продолжался 142 часа. Тяжелый суглинок промерз на глубину 7,2 см. Величина пучения составила 0,59 мм. Причем в первые 48 часов шла небольшая усадка грунта. Динамика плотности в процессе промерзания изображена на рис. 2.2.8.

Опыт № 20

Опыт проводился на той же колонке с грунтом, что и предыдущий. Внешняя нагрузка на поверхность грунта составила 0,5 кг/см². Промораживание осуществлялось снизу. Опыт продолжался 127 часов. Грунт промерз на глубину 7,2 см. Величина пучения составила 5,2 мм.

Опыт № 21

Опыт проводился на той же колонке и по той же методике, что и предыдущие два. Внешняя нагрузка на поверхность составила 0,0 кг/см². Опыт продолжался 118 часов. Тяжелый суглинок промерз на глубину 7,5 см. Величина пучения составила 8,7 мм. Данные о динамике плотности грунта в процессе промерзания изображены на рис. 2.2.9.

Остановимся подробнее на анализе результатов, полученных в данной серии опытов. На рис. 2.2.10 приведены данные о зависимости динамики пучения от величины внешней нагрузки.

Как и ранее, пунктирной линией показано потенциально возможное пучение, вызванное замерзанием внутрипоровой влаги. Кривая 3 иллюстрирует результаты опыта № 18 за период промерзания от 216 до 336 часов после начала опыта. При этом не учитывалась величина пучения за предыдущие 216 часов. Особенностью полученных данных является то, что во всех опытах явно наблюдается образование ледяных линз. Этот процесс хорошо виден из результатов гаммаскопии. В опыте № 15 линза образовалась на глубине 5 см, в опыте № 16 — на глубинах 28 и 32 см, в опыте № 17 — на глубине 32 см, в опыте № 18 — на глубинах 18 и 22 см, в опытах № 19–21 — на глубине 7 см. После окончания опыта № 21 колонка с грунтом была

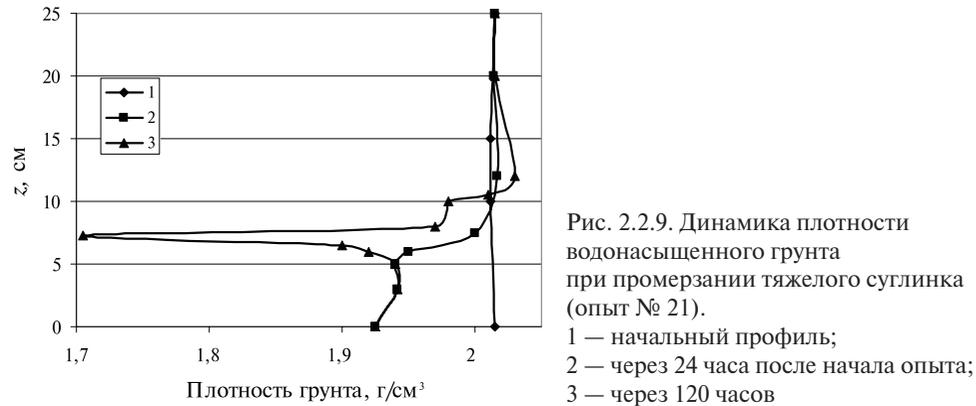


Рис. 2.2.9. Динамика плотности водонасыщенного грунта при промерзании тяжелого суглинка (опыт № 21).
1 — начальный профиль;
2 — через 24 часа после начала опыта;
3 — через 120 часов

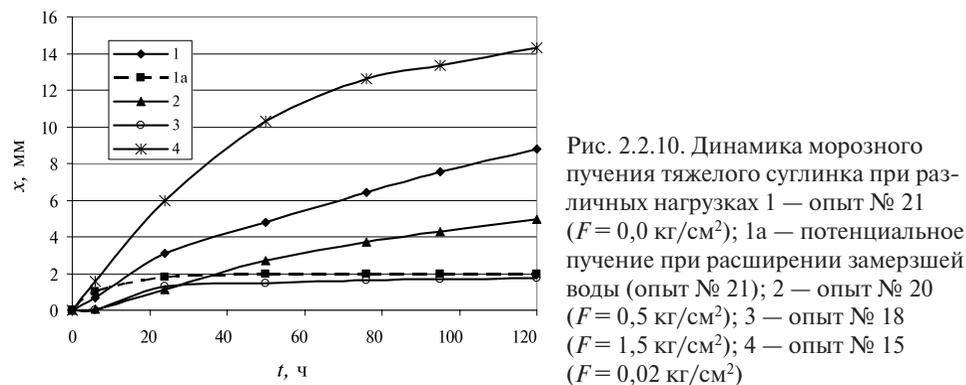


Рис. 2.2.10. Динамика морозного пучения тяжелого суглинка при различных нагрузках 1 — опыт № 21 ($F = 0,0$ кг/см²); 1a — потенциальное пучение при расширении замерзшей воды (опыт № 21); 2 — опыт № 20 ($F = 0,5$ кг/см²); 3 — опыт № 18 ($F = 1,5$ кг/см²); 4 — опыт № 15 ($F = 0,02$ кг/см²)

разобрана и образовавшаяся линза наблюдалась визуально. Толщина ее составила около 5 мм. Оценить толщину линз по данным гаммаскопии затруднительно, так как ширина пучка гамма-квантов в нашем случае составляет 1 см. Поэтому установка лишь фиксирует образование линз. Более точно мощность ледяных образований можно оценить по наблюдениям за величиной пучения. Из анализа результатов видно, что линзы образуются на стадии опытов, когда температурное поле грунта близко к стационарному. В этот период рост линзы практически совпадает с увеличением линейных размеров колонки с грунтом.

На примере опыта № 21 видно, что образование линзы началось примерно через 24 часа после начала опыта (рис. 2.2.9). Величина пучения в последующий период составила около 5,6 мм, что соответствует размеру линзы по данным визуальных наблюдений. Следует отметить, что образование линз и их рост происходит не на границе талой и мерзлой зон, а в глубине мерзлой. Сопоставление результатов гаммаскопии и температурных профилей показывает, что ширина переходной зоны достигает 4–5 см, при градиенте температуры на границе промерзания около 0,14 °C/см (опыт № 17) и 1 см при градиенте — 0,7 °C/см (опыт № 21). Эти данные носят приближенный характер, ввиду существования погрешности измерения как температуры грунта, так и глубины образования ледяных

линз. Однако они указывают на наличие переходной зоны и связь ее ширины с градиентом температуры. Следует также отметить, что, по данным гаммаскопии, рост влажности в мерзлой части грунта до начала образования линз наблюдается в зоне шириной от 5 см (опыты № 16–18) до 1,5 см (опыты № 19–21). Это соответствует диапазону отрицательных температур примерно от 0 до –1,5 °C. После образования линзы изменения во влажности мерзлой зоны, выше линзы, нами не отмечены. Если такие изменения и существуют, то точность определения влажности, равная 0,015 доли объема, не позволяет их фиксировать.

При промерзании тяжелого суглинка нами отмечен тот факт, что в талой зоне, непосредственно прилегающей к фронту промерзания, существует область шириной около 3 см, в которой влажность грунта ниже полного насыщения на 0,06–0,08 долей объема (рис. 2.2.8–2.2.9). Эта область возникает при формировании линзы и по мере затухания пучения влажность в ней растет, приближаясь к величине, равной полному насыщению. Учитывая, что в опытах используется водонасыщенный грунт, понижение влажности в глубине грунта должно сопровождаться возникновением разрежения в порах, освобождающихся от влаги. Таким образом, в талой зоне при промерзании грунта создаются градиент влажности и градиент давления, которые способствуют подтягиванию влаги к фронту промерзания из удаленных от мерзлой зоны слоев грунта. На основе этих наблюдений можно сделать численные оценки градиента потенциала вблизи мерзлой зоны, под действием которого формируется миграционный поток к растущей линзе льда. Сделаем эти расчеты на примере опыта № 21.

Влажность талой зоны, вблизи фронта промерзания, через 72 часа после начала опыта уменьшилась на 0,07 долей объема (рис. 2.2.9). По данным весового определения влажности, которое было выполнено при разборе колонки после окончания опыта № 21, влажность насыщенной зоны составляла 0,34 долей объема. Таким образом, влажность талой области у фронта промерзания была равной 0,27 долей объема, или 16,5 % от массы сухого вещества, при плотности сухого грунта в 1,63 г/см³, полученной в результате весового определения. По данным табл. 2.2.9, потенциал влаги при влажности в 16,5 % равен –220 Дж/кг или 2,2 атм. эквивалентного давления. Ширина иссушенной зоны в опыте № 21 равна примерно 2 см. То есть градиент давления вблизи границы промерзания равен около 1 атм./см. В переходной мерзлой зоне, ширина которой, по нашим оценкам, была равной около 1 см, градиент потенциала должен быть еще выше, так как теплопроводность ее ниже из-за наличия внутриводяного льда и меньшего содержания незамерзшей влаги (W_{H3}). По данным гаммаскопии, линза формируется в области температур около –0,5 °C. Величина W_{H3} при этой температуре равна 14 % от массы сухого вещества, что дает по нашим расчетам снижение коэффициента теплопроводности по сравнению с талой зоной в 7–8 раз. Таким образом, градиент потенциала в мерзлой зоне, при условии неразрывности потоков в талой и мерзлой зонах, равен около 7 атм./см. Перерасчет градиента потенциала в градиент температуры по формуле Клайперона–Клаузиуса дает значение последнего равным 0,6 °C/см. В опыте наблюдалось значение градиента порядка 0,7–0,8 °C/см, то есть величина, близкая к расчетной. Это подтверждает оправданность использования термодинамических представлений при описании миграции влаги в промерзающих грунтах.

В данной серии опытов, как и в опытах со средним суглинком, наряду с процессом пучения мерзлой зоны наблюдалось значительное уплотнение талой части грунта. Особенно наглядно этот факт проявился в опытах № 16, 17, 19. В опыте № 16 вспучивание мерзлой зоны было полностью скомпенсировано усадкой талой. В результате наблюдаемая величина пучения была близкой к нулю. Следствием этого эффекта явилась значительная усадка грунта, порядка 14 мм, после оттаивания колонки. На рис. 2.2.7 наглядно представлены данные гаммаскопии по динамике плотности грунта в процессах промерзания и оттаивания. Как видно, в результате цикла промерзания–оттаивания, плотность грунта в средней части колонки возросла с 1,82 г/см³ до 1,9 г/см³, что привело в конце опыта к значительной усадке грунта. Данный опыт проводился при внешней нагрузке 1 кг/см².

Еще значительнее усадка грунта после оттаивания была в опыте № 18, в котором нагрузка составляла 1,5 кг/см². Высота колонки в данном цикле промерзания–оттаивания уменьшилась на 16,6 мм, однако в отличие от опыта № 16 здесь уже наблюдался процесс пучения. Из полученных результатов можно сделать вывод о том, что пучение рыхлых насыпных грунтов под нагрузкой может проявиться не сразу. Возможно, потребуется несколько циклов промерзания–оттаивания, чтобы процесс пучения проявил себя в полной мере.

Остановимся теперь подробнее на анализе результатов о динамике пучения при различных нагрузках (рис. 2.2.10). Как видно из полученных данных, процесс пучения в тяжелом суглинке в основном определяется миграцией влаги. Превышение наблюдаемой величины пучения над потенциально возможной, при отсутствии внешней нагрузки (кривые 1, 1а, 4), довольно значительное. Даже при нагрузке 0,5 кг/см² это превышение составляет большую долю от общей величины пучения (кривая 2). Необходимо выделить два этапа при промерзании грунта. Первый этап — это формирование в мерзлой зоне сплошной текстуры. Второй этап — образование ледяной линзы. На первом этапе скорость промерзания превышает 0,2 см/ч. Продвижение фронта промерзания сопровождается расширением замерзающей внутривлажной и выдавливанием части ее, слабо связанной с частицами грунта, в талую зону. При этом доля вытесненной влаги существенно зависит от величины внешней нагрузки и типа грунта, его водоудерживающей способности. На этом этапе существенное значение имеет и скорость промерзания. Влияние этого фактора на величину пучения можно проследить при сопоставлении динамики пучения в условиях отсутствия внешней нагрузки (опыт № 15 и опыт № 21, кривые 4, 1). Так, в опыте № 15 скорость пучения на первом этапе промерзания почти в два раза превышает этот показатель для опыта № 21. При этом скорость промерзания в опыте № 15 была в 1,5 раза ниже, чем в сравниваемом. Данный факт еще раз подтверждает известное положение о том, что величина влагонакопления в мерзлой зоне находится в обратной зависимости от скорости промерзания.

Относительно влияния внешней нагрузки на влагонакопление в мерзлой зоне судить по результатам наших опытов довольно трудно. По крайней мере в диапазоне нагрузок от 0 до 1 кг/см² заметного отличия в динамике влажности грунта не прослеживается (рис. 2.2.8–2.2.9). Во всех трех опытах № 19–21 рост влажности в мерзлой зоне на границе с талой составляет около 0,02–0,03 доли объема. Однако при росте нагрузки происходит более заметное уплотнение талой зоны.

На второй стадии опытов, при формировании ледяной линзы, также прослеживается связь скорости пучения ($\Delta x/\Delta t$) с величиной внешней нагрузки. Обобщенные данные об этой зависимости приведены ниже, в табл. 2.2.5.

Таблица 2.2.5

Зависимость скорости пучения ($\Delta x/\Delta t$) грунта от нагрузки на его поверхность (F)

Номер опыта	15	21	20	19	18
F , кг/см ²	0,0	0,0	0,5	1,0	1,5
$\Delta x/\Delta t$, мм/ч	0,055	0,067	0,03	0,016	0,012

Как видно, существует значительная зависимость скорости пучения от нагрузки. Это обусловлено двумя факторами: влиянием внешнего давления на термодинамические характеристики промерзающей зоны грунта и уплотнением талого слоя грунта, находящегося в непосредственной близости от растущей линзы льда. Последнее обстоятельство явно прослеживается при анализе данных гаммаскопии о динамике плотности в процессе промерзания (рис. 2.2.9).

В результате проведенной серии опытов по промораживанию водонасыщенных грунтов исследованы некоторые аспекты, связанные с миграцией влаги и морозным пучением. Коснемся некоторых из них. Во-первых, получены данные о пучинистых свойствах четырех типов грунтов, различных по механическому составу. В условиях отсутствия внешней нагрузки коэффициент морозного пучения (ζ) песка составил 0,2 %, супеси — 5,1 %, среднего суглинка — 9,2 %, тяжелого суглинка — от 11 до 20 %. Эти показатели носят относительный характер, так как было отмечено, что ζ зависит от глубины и скорости промерзания, плотности и влажности грунтов. Причем с уменьшением скорости промерзания коэффициент морозного пучения растет. Зависимость ζ от плотности грунтов носит более сложный характер, так как величина ρ влияет, с одной стороны, на такие воднофизические и теплофизические свойства грунтов, как потенциал влаги, коэффициенты влагопроводности и теплопроводности, содержание незамерзшей воды в мерзлых грунтах, а с другой стороны — от плотности зависит величина усадки талой зоны при промерзании грунтов. При воздействии внешней нагрузки зависимость ζ от ρ еще больше усложняется. При уменьшении водонасыщенного грунта падает теплопроводность почвы и увеличивается влажность, что приводит к уменьшению скорости промерзания и увеличению пучения. Однако при низкой плотности происходит большая усадка талой зоны, особенно при наличии внешней нагрузки. При определенном сочетании плотности грунта и внешней нагрузки суммарная величина пучения может быть близкой к нулю, несмотря на развитие процесса миграции и образование ледяных линз.

Влияние внешней нагрузки на процесс пучения на различных стадиях промерзания сказывается по-разному. В условиях быстрого промерзания грунта, внешняя нагрузка способствует отжатию воды из промерзающей зоны в талую. Особенно ярко данный процесс наблюдается в грунтах легкого механического состава (пески, супеси). В результате суммарная влажность мерзлой зоны в этих грунтах может уменьшаться, а плотность сухого вещества растет. При медленном промораживании и образовании ледяных линз внешняя нагрузка оказывает на

процесс пучения двойное воздействие. В соответствии с уравнением Клаузиуса–Клайперона нагрузка изменяет давление влаги в промерзающей зоне, а именно градиент потенциала в мерзлой кайме, разделяющей растущую линзу и талый грунт. В результате, по многим наблюдениям, ширина этой каймы растет, что приводит к уменьшению скорости пучения. С другой стороны, растущая линза передает давление внешней нагрузки на лежащий ниже ее талый грунт, уплотняя его. Отсюда, воздействие нагрузки на процесс пучения носит многофакторный характер.

При анализе результатов опытов было показано, что миграция влаги развивается в диапазоне температур примерно от 0 до $-1,5$ °С, и образование линз происходит на некотором расстоянии от фронта промерзания. Ширина переходной зоны зависит от градиента температуры в ней. При этом в опытах с тяжелым суглинком был обнаружен слой талого грунта, прилегающий к растущей линзе, в котором происходит уменьшение влажности. Несмотря на то что этот эффект способствует подтягиванию влаги к фронту промерзания, он, на наш взгляд, вторичен по отношению к основному механизму миграции влаги под действием градиента водного потенциала в мерзлой кайме, который, как было показано, может быть рассчитан по уравнению Клаузиуса–Клайперона.

В результате проведенной работы удалось выделить совокупность основных факторов, влияющих на процесс пучения. В дальнейших исследованиях может быть поставлена задача количественной оценки воздействия каждого из них на этот сложный и многофакторный процесс.

2.3. Физическое моделирование процесса инфильтрации влаги в мерзлых почвах и грунтах

2.3.1. Установка для экспериментального исследования процесса инфильтрации влаги в мерзлых почвах и грунтах

Изучение инфильтрации в мерзлых почвах производилось на инфильтрационной установке на почвенных монолитах с ненарушенной структурой (высота монолита от 1 до 1,2 м, площадь поперечного сечения — 2000 см^2). При промерзании 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.

Инфильтрационная установка (рис. 2.3.1) состоит из фильтрационной камеры (10), установленной на тележке (25) с платформой (26), и устройства для подачи и измерения профильтровавшейся 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 полуцилиндров устраняется резиновыми прокладками. Полуцилиндры устанавливаются на поддон (22). Монолит в фильтрационной камере опирается на съемную решетку (24), под которой расположен обратный фильтр (23), соприкасающийся с низом монолита.

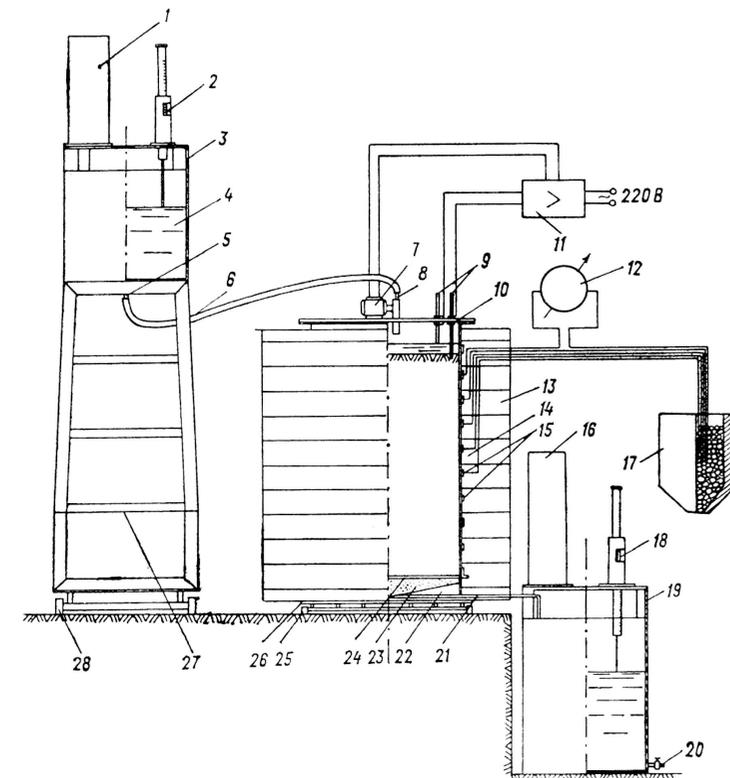


Рис. 2.3.1 Установка для исследования процесса инфильтрации в мерзлых почвах.

1 — указатель уровня; 2 — электротастер; 3 — кронштейн; 4 — мерный бак; 5 — патрубок; 6 — шланг; 7 — соленоид; 8 — вентиль; 9 — игла; 10 — крышка; 11 — устройство для поддержания уровня воды; 12 — гальванометр; 13 — теплоизоляция; 14 — термопары; 15 — втулки; 16 — указатель уровня; 17 — термостат; 18 — электротастер; 19 — мерный бак; 20 — кран; 21 — трубка; 22 — поддон; 23 — обратный фильтр; 24 — сетка; 25 — тележка; 26 — прокладка; 27 — подставка; 28 — тележка

Вода в монолит подается из мерного бака (4), установленного на подставке (27) с тележкой (28), по патрубку (5), шлангу (6) и соленоидному 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.

Профильтовавшаяся 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 каждые 10 см по глубине.

Конструкция установки не рассчитана для исследования динамики профилей влажности в процессе впитывания.

2.3.2. Результаты экспериментов по исследованию инфильтрации в мерзлых почвах и грунтах

При фильтрации воды в мерзлые почвы подавалась вода с температурой от нуля до +1 °С. В период интенсивного впитывания влаги измерения производились через 5–15 мин, а при малой интенсивности впитывания — через час. Длительность опыта колебалась от 1 до 16 суток, и в основном зависела от первоначальной влажности и температуры почвы. Всего было проведено более 30 опытов. Перед опытом определялась исходная послойная влажность почвы, а по окончании — ее послойная плотность. В процессе эксперимента измерялись послойная температура почвы и объем впитывания влаги.

На рис. 2.3.2 и в табл. 2.3.1 приведены результаты одного из опытов. В опыте использовался типичный чернозем.

Благодаря наличию свободных пор в верхних горизонтах почвы инфильтрация началась через 8 минут после пуска воды. Но вследствие закупорки пор в слое 35–45 см и глубже, прекратилась через 4 часа. За это время профиль-

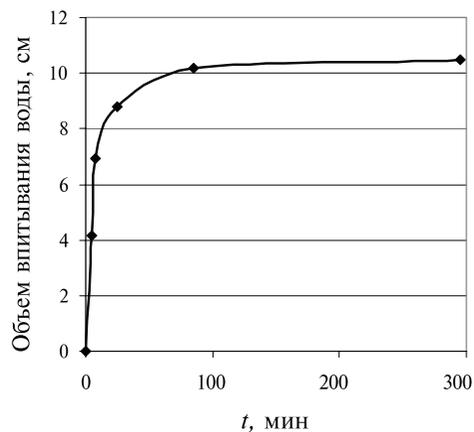


Рис. 2.3.2. Динамика впитывания воды в мерзлый типичный чернозем

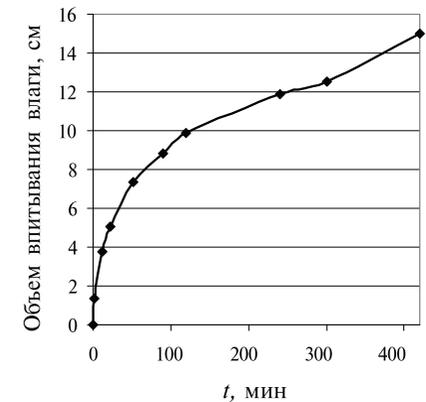


Рис. 2.3.3. Динамика впитывания воды в мерзлый типичный чернозем

тровало 9,25 см слоя воды. Таким образом на данной глубине образовался запирающий слой.

Совершенно иная картина наблюдалась в другом опыте при взаимодействии инфильтрующейся воды с мерзлой почвой, исходная влажность которой была более низкой, а температура — более высокой (рис. 2.3.3, табл. 2.3.2). В опыте использовался тот же тип почвы — типичный чернозем.

Таблица 2.3.1

Распределение по глубине влажности, плотности и температуры в типичном черноземе

Глубина, см	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Влажность, % веса	17,6	26,0	31,4	30,5	29,4	28,5	27,6	26,1	22,8
Плотность, г/см ³	1,08	1,06	1,06	1,21	1,33	1,33	1,40	1,42	1,44
$T, ^\circ\text{C}, t = 0$ мин	-3,2	-5,0	-5,2	-4,4	-4,4	-5,0	-5,9	-7,1	-7,7
$T, ^\circ\text{C}, t = 295$ мин	0	-0,15	-0,45	-0,85	-1,75	-2,1	-2,25	-2,2	-1,8

Таблица 2.3.2

Распределение по глубине влажности, плотности и температуры в типичном черноземе

Глубина, см	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Влажность, проценты от веса	10,2	20,9	20,4	17,8	16,8	15,8	15,4	16,1	16,4
Плотность, г/см ³	1,07	1,01	1,02	1,21	1,35	1,30	1,37	1,43	1,42
$T, ^\circ\text{C}, t = 0$ мин	-2,8	-2,3	-1,55	-1,5	-0,6	0,8	1,3	2,3	3,7
$T, ^\circ\text{C}, t = 420$ мин	1,0	0,65	0,0	-0,1	0,35	1,1	1,7	2,4	3,8

В данном опыте за 4 часа было профильтровано 11,25 см слоя воды. Но при этом процесс впитывания не прекратился. Хотя и замедлился в связи с кристаллизацией поступающей в почву воды. Таким образом, в данном опыте запирающий слой не образовывался.

Серия опытов по исследованию впитывания влаги в мерзлую почву позволила обосновать теплофизический метод расчета потерь талой влаги на инфильтрацию в весенний период [23]. Описание опытов на этой установке и результаты наших исследований приведены в работе [15].

Более детальное исследование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву было проведено на установке, изображенной на рис. 2.1.1, которая оборудована устройством для гамма-просвечивания почвенной колонки и тем самым определения влажности почвы в процессе проведения опыта.

Методика проведения опытов была следующей. Вначале на монолите почвы в течение заданного времени моделировалось промерзание и исследовался процесс миграции. Затем на протяжении 2–3 суток температура поверхности почвы повышалась до 0 °С и на поверхность подавалась вода с нулевой температурой, слой которой толщиной 2–3 мм с помощью подпитывающего устройства поддерживался постоянным в течение всего опыта. Для того чтобы уменьшить до минимума тепловые потоки через боковую стенку монолита, вся установка (рис. 2.1.1) помещалась в специальную морозильную камеру с температурой воздуха 0 °С.

Основной целью проведения этих работ было получение детальной информации о динамике влажности и температуры в процессе впитывания. Эта ин-

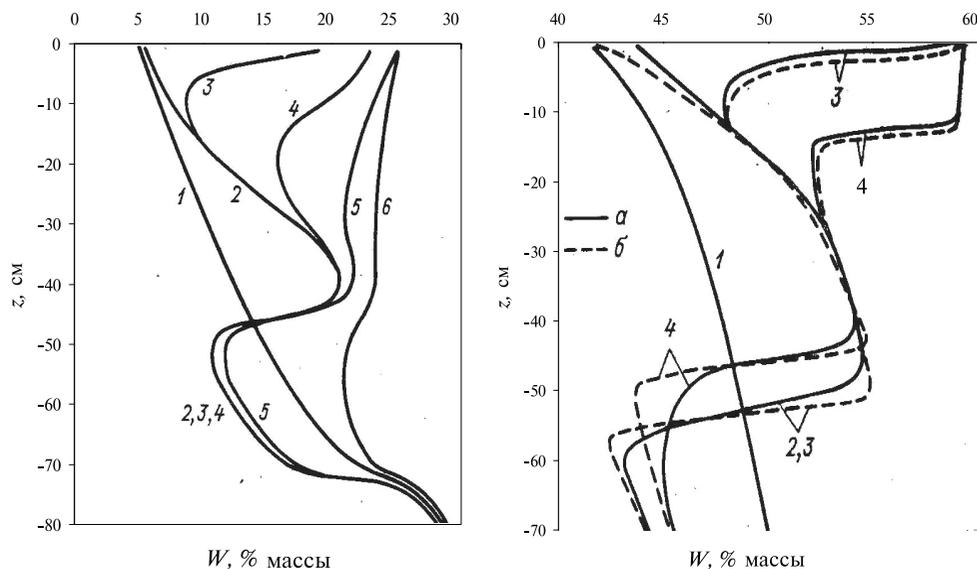


Рис. 2.3.4. Динамика профилей влажности при промерзании и оттаивании песка. 1 — начальный профиль; 2 — через 312 часов после начала опыта (начало процесса инфильтрации); 3 — 312 часов 20 минут; 4 — 313 часов; 5 — 314 часов; 6 — 318 часов

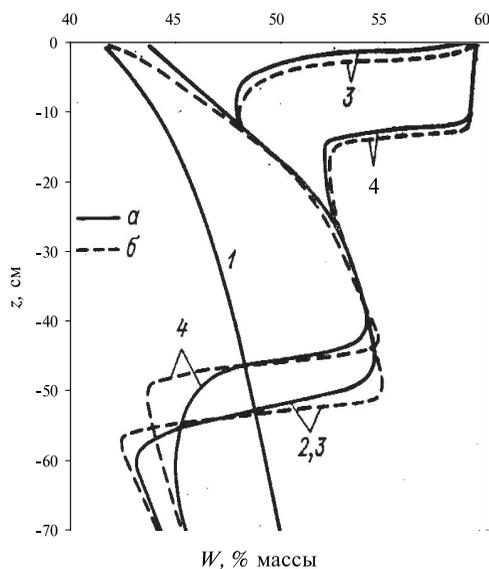


Рис. 2.3.5. Динамика профилей влажности при промерзании (1, 2) и оттаивании (3, 4, 5) типичного тяжелосуглинистого чернозема. 1 — начальный профиль; 2 — через 248 часов после начала опыта (начало процесса инфильтрации); 3 — 263 часа; 4 — 311 часов

формация в дальнейшем была использована для сопоставления результатов физического и математического моделирования.

На рис. 2.3.4 показана динамика впитывания талой воды в мелкозернистый песок. В табл. 2.3.3 помещены температурные граничные условия проведения опыта.

Таблица 2.3.3

Изменение температуры (T , °С) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании и оттаивании песка

t , ч	0	70	118	166	262	286	310	312	313	318
$T, z = 0$ см	4,0	-4,4	-4,6	-6,7	-6,2	-2,1	0,6	0	0	0
$T, z = 50$ см	4,0	4,4	3,0	2,5	1,5	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2

Как видно из рис. 2.3.4, процесс инфильтрации шел со значительной скоростью. Это в первую очередь обусловлено тем, что исходная льдистость песка в верхних слоях монолита составляла лишь треть общей пористости. Данная ситуация способствовала высокой водопроницаемости мерзлого песка, коэффициент фильтрации которого в талом состоянии равен 10 см/ч. На то, что скорость впитывания была значительной, повлиял и тот факт, что температура почвы на всех горизонтах была около 0 °С. Тем самым фазовые превращения, связанные с кристаллизацией поступившей в почву влаги, отсутствовали, и она свободно проникала в нижележащие слои.

Совсем иная картина наблюдалась в опыте по исследованию инфильтрации талой воды в мерзлом черноземе (рис. 2.3.5). В табл. 2.3.4 помещены температурные граничные условия проведения опыта.

Таблица 2.3.4

Изменение температуры (T , °С) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании и оттаивании тяжелосуглинистого чернозема

t , ч	0	72	96	120	144	168	192	248	263	287	311
$T, z = 0$ см	6,0	-3,5	-3,7	-6,3	-8,0	-10,8	-11,2	0	0,4	0,9	0,7
$T, z = 70$ см	6,0	3,4	3,1	2,8	2,8	2,5	2,5	2,5	2,3	2,3	2,3

Скорость впитывания здесь было примерно в 100 раз ниже, чем в песке, и составляла 0,1 мм/ч. При этом коэффициент фильтрации талого чернозема был равен 0,6 см/ч, то есть в 16 раз меньше, чем у песка. Существенное отличие второго опыта от первого заключалось в том, что исходная льдистость чернозема с учетом связанной влаги, составляла 0,8 долей от общей пористости, а температура почвы перед началом впитывания — около -2 °С, то есть чернозем в отличие от песка обладал значительно большим «запасом холода», который мог реализоваться на кристаллизацию поступившей в почву влаги и образование водонепроницаемого слоя. В данном опыте процесс впитывания влаги проходил только в протаявшем слое почвы. В мерзлый слой влага практически не поступала.

2.4. Экспериментальные исследования инфильтрации в талых почвах

2.4.1. Установка для экспериментального исследования процесса инфильтрации влаги в талых почвах и грунтах

Для детального исследования процесса инфильтрации влаги при выпадении дождевых осадков разработана специальная установка (рис. 2.4.1). Установка представляет собой устройство, позволяющее задавать интенсивность дождевания в широких пределах и измерять при этом влажность почвы и величину возможного поверхностного стока.

Одни из основных узлов установки является блок дождевания, состоящий из цилиндрической емкости (8), на дне которой размещены капиллярные отверстия, электромагнитного клапана (12) и промежуточной емкости (11). Принцип работы этого блока следующий.

При открытом состоянии клапана (12) вода под действием гидростатического давления выдавливается в виде капель из емкости (11) и поступает на поверхность колонки с почвой (6). При закрытом положении клапана (12) подток воды

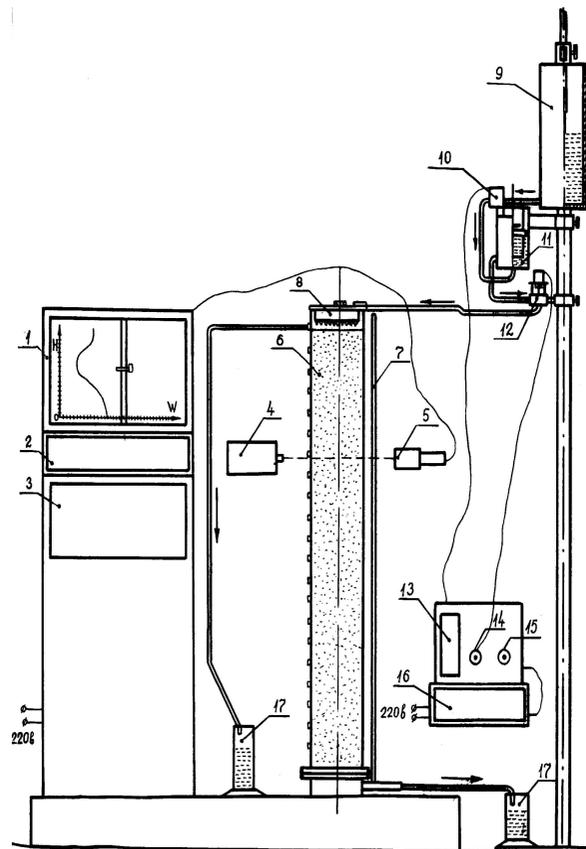


Рис. 2.4.1. Установка для исследования инфильтрации влаги в талых почвах в процессе дождевания:

1 — двухкоординатный самописец; 2, 3 — анализатор импульсов; 4 — источник гамма-излучения (Cs-137); 5 — сцинтилляционный детектор; 6 — колонка с почвой; 7 — водомерная трубка; 8 — дождевальное устройство; 9 — верхняя измерительная емкость; 10 — верхний клапан; 11 — промежуточная емкость; 12 — нижний клапан; 13, 14, 15, 16 — электронный блок управления частотой открытия и закрытия клапанов; 17 — нижняя измерительная емкость

из емкости (11) в емкость (8) прерывается и отрыв капель отсутствует. Интенсивность дождевания регулируется с помощью электронных блоков (13), (14), (15), позволяющих задавать интервалы времени нахождения клапана (12) в закрытом и открытом состояниях.

Для того чтобы гидростатическое давление в течение опыта оставалось постоянным, так как изменение этой характеристики влечет за собой и изменение интенсивности дождевания, промежуточная емкость (11) снабжена системой, позволяющей поддерживать уровень в этой емкости постоянным. Упомянутая система состоит из электронного клапана (10), включенного последовательно с гермагнитным контактом, находящемся на поплавке в емкости (11). При понижении уровня воды в сосуде (11), вызванного расходом воды на дождевание, клапан (10) открывается и вода из измерительной емкости (9) поступает в емкость (11). При достижении исходного уровня воды клапан (10) снова закрывается. Таким образом, заданная с помощью регуляторов (14), (15) интенсивность дождевания сохраняется постоянной в процессе проведения опыта.

Измерение влажности почвы осуществлялось с помощью установки горизонтального гамма-просвечивания. Основными узлами установки являются источник гамма излучения (Cs-137) (4) и сцинтилляционный детектор (5). Кронштейн установки с источником и детектором при помощи электродвигателя с редуктором перемещается с постоянной скоростью вдоль колонки с почвой. Сигналы с детектора об интенсивности гамма-излучения поступают на двухкоординатный самописец (1), второй регистрируемой координатой которого является расстояние детектора от поверхности почвы. Таким образом, в ходе проведения опыта записывается эпюра измеряемой влажности, соответствующая интенсивности прошедшего через колонку гамма-излучения.

Интенсивность впитывания влаги в талую почву также определялась с использованием установки, изображенной на рис. 1.4.1 и описанной в разделе 1.4.1.

2.4.2. Результаты экспериментов по исследованию инфильтрации в талых почвах и грунтах

Результаты экспериментов по впитыванию влаги почвой на установке (рис. 1.4.1) дали удовлетворительное совпадение с результатами расчета по формуле Костякова [27]:

$$u_{\tau} = u_1 \tau^{-\alpha}, \quad (2.4.1)$$

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.

На рис. 2.4.2 приведены результаты определения интенсивности впитывания влаги в три различных по механическому составу почвы.

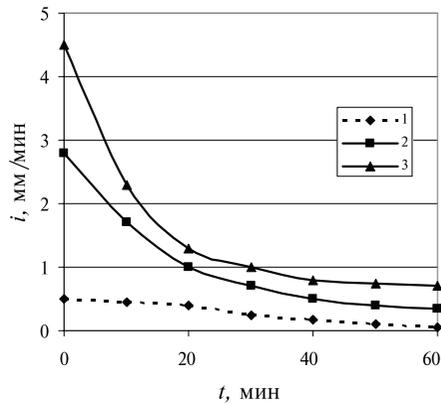


Рис. 2.4.2. Интенсивность впитывания влаги в почву 1 — суглинок, 2 — супесь, 3 — песок

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 в первые 10 минут 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.

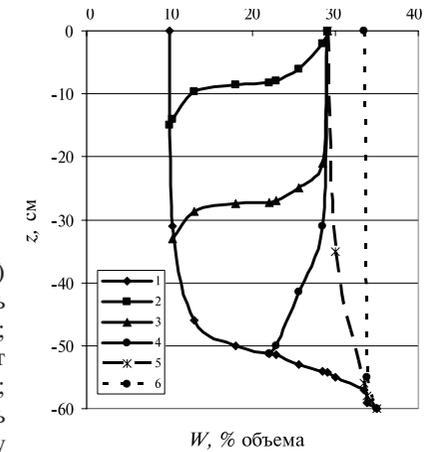
Параметры зависимости (2.4.4) для различных типов подзолистых почв бассейна р. Вятки приведены в табл. 2.4.1.

Таблица 2.4.1

Параметры зависимости (2.4.1) для различных типов подзолистых почв бассейна р. Вятки

Тип почв	мм/мин	α
Среднеподзолистая песчаная на песках	3–12	–0,8
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	1–3	–0,5
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	3–7	–0,6
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	12	–1,3
Дерново-подзолистая легкосуглинистая на средних суглинках	3–100	–0,8
Дерново-среднеподзолистая среднесуглинистая на тяжелых суглинках	1–4	–0,6
Дерново-сильноподзолистая супесчаная на тяжелых суглинках	3–20	–0,5...–1
Дерново-сильноподзолистая на суглинках	3–4	–0,8

На описанной выше установке (рис. 2.4.1) была проведена серия опытов по дождеванию мелкозернистого песка. Методика проведения опытов заключалась в следующем.

Рис. 2.4.3. Динамика профилей влажности (W) при дождевании конки с песком (интенсивность дождевания — 170 мм/ч). а — эксперимент; б — расчет. 1 — начальный; 2 — через 8 минут после начала опыта; 3 — через 22 минуты; 4 — через 34 минуты; конечный; 6 — профиль полного насыщения при подпитке колонки снизу

В начале опыта через нижний поддон осуществлялась подпитка колонки с почвой до полного насыщения влагой. Затем проводился сброс воды до заданного уровня и в течение суток устанавливался начальный, равновесный профиль влажности. Отток влаги через подпитывающий шланг при этом перекрывался. Затем начинался процесс дождевания, в течение которого периодически измерялись влажность почвы, уровень воды в баке (9), ход понижения которого соответствовал интенсивности дождевания, и уровень воды в емкости (17), соответствующий ходу поверхностного стока.

На рис. 2.4.3 показана динамика профилей в одном из опытов, в течение которого поверхностный сток отсутствовал. В этом опыте вся влага, поступающая на поверхность почвы, полностью впитывалась до тех пор, пока уровень грунтовых вод, измеряемый с помощью водомерной трубки (7), не достигал поверхности почвы. Начальное положение уровня грунтовых вод находилось на глубине 80 см от поверхности почвы. На рис. 2.4.3 видно, что конечный профиль влажности не соответствует профилю полного насыщения, полученному при подпитке снизу. Разница в значениях влажности достигает 3–4 процентов объема, что соответствует величине объема защемленного в процессе инфильтрации внутрисопорного воздуха.

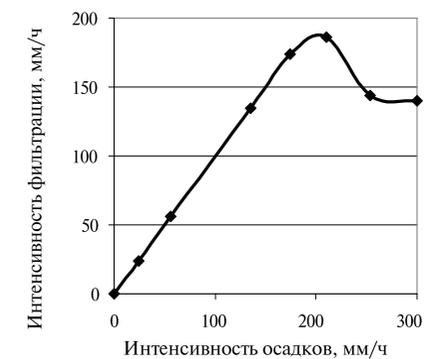


Рис. 2.4.4. Зависимость интенсивности впитывания влаги в песчаную почву от интенсивности дождевания

Относительно небольшое количество заземленного воздуха может существенно снизить скорость впитывания влаги в почву в процессе выпадения осадков со значительной интенсивностью. Так, наши опыты показали, что при дождевании с интенсивностью 170 мм/ч влага полностью поглощается почвой, а при интенсивности дождевания 252 мм/ч интенсивность впитывания была уже 144 мм/ч. Дальнейший рост интенсивности дождевания (рис. 2.4.4) не приводил к понижению скорости впитывания, так как на поверхности образовывался постоянный слой воды.

2.5. Экспериментальные исследования водоотдачи в талых почвах и грунтах

Объем и динамика потерь талых вод на инфильтрацию определяются водопоглотительной способностью почв на водосборе. При этом следует иметь в виду, что талые воды, просочившиеся в почву в период снеготаяния, не полностью расходуются на пополнение запасов почвенной влаги. Часть просочившейся в почву воды идет на пополнение запасов грунтовых вод и частично с грунтовым стоком поступает в реки в период весеннего половодья. Поток влаги, поступающей к уровню грунтовых вод, можно учесть, если есть данные о режиме грунтовых вод данного водосбора и коэффициентах водоотдачи почвогрунтов.

Согласно [52], коэффициент водоотдачи — это «один из параметров, характеризующих водно-физические свойства грунтов, в частности их способность отдавать часть воды при опускании уровня подземных вод»:

$$\xi = \Delta W / \Delta h, \quad (2.5.1)$$

где ξ — коэффициент водоотдачи; ΔW — слой воды, отдаваемый грунтом при понижении уровня грунтовой воды на величину Δh , мм.

Коэффициенты водоотдачи минеральных и органических почв представляют собой комплексные параметры, характеризующие способность почвы отдавать часть влаги под воздействием гравитационных сил.

В зоне колебания уровня грунтовых вод коэффициент водоотдачи рассчитывают как разность между полной и наименьшей влагоемкостью почвы в капиллярной зоне, по разности влагозапасов до и после понижения уровня грунтовых вод.

В большинстве случаев параметр ξ рассматривается как величина постоянная для данного типа почвы или грунта независимо от скорости перемещения уровня грунтовых вод и мощности зоны дренирования. Если скорость понижения уровня грунтовой воды настолько мала, что успевает установиться равновесное распределение капиллярной влаги, то коэффициент водоотдачи — постоянная величина. Значительно сложнее дело в случае, когда скорость понижения или повышения уровня грунтовых вод достигает таких значений, что наблюдается деформация капиллярной зоны. Природа этих сложных процессов требует проведения как экспериментальных, так и теоретических исследований.

Кроме того, совершенно не ясен вопрос о динамике коэффициента водоотдачи при промерзании и оттаивании почв. Очевидно, механизм водоотдачи в тонкодисперсных и грубодисперсных почвогрунтах различен.

Работы по изучению динамики коэффициента водоотдачи в процессе оттаивания почвы позволяют в дальнейшем более обоснованно подойти к построению гидрографа талого стока на водосборе.

Мелиорация земель сопровождается изменением водно-физических свойств почв: плотности, значения и характера пористости, а следовательно, и коэффициентов водоотдачи. Значительные изменения коэффициента водоотдачи наблюдаются при осушении болот; под влиянием уплотнения изменяется соотношение свободной, капиллярной и внутриклеточной влаги.

2.5.1. Установка для экспериментального исследования процесса водоотдачи в талых почвах и грунтах

В гидрофизической лаборатории ГГИ были выполнены экспериментальные исследования, позволившие оценить на модельных средах и реальных почвогрунтах изменение коэффициента водоотдачи в зависимости от скорости подъема и спада уровня грунтовых вод.

Проведение таких исследований потребовало создания специальной установки, в значительной степени отличающейся от традиционной (метод высоких колонн). В связи с поставленной задачей, требования которой изложены выше, авторы создали такую установку (рис. 2.5.1) [24].

Ее основной частью является высокая колонна (5) с монолитом (8). Колонна представляет собой транспортный контейнер высотой 200 см с площадью поперечного сечения 2000 см², установленный на поддон (2) с обратным фильтром (4). Крепление поддона осуществляется при помощи болтового соединения с резиновой прокладкой, проложенной между фланцами (2). Резиновая прокладка полностью герметизирует соединения. Для удобства передвижения при монтаже собранная колонка устанавливается на тележку (1).

Поддон (2) имеет патрубок (9), который при помощи резинового шланга (10) соединяется со сливной емкостью (11). Наличие в сливной емкости преобразователей автоматической стабилизации заданного уровня воды позволяет поддерживать его в течение всего опыта. Слежение за уровнем осуществляется поплавком (10) со встроенным магнитом и герметическим магнитоуправляемым контактом (14), закрепленным на несущей штанге с регулируемой глубиной установки. При опускании уровня воды ниже заданной отметки поплавок опускается и размыкает цепь. В результате срабатывает промежуточное, реле, посылая импульс тока в усилитель (20), который усиливает его и включает соленоид (15).

В свою очередь соленоид включает водорегулирующий клапан (16), который доликает воду из емкости (19) до заданной отметки. Измерение количества воды, израсходованной на подпитку, производится при помощи электротастера (18). При опускании уровня грунтовых вод автоматическое устройство отключается и вода сливается непосредственно через открытый вентиль сливного штуцера (21) в мерный бак (22). Сливная емкость (11) крепится на штанге (17) при помощи

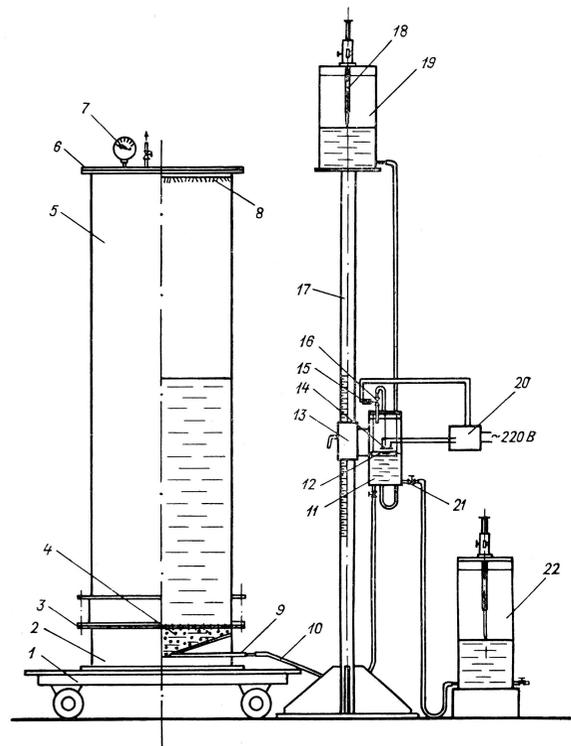


Рис. 2.5.1. Установка для экспериментального исследования водоотдачи.
 1 — тележка; 2 — поддон; 3 — фланцы; 4 — обратный фильтр; 5 — колонна; 6 — крышка;
 7 — манометр; 8 — почва; 9 — патрубок; 10 — шланг поплавков; 11 — сливная емкость;
 12 — поплавок; 13 — стопорное устройство; 14 — магнитоуправляемый контакт;
 15 — соленоид; 16 — водорегулирующий клапан; 17 — штанга; 18 — электротастер;
 19 — напорная емкость; 20 — усилитель; 21 — штуцер; 22 — мерный бак

фиксатора положения и обоймы (13). На штанге нанесены полусантиметровые деления. Это позволяет закрепить емкость (11) на необходимом для слива или подпитки уровне. Наверху штанги, непосредственно на несущем кронштейне, устанавливается мерная емкость (19) с электротастером.

Опыты производятся следующим образом. Монолит испытываемой почвы доставляют в лабораторию, снимают герметичные крышки транспортного контейнера и устанавливают его на поддоне с фильтром. Поддон и контейнер герметически соединяют между собой. Опыт начинается с подпитки водой испытываемого монолита. С этой целью сливную емкость (11) приподнимают на 10–15 см выше нижнего среза монолита, включают блок автоматики и производят подпитку на заданном уровне до тех пор, пока блок автоматики не будет выключаться, то есть когда прекратится интенсивный расход влаги на подпитку. Затем емкость (11) передвигается на очередные 10–15 см и цикл регулирования вновь производится автоматически. Монолит насыщается влагой полностью до

появления тонкого 1–2-миллиметрового слоя воды на его поверхности. Количество заземленного воздуха при таком методе подпитки минимальное.

В случае, если опыт производится с тяжелыми почвами, то на верхний фланец колонны при помощи резиновой прокладки и болтового соединения крепят специальную крышку (6) с манометром (7) и штуцером, который при помощи шланга высокого давления соединяется с форвакуумным насосом. В целях удаления воздуха из монолита почвы создают сравнительно небольшое разрежение, 20–30 кПа. Подпитка монолита при этом ускоряется, а заземленный воздух практически полностью ликвидируется.

После окончания подпитки горизонт слива устанавливается на уровне верхней поверхности монолита. Задается определенная скорость понижения уровня грунтовой воды с помощью сливной емкости (11).

Коэффициент водоотдачи при опускании уровня грунтовых вод рассчитывается по формуле:

$$\xi = Q/(SH_1), \quad (2.5.1)$$

где Q — количество воды, отданное почвой в процессе водоотдачи из объема почвы, равного произведению площади поперечного сечения монолита (S) на расстояние от его поверхности до уровня грунтовых вод (H_1) в момент времени τ_1 . В следующий момент времени (τ_2) количество воды будет определяться суммой объема предыдущего слива (W_1) и текущего объема (W_2) при новом значении H_2 .

Опыты при подъеме уровня грунтовых вод производятся несколько иным путем. Из полностью насыщенного водой монолита влага медленно сливается до заданного уровня, установленного на высоте 5–6 см выше нижнего среза монолита. Затем в течение 5–8 суток происходит сброс воды из монолита до установления устойчивого профиля равновесия. После этого задают определенную скорость поднятия уровня грунтовых вод, включают автоматическое устройство подпитывающей системы и сливную емкость с заданной скоростью поднимают вверх. При этом через заданный промежуток времени фиксируют количество воды, израсходованное на подпитку, и отметку уровня воды относительно верха монолита. Расчет коэффициентов водоподъема ($\xi_{\text{п}}$) производится по формуле:

$$\xi_{\text{п}} = Q/[S(H_1 - H_0)], \quad (2.5.2)$$

где H_0 — начальный уровень воды в монолите почвы.

2.5.2. Результаты экспериментов по исследованию водоотдачи в талых почвах и грунтах

Опыты по определению водоотдачи были проведены на модельной среде (насыпной монолит мелкозернистого песка) и на монолитах дерново-слабоподзолистой песчаной почвы с ненарушенной структурой. Естественные монолиты почвы были взяты на лесных участках водосбора р. Вятки в районе пос. Торфяного.

Распределение пор по размерам в модельной среде характеризуется равновесной кривой влажности, координаты которой приведены в табл. 2.5.1.

Таблица 2.5.1

Равновесное распределение влаги в монолите модельной среды

Высота измерения влажности над зеркалом свободной поверхности воды, см	0	35	41	48	55	64	75	100
Весовая влажность среды, %	23	22	20	15	10	7	5	4

Анализ равновесной кривой влажности показывает, что модельная среда в основном однородная по размеру пор. Фракции, образующие поры с высотой капиллярного поднятия в пределах (50 ± 5) см являются преобладающими.

Все опыты были разделены на три серии, целью проведения которых было подтверждение следующих положений:

а) повышение коэффициента водоотдачи при увеличении зоны аэрации;

б) изменение коэффициентов водоотдачи при изменении скорости подъема или опускания уровня грунтовых вод.

Опыты, проведенные как на модельной среде, так и на реальных почвах (рис. 2.5.2), показывают, что при полном стоке воды до заданного уровня коэффициент водоотдачи по высоте монолита изменяется в значительных пределах. Практически начиная с глубины 0,5 м до 2,0 м, он изменяется в 2 раза, от 0,1 до 0,2. Характер изменения коэффициента ξ следующий: начиная с определенной глубины он незначительно изменяется и становится постоянным. Так, для дерново-слабоподзолистой песчаной почвы эта глубина близка к 1 м. На модельной среде точка излома располагается несколько ближе к поверхности (0,8 м), а коэффициент водоотдачи ниже этой точки изменяется плавно и в больших пределах, чем в первом случае.

Таким образом, при полном истечении воды из заданного объема коэффициент водоотдачи возрастает с увеличением мощности слоя дренирования (табл. 2.5.2). Полученные выводы соответствуют результатам ранее выполненных экспериментальных работ.

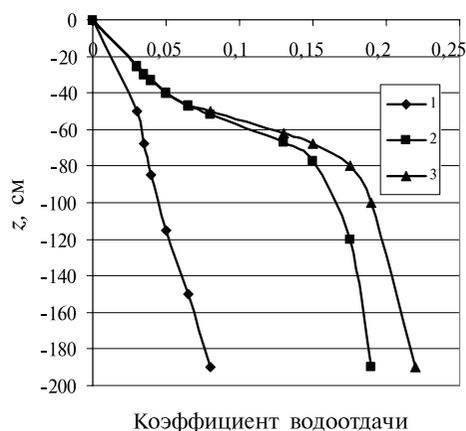


Рис. 2.5.2. Зависимость коэффициента водоотдачи (долей единицы) от мощности слоя дренирования монолитов чернозема обыкновенного легкосуглинистого (1), дерново-слабоподзолистой песчаной почвы (2) и модельной среды (3)

Таблица 2.5.2

Зависимость коэффициента ξ от мощности слоя дренирования

Расстояние от поверхности монолита, см	Тип почвы	
	Модельная среда	Дерново-слабоподзолистая песчаная почва
20	0,02	0,02
40	0,05	0,05
60	0,13	0,11
80	0,18	0,15
100	0,20	0,17
120	0,20	0,18
140	0,22	0,18
160	0,22	0,19
180	0,23	0,20

В слоистых почвогрунтах, разные слои которых имеют различную структуру пористости, коэффициент водоотдачи для монолита в целом отличается от коэффициентов водоотдачи для отдельных слоев. Опыты по определению коэффициентов водоотдачи при различной скорости понижения уровня грунтовых вод производились в диапазоне скорости изменения уровня 0,028–1,50 см/мин. Анализ результатов опытов, выполненных на модельной среде (табл. 2.5.3) при высоте монолита 2,0 м, показал, что коэффициенты водоотдачи увеличиваются с уменьшением скорости понижения уровня грунтовых вод. При больших скоростях понижения уровня (1,0–1,5 см/мин) изменения коэффициентов водоотдачи практически линейны. Они изменяются незначительно как на естественной почве, так и на модельной среде. Так, для дерново-слабоподзолистой почвы диапазон их изменений 0–0,014; для модельной среды — несколько больше, 0–0,086.

Таблица 2.5.3

Изменение коэффициента водоотдачи ξ (в долях единицы) в зависимости от скорости понижения уровня (насыпной монолит мелкозернистого песка)

Глубина, см	Скорость понижения уровня грунтовых вод, см/мин							
	0,0	1,5	1,0	0,5	0,25	0,17	0,056	0,028
0								
20	0,018	0,019	0,026	0,020	0,035	0,044	0,034	
40	0,049	0,022	0,033	0,028	0,040	0,049	0,055	0,057
60	0,132	0,027	0,040	0,044	0,062	0,079	0,097	0,109
80	0,175	0,035	0,052	0,068	0,084	0,110	0,131	0,142
100	0,196	0,044	0,066	0,087	0,114	0,136	0,153	0,162
120	0,205	0,055	0,079	0,109	0,133	0,152	0,170	0,177
140	0,216	0,066	0,091	0,127	0,146	0,158	0,173	0,187
160	0,225	0,076	0,104	0,137	0,156	0,170	0,184	0,194
180	0,228	0,087	0,115	0,147*	0,157	0,173	0,188	0,196

* Определено на глубине 175 см

Далее с уменьшением скорости понижения уровня грунтовых вод нарушается линейный вид зависимости $\xi = f(z)$ и изменяется характер кривой. С уменьшением скорости область изгиба кривой перемещается вверх. Появление области изгиба на кривой $\xi = f(z)$ объясняется тем, что при малой скорости понижения уровня грунтовых вод начинают опорожняться поры с относительно малым радиусом, что увеличивает объем водоотдачи. При высокой скорости этого не происходит, так как сброс воды идет в основном из крупных пор.

Изменение коэффициентов водоотдачи при различной скорости понижения уровня грунтовых вод на естественных почвах и модельной среде при постоянной зоне аэрации 1,5 м приведено в табл. 2.5.4.

Таблица 2.5.4

Изменение коэффициентов водоотдачи (в долях от единицы) при различной скорости понижения уровня грунтовых вод в естественных почвах и модельной среде при постоянной зоне аэрации, равной 1,5 м

Тип почвы	Скорость понижения уровня грунтовых вод, см/мин						
	0,05	0,1	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5
Слабоподзолистая песчаная	0,15	0,08	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
Дерново-слабоподзолистая песчаная	0,17	0,16	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05
Модельная среда	0,18	0,17	0,15	0,13	0,12	0,10	0,07

При малой скорости понижения уровня коэффициент водоотдачи по глубине почвенного профиля изменяется менее интенсивно, чем при большой, особенно в реальных почвах. Так, в дерново-слабоподзолистой почве при скорости понижения уровня грунтовых вод до 0,5 см/мин коэффициент водоотдачи в полутораметровой толще изменяется в 2–5 раз. Если в модельной среде изменение коэффициента водоотдачи происходит плавно, без резких изменений, то в естественной песчаной почве значительное изменение коэффициента ξ вызвано изменением в структуре пористости верхних горизонтов почвы. В качестве примера в табл. 2.5.5 приведены данные, характеризующие зависимость коэффициента водоотдачи от глубины при скорости понижения уровня грунтовых вод, равной 0,002 см/мин.

Из анализа материалов, приведенных в табл. 2.5.5, видно, что как в структурных, так и в модельных средах коэффициент водоотдачи при спаде уровня грунтовых вод возрастает с глубиной. При этом в структурных почвах (верхние слои примерно до 80 см) коэффициент водоотдачи имеет большие значения по сравнению с модельной средой. При подъеме уровня грунтовых вод наблюдается обратная картина: коэффициент водоотдачи с глубиной уменьшается. Как при спаде, так и при подъеме коэффициент водоотдачи с повышением скорости изменения уровня грунтовых вод уменьшается. Результаты эксперимента являются доказательством того, что изменение коэффициента водоотдачи связано с динамикой уровня грунтовых вод.

Опыты по определению коэффициента водоотдачи при подъеме уровня грунтовых вод были проведены на почвах естественной структуры и модельной

Таблица 2.5.5

Изменение коэффициента водоотдачи ξ (в долях единицы) по высоте монолитов модельной среды и дерново-слабоподзолистой почвы при скорости понижения уровня грунтовых вод, равной 0,002 см/мин

Глубина точки измерения, см	Дерново-слабоподзолистая песчаная почва		Модельная среда	Глубина точки измерения, см	Дерново-слабоподзолистая песчаная почва		Модельная среда
	Монолит 2	Монолит 3			Монолит 2	Монолит 3	
10	–	0,190	–	60	0,125	0,100	0,098
15	0,020	0,165	–	70	0,125	0,110	0,100
20	0,025	0,130	0,005	80	0,135	0,125	0,125
25	0,035	0,115	0,025	90	0,145	0,135	0,130
30	0,045	0,111	0,030	100	0,160	0,140	0,135
35	0,060	0,105	0,040	120	0,175	0,165	0,150
40	0,065	0,100	0,045	140	0,190	0,170	0,165
45	–	0,098	0,055	160	0,205	0,175	0,175
50	0,080	0,095	0,065	180	0,210	0,185	0,180

среде с высотой монолитов 90 и 200 см и площадью поперечного сечения, соответственно равной 1000 и 2000 см². В результате опытов получены коэффициенты водоотдачи, определенные при различной скорости подъема уровня грунтовых вод.

Расчет коэффициентов водоотдачи ξ_n можно произвести двумя способами: в первом ξ_n рассчитывается по формуле:

$$\xi_n = Q/[S(H_2 - H_0)], \quad (2.5.3)$$

во втором — по формуле:

$$\xi_n = \Delta Q/[S(H_2 - H_1)], \quad (2.5.4)$$

где Q — суммарный объем воды, израсходованный на подпитку за время от начала опыта до текущего момента; H_0 — начальный уровень воды; H_1, H_2 — уровень в текущий момент времени; ΔQ — объем воды, израсходованный на подпитку почвы в зоне колебаний уровня грунтовых вод, то есть $H_2 - H_1$; S — площадь поперечного сечения монолита почвы.

Расчет по второму способу некорректный, так как наряду с влагой, идущей на капиллярную подпитку в зоне колебания уровня грунтовой воды, часть ее расходуется на заполнение мелких (при данной скорости подъема) пор, расположенных ниже уровня. Первый же способ включает в понятие расчетного слоя всю действующую толщу почвогрунтов с мощностью, равной расстоянию от исходного (H_0) до текущего (H_2) уровня грунтовых вод. Таким образом, в расчет включается вся толща почвы, в которой происходит поднятие уровня воды.

Анализ экспериментальных материалов показал, что коэффициент водо-подъема $\xi_{\text{п}}$ изменяется по высоте монолита и в значительной степени зависит от скорости изменения уровня грунтовых вод. При подъеме наблюдается относительно равномерное увеличение коэффициента $\xi_{\text{п}}$ до горизонта, соответствующего высоте капиллярного поднятия. Далее происходит значительное уменьшение темпа роста коэффициента $\xi_{\text{п}}$.

Увеличение коэффициента $\xi_{\text{п}}$ на первой стадии подъема объясняется тем, что часть воды расходуется на заполнение свободных пор, расположенных как выше уровня грунтовых вод, так и ниже его. В первом случае расход воды осуществляется путем капиллярной подпитки вышерасположенных горизонтов, а также путем впитывания воды в свободные поры, оставшиеся незаполненными при подъеме уровня воды. Вторая стадия подъема характерна тем, что значительно уменьшается расход воды, идущей на капиллярную подпитку, когда уровень грунтовых вод поднимается в зоне, в которой свободные поры заполнены капиллярной влагой. Мощность этой зоны равна высоте капиллярного поднятия. Основной расход влаги в этой зоне идет на заполнение свободных пор, расположенных ниже поднимающегося уровня грунтовой воды. Это приводит к тому, что коэффициент $\xi_{\text{п}}$ в верхней части кривой уменьшается.

С уменьшением скорости подъема уровня грунтовых вод почва впитывает влагу в значительно большем объеме. Часть влаги, поступающей на заполнение оставшихся пор, значительно уменьшается, и поэтому коэффициент $\xi_{\text{п}}$ в верхней части кривой будет изменяться значительно больше, чем при большой скорости подъема. С увеличением скорости подъема уровня грунтовых вод характер зависимости $\xi_{\text{п}} = f(z, v)$ изменяется; увеличивается угол наклона кривой в нижней части, а сами кривые смещаются относительно друг друга на некоторое расстояние.

Результаты экспериментальных исследований показали, что в реальных пористых средах при изменении уровня грунтовых вод отставание равновесия в капиллярной зоне на спаде больше, чем на подъеме.

В табл. 2.5.6 приводятся результаты сравнения коэффициентов водоотдачи почв при разной скорости подъема и спада уровня грунтовых вод, отнесенные к различной глубине слоя дренирования. Наибольшие различия в значениях коэффициента водоотдачи в фазах подъема и спада характерны для верхнего полуметрового слоя почвы. При этом чем больше скорость изменения уровня грунтовых вод, тем больше различие в значениях коэффициентов ξ и $\xi_{\text{п}}$. При скорости изменения уровня грунтовых вод, равной 0,028 см/мин, коэффициент водоотдачи на подъеме в 3 раза выше, чем на спаде, а при скорости, равной 1,5 см/мин, — в 5 раз. Эта закономерность характерна также для глубины 1 м, правда, различие в значениях коэффициентов водоотдачи при подъеме и спаде не превышает 2,4 раза.

На глубине 1,5 м и более соотношение между величинами ξ и $\xi_{\text{п}}$ изменяется по мере роста скорости изменения уровня грунтовых вод: при $v > 1$ см/мин коэффициент водоотдачи на подъеме имеет меньшее значение, чем на спаде.

Как показали результаты экспериментов, в структурных почвах наибольшая разница коэффициентов водоотдачи на подъеме и спаде уровней наблюдается в верхнем полуметровом слое. Что касается амплитуды колебаний коэффициента

Таблица 2.5.6

Изменение коэффициента водоотдачи ξ при различной скорости спада и подъема уровня грунтовых вод на разной глубине слоя дренирования

Глубина слоя дренирования от поверхности монолита, м		Скорость изменения уровня грунтовых вод, см/мин				
		0,028	0,056	0,050	1,00	1,50
0,5	спад	0,086	0,079	0,041	0,034	0,024
	подъем	0,265	0,219	0,189	0,144	0,128
1,0	спад	0,163	0,152	0,092	0,066	0,045
	подъем	0,259	0,212	0,173	0,127	0,106
1,5	спад	0,190	0,180	0,138	0,098	0,072
	подъем	0,253	0,197	0,146	0,089	0,060
1,8	спад	0,190	0,188	0,150	0,116	0,086
	подъем	0,240	0,173	0,126	0,036	0,025

водоотдачи по глубине, то следует заметить, что последняя оказывает большее значение на спаде. Чем больше скорость изменения уровня грунтовых вод, тем больше амплитуда изменения коэффициента водоотдачи по глубине.

Таким образом, данные экспериментальных исследований показали, что изменение коэффициента водоотдачи связано с динамикой уровня грунтовых вод. Зависимости коэффициента водоотдачи от скорости изменения уровня грунтовых вод $\xi = f(v)$ на подъеме и спаде неоднозначны. Гистерезис зависимости $\xi = f(v)$ имеет наибольшую значимость при больших скоростях изменения уровня грунтовых вод.

На рис. 2.5.3 приведены кривые распределения влаги в процессе водоотдачи полученные в результате послойного гамма-просвечивания почвенной колонки. Как видно, в процессе водоотдачи кривые, имеющие выпуклую форму, со

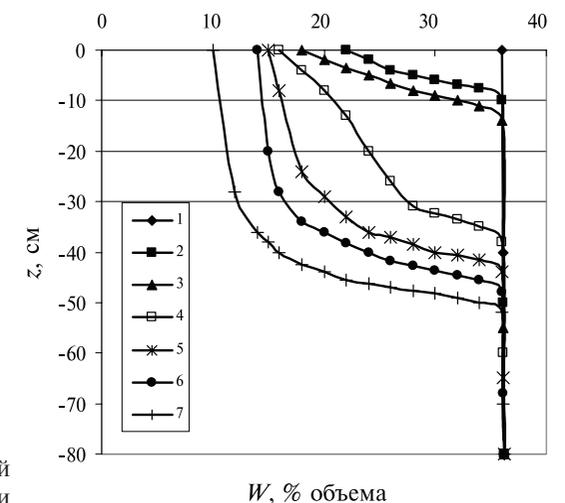


Рис. 2.5.3. Динамика профилей влажности в процессе водоотдачи

временем выполаживаются и наконец приобретают форму равновесной кривой распределения влаги.

В работе [16], на основе анализа движения воды в элементарной капиллярно-пористой колонке почвы, приведено теоретическое обоснование изменения коэффициента водоотдачи в зависимости от положения уровня грунтовых вод и скорости снижения или его повышения. Результаты теоретического анализа полностью подтверждены результатами вышеприведенных опытов на экспериментальной установке. Анализ результатов сравнения поднятия и опускания уровня грунтовых вод также показывает, что при снижении уровня грунтовых вод величина отставания уровня воды в капиллярах на порядок ниже отставания уровня воды при поднятии грунтовых вод.

2.6. Математическое моделирование миграции и инфильтрации влаги в промерзающих и оттаивающих почвах

2.6.1. Современное состояние вопросов тепловлагопереноса в промерзающих почвах и грунтах

В современном понимании теория тепловлагопереноса в промерзающих и оттаивающих почвах и грунтах включает в себя ряд следующих разделов:

- термодинамика и кинетика фазовых превращений поровой влаги;
- термодинамика и кинетика явлений переноса тепла, влаги и растворенных веществ;
- определение коэффициентов переноса тепла и влаги и изучение зависимостей этих коэффициентов от физико-механических и физико-химических свойств почв;
- аналитическая теория тепловлагопереноса;
- теория и методика физического и математического моделирования процессов переноса тепла и влаги в промерзающих и оттаивающих почвах.

О природе миграции влаги в настоящее время накоплен обширный теоретический и экспериментальный материал [6; 39; 41; 43; 46; 53]. Здесь остановимся лишь на некоторых подходах к описанию этого явления, используемых в настоящее время. Основным современным положением о миграции влаги является то, что влагоперенос в промерзающих почвах происходит преимущественно в жидком виде. Впервые гипотеза о пленочном механизме миграции влаги получила развитие в работах [58; 76]. Согласно этим работам подтягивание влаги к фронту промерзания происходит под действием сил кристаллизации, то есть молекулярных (адсорбционных) сил притяжения. Эти силы, возникая у кристалла льда в процессе формирования его кристаллической решетки, подтягивают все новые молекулы незамерзшей влаги из окружающих кристалл водных пленок. Рост прослойки льда будет происходить до тех пор, пока сопротивление отрыва молекул воды от пленок не станет больше сил кристаллизации. В этом случае прекращается процесс перемещения воды к образовавшейся прослойке и начинается формирование следующей линзы льда. Несмотря на довольно широкое распространение этой теории, некоторыми исследователями она подверглась серьезной критике [51].

Экспериментально было доказано [3], что влияние сил кристаллизации (или адсорбционных сил кристаллов льда) на перемещение влаги является не единственным, и поэтому должно учитываться лишь совместно с действием других сил. К тому же остается неясным в этой теории механизм перемещения влаги в талых горизонтах почвы. Еще в 1919 году А.Ф. Лебедевым [33] экспериментально установлено, что при наличии градиента концентрации влаги, ориентированной относительно поверхности твердых частиц, даже при малых значениях влажности происходит ее движение. На основании этого было выдвинуто положение, что градиент давления адсорбционных сил в пленках пропорционален градиенту концентрации пленочной влаги в почве. Это положение послужило основой для более успешного развития теории пленочного механизма миграции влаги в промерзающих почвах и грунтах [56].

Причиной передвижения влаги согласно этой теории является дефицит давления в окружающих твердые частицы пленках воды, который возникает в результате нарушения равновесия молекул воды в пленках при образовании кристаллов льда. Передвижение воды к кристаллам льда будет происходить до того момента, пока не установится равновесие между силами кристаллизации и давлением в пленках.

Дальнейшее развитие пленочного механизма миграции влаги изложено в работе [2]. Согласно этой работе передвижение влаги из толстых пленок в тонкие происходит в результате трансляционного движения молекул воды, которое возникает из-за разности подвижности молекул в толстых и тонких пленках.

Миграция влаги к фронту промерзания в данном случае рассматривается с молекулярно-кинетических позиций о природе связанной влаги в почвах.

Уделяя особое внимание пленочному механизму передвижения влаги в мерзлых почвах, ряд авторов не оставлял без внимания непосредственную роль в этом процессе кристаллов льда, образующихся при промерзании [14]. В связи с этим возникли современные представления о кристаллизационно-пленочном механизме миграции влаги. Сущность этих представлений связана с предпосылкой о существовании на поверхности льда пленки адсорбированной воды [48]. На основе расчетов была получена зависимость толщины водной пленки от температуры [53]:

$$h = \left[\frac{T_0 (\sigma_{\text{ЛА}} - \sigma_{\text{ЛВ}} - \sigma_{\text{ВА}}) \chi^2}{L \rho_{\text{В}} (T - T_0)} \right]^{0,33}, \quad (2.6.1)$$

где $\sigma_{\text{ВА}}$, $\sigma_{\text{ВЛ}}$, $\sigma_{\text{ЛА}}$ — соответственно коэффициенты поверхностного натяжения на границах «вода–атмосфера», «вода–лед» и «лед–атмосфера»; T , T_0 — текущая температура и температура замерзания свободной воды по шкале Кельвина; χ — толщина молекулярного слоя воды (равная $3 \cdot 10^{-10}$ м); $\rho_{\text{В}}$ — плотность воды; L — удельная теплота фазового перехода «вода–лед».

Под механизмом миграции в данном случае понимается непрерывное возобновление жидкой пленки на поверхности льда за счет подтягивания влаги к фронту промерзания. При этом перемещение воды из ориентированных пленок на внешнюю поверхность льда рассматривается как переход связанной влаги в свободное

состояние. Это явление позволяет объяснить уменьшение содержания незамерзшей влаги при многократном промораживании почв и горных пород [78].

Заслуживающей внимания является также гипотеза, согласно которой миграционный процесс развивается под действием разности химических потенциалов растущих кристаллов льда и жидкой влаги [45].

Кроме вышеописанных представлений о миграции влаги, в ряде случаев необходимо учитывать влияние механических процессов, происходящих в почвах при их промерзании. Так, вследствие увеличения объема кристаллизующейся воды, в сильно увлажненных почвах может происходить отжатие влаги от фронта промерзания [54]. Это явление, наблюдаемое обычно при промерзании крупнодисперсных почв, получило название «поршневого эффекта». В то же время существует другая сторона влияния механических напряжений на перераспределение влаги при промерзании. Так, известно, что при промерзании почв увеличивается их воздушная пористость. В результате поры становятся источниками разрежения, что сопровождается притоком влаги из окружающей среды. Этот механизм получил название вакуумно-компрессионного. Следует отметить, что так же, как и поршневой эффект, этот механизм влагопереноса существенно проявляется лишь в крупнодисперсных почвах.

Несмотря на большое число гипотез, и теоретических схем о природе миграции влаги, многие из них не имеют достаточной количественной основы, позволяющей проводить различные численные расчеты и оценки. Обусловлено это тем, что многие исследователи рассматривали процесс миграции на молекулярном уровне и, соответственно, пытались на этом уровне описать силы, вызывающие передвижение влаги в промерзающих почвах. Но, как известно, природа этих сил зависит от многих физико-химических свойств поровой влаги, льда, скелета почвы и не поддается однозначному описанию даже при современном уровне знаний о явлениях, происходящих в мерзлых почвах. В связи с этим в настоящее время получило развитие направление изучения миграции, которое основано на феноменологическом или макроскопическом анализе этого процесса и посвящено установлению количественных соотношений и макроскопических закономерностей поведения воды в почвах и горных породах в зависимости от типа и состава почв, влажности и температуры. Это направление развивается на базе термодинамики мерзлых почв.

Одной из теорий миграции влаги данного направления является капиллярная теория, получившая наибольшее развитие в работах [59; 72]. Согласно этой теории силой, вызывающей миграцию влаги к фронту промерзания, является капиллярный напор на границе талой и мерзлой зон, рассчитываемый по выражению:

$$P_{\text{л}} - P_{\text{в}} = 2 \frac{\sigma_{\text{лв}}}{r_{\text{эфф}}}, \quad (2.6.2)$$

где $P_{\text{в}}$, $P_{\text{л}}$ — давление льда и воды; $r_{\text{эфф}}$ — эффективный радиус пор на границе талой и мерзлой зон.

Теория предполагает, что миграция влаги и появление мерзлых прослоек в почве возможны лишь на границе талой и мерзлой зон. Однако, как показали экспериментальные исследования [53], изменение влажности при промерзании

наблюдается не только на границе раздела зон, но и в мерзлой зоне непосредственно. При этом было выявлено, что даже в неколлоидных грубодисперсных почвах ширина границы, разделяющей талую зону и растущие кристаллы льда, составляет 2–4 мм [67]. Для мелкодисперсных же почв проведены наблюдения за ростом кристаллов на значительном расстоянии от границы талой и мерзлой зон [63], а также установлено, что ширина зоны, в которой происходят основные превращения и движение влаги к ледяным образованиям, пропорциональна давлению на почву. При этом измеренные значения сил пучения могут быть получены лишь при условии, что основное льдовыделение происходит при температурах более низких, чем на границе фазовых превращений, и не могут быть объяснены с позиций капиллярной теории.

Чтобы устранить недостатки капиллярной теории в работах [69; 70] была выдвинута модель комбинированного движения воды и льда в промерзающей почве. В отличие от капиллярной модели, в ней рассматривается переходная зона, лежащая ниже формирующейся ледяной линзы. В этой зоне происходят основные фазовые превращения и движение влаги к ледяной прослойке, а влагоперенос осуществляется как посредством водной пленки, находящейся между частицами почвы и кристаллами льда, так и непосредственно с помощью движения самих кристаллов.

В результате экспериментальных работ [53] было также установлено, что влага может перемещаться в мерзлой зоне в соответствии с наблюдаемым градиентом температуры. Несмотря на то что этот процесс является довольно медленным, он обуславливает значительные влагонакопления в мерзлой зоне при длительном промерзании почвы. Общим, что объединяет вышеописанные модели миграции, является то, что практическое их использование основано на расчете величины незамерзшей влаги и потенциала, под действием которого происходит передвижение влаги с помощью одной из модификаций уравнения Клайперона–Клаузиса (1.3.38)–(1.3.41).

2.6.2. Исходные уравнения и параметры математической модели миграции и инфильтрации в талых и мерзлых почвах

При рассмотрении широкого круга вопросов, связанных с процессами тепло-массопереноса в талых и мерзлых почвах, прежде всего, встает вопрос о создании математических моделей, адекватно описывающих природные гидрофизические явления. Такие модели могут быть использованы как для конкретных инженерных расчетов, так и в качестве инструмента для исследования влияния различных природных факторов на формирование водного и теплового режимов почв.

Для решения задач, связанных с моделированием процессов переноса тепла, влаги и солей в почвах, в настоящее время на вооружение приняты методы математической физики, а именно описание этих процессов с помощью дифференциальных уравнений и численная реализация их на ЭВМ. Большинство из них базируется на использовании общей системы уравнений тепловлагопереноса в капиллярно-пористых средах [9; 25; 28; 34; 35; 37; 38; 50; 61; 62; 64]. При этом используются два основных подхода. Первый из них основан на рассмотрении

тепловлагопереноса в талой и мерзлой зонах отдельным образом с привлечением дополнительного условия сшивания на границе этих зон [25]. Второй — базируется на непрерывном описании переноса тепла и влаги в талой и мерзлой зонах [38] с помощью однозначной зависимости содержания незамерзшей влаги от температуры. Поскольку эта зависимость получила достаточно убедительное экспериментальное обоснование, то второй подход является более перспективным. Он, в частности, позволяет объединить математические модели миграции и инфильтрации влаги в одну. Поэтому данный раздел монографии посвящен дальнейшему развитию этого подхода и базируется на современных представлениях о тепловлагопереносе в промерзающих почвах и грунтах.

Учитывая многосложность задачи, при постановке ее и решении вводятся упрощающие предположения. В частности, рассмотрим случай одномерной задачи, без учета движения влаги в парообразном виде и влияния на это движение растворенных солей. Математическую модель с учетом солепереноса рассмотрим ниже.

Как показали экспериментальные исследования, пародиффузивный механизм зимней миграции влаги проявляет себя главным образом при низких значениях влажности [8]. Численная оценка средней величины аккумуляции влаги за счет диффузии пара составляет около 2 мм слоя воды за зимний период. В то же время общее влагонакопление в мерзлой зоне в процессе миграции влаги может достигать 100 мм и более. Таким образом, вполне обоснованно можно пренебречь рассмотрением движения влаги в парообразном состоянии при расчетах зимней миграции и, тем более, при моделировании инфильтрации влаги в мерзлую почву. При описании процессов тепловлагопереноса также не будем учитывать влияние на тепловой режим почв процессов испарения, сублимации, конденсации и переноса тепла конвективными потоками воздуха, пара и жидкой влаги. Как показывают численные оценки, влияние их на тепловой режим невелико [29].

С учетом всего вышесказанного для описания процессов тепловлагопереноса в промерзающих и оттаивающих почвах используем систему уравнений, записанную в виде [38]:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_{\text{л}} L \frac{\partial \Pi}{\partial t}, \quad (2.6.3)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \Psi}{\partial z} - K \right), \quad (2.6.4)$$

где $c = \rho_{\text{в}} c_{\text{в}} + \rho_{\text{л}} c_{\text{л}} + \rho_{\text{п}} c_{\text{п}} (1 - P)$; $c_{\text{в}}$, $c_{\text{л}}$, $c_{\text{п}}$ — удельные теплоемкости воды, льда и скелета почвы; $\rho_{\text{в}}$, $\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{п}}$, — соответственно их плотности; t , z — время и вертикальная координата, причем поверхность почвы совмещена с уровнем $z = 0$, а ось z направлена вниз.

Уравнения (2.6.3) и (2.6.4) связаны посредством составляющей $\partial L / \partial t$, которую обычно представляют как:

$$\frac{\partial L}{\partial t} = \left(\frac{\partial L}{\partial T} \right)_W \frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial L}{\partial W} \right)_T \frac{\partial W}{\partial t}, \quad (2.6.5)$$

или учитывая, что

$$W = W_{\text{нз}} + \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{в}}} L, \quad (2.6.6)$$

в виде

$$\frac{\partial L}{\partial t} = - \frac{\rho_{\text{н}}}{\rho_{\text{л}}} \left(\frac{\partial W_{\text{нз}}}{\partial T} \right)_W \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\rho_{\text{в}}}{\rho_{\text{л}}} \frac{\partial W}{\partial t}. \quad (2.6.7)$$

Последнее равенство справедливо при однозначном соответствии температуры и содержания незамерзшей влаги, которое обычно устанавливается с помощью равновесной кривой незамерзшей влаги (КНВ). Выясним, при описании каких процессов, происходящих в мерзлой почве, равенство (2.6.7) физически обоснованно.

Рассмотрим вначале случай, когда поток тепла, входящий в элементарный слой почвы, равен потоку выходящему, то есть энтальпия почвы постоянна. Тогда, исходя из (2.6.7), поступление влаги в мерзлую почву (приток) вызывает нагревание ее, а отток — охлаждение. Рост температуры при возрастании влажности объясняется тем, что часть влаги замерзает, выделяя теплоту фазового перехода. Если учесть к тому же, что кристаллизация влаги проходит довольно быстро, то и состояние равновесия наступит также быстро, и отклонение величины $W_{\text{нз}}$ от КНВ наблюдаться практически не будет. Равенство (2.6.7) в данном случае выполняется. Понижение температуры при оттоке жидкой влаги можно объяснить следующим образом. При уменьшении содержания незамерзшей влаги нарушается равновесие химических потенциалов воды и льда. Потенциал льда становится выше, что приводит к более высоким значениям давления водяного пара над льдом, по сравнению с водой, следствием чего являются процессы испарения влаги с кристаллов льда и конденсации ее в жидкой фазе. За счет разницы теплоты испарения жидкой и твердой фаз идет охлаждение до тех пор, пока химические потенциалы обеих фаз не сравняются, то есть пока не наступит состояние равновесия. Может происходить и непосредственное таяние льда, из-за разницы химических потенциалов твердой и жидкой фаз. Подобное наблюдалось в опытах, описанных в работе [57]. Однако эти процессы довольно длительные, по сравнению со скоростью передвижения влаги. Поэтому при оттоке может возникнуть неоднозначность содержания незамерзшей влаги и температуры, то есть отклонение от КНВ. Тогда равенство (2.6.7) приобретает вид:

$$\frac{\partial L}{\partial t} = - \frac{\rho_{\text{в}}}{\rho_{\text{л}}} \left(\frac{\partial W_{\text{нз}}}{\partial T} \right)_W \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (2.6.8)$$

Рассмотрим теперь случай, когда энтальпия элементарного слоя почвы меняется. Здесь могут возникнуть различные природные ситуации, в которых происходит одновременное изменение температуры и влажности. Выясним, насколько использование равенства (2.6.7) обоснованно при реализации некоторых из них.

При повышении или понижении температуры и постоянной общей влажности содержание талой влаги должно меняться в соответствии с КНВ. Такое изменение $W_{\text{нз}}$ вполне реально, если не учитывать инерционность фазовых превращений, которая влияет на зависимость $W_{\text{нз}}$ от T лишь при больших скоростях

промерзания и малой влажности почвы [36]. Поэтому использование выражения (2.6.7) в данном случае обоснованно.

При $\partial W/\partial t > 0$ и одновременном понижении температуры должна замерзать вся влага, поступающая в расчетный слой почвы, и часть влаги, уже находящейся в ней. Такая ситуация характерна для миграции, довольно медленно развивающегося процесса, и поэтому вполне допустимо, что содержание незамерзшей влаги и здесь будет меняться в соответствии с КНВ.

При $\partial W/\partial t > 0$ и повышении температуры, что характерно для инфильтрации талой влаги в мерзлую почву, должны происходить следующие процессы. Поступившая в почву влага замерзает, что вызывает увеличение льдистости на величину ∂W , но выделяемое при этом тепло фазового перехода идет на таяние уже существующего льда до значения $W_{\text{НЗ}}$, соответствующего КНВ. При этом поступившая вода кристаллизуется в крупных порах, а оттаивает более связанная. Следовательно, должна происходить перестройка структуры мерзлой почвы. Как отмечалось выше, такая перестройка вряд ли возможна, поэтому в данном случае равенство (2.6.7) не имеет физического обоснования. Однако формально оно может быть использовано, если считать, что влага, поступившая в почву, непосредственно становится незамерзшей без промежуточных процессов «замерзания—оттаивания».

При $\partial W/\partial t < 0$ и одновременном $\partial T/\partial t > 0$, что может возникнуть при оттаивании почвы, лед должен таять на величину ∂W плюс за счет повышения температуры, в соответствии с КНВ. Как указывалось выше, вряд ли отток влаги из мерзлой почвы вызывает плавление льда, особенно если происходит таяние ледяных прослоек, поэтому в данном случае более правильно использовать равенство (2.6.8). Насколько существенна такая замена, можно проверить лишь при сопоставлении соответствующих численных расчетов с использованием в данной математической модели равенств (2.6.7) и (2.6.8). Надо отметить следующее — выражение (2.6.17) выполняется только в том случае, если имеют место фазовые превращения «вода—лед», в противном случае $\partial L/\partial t = 0$. Отсутствие фазовых превращений наблюдается при $T > 0$ и когда общая влажность почвы при отрицательных температурах ниже, чем величина незамерзшей влаги из КНВ. Обозначим ее как $\varepsilon(T)$.

Учитывая все вышеизложенное, уравнение теплопереноса (2.6.3) можно записать в следующем виде:

$$c_{\text{эфф}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_{\text{в}} L \frac{\partial W}{\partial t} \nu \alpha, \quad (2.6.9)$$

где $c_{\text{эфф}} = c + \rho_{\text{в}} L \frac{\partial \varepsilon(T)}{\partial T} \nu$,

$$\nu = \begin{cases} 0; & \text{при } T \geq 0 \\ 0; & \text{при } T < 0 \text{ и } W \leq \varepsilon(T) \\ 1; & \text{при } T < 0 \text{ и } W > \varepsilon(T). \end{cases}$$

Функция $\alpha = 0$, при $\partial W/\partial t < 0$, во всех остальных случаях $\alpha = 1$.

Чтобы записать уравнение влагопереноса (2.6.4) относительно W , сделаем следующие преобразования. Представим градиент потенциала в виде:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial W_{\text{НЗ}}} \frac{\partial W_{\text{НЗ}}}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z}, \quad (2.6.10).$$

При описании процессов, происходящих в мерзлой зоне, второй член равенства (2.6.10) отсутствует, так как в данном случае потенциал зависит лишь от температуры, посредством однозначной связи с ней содержания незамерзшей влаги $W_{\text{НЗ}}$. При описании же процесса инфильтрации ψ зависит от величины льдистости L через выражение (1.3.42). В этом случае пористость P будет равна $(P_0 - L)$, где P_0 — общая пористость талой почвы. Запись градиента ψ через градиент пористости, а не льдистости, позволяет решать задачи для переменной по глубине плотности почвы, то есть расширяет возможности математической модели. Учитывая далее, что

$$\frac{\partial W_{\text{НЗ}}}{\partial z} = \frac{\partial W}{\partial z} - \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{в}}} \frac{\partial L}{\partial z}, \quad (2.6.11)$$

окончательно уравнение влагопереноса запишем в виде:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w \frac{\partial W}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_p \frac{\partial P}{\partial z} \right) - \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{в}}} \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w \frac{\partial L}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z}, \quad (2.6.12)$$

где

$$D_w = \frac{\partial \psi}{\partial W_{\text{НЗ}}} \quad (2.6.13)$$

диффузивность почвенной влаги, а

$$D_p = K \frac{\partial \psi}{\partial P} \quad (2.6.14)$$

некоторый аналог этой характеристики. Система уравнений (2.6.9) и (2.6.12) замыкается при задании тепло- и гидрофизических характеристик $\psi = \psi(W_{\text{НЗ}}, P)$, $K = K(W_{\text{НЗ}}, L)$, $\lambda = \lambda(W_{\text{НЗ}}, L)$, $\varepsilon = \varepsilon(T)$. Не останавливаясь подробно на том, при описании каких процессов, какие именно выражения для определения упомянутых характеристик необходимо использовать, чему посвящена предыдущая глава, напомним лишь окончательные результаты исследования. Для талых почв легкого механического состава потенциал и коэффициент влагопроводности определялись по выражениям (1.3.24) и (1.4.1), а для почв тяжелого состава — по формулам (1.3.25) и (1.4.2). Коэффициент фильтрации определялся по (1.4.13).

При описании процесса миграции потенциал мерзлых почв рассчитывался по выражениям для талых почв (1.3.24) и (1.3.25). При этом содержание незамерзшей влаги находилось из (1.7.1). Коэффициент влагопроводности в этом процессе определялся как (1.4.37).

При описании процесса инфильтрации для расчета потенциала использовалось выражение (1.3.42), а коэффициента влагопроводности — (1.4.31).

Определение коэффициента теплопроводности проводилось по нашей формуле (1.6.9) и формуле Н. С. Иванова [14]:

$$\lambda = \lambda_{\text{T}} + (\lambda_{\text{M}} - \lambda_{\text{T}}) \left(1 - \frac{W_{\text{НЗ}}}{W} \right), \quad (2.6.15)$$

где λ_{T} , λ_{M} рассчитываются по формулам (1.6.4), (1.6.5).

Таким образом, для задания всех тепло- и водно-физических характеристик необходим набор всего из трех параметров P , W_1 при $\psi_1 = -33$ Дж/кг и W_2 при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг. Для окончательного решения системы уравнений (2.6.19) и (2.6.12) ее надо дополнить начальными и краевыми условиями. В момент времени $t = 0$ задаются соответствующие начальные профили влажности и температуры.

$$W(0, z) = f_1(z), T(0, z) = f_2(z). \quad (2.6.16)$$

В качестве краевых условий для температуры нами использовались, как правило, соответствующие функции от времени (условия 1-го рода):

$$T(t, 0) = f_3(z), T(t, z_0) = f_4(z), \quad (2.6.17)$$

где z_0 — координата нижней границы рассматриваемого слоя почвы.

Иногда при неопределенности хода температуры на глубине использовалось граничное условие для потока (условие 2-го рода) как более инерционное к перепадам температуры на поверхности почвы:

$$\lambda \frac{\partial T(t, z_0)}{\partial z} = f_5(t). \quad (2.6.18)$$

Что касается краевых условий для влажности, то при наличии исходной информации задавались условия, подобные температурным (2.6.17). При отсутствии же таковой на верхней границе слоя почвы, в процессе промерзания можно задать условие для потока влаги $\Pi(t)$:

$$D_E \frac{\partial W_{H3}}{\partial z} + D_p \frac{\partial P}{\partial z} = \Pi(t), \quad (2.6.19)$$

который чаще всего приравнивается нулю. При рассмотрении процесса инфильтрации задается конкретный ход потока. На нижней границе расчетного слоя при большой глубине можно положить влажность постоянной.

2.6.3. Алгоритм численной реализации модели

Для решения дифференциальных уравнений (2.6.9) и (2.6.12) нами использовался метод конечных разностей [44]. Уравнения (2.6.9) и (2.6.12) аппроксимировались по так называемой консервативной схеме:

$$c_{\Phi\Phi i}^{j+1} \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\tau^{j+1}} = \frac{1}{\tilde{h}_i^{j+1}} \left[a_{i+1}^{j+1} \left(\frac{T_{i+1}^{j+1} - T_i^{j+1}}{h_{i+1}^{j+1}} \right) \right] - \frac{1}{\tilde{h}_i^{j+1}} \left[a_i^{j+1} \left(\frac{T_i^{j+1} - T_{i-1}^{j+1}}{h_i^{j+1}} \right) \right] + \rho_B L \vartheta \alpha \frac{W_i^{j+1} - W_i^j}{\tau^{j+1}}, \quad (2.6.20)$$

$$\frac{W_i^{j+1} - W_i^j}{\tau^{j+1}} = \frac{1}{\tilde{h}_i^{j+1}} \left[b_{i+1}^{j+1} \left(\frac{W_{i+1}^{j+1} - W_i^{j+1}}{h_{i+1}^{j+1}} \right) - b_i^{j+1} \left(\frac{W_i^{j+1} - W_{i-1}^{j+1}}{h_i^{j+1}} \right) \right] - \frac{1}{\tilde{h}_i^{j+1}} \left[d_{i+1}^{j+1} \left(\frac{P_{i+1}^{j+1} - P_i^{j+1}}{h_{i+1}^{j+1}} \right) - d_i^{j+1} \left(\frac{P_i^{j+1} - P_{i-1}^{j+1}}{h_i^{j+1}} \right) \right] -$$

$$- \frac{1}{\tilde{h}_i^{j+1}} \frac{\rho_L}{\rho_B} \left[b_{i+1}^{j+1} \left(\frac{J_{i+1}^{j+1} - J_i^{j+1}}{h_{i+1}^{j+1}} \right) - b_i^{j+1} \left(\frac{J_i^{j+1} - J_{i-1}^{j+1}}{h_i^{j+1}} \right) \right] - \frac{1}{\tilde{h}_i^{j+1}} (K_{i+1}^{j+1} - K_{i-1}^{j+1}), \quad (2.6.21)$$

где $\tilde{h}_i = (h_{i+1} + h_i)/2$ — величины шагов по координате и времени, а i, j — соответственно их номера.

Коэффициенты a_i, b_i, d_i определяются из соотношений:

$$a_i^{j+1} = \left[\frac{1}{h_i} \int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{dz}{\lambda_i^{j+1}(z)} \right]^{-1}; \quad b_i^{j+1} = \left[\frac{1}{h_i} \int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{dz}{D_{W_i}^{j+1}(z)} \right]^{-1}; \quad d_i^{j+1} = \left[\frac{1}{h_i} \int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{dz}{D_{P_i}^{j+1}(z)} \right]^{-1}. \quad (2.6.22)$$

Для определения, например, значения T_i^{j+1} разностную схему (3.18) перепишем в виде:

$$A_i T_{i-1}^{j+1} - (A_i + B_i + 1) T_i^{j+1} + B_i T_{i+1}^{j+1} = -F_i, \quad (2.6.23)$$

где $A_i = \frac{\tau^{j+1} a_i^{j+1}}{h^2 c_{\Phi\Phi i}^{j+1}}$; $B_i = \frac{\tau^{j+1} a_{i+1}^{j+1}}{h^2 c_{\Phi\Phi i}^{j+1}}$; $F_i = T_i^j + \frac{\rho_B L}{c_{\Phi\Phi i}^{j+1}} (W_i^{j+1} - W_i^j) \vartheta_i^{j+1} \alpha_i^{j+1}$.

Для простоты воспользуемся схемой с постоянным шагом (h) по координате z . Система алгебраических уравнений (2.6.23) определяет значения искомой функции T на временном слое $t = t^{j+1}$. Следует отметить, что разностная схема (2.6.20) выражает закон сохранения тепла на сетке и сходится даже в классе уравнений с разрывными коэффициентами [42]. Последнее является характерным для всех консервативных схем и позволяет также использовать их в задачах с подвижными во времени границами.

Для решения системы уравнений, имеющей трехдиагональный вид, можно воспользоваться методом прогонки [44], когда решение пишется в виде (опускаем для краткости индекс $j + 1$ у функции T^{j+1}):

$$T_i = \alpha_{i+1} T_{i+1} + \beta_{i+1}, \quad (2.6.24)$$

при этом прогоночные коэффициенты $\alpha_{i+1}, \beta_{i+1}$ находятся явно:

$$\alpha_{i+1} = \frac{B_i}{C_i - A_i \alpha_i}; \quad \beta_{i+1} = \frac{A_i \beta_i + F_i}{C_i - A_i \alpha_i}, \quad (2.6.25)$$

где $C_i = A_i + B_i + 1$.

Используя далее граничное условие для функции T , при $z = 0$, определяем коэффициенты α_i, β_i . Например, в случае условий 1-го рода (2.6.16) имеем из (2.6.24):

$$\alpha_i = 0, \beta_i = f_3(t^{j+1}), \quad (2.6.26)$$

после чего по формулам (2.6.23), (2.6.25) последовательно находятся α_i, β_i для $i=2, 3, \dots, N$, где $N = z_0/h$. Соответственно при $z = z_0$ определяем:

$$T_N = f_4(t^{j+1}) \quad (2.6.27)$$

и далее по формуле (2.6.24) значения T_i^{j+1} для $i = N-1, N-2, \dots, 1$. Коэффициенты A_i, B_i определяются посредством параметров a_i^{j+1} , которые находятся из соот-

ношений (2.6.22). Интегралы (2.6.22) можно заменить на одну из приближенных формул:

$$a_i = \frac{\lambda_{i-1} + \lambda_i}{2}, a_i = \frac{2\lambda_{i-1}\lambda_i}{\lambda_{i-1} + \lambda_i}, a_i = \lambda_{i-\frac{1}{2}}, \quad (2.6.28)$$

(для простоты записи опущен индекс $(j+1)$). Если величина коэффициента теплопроводности не имеет значительных перепадов по глубине рассматриваемого слоя почвы, то для определения a_i можно взять первую из аппроксимационных формул (2.6.28) как более простую.

До сих пор при построении алгоритма никак не учитывалось, что исходные дифференциальные уравнения (2.6.9), (2.6.12) являются нелинейными. Входящие в них параметры λ , $C_{эфф}$, D , K являются в общем случае функциями температуры и влажности, а схемы (2.6.20) и (2.6.21) используют значения этих параметров на временном слое t^{j+1} , где величины T , P , L и W еще неизвестны. Поэтому была применена итерационная схема следующего вида:

$$A_i^s T_{i-1}^{s+1} - C_i^s T_i^{s+1} + B_i^s T_i^{s+1} = -F_i^s, \quad (2.6.29)$$

где s — номер итерации.

В качестве начального приближения ($s = 0$) для коэффициентов A_i , B_i , C_i и F_i можно взять значения функций при T , P , L и W , определенных на предыдущем временном слое t^j , после чего на каждой итерации используется прогонка и последовательно находятся T_i^{j+1} .

Уравнения тепло-влажностного переноса и соответствующие разностные схемы являются связанными (в тепловое уравнение входит влажность в явном виде). Поэтому кроме итераций внутри каждого уравнения желательно использовать внешние связи между уравнениями.

Аналогично изложенному определяются значения W_i^{j+1} . В данном случае особое внимание было уделено аппроксимации параметра b_i^{j+1} , поскольку он оказывает сильное влияние на результаты численного моделирования. Этот параметр определяется таким же образом, как и a_i^{j+1} (2.6.28). В принципе все типы аппроксимации должны давать один и тот же результат, если шаги по времени и координате будут достаточно малы. Но это, как правило, приводит к длительным расчетам даже с использованием современных ЭВМ.

Поэтому, исходя из результатов физического моделирования, где было установлено, что на границе талой и мерзлой зон теплопроводность определяется в основном проводимостью мерзлой зоны, для процесса миграции была использована аппроксимация вида:

$$b_i = \frac{2D_{Ei-1}D_{Ei}}{D_{Ei-1} + D_{Ei}}. \quad (2.6.30)$$

Эта формула в большей мере учитывает меньший из коэффициентов D_E , который как раз и соответствует мерзлой зоне. Упомянутый тип аппроксимации имеет некоторую ограниченность использования при расчете инфильтрации воды в мерзлую почву. А именно, при математическом моделировании процесса впитывания влаги почвой с малой влажностью применение формулы (2.6.40)

может привести к значительному занижению потока влаги. В этом случае целесообразнее пользоваться следующей аппроксимацией:

$$b_i = \frac{D_{Ei-1} + D_{Ei}}{2}. \quad (2.6.31)$$

Учитывая достоинства и недостатки каждого из видов аппроксимации, нами для процесса инфильтрации использовался средневзвешенный тип:

$$b_i = (1 - \omega_i) \frac{D_{Ei-1} + D_{Ei}}{2} + \omega_i \frac{2D_{Ei-1}D_{Ei}}{D_{Ei-1} + D_{Ei}}, \quad (2.6.32)$$

где ω_i — весовой коэффициент, который определялся как

$$\omega_i = \frac{L_i}{P_i - E_i}. \quad (2.6.33)$$

Как следует из выражений (2.6.32) и (2.6.33), при полном заполнении пор льдом расчет b_i ведется по (2.6.30), при незначительной льдистости — по (2.6.31). Этот переход с одного типа аппроксимации на другой отражает физическую картину процесса инфильтрации.

Ввиду того, что процессы миграции и инфильтрации нестационарны во времени, был разработан алгоритм решения уравнений (2.6.20) и (2.6.21) с переменным шагом по времени τ . В качестве критерия, определяющего величину τ в момент времени t^{j+1} , выбрано максимальное приращение величины общей влажности $\Delta W_{MAX} = W_i^j - W_i^{j-1}$ в профиле за предыдущий шаг. При превышении ΔW_{MAX} над заданным ΔW_0 шаг по времени рассчитывался как

$$\tau = \tau_0 \frac{\Delta W_0}{\Delta W_{MAX}}, \quad (2.6.34)$$

где τ_0 — максимально допустимый шаг по времени.

2.6.4. Результаты численных экспериментов по моделированию процесса миграции влаги в промерзающих почвах

Для оценки возможностей практического использования представленной выше модели было проведено сопоставление результатов физического и математического моделирования. Основой для таких сопоставлений послужили данные серии опытов по миграции и инфильтрации влаги описанных выше, а также информация о тепло- и воднофизических характеристиках, входящих в уравнения (2.6.9) и (2.6.12).

Первые сопоставления были выполнены для процесса миграции влаги в песке. На основе их установлено, что влияние параметра α в уравнении (2.6.9), учитывающего неоднозначность зависимости содержания незамерзшей влаги от температуры в процессе оттока ее из мерзлой зоны, незначительно. Поэтому далее в наших расчетах он не использовался.

При сопоставлении результатов численного и физического моделирования миграции влаги исследовалось влияние величины шагов по времени и координате на расчетный профиль влажности. Оказалось, что наиболее близкая схо-

димось профилей наблюдается, при использовании алгоритма с переменным шагом по времени. Однако при значениях $h = 1$ см и $\tau = 1$ ч отличие результатов от указанных составляет ± 1 процентов объема, то есть в пределах ошибки измерения. Это дает возможность использовать постоянные по времени и координате шаги без существенной потери точности расчета влагонакопления в мерзлой зоне. Используя метод дробления пространственных и временных шагов, было также выяснено, что результаты расчета устойчивы и сходятся в конечном итоге к профилю влажности, полученному при переменном шаге по времени.

На рис. 2.6.1 приведено сопоставление расчетных и экспериментальных профилей влажности при промерзании песка. Граничные условия по температуре для этого опыта приведены в табл. 2.6.1. Следует отметить, что во всех сопоставлениях граничные и начальные условия численного моделирования задавались идентично физическому.

Таблица 2.6.1

Изменение температуры (T , °С) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании и оттаивании песка

t , ч	0	70	118	166	262	286	310	312	313	318
$T, z = 0$ см	4,0	-4,4	-4,6	-6,7	-6,2	-2,1	0,6	0	0	0
$T, z = 50$ см	4,0	4,4	3,0	2,5	1,5	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2

Основные тепло- и водно-физические характеристики песка, используемые при моделировании, следующие: $\rho_{\text{п}} = 1,6$ г / см³, $d = 2,6$ г / см³, $c_{\text{п}} = 735$ Дж/кг, $W_1 = 5$ процентов объема, $W_2 = 1,1$ процентов объема, $\psi_1 = -33$ Дж/кг, $\psi_2 = -1500$ Дж/кг. Расчет коэффициента влагопроводности и потенциала прово-

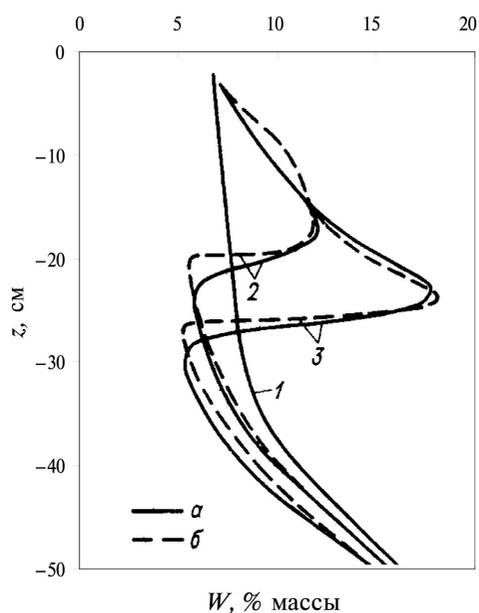


Рис. 2.6.1. Динамика профилей влажности при промерзании песка.
а — экспериментальные; б — теоретические;
1 — начальный профиль;
2 — через 70 часов после начала опыта;
3 — через 118 часов

дился с использованием выражений (1.3.24) и (1.4.1). Как видно из рис. 2.6.1, сходимость экспериментальных и расчетных профилей влажности достаточно хорошая и находится в пределах погрешности измерения W . Были также проведены численные расчеты миграции влаги в песке с использованием выражений (1.3.25) и (1.4.2), как более простых, для определения ψ и K .

Расчеты показали, что такое задание гидрофизических характеристик приводит к значительному занижению влагонакопления в мерзлой зоне. При физическом моделировании миграции влаги в песке были получены результаты, свидетельствующие о том, что основное приращение влажности наблюдается на границе талой и мерзлой зон в диапазоне изменения температур от 0 до $-0,5$ °С. Поэтому использование реперного значения влажности W_2 при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг, соответствующего согласно выражению (1.7.1) температуре мерзлой почвы $-1,25$ °С, необязательно. Взяв в качестве необходимого значения влажность W_2 при $\psi_2 = -500$ Дж/кг, можно точнее определить зависимость потенциала от влажности в интересующем нас диапазоне изменения последней.

В результате такой замены ψ_2 влажность W_2 для песка стала равной 1,6 процентов объема, а параметр γ в выражении (1.3.25) изменился с 2,5 до 2,3. Как показали расчеты, использование этого реперного значения W_2 и формул (1.3.25), (1.4.2) для определения ψ и K дают хорошую сходимость результатов моделирования. Поэтому при численном моделировании миграции влаги в почвах легкого механического состава можно рекомендовать использование выражений (1.3.25) и (1.4.2), как более простых, с заменой реперного значения влажности W_2 при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг на W_2 при $\psi_2 = -500$ Дж/кг.

Наряду с сопоставлением результатов физического и численного моделирования миграции влаги в песке были проведены подобные сопоставления и для других типов почв. На рис. 2.6.2 изображены расчетные и измеренные про-

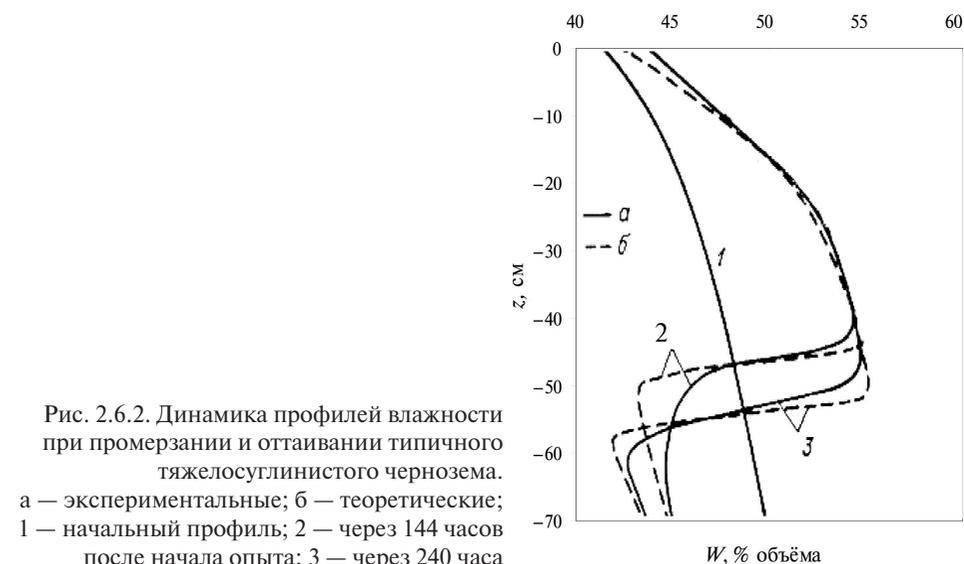


Рис. 2.6.2. Динамика профилей влажности при промерзании и оттаивании типичного тяжелосуглинистого чернозема.
а — экспериментальные; б — теоретические;
1 — начальный профиль; 2 — через 144 часа после начала опыта; 3 — через 240 часа

фили влажности, полученные при промерзании типичного тяжелосуглинисто-го чернозема. Граничные условия по температуре для этого опыта приведены в табл. 2.6.2.

Таблица 2.6.2

Изменение температуры (T , °C) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании тяжелосуглинистого чернозема

t , ч	0	72	96	120	144	168	192
$T, z = 0$ см	6,0	-3,5	-3,7	-6,3	-8,0	-10,8	-11,2
$T, z = 70$ см	6,0	3,4	3,1	2,8	2,8	2,5	2,5

Значения основных параметров для расчета тепло- и водно-физических характеристик следующие: $\rho_{II} = 1,1$ г/см³, $d = 2,65$ г/см³, $c_{II} = 756$ Дж/(кг · °C); $W_1 = 37,5$ процентов объема, $W_2 = 21,5$ процентов объема. Определение потенциала и коэффициента влагопроводности проводилось по выражениям (1.3.25) и (1.4.2). Как следует из рис. 2.6.2, использование предлагаемой математической модели для расчета миграции влаги в черноземе дает также хорошую сходимость результатов численного и физического моделирования.

Результаты сопоставлений, приведенные на рис. 2.6.2, а также ряд других опытов, показывают, что отклонение расчетных значений влажности от измеренных не превышает ± 2 процентов объема, при изменении ее в процессе миграции от исходной до полного насыщения. Хорошую сходимость результатов физического и математического моделирования можно объяснить тем, что кроме непосредственного определения гидрофизических характеристик лабораторным путем, было выполнено уточнение их при проведении опытов по миграции влаги. По-видимому, такой комплексный подход при создании математических моделей является в этом плане наиболее перспективным.

Наряду с сопоставлением результатов моделирования миграции влаги была сделана предварительная оценка чувствительности расчетных профилей к точности определения влажностей W_1 и W_2 . Для этой цели использовался параметр γ , определяемый по выражению (1.3.25), куда входят значения W_1 и W_2 . Он является основным при расчете потенциала и коэффициента влагопроводности. На рис. 2.6.3 изображены зависимости влагонакопления в мерзлой зоне от величины γ и механического состава почв, который в нашем случае определяется влажностью W_2 . Как следует из результатов расчета, относительное влияние точности задания параметра γ на влагоперенос для почв легкого механического состава сильнее, чем для тяжелого. Это обстоятельство необходимо учитывать при экспериментальном определении почвенно-гидрологических констант или влажностей W_1 и W_2 для целей расчета миграции влаги к фронту промерзания. В общем случае для расчета влагонакопления с точностью 1 % погрешность определения γ не должна превышать 0,2 %.

При проведении экспериментальных исследований процесса миграции влаги, было показано, что влажность почвы является основным фактором формирования водного режима почв в зимний период. Численное моделирование также подтверждает этот факт.

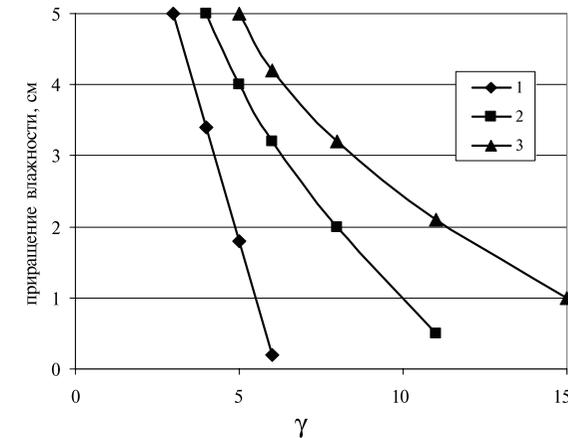


Рис. 2.6.3. Зависимость суммарного приращения влажности в мерзлой зоне (см. слоя воды) от параметров, определяющих свойства почв (W_2 — влажность при $\psi_2 = -1500$ Дж/кг, γ — рассчитывается по уравнению (1.3.26)). 1 — $W_2 = 0,05$ долей объема; 2 — $W_2 = 0,1$ долей объема; 3 — $W_2 = 0,15$ долей объема

В табл. 2.6.3 приведены результаты расчетов глубины промерзания (H_{II}), величины влагонакопления в мерзлой (ΔW) зоне и морозного пучения (x) при различных значениях начальной влажности (W_0) и плотности почвы (ρ_{II}). Реперные значения влажности, используемые в расчетах, были следующие: $W_1 = 35$ процентов объема; $W_2 = 18$ процентов объема; $W_3 = 15$ процентов объема, что соответствует суглинку.

Таблица 2.6.3

Результаты расчетов глубины промерзания (H_{II}), величины влагонакопления в мерзлой (ΔW) зоне и морозного пучения (x) при различных значениях начальной влажности (W_0) и плотности почвы (ρ_{II})

ρ_{II} , г/см ³	W_0 , долей объема	H_{II} , см	ΔW , долей объема	x , см
1,2	0,3	14,0	4,5–6,2	0
1,6	0,3	16,0	4,5–5,3	0
1,4	0,2	11,0	2,8–3,4	0
1,4	0,25	12,0	3,0–3,9	0
1,4	0,3	14,6	4,5–6,9	1,02
1,4	0,35	14,4	7,0–8,1	3,30
1,4	0,45	14,3	8,1–9,1	5,05

Как видно из полученных результатов, рост влажности W_0 ведет к однозначному увеличению влагонакопления и морозного пучения. Глубина промерзания при этом зависит от влажности неоднозначно. Это объясняется тем, что с увеличением W_0 растет теплопроводность почвы, а также затраты тепла на фазовые превращения «вода–лед». Эти два фактора оказывают противоположное влияние на величину H_{II} .

Зависимость ΔW от плотности имеет более сложный характер. Вначале с увеличением $\rho_{\text{п}}$ величина влагонакопления в мерзлой зоне растет, а затем падает. Это объясняется тем, что при повышении плотности коэффициент влагопроводности возрастает, что связано с переходом части пленочной влаги в капиллярную, а коэффициент фильтрации, наоборот, снижается за счет уменьшения общей пористости. В итоге влияние плотности на процесс миграции неоднозначно.

Далее используя данную математическую модель, были проведены численные эксперименты по исследованию влияния содержания незамерзшей влаги на глубину промерзания почвы и миграцию влаги в зимний период. При численных экспериментах использовалась следующая зависимость для определения содержания незамерзшей влаги при отрицательных температурах менее температуры начала заморозания порового раствора.

$$W_{\text{нз}} = B3 \left(\frac{-L \cdot T}{273 \cdot \psi_2} \right)^\gamma, \quad (2.6.35)$$

$$\gamma = \ln(\psi_2 / \psi_1) / \ln(B3 / \text{НВ}),$$

где $B3$ — влажность соответствует потенциалу $\psi_2 = -1500$ Дж/кг; НВ — влажность соответствует потенциалу $\psi_1 = -345$ Дж/кг.

Как видно из формулы (2.6.35), основными параметрами, определяющими содержание незамерзшей влаги, являются влажности $B3$ и НВ , величина которых и их соотношение в значительной степени зависят от механического состава почвы. На основе численного моделирования было установлено, что значения почвенно-гидрологических констант весьма существенно влияют на глубину промерзания почвы (рис. 2.6.4) и величину влагонакопления в мерзлых слоях почвы в процессе морозной миграции (рис. 2.6.5). Были получены данные, указывающие на существенное влияние на эти процессы не только величины $W_{\text{нз}}$ (в нашем случае НВ) при данной отрицательной температуре, но и величины на-

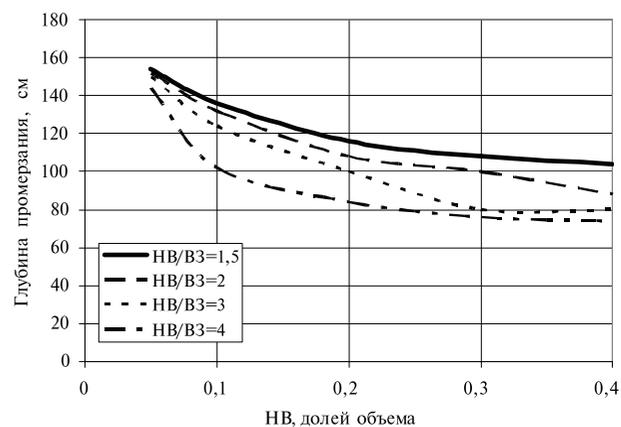


Рис. 2.6.4. Зависимость глубины промерзания от параметров, характеризующих величину незамерзшей влаги в почвах

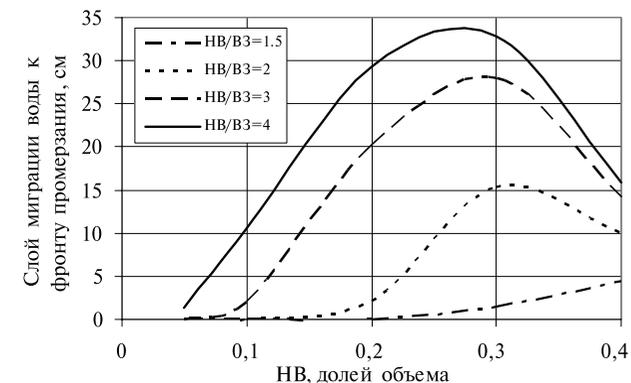


Рис. 2.6.5. Зависимость миграции влаги от параметров, характеризующих величину незамерзшей влаги в почвах

клона зависимости $W_{\text{нз}}$ от температуры (отношение $\text{НВ}/B3$). Причем с ростом наклона значительно интенсивнее проходит процесс миграции влаги.

Полученные результаты позволяют сделать оценку необходимой точности экспериментального определения фазового состава воды в мерзлых почвах и точности теоретических обобщений.

Нами также были проведены численные эксперименты по оценке влияния внешней нагрузки на величину морозного пучения для различных по механическому составу грунтов. Величина потенциала влаги в мерзлом грунте рассчитывалась по следующему выражению:

$$\psi = \psi_{\text{КС}} - \psi_{\text{Н}}, \quad (2.6.36)$$

где $\psi_{\text{КС}}$, $\psi_{\text{Н}}$ — соответственно капиллярно-сорбционный потенциал и потенциал нагрузки.

В соответствии с работой [72] нами считалось, что внешнее давление передается на жидкую фазу пропорционально степени заполнения пор льдом, то есть

$$\psi_{\text{Н}} = F \frac{L}{P - W_2}, \quad (2.6.37)$$

где F — внешняя нагрузка.

На рис. 2.6.6 изображены результаты расчета величины морозного пучения в зависимости от F и типа грунта. Полученные результаты находятся в полном соответствии с экспериментальными данными. Известно, что величина пучения при промерзании суглинков выше, чем при промерзании глины или супеси. Однако, по мере возрастания дисперсности грунтов, подавить пучение внешней нагрузкой становится труднее. На рис. 2.6.6 не представлены данные для супеси, так как уже при нагрузке 0,1 кг/см пучение было полностью подавлено.

Сопоставления расчетных и экспериментальных профилей температуры в процессе промерзания показали, что погрешность расчета T не превышала 0,5 °С. На рис. 2.6.7 изображены такие сопоставления при промерзании песка.

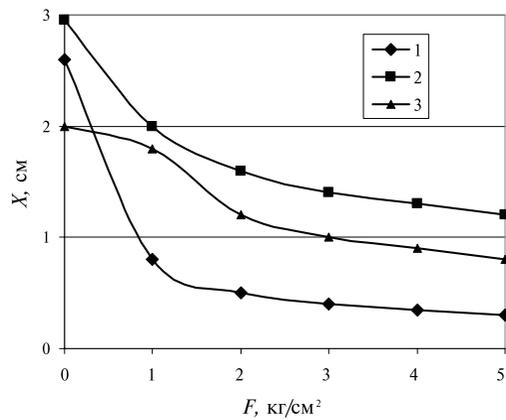


Рис. 2.6.6. Зависимость величины морозного пучения (x) от величины внешней нагрузки (F).
1 — легкий суглинок; 2 — средний суглинок; 3 — глина

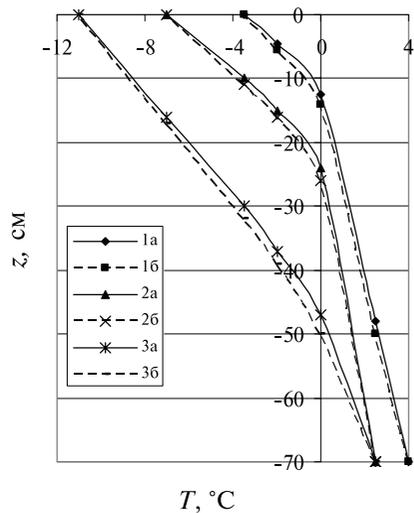


Рис. 2.6.7. Динамика профилей температуры при промерзании типичного тяжелосуглинистого чернозема. а — экспериментальные; б — теоретические; 1 — профиль через 72 часа после начала опыта; 2 — через 120 часов; 3 — через 192 часа

Как видно, результаты близки, что говорит о правильном задании теплофизических характеристик в математической модели.

2.6.5. Результаты численных экспериментов по моделированию процесса инфильтрации в талых и мерзлых почвах

Инфильтрация является главным фактором потерь талого и дождевого стоков. В процессе впитывания поверхностных вод формируется водный режим почвогрунтов и осуществляется взаимодействие между поверхностными и грунтовыми водами. Объем инфильтрации и ее интенсивность зависят от комплекса физических, водно-физических и теплофизических свойств почв. Основными показателями водопоглотительной способности почвы являются ее плотность, влажность, механический состав. Весной, при впитывании талых вод, существенное

значение приобретает тепловой режим почвы, сформированный в зимний период. Инфильтрация может резко различаться даже в одинаковых условиях увлажнения на разных сельскохозяйственных угодьях и при разных способах обработки почвы.

Являясь активным элементом формирования структуры водного баланса склона и водосбора в целом и обладая высокой чувствительностью к изменению природных факторов, под воздействием антропогенных и естественных причин, процесс инфильтрации может рассматриваться как один из ведущих показателей жизни рек, особенно малых. В связи с этим особое значение приобретают экологические исследования, связанные с воздействием на почвенный покров. Все они прямо или косвенно связаны с изменением водного режима почв и их инфильтрационными свойствами. Так, различные мелиоративные мероприятия, будь то осушение, вырубка леса, и наоборот, посадка, использование различных агротехнических приемов обработки почвы, непосредственно изменяют водно-физические и теплофизические свойства почв. Это в свою очередь приводит к изменению инфильтрации и, соответственно, структуры водного баланса склона, водоема, водотока. В результате при отсутствии надежных методов прогноза могут возникнуть почвенно-деградационные процессы, связанные с эрозией, дефляцией, заболачиванием, засолением и т. д. Несбалансированное применение химических удобрений и гербицидов вызывает химическое загрязнение почв, и далее, в процессе инфильтрации, может привести к загрязнению подземных вод.

Для того чтобы избежать вышеназванных отрицательных последствий хозяйственной деятельности, необходимо, прежде всего, иметь надежные методы расчета составляющих водного баланса, и в том числе инфильтрации.

В настоящее время для оценки впитывающей способности почв можно условно выделить три основных метода: экспериментальный, теоретический и полуэмпирический. Первый метод основан на использовании инфильтрометров различной конструкции и точечных замеров. С помощью их определяется интенсивность впитывания почвы в натуральных условиях. Второй метод заключается в применении математических моделей, основанных на физических представлениях о процессе инфильтрации. Третий метод включает в себя простые математические модели, аппроксимирующие кривые впитывания, параметры которых определяются эмпирическим путем. Учитывая значительную пространственную и временную изменчивости инфильтрации, экспериментальный способ оценки впитывающей способности почв не может быть использован как основной в расчетах составляющих водного баланса. В лучшем случае на основе инфильтрационных тестов можно проводить уточнение параметров математических моделей.

Основными методами расчета инфильтрации, на наш взгляд, должны стать методы, основанные на описании физики этого сложного процесса. Во-первых, данный подход включает в себя всю многофакторность процесса инфильтрации. Во-вторых, в физических моделях используются свойства и характеристики почв, которые могут быть определены независимым путем в лабораторных и полевых условиях. К тому же имеются довольно обширные обобщения о водно- и теплофизических свойствах почв различных типов и механического состава, их пространственной и временной изменчивости. Ряд агрогидрологических кон-

стант определяется на сети агрометеостанций. Оценку хозяйственной деятельности целесообразно также проводить на основе данных о динамике изменения свойств почв в процессе их обработки.

Для расчета инфильтрации, и в первую очередь дождевых осадков, широко используются простые модели, описывающие динамику впитывания воды в почву. Как правило, данные модели имеют полуэмпирический характер или основаны на общих представлениях о процессе впитывания воды с поверхности почвы. Наиболее известные из них модели Костякова, Хортон, Холтона и Филипа [73]. Имеются также некоторые модификации вышеперечисленных моделей.

Общее, что присуще названным выше моделям, — необходимость наличия исходной экспериментальной информации для определения параметров уравнений и трудность обобщения полученных результатов, так как в моделях явно не представлены физические свойства почв. Более перспективными, на наш взгляд, являются модели, основанные на физическом описании процесса впитывания.

Грин и Эмпт [74] предложили модель для расчета инфильтрации в почву, физически представленную в виде одинаковых параллельных капиллярных трубок. Применение закона Дарси дает следующие формы уравнения Грина—Эмпта:

$$f = K_0 \left(1 + \frac{H_F}{F_v} \right), \quad (2.6.38)$$

$$K_0 t = F_v - S_F \ln \left(1 - \frac{F_v}{S_F} \right), \quad (2.6.39)$$

где F_v — объем впитавшейся влаги; f — скорость впитывания; H_F — капиллярное давление на фронте увлажнения; S_F — параметр всасывания, определяемый как

$$S_F = H_F \Delta W = H_F (P - W_0). \quad (2.6.40)$$

Аппроксимируя трансцендентное уравнение (2.6.39) с помощью элементарных функций, с ошибкой, не превышающей 2 %, можно воспользоваться простейшей зависимостью, предложенной Алексеевым и Будаговским [5]:

$$F_v = 1,4 \sqrt{K_0 H_F \Delta W t} + 0,7 K_0 t. \quad (2.6.41)$$

Параметры, входящие в уравнение (2.6.41), имеют физическую сущность, хотя и есть затруднения в прямом измерении показателя впитывания H_F или S_F . В работе [73] приведены данные о S_F , полученные различными авторами в разные годы. В табл. 2.6.4 приведены результаты осреднения этих данных, выполненного нами для различных типов почв.

Расчеты показывают, что среднее значение параметра S_F для почв тяжелого механического состава может быть принято равным 27. Определение коэффициента фильтрации можно проводить по полученной нами формуле (1.4.13), так как она дает хорошие результаты практически для всех типов почв. При использовании подхода Грина—Эмпта для расчета инфильтрации в почвы тяжелого механического состава необходима информация о таких водно-физических свойствах, как пористость и наименьшая влагоемкость.

Нами была также предпринята попытка получения формулы для расчета интенсивности впитывания, на основе теории подобия пористых сред [68; 70].

Таблица 2.6.4

Средние данные о параметре всасывания S_F и масштабном коэффициенте α_ψ для различных типов почв

Тип почвы	S_F	α_ψ
Песок	8,3	5,2
Супесь	5,5	3,0
Легкий суглинок	15,7	0,91
Суглинок	27,8	0,37
Пылеватый суглинок	47,0	0,22
Опесчаненный тяжелый суглинок	17,5	0,25
Тяжелый суглинок	38,5	0,18
Пылеватый тяжелый суглинок	25,2	0,10
Опесчаненная глина	13,8	0,09
Пылеватая глина	25,7	0,08
Глина	24,8	0,07

Используя зависимости (1.5.5), уравнение влагопереноса (2.6.4) можно привести к безмерному виду, преобразовав пространственную и временную координаты следующим образом:

$$z^* = \alpha_\psi z; \quad t^* = \frac{\alpha_\psi^3 t}{P}. \quad (2.6.42)$$

В результате уравнение влагопереноса предстанет в виде:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K^*(\theta) \frac{\partial \psi^*(\theta)}{\partial z^*} - K^*(\theta) \right). \quad (2.6.43)$$

Для решения уравнения (2.6.43) достаточно знать функции $\psi^*(\theta)$ и $K^*(\theta)$. Параметры же, которые характеризуют свойства почвенного покрова, в явном виде в уравнение (2.6.43) не входят. Поэтому для исследования пространственной изменчивости таких характеристик влагопереноса, как динамика впитывания влаги, влажность почвы, может быть использовано единственное решение уравнения (2.6.43), что значительно упрощает эту задачу.

Применив метод конечных разностей, мы выполнили численное решение уравнения (2.6.43) для процесса впитывания. Расчеты проводились при различных начальных значениях относительной влажности $\theta_0 = W_0 / P$. На основе выполненных расчетов была построена серия обобщенных кривых, характеризующих динамику впитывания воды в почву при различных θ_0 .

Кривые были аппроксимированы функцией, связывающей объем впитавшейся воды с θ_0 , t^* и z^* . После обратного преобразования пространственной и временной координат по формулам (2.6.42) полученная функция имеет вид:

$$F_v = 29 \left(1 - \frac{W_0}{P} \right) \sqrt{\alpha_\psi P t} + 0,73 K_0 t. \quad (2.6.44)$$

Объем впитывания рассчитывается здесь в см, время — в часах, W_0 и P — в долях объема, K_0 — в см/ч. Масштабный коэффициент не имеет размерности.

Сведения об этом параметре для разных типов почв помещены в табл. 2.6.4. Расчет α_{ψ} можно проводить по формуле (1.5.22), а K_0 — по формуле (1.4.13). Структура выражения (2.6.43) аналогична формуле, полученной на основе использования подхода Грина—Эмпта (2.6.40). Основное отличие заключается в замене параметра H_f на более определенный и легче определяемый масштабный коэффициент α_{ψ} .

Использование масштабных коэффициентов при описании влагопереноса является перспективным направлением и широко представлено в зарубежной литературе [75; 77]. Выполнены исследования пространственной изменчивости α_{ψ} . Показано, что распределение α_{ψ} подчиняется логнормальному закону. Использование в расчетах информации о распределении водно-физических характеристик позволит усовершенствовать точечные модели, так как в них проявляется связь скорости инфильтрации с интенсивностью осадков, размерами склона и другими пространственными и временными характеристиками.

В работе [55] была выполнена проверка эффективности использования различных моделей для расчета инфильтрации. Предварительно была проведена серия опытов по определению интенсивности впитывания воды в суглинистую почву с помощью инфильтрометров. На основе экспериментальных данных методом наименьших квадратов были определены параметры, входящие в расчетные формулы Костякова, Хортона, Филипа, Холтона и Грина—Эмпта. Из шести оцененных моделей модель Хортона дала наиболее удовлетворительные результаты. Хорошо работают также модели Костякова и Грина—Эмпта. Несколько хуже Филипа и Холтона. При этом коэффициент корреляции между экспериментальными и расчетными данными по всем моделям был выше 0,95. Это говорит об отсутствии принципиальной разницы в использовании различных моделей при наличии исходных данных о впитывающей способности почвы. В работе [55] были приведены данные о пористости и наименьшей влагоемкости почв, используемой в опытах. На их основе выполнен расчет впитывания по формуле (3.41). Расхождение с экспериментом не превысило 10 %.

Остановимся подробнее на проблемах использования представленной в разделе 2.6.1 модели тепловлагопереноса для расчета инфильтрации. Так, наибольшую эффективность уравнение влагопереноса (2.6.4) имеет при расчетах впитывания в почвы, обладающие ярко выраженной слоистостью. Последнее наблюдается при анализе строения многих типов почв. Скачкообразное изменение физических свойств почв по глубине может являться также следствием различных агротехнических мероприятий. Все это в равной мере относится к случаю с близким залеганием грунтовых вод, когда эпюра имеет ярко выраженный характер и нельзя использовать усредненные показатели дефицита влажности.

Наибольшими перспективами модель обладает при описании процесса впитывания талой влаги в мерзлые почвы. Здесь возможны различные варианты ее использования.

Во-первых, модель способна предвычислять основные факторы, влияющие на водопоглотительную способность почв в весенний период, которые традиционно используются в моделях стока. Например, глубину промерзания, температуру почвы, динамику влажности в зимний период.

Во-вторых, на основе численных экспериментов по оценке чувствительности расчета инфильтрации к различным свойствам почв и гидрометеорологическим

условиям можно получить довольно простые выражения, связывающие объем и интенсивность впитывания с температурой воздуха, влажностью и плотностью почв, высотой снежного покрова и т. д. Опыт таких исследований для решения прикладных задач имеется.

В-третьих, модель целесообразно применять для прогнозирования последствий изменения свойств почв под влиянием естественных и антропогенных факторов на составляющие водного баланса склона водосбора. Для этой цели необходима лишь информация о динамике отдельных свойств почв в процессе освоения земель или их естественного изменения. То есть данная модель обладает довольно высокими прогностическими качествами.

И наконец, в связи с распространением в последнее время быстродействующих персональных компьютеров, физико-математические модели формирования отдельных элементов водного баланса могут шире использоваться при расчетах стока. Особенно это актуально при решении комплексных задач, связанных с экологическими аспектами сохранения природной среды.

Наряду с проверкой работоспособности модели при расчете миграции влаги, были проведены численные эксперименты по моделированию процесса оттаивания и инфильтрации. Полученные результаты сопоставлены с лабораторными данными. Первые сопоставления были проведены для процесса инфильтрации в талых почвах. Предварительно были поставлены эксперименты по дождеванию колонки с песком на разработанной нами установке (рис. 2.4.1). Интенсивность подачи капель воды на верхнюю поверхность колонки регулировалась с помощью разработанного нами специального устройства. На рис. 2.6.8 и 2.6.9 приведены результаты экспериментов и расчета по нашей модели динамики

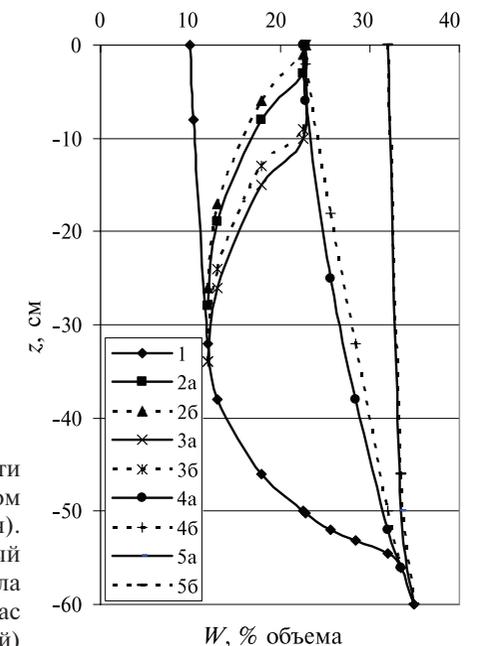


Рис. 2.6.8. Динамика профилей влажности в процессе дождевания колонки с песком (интенсивность дождевания — 25 мм/ч). а — эксперимент; б — расчет. 1 — начальный профиль; 2 — через 33 минуты после начала опыта; 3 — через 62 минуты; 4 — через 1 час 55 минут; 5 — через 2 часа 38 минут (конечный)

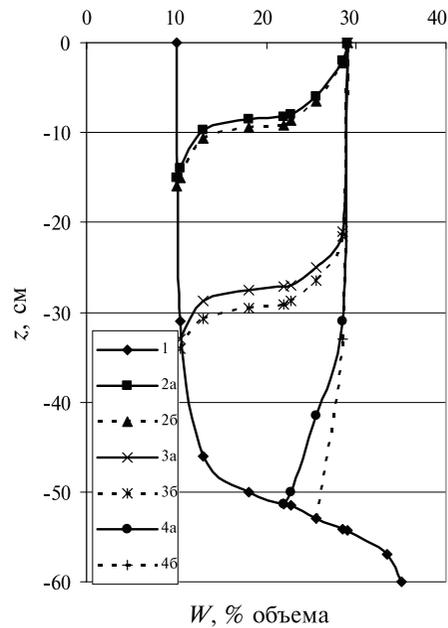


Рис. 2.6.9. Динамика профилей влажности в процессе дождевания колонки с песком (интенсивность дождевания — 170 мм/ч). а — эксперимент; б — расчет. 1 — начальный профиль; 2 — через 8 минут после начала опыта; 3 — через 22 минуты; 4 — через 34 минуты

профилей влажности песка в процессе инфильтрации воды. Как видно из полученных результатов, модель адекватно описывает процесс инфильтрации в талых почвах при различных интенсивностях подачи воды на поверхность почвы. В процессе проведения опытов был отмечен факт падения скорости впитывания воды в почву с возрастанием интенсивности дождевания. Причина возникновения данного явления обусловлена наличием внутрипорового заземленного воздуха в почвах, величина которого зависит от влажности почвы и интенсивности дождевания или — в природных условиях — осадков. При расчетах инфильтрации необходимо учитывать данный факт путем изменения коэффициентов влагопереноса.

На рис. 2.6.10 изображена динамика впитывания талой влаги в мерзлый песок, а в табл. 2.6.5 помещены граничные условия по температуре для этого опыта, который использовался нами и для проверки модели на этапе промерзания.

Таблица 2.6.5

Изменение температуры (T , °C) на верхнем и нижнем торцах монолита при промерзании и оттаивании песка

t , ч	0	70	118	166	262	286	310	312	313	318
$T, z = 0$ см	4,0	-4,4	-4,6	-6,7	-6,2	-2,1	0,6	0	0	0
$T, z = 50$ см	4,0	4,4	3,0	2,5	1,5	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2

Как видно из рис. 2.6.10, отклонение расчетной влажности от измеренной иногда достигает 4 %, что дает погрешность определения слоя впитавшейся влаги около 15 %. Однако следует отметить, что определение влажности в опыте

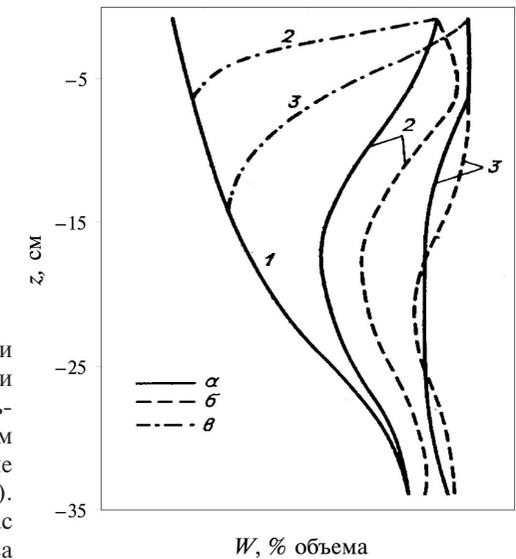


Рис.2.6.10 Динамика профилей влажности при инфильтрации талой влаги в мерзлый песок. а — экспериментальные; б — теоретические с использованием формул (1.3.24), (1.4.1); в — теоретические с использованием формул (1.3.25), (1.4.2). 1 — начальный профиль; 2 — через 1 час после начала опыта; 3 — через 2 часа

проводилось с погрешностью ± 2 процента объема. Это связано с быстротечностью процесса инфильтрации в рассматриваемом случае, которая не позволила выбрать период регистрации гамма-излучения, необходимой по длительности для достижения высокой точности измерения влажности методом гаммаскопии. Ранее особо отмечалось, что при описании процесса инфильтрации, потенциал и коэффициент влагопроводности мерзлых почв необходимо определять иным образом, чем при описании миграции.

Чтобы подтвердить обоснованность этого утверждения, был выполнен расчет инфильтрации влаги с использованием тех же формул для определения воднофизических характеристик, которые рекомендуются для расчета миграции. На рис. 2.6.10 приведены результаты такого расчета. Как видно, они очень далеки от экспериментальных. Последнее обстоятельство подтверждает обоснованность нашего подхода к определению гидрофизических параметров мерзлых почв.

Сопоставление результатов численного и физического моделирования процесса инфильтрации в мерзлом черноземе также показало хорошую работоспособность модели (рис. 2.6.2). Следует отметить, что для этого опыта был сделан расчет инфильтрации с использованием тех же формул для определения ψ и K , которые применялись при численном моделировании миграции влаги. Результаты оказались ближе к экспериментальным, чем в случае с песком. Последнее указывает на тот факт, что при больших исходных значениях льдистости, что наблюдалось в опыте с черноземом, результаты расчета инфильтрации будут мало зависеть от вида используемых формул. Этот случай характеризуется образованием водонепроницаемого слоя, и ход впитывания талой влаги практически совпадает с динамикой протаивания почвы.

Так же как и для процесса миграции, была выполнена предварительная оценка чувствительности расчета инфильтрации к изменению параметра γ , определяемого

по выражению (1.3.26). Оценка получена при численном моделировании процесса инфильтрации в легкосуглинистый мерзлый чернозем с исходной влажностью 10 процентов объема, в условиях, когда образование водонепроницаемого слоя не наблюдалось. Оказалось, что изменение величины параметра γ на 1 % дает погрешность расчета слоя впитавшейся влаги тоже на 1 %. По-видимому, при расчете инфильтрации в почвах других типов и при других исходных значениях влажности и температуры величина этой погрешности будет иной.

В качестве примера использования описанной выше модели для оценки влияния различных факторов на водопоглотительную способность почвы были проведены специальные численные эксперименты. Природный период, в течение которого моделировались процессы промерзания и оттаивания, составлял около 5 месяцев и делился условно на три основные части:

1. Позднеосенний период начала промерзания почвы и выпадения твердых осадков. В начальный момент задавались исходное увлажнение почвы W_0 , одинаковое по глубине. К концу этого периода снежный покров достигал 10 см и устанавливалась отрицательная температура воздуха, равная величине T_0 .

2. Зимний период. В течение его высота снега достигала величины H_0 и оставалась постоянной до начала снеготаяния. Температура воздуха T_0 здесь также оставалась постоянной.

3. Весенний период потепления, снеготаяния и инфильтрации талой воды в почву. В результате численных экспериментов были получены зависимости интенсивности впитывания влаги в мерзлую почву от различных значений W_0 , T_0 , H_0 . На рис. 2.6.11 приведены некоторые из них. На этом и последующих рисунках начало водоотдачи из снежного покрова условно принято за момент времени, равный $t = 0$. Как видно, с понижением среднезимней температуры воздуха скорость впитывания значительно падает. То же самое наблюдается при росте влажности почвы. Все это находится в полном соответствии с полевыми исследованиями процессов формирования талого стока [26].

На рис. 2.6.12 изображены зависимости хода впитывания талой влаги от высоты снежного покрова (H_0) при влажности почвы (W_0) 0,15 долей объема и среднезимней температуре (T_0), равной -10°C и -20°C . Плотность снега в наших расчетах принималась равной $0,3 \text{ г/см}^3$.

Как следует из результатов моделирования, роль высоты снега при формировании влагозапасов почвы, довольно неоднозначно зависит от температуры и влажности. Так, при $T_0 = -10^\circ\text{C}$ и $W_0 = 0,15$ долей объема эта зависимость является очевидной, с возрастанием высоты снежного покрова интенсивность впитывания талой влаги увеличивается. При других соотношениях W_0 и T_0 такая зависимость практически отсутствует или слабо выражена. По-видимому, это объясняется тем, что при уменьшении высоты снежного покрова на эффект увеличения глубины промерзания накладывается эффект более интенсивного прогрева верхних слоев почвы в предвесенний период. В результате взаимодействия этих двух разнонаправленных явлений, определяющих «запас холода» в почве, зависимость интенсивности впитывания от H_0 иногда отсутствует.

Были проведены также численные эксперименты по оценке влияния величины плотности и ее распределения по глубине на процесс инфильтрации влаги

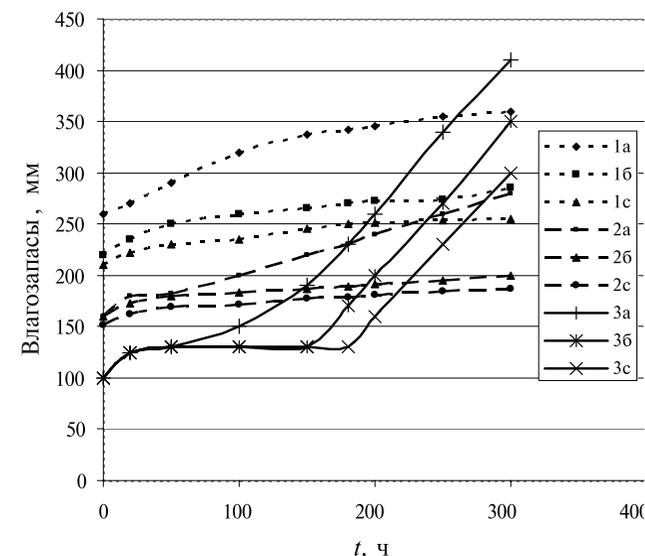


Рис. 2.6.11. Зависимость изменения влагозапасов в метровом слое легкосуглинистого южного чернозема в процессе впитывания талой влаги от исходной осенней влажности (W_0) и среднезимней температуры воздуха (T_0) при высоте снежного покрова 40 см. 1 — $W_0 = 0,20$ долей объема; 2 — $W_0 = 0,15$ долей объема; 3 — $W_0 = 0,10$ долей объема; а — $T_0 = -10^\circ\text{C}$; б — $T_0 = -15^\circ\text{C}$; с — $T_0 = -20^\circ\text{C}$

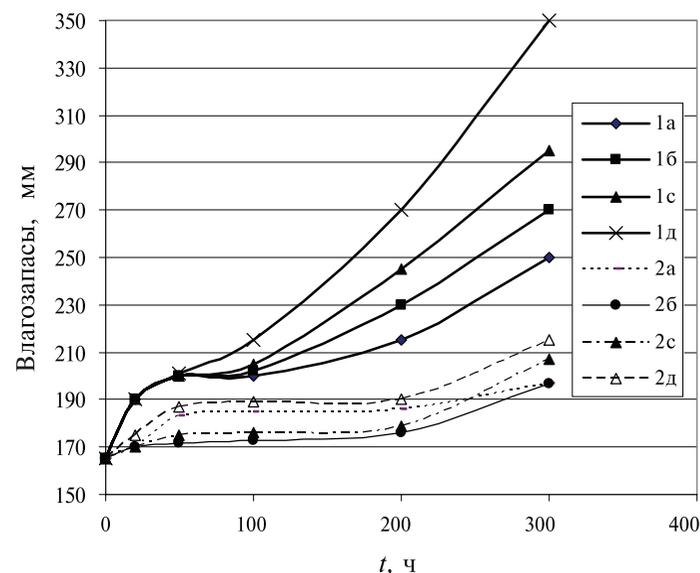


Рис. 2.6.12. Зависимость изменения влагозапасов в метровом слое легкосуглинистого южного чернозема в процессе впитывания талой влаги в зависимости от высоты снежного покрова (H_0) и среднезимней температуры воздуха (T_0) при исходной осенней влажности 0,15 долей объема. 1 — $T_0 = -10^\circ\text{C}$; 2 — $T_0 = -20^\circ\text{C}$. а — $H_0 = 10 \text{ см}$; б — $H_0 = 40 \text{ см}$; с — $H_0 = 60 \text{ см}$; д — $H_0 = 80 \text{ см}$

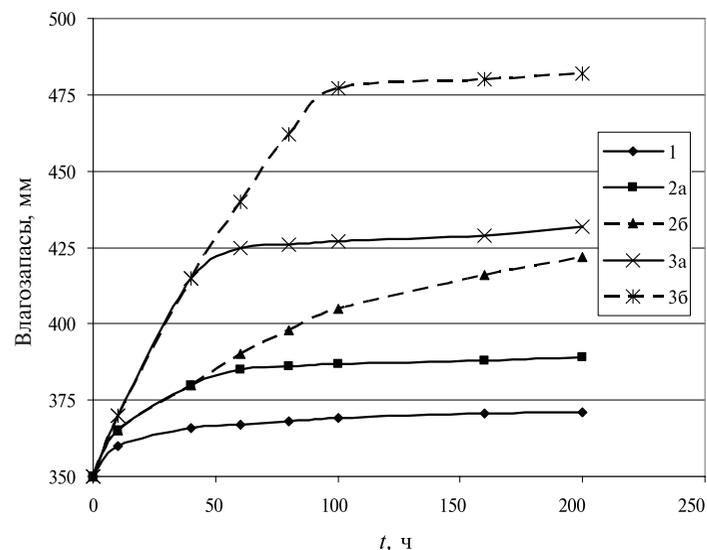


Рис. 2.6.13. Зависимость изменения влагозапасов в метровом слое тяжелосуглинистого чернозема в процессе впитывания талой влаги в зависимости от плотности почвы ($\rho_{\text{п}}$) ее верхнего горизонта и глубины вспашки ($h_{\text{в}}$). а — $h_{\text{в}} = 20$ см; б — $h_{\text{в}} = 40$ см.
1 — $\rho_{\text{п}} = 1,4$ г/см³; 2 — $\rho_{\text{п}} = 1,2$ г/см³; 3 — $\rho_{\text{п}} = 1,0$ г/см³

в мерзлую почву. Наибольший интерес представляет ситуация, связанная с возникновением водонепроницаемого слоя, а именно с возможностью его ликвидации путем механической обработки почв в осенний период.

На рис. 2.6.13 приведены результаты расчета интенсивности впитывания талой влаги в мерзлый типичный тяжелосуглинистый чернозем с исходной влажностью 0,35 долей объема. При этом плотность верхних горизонтов почвы задавалась равной 1,0; 1,2 и 1,4 г/см³, глубина рыхления — 20 и 40 см. Плотность нижележащих горизонтов составляла 1,5 г/см³.

Из анализа полученных результатов (рис. 2.6.13) следует, что осенняя обработка существенно улучшает водопоглощительную способность почвы. Водонепроницаемый слой, который при $\rho_{\text{п}} = 1,4$ г/см³ образуется почти сразу после начала впитывания талой влаги, на горизонтах с плотностью 1,0 и 1,2 г/см³ не наблюдается. Увеличение глубины обработки почвы от 20 до 40 см приводит к росту объема впитываемой влаги. Особенно заметен рост при $\rho_{\text{п}} = 1,0$ г/см³, где он составляет 55 мм слоя воды. При плотности почвы, равной 1,2 г/см³, увеличение глубины механической обработки почвы до 40 см не влечет столь существенного пополнения запасов почвенной влаги. В данном случае уже на глубине около 18 см создаются условия близкие к условиям образования водонепроницаемого слоя, и поэтому рост глубины рыхления не приводит к значительному увеличению интенсивности впитывания талой влаги.

Были проведены также численные эксперименты по исследованию влияния содержания незамерзшей влаги (механического состава) на впитывающую

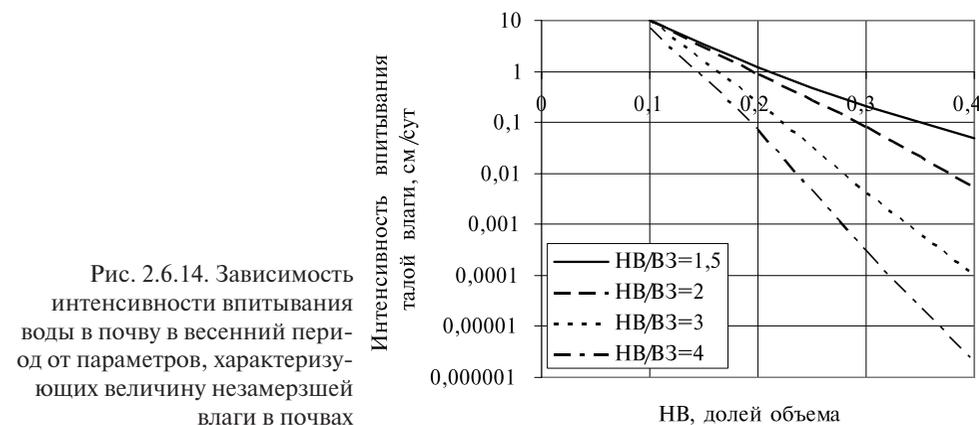


Рис. 2.6.14. Зависимость интенсивности впитывания воды в почву в весенний период от параметров, характеризующих величину незамерзшей влаги в почвах

способность почвы в весенний период (2.6.14). Результаты расчетов однозначно указывают на одну из решающих ролей данного фактора на интенсивность впитывания талой влаги в весенний период.

2.6.6. Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей

Проблема взаимодействия мерзлых почв с солевыми растворами, развития при этом процессов тепло- и массопереноса остается до настоящего времени слабо исследованной областью физикохимии мерзлых почв. В практическом плане эта проблема важна при рассмотрении многих задач, связанных с расчетами промерзания засоленных почв и грунтов, имеющих широкое распространение на Севере России.

Довольно долго считалось, что мерзлые почвы являются пассивными в отношении миграции в них химических элементов и ионов, то есть в отличие от талых почв непроницаемыми для солей и влаги. Однако в последние годы, в основном благодаря исследованиям, выполненным на кафедре МГУ, других научно-исследовательских институтов, получены отдельные данные о развитии физико-химических и массообменных процессов в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей [11; 40].

На основе анализа полученных данных было установлено, что из раствора в почву происходит миграция ионов и пленки незамерзшей воды. При этом следует различать несколько механизмов миграции ионов: диффузионный, связанный с диффузией за счет разности их концентраций; конвективный, обусловленный переносом миграционным водным потоком; адсорбционный, вызванный действием поверхностных сил минерального скелета и льда. При этом, как показали исследования, миграция влаги и ионов происходит как в мерзлую почву, так и из нее. При взаимодействии растворов солей и мерзлых почв под действием градиента потенциала влаги и концентрации ионов в растворе имеет место перенос незамерзшей воды в раствор в том случае, если термодинамический потенциал

в почве больше, чем в растворе. При критической концентрации внешнего раствора наступает состояние термодинамического равновесия, при котором влагоперенос прекращается. Эти критические значения определяются гранулометрическим, химико-минеральным составом почв, их температурой. Для песков, взаимодействующих с внешним раствором, критическая концентрация — менее 0,1 гмоль/л, для глин — более 5 гмоль/л.

Исследование кинетики накопления солей и влаги в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами показали, что миграционный поток влаги и солей изменяется во времени. В начальный период происходит миграция ионов солей и перенос незначительного количества влаги. Ионы, поступающие в мерзлую почву, начинают взаимодействовать с минеральными частицами, а также с молекулами связанной воды и льда. Причем катионы, обладающие незначительным зарядом, взаимодействуют с отрицательно заряженной поверхностью частиц, а анионы, наоборот, — с поверхностью льда, обладающей положительным зарядом. В опытах установлено, что в начале процессов засоления миграция анионов в мерзлую почву превышает миграцию катионов. Однако в дальнейшем интенсивности миграции анионов и катионов сближаются. Большое значение в миграции влаги и ионов солей в мерзлых почвах имеют их массообменные свойства. При этом одновременно с влагопроводными свойствами важную роль играют катионная и анионная проницаемость и селективность мерзлых почв, то есть избирательная их способность пропускать и задерживать определенный вид ионов [11; 40].

Для описания процессов тепломассопереноса в мерзлых засоленных почвах можно воспользоваться системой уравнений (2.6.9), (2.6.12), дополнив ее уравнением солепереноса [4; 32]:

$$\frac{\partial(W_{\text{H}_3} C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \frac{\partial(V \cdot C)}{\partial z}, \quad (2.6.45)$$

где C — концентрация раствора; D_c — эффективный коэффициент диффузии соли в почве; V — скорость конвективного потока влаги в почве.

Необходимо отметить, что при отрицательных температурах количество талой влаги в засоленных почвах, кроме зависимости ее от температуры, имеет также зависимость от концентрации порового раствора.

Таким образом,

$$\frac{\partial W_{\text{H}_3}}{\partial t} = \left(\frac{\partial W_{\text{H}_3}}{\partial T} \right)_c \frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial W_{\text{H}_3}}{\partial C} \right)_T \frac{\partial C}{\partial t}. \quad (2.6.46)$$

Учитывая (2.6.46), уравнение теплопереноса (2.6.9) можно записать в следующем виде:

$$c_{\text{эфф}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_B L \frac{\partial W}{\partial t} \vartheta \alpha - \rho_B L \frac{\partial W_{\text{H}_3}}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \vartheta \alpha. \quad (2.6.47)$$

Из уравнения (2.6.47) следует, что рост влажности в мерзлой зоне, при наличии процесса миграции приводит к увеличению температуры, а рост концентрации порового раствора, наоборот, — к понижению температуры почвы. Изменения же влажности и концентрации рассчитываются по уравнениям (2.6.45)

и (2.6.47). Таким образом, для описания процессов тепло-, влаго- и солепереноса в засоленных мерзлых почвах необходимо совместное решение системы трех дифференциальных уравнений (2.6.9), (2.6.45) и (2.6.47).

Для решения системы уравнений в момент времени $t = 0$ следует задать соответствующие начальные профили влажности, температуры и засоленности почвы. В качестве краевых условий на верхней и нижней границах расчетного слоя можно задать либо ход температуры, влажности и концентрации во времени (граничные условия 1-го рода), либо значения потоков тепла, влаги и солей (граничные условия 2-го рода). Выбор задаваемых граничных условий определяется конкретной задачей и наличием необходимых данных. Например, при контакте мерзлой засоленной почвы с раствором соли и неограниченном потоке раствора к границе контакта задается условие постоянной концентрации.

Для решения системы дифференциальных уравнений (2.6.9), (2.6.45), (2.6.47) необходимо также иметь информацию об основных параметрах и характеристиках, входящих в эти уравнения. О способах их задания будет изложено ниже.

Для численной реализации исходной системы уравнений нами использовался метод конечных разностей. Поскольку уравнения переноса тепла, влаги и солей являются нелинейными и связанными, использовались последовательные и перекрестные итерации. Для более оптимального решения системы разностных уравнений и экономии машинного времени разработаны алгоритмы с переменными значениями шагов по координате и времени.

2.6.6.1. Основные характеристики тепло- и массопереноса в засоленных почвах

При проведении расчетов по уравнениям (2.6.14), (2.6.54), (2.6.56) необходимо определить ряд водно- и теплофизических свойств почв. Основными из них являются λ , ψ , K , W_{H_3} , D_c .

Для определения капиллярно-сорбционного потенциала можно воспользоваться предложенными выше формулами (1.3.24) и (1.3.25) для незасоленных почв. Следует отметить, что экспериментально доказано влияние засоления на величину потенциала [4]. Влияние это весьма сложное явление, прямо или косвенно связанное с изменением физического состояния почвы. Засоление почв, особенно тяжелых, приводит к повышенной гидратации, набуханию, диспергированию почвенных коллоидов, разрушению агрегатов и структуры, закупориванию микропор, то есть к значительным, подчас коренным, изменениям в распределении пор по размерам.

По данным работы [4], основное влияние растворимых солей проявляется в области высоких влажностей. При этом величина потенциала растет с убыванием концентрации солей в почвенном растворе или с возрастанием отношения $\text{Na}^+/\sqrt{\text{Ca}^{2+}}$. В общем случае влияние C на ψ_{KC} весьма сложно и зависит от типа почвы и состава солей. Поэтому наиболее надежным способом учета данного явления на водоудерживающую способность почв является экспериментальное определение зависимости $\psi_{\text{KC}} = f(C)$.

Всё вышесказанное в равной мере относится и к зависимости гидравлической проводимости K от концентрации порового раствора C . Установлено [4],

что для песчаных почв эта зависимость незначительна. По мере увеличения содержания глинистых фракций водопроницаемость почвы возрастает с увеличением концентрации раствора. Основные изменения K от C происходят в области концентраций от 0 до 0,5N. Как и в случае с потенциалом, K находится в сильной зависимости от отношения $\text{Na}^+/\sqrt{\text{Ca}^{2+}}$. При низких значениях этого отношения влияние засоления на K незначительно. Учитывая тот факт, что влагоперенос в мерзлых почвах происходит при низких влажностях, эффектом влияния засоления на ψ_{KC} и K в этом случае можно пренебречь.

Осмотическая составляющая термодинамического потенциала определяет в соответствии с законом Вант Гоффа для слабых растворов (1.7.7).

Уравнения (1.7.8–1.7.11) представляет общую формулу для расчета содержания незамерзшей воды в мерзлых засоленных почвах.

При решении уравнения солепереноса (2.6.47) основным параметром является коэффициент диффузии соли в почве. Наиболее распространенным выражением для расчета D_C является следующая формула [4]:

$$D_C = a \cdot \exp(bW_{H_2O}) \cdot D_{CB}, \quad (2.6.48)$$

где D_{CB} — коэффициент диффузии соли в свободной воде, величина которого для NaCl примерно составляет 0,04–0,05 см²/ч; a , b — эмпирические константы.

Показано [4], что при $b = 10$ для большинства типов почв a лежит в пределах от 0,001 до 0,005 в зависимости от типа почвы.

Экспериментальные данные, по определению D_C для мерзлых почв многочисленны [40]. Суммируя их, можно сделать вывод, что диапазон изменения для D_C в мерзлых почвах при изменении температуры от 0 до -4 °C составляет примерно от 0,02 до 0,005 м²/год. При этом эффективный коэффициент диффузии соли с учетом конвективной составляющей — в 2–3 раза выше. Эксперименты также показывают, что коэффициент диффузии в талых глинах примерно в 2 раза ниже, чем в талых песках. То есть имеется зависимость от типа почвы.

2.6.6.2. Результаты расчета процессов взаимодействия мерзлого грунта с раствором соли

В этом разделе остановимся подробнее на некоторых аспектах проблемы взаимодействия растворов солей с мерзлыми грунтами. Как уже указывалось, мерзлые засоленные грунты имеют широкое распространение вдоль побережья Севера России и изучение процессов протекающих в них имеет большое практическое значение.

При промерзании грунта и отжимании раствора от фронта промерзания вблизи него создается зона повышенной концентрации солей, имеющая пониженную температуру замерзания. Если при этом процесс диффузии соли протекает медленнее, чем процесс промерзания, то в области ниже зоны высокой концентрации возникают условия для нормального процесса кристаллизации, и, в частности, формирование нового ледяного прослоя. Концентрационное переохлаждение является одной из причин полосчатой текстуры мерзлых грун-

тов. Возникающие при этом линзы незамерзающего рассола носят название — криопэги. В табл. 2.6.6 помещены результаты расчета по вышеописанной модели промерзания засоленного грунта.

Таблица 2.6.6

Распределение по глубине льдистости (L), влажности (W), концентрации порового раствора (C) и температуры (T) в процессе промерзания грунта

Z , см	L , долей объема	W , долей объема	T , °C	C , моль/л
0	0,222	0,299	-4,94	1,390
2	0,003	0,2	-4,33	1,022
4	0,143	0,2	-3,73	0,585
6	0	0,2	-3,14	0,811
8	0,071	0,2	-2,54	0,568
10	0	0,2	-1,95	0,691
12	0	0,2	-1,36	0,506
14	0	0,2	-0,77	0,5
16	0	0,2	-0,18	0,5
18	0	0,2	0,41	0,5
20	0	0,2	1,0	0,5

Как видно из представленных результатов, математическая модель дает качественно правильную картину образования криопэгов. Прослойки льда чередуются со слоями незамерзшего грунта, содержащего в порах концентрированный раствор соли.

В связи с тем, что криопэг и окружающий его мерзлый грунт находятся в термодинамическом равновесии (иначе должны происходить процессы таяния или замерзания внутриводяного льда и рассола), температура начала замерзания рассола в криопэге приблизительно равна температуре грунта, на глубине расположения криопэгов. Температура же начала замерзания любого раствора характеризует степень минерализации, а при известной величине этого показателя приближенно его химический состав.

При контакте рассола с мерзлым грунтом, имеющим температуру, отличную от температуры начала замерзания рассола, могут происходить процессы таяния или замерзания рассола. Подобная ситуация возможна, например, при производстве буровых работ и последующем заполнении скважины криопэгом, если вертикальный профиль температуры грунта отклоняется от температуры начала замерзания рассола, а также при изменении температурного режима грунтов в результате хозяйственной деятельности или климатических процессов.

По описанной выше математической модели теплопереноса были выполнены отдельные расчеты скоростей протаивания мерзлых грунтов при их одностороннем взаимодействии с раствором NaCl. Предварительно было выполнено сопоставление экспериментальных и расчетных данных. В качестве опорной экспериментальной информации использовались данные, приведенные в работе Гайдаенко [7], а также результаты наших опытов.

Методика проведения экспериментов Гайдаенко была следующая. Образцы грунта (песок, суглинок, глина) диаметром и высотой 5 см погружались в солевой раствор с отрицательной температурой T . Температура раствора поддерживалась равной $-1,8^\circ\text{C}$ и $-3,8^\circ\text{C}$. Концентрация раствора C составляла 50, 100, 150, 200, 250 г/л. Методической особенностью проведения данного эксперимента являлось то, что по мере разрушения мерзлого образца талый слой грунта удалялся. В связи с этим на границе талого и мерзлого слоев постоянно поддерживалась максимальная концентрация солевого раствора.

Учитывая методические особенности проведения данных опытов, посредством задания соответствующих граничных условий были выполнены расчеты теплового и солевого режимов образцов песка, погруженных в солевой раствор. В табл. 2.6.7 приведены данные расчета о распределении по глубине образца льдистости, влажности, температуры, плотности и засоленности через 4 часа после начала взаимодействия раствора с мерзлым грунтом.

Таблица 2.6.7

Распределение по глубине льдистости (L), влажности (W), засоленности грунта (Z_C) и температуры (T) в процессе взаимодействия поверхности мерзлого грунта с раствором NaCl

Z , см	L , долей объема	W , долей объема	T , $^\circ\text{C}$	Z_C , %
0	0	0,3	-1,8	1,875
0,5	0	0,3	-1,956	1,871
1	0	0,3	-2,128	1,854
1,5	0	0,3	-2,334	1,753
2	0,108	0,3	-2,537	0,825
2,5	0,212	0,3	-2,492	0,241
3	0,241	0,3	-2,374	0,096
3,5	0,251	0,3	-2,333	0,036
4	0,256	0,3	-2,082	0,016
4,5	0,258	0,3	-1,926	0,007
5	0,258	0,3	-1,8	0

Концентрация раствора в этом случае составляла 100 г/л, а температура $-1,8^\circ\text{C}$. Как видно, в процессе взаимодействия рассола с грунтом меняется не только засоленность грунта, но и температурный профиль. Начальное распределение температуры, а также температура на границах образца в течение опыта поддерживались постоянными и равными $-1,8^\circ\text{C}$. Влажность грунта в процессе расчета оставалась постоянной из-за неразвитости миграционных процессов влаги в песках и быстротечности проведения опытов.

Нами проведен также ряд экспериментов по одностороннему взаимодействию раствора NaCl с мерзлым песком по несколько иной методике, чем описанная выше. Суть ее заключается в следующем. Образцы грунта помещались в цилиндрический контейнер диаметром 2 см и высотой 5 см, и выдерживались в термостате при отрицательной температуре до окончания фазовых превращений в грунте. Обычно для этого необходимо 2–3 суток. После этого на верхнюю

поверхность образца подавался раствор с той же температурой. Контейнер с грунтом герметически закрывался крышкой, из которой был выведен капилляр, по скорости опускания уровня раствора в котором контролировалась динамика протаивания грунта. Боковая поверхность контейнера была теплоизолирована слоем пенопласта от незамерзающей жидкости, циркулирующей в термостате, а верхний и нижний торцы цилиндра поддерживались при температуре проведения опыта. Таким образом в данном опыте более надежно был реализован одномерный вариант взаимодействия раствора с грунтом.

Учитывая методические особенности проведения вышеописанных опытов, посредством задания соответствующих граничных условий, были выполнены расчеты скоростей протаивания и сопоставлены с экспериментальными данными (табл. 2.6.8). Как видно из сопоставления, разработанный нами метод расчета довольно точно описывает процесс протаивания мерзлых грунтов при их взаимодействии с растворами солей.

Таблица 2.6.8

Скорости протаивания мерзлых образцов песка, расчетные (i_p , мм/ч) и экспериментальные ($i_{\text{э}}$, мм/ч) при различных температурах (T) и концентрациях растворов (C)

C , г/л		50	100	150	200	250
T , $^\circ\text{C}$		Опыты Гайдаенко				
-1,8	i_p	2,9	5,0	6,7	9,1	—
	$i_{\text{э}}$	1,5	4,8	6,6	9,5	—
-3,8	i_p	—	0,7	3,5	5,0	5,5
	$i_{\text{э}}$	—	0,9	3,5	4,7	6,5
T , $^\circ\text{C}$		Наши опыты				
-1,0	i_p	0,8	1,7	2,4	2,9	—
	$i_{\text{э}}$	0,9	1,6	2,4	3,0	—
-2,0	i_p	—	0,7	1,5	1,6	—
	$i_{\text{э}}$	—	0,8	1,5	1,7	—

Как видно, совпадение результатов довольно хорошее. Методическое отличие наших опытов от предыдущих заключалось в том, что талый слой не удалялся. Поэтому происходил процесс диффузии соли из раствора в мерзлый грунт через прослойку из протаявшего грунта. Соответственно концентрация раствора на границе раствор — мерзлый грунт со временем падала, что в конечном итоге объясняет более низкие значения скоростей протаивания по сравнению с опытами Гайдаенко.

Основываясь на высокой степени адекватности описания процесса тепло-массопереноса в мерзлых грунтах с помощью предложенной нами модели, были проведены численные эксперименты по изучению взаимодействия раствора соли с грунтом при различных условиях внешней среды. В частности, нами были выполнены расчеты в условиях, когда на верхней границе образца грунта температура поддерживалась постоянной. Однако в реальной обстановке может возникнуть ситуация, когда поток тепла к границе взаимодействия раствора с грунтом будет неопределен.

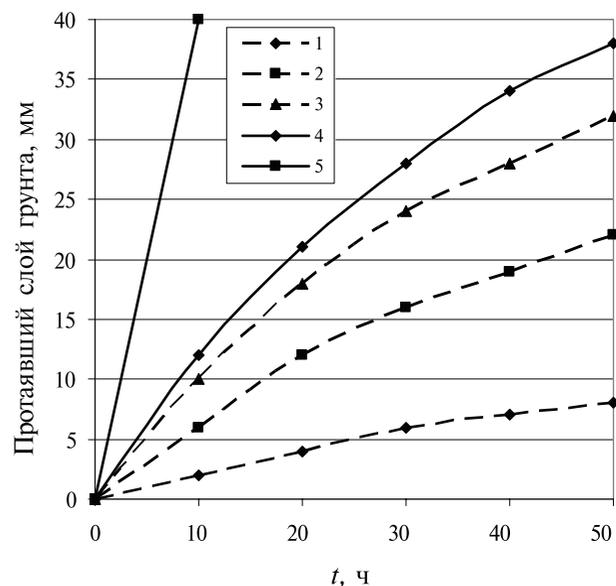


Рис. 2.6.15. Динамика протаивания мерзлого песка при температуре -2°C под воздействием раствора NaCl с концентрацией 100 г/л. 1 — опыты Гайденко; 2 — наши опыты; 3 — градиент температуры на контакте раствор — грунт равен $0,1^{\circ}\text{C}/\text{см}$; 4 — градиент температуры на контакте раствор — грунт равен $0,2^{\circ}\text{C}/\text{см}$; 5 — температура раствора постоянная, равная -2°C

Для иллюстрации влияния зависимости скорости протаивания грунта от величины потока тепла, отводимого от границы раствор — грунт, на рис. 2.6.15 приведены результаты отдельных численных экспериментов.

Различные тепловые потоки моделировались заданием градиента температуры dT/dZ на границе раствор—грунт. Кривая 3 соответствует значению $dT/dZ=0,1^{\circ}\text{C}/\text{см}$; кривая 4 — градиенту, равному $0,2^{\circ}\text{C}/\text{см}$, а кривая 5 получена для случая, когда температура раствора поддерживается постоянной и равной -2°C , то есть температуре проведения опытов. Как видно, с увеличением потока тепла скорости протаивания возрастают и при равенстве температур раствора, контактирующего с грунтом и окружающей средой, расчетные значения скоростей близки к результатам выполненных нами экспериментов.

Необходимо отметить, что все расчеты проводились для песчаного грунта. Использование в качестве модельной среды глины приводит к результатам, изображенным на рис. 2.6.16. В этом случае концентрация раствора равна 100 г/л, начальная температура грунта -1°C .

Как видно, скорость протаивания глины значительно меньше, чем песка, и к тому же со временем начинается обратный процесс ее промерзания. Однако если проанализировать данные о содержании льда в порах глины, то видно, что назвать ее мерзлой можно лишь условно, скорее всего, это пластично-мерзлое состояние.

Таким образом, из анализа различных экспериментальных данных можно сделать следующий вывод. Оценка скоростей протаивания грунтов под воз-

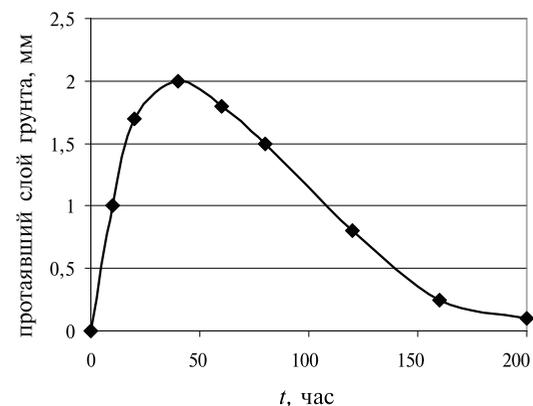


Рис. 2.6.16. Динамика протаивания мерзлой глины при температуре -1°C под воздействием раствора NaCl с концентрацией 100 г/л

действием растворов солей не подлежит однозначному определению, а в сильной степени зависит от тепловых условий на границе контакта раствор—грунт. В практическом плане эта зависимость определяется условиями теплообмена раствора с окружающей средой.

Для оценки скоростей протаивания грунтов в практических целях можно опираться как на экспериментальную информацию, так и на результаты математического моделирования. Однако в лабораторных условиях трудно смоделировать условия, близкие к природным, которые, как известно, отличаются значительным многообразием. К тому же, как показано выше, существуют сложности с интерпретацией полученных результатов.

Использование для расчетов скоростей протаивания непосредственно физико-математической модели процессов тепло-, влаго- и солепереноса в грунтах также сопряжено с трудностями, связанными с реализацией модели на ЭВМ. Поэтому наиболее оптимальным вариантом получения необходимой для практики методики оценки скоростей протаивания может быть следующая, состоящая из двух этапов.

На первом этапе результаты лабораторных исследований служат для построения математической модели, адекватно описывающей все разнообразие процессов, связанных со взаимодействием растворов с мерзлыми грунтами.

Второй этап заключается в проведении численных экспериментов с использованием математической модели для спектра реально встречающихся в природных условиях температур грунтов и концентраций раствора. На основании результатов численных экспериментов можно получить в табличной и графической формах зависимости для определения скоростей протаивания от температуры грунта и концентрации раствора.

Данная методика была реализована нами для песчаного грунта. При этом было рассмотрено два варианта теплообмена на контакте грунт—раствор. Первый вариант (открытая система) характеризуется постоянством температуры раствора. Во втором варианте тепловой поток на границе контакта раствора с грунтом равен нулю (закрытая система).

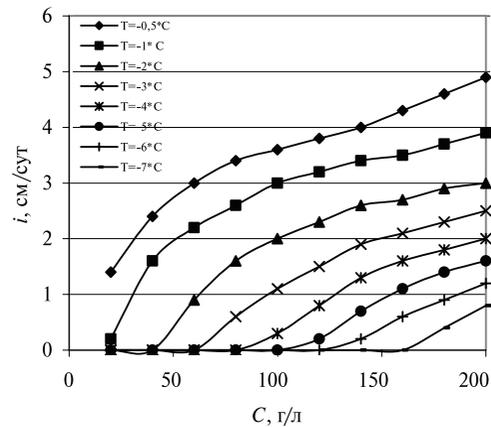


Рис. 2.6.17. Зависимости скорости протаивания (i) от температуры (T) и концентрации раствора (C).
Открытая система

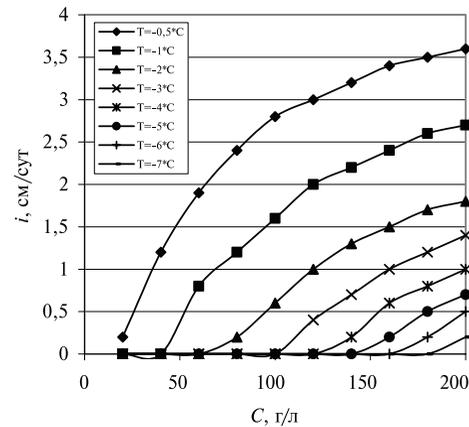


Рис. 2.6.18. Зависимости скорости протаивания (i) от температуры (T) и концентрации раствора (C).
Закрытая система

Первый вариант дает максимальные значения скоростей протаивания, второй — минимальные. Соответственно, реальные скорости протаивания имеют промежуточные значения. На рис. 2.6.17, 2.6.18 приведены результаты выполненных нами численных расчетов по изложенной выше методике.

Представленные выше результаты имеют большой практический интерес для расчетов, связанных с прогнозированием процессов, протекающих в мерзлых засоленных грунтах при изменении свойств окружающей среды.

ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Изучение снежного покрова, ежегодно 4–6 месяцев доминирующего в ландшафтах России, помимо чисто географического имеет и множество прикладных аспектов. Прогноз весеннего половодья на реках, эксплуатация водохозяйственных систем, расчеты речного стока и промерзания грунтов при строительном проектировании, борьба с заносами на транспорте, регулирование водного и теплового режимов сельскохозяйственных угодий и эрозии почв невозможны без достоверных сведений о снежном покрове и происходящих в нем процессах.

Прогресс в разработке методов расчета и прогноза стока весеннего половодья во многом зависит от современного состояния знаний о процессах формирования снежного покрова. Послевоенный период в развитии гидрофизики снежного покрова отмечен фундаментальными работами П. П. Кузьмина. В монографиях последнего содержатся результаты многолетних исследований формирования снежного покрова, его физических свойств и процесса снеготаяния [33–35]. В последующие десятилетия в Государственном гидрологическом институте были выполнены работы, развивающие указанные направления, а их результаты были опубликованы в ряде выпусков Трудов ГГИ.

Анализ отечественного и мирового опыта свидетельствует об усилении в последнее время прикладной направленности исследований снежного покрова. Возник так называемый snow management (целенаправленное регулирование процессов формирования, перераспределения и таяния снега [70; 75]).

Мероприятия по снегозадержанию, развернувшиеся в России и Казахстане в 1960–1970-е годы, были нацелены главным образом на научное обоснование и практическое использование мероприятий по задержанию снега и талых вод на сельскохозяйственных полях в зоне богарного земледелия. Исходя из этих задач строилась система научного и гидрометеорологического обеспечения, развитая и наиболее полно изложенная А. М. Шульгиным [60]. Отмечалось, что снегозадержание не всегда и не повсеместно достигает указанной цели, поскольку потери на испарение со снега, возникающие при формировании снежных валков, могут превосходить положительный эффект.

С целью оценки гидрологической эффективности снегозадержания в 1980-е годы ГГИ организует специальную экспедицию, работающую в районах Северного Казахстана. Параллельно в ГГИ и его Валдайском филиале осуществляются работы по методическому обеспечению экспериментов, проводятся лабораторные

и теоретические исследования, в результате которых получены материалы по гидрофизике снежного покрова, опубликованные в работах [17; 25; 27; 38; 48; 51; 61; 62; 68]. Они выходят за рамки поставленных прикладных задач и имеют самостоятельное значение.

В данной работе предпринята попытка обобщения основных результатов натуральных гидрофизических исследований снежного покрова, которые могут служить основой для разработки методов целенаправленного регулирования снежного покрова в интересах различных отраслей экономики, для решения экологических проблем, а также, несомненно, для усовершенствования прогнозов стока весеннего половодья.

3.1. Методы определения запасов воды в снеге

Методика определения характеристик снежного покрова (высоты, плотности, запаса воды в снеге) известна в России со времен Г. Вильда и А. И. Воейкова. Организация снегомерных съемок относится к 1936–1940 гг. В дальнейшем менялись подходы к выбору и размещению маршрутов. Надежные ряды наблюдений за снегозапасами на водосборах появились лишь с 1950-х гг. До 1966 г. снегомерные съемки выполнялись на 1000-метровых треугольных маршрутах в поле и по 2–3 параллельным линиям под кронами деревьев в лесу с суммарной длиной до 500 м. В 1966 г. осуществлен переход от маршрутов-треугольников к линейным снегомерным маршрутам в поле, лесу и овражно-балочной сети. Протяженность маршрута в поле составляет 2000 м, в лесу — 500 м и в овражно-балочной сети суммарная длина поперечников составляет 200–500 м. Статистические оценки показали, что достижение необходимой точности определения снегозапасов требует измерений высоты и плотности снега через каждые 10 и 100 м соответственно.

Смена методики наблюдений обусловила нарушение однородности рядов снегомерных наблюдений. Для получения однородных рядов необходимо выполнять их увязку в соответствии с рекомендациями, изложенными в [10].

На основе материалов сетевых снегомерных съемок выполнены региональные обобщения, результаты которых используются при изучении климата и гидрологического режима [8; 31].

Аналогичные подходы в вопросах измерения снегозапасов на речных водосборах существуют и за рубежом, хотя приборы для измерения плотности снега имеют некоторое отличие [54]. В США и Канаде применяются так называемые снежные подушки — устройства для измерения давления на поверхность, оказываемого массой снега. Однако точность таких измерений [78] не столь высока, чтобы полностью отказаться от снегомерных съемок.

В экспериментальных гидрологических исследованиях практикуются ландшафтно-маршрутные снегомерные съемки, с помощью которых удается выявить мелкокомасштабные особенности распределения снежного покрова, связанные с рельефом, характером растительности и видами землепользования [47; 66; 77]. В выполненных работах [62; 63] на водосборах Валдайского филиала ГГИ, район исследований которого расположен на Валдайской возвышенности с холмистым

рельефом, четвертичными отложениями с преобладающими высотами 150–250 м и сложной ландшафтной структурой, определения запасов воды в снежном покрове проводилось методом ландшафтной снегомерки. Маршруты были выбраны так, чтобы их длины были пропорциональны доле площади отдельных ландшафтов. На малых экспериментальных водосборах логов Усадьевского и Таежного, площадью соответственно 0,36 км² и 0,45 км², снегомерки организованы по регулярной сетке линий, пересекающих весь водосбор. Такие подходы позволяют вскрыть особенности залегания снежного покрова на характерных участках местности, детально учесть его пространственную изменчивость и существенно повысить точность определения снегозапасов на экспериментальных водосборах.

В условиях неуклонно сокращающейся в последние годы сети наземных наблюдений в России особую актуальность приобретают дистанционные методы и средства определения снегозапасов. К числу наиболее известных и перспективных для оперативного использования относятся: метод гамма-съемки снежного покрова, георадарное профилирование, спутниковая СВЧ-индикация и измерения атмосферных осадков с помощью радиолокатора.

Метод гамма-съемки снежного покрова [18; 58], разработанный в СССР, получил наиболее широкое распространение в производственной практике гидрометслужбы. В основе его лежит эффект ослабления естественного гамма-излучения земной поверхности снежной толщей, содержащей эквивалентный искомый слой воды. В конце 1960-х гг. ГГИ были выполнены ширококомасштабные экспедиционные исследования на значительной части Европейской России с целью оценки точности гамма-съемки и разработки методики их применения в гидрологических прогнозах. На основании этих методических разработок подразделения Росгидромета выполнялись оперативные авиационные гамма-съемки на крупных речных бассейнах с устойчивым снежным покровом (Северная Двина, Кама, Обь и др.).

В основе метода лежит зависимость интенсивности I гамма-излучения земной поверхности от запаса воды S в снежном покрове:

$$I = I_0 \exp[-\alpha(S+z)], \quad (3.1.1)$$

где I_0 — интенсивность излучения поверхности земли; α — коэффициент ослабления; z — высота приемника излучения над снегом, выраженная в эквивалентном слое сконденсированной влаги.

Запас воды в снеге определяется [9] с учетом измерений гамма-фона I_1 в период, предшествующий образованию снежного покрова:

$$S = \ln(I_1/I)/\alpha + z_1 - z. \quad (3.1.2)$$

Уровень гамма-фона земной поверхности зависит от степени увлажнения верхнего (0–30 см) слоя почвы:

$$I_0 = I_{00}/(1+1,11W), \quad (3.1.3)$$

где I_{00} — гамма-излучение сухой почвы; W — ее массовая влажность.

Систематизация значений I_{00} , характерных для различных типов почв, открывает возможности для дистанционного измерения влагозапасов в почве — весьма важного предиктора талого стока.

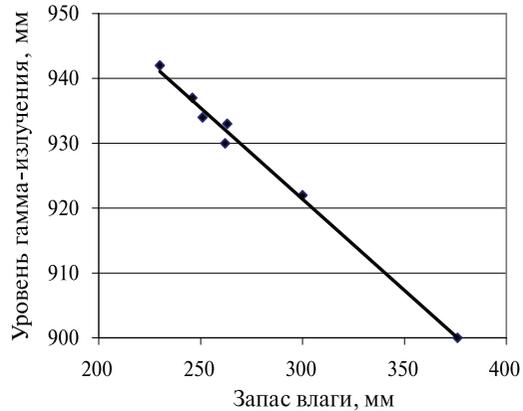


Рис. 3.1.1. Зависимость начального уровня гамма-излучения от запасов влаги в метровом слое почвы на полевых участках водосбора р. Сухоны

Уровни гамма-излучения, измеренные до установления снежного покрова, являются характерным показателем увлажненности верхнего слоя (30–40 см) почвы. Л. К. Вершининой была получена зависимость уровня гамма-излучения I_{100} в конце октября на полевых участках водосбора р. Сухона от запасов влаги W_{100} в метровом слое почвы. Зависимость, приведенная на рис. 3.1.1, получена по данным фактических наблюдений за период с 1972 по 1978 г. Она аппроксимируется выражением:

$$I_{100} = -0,2812 W_{100} + 1005,7. \quad (3.1.4)$$

Коэффициент корреляции связи — 0,99.

Опыт гамма-съемок показал [9], что в районах с устойчивым снежным покровом погрешность определения средних по бассейну снеготолщин в 80–90 % случаев не превышает 10 %. В районах с частыми оттепелями гамма-съемка, как правило, дает завышение их на 50–60 мм (по сравнению с наземными снеготолщинами) вследствие неучета изменений влажности почвы. На отдельных авиамаршрутах погрешности гамма-съемок могут быть значительно большими, особенно в условиях пересеченной местности, при наличии болот, озер и дорог. На гамма-излучение заметно влияет пространственная изменчивость снеготолщин [76]. Следовательно, возникает задача априорной оценки коэффициента вариации C_{vH} или классификации типов подстилающих поверхностей по степени изменчивости снеготолщин.

В течение ряда лет в Валдайском филиале ГГИ проводились измерения снеготолщин гамма-методом в его наземном варианте при помощи серийно выпускавшегося мастерскими ГГИ прибора М-100. Исследования показали, что в одних случаях (при $S > 150$ мм) снеготолщины, измеренные гамма-методом, несколько завышены за счет включения в общий влагозапас на водосборе воды, аккумулированной под снегом в понижениях рельефа, в других, наоборот, они могут быть существенно занижены вследствие недоучета дополнительного увлажнения поверхности почвы в период оттепелей, что ведет к нестабильности начального фона.

Согласно работе [29] относительное приращение интенсивности гамма-излучения ΔI из-за приращения влагозапасов почвы ΔW_z на глубине z приближенно равно

$$\Delta I / I = \kappa \Delta W_z \exp\left(-\kappa z / 1,11 - \kappa \int_0^z W dz\right), \quad (3.1.5)$$

где κ — коэффициент ослабления скорости счета импульсов; W — влагозапасы почвы как функция глубины z ; I — интенсивность гамма-излучения.

Современные методы позволяют учесть зимние приращения влаги в верхних горизонтах почвы в зависимости от текущих характеристик ее гидрометеорологического режима. Отсюда следует, что усовершенствование метода требует разработки методики коррекции гамма-фона в зависимости от степени увлажнения почвы.

В последние годы особое внимание уделялось исследованию уровня гамма-излучения земной поверхности и его изменений в течение зимы и в период половодья [9]. Оказалось возможным по-новому интерпретировать результаты авиационных гамма-съемок. Уровни гамма-излучения, измеренные осенью, зимой и весной после схода снега содержат ценную информацию, которая может быть использована в гидрологических прогнозах. В условиях переувлажненного состояния поверхности водосбора, в частности в период весеннего снеготаяния, такие уровни — косвенная геофизическая характеристика, указывающая на возможность стокообразования. Установлено постоянство этих уровней в период от начала интенсивного стока до полного схода снега. Это стало основой метода прогноза характеристик стока весеннего половодья [8]. Используя в качестве начальной точки отсчета постоянный уровень гамма-фона переувлажненной почвы и зная переменный уровень в период наибольших снеготолщин (или на дату выпуска прогноза), можно по их разности определить в первом приближении объем (слой) снеговой составляющей стока весеннего половодья.

В Валдайском филиале ГГИ на протяжении нескольких лет проводились измерения атмосферных осадков с помощью радиолокатора. Одновременно осуществлялись наблюдения за осадками и снеготолщинами на весьма густой сети в бассейне р. Поломети. В ряде стран, в частности в Швеции и Финляндии, решается задача использования радиолокатора в целях определения характеристик снежного покрова [80]. Помимо надежной калибровки проблема использования радиолокационной информации об осадках для определения снеготолщин на речных водосборах сводится к расчету водного баланса снежного покрова:

$$S = X - E - M \pm \Delta S, \quad (3.1.6)$$

где X — твердые осадки, исправленные на ветровой недоучет; E — испарение со снега; M — водоотдача при снеготаянии; ΔS — баланс снеготолщины (+)/снеготолщина (–).

Оценка последнего из составляющих уравнения сопряжена с наибольшими трудностями, поэтому можно ожидать, что наиболее перспективно определение снеготолщин на территориях, покрытых лесом, где снеготолщина практически отсутствует.

Георадарное профилирование является методом наземных косвенных (непрямых) измерений и широко используется [71] в том числе для определения запаса

воды в снеге, глубины промерзания, уровня грунтовых вод (при их близком к поверхности залегании).

Антенна георадара, направленная вниз, излучает короткие СВЧ-импульсы. По скорости прохождения волны определяется высота снега, а по величине так называемого «фактора преобразования», являющегося функцией диэлектрической проницаемости зондируемой среды (в данном случае снега), — его плотность. На практике прибор подвергается калибровке сразу по запасу воды, причем имеется хорошая линейная связь между снегозапасом SWE и удвоенным временем прохождения импульса TWT :

$$SWE = A \cdot TWT + b, \quad (3.1.7)$$

где A и b — эмпирические калибровочные параметры, причем A зависит от плотности снега.

При профилировании снежного покрова георадар устанавливается обычно на салазки, буксируемые снегоходом. Как показывает зарубежный опыт, измеряемые снегозапасы могут достигать 1000 мм, а снегомерный маршрут, проходимый за смену, — до 70 км. Отсюда следует, что применение георадарного профилирования может хорошо себя зарекомендовать в бассейнах крупных рек и мощном снежном покрове.

Спутниковая СВЧ-индикация снежного покрова основана на измерении интенсивности излучения на частотах от 6 до 37 ГГц. При анализе и использовании связей высоты снега и его водного эквивалента с радиояркостной температурой учитывают характеристики подстилающей поверхности и структуру верхних слоев снега [80]. При этом важнейшей проблемой является необходимость достоверной интерпретации данных наблюдений с помощью спутниковой радиометрии снежного покрова в разных диапазонах спектра. В видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах наиболее широкое применение находят так называемый радиометр очень высокого разрешения (AVHRR), устанавливаемый на спутниках NOAA для оперативного использования. Еще один метод дистанционного зондирования основан на применении радиометров микроволнового (СВЧ) диапазона.

Существуют многочисленные проблемы интерпретации данных пассивного СВЧ зондирования, в частности, снежного покрова. Казалось бы, что проще всего можно измерить толщину снега, так как СВЧ излучения его поверхности и поверхности земли существенно различны. Уже первые работы такого рода показали, что зависимость высоты снежного покрова h от радиояркостной температуры TR его поверхности при вертикальной поляризации СВЧ излучения, например, на длине волны 0,81 см вполне однозначна:

$$h = (TR - 0,085) / 0,036. \quad (3.1.8)$$

Однако существенный разброс в эмпирических коррелятивных связях делает подобного рода простые выражения пригодными только для определенного, достаточно узкого диапазона условий, прежде всего — для определенных физических характеристик снега. Первичная, так сказать, проблема интерпретации данных СВЧ-зондирования снежного покрова требует для своего разрешения многообразных и весьма сложных гидрофизических исследований и экспери-

ментов, включая измерения спектрального альбедо, послойной влажности, степени загрязнения снега и т. д.

Существует, как выяснилось, одна весьма важная задача — выяснить зависимость коэффициента вариации снегозапасов по площади от их среднего значения. Исследования последних лет показали, что весьма значительный вклад в суммарную погрешность СВЧ-измерений снегозапасов вносит пространственная изменчивость высоты снега и снегозапасов. Авторы вышеупомянутых работ ввели в рассмотрение так называемый фактор сдвига, значение которого зависит от коэффициента вариации снегозапасов. Алгоритм определения снегозапасов выглядит следующим образом:

$$SWE = K_1(V19 - V37)PF + K_2(SA) + K_3(1 - AF) + K_4(1 - AW) + K_5(SDF) \pm SF. \quad (3.1.9)$$

Здесь: K — эмпирические параметры; SWE — искомое значение запаса воды в снеге; $V19$ и $V37$ — соответственно, радиационные температуры на частотах 19 и 37 МГц; PF — фактор поляризации излучения, SA — альбедо снега в СВЧ-диапазоне; AF и AW — площади (доли единицы) свежеснеговывпавшего и мокрого снега; SDF — фактор поглощения, зависящий от плотности снега; SF — упомянутый «фактор сдвига».

Авторы алгоритма не предложили, однако, надежного метода для оценки параметра SF , оценив его обратным путем для некоторых регионов Канады, указав лишь на его связь с вариацией (C_v) снегозапасов по площади. Отсюда вытекает необходимость изучения корреляции между C_v и средним значением запаса воды в снеге. Такая работа может проводиться на упомянутых выше полигонах для калибровки.

3.2. Закономерности пространственного распределения снегозапасов на речных водосборах

Прогноз стока весеннего половодья имеет большое водохозяйственное значение, от которого зависят многие отрасли экономики, и давно является предметом пристального внимания многих исследователей. При этом в качестве основного предиктора объема или слоя стока весеннего половодья используется величина снегозапасов, накопленных к началу снеготаяния. Во многих моделях формирования талого стока пространственная изменчивость снегозапасов определяется кривой их обеспеченности [19]. Такой подход достаточно хорошо обоснован для бассейнов равнинных рек. Для горной и полугорной территории его применение затруднено или же вовсе невозможно.

На формирование осадков и снежного покрова в таких регионах оказывают влияние факторы климатической зональности, орография (высота и экспозиция), а также растительный покров и вид подстилающей поверхности. В [3] предложен нетривиальный способ раздельного учета влияния на величину годовых осадков макрорельефа Южного Урала, высоты метеорологических станций над уровнем моря и локальных особенностей их местоположения. Аналогичная проблема применительно к интерполяции измеренных сумм осадков на

горных водосборах Центральной Азии рассматривается в работе Н. Н. Осадчей «Проблема интерполяции осадков по территории при математическом моделировании стока» [Труды ГГИ, 1991, вып. 343, с. 44–59]. Авторы упомянутых работ при построении эмпирических зависимостей осадков от высоты не устанавливают четких территориальных критериев их возможного применения.

В настоящем исследовании ставится задача районирования территории речного бассейна по характеру связей осадков с высотой местности на примере бассейна р. Белой (площадь бассейна до замыкающего створа у г. Бирска — 121 тыс. км²) [67]. Установив такие зависимости и выделив ареалы их действия, можно уверенно проводить интерполяцию, экстраполяцию и пространственное осреднение измеренных величин осадков в пределах всего бассейна или его отдельных частных водосборов, особенно тех, которые расположены в горных условиях.

Интерполяция величин снегозапасов на данной территории осложнена влиянием метелевого переноса, которое наиболее существенно в равнинной части бассейна. Возникает проблема перехода от данных снегосъемок в отдельных пунктах, находящихся под локальным воздействием факторов снегопереноса, к непрерывному полю снегозапасов. Она обычно решается на основе расчета и анализа составляющих водного баланса снежного покрова. Уточнение снегозапасов на территориях, покрытых лесом, может быть достигнуто путем дифференцированного учета снегонакопления в лесах различного видового состава согласно методике, изложенной в [64].

В Справочнике по климату [56] приведены данные об осадках по 81 пункту на территории бассейна р. Белой. Имеются материалы наблюдений за снежным покровом на 28 станциях (табл. 3.2.1). Метеорологические станции расположены так, что сведения о снегозапасах в горной части бассейна крайне скудны. Например, на водосборах рек Инзер и Юрюзань нет ни одного пункта наблюдений за снежным покровом. Средний сток половодья р. Инзер ($F = 4260$ км²) составляет 239 мм, в то время как величина снегозапасов по данным ближайших метеостанций равна всего 157–161 мм. Аналогичные несоответствия в несколько меньшей степени характерны и для других горных водосборов.

Метод оптимальной интерполяции, рекомендуемый Руководством по гидрологическим прогнозам [53], в данном случае не может быть применим: хотя в целом для этих регионов значения снегозапасов несколько увеличиваются с высотой, однако однозначная и информативная связь между ними и высотой пункта наблюдений для бассейна в целом отсутствует. Вместо этого преобладает влияние локальных орографических факторов. Наиболее контрастными по отношению к снегонакоплению являются, с одной стороны, западные предгорья относительно невысоких хребтов, с другой — открытые платообразные возвышенности степной зоны бассейна.

Сеть пунктов наблюдений за количеством осадков гораздо более густа, а поле осадков обладает большей связностью, чем поле снегозапасов. Поэтому сумма осадков за период существования устойчивого снежного покрова (ноябрь–март) может служить лучшим предиктором по сравнению с запасом воды в снеге, по крайней мере, для горной части бассейна. По материалам [56] построена карта зимних осадков, откорректированных всеми видами поправок [67]. Выделяют-

ся меридионально ориентированная зона повышенных (более 250 мм) значений осадков (обусловлена восходящими потоками воздушных масс перед Уралом) и предгорная зона сравнительно невысокого хребта Каратау (высота 750 м), где выпадает до 350 мм осадков. Долина верхнего течения р. Белой, экранированная от преобладающего западно-восточного переноса воздушных масс, отличается пониженным, до 170–220 мм, количеством осадков. В северной части бассейна р. Белой располагается Уфимское плато, в ветровой тени которого на водосборе р. Ай выделяется область, ограниченная замкнутой изогией 150 мм. Таким же количеством осадков характеризуется равнинная часть левобережья р. Белой в бассейнах рек Дёма и Чермасан. Некоторое увеличение количества осадков (до 200–220 мм) связано с влиянием Бугульминско-Белебеевской сыртовой возвышенности с отметками 400–450 м над уровнем моря.

В результате анализа материалов многолетних наблюдений 80 метеорологических станций и постов на территории бассейна р. Белой выделены девять районов, различающихся по орографическим условиям формирования поля зимних осадков и по характеру связи осадков с высотой (рис. 3.2.1). Районам присвоены следующие условные названия:

1. Бугульминско-Белебеевская возвышенность.
2. Равнинное левобережье р. Белой.
3. Западная часть Уфимского плато.
4. Восточная часть Уфимского плато.
5. Возвышенное правобережье р. Белой.
6. Предгорья и западные склоны Среднего Урала.
7. Западные склоны Южного Урала.
8. Замкнутые речные долины и восточные склоны Южного Урала.
9. Верховья долины р. Белой.

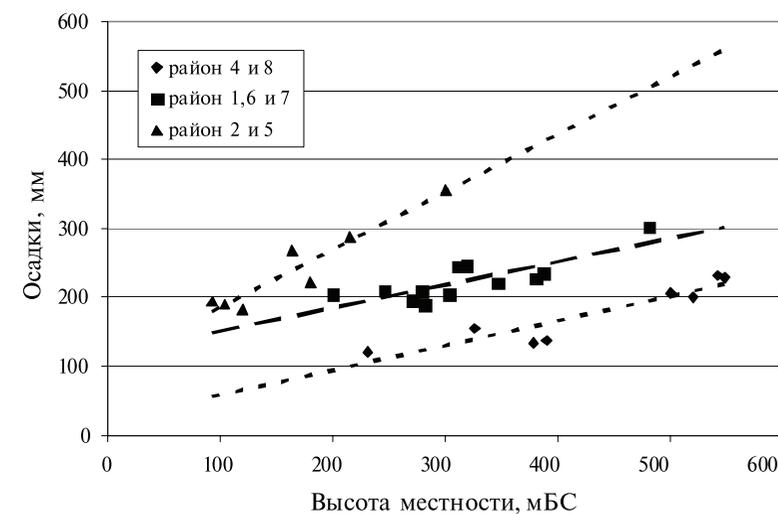


Рис. 3.2.1. Зависимость средних многолетних величин зимних осадков от высоты местности для ряда орографических районов бассейна р. Белой

Границы районов определены с учетом орографического членения территории по карте масштаба 1 : 1 500 000.

Для районов 2, 3 и 9 связь количества зимних осадков с высотой местности отсутствует. Наиболее тесная зависимость осадков от высоты (коэффициент корреляции $r = 0,94$) обнаружена в районе 5. Высотный градиент осадков здесь равен 110 мм/100 м. Для районов 1, 6 и 7 установлена общая зависимость осадков от высоты с $r = 0,79$ и градиентом 38 мм/100 м. Объединенная зависимость для районов 4 и 8 имеет $r = 0,89$ и градиент 33 мм/100 м.

Таким образом, по характеру зависимости осадков от высоты бассейн р. Белой делится на четыре района. В целях удобства выполнения интерполяции измеренных величин осадков бассейн аппроксимирован регулярной сеткой квадратных ячеек размерами 15 x 15 км аналогично тому, как это сделано при анализе поля снеготазов в работе [64]. Каждой ячейке пространственной модели бассейна присвоен координатный номер ij , где i — номер столбца (от 1 до 30), а j — номер строки (1 до 33). Метеорологические станции и посты условно помещены в центр ячеек, в пределах которых они располагаются, и обозначены соответствующими кодовыми номерами (см. табл. 3. 2.1).

Интерполяции подвергались значения запаса воды S_{ij} , предварительно приведенные к одной высоте $z = 200$ м по формуле:

$$S_{ij}^* = S_{ij} + \Delta S / \Delta z (z_{ij} - 200). \quad (3.2.1)$$

В каждом из выделенных районов задается свое значение высотного градиента осадков:

Район	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\Delta S / \Delta Z$, мм/100 м	38	—	—	33	110	38	38	33	—

Существует также возможность дать приближенную балансовую оценку снеготазовления в бассейне конкретной реки, в частности р. Белой. Для этого используем уравнение водного баланса снежного покрова в виде:

$$S = X_{исп} - E - M \pm \Delta S, \quad (3.2.2)$$

где $X_{исп}$ — сумма осадков, исправленная всеми видами поправок; E — испарение со снега; M — водоотдача при снеготаянии; S — запас воды в снежном покрове; ΔS — величина снеготазовеноса.

Величина испарения со снега вычисляется по формуле П. П. Кузьмина, а слой водоотдачи — по эмпирической связи его с суммой положительных среднесуточных температур воздуха за период зимних оттепелей. В условиях Южного Урала, как правило, не наблюдается значительных оттепелей, вызывающих водоотдачу и убыль снеготазов в период существования устойчивого снежного покрова, поэтому в первом приближении величиной M можно пренебречь. Испарение со снега, полученное в результате расчетов, составляет 25–37 мм (табл. 3.2.2), что соответствует 22–30 % величины снеготазов в степной равнинной части бассейна р. Белой и 15–25 % в предгорьях Урала. Повышенные (35 мм и более) значения испарения характерны для горной части рассматриваемого региона в связи с более длительным периодом залегания снежного покрова и большей сухостью воздуха.

Таблица 3.2.1

Средние многолетние величины зимних осадков в орографических районах бассейна р. Белой

Станция	Индекс, ij	Z , м	$X_{изм}$, мм	$X_{исп}$, мм	X_{200} , мм	S , мм
1. Бугульминско-Белебеевская возвышенность						
Аксаково	0424	347	141	221	150	117
Аксеново	0427	279	138	209	171	170
Новомихайловка	0831	246	143	210	188	—
Бижмуляк	0329	200	155	204	204	—
2. Левобережье р. Белая						
Кушнаренково	0916	93	118	194	—	127
Уфа-Дема	1119	104	119	190	—	131
Раевка	0625	120	112	182	—	99
Мелеуз	1131	180	147	222	—	129
3. Уфимское плато (запад)						
Аскино	1509	168	189	284	—	154
Караидель	1611	142	207	302	—	173
Бирск	1041	154	173	292	—	125
Улу-Теляк	1518	118	212	296	—	263
4. Уфимское плато (восток)						
Емаши	2311	231	76	120	—	122
Дуван	2012	326	98	155	—	118
Бердяуш	2515	378	108	134	—	—
Тундуш	2515	390	94	137	—	—
5. Правобережье р. Белой						
Красноусольский	1424	164	176	267	306	152
Верхотор	1429	215	197	287	271	—
Дуванейка	1614	300	228	356	246	—
6. Предгорья Среднего Урала						
Чад	1806	319	153	246	201	169
Бисертъ	2602	303	136	204	165	111
Манчаж	2207	271	134	195	168	128
Уфалей	3009	380	144	227	159	143
7. Предгорья Южного Урала (западный склон)						
Инзер	1822	282	160	189	120	—
Кага	2028	387	170	235	164	—
Новосеитово	1727	481	205	302	195	—
Старосубхангулово	2031	311	185	245	203	—
8. Долины рек и предгорья Южного Урала (восточный склон)						
Тукан	1725	548	175	229	107	157
Заповедник	2130	500	163	206	101	152
Каманикольское	1933	542	162	232	112	182
Кузельга	2121	520	177	200	88	—

Продолжение таблицы 3.2.1

Станция	Индекс, ij	Z , м	$X_{изм}$, мм	$X_{исп}$, мм	X_{200} , мм	S , мм
9. Верховья долины р. Белой						
Лесной Кордон	2322	540	126	164	—	—
Карагужино	2520	570	105	175	—	—
Белорецк	2225	564	104	161	—	—

В работе [51] вводится понятие коэффициент снежности (снегонакопления):

$$A = S/(X_{исп} - E - M) \quad (3.2.3)$$

и коэффициент снегносна:

$$B = 1 - A. \quad (3.2.4)$$

Вычисленные по формуле (3.2.3) значения коэффициента снежности A изменяются от 0,55 до 1,54 (табл. 3.2.2), причем в равнинной части бассейна, как правило, $A < 1$, то есть имеет место снегносно, а в горной $A > 1$, то есть преобладает снегонакопление. Картировать величину коэффициента снежности не представляется возможным, так как на нее оказывают определяющее влияние местные аональные факторы. Построить надежные, имеющие расчетно-прогностическое значение зависимости величин A от высоты местности, как это сделано в [51], также не удастся. Таким образом, для данной территории переход от величины твердых осадков к снеготпасам с помощью уравнения водного баланса снежного покрова практически нецелесообразен. При построении методики прогноза стока половодья следует принимать в расчет либо сумму осадков за зимний сезон, либо непосредственно величину снеготпасов, если имеются материалы снегомерных съемок.

Таблица 3.2.2

Балансовая оценка снегонакопления в бассейне р. Белой

Станция	E , мм	X , мм	$X - E$, мм	S , мм	$A = S/(X - E)$
Аксаково	26	193	167	117	0,70
Кушнареново	28	169	141	127	0,90
Уфа-Дёма	28	165	137	131	0,96
Раевка	30	159	129	99	0,77
Стерлитамак	24	210	186	108	0,58
Мелеуз	24	192	168	129	0,77
Чишмы	29	129	100	98	0,98
Аскино	21	249	228	154	0,68
Караидель	34	265	231	173	0,75
Бирск	29	256	227	125	0,55
Красная Горка	33	280	247	184	0,75
Улу-Теляк	37	257	220	263	1,19
Архангельское	34	285	251	161	0,64
Емаша	26	105	79	122	1,54

Продолжение таблицы 3.2.2

Станция	E , мм	X , мм	$X - E$, мм	S , мм	$A = S/(X - E)$
Дуван	29	136	107	118	1,10
Чад	25	215	190	169	0,89
Бисерть	32	178	144	111	0,77
Красноуфимск	29	161	132	137	1,04
Уфалей	33	199	166	143	0,89
Нязепетровск	32	190	158	160	1,01
Златоуст	33	209	176	181	1,03
Тукан	34	198	164	157	0,96
Заповедник	37	179	142	152	1,07
Каманикольское	31	201	170	182	1,07

3.3. Формирование снежного покрова при интенсивном метелевом переносе снега в степной зоне

Формирование снежного покрова в степной зоне России и сопредельных странах происходит при интенсивном метелевом переносе снега. Исследование этого процесса проводилось нами в степной зоне Северного Казахстана [51].

При проведении этого рода работ учитывается многообразие метеорологических факторов, главными из которых являются зимние осадки и ветровой режим. По данным наших исследований, среднее многолетнее число дней с метелями за зиму (без подразделения их на виды) на территории Северного Казахстана изменяется от 16 (ст. Возвышенка) до 35 (ст. Благовещенка). Ежегодно наблюдаются ветры со скоростью до 20–25 м/с [2; 12]. В зимний период, продолжающийся на севере Казахстана в среднем пять месяцев, отмечаются частые метели, которые вызывают интенсивный перенос снега. Основной причиной их возникновения является увеличение барических градиентов при прохождении атмосферных фронтов и циклонов. Прохождение циклонов сопровождается сильными ветрами. Господствующие ветры юго-западных направлений, характерные для циклонов, отличаются большой устойчивостью и продолжительностью. Уменьшение скорости ветра наблюдается в низменных районах, прилегающих к Уралу, так как они оказываются в ветровой тени хребта. Расчлененность рельефа, например Казахского мелкосопочника, создает условия для снижения скорости ветра в ложбинах и понижениях. Но с увеличением высоты местности скорости ветра увеличиваются.

Сильные ветры и метели приводят к значительным переносам снега. Так, в Алтайском крае за 400–500 часов метелей переносится 2000–2200 тонн снега над каждым гектаром поля [15]. Движение и перекачивание частиц снега начинается при скорости ветра на высоте частиц от 0,202 до 0,758 м/с в зависимости от состояния снега. Не останавливаясь на особенностях механизма переноса снега при метелях, укажем, что он детально исследован в работе Дюнина [20].

По измерениям на Джаныбекском стационаре (Западный Казахстан) дальность переноса снега в зимы 1958/59–1961/62 гг. составила 6–8 км при общих и буранных метелях и в два раза меньше при низовых метелях [13]. Следовательно, дальность переноса снега не так значительна, как можно было бы ожидать при штормовых ветрах. Дальность переноса до 4 км, отмечаемая некоторыми авторами, наблюдается в расчлененной овражно-балочной сетью местности. Так, в бассейне р. Тогузак (Северный Казахстан) снос снега с полей в балки, овраги, озера, русла рек и лесные колки составляет 6 % (площадь снегозадерживающих угодий 12 %). При овражности в Северном Казахстане и на юге Западной Сибири около 5 % дополнительное снегонакопление при снегозадержании составляло всего 5–10 мм [46].

Для оценки снегопереноса использовано уравнение водного баланса снежного покрова равнинной территории (3.2.2), понятие «коэффициент снежности» (снегонакопления) (3.2.3) и снегосноса (3.2.4).

Для применения уравнения водного баланса снежного покрова обширной равнинной территории необходима определенная, ниже приведенная, обработка исходной гидрометеорологической информации.

Запасы воды в снежном покрове определялись по сумме максимальных запасов воды в снеге и в ледяной корке.

Твердые осадки $X_{исп}$ вычислялись для каждого пункта от даты выпадения снега до даты максимального снегозапаса с поправками на смачивание осадкомерного ведра и ветровой недоучет. К осадкам, измеренным за период до 1966 г., вводился поправочный коэффициент на смачивание ведра K_3 .

$$X_{исп} = X(K_3 + K_2) \quad (3.3.1)$$

или

$$X_{исп} = X(\Sigma K_{1,3} + K_2), \quad (3.3.2)$$

где K_1 — переходный коэффициент от дождемера к осадкомеру (до 1950 г.); K_2 — поправка на ветровой недоучет осадкомером.

К осадкам, измеренным за период после 1966 г., вводилась поправка в миллиметрах слоя K'_3 , то есть

$$X_{исп} = X \cdot K_2 + K'_3. \quad (3.3.3)$$

Поправка на ветровой недоучет осадкомером определялась по скорости ветра. Для этого необходимо знать переходный коэффициент от скорости ветра на высоте флюгера к скорости на высоте 2 м. Для снежного покрова или неспаханной оголенной почвы Казахстана этот коэффициент равен 0,78 [59]. С учетом скорости ветра на высоте 2 м определялся поправочный коэффициент на ветровой недоучет [41].

Осадки с поправками на смачивание осадкомерного ведра, на ветровой недоучет рассчитаны, как и другие составляющие формулы (3.3.3), за период 1965/66–1977/78 гг. Распределение средних многолетних значений осадков представлено на карте (рис. 3.3.1). Наибольшие осадки (130–140 мм и более) отмечаются в среднем за многолетие на северо-востоке Казахстана и в районе г. Урицка, наименьшие — на северных отрогах Казахского мелкосопочника (60–90 мм).

Испарение с поверхности снега в выражении (1) рассчитывалось по формуле П. П. Кузьмина [39]:

$$E = n(0,24 + 0,05 U_{10}) d_2 \quad (3.3.4),$$

где U_{10} — скорость ветра на высоте флюгера, d_2 — дефицит влажности воздуха.

Параметры формулы (3.3.4) подобраны эмпирическим путем из данных наблюдений над испарением за ряд лет по станциям Уральск, Кустанай, Шортанды [39].

Средние многолетние значения испарения с поверхности снега за зиму составляют 20–25 мм (рис. 3.3.1). Наибольшее испарение наблюдается на северо-востоке Казахстана и в районе г. Джетыгара (25 мм и более). По годам испарение со снега в пунктах наблюдений изменяется от 10 до 50 мм. Испарение со снежного покрова рассчитано для скоростей ветра в основном до 5 м/с, в отдельных случаях — до 10 м/с.

Таблица 3.3.1

Коэффициенты снегосноса по отдельным пунктам Северного Казахстана за 1965–1978 гг.

Годы	Кустанай	Урицк	Наурызум	Петропавловск	Чапаево	Шучинск
1965/66	0,42	0,37	0,09	0,29	0,53	–0,01
1966/67	0,10	0,06	–0,30	0,33	0,56	–0,07
1967/68	0,06	0,16	–1,68	0,33	0,50	–
1968/69	–2,52	0,40	–0,21	0,08	0,42	–0,82
1969/70	–0,01	–0,38	–	0,52	0,16	–0,84
1970/71	–0,13	–0,02	–0,24	0,34	0,20	–0,28
1971/72	–0,05	0,51	–0,18	0,13	0,49	0,04
1972/73	–0,67	0,48	–0,79	0,25	0,28	–0,99
1973/74	–0,17	0,26	–1,40	0,20	0,38	–0,29
1974/75	–0,73	0,51	–1,14	0,17	0,62	–0,32
1975/76	0,26	0,25	–0,07	0,42	0,55	0,12
1976/77	0,08	–0,76	–2,12	0,26	0,16	–0,99
1977/78	–0,18	0,55	–0,70	0,41	0,57	–0,05
Среднее	–0,27	0,18	–0,73	0,24	0,42	–0,38

В период действия метелей испарение может быть в несколько раз выше, чем при малых скоростях ветра. Так, при скорости ветра на высоте флюгера 18–20 м/с, дефиците влажности воздуха 0,123 мб, температуре воздуха –10 °С и длительности действия метели одни сутки может испариться 8,8 мм слоя влаги [20].

Водоотдача из снега вычислялась по эмпирической формуле:

$$M = 4,5 \Sigma(+T_{cp.cym}), \quad (3.3.5)$$

где $\Sigma(+T_{cp.cym})$ — сумма положительных среднесуточных температур воздуха; 4,5 — постоянный коэффициент (мм/град. ср. сут.).

Точность расчета составляющих формулы (3.3.5) не превышает ±10 %. Коэффициенты снегосноса рассчитывались для каждого года в отдельности, начиная с 1965 г.

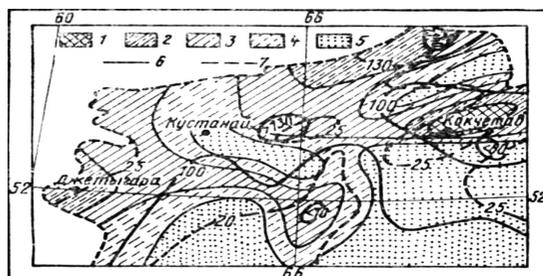


Рис. 3.3.1. Карта-схема коэффициента снегноса с полей (1–5), зимних осадков (6) и испарения (7). Значения коэффициента снегноса: 1 — ($>0,3$); 2 — ($0,2-0,3$); 3 — ($0,1-0,2$); 4 — ($0-0,1$); 5 — 0

Величина коэффициента снегноса учитывает как ветровой снос (сдувание), так и возгонку (сублимацию) в период действия метелей. Поэтому коэффициент снегноса правильнее называть коэффициентом дефляции.

Коэффициент снегноса по годам изменяется в широких пределах (табл. 3.3.1). Так, для ст. Кустанай эти колебания лежат в диапазоне от $-2,52$ до $0,42$, для ст. Федоровский — от $-1,19$ до $0,23$, для ст. Чапаево и Есиль соответственно от $0,16$ до $0,57$ и от $-0,25$ до $0,56$. Диапазон колебаний всегда меньше, если ряд коэффициентов снегноса имеет один знак.

Для отдельных пунктов в разные годы наблюдается как снегонакопление (коэффициент снегноса имеет знак «минус»), так и снегнос (знак «плюс»). Анализ ряда коэффициентов по ст. Кустанай показывает, что в 5 случаях из 13 лет наблюдений был снегнос, причем только в двух случаях существенный: зимой 1965/66 г. при коэффициенте снегноса, равном $0,42$, и в 1975/76 г. — при коэффициенте равном $0,26$.

Средние многолетние значения коэффициентов В представлены в виде изолиний на рис. 3.3.1. Как видим, они меняются от $0,1$ до $0,3$ и выше. Наибольший снегнос наблюдается в Кокчетавской области (до 40 %) и на западе Кустанайской области (до 30 %). При значениях нуль и отрицательных выделяются зоны аккумуляции снега: западные отроги Казахского мелкосопочника, Тургайская долина, полоса Кустанай — Кушмурун. Для восточной части Кокчетавской области [22] характерным является интенсивный снегнос при скоростях ветра до 10 м/с, а при больших скоростях ветра снег совершенно сносится с полей и начинаются пыльные бури.

Для каждого пункта годовые значения коэффициента дефляции зависят от высоты местности и взаиморасположения элементов ландшафта, частоты и повторяемости выходов циклонов, продолжительности метелей и скорости ветра во время метелей, температурного режима, состояния снежной поверхности. На рис. 3.3.2 приведена зависимость среднего многолетнего коэффициента снегноса от абсолютной отметки местности для станций Северо-Казахстанской и Кустанайской областей. Разброс точек обуславливает необходимость учета других факторов, в том числе и количества дней с метелями (рис. 3.3.3). На коэффициент снегноса влияет в значительной степени скорость ветра в период действия метели, а также продолжительность метелей.

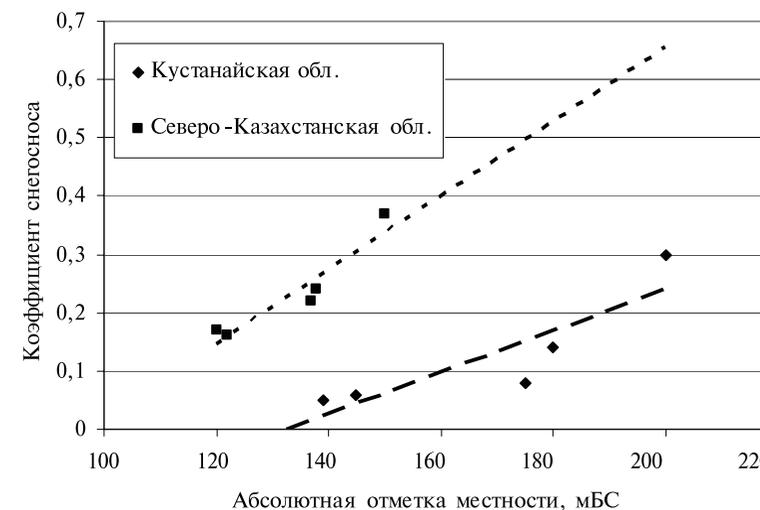


Рис. 3.3.2. Зависимость коэффициента снегноса от абсолютной отметки местности для Северо-Казахстанской и Кустанайской области за период наблюдений 1965–1978 гг.

Существенные потери снега на дефляцию способствуют сходу снега с полей еще до наступления весеннего снеготаяния. Объясняется это влиянием солнечной радиации, которая, проникая в снег при отрицательных температурах воздуха, вызывает оплавление снежинок, что приводит к явлению парникового эффекта. В результате снег толщиной $15-20$ см стает при температурах от 0 до -10 °С. Кроме того, на ускоренный сход снега влияет промышленное загрязнение. Так, сход снега на ст. Ерементау ускоряется загрязнением окружающей местности угледобывающей промышленностью [45]. Кроме того, в этом районе часто наблюдаются продолжительные метели, приводящие к значительному снегносу. Например, в 1969 г. за период 5–10 февраля метель длилась на ст. Ерементау 108 ч при скорости ветра $20-28$ м/с. Причем температура воздуха была сначала -10 °С, затем упала до -30 °С. Метель началась перед теплым фронтом перевалившего через Южный Урал циклона [52].

В Северном Казахстане наиболее всего снег подвержен промышленному загрязнению по р. Тоболу (Рудный — Кустанай), а также в окрестностях г. Кокчетав.

В результате интенсивной дефляции снега, влияния солнечной радиации, промышленного загрязнения в бассейне р. Тобола (Джетыгара — Рудный — Кустанай) и в Кокчетавской области наблюдается сход снега до начала весеннего снеготаяния, то есть до начала перехода температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений. Причем такой характер схода снега наблюдается ежегодно.

Анализ дешифрованных спутниковых снимков среднего разрешения за 1978–1983 гг. позволил выделить границы схода снега в весенние месяцы (март, апрель), зоны снеготаяния и зоны, где снег сохраняется дольше, чем на окружающем пространстве. Границы зон раннего снеготаяния, выделяющиеся на космическом снимке темным пятном в Кокчетавской и в западной части Кустанайской областей, совпадают с границами зон дефляции снега. При прохождении

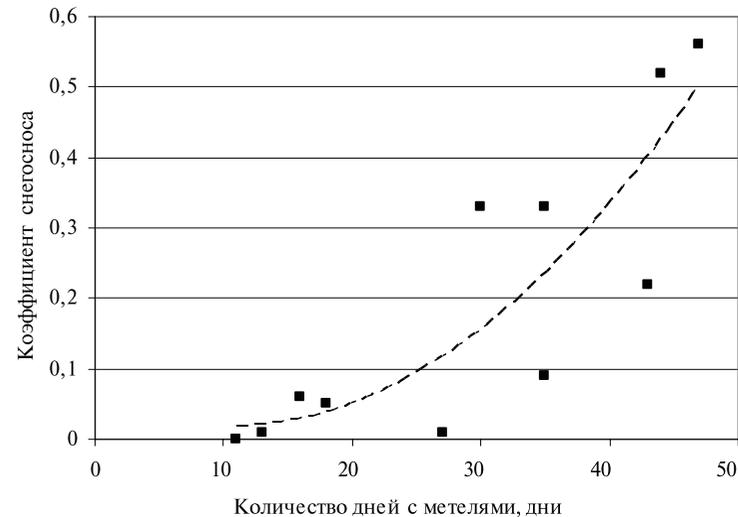


Рис. 3.3.3. Зависимость коэффициента снегносноса от числа дней с метелями для ст. Кустанай за период наблюдений с 1952 по 1965 г.

по территории Казахстана фронта снеготаяния, границы зон аккумуляции снега, дешифрируемые по космическим снимкам, совпадают с границами этих зон в натуральных условиях, что объясняется большим накоплением снега в пределах этих зон при снегопереносе и, следовательно, более продолжительным снеготаянием весной. Однако в районе Кустанай — Рудный — Кушмурун, в зоне аккумуляции снега при метелях, снег весной в результате промышленного загрязнения стаивает быстрее, чем на прилегающих пространствах, на которые загрязнение не влияет. Такая картина схода снега на западе Кустанайской области прослеживается по космическим снимкам во все годы.

В Кокчетавской области наиболее часто прослеживается ранний сход снега (до наступления весны). Локальные границы схода снега расширяются к юго-востоку Кокчетавской и Павлодарской областей. Такой характер стаивания снега в предвесенний период прослеживается и в другие годы.

В Казахском мелкосопочнике выделяется зона аккумуляции снега. Поэтому в весенний период здесь снег тает дольше. В Северо-Казахстанской области зона аккумуляции отсутствует, даже отмечается снегноснос с полей в пределах 20 %. Но в результате ежегодно проводимого в этих местах снегозадержания наблюдается более равномерное распределение запасов воды в снежном покрове на полях и, следовательно, равномерное по площади одновременное, но замедленное снеготаяние.

Таким образом, анализ сетевых материалов и спутниковых снимков показал, что на территории Северного Казахстана существуют зоны активной дефляции снега и зоны его аккумуляции. В зонах дефляции влияние проникающей радиации оказывается сильнее, чем в зонах аккумуляции, в результате чего снег на этих участках сходит еще до наступления весны, то есть при температурах от 0 до -10°C , что подтверждается спутниковыми снимками.

3.4. Особенности формирования снежного покрова на лесных водосборах

Лесная растительность, как известно, оказывает существенное влияние на пространственное распределение снежного покрова, предотвращая метелевый перенос и задерживая некоторое количество твердых осадков. Определению количества осадков, задерживаемых кронами лесной растительности, посвящено обширное число работ. Краткий обзор этой литературы приведен в работе [42]. Однако механизм взаимодействия твердых осадков с кронами деревьев вовсе не рассмотрен. Анализ литературных источников и собственных работ авторов позволил качественно рассмотреть механизм взаимодействия твердых осадков с кронами деревьев [26] на основе применения биогеофизического подхода к этому вопросу. В результате установлено, что количество снега, задерживаемого кронами деревьев, не детерминируется ни одной из характеристик древостоя. Здесь связи носят принципиально вероятностный характер (они являются не функциональными, а корреляционными). На количество осадков, достигающих почвы, влияют в различной степени состав древостоя, сомкнутость крон, их форма и строение, а также возраст леса. Зимой значительная часть снега, отлагающегося на кронах, попадает на земную поверхность. Испаряется же снег как залегающий под пологом леса, так и зависший на кронах. Потеря влаги со снега, задержанного кронами, обуславливает различие в величинах снегозапасов в лесу и на открытой местности.

Многие исследователи сравнивают снегозапасы в лесу со снегозапасами в открытом поле. Целью таких исследований является получение коэффициентов снежности $A_{\text{лес}} = S_{\text{лес}} / S_{\text{поле}}$ и дальнейшее их использование при расчетах средневзвешанных снегозапасов в бассейне. Если не различать породу леса и густоту древостоя, то максимальные снегозапасы в лесу больше, чем в поле, в среднем на 15–20 %. Так, в лесных массивах Центрально-Черноземной области (ЦЧО) при снегопереносе аккумулируется снега в 1,18 раза больше, чем в открытом поле, причем по отдельным пунктам среднегодовое соотношение $A_{\text{лес}}$ находится в пределах от 0,95 до 1,56. Результаты расчетов приведены в табл. 3.4.1. При этом установлено, что коэффициент снежности леса зависит от залесенности территории. Чем больше залесенность, тем он меньше (рис. 3.4.1). Коэффициент корреляции этой зависимости равен 0,91. При средней залесенности территории ЦЧО 12 %, дополнительное снегонакопление в лесах составляет 13–18 мм.

Согласно исследованиям Мауля (1934) и Конноуттона (1935), проведенных в различных типах леса [42], наименьшая высота снега наблюдается под елью. У этой породы вследствие густой и плотной кроны наблюдается наибольшее задержание и испарение снега. В то же время сосна больше всех хвойных пропускает снег сквозь крону, что объясняется прежде всего строением кроны и хвои.

Доля задержанных твердых осадков зависит от высоты древостоя и диаметра крон, которые, в свою очередь, определяются возрастом и видовым составом леса. Наибольшее количество неучтенных осадков (до 50 %) характерно для еловых древостоев с сомкнутостью крон, равной 0,9–1,0. По данным наблюдений на площадках Валдайского филиала ГГИ с древостоями разного возраста обнаружен максимум снегозапасов как в лиственном, так и в хвойном лесу примерно 10–15-летнего возраста. С увеличением возраста леса снегозадерживающая роль опушек и крон повышается. Так, при пятнадцатилетнем возрасте практически

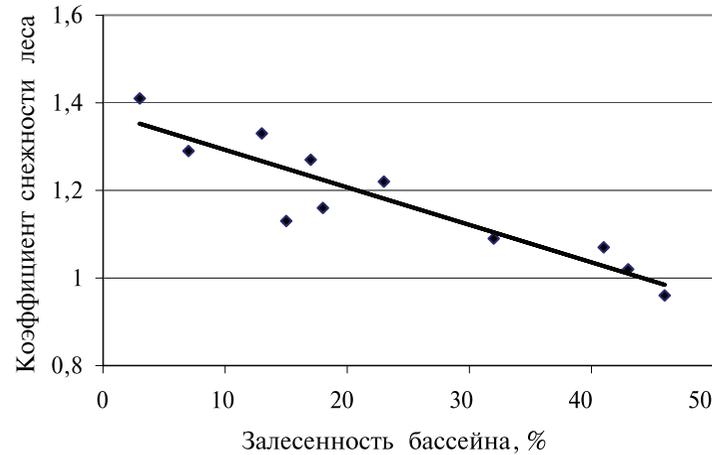


Рис. 3.4.1. Зависимость коэффициента снежности леса от площади занятой лесом в речном бассейне

Таблица 3.4.1

Соотношение средних многолетних запасов воды в снежном покрове в лесу и наибольших за зиму запасов воды в снежном покрове на полевых участках

Станции	Запас воды в снеге, мм		$A_{лес}$	Станции	Запас воды в снеге, мм		$A_{лес}$
	лес	поле			лес	поле	
Навля	113	112	1,01	Мичуринск	147	115	1,28
Клинцы	103	77	1,34	Обловка	139	107	1,30
Злынка	117	108	1,08	Жуковка	96	101	0,95
Севск	118	97	1,22	Почеп	151	97	1,56
Рыльск	83	87	0,95	Орел	116	99	1,17
Обоянь	85	81	1,05	Верховье	170	120	1,42
Воронеж	118	101	1,17	Дмитров-Орловский	102	100	1,02
Новохоперск	81	72	1,12	Анна	115	87	1,32
Старый Оскол	103	80	1,29	Борисоглебск	107	98	1,09
Готня	89	84	1,06	Митрофановка	87	74	1,18
Валуйки	81	56	1,45				

весь снег задерживается на опушках, а перехват его кронами проявляется слабо, в 30-летнем возрасте доля задержанных твердых осадков становится относительно постоянной и равной для хвойного леса 30 %, для лиственного — 10–12 %.

Анализ рядов многолетних наблюдений на водосборах Валдайского филиала ГГИ, Подмосквовской воднобалансовой станции и в Смоленской области [47] приводит к выводу о том, что наблюдаемые различия в снеготопках в поле и в лесу более существенны в зимы с оттепелями и большими суммами положитель-

ных среднесуточных температур. Зависимости величин коэффициента снеготопки от суммы температур, представленные в работе [64] индивидуальны для различных регионов лесной зоны, характеризуются высоким (до 0,94) коэффициентом корреляции. Следуя предлагаемому эмпирическому подходу, можно по данным снеготопок в различных видах леса определить значение отношения снеготопки в лесу к снеготопкам в поле $K_{л}^*$ (табл. 3.4.2), которые характеризуют данный вид леса в отношении перехвата твердых осадков. Запас воды в снеге на лесных полянах практически всегда больше, чем на полях. Полученные данные полезны для оптимального планирования лесохозяйственных мероприятий, в том числе направленных на регулирование водного баланса территории с помощью лесопосадок.

Таблица 3.4.2

Отношение снеготопки на участках с различным видовым составом пород леса к снеготопкам в поле на водосборах лесной зоны

Регион, страна	Береза	Ольха	Ель	Смешанный лес	Поляна
Московская обл.	1,10	1,08	0,61	0,91	1,22
Кировская обл.	1,20	1,00	0,87	1,13	1,27
Коми Республика	1,19	1,11	0,89	1,00	1,27
Белоруссия	1,59	1,43	0,7	0,93	1,06

Большую роль в задержании осадков играет сомкнутость древостоя. Задержание осадков в ареалах данной породы понижается с ее уменьшением. Естественно, сомкнутые молодые насаждения задерживают осадков больше, чем разреженные старые. Максимум задержания осадков наблюдается у вышних классов бонитета, когда у них наибольшие высота кроны и хвойная масса. По данным А. Г. Воронова [11], еловый лес начинает изреживаться между 40 и 90 годами. Поэтому количество снега, не достигающего почвы, возрастает в 40-летнем лесу по сравнению с 15-летним, а в 90-летнем значительно уменьшается.

В качестве рабочей гипотезы недоучета зимних осадков, выпавших на лесной массив, можно принять предположение о том, что интенсивность испарения с единицы площади массива больше, чем с поля или лесной поляны. Если температура воздуха и температура поверхности снега в лесу и на поляне одна и та же, то площади испарения со снега в лесу и на поляне будут различны. Представим кроны древостоя как конусы высотой H с радиусом основания R . Тогда коэффициент η увеличения испаряющей поверхности леса по отношению к площади элементарной площади длиной l шириной $2R$ будет равен:

$$\eta = \frac{\pi N \sqrt{R^2 + H^2}}{2l}, \quad (3.4.1)$$

где N — число деревьев.

Если рассматривать модель реального леса при условии, что часть осадков достигнет земли и испарение происходит со всей площади кроны и площади леса, то коэффициент η будет определяться формулой:

$$\eta = 1 + \frac{\pi N \sqrt{R^2 + H^2}}{2l}. \quad (3.4.2)$$

В табл. 3.4.3, составленной на основании работы [6], приведены значения коэффициента η для хвойного леса различного возраста. При расчете было принято, что действующая высота кроны равна половине высоты дерева.

Таблица 3.4.3

Увеличение площади испаряющей поверхности снега
в зависимости от возраста леса

Возраст леса	Характеристика древостоя			Число деревьев на 1 га, шт	Увеличение площади η , раз
	высота, м	диаметр, см	диаметр кроны, см		
Молодняк (10–15 лет)	5–7	5–6	1,0–1,2	10 000–5000	8,8
Жердняк (30 лет)	8–10	7–10	1,3–1,8	5000–3000	6,8
Средневозрастной (50 лет)	12–16	11–16	2–3	3000–1500	6,0
Приспевающий (70–90)	18–20	19–23	3–4	1200–700	4,0
Спелый (90–100 лет)	20–25	24–30	4–5	600–400	2,8
Перестойный (150 лет и более)	26–30	30–37	5–6	200–100	1,7

Из анализа таблицы видно, что площадь испарения наибольшая в молодом и средневозрастном лесах. Коэффициент увеличения площади уменьшается от 8,8 в молодняке до 1,7 в старом перестойном лесу. Следовательно, наибольший недоучет осадков следует ожидать в молодом и средневозрастном лесах. Далее, по мере увеличения возраста леса, потери снега на испарение уменьшаются. Например, В. З. Гулишавили [16] определил, что в условиях Кавказа густой еловый лес 15-летнего возраста задерживает своими кронами 76 % снега, 40-летний — 88 %, а 90-летний — 54 %.

Рассмотрим механизм задержания твердых осадков кроной хвойных пород. Для этого принимаем, что крона располагается под углом при вершине 2β . Рассечем ее условными плоскостями, расположенными на равных расстояниях между собой и параллельно плоскости ее проекции на землю. Выпавший снег первоначально накапливается на той части кроны, которая не перекрывается выше-расположенными ветками. Расчетная нагрузка прикладывается на расстоянии a от центра кроны, равном половине суммы длин двух смежных ярусов ветвей. Тогда максимальная нагрузка снега на единичную ветвь дерева определяется по уравнению [5]:

$$G_{max} = \frac{2EJ\theta}{a^2}, \quad (3.4.3)$$

где E — модуль упругости (Юнга); θ — критический угол, при котором снег не может держаться на ветке; J — момент инерции площади сечения, который определяется по формуле:

$$J = \frac{\pi r^4}{4}, \quad (3.4.4)$$

где r — радиус ствола ветви дерева.

Полагая, что в каждой из расчетных плоскостей располагается равное число веток B , суммарную нагрузку снега можно определить по уравнению:

$$G_{сумм} = \sum_{i=1}^n G = 2EJ\theta B \chi. \quad (3.4.5)$$

Здесь

$$\chi = \frac{\sum_{k=1}^n \left(\prod_{i=1}^n a_i^2 / a_k^2 \right)}{\prod_{i=1}^n a_i^2}, \quad (3.4.6)$$

где n — количество расчетных сечений.

Нагрузку на крону от выпавшего снега можно рассчитать по формуле:

$$G_{сумм} = \gamma \pi R^2 h, \quad (3.4.7)$$

где h — высота слоя выпавшего снега плотностью γ .

Запас воды S_K в снеге, удерживаемый кроной дерева при критическом значении угла θ определяется из выражения:

$$S_K = \frac{2EJ\theta B \sum_{k=1}^n \left(\frac{\prod_{i=1}^n a_i^2}{a_k^2} \right)}{\pi R^2 \prod_{i=1}^n a_i^2}. \quad (3.4.8)$$

Экспериментальные наблюдения показывают, что угол θ изменяется в широких пределах — от 35 до 80°. Скольжение снега под действием силы тяжести в естественных условиях, например при образовании лавин, наблюдается преимущественно при углах 40–60° [23]. В условиях леса ветки могут прогибаться на угол θ , больше критического. Последнее возможно в том случае, когда снег благодаря возникшим метеорологическим условиям смерзается с веткой. Сброс снега с дерева при достижении критического угла происходит по мере накопления нового запаса снега на ветвях. Расчеты показывают, что средневозрастной еловый лес может задерживать на кронах до 25–30 мм осадков. Однако А. А. Молчанов [42] отмечает, что при спокойной, безветренной погоде в отдельных случаях на кронах хвойных деревьев задерживается до 100 мм свежеснежного покрова.

Задержание твердых осадков кронами хвойных деревьев на площади произрастания леса рассмотрим при условиях равномерного выпадения осадков в те-

чение зимы и отсутствия оттепелей. Выделим в лесном массиве ограниченную элементарную площадку, площадь F которой определится из уравнения:

$$F = 2Rl, \quad (3.4.9)$$

где R — радиус кроны; l — длина площадки.

Площадь F' , занятая проекцией крон на площадку, равна

$$F' = \pi R^2 N, \quad (3.4.10)$$

а свободная площадь F'' определяется из выражения:

$$F'' = R(2l - \pi RN). \quad (3.4.11)$$

При $F = 1 F''$ будет выражать сомкнутость крон.

Объемы осадков, выпавшие на площади F , F' и F'' , соответственно составляют:

$$W = 2Rls, \quad (3.4.12)$$

$$W_k = \pi R^2 Ns, \quad (3.4.13)$$

$$W_n = R(2l - \pi RN)s, \quad (3.4.14)$$

где s — водный эквивалент выпавших осадков.

Объем осадков, проникших под крону, будет равен

$$W_k' = \pi R^2 Ns, \quad (3.4.15)$$

Уравнение, определяющее отношение A всех выпавших осадков на почву ($W_n + W_k'$) ко всем осадкам, поступившим на элементарную площадку, можно представить как:

$$A = \frac{W_n + W_k'}{W} = \frac{s(2l - \pi RN) + \pi Ns}{2ls} \quad (3.4.16)$$

при s не равном 0

$$A = 1 - \frac{\pi RN}{2l}. \quad (3.4.17)$$

Если в качестве элементарной площадки взять квадрат со стороной L , то равенство (3.4.17) принимает вид:

$$A = 1 - \frac{\pi R^2 N}{L}. \quad (3.4.18)$$

Таким образом, коэффициент A показывает долю осадков, проникших на почву в лесу и участвующих в формировании снеготазов. На рис. 3.4.2 приведены зависимости вычисленных A и измеренных при различной сомкнутости крон C .

Теоретическая зависимость $A = f(C)$ рассчитана для $R = 3$ м и $l = 100$ м. Эмпирические зависимости получены по результатам непосредственных определений наибольших снеготазов в 1973–1976 гг. на лесном экспериментальном водосборе в бассейне р. Вятки. Коэффициент $A_{и}$ для различных фаций леса определялся как отношение снеготазов в фациях к снеготазам на полях.

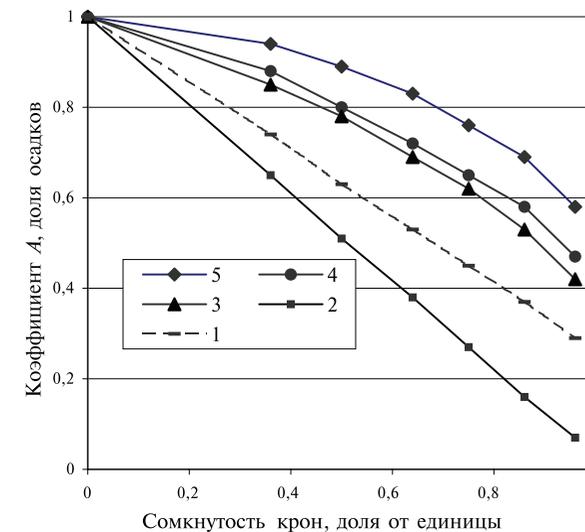


Рис. 3.4.2. Зависимость коэффициента A от сомкнутости крон. 1 — рассчитанная по модели леса М. К. Бочарова; 2 — по модели авторов; определенная путем непосредственных измерений в 1973 (3), 1974 (4) и 1975 (5) гг.

Анализ полученных зависимостей показывает, что часть осадков проникает под крону. Доля осадков A_3 , задержанных кроной, возрастает с увеличением сомкнутости крон. Так, при $C = 0,3-0,4$ $A = 0,14$, а при $C = 0,7-0,9$ $A = 0,22$. Согласно рис. 3.4.2 доля неучтенных осадков (задержанных кроной) A_3 равна:

$$A_3 = 1 - A_{и} = 1 - (A + \Delta A), \quad (3.4.19)$$

где

$$\Delta A = \frac{\pi R s'}{2ls} = A_{и} - A. \quad (3.4.20)$$

Количество неучтенных осадков S_H составляет

$$S_H = [1 - (A + \Delta A)]s = (1 - A_{и})s \quad (3.4.21)$$

(здесь s — водный эквивалент осадков, выпавших на лесную поляну и учтенных осадкомером).

Согласно результатам наблюдений на водосборе р. Вятки осредненные зависимости доли осадков A_3 , задержанных кронами одновидовой породы (ели) в зависимости от степени их сомкнутости, аппроксимируются эмпирическим уравнением:

$$A_3 = 0,3769C^2 + 0,1411, \quad (3.4.22)$$

где C — степень сомкнутости крон. Коэффициент корреляции зависимости — 0,99.

По результатам измерений, приведенных в таблице 3.4.4, доля снеготазов, не участвующих в формировании снежного покрова в лесу и испарившихся с крон деревьев, составляет при сомкнутости полога 0,5 от 10 до 21 %, а при сомкнутости

0,9–1,0 от 42 до 58 %, то есть в условиях водосбора р. Вятки 93–121 мм. Разность в 16 % в последнем случае, по-видимому, объясняется различными климатическими характеристиками зим 1973/74 и 1974/75 гг. Из-за незначительного объема фактических наблюдений возможно лишь отметить тенденцию уменьшения доли неучтенных осадков с увеличением снегозапасов на поляне.

Наблюдения также показывают, что при одинаковом или близком фациальном составе леса, например ельник кислично-черничный и ельник чернично-сфагновый, и равной сомкнутости крон доли неучтенных снегозапасов равны или близки между собой, а их отличие не превышает 6 %. Установлено, что доля испарившихся осадков при одной и той же сомкнутости крон уменьшается с увеличением максимальных снегозапасов на поляне (рис. 3.4.3). Полученная зависимость дает возможность оценить количество твердых осадков, испарившихся в условиях леса, приуроченного к центральной части водосбора р. Вятки.

Таблица 3.4.4

Характеристики запасов воды в снеге в различных фациях хвойного леса на водосборе р. Вятки по данным наблюдений 1973–1976 гг.

Фация	Сомкнутость крон, доли от единицы	Наибольшие снегозапасы, мм	Отношение снегозапасов, доля	Неучтенные снегозапасы,	
				доля	мм
1973 г.					
Поляна в лесу	0,0	185	1,0	0,00	
Ельник — березняк кислично-черничный	0,3–0,4	156	0,84	0,16	29
Ельник-кисличник	0,5	145	0,79	0,21	40
Ельник кислично-черничный	0,6–0,7	125	0,68	0,32	60
Ельник кислично-черничный	0,7–0,8	113	0,61	0,39	72
Ельник чернично-сфагновый	0,7–0,8	118	0,64	0,36	67
Ельник-черничник	0,8–0,9	110	0,59	0,41	75
Ельник сфагновый	0,9–1,0	86	0,46	0,54	99
1974 г.					
Поляна в лесу	0,0	220	1,0	0,00	
Ельник-березняк кислично-черничный	0,3–0,4	203	0,94	0,06	17
Ельник-кисличник	0,5	197	0,90	0,10	23
Ельник кислично-черничный	0,6–0,7	175	0,80	0,20	45
Ельник кислично-черничный	0,7–0,8	158	0,72	0,28	62
Ельник чернично-сфагновый	0,7–0,8	162	0,74	0,26	58
Ельник-черничник	0,8–0,9	159	0,72	0,28	61
Ельник сфагновый	0,9–1,0	127	0,58	0,42	93

Продолжение таблицы 3.4.4

1975 г.					
Поляна в лесу	0,0	188	1,0	0,00	
Ельник-березняк кислично-черничный	0,3–0,4	168	0,89	0,11	20
Ельник-кисличник	0,5	153	0,81	0,19	35
Ельник кислично-черничный	0,6–0,7	134	0,71	0,29	54
Ельник кислично-черничный	0,7–0,8	130	0,69	0,31	58
Ельник чернично-сфагновый	0,7–0,8	120	0,63	0,37	68
Ельник-черничник	0,8–0,9	114	0,60	0,40	74
Ельник сфагновый	0,9–1,0	80	0,42	0,58	108
1976 г.					
Поляна в лесу	0,0	258	1,0	0,00	
Ельник-березняк кислично-черничный	0,3–0,4	224	0,87	0,13	34
Ельник-кисличник	0,5	230	0,89	0,11	28
Ельник кислично-черничный	0,6–0,7	199	0,77	0,23	59
Ельник кислично-черничный	0,7–0,8	176	0,68	0,32	82
Ельник чернично-сфагновый	0,7–0,8	192	0,74	0,26	66
Ельник-черничник	0,8–0,9	168	0,65	0,35	90
Ельник сфагновый	0,9–1,0	137	0,53	0,45	121

Для определения характера воздействия географической широты на сомкнутость крон В. С. Скулкиным [55] была построена упрощенная модель, в основу которой положена гипотеза о формировании сомкнутости древостоя в результате взаимного затенения деревьев. При этом расстояние между деревьями есть функция длины тени от кроны дерева, которая, в свою очередь, зависит от средней

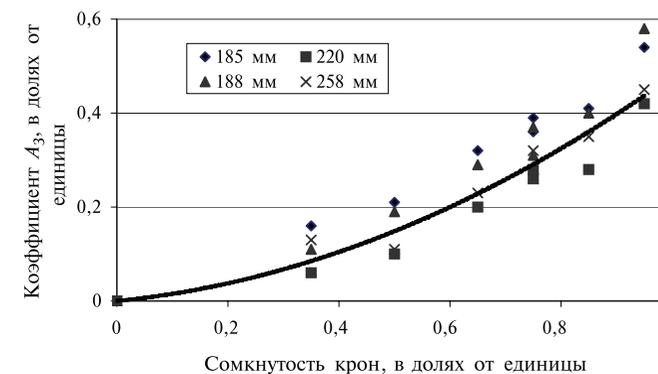


Рис. 3.4.3. Зависимость доли осадков A_3 , задержанных кронами древостоя, от сомкнутости крон и наибольших наблюдаемых снегозапасов на поляне по результатам наблюдений на водосборе р. Вятки

высоты солнца. Исходя из этих предпосылок, зависимость сомкнутости крон от широты местообитания имеет вид:

$$\Delta S = d + Htg h_0, \quad (3.4.23)$$

где ΔS — среднее расстояние между деревьями; H — высота дерева с диаметром кроны d ; h_0 — средняя высота солнца. Результаты расчета с использованием уравнения хорошо согласуются с наблюдениями. Например, на $72-65^\circ$ с. ш. сомкнутость крон минимальная (меньше 0,2), что в действительности соответствует северной границе редкостойных и малопродуктивных лесов. По мере передвижения на юг она постепенно увеличивается от 0,3 на $65-60^\circ$ с. ш. (подзона северной тайги) до 0,7–0,8 на $55-50^\circ$ с. ш. (подзона южной тайги). Наблюдения на лесном экспериментальном водосборе р. Вятки показали, что сомкнутость крон естественных фаций леса заключается в интервале 0,7–0,8.

Согласно формуле (3.4.23) можно показать, что число деревьев N на промерной линии длиной l будет равно

$$N \approx \frac{l}{\Delta S} \quad (3.4.24)$$

или

$$N \approx \frac{l}{d + Htg h_0}. \quad (3.4.25)$$

Откуда

$$A = 1 - \frac{\pi R}{2(d + Htg h_0)}. \quad (3.4.26)$$

Это уравнение увязывает изменения коэффициента A в зависимости от высоты древостоя, диаметра его кроны на различных широтах его произрастания. Так, для деревьев высотой 20 м и диаметром кроны 6 м при движении с 45 до 70° с. ш. коэффициент A изменяется от 0,819 до 0,923. На одной и той же широте при равной высоте древостоя A уменьшается с увеличением диаметра кроны (на широте 55° при $H = 15$ м A уменьшается от 0,877 до 0,828 при увеличении d от 4 до 6 м). На одной и той же широте при постоянном диаметре крон A увеличивается с ростом высоты деревьев в пределах 11–15 %.

В работе М. К. Бочарова [6] приведена математическая модель сомкнутости крон лесонасаждений, в которой собственно сомкнутость полога C описывается эмпирическим уравнением:

$$C = 785 \cdot 10^{-7} N d^2 \quad (3.4.27)$$

Согласно этой модели сомкнутость полога растет с увеличением густоты леса и уменьшением среднего расстояния между деревьями. Автор справедливо отмечает, что такая гипотеза является приближенной, так как сомкнутость крон растет с увеличением густоты леса лишь до некоторого предела, после достижения которого дальнейшее увеличение N не приводит к повышению C : по мере старения леса вместе с увеличением диаметра крон уменьшается густота леса и, как следствие, сомкнутость полога. Анализ расчета коэффициента A , рассчитанного с использованием модели М. К. Бочарова, показывает, что при одной и той же степени сомкнутости крон они значительно меньше, чем по расчету с применением нашей модели и наблюдаемых данных.

3.5. Влияние агротехнических мероприятий на снежный покров в степной и лесостепной зонах

Во многих районах зоны богарного земледелия применяется комплекс мер, направленных на увеличение влагозапасов на сельскохозяйственных полях с целью повышения урожайности произрастающих культур. Решение поставленной задачи осуществляется путем применения ряда агротехнических приемов, таких, как формирование снежных валков, посадкой кулис из высокостебельных растений, уплотнение снежного покрова, посадкой полос лесной растительности и других комбинированных методов. У каждого из этих приемов есть свои преимущества и недостатки [60]. Однако их общими чертами являются:

- создание зон с высотой снега, превышающей фоновую величину;
- изменение термического режима деятельного слоя почвы;
- возможность ограниченного регулирования во времени и пространстве поверхностного стока и инфильтрации талых вод.

С целью оценки степени воздействия агротехнических мероприятий по снегозадержанию на снежный покров и их эффективности в 1981–1987 гг. на территории Северного Казахстана проводились экспериментальные исследования формирования снежного покрова, процессов снеготранспорта и испарения с поверхности снега в условиях снегозадержания и естественного снежного покрова. Ряд экспериментов, носящих методический характер, был выполнен в Валдайском филиале ГГИ [28].

Районы исследований в Северном Казахстане характеризуются преимущественно плоским рельефом, в отдельных случаях слабоволнистым, земли повсеместно освоены под зерновые культуры. Сельскохозяйственные угодья подвергаются плоскорезной обработке почвы.

Формирование снежного покрова детально изучалось на пяти различных участках, находящихся в непосредственной близости друг от друга: участок с естественным снежным покровом, два участка с валками, различающихся только сроками проведения снегозадержания, и контрольный участок. Участки с валками и естественным снежным покровом расположены между двумя лесополосами. Наветренная лесополоса, хорошо продуваемая, состоит из трех рядов карагача высотой до 7–8 м. Подветренная, придорожная лесополоса — из четырех рядов тополя высотой до 15 м. Расстояние между двумя лесополосами составляет 800 м, ширина полей — до 1000 м. Подстилающая поверхность на полях в зимний период — стерня пшеницы высотой 10–15 см, остающаяся на зимний период, уже к середине зимы полностью скрывается под снегом и не оказывает снегозадерживающего действия. Контрольный участок расположен на защищенной от ветра поляне в зарослях кустарника. Ветровой перенос снега на этом участке отсутствует. Помимо этих основных участков, исследования проводились и непосредственно на сельскохозяйственных полях со снегозадержанием в некоторых районах Северного Казахстана. Наблюдения на всех участках проводились одновременно сразу же после выпадения осадков и окончания метелей и охватывали период от момента формирования устойчивого снежного покрова до окончания снеготаяния.

Пренебрегая влиянием рельефа [1] и биометрическими показателями растительности, механизм формирования снегозапасов можно считать обусловленным совокупностью параметров системы «атмосфера — подстилающая поверхность». В связи с тем, что преобладающим направлением ветра является юго-западное, валки снега располагаются перпендикулярно к направлению ветра, то есть с запада на восток.

В результате механической нарезки валков формируется специфическая форма рельефа снега, основными элементами которой являются тело валка, предвалковый уступ и межвалковое пространство. Тело валка формируется за счет снега, собранного с продольного участка шириной 2,6 м (в случае применения стандартного снегопаха СВУ-2,6). Высота слоя снега по гребню полученного валка составила 0,54 м, ширина по основанию — 1,6 м. Предвалковый уступ представляет узкую полосу шириной 0,5 м, практически лишенную снега. С одной стороны, предвалковый уступ ограничен наклонной боковой поверхностью валка, с другой — отвесным склоном межвалкового пространства. Ширина межвалкового пространства определяется расстоянием между двумя прогонами трактора и колеблется от 1,7 до 11 м. В опытах ширина межвалкового пространства составила в среднем 3 м. В отличие от валка поверхность снега в межвалковом пространстве не нарушается, а сохраняет свою естественную структуру.

Такой микрорельеф снежной поверхности определяет закономерности формирования снегозапасов на полях со снегозадержанием. Начало нарезки валков снега приходится на вторую половину января. Высота снега на полях к этому времени обычно достигает 20–25 см. В первую очередь происходит заполнение снегом пространства предвалкового уступа. Здесь высота снежного покрова после твердых осадков или метелей увеличивается от 3 до 145 % (табл. 3.5.1). При этом, но в меньших размерах, происходит увеличение высоты снега на валке и в межвалковом пространстве (соответственно составляет 0,4–7,6 и 1,5–25 %).

Таблица 3.5.1

Результаты детальной снегосъемки на участке со снегозадержанием.
Северный Казахстан, 1986 г.

Участок	Дата									
	Январь				Февраль					
	18	21	24	28	4	10	13	14	17	26
Высота снежного покрова, м										
Валок	0,54	0,54	0,57	0,61	0,55	0,56	0,57	0,57	0,56	0,53
Межвалковый	0,25	0,26	0,33	0,34	0,26	0,28	0,27	0,28	0,28	0,25
Предвалковый	0,00	0,06	0,15	0,20	0,28	0,35	0,32	0,36	0,37	0,31
Плотность снега, кг/м ³										
Валок	310	310	300	280	300	300	300	—	—	—
Межвалковый	240	240	190	180	220	210	240	220	230	200
Предвалковый	—	160	160	180	240	250	280	290	280	270
Запас воды в снеге, мм										
Система валков	60,7	65,4	69,6	73,9	76,7	88,3	91,6	95,2	97,6	80,0



Рис. 3.5.1. Зависимость средней высоты снега в межвалковом пространстве от расстояния между валками

Постепенно профиль межвалковых пространств изменяется вследствие преимущественного накопления снега в предвалковом уступе.

В результате снегонакопления снежный валок приобретает слоистую структуру. В основе его находится сформированное в период нарезки валков тело валка, а сверху лежат наслоения свежеснеговывающего или метелевого снега.

Существенное место в формировании снегозапасов имеет соотношение геометрических размеров снежного микрорельефа. Результаты опытов показали, что оптимальное расстояние между гребнями валков должно быть равным от 3 до 6 м (рис. 3.5.1). В этих условиях наблюдается относительно равномерное распределение снега между валками.

Эффективность проведения мероприятий по снегозадержанию оценивается коэффициентом накопления запасов воды, которая определяется соотношением:

$$K_{\text{эф}} = S^*_{\text{макс}} / S_{\text{макс}}, \quad (3.5.1)$$

где $S^*_{\text{макс}}$ и $S_{\text{макс}}$ — соответственно средние по маршруту запасы воды в снеге с естественным залеганием снежного покрова и на полях со снегозадержанием.

По данным наблюдений на дату максимальных запасов воды в снежном покрове на полях со снегозадержанием значение $K_{\text{эф}}$ находится в пределах 0,55–2,25 (рис. 3.5.2).

При проведении снегозадержания определяющим фактором является начальная высота валка. Полученная по 74 значениям зависимость коэффициента $K_{\text{эф}}$ от высоты валка имеет коэффициент корреляции $r = 0,6$.

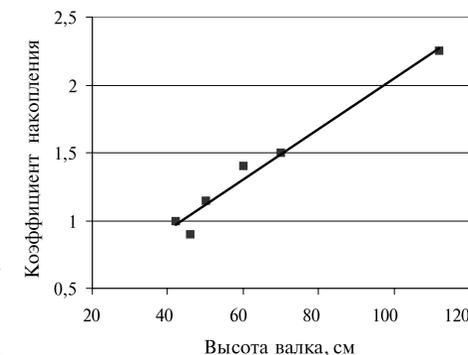


Рис. 3.5.2. Зависимость коэффициента накопления запасов воды в снежном покрове на опытных полях при снегозадержании посредством кулис и снежных валков

Как видно на рис. 3.5.2, значение $K_{эф}$ возрастает с ростом высоты валка или кулисных растений. Снегозадержание дает положительный эффект ($K_{эф} > 1$) в основном при высоте валков более 30–35 см. Если высота валка ниже, то дополнительного накопления снега на валкованном поле за счет снега, сносимого с других участков, не происходит.

В табл. 3.5.2. приведены результаты последовательных снегомерных съемок на паровом поле с двухрядными кулисами горчицы высотой 50–80 см. Накопление снега на полях с кулисами происходит неравномерно. Наибольшая высота и плотность снега наблюдается в начальном, подветренном, участке поля, на первых 100 м. Здесь в начальный период наибольшая высота снега достигала 45–60 см. В остальной части поля высоты снега колебались от 14 до 20 см. Затем происходит дальнейшее заполнение межкулисного пространства, перераспределение снега в глубь поля, и к началу снеготаяния запасы воды в снеге по всему полю относительно выравниваются.

Таблица 3.5.2

Пространственное и временное распределение запасов воды в снеге на поле с двурядными кулисами

Пункт	Расстояние от начала, м	17.12.1985		05.02.1986		03.04.1986	
		Высота снега, см	Запас воды в снеге, мм	Высота снега, см	Запас воды в снеге, мм	Высота снега, см	Запас воды в снеге, мм
1 к*	0	45	126	52	120	59	153
2 МК**	100	60	180	51	148	58	180
3 к*	200	16	27	55	116	38	110
4 МК**	300	20	32	33	50	40	92
5 к*	400	20	34	50	100	50	90
6 МК**	500	15	29	19	34	36	73
7 к*	600	14	21	47	85	40	108
8 МК**	700	18	29	35	66	30	87
9 к*	800	20	40	40	84	42	105
10 МК**	900	20	32	32	58	35	91
Сред. по к*		25	48	51	107	49	122
Средн. МК**		28	53	43	86	42	113

Примечание: к* — определение характеристик снега в кулисе; МК** — между рядами кулис.

Наиболее эффективным видом снегозадержания, судя по коэффициенту снегонакопления, являются кулисы. Но и валки накапливают снег достаточно эффективно. Предварительную оценку снегозапасов на валкованном поле $S_{вал}$ можно сделать по зависимости приведенной на рис. 3.5.3, которая аппроксимируется уравнением:

$$S_{вал} = 26,613e^{0,0285 H}, \quad (3.5.2),$$

где $S_{вал}$ — запас воды в снежном покрове, мм; H — высота валка, см.

Наблюдения за снегозапасами на полях с естественным залеганием снежного покрова и при снегозадержании в период наибольшего снегонакопления (табл. 3.5.3) показывают, что при значениях коэффициента снегносна, равных 0,0–0,1, снос выпавших осадков отсутствует, однако снегозапасы на полях со снегозадержанием оказываются меньше, чем на полях с естественным снежным покровом. Это обусловлено дополнительными потерями влаги с системы снежных валков.

Таблица 3.5.3

Сравнительные характеристики снежного покрова при его естественном залегании и полях со снегозадержанием. Северный Казахстан

Пункт наблюдений	Коэффициент снегносна, доли	Естественный снежный покров			Поля со снегозадержанием			Разность в снегозапасах, мм
		высота, м	плотность, кг/см ³	запас воды, мм	высота, м	плотность, кг/см ³	запас воды, мм	
пгт. Затобольск	0	0,21	350	74	0,24	330	79	5
	0	0,26	320	98	0,25	330	96	–2
пос. Майколь	0	0,32	330	124	0,30	330	117	–7
пгт. Новонеженка	0	0,38	300	114	0,33	300	99	–15
пос. Бирюковка	0–0,1	0,23	320	74	0,22	310	68	–6
пос. Бирюковка	0–0,1	0,27	300	95	0,28	290	95	0
пгт. Федоровка	0–0,1	0,39	310	132	0,31	320	112	–20
пгт. Тобол	0,2	0,30	280	84	0,31	300	96	12
пос. Боровской	0,2	0,21	270	74	0,31	330	121	47

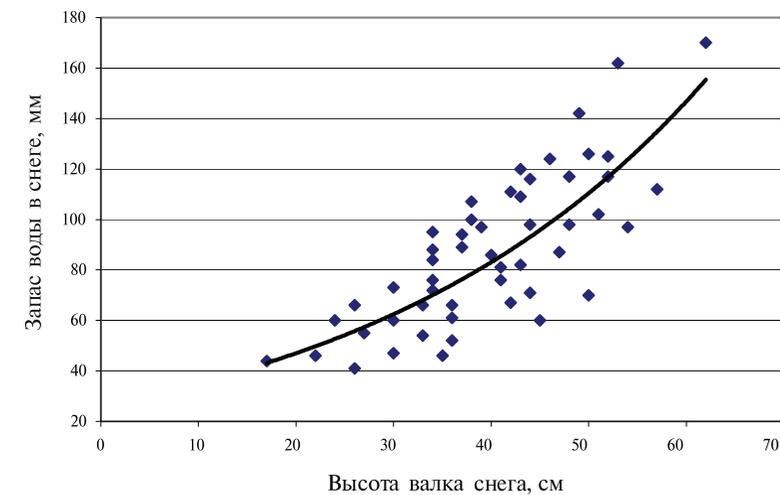


Рис. 3.5.3. Зависимость запаса воды в снеге от средней высоты валка на полях со снегозадержанием

Проведенные экспериментальные исследования [17] показали, что основными факторами дополнительных потерь влаги при снегозадержании являются:

- интенсивное испарение, обусловленное повышенным притоком солнечной радиации на южный склон валка и эффектом отражения потока солнечной радиации от противоположного склона;
- загрязнение снежного покрова частицами почвы и пожнивными остатками и соответственно изменение альбедо;
- диффузия водяного пара из почвы сквозь тонкий слой снега в межвалковых пространствах;
- увеличение шероховатости снежного покрова при снегозадержании.

Потери снега за период от даты установления снежного покрова до даты максимального снегозапаса составляют: на дефляцию — до 40 %, на испарение — до 20 %. Эти непродуктивные потери являются резервом накопления дополнительной влаги на сельскохозяйственных полях.

Рациональное использование этих потенциальных запасов может быть реализовано при целенаправленном применении комплекса мероприятий по задержанию снега и талых вод на сельскохозяйственных полях.

Для планирования мероприятий по снегозадержанию необходимо учитывать временную изменчивость характеристик снегноса. В качестве характеристики временной изменчивости можно использовать среднее квадратическое отклонение. Зависимость его от величины коэффициента снегноса (табл. 3.5.4) показывает, что наибольшая его изменчивость наблюдается при аккумуляции снега, наименьшая — в районах интенсивного снегноса. В районах аккумуляции среднее квадратическое отклонение больше, чем величины коэффициентов снегноса. Так, при коэффициенте снегноса 0,6 среднее квадратическое отклонение лежит в диапазоне 0,7–1,0. Последнее подтверждает тот факт, что в отдельные годы в этих же районах могут наблюдаться как снегнос, так и снегонакопление. Но в течение длительного периода снегонакопление как по абсолютной величине, так и по повторяемости превышает величину снегноса. В этих районах наиболее эффективны будут мероприятия по задержанию снега, целесообразность применения которых прогнозируется на основе гидрометеорологического режима каждого конкретного года. В другие годы, учитывая изменившиеся гидрометеорологические условия, проведение их может быть нецелесообразным.

Наоборот, в зоне снегноса при коэффициентах более 0,3 наибольший эффект дадут постоянно проводимые мероприятия, например лесные полосы, постоянные посадки кулис и т. д. Целесообразность проведения ежегодных мероприятий по снегозадержанию можно не прогнозировать, так как временная изменчивость коэффициентов снегноса в этих районах наименьшая.

Для оценки эффективности снегозадержания в районах с различными коэффициентами снегноса были проведены сравнительные наблюдения за характеристиками снегозапасов.

В табл. 3.5.5 приведены характеристики снежного покрова на полях с естественным залеганием снега и при снегозадержании в период наибольших снегозапасов на территории Кустанайской области. Для корректного сравнения эффективности снегозадержания были выбраны участки с единой подстилающей

Таблица 3.5.4

Статистические характеристики коэффициента снегноса ряда пунктов Северного Казахстана

Пункт	Среднее многолетнее значение	Среднеквадратическое отклонение	Пункт	Среднее многолетнее значение	Среднеквадратическое отклонение
Наурзум	–0,73	0,71	Тургай	–0,06	0,42
Жалтыр	–0,41	0,55	Булаево	0,15	0,16
Каркаралинск	–0,39	0,94	Урицк	0,18	0,39
Щучинск	–0,38	0,42	Есиль	0,22	0,22
Кустанай	–0,27	0,75	Петропавловск	0,24	0,21
Федоровский	–0,18	0,36	Экибастуз	0,31	0,31
Сагиз	–0,13	0,34	Чапаево	0,42	0,16

Таблица 3.5.5

Характеристики снежного покрова при естественном залегании снега и на полях со снегозадержанием

Пункт	Средне-многолетний коэффициент снегноса	Естественный снежный покров			Поля со снегозадержанием		
		высота снега, см	плотность снега, г/см ³	запас воды в снеге, мм	высота снега, см	плотность снега, г/см ³	запас воды в снеге, мм
Затобольск	0	21	0,35	74	24	0,33	79
Затобольск	0	26	0,32	98	25	0,33	96
Майколь	0	32	0,33	124	30	0,33	117
Новонезжинка	0	38	0,30	114	33	0,30	99
Бирюковка	0–0,1	23	0,32	74	22	0,31	68
Бирюковка	0–0,1	27	0,30	95	28	0,29	95
Федоровка	0–0,1	39	0,31	132	31	0,32	112
63-й км	0–0,1	29	0,30	101	28	0,31	102
Тобол	0,2	30	0,28	84	31	0,30	96
Боровской	0,2	21	0,27	74	31	0,33	121

Примечание: запасы воды в снежном покрове приведены с учетом ледяной корки.

поверхностью — стерней пшеницы. Маршруты назначались с учетом средне-многолетних значений коэффициентов снегноса.

Анализ таблицы показывает, что в зонах с коэффициентом снегноса 0 или 0,1 выпавшие осадки не сносятся и остаются на полях. Однако расход влаги на пополнение продуктивных влагозапасов на полях со снегозадержанием мень-

ше, чем на полях с естественным снежным покровом. Это обусловливается тем, что потери влаги на испарение с валков снега больше, чем с горизонтальной поверхности. Из табл. 3.5.5 видно, что в период наибольших снегозапасов в большинстве случаев эффективность снегозадержания посредством нарезки валков явно незначительна. За оставшееся время до схода снежного покрова возрастают дополнительные потери. Как показывают исследования, дополнительный расход влаги на испарение составляет 10–20 мм в зависимости от величины поглощенной солнечной радиации. Он возрастает при соллярном типе снеготаяния и уменьшается при адвективном. Поэтому в этой зоне мероприятия по снегозадержанию следует проводить лишь те, которые будут оказывать наименьшее влияние на формирование дополнительных потерь, а также в том случае, если это необходимо для задержания снега на склонах, вершинах холмов, вблизи оврагов и т. д.

Существенный положительный эффект по задержанию и накоплению снега на полях может быть достигнут в зонах с коэффициентом снегноса 0,2 и более (табл. 3.5.5). В зонах, где проводится механическое снегозадержание, можно повысить запасы воды в снеге за счет задержания сносимого с соседних участков снега и создать отдельные сельскохозяйственные угодья с гарантированным запасом влаги для будущего урожая.

В зонах промышленного загрязнения снега положительный эффект может быть достигнут путем проведения мероприятий по снегозадержанию, которые оказывают наименьшее дополнительное загрязнение поверхности снежного покрова.

В весенний период при интенсивном испарении со снега снегозадержания посредством кулис дает значительно больший эффект, так как снег в межкулисном пространстве не загрязняется пожнивными остатками, частицами и комками почвы, как это наблюдается в остальных случаях. Межкулисные пространства загрязняются только вследствие выпадения техногенных примесей с приземного слоя атмосферы, что в количественном выражении намного меньше, чем при механическом валковании. Кроме того, кулисы затеняют снежный покров и уменьшают поглощенную радиацию, приходящую на единицу поверхности снежного покрова. Отсюда потери влаги на испарение со снега на полях с кулисами значительно меньше.

Поскольку сход снежного покрова замедляется на полях с кулисами на 3–5 суток, то и потери влаги на испарение с оголенной почвы под кулисами также уменьшаются.

С другой стороны, такие неблагоприятные природные явления, как появление ледяной корки на полях с кулисами, значительно ослаблены, что способствует более интенсивному впитыванию талых вод.

В качестве мероприятий, существенно уменьшающих потери влаги на испарение, целесообразно применять несимметричные валки снега, солнечная сторона которых имеет угол наклона менее 30°, а противоположная — до 75°. Валки снега должны быть приглаженными и не иметь комковатой структуры; при этом пожнивные остатки и частицы почвы не должны загрязнять снежный покров на валках и в межвалковом пространстве.

Поэтому в зонах промышленного загрязнения в качестве мероприятий по задержанию снега целесообразно рекомендовать кулисное снегозадержание, в том числе и на парах, а также оставление высокой стерни.

Вопросы эффективности снегозадержания на сельскохозяйственных полях в зоне богарного земледелия достаточно подробно изложены в работах [17; 48; 49; 50].

Воздействие лесных полос на снежный покров сельскохозяйственных полей в отечественной литературе освещено достаточно подробно и объективно [4; 30; 32], но некоторые моменты носят дискуссионный характер. К последним относится влияние лесных полос на водопоглотительную способность почв.

В отдельные годы водопоглотительная способность лесных полос весьма велика и талые воды практически все поглощаются под пологом лесопосадки, в другие — пренебрежимо мала и талый сток с сельскохозяйственных полей транзитом проходит сквозь лесные полосы. Отсюда становится неясным механизм этого процесса. В качестве рабочей гипотезы был принят теплофизический метод оценки поглощения талого стока [24].

С целью изучения формирования водопоглотительной способности лесных полос и процесса поглощения талого стока нами в 1983–1986 гг. был организован комплекс гидрометеорологических исследований в лесных полосах Северного Казахстана. Наблюдения проводились в лесополосе шириной 13 м с семирядной посадкой карагача, который достиг высоты 6–8 м. Лесополоса ориентирована в направлении с севера на юг. Здесь проводились детальные наблюдения за формированием снежного покрова, температурой почвы, влажностью и другими ее физическими характеристиками. Измерение характеристик снежного покрова в лесных полосах и на прилежащих сельскохозяйственных полях проводилось согласно методике, изложенной в работе [40].

Исследования показали, что накопление снега в лесополосе и в зоне ее действия на поле происходит постепенно и неравномерно. Начало накопления наблюдается с середины ноября, по мере выпадения осадков и развития метелевой деятельности. Первые выпавшие осадки ветром не переносятся и заполняют все неровности микрорельефа. Высота снега при этом на полях со стерней не превышает 10 см. По мере заполнения неровностей микрорельефа увеличивается метелевый перенос, и рост аккумулятивной массы снега в лесополосе происходит очень интенсивно до второй половины февраля. В дальнейшем, он существенно замедляется. Зимние оттепели уменьшают высоту снега, но на величину запасов воды в снеге существенного влияния не оказывают.

Накопление снега в лесополосах зависит от высоты ветрового препятствия. Чем выше высота древостоя в лесополосе при ровной продуваемости, тем больше высота накопленного снега в зоне действия лесополосы. Зависимость имеет вид:

$$H = 9,62D + 23, \quad (3.5.3)$$

где H — средняя высота отложенного снега в зоне действия лесополосы, см; D — средняя высота препятствий при переносе снежной массы, м.

Средняя высота снежного покрова при отсутствии препятствий ветровому потоку на сельскохозяйственных полях близка к свободному члену этого уравнения. Согласно табл. 3.5.6 на полях она составляет 20 см (свободный член уравнения равен 23 см). В степной зоне в конце зимнего периода высота снежного покрова обычно не превышает высоты стеблей (или высоты стерни) ранее про-

израставшей растительности. Если сравнивать нарастание запасов воды в снежном покрове лесополосы с нарастанием их на сельскохозяйственном поле со снегозадержанием или на пару с кулисами гречихи (рис. 3.5.4), то необходимо отметить, что снегозапасы в зоне действия лесополосы в два раза больше, чем на других угодьях.

Таблица 3.5.6

Характеристики снежного покрова в зоне действия лесных полос и окружающих их сельскохозяйственных полей в Северном Казахстане по наблюдениям в 1982 г.

Пункт	Ширина зоны отложения снега, м	Средняя высота снежного покрова, м			Наибольшая высота снежного покрова, м		Запас воды в снеге, мм		Объем метелевого переноса снега, м ³ /пог. м	Объем снега в зоне действия лесополосы, м ³ /пог. м
		в зоне действия лесополосы	в лесополосе	в поле	в зоне действия лесополосы	в лесополосе	в зоне действия лесополосы	в поле		
Федоровка	60	0,50	0,77	0,18	1,12	1,12	145	51	19,0	29,7
Комсомолец	92	0,53	0,99	0,20	0,90	1,48	138	52	30,0	48,4
Семиозерное	48	0,79	1,12	0,20	1,45	1,28	190	54	29,0	38,6
Владимировка	80	0,78	0,87	0,20	1,70	1,10	242	60	46,7	62,7
Затобольск	80	0,61	0,73	0,21	1,46	1,10	244	74	33,1	49,1

Так, в 1982 г. в период наибольших снегозапасов запас воды в снеге лесополосы был 168 мм, а на поле со снегозадержанием всего лишь 63 мм. При этом особенностью накопления снегозапасов в лесополосе является их непрерывный рост, вплоть до наступления снеготаяния. Если на пару с кулисами и на поле со снегозадержанием за последние две декады запасы воды в снеге уменьшились за 20 мм, то в лесополосе они увеличились на 20–25 мм. Это происходит потому, что при оттепели в конце зимы в лесополосе не наблюдается водоотдача со снега из-за большой мощности снежного покрова в ней, тогда как при малой высоте снега в других угодьях она существует.

Наблюдения за формированием снежного покрова в лесных полосах дают возможность оценить объем метелевого переноса снега за зимний период. Численно он будет равен площади поперечного сечения вала снега за вычетом эквивалентной доли продольного профиля снежного покрова, которая была бы отложена на этой площади поля при отсутствии лесной полосы, отнесенной к единице длины фронта переноса, то есть

$$Q = (F - LH_n)b, \quad (3.5.4)$$

где Q — метелевый перенос снега, м³/пог. м; F — площадь поперечного сечения вала снега, отложенного в зоне действия лесополосы, м²; L — ширина вала снега

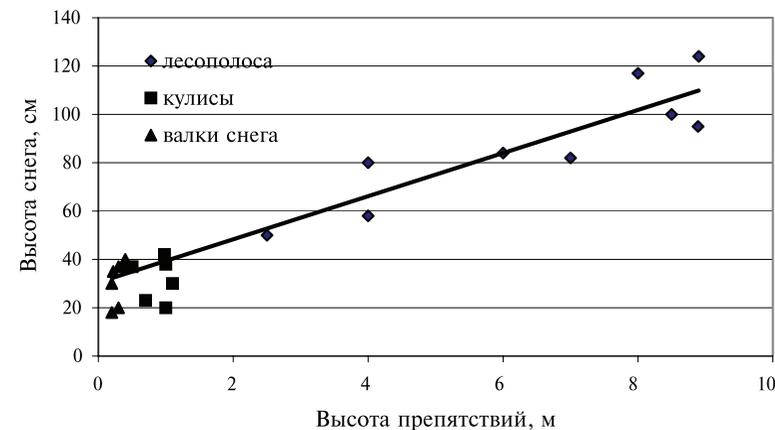


Рис. 3.5.4. Зависимость средней высоты отложенного снега от высоты препятствий при проведении снегозадерживающих мероприятий на полях Северного Казахстана

в лесополосе, м; H_n — высота снега за пределами действия лесополосы, м; b — длина фронта переноса снега, м.

Объемы отложенного в зоне действия лесополосы снега достаточно велики (см. табл. 3.5.6). Так, в районе п. Владимировка на 1 пог. м фронта переноса снега объем последнего за зимний сезон составляет 62,7 м³, а во всем районе исследований он изменялся от 30 до 63 м³. Если вычесть отсюда объемы отложенного снега в поле, а они колеблются в пределах от 9 до 18 м³ на 1 пог. м фронта переноса, то объемы метелевого переноса снега будут в пределах от 19 до 47 м³/пог. м.

Зона действия лесополосы на сельскохозяйственное поле относительно небольшая. Если принять за начало и конец этой зоны точки, от которых запасы воды в снеге начинают возрастать по направлению к лесополосе, то ширина зоны изменяется в пределах от 40 до 100 м. Тогда зона поля с увеличенными снегозапасами составляет в лучшем случае всего лишь 0,1 площади поля при расстоянии между соседними лесополосами, равном 1 км. При этом наибольшие высоты снежного покрова в лесополосах превышают аналогичные характеристики в поле в 5–7 раз. Если максимальная высота снежного покрова в лесополосе составляет 110–150 см, то в поле она не превышает 20–25 см при средней плотности снега 0,29–0,30 г/м³.

3.6. Математическое моделирование формирования и таяния снежного покрова

3.6.1. Исходные уравнения математической модели

В настоящее время разработан широкий класс моделей формирования и таяния снежного покрова, от простых регрессионных моделей до очень сложных моделей с распределенными параметрами. Выбор модели для расчетов зависит

от объема имеющейся исходной информации и необходимой степени детально-сти воспроизведения процессов, протекающих в пределах снежного покрова.

Самыми простыми моделями являются эмпирически построенные регрессионные модели, представляющие собой линейные уравнения, связывающие входные и выходные переменные. Выходными переменными являются водоотдача талой влаги из снежного покрова, скорость таяния и в ряде случаев глубина и плотность снега. Соответственно входными переменными являются метеорологические параметры: радиационный баланс, температура воздуха, скорость ветра, удельная влажность и переменные, описывающие усредненные физические свойства в пределах снежного покрова. В этих моделях значения потоков на границах и внутри снежной толщи совершенно не рассматриваются, однако при выборе входных переменных принимается во внимание общая природа рассматриваемых физических процессов. Используя в качестве входных переменных данные о среднесуточной температуре воздуха, давлении пара, направлении ветра и величине суммарной солнечной радиации, Зусель и Кокс [87] проанализировали эффективность различных регрессионных моделей. Они установили, что в случае, если учитывается только одна метеорологическая переменная, наиболее информативной является среднесуточная температура воздуха. Наилучшие же результаты дает сочетание таких переменных, как среднесуточное давление пара, скорость ветра и суммарное количество солнечной радиации.

Вместе с тем следует отметить, что регрессионные модели сильно ориентированы на конкретный объект; результаты, получаемые на основании анализа одной экспериментальной зависимости, не могут использоваться в других ситуациях. Чтобы получить более универсальные модели, необходимо более детально рассматривать физические процессы, протекающие в снеге. Такими моделями являются точечные концептуальные модели с сосредоточенными параметрами. В этих моделях рассматриваются лишь усредненные свойства снежного покрова, то есть свойства, усредненные по глубине, и не учитывается пространственная изменчивость процессов, протекающих в пределах этого покрова. Концептуальность моделей означает, что при этом пытаются охватить все физические процессы, хотя и с помощью очень упрощенных уравнений. Данный класс моделей базируется на уравнениях сосредоточенного баланса энергии и массы в снежном покрове. Упрощения, вводимые в эти уравнения, связаны с предпосылкой о том, что снег является либо низкотемпературным и сухим, либо «зрелым», то есть насыщенным водой и изотермическим при 0 °С. Относительно задания входной информации об энергии, поступающей на верхнюю границу, существуют различные подходы.

Простейшие из концептуальных моделей основаны на использовании уравнений, включающих температурный коэффициент стаивания. При использовании в модели в явном виде элементов полного теплового баланса поверхности снега, она расценивается как модель энергетического баланса. Существует широкий диапазон таких моделей, различающихся в зависимости от того, какой из элементов измеряется прямо и какие эмпирические уравнения используются для оценки остальных элементов.

Создание моделей, основанных на использовании температурного коэффициента, и моделей теплового баланса начинается с интегрирования уравнений,

описывающих баланс массы и энергии. Вместе с тем в моделях с распределенными параметрами процессы, протекающие в пределах снежного покрова, рассматриваются детально. В эти модели вводятся дополнительные уравнения, отражающие отдельные свойства снежного покрова. Один из обычных способов упрощения этих уравнений предполагает разграничение между низкотемпературным сухим снегом и зрелым влажным снегом. Далее модели можно разделить на модели, в которых решается уравнение теплового потока в сухом снеге [36; 86], и модели, основанные на решении уравнения движения воды в зрелом снеге [74; 85]. Недостаток такого подхода заключается в том, что на его основе трудно реализовать переход между двумя этими уравнениями, особенно если имеет место несколько границ, разделяющих сухой и зрелый снег и изменяющихся в пространстве и во времени.

Моррис и Годфри [82; 83], используя результаты, полученные Колбеком на основе анализа термодинамики влажного снега, разработали модель с распределенными параметрами, в которой отсутствует резкий переход между низкотемпературным и зрелым снегом, а уравнения теплового потока и движения воды решаются применительно к температурам, меньшим или равным 0 °С. Основные идеи этого подхода были использованы нами при создании математической модели формирования и таяния снежного покрова.

Снег представляет собой многофазную систему, включающую три фазы воды и воздух. При описании динамики тепла и влаги в снежном покрове пренебрегаем влиянием движения воздуха на эти процессы. В этом случае уравнения сохранения массы и энергии можно записать в следующем виде [37]:

$$\frac{\partial(\rho_L N_C)}{\partial t} = \frac{P_N}{\eta_C} + M_{ВЛ} + M_{ПЛ}, \quad (3.6.1)$$

$$\frac{\partial(\rho_V W)}{\partial t} = \frac{\partial q_V}{\partial z}, \quad (3.6.2)$$

$$c_C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_C \frac{\partial T}{\partial z} + R_C \right) + q_V \rho_V c_C \frac{\partial T}{\partial z} - L_V M_{ВЛ}, \quad (3.6.3)$$

где $c_C = \rho_L W_L c_L + \rho_V W_C c_V$; ρ_L, ρ_V — соответственно плотности льда и воды г/см³; L_C, W_C — объемное содержание твердой и жидкой фаз воды, доли объема; c_L, c_V — удельные теплоемкости льда и воды, Дж/(г · °С); q_V — поток жидкой влаги, см/с; $M_{ВЛ}$ — масса фазового превращения воды в лед в единице объема, г/(см³ · с); $M_{ПЛ}$ — масса фазового превращения пара в лед в единице объема, г/(см³ · с); P_N — давление вышележащих слоев снега, г/см²; λ_C — эффективная теплопроводность снега, Вт/(см · °С); R_C — поглощенная радиация, Вт/см²; η_C — коэффициент вязкости снега, см · с.

Два источника скрытого тепла, связанные с конденсацией и испарением льда и воды, в уравнение (3.6.3) не входят. Здесь присутствует, однако, коэффициент эффективной теплопроводности, который позволяет учитывать связанные с движением пара тепловые эффекты косвенно.

Уравнение (3.6.1) описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессе замерзания — таяния, конденсации — испарения и в процессе осе-

дания. Второе уравнение данной системы служит для описания потока жидкой влаги в зрелом снеге. Уравнение (3.6.3) является уравнением сохранения энергии, записанным в универсальном виде пригодным для расчета потоков тепла в сухом, зрелом и слоистом снеге. Для численной реализации данной системы уравнений ее необходимо дополнить начальными и краевыми условиями, определить входные параметры.

Для задания верхнего граничного условия уравнения (3.6.3) нами используется уравнение теплового баланса поверхности снега. Верхнее граничное условие уравнения влагопереноса в снеге (3.6.2) можно задать на основе соотношения потоков тепла и влаги, так как при достижении температуры снега 0°C поток тепла, поглощенный поверхностью снега, преобразуется в поток жидкой влаги:

$$q_B = R_C / (L_B \rho_B) + q_D, \quad (3.6.4)$$

где q_D — интенсивность дождевых осадков, см/с.

Уравнение (3.6.3) состыковано нами с уравнением теплопереноса в промерзающей почве, поэтому специального нижнего граничного условия при расчетах температуры снега не задается, а используется описанное в модели теплопереноса в почвах. В частности задается ход температуры или потока тепла на некоторой глубине почвенного разреза.

В качестве нижнего условия уравнения влагопереноса (3.6.2) нами используется постоянное значение влажности, равной по величине водоудерживающей способности снега.

3.6.2. Физические свойства снежного покрова

Для решения системы уравнений (3.6.1)–(3.6.3) необходимо задать ряд параметров, характеризующих физические свойства снежного покрова. К таковым относятся плотность твердой фазы снежного покрова ($\rho_C = \rho_L L_C$), влажность снега (W_C), водоудерживающая способность снега (W_{C0}), коэффициенты теплопроводности (K_C) и теплопроводности снега (λ_C), потенциал талой влаги (ψ_C), вязкость снега (η_C), коэффициент диффузии пара в снеге (D_C), диаметр частиц льда (d_C), коэффициент прозрачности (экстинкции) снежного покрова для солнечной радиации (ν_C) и ряд других, которые будут определены ниже.

Процесс формирования снежного покрова начинается с начала выпадения твердых осадков. По Андерсену [69], выпадение осадков в виде снега происходит при температуре меньше -1°C . При этом исходная плотность выпавшего снега определяется из следующего выражения:

$$\rho_0 = 0,05 + 0,0017(15 - T_A)^{1,5}, \quad (3.6.5)$$

где T_A — температура воздуха ($^\circ\text{C}$).

Выпавший снег начинает оседать и уплотняться под действием собственной тяжести и внешней нагрузки, если таковая имеется. Для того чтобы описать этот процесс (уравнение (3.6.1)), необходима информация о динамической вязкости снега η_C . Андерсон [69] для расчета η_C использовал следующее выражение:

$$\eta_C = C_1 \exp(C_2 \rho_2 + C_3 T). \quad (3.6.6)$$

Константы C_1 , C_2 и C_3 были определены соответственно равными $0,026 - 0,067 \text{ см} \cdot \text{ч}$; $21 \text{ см}^3/\text{г}$; $0,08 \text{ 1}/^\circ\text{C}$.

Изменение плотности снега происходит не только в процессе оседания его в зимний период, но и при снеготаянии. Причем этот процесс протекает значительно быстрее. Кузьмин [34] на основе экспериментальных наблюдений получил эмпирическое уравнение, связывающее плотность талого снега (ρ_{CT}) с ее величиной перед началом снеготаяния (ρ_{CH}):

$$\rho_{CT} = \frac{1}{3,7 - 3,1 \rho_{CH}}. \quad (3.6.7)$$

Выражение (3.6.7) описывает изменение плотности снега в начале снеготаяния под воздействием сил натяжения, возникающих в жидкой фазе. Другими факторами, влияющими на плотность снега, являются процессы паропереноса, таяния и замерзания жидкой фазы, учет которых производится в процессе решения уравнений (3.6.1)–(3.6.3).

Важнейшим параметром, описывающим свойства талого снега, является его максимальная водоудерживающая способность (W_{C0}). Определение этой характеристики проводилось нами с использованием эмпирического соотношения, приведенного в работе [84].

$$W_{C0} = \frac{0,11(0,1 - \rho_C)}{1,11 - 0,1 \rho_C}. \quad (3.6.8)$$

Для описания движения влаги в талом снеге необходимо определить такие водно-физические свойства снега, как коэффициент влагопроводности (K_C) и потенциал талой влаги (ψ_C). Определение выполнялось нами экспериментальным методом с помощью капилляриметров, расположенных в камере с температурой окружающей среды около 0°C . На рис. 3.6.1 приведены зависимости потенциала талой влаги от влажности снега в стадиях иссушения и увлажнения при плотности снега, равной $0,31 \text{ г/см}$, и диаметре частиц льда (d_C) от $0,5$ до 1 мм .

В работе [82] приведено выражение для расчета потенциала талой влаги в снеге:

$$W_C = \left(1 - \frac{\rho_C}{\rho_0} \right) \left(\frac{\psi_C}{-2,1} \right)^{-0,93}, \quad (3.6.9)$$

где ψ_C задается в см вод. ст., которое неплохо описывает наши экспериментальные данные в стадии иссушения.

Для расчета коэффициента влагопроводности снежного покрова Колбек и Девидсон [54] предлагают использовать следующую формулу:

$$K_C = K_{0C} \left(\frac{W_C - W_{C0}}{P_C - W_{C0}} \right)^3, \quad (3.6.10)$$

где K_{0C} — коэффициент фильтрации снежного покрова; P_C — пористость снега.

Одно из наиболее удачных выражений для определения коэффициента фильтрации принадлежит Шимицу [54]:

$$K_{0C} = 15,1 \cdot 10^2 d_C^2 \exp(-7,8 \rho_C). \quad (3.6.11)$$

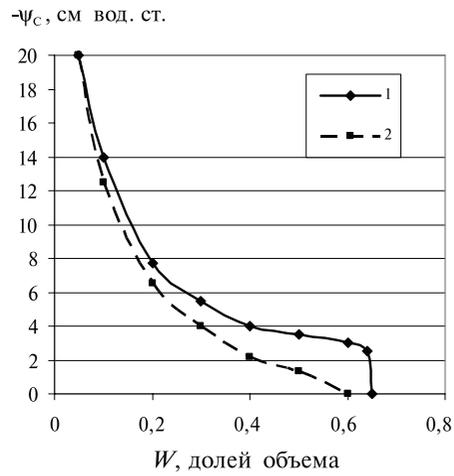


Рис 3.6.1. Зависимость потенциала воды в снеге (Ψ_c) от объемного содержания жидкой воды (W_c).
1 — в стадии иссушения;
2 — в стадии увлажнения

Здесь K_{0c} рассчитывается в см/ч, а d_c задается в мм.

Нами также были выполнены экспериментальные определения коэффициента фильтрации образцов снега, взятых на различных глубинах от поверхности. Данные о K_{0c} , ρ_c и d_c помещены в табл. 3.6.1.

Таблица 3.6.1

Коэффициент фильтрации (K_{0c}) различных образцов снежного покрова

№	Глубина, см	ρ_c , г/см ³	K_{0c} , см/ч	d_c , мм
1	0–10	0,20	1200	<0,5
2	10–20	0,28	900	
3	20–30	0,35	780	0,5–1
4	30–40	0,33	600	
5	40–50	0,28	540	1,5–3
6	50–60	0,29	720	

Сопоставление экспериментальных данных с расчетами, выполненными по формуле (3.6.10), показывает на близость значений K_{0c} для образцов снега, взятых на глубинах 30–60 см. Однако в общем расчеты по формуле (3.6.11) дают заниженные значения коэффициентов фильтрации.

Многие физические свойства снежного покрова зависят от диаметра частиц льда и их формы. После отложения снега форма частиц претерпевает изменения в процессе метаморфизма. Например, дендритовые кристаллы распадаются на отдельные фрагменты, более крупные частицы растут за счет более мелких. Подобный процесс продолжается до тех пор, пока обломки частиц не превратятся в более или менее округлые зерна льда. Механизм, вызывающий первоначальные изменения формы до конца не изучен, тем не менее имеются веские экспериментальные доказательства того, что в этом процессе ведущую роль играет миграция

молекул воды в виде водяного пара. Одновременно с разрушением дендритов формируются связи в точках контакта снежных зерен. Этот процесс, известный под названием смерзания или спекания, способствует повышению прочности снежного покрова.

В сухом снежном покрове, сформировавшемся за несколько дней, обычно наблюдаются вариации давления водяного пара. Поскольку пар переносится в направлении более низких значений давления, в итоге происходит перенос массы из теплых частей снежного покрова к более холодным частям. В результате более холодные кристаллы растут за счет более теплых. Такой процесс называется конструктивным метаморфизмом — этот термин часто используется при рассмотрении роста кристаллов.

Если принять, что все частицы льда имеют одинаковый размер и их число остается постоянным, то изменение диаметра частиц можно рассчитывать по уравнению:

$$\frac{\partial d_c}{\partial t} = - (M_{вл} + M_{пл}) \frac{d_c}{3\rho_c}. \quad (3.6.12)$$

Однако данные предпосылки не совсем оправданы. Поэтому нами для расчета размера кристаллов льда использовались результаты экспериментального исследования конструктивного метаморфизма, изложенные в работе Марбоути [79], который для расчета диаметра кристаллов льда предлагает следующее выражение:

$$d_c = d_{0c} + F(T)G\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)H(\rho_c)\Psi(t), \quad (3.6.13)$$

где d_{0c} — начальный диаметр кристаллов льда.

Функции $F(T)$, $G\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$, $H(\rho_c)$, $\Psi(t)$ определены эмпирическим путем, и в ра-

боте дано их графическое представление. Нами была выполнена аппроксимация графических зависимостей и получены следующие выражения для расчета данных функций:

$$F(T) = \begin{cases} 0,7 - 0,05'' & \text{при } 0 > T > -6 \\ 1,3 + 0,05T & \text{при } -6 > T > -20 \\ 0,44 + 0,011T & \text{при } -20 > T > -40 \\ 0 & \text{при } T < -40 \end{cases}, \quad (3.6.14)$$

$$G\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \begin{cases} 1 - \frac{0,04}{\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} & \text{при } \left|\frac{\partial T}{\partial z}\right| > 0,2 \\ 0 & \text{при } 0,2 > \left|\frac{\partial T}{\partial z}\right| > 0, \end{cases} \quad (3.6.15)$$

$$H(\rho_c) = \begin{cases} 1 & \text{при } 0,2 > \rho_c > 0 \\ 2 - 5\rho_c & \text{при } 0,4 > \rho_c > 0,2 \\ 0 & \text{при } \rho_c > 0,4 \end{cases} \quad (3.6.16)$$

Значение функции $\Psi(t)$ принималось равной 0,004 мм/ч, а градиент температуры задается в °С/см.

При таянии снежного покрова жидкая фаза воды концентрируется возле точек контакта между ледяными кристаллами. Колбек [73] различает два режима насыщения влагой снега: пендикулярный режим, когда вода занимает менее 14 процентов объема пор и воздушные включения сообщаются между собой, и фуникулярный режим, когда вода занимает больше 14 % объема пор, воздушные включения сохраняются в виде отдельных изолированных пузырьков. При этом метаморфизм влажного снега определяется локальными температурными градиентами вблизи границ кристаллов. Колбек установил, что в фуникулярном режиме теплоток направлен от больших кристаллов к меньшим, что и приводит к диссипации последних, в то время как большие кристаллы продолжают увеличиваться в размерах. Результаты теоретических расчетов и экспериментальных исследований, приведенные в работе [73], показывают что кристаллы диаметром 0,1 мм тают в течение 2–3 дней; 0,2 мм — в течение 5–6 дней.

Бран [72] провел лабораторные исследования скорости роста кристаллов во влажном снеге. Он установил, что средний объем кристаллов растет с постоянной скоростью, которая зависит от влажности снега. При этом скорость роста среднего объема кристаллов меняется от $2,5 \cdot 10^{-8}$ до $9,42 \cdot 10^{-8}$ мм³/с при увеличении влажности от 0 до 7 процентов объема.

Используя эти данные, динамику роста кристаллов льда во влажном снеге можно рассчитать по уравнению:

$$\frac{\partial d_c}{\partial t} = \frac{i_c}{\pi d_c^2}, \quad (3.6.17)$$

где i_c — скорость роста объема кристаллов.

При этом мы полагаем, что кристаллы имеют сферическую форму.

Для решения уравнений (3.6.1) и (3.6.2) необходимо определить массы фазовых превращений $M_{вл}$ и $M_{пл}$. Предположим, что все фазы, составляющие снежный покров, находятся в термодинамическом равновесии. При этом величину $M_{пл}$ можно определить следующим образом:

$$M_{пл} = \frac{\partial q_{п}}{\partial z}, \quad (3.6.18)$$

где $q_{п}$ — поток водяного пара в снеге рассчитывается по уравнению:

$$q_{п} = \frac{D_c M}{RT_{\text{ABC}}} \frac{\partial e}{\partial z}. \quad (3.6.19)$$

Здесь D_c — коэффициент диффузии водяного пара в снеге. Давление водяного пара в снеге (e) рассчитывается по формуле Магнуса.

Экспериментальное определение коэффициента диффузии водяного пара в снежном покрове было выполнено Николенко [43]. При этом было получено следующее эмпирическое выражение:

$$D_c = \frac{0,87}{1-T} + 0,27, \quad (3.6.20)$$

где D_c — выражен в см²/с, а T в °С.

Для расчета $M_{вл}$ воспользуемся выражением:

$$M_{вл} = \frac{\partial W}{\partial t} - \frac{\partial W_c}{\partial t}. \quad (3.6.21)$$

Изменение общего запаса воды в снеге ($\partial W_c / \partial t$) определяется из уравнения (3.6.20). Исходя из термодинамического равновесия фаз, содержание жидкой воды зависит от температуры снега, то есть

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \frac{\partial W_c}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (3.6.22)$$

Зависимость $\partial W_c / \partial T$ от температуры можно определить из соотношений, полученных Колбеком [73], которые связывают температуру снега, капиллярный потенциал жидкой воды и диаметр кристаллов льда. Так, для пендикулярного режима насыщения снега водой, при котором, кстати, происходит основное передвижение влаги в талом снеге, это соотношение выглядит следующим образом:

$$T = 8,14 \cdot 10^{-5} \psi_c - 3,88 \cdot 10^{-4} / d_c, \quad (3.6.23)$$

где размерность ψ_c в см вод. ст., а d_c — в мм.

Подставляя в это выражение зависимость (3.6.9), получаем связь между температурой и влажностью талого снега:

$$T = 17,1 \cdot 10^{-5} \left(\frac{P_c}{W_c} \right)^{1,08} - 3,88 \cdot 10^{-4} / d_c. \quad (3.6.24)$$

Из этого уравнения легко найти производную ($\partial W_c / \partial T$), которая необходима для расчета $M_{вл}$. Уравнение (3.6.24) в дальнейшем используется и для определения влажности талого снега при решении уравнения теплопереноса (3.6.53).

Для решения уравнения теплопереноса необходимо определить коэффициент теплопроводности снега (λ_c) и теплоемкость льда ($c_{л}$). Расчет проводился нами по эмпирической формуле Николенко [43], полученной на основе лабораторных и полевых измерений:

$$\lambda_c = 3600 \cdot \exp(-9,37 + 5,2\rho_c) \left[1 + \left(\frac{1}{\rho_c + 0,37} - 1 \right) \exp(0,1 \cdot T) \right]. \quad (3.6.25)$$

Здесь размерность λ_c в кал/(см · ч), а ρ_c — в г/см³.

Теплоемкость льда определялась по формуле приведенной в работе Андерсона [69]:

$$c_{л} = 0,0222 + 0,00176(273,16 + T). \quad (3.6.26)$$

Размерность $c_{\text{л}}$ выражена в кал/(г · °С).

Для расчета температуры снега необходима информация о зависимости поглощенной радиации от глубины ее проникновения в снег. В общем виде эта зависимость имеет экспоненциальный вид:

$$R_{\text{с}} = Q_{\text{с}}(1 - A_{\text{с}})\exp(v_{\text{с}}z). \quad (3.6.27)$$

Меллор [81] обобщил данные, относящиеся к зависимости коэффициента экстинкции ($v_{\text{с}}$) от длины волны, размера зерен, плотности и влажности снега.

Для коротковолнового излучения $v_{\text{с}} = 0,1 \text{ см}^{-1}$, в то время как длинноволновое излучение поглощается значительно быстрее с $v_{\text{с}} = 2,5 \text{ см}^{-1}$. В работе получена теоретическая зависимость $v_{\text{с}}$ от плотности снега, размера кристаллов льда и длины волны, которая выглядит следующим образом:

$$v_{\text{с}} = 0,84 \cdot \left(\frac{v_{\text{л}}}{d_{\text{с}}}\right)^{0,5} \frac{\rho_{\text{с}}}{\rho_{\text{л}}}, \quad (3.6.28)$$

где $v_{\text{л}}$ — коэффициент экстинкции чистого льда, величина которого меняется от 0,01 до 0,05 см^{-1} .

Кроме перечисленных факторов, влияющих на коэффициент экстинкции, необходимо учесть воздействие примесей, которое иногда становится основным фактором, влияющим на проникновение радиации в снежную толщу.

Наряду с коэффициентом экстинкции одним из основных радиационных параметров снежного покрова является его альbedo ($A_{\text{с}}$). Величина этой характеристики меняется довольно в широких пределах и зависит от многих факторов [54] (табл. 3.6.2).

Таблица 3.6.2

Альbedo некоторых типов снежной поверхности

Снежная поверхность	Высота солнца, °	Альbedo, %
Плотная, сухая, чистая	30,3	86
	29,7	88
	25,1	95
Чистая, сырая, тонкозернистая	33,3	64
	34,5	63
	35,3	63
Чистая, сырая, крупнозернистая	33,7	61
	32,0	62
Пористая, очень сырая, сероватая	35,3	47
	36,3	46
	33,3	45

Мотовилов [84], обобщив данные о зависимости альbedo от плотности снега, полученные Кузьминым и Андерсоном, приводит для расчета $A_{\text{с}}$ следующее выражение:

$$A_{\text{с}} = 1,03 - p_{\text{с}}. \quad (3.6.29)$$

Андерсон для расчета $A_{\text{с}}$ использует нелинейную зависимость от $\rho_{\text{с}}$:

$$A_{\text{с}} = 1 - 0,25(0,16 + 110p_{\text{с}}^4)^{0,5}. \quad (3.6.30)$$

Формулы (3.6.28)–(3.6.30) для определения коэффициентов экстинкции и альbedo могут использоваться в численных экспериментах по оценке влияния различных факторов на процессы формирования и таяния снежного покрова. Однако для конкретных расчетов целесообразнее использовать экспериментальные значения этих характеристик.

3.6.3. Алгоритм численной реализации модели

При численной реализации дифференциальных уравнений (3.6.1)–(3.6.3) использовался метод конечных разностей [57]. Разностные уравнения решались методом прогонки. Так как в процессах формирования и таяния снежного покрова плотность твердой фазы снега постоянно изменяется, был разработан алгоритм с переменными шагами по координате (h). Величина h_i в i -м узле разностной схемы определялась следующим образом:

$$h_i = h_{0i} \frac{\rho_{\text{с}0}}{\rho_{\text{с}i}}, \quad (3.6.31)$$

где h_{0i} — начальная величина шага по координате в момент выпадения твердых осадков.

При таянии снежного покрова реализуется ситуация, когда величина шагов по координате стремится к 0. При этом алгоритм, основанный на решении разностных уравнений, перестает работать. Чтобы исключить подобную ситуацию была разработана следующая процедура.

При уменьшении h_i до некоторого критического значения $h_{\text{к}}$ количество узлов в пространственной сетке уменьшалось на величину, равную числу шагов с $h_i < h_{\text{к}}$. При этом в новой пространственной сетке шаги с $h_i < h_{\text{к}}$ суммировались с расположенными рядом.

Для того чтобы сохранялся закон сохранения массы и энергии на сетке, пересчитывались значения $\rho_{\text{с}}$, $W_{\text{с}}$ и T по следующим формулам:

$$\rho_{\text{с}i}^H h_i^H = \rho_{\text{с}i} h_i + \rho_{\text{с}i+1} h_{i+1}, \quad (3.6.32)$$

$$W_{\text{с}i}^H h_i^H = W_{\text{с}i} h_i + W_{\text{с}i+1} h_{i+1}, \quad (3.6.33)$$

$$c_{\text{с}i}^H T_i^H h_i^H = c_{\text{с}i} T_i h_i + c_{\text{с}i+1} T_{i+1} h_{i+1}, \quad (3.6.34)$$

где $h_i^H = h_i + h_{i+1}$ — новый шаг по координате; $W_{\text{с}i}^H$, $\rho_{\text{с}i}^H$, $c_{\text{с}i}^H$, T_i^H — новые значения влажности, плотности, теплоемкости снега и температуры соответственно.

Минимальная плотность ($\rho_{\text{сМ}}$) твердой фазы в процессе снеготаяния рассчитывалась по формуле (3.6.7). При этом, если происходил процесс замерзания жидкой воды, плотность возрастала на соответствующую величину. При повторном таянии плотность уменьшалась до значения $\rho_{\text{сМ}}$ и далее оставалась постоянной. Величина изменения шага по координате при вытаивании твердой фазы составляла:

$$\Delta h_i = h_i \frac{\Delta L_{Ci}}{\rho_{CM}}, \quad (3.6.35)$$

где ΔL_{Ci} — изменения содержания твердой фазы снега в процессе таяния; h_i — старый шаг по координате.

При таянии возрастает влажность снега. Причем мы полагали, что увеличение W_C в элементарном слое снега происходит как за счет непосредственного процесса таяния, так и за счет влаги, удерживаемой растаявшим снегом. При этом изменение влагосодержания в слое рассчитывалось по формуле:

$$\Delta W_C = \Delta h_i \frac{\rho_C + W_C^0}{h_i - \Delta h_i}, \quad (3.6.36)$$

где W_C^0 — начальная влажность снега.

Последовательность реализации алгоритма численных расчетов на каждом временном слое была следующей. Вначале рассчитывалось изменение плотности снега под воздействием веса вышележащих слоев, внешней нагрузки и процессов испарения и сублимации. Затем в соответствии с формулой (3.6.30) вычислялись новые шаги по координате. После этого выполнялось решение уравнения теплопереноса (3.6.3). В результате определялись температура и влажность снега. Затем по формулам (3.6.35) и (3.6.36) рассчитывались значения новых шагов по координате и влажность снега. Если шаги по координате становились меньше заданного, то выполнялась описанная выше процедура изменения пространственной сетки и перерасчет влажности, плотности и температуры по формулам (3.6.32)–(3.6.34). Затем решалось уравнение влагопереноса (3.6.2) и окончательно определялась влажность снега. После этого описанный цикл повторялся на новом временном шаге.

Остановимся теперь подробнее на задании граничных условий математической модели. Выше этот вопрос рассматривался в общем виде. Однако при практической реализации алгоритма расчета возникает ряд трудностей, связанных с конечно-разностным представлением дифференциальных уравнений тепло- и влагопереноса в сухом и влажном снеге.

Рассмотрим уравнение теплового баланса верхнего слоя снега толщиной h_0 :

$$c_{C0} \frac{T_0^{j+1} - T_0^j}{\tau} = \lambda_C \frac{T_0^{j+1} - T_1^{j+1}}{h_0^2} - L_B M_{ВЛ} + \frac{R_{K0} + R_{D0} + Q_{TP} + Q_E - R_{K1} - R_{D1}}{h_0} + q_D \rho_B c_B \frac{T_0^{j+1} - T_1^{j+1}}{h_0}, \quad (3.6.37)$$

где R_K , R_D — баланс коротковолновой и длинноволновой радиации; Q_{TP} , Q_E — потери тепла на турбулентный теплообмен и испарение; τ — шаг по времени; j — индекс, указывающий номер временного шага; индексы 0 и 1 указывают номер узла пространственной сетки, соответственно относящихся к поверхности снега и глубине снега, равной h_0 .

Уравнение (3.6.37) получено как разностное представление дифференциального уравнения (3.6.3). При стремлении h_0 к нулю уравнение (3.6.37) принимает следующий вид:

$$\lambda_C \frac{T_0^{j+1} - T_1^{j+1}}{h_0} = \tau (R_{D0} + Q_{TP} + Q_E - L_B M_{ВЛ}). \quad (3.6.38)$$

Здесь мы учли, что при $h = 0$, $R_{K0} = R_{K1}$, то есть коротковолновое излучение, в соответствии с формулой (3.6.27), не испытывает поглощения. Длинноволновое же излучение, ввиду большого коэффициента экстинкции, поглощается практически поверхностью снега.

Уравнение (3.6.38) можно использовать в качестве граничного условия при малом шаге по координате. Требуемую величину шага по координате можно оценить из соотношения всех составляющих теплового баланса поверхности снега, исходя из условия $|R_{K0} - R_{K1}| \ll |R_{D0} + Q_E + Q_{TP}|$. Однако это может привести к сильному уменьшению шага по координате и уменьшению эффективности использования математической модели. Поэтому в наших расчетах использовалось граничное условие вида (3.6.37). Влияние же шага по координате на результаты расчета можно оценить в процессе численных экспериментов.

Кроме ограничений, накладываемых на шаг по координате, возникают сложности с выбором величины шага по времени. Прежде всего, это обусловлено наличием гравитационной составляющей потока влаги в уравнении (3.6.2). Суммарный поток влаги равен:

$$q_B = K_C \frac{\partial \psi}{\partial z}. \quad (3.6.39)$$

При большом шаге по времени расчетная влажность снега может достичь больших значений. Соответственно величина K_C также будет значительной. При численной реализации модели это приведет к сильному оттоку влаги из рассматриваемого слоя снега и уменьшению влажности вплоть до отрицательных значений. В этих условиях очень важно сделать правильную аппроксимацию коэффициента влагопроводности снега.

Если в течение одного шага по времени влажность снега значительно меняется, то на коэффициент влагопроводности можно наложить следующие ограничения:

$$K_{Ci} = h_i \frac{W_{Ci} - W_{C0}}{\tau}. \quad (3.6.40)$$

То есть K_{Ci} должен обеспечить поток влаги, не превышающий изменение влажности от текущего значения до величины максимальной водоудерживающей способности снега. При использовании итерационного процесса это значение коэффициента влагопроводности можно использовать в качестве первого приближения.

3.6.5. Результаты численных экспериментов

Для испытания работоспособности описанной выше модели была проведена серия численных экспериментов по расчету температуры, плотности и влажности снега, водоотдачи из снежного покрова, диаметра ледяных зерен.

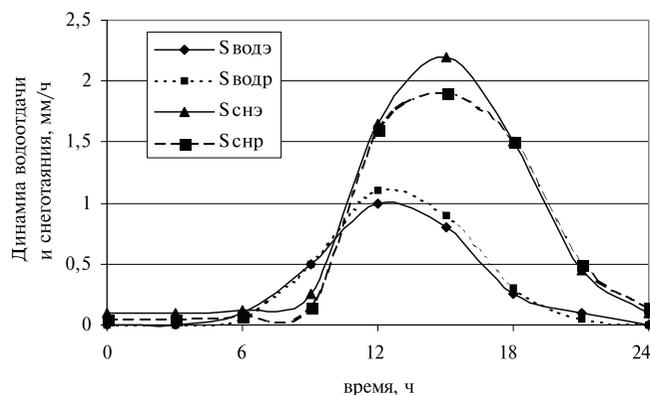


Рис 3.6.2. Суточный ход интенсивности снеготаяния ($S_{снэ}$ — эксперимент, $S_{снр}$ — расчет) и водоотдачи ($S_{водэ}$ — эксперимент, $S_{водр}$ — расчет)

Предварительно было проведено сопоставление расчетных и экспериментальных результатов, полученных при проведении исследований снежного покрова на ВФ ГГИ. На рис. 3.6.2 и 3.6.3 показаны сопоставления теоретических и экспериментальных данных по определению динамики суточного хода интенсивностей снеготаяния и водоотдачи, а также испарения из снежного покрова.

Как видно, сходимость результатов довольно высокая. Однако следует отметить, что нами в данном случае использовалась выборочная информация, наиболее ярко показывающая положительный опыт использования математической модели. Нами также получены менее удовлетворительные результаты, связанные, как правило, с недостаточной точностью задания исходной информации. Это, прежде всего, относится к информации о составляющих теплового баланса снежного покрова.

Работоспособность модели в полном объеме проверить довольно сложно, так как зачастую отсутствует необходимая информация обо всех параметрах модели. Поэтому в дальнейшем мы остановимся на численных экспериментах, показывающих качественную сторону работы модели. При реализации модели была использована следующая исходная метеорологическая информация (табл. 3.6.3).

Таблица 3.6.3

Метеорологическая информация, используемая при моделировании формирования и таяния снежного покрова

t , ч	0	360	1080	1800
T , °C	13,2	1,2	-14,4	13,4
R , кал/(см ² · ч)	8,5	6,5	4,6	8,6
v , м/с	3,7	3,7	4,9	3,2
e , мб	5,5	6,8	10,2	12,5

Расчетный интервал времени длительностью 1800 часов можно условно разделить на три периода. В первый период проходил процесс охлаждения и промерзания оголенной почвы. Через 600 часов моделировалось выпадение осадков в объеме 40 мм. После этого начинался второй период — формирование снежного покрова, в течение которого происходило понижение температуры воздуха

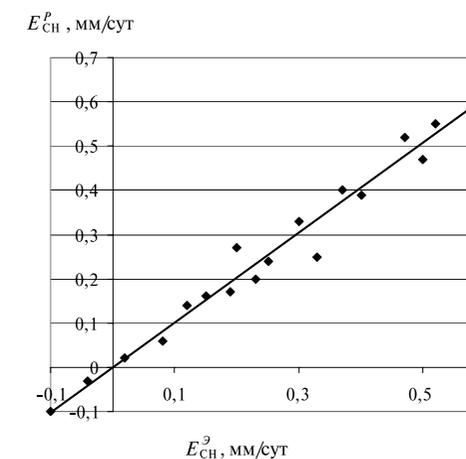


Рис 3.6.3. Связь наблюдаемых ($E_{сн}^H$) и расчетных ($E_{сн}^P$) величин испарения со снежного покрова

и падение потока солнечной радиации. Третий период начинался с повышения температуры воздуха и потока солнечной радиации. В начале его еще проходил процесс формирования сухого снежного покрова, а затем начиналось снеготаяние. В этот период, начиная с 1500 часов, задавался суточный ход потока солнечной радиации.

В табл. 3.6.4 в качестве иллюстрации приведены результаты расчета некоторых характеристик снежного покрова. По этим данным можно проследить за суточным ходом испарения, слоя водоотдачи, температуры поверхности снега. На примере расчета влажности снега легко прослеживаются процессы таяния в дневной период и повторное замерзание жидкой влаги в ночные часы. В начальный период после выпадения снега наблюдается процесс таяния за счет потока тепла из почвы.

Таблица 3.6.4

Динамика суммарного слоя водоотдачи из снежного покрова ($S_{вод}$, см), запасы воды в твердой фазе снежного покрова (L_c , см), влажности снега (W_c , см), температуры поверхности снега и почвы (T_c , $T_{п}$, °C) и высоты снежного покрова (H_c , см) в процессе снеготаяния

Время суток	6	12	18	24	6
$S_{вод}$	0,868	1,189	2,069	2,096	2,121
L_c	6,570	5,784	5,080	5,270	5,410
W_c	1,160	1,584	1,354	1,115	0,930
T_c	-1,85	-0,07	-0,08	-0,09	-1,61
$T_{п}$	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05
H_c	16,62	15,84	13,82	13,72	13,62

В табл. 3.6.5 помещены результаты расчета динамики плотности сухого снежного покрова после выпадения твердых осадков, при двух величинах внешней нагрузки 1 г/см² и 10 г/см². По этим данным можно судить о том, как с течением

Таблица 3.6.5

Динамика плотности снега (ρ_C , г/см³) на различных уровнях от поверхности почвы (z , см) при двух значениях внешней нагрузки (P_N , г/см²)

P_N	1				10	
	0		200		z	ρ_C
t , ч	z	ρ_C	z	ρ_C	z	ρ_C
Номер слоя	z	ρ_C	z	ρ_C	z	ρ_C
1	3,05	0,15	5,04	0,33	2,47	0,35
2	6,13	0,15	8,23	0,28	5,23	0,33
3	9,24	0,14	11,51	0,27	8,03	0,32
4	12,39	0,14	14,89	0,27	10,87	0,32
5	15,56	0,14	18,39	0,25	13,77	0,31
6	18,77	0,14	22,04	0,25	16,71	0,30
7	22,01	0,14	25,89	0,23	19,70	0,30
8	25,29	0,14	27,91	0,22	22,76	0,29
9	23,60	0,14	30,00	0,21	25,89	0,29
10	31,94	0,13	32,18	0,21	29,09	0,28
11	35,32	0,13	34,47	0,19	32,05	0,27
12	38,74	0,13	36,88	0,18	—	—
13	42,20	0,13	39,13	0,17	—	—
14	45,69	0,13	—	—	—	—
15	49,23	0,13	—	—	—	—
16	52,80	0,13	—	—	—	—
17	56,42	0,12	—	—	—	—
18	60,07	0,12	—	—	—	—
19	67,52	0,12	—	—	—	—
20	71,31	0,12	—	—	—	—
21	777	0,12	—	—	—	—

времени меняется ρ_C с глубиной, а также высота снежного покрова. Как видно из анализа результатов расчета, существенное влияние на динамику плотности снежного покрова оказывает внешняя нагрузка.

Были проведены также численные эксперименты по оценке влияния плотности и высоты снежного покрова на величину испарения со снежной поверхности. В табл. 3.6.6–3.6.7 помещены результаты расчетов.

Как видно, из приведенных данных увеличение плотности снега приводит к росту испарения, что согласуется с экспериментальными наблюдениями, выполненными Шутовым на ВФ ГГИ [61]. Рост испарения с увеличением ρ_C можно объяснить возрастанием теплопроводности снега и соответственно увеличением температуры поверхности снежного покрова, что вызывает повышение давления водяного пара у поверхности снега. С уменьшением высоты снега величина испарения также увеличивается. Это объясняется влиянием теплового потока из почвы на поверхностную температуру снега.

Таблица 3.6.6

Динамика суточного хода испарения (E_{CH} , см) и температуры поверхности снега (T_C , °C) при различных плотностях снега (ρ_C , г/см³)

ρ_C , г/см ³	0,2		0,3		0,4	
t , ч	E_{CH}	T_C	E_{CH}	T_C	E_{CH}	T_C
0	3,162	-10,40	3,183	-11,19	3,212	-10,24
3	3,160	-12,17	3,181	-11,38	3,210	-10,95
6	3,157	-12,65	3,178	-12,14	3,209	-11,30
9	3,154	-12,90	3,176	-12,34	3,207	-11,52
12	3,154	-6,85	3,176	-6,58	3,207	-6,71
15	3,167	-3,02	3,190	-2,09	3,220	-2,25
18	3,182	-3,10	3,209	-2,89	3,239	-2,82
21	3,190	-7,30	3,215	-8,24	3,247	-7,68
24	3,189	-11,63	3,214	-11,59	3,246	-10,61

Таблица 3.6.7

Динамика суточного хода испарения (E_{CH} , см) и температуры поверхности снега (T_C , °C) при различных высотах снежного покрова (H_C , см)

H_C , см	1,5		3		6	
t , ч	E_{CH}	T_C	E_{CH}	T_C	E_{CH}	T_C
0	3,255	-9,25	3,230	-10,54	3,200	-10,10
3	3,254	-9,74	3,228	-10,90	3,198	-11,67
6	3,254	-10,02	3,225	-11,06	3,196	-11,93
9	3,253	-10,20	3,224	-11,17	3,194	-12,08
12	3,254	-5,91	3,225	-5,71	3,194	-74
15	3,259	-2,20	3,242	-1,68	3,209	-1,85
18	3,287	-2,86	3,262	-2,67	3,228	-2,75
21	3,295	-7,31	3,269	-7,98	3,235	-8,18
24	3,295	-9,53	3,268	-10,86	3,234	-11,47

При моделировании процесса снеготаяния, были выполнены численные эксперименты по оценке влияния коэффициента экстинкции (v_C) и максимальной водоудерживающей способности снега (W_{C0}) на динамику слоя водоотдачи из снежного покрова. На рис. 3.6.4 изображены зависимости слоя водоотдачи от v_C .

Как видно, при уменьшении v_C по абсолютной величине процесс водоотдачи начинается значительно раньше, чем при больших значениях v_C . Это объясняется тем, что при малых значениях коэффициента экстинкции коротковолновая составляющая солнечной радиации проникает на значительную глубину, вызывая внутриснежный процесс таяния. При этом верхний слой снега является как бы теплоизолятором от потока «холода» из атмосферы при отрицательных значениях температуры воздуха. Особенно ярко глубинное снеготаяние наблюдается в расчетах, когда поверхностный слой снега имеет малую плотность и соответственно низкую теплопроводность.

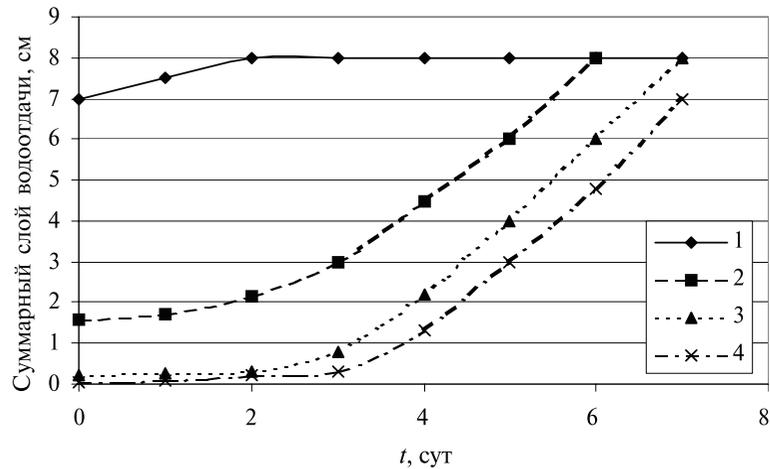


Рис. 3.6.4. Зависимость динамики водоотдачи из снежного покрова ($S_{\text{вод}}$) от коэффициента экстинкции (ν). 1 — $\nu = 0,2$; 2 — $\nu = 0,5$; 3 — $\nu = 1,0$; 4 — $\nu = 1,5$

Некоторое влияние на ход слоя водоотдачи оказывает и величина максимальной водоудерживающей способности снега (рис. 3.6.5). При увеличении этого параметра водоотдача начинается позже, и в конце снеготаяния интенсивность ее выше. Этот факт широко используется в гидрологических расчетах снеготаяния и не требует комментариев.

Были также проведены расчеты динамики роста ледяных кристаллов в сухом снеге (d_c). Результаты расчетов d_c помещены в табл. 3.6.8. Объем выпавших осадков при этих расчетах задавался равным 20 мм.

Таблица 3.6.8

Динамика роста диаметра ледяных кристаллов (d_c , мм), на различных уровнях от поверхности почвы (z , см)

t, ч	0		400		800	
	z	d_c	z	d_c	z	d_c
1	1,95	0,1	1,46	0,11	1,27	0,11
2	3,91	0,1	2,50	0,15	3,01	0,28
3	5,87	0,1	3,59	0,17	4,62	0,36
4	7,83	0,1	4,74	0,18	10,59	0,64
5	9,80	0,1	5,97	0,19	—	—
6	11,78	0,1	7,27	0,22	—	—
7	13,76	0,1	9,51	0,33	—	—
8	15,75	0,1	—	—	—	—
9	17,78	0,1	—	—	—	—

Из анализа приведенных результатов следует, что интенсивность роста кристаллов возрастает при уменьшении высоты снежного покрова. Это обстоятельство связано с тем, что при малой высоте снега средний градиент температуры

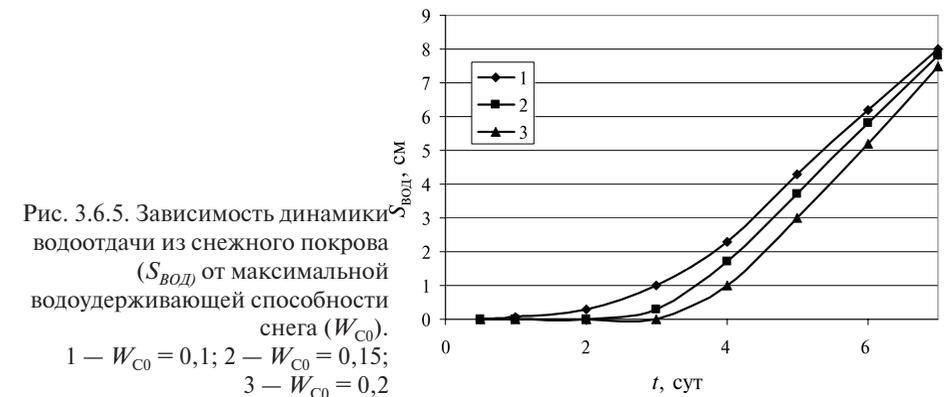


Рис. 3.6.5. Зависимость динамики водоотдачи из снежного покрова ($S_{\text{вод}}$) от максимальной водоудерживающей способности снега (W_{c0}). 1 — $W_{c0} = 0,1$; 2 — $W_{c0} = 0,15$; 3 — $W_{c0} = 0,2$

в снежной толще больше, чем при глубоком залегании снежного покрова. При этом согласно выражению (3.6.13) скорость роста пропорциональна $(\partial T/\partial z)$. По этой же причине скорость роста выше в верхних слоях снежного покрова, где градиент температуры также выше.

В наших расчетах диаметра ледяных кристаллов не рассматривалось влияние суточного хода температуры воздуха. Видимо, учет этого обстоятельства приведет несколько к иным результатам. И наибольший рост кристаллов будет наблюдаться на некоторой глубине снежного покрова. Кроме температуры, градиента температуры и плотности снега, на рост снежных кристаллов, очевидно, влияет и вторая производная по температуре. Эта характеристика обуславливает изменение плотности снега в процессе диффузии пара в снежной толще. Естественно, увеличение или уменьшение плотности снежного покрова влияет и на диаметр ледяных кристаллов. Это обстоятельство необходимо учесть в будущем.

Описанные выше численные эксперименты носят предварительный характер. Результаты расчета как бы иллюстрируют возможности математической модели. Тем не менее на основе анализа полученных данных можно сделать вывод, что модель качественно правильно описывает физические процессы, протекающие в снежной толще. Дальнейшее совершенствование модели мы видим на пути уточнения методов определения характеристик снежного покрова, сопоставления результатов расчета с экспериментальными наблюдениями.

ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССА ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ СУШИ

Важным звеном гидрологического цикла круговорота воды в природе является испарение. На отдельных территориях или водных объектах в этот процесс вовлекается почти вся поступающая атмосферная влага и около половины и более поглощаемой солнечной энергии. Скорость испарения в природных условиях обычно невелика и редко превышает десяток миллиметров в сутки. Однако этот процесс осуществляется непрерывно в пространстве и во времени. Поэтому катастрофические явления, обусловленные им (засухи, гибель урожая, усыхание внутренних морей, озер и т. п.) не становятся менее трагичными по сравнению с катастрофическими половодьями или ливнями. Отсюда становится понятным то внимание, которое уделяется учеными всего мира вопросам изучения процесса испарения как с водной поверхности, так и суши.

С позиции общей физики, процесс испарения воды — это фазовое превращение жидкости, переход ее из жидкого состояния в состояние пара или газа. Обратный процесс — фазовый переход из парообразного состояния в жидкое — называется конденсацией пара. Эти процессы обратимы.

Физическая картина испарения воды в поверхностном слое водоемов впервые, на основе общих закономерностей движения молекул идеального газа, была подробно рассмотрена В. В. Шулейкиным [52]. Им была создана молекулярно-кинетической теории испарения воды, в которой при оценке максимальной скорости испарения не учитываются различия в строении и поведении молекул идеального газа и воды. Это не позволило использовать предложенные автором расчетные формулы в практических целях.

В развитие этой теории значительный вклад внесен В. И. Бабкиным. В его работе [2] приведен критический анализ молекулярно-кинетической теории испарения воды. На основании его получено уравнение распределения молекул воды по вертикальной компоненте скорости при фазовом переходе «вода—пар». Это позволило автору предложить расчетные формулы по оценке максимальной и фактической скорости испарения воды, возможность применения которых в практике вполне реальна.

В настоящее время отсутствуют методы, позволяющие непосредственно учитывать каждую молекулу, покидающую жидкость, и измерять таким образом интенсивность этого процесса. Поэтому все методы измерения испарения с точки зрения физики являются не прямыми, а косвенными.

По В. В. Романову [37], методы измерения суммарного испарения классифицируются следующим образом:

I. Методы водного баланса. В зависимости от объектов, к которым они применяются, делятся:

- на метод водного баланса водосборов;
- метод водного баланса отдельных угодий;
- метод водного баланса изолированных монолитов почвы.

Последние также разделяются в зависимости от способа учета расхода влаги на испарения на два метода — испарителей и лизиметров.

II. Методы измерения оттока пара в атмосферу. Их можно разделить на две группы:

- методы водного баланса изолированного объема воздуха;
- методы измерения интенсивности потока пара от подстилающей поверхности в свободную атмосферу.

В зависимости от теории, положенной в основу метода, их можно разделить:

- на методы, основанные на теории ярусного обмена;
- методы, основанные на теории турбулентной диффузии.
- метод вихревой ковариации или вихревой корреляции (пульсационный метод).

III. Метод измерения затрат энергии на испарение, обычно называемый методом теплового баланса.

Достоинства и недостатки как инструментальных, так и расчетных методов для различных подстилающих поверхностей достаточно подробно изложены в ряде работ [2; 20; 37; 49 и др.] и здесь на рассматриваются.

В гидрологической практике при определении испарения с поверхности суши наибольшее распространение получили методы водного баланса, теплового баланса, испарителей и эмпирических формул. Методы расчета базируются либо на фундаментальных законах природы (молекулярно-кинетической теории испарения воды, методы теплового и водного баланса), либо на полуэмпирических и эмпирических формулах, численные значения параметров которых получены на данных наблюдений испарительной сети или специальных испарителей.

В различное время были предложены расчетные схемы испарения с поверхности суши Л. Тюрком, М. И. Будыко и В. С. Мезенцевым. По своей сути они аналогичны уравнениям связи между отдельными элементами водного баланса и фоновым понятием испаряемости. Принципиальных различий предложенные схемы расчета испарения не имеют.

Выполненный в ГГИ П. П. Кузьминым и другими анализ существующих методов определения испарения с суши позволил отобрать из большого разнообразия различных схем расчета наиболее обоснованные, изложение которых дано в Рекомендациях и Указаниях [35]. Эти работы наиболее объективно и полно освещают современное состояние отечественных методов расчета испарения с суши.

Для инструментальных определений величин испарения с поверхности суши, в зависимости от вида деятельной поверхности (сельскохозяйственные поля с различным залеганием уровня грунтовых вод, лесные территории, болотные массивы и др.), созданы и применяются на сети специализированных станций Росгидромета

большой ряд приборов и установок. В основу их положены разработки, выполненные В. А. Урываевым [47], Л. Р. Струзером [45], А. Р. Константиновым [20], В. Ф. Пушкаревым [33], С. И. Харченко [49], П. П. Кузьминым [21], В. В. Романовым [37], И. Л. Калюжным [14] и другими сотрудниками ГГИ. Организация и производство наблюдений за испарением с поверхности суши с помощью этих приборов изложены в соответствующих руководствах [27; 30; 39].

Одним из наиболее эффективных инструментальных методов оценки тепло- и влагообмена между земной поверхностью и атмосферой является пульсационный метод (eddy correlation). Метод позволяет оценить вертикальные потоки тепла и влаги в различном пространственном и временном масштабе, но требует применения достаточного дорогого оборудования.

Предложенные рядом авторов (Розенштоком, Санояном, Мушкиным и др.) оригинальные конструкции теплобалансографов, оснащенные малоинерционными датчиками, не вышли за пределы отдельных опытных образцов и не получили широкого применения.

В основу метода испарителей и лизиметров положено представление об идентичности формирования водного баланса изолированного монолита почвы и участка суши, на котором установлены эти приборы. Однако эти представления далеко не всегда идентичны. Отсюда возникают погрешности, связанные с недостаточной точностью взвешивания, учетом выпавших осадков, вариацией и состоянием естественного растительного покрова, микрорельефа подстилающей поверхности, глубин залегания грунтовых вод и др.

Значительным препятствием при разработке новых и усовершенствовании существующих испарителей, для измерения испарения как с водной поверхности, так и с суши, является влияние теплообмена прибора с окружающей почвой. В работе А. П. Вершинина и И. Л. Калюжного [8] приведено теоретическое обоснование необходимости учета теплообмена с почвой, а в работе И. Л. Калюжного и Н. М. Химиной «Методы расчета теплоизолированной оболочки водного испарителя» («Метеорология и гидрология», 1977, № 8, с. 101–104) предложен метод расчета теплоизолированной оболочки водного испарителя, позволяющий рассчитывать ее характеристики как для водных, так и для почвенных испарителей. В основу метода расчета принято, что тепловая изоляция должна удовлетворять следующему критерию: толщина тепловой изоляции водного испарителя должна быть такой, чтобы величина теплообмена с почвой в единицу времени Q , отнесенная к единице площади водного зеркала S , не превышала инструментальной погрешности определения испарения, выраженной в тепловом эквиваленте $q_{\text{э}}$ в единицу времени. В стационарном случае это условие имеет вид:

$$Q = \frac{|Q|}{S} \leq q_{\text{э}}$$

На этой основе была разработана конструкция теплоизолированного испарителя ГГИ-3000ТМ, проведены его лабораторные [15] и полевые испытания в различных климатических зонах страны [16]. На базе испарителя ГГИ-3000 американскими специалистами была разработана конструкция теплоизолированного испарителя Х-603, оболочка которого, так же как и ГГИ-3000ТМ, была выполнена из пенополиуретана.

Результаты проведенных полевых испытаний полностью подтвердили вывод В. И. Кузнецова и В. А. Урываева [47] о том, «что дальнейшее усовершенствование конструкции испарителей, применяемых для массовых сетевых наблюдений за испарением, должно предусматривать и устройство тепловой изоляции». Теплоизолированный испаритель ГГИ-3000 ТМ по сравнению с испарителем ГГИ-3000 имеет более однородные показания во всех охваченных испытаниями природно-климатических зонах (тундра, южная тайга, степь, пустыня), так как искажающее влияние теплообмена на этом приборе практически исключено. Испарение, измеренное с помощью этого прибора, довольно надежно и просто может быть приведено к суммам испарения за месяц из испарительного бассейна площадью 20 м².

Значительное разнообразие природных ландшафтов и своеобразие в них процесса испарения обуславливает различие методологических подходов к его изучению и измерению его интенсивности. Однако большинство методов и средств измерения позволяют определять величины испарения с различных подстилающих поверхностей за относительно длительные интервалы времени со случайной среднеквадратической погрешностью близкой к естественной вариации и вполне приемлемой для практических целей. В работе [9] приведены случайные среднеквадратические ошибки определения месячных сумм испарения методом почвенных испарителей и теплового баланса в различных климатических зонах (табл. 4.0).

Таблица 4.0

Случайные среднеквадратические ошибки определения месячных сумм испарения с суши с использованием основных экспериментальных методов

Климатическая зона	Естественная изменчивость, коэф. вариации, %	Средняя квадратическая ошибка	
		Метод испарителей	Метод теплового баланса
Лесная	15–28	16–28	15
Лесостепная	16–30	16–23	16
Степная	27–50	16–23	16
Полупустыни	25–74	16–23	25–50

Погрешность измерения по коротким интервалам времени пульсационным методом вертикальных потоков влаги в лесных экосистемах оценивается в среднем около 20 % [56]. Ошибки этого метода в значительной мере зависят от горизонтальной неоднородности измеряемых полей. Над лесом горизонтальная неоднородность может быть весьма значительна, и тогда ошибки измерений за короткие интервалы времени могут превосходить 30 %.

Основным ограничением в развитии новых методов как расчетов, так и измерения величин испарения было слабое знание гидрофизических особенностей процесса испарения. Однако за несколько последних десятилетий в этой области знаний положение существенно изменилось. В связи с широким внедрением вычислительной техники появилась возможность совершенствования и создания новых расчетных методов испарения с поверхности суши, основанных на физико-математических моделях этого процесса. Однако ряд вопросов в физике процесса испарения с почвы требует дальнейших исследований. В частности, слабо изучено

влияние на испарение почвенной влаги степени увлажнения почвы, ее механического состава и основных гидрофизических характеристик. Именно последние вопросы детально рассмотрены в этой главе монографии.

4.1. Влияние на процессы испарения гидрофизических характеристик почв

Известно, что испарение почвенной влаги и транспирация растений зависят от степени увлажнения почв, их водно-физических свойств, определяющих подток влаги к испаряющей поверхности и корневой системе [6]. Оценка влияния степени увлажнения почв на величину испарения нами производилась на основе натуральных наблюдений в степной зоне [32]. Чтобы исключить влияние транспирации, оценка влияния влажности почвы на интенсивность испарения производилась для паровых участков почв Северного Казахстана, представленных черноземами южными тяжелосуглинистыми и темно-каштановыми супесчаными.

Были установлены связи декадных сумм испарения с запасами продуктивной влаги в слоях почвы 0–10, 10–20 и 20–50 см. Поскольку эти связи недостаточно тесные, ряды наблюдений были разделены на 9 групп в зависимости от суммы осадков X за декаду: 1-я группа $X = 0$ мм; 2-я группа $X = 0,1 \dots 0,9$ мм; 3-я группа $X = 1 \dots 2,8$ мм; 4-я группа $X = 3 \dots 5,9$ мм; 5-я группа $X = 6 \dots 10,0$ мм; 6-я группа $X = 10,1 \dots 14,0$ мм; 7-я группа $X = 14,1 \dots 19,9$ мм; 8-я группа $X = 20,0 \dots 33,6$ мм; 9-я группа $X = 42,0 \dots 67,9$ мм.

Для двух типов почв по каждой группе осадков рассчитаны коэффициенты корреляции среднеголетних сумм испарения за декаду с запасом продуктивной влаги на начало декады. Значения коэффициентов корреляции связи испарения с влажностью и учетом среднеголетних сумм осадков за декаду приводятся в табл. 4.1.1.

Вне зависимости от количества выпавших осадков среднеголетние коэффициенты корреляции зависимости $E = f(W)$ для слоев почвы 0–10, 10–20 и 20–50 см, соответственно равны 0,324; 0,316 и 0,279, то есть эти связи выражены крайне слабо. Наиболее тесные связи зависимости получены для слоя почвы 10–20 см при отсутствии осадков, где коэффициент корреляции равен 0,65.

Теснота связи испарения с запасами продуктивной влаги в том или ином слое зависит от суммы выпавших осадков. Анализ таблицы показывает, что при осадках от 0 до 5 мм коэффициент корреляции этой зависимости находится в пределах от 0,25 до 0,50. С увеличением осадков до 10 мм он понижается до 0,1 и меньше и вновь возрастает до 0,50 при увеличении осадков до 25 мм и более.

Оценка влияния «сухих» и «влажных» лет на зависимость величины испарения от влажности почвы была выполнена на выборки материалов наблюдений с 1972 по 1985 г. Сухими по климатическим показателям были 1981, 1982 и 1983 г. Высокие значения температуры и дефицита влажности воздуха, а также незначительное количество осадков способствовали интенсивному расходу влаги из почвы. В сухие годы наблюдалась слабая корреляция между испаре-

Таблица 4.1.1

Зависимость величин испарения за декаду от запасов продуктивной влаги в слоях почвы 0–10, 10–20 и 20–50, см

Сумма осадков за декаду, мм	Испарение за декаду, мм	Запас продуктивной влаги (мм) в слоях почвы 0–10, 10–20, 20–50 см					
		0–10 см		10–20 см		20–50 см	
		W_I	r_{E, W_I}	W_I	r_{E, W_I}	W_I	r_{E, W_I}
Чернозем южный тяжелосуглинистый							
0	8,6	10,8	0,48	10,5	0,65	7,8	0,42
0,1–0,9	6,0	9,0	0,38	9,7	0,37	7,7	0,34
1,0–2,8	9,7	10,1	0,34	11,2	0,27	8,9	0,23
3,1–5,9	11,3	12,6	0,40	13,3	0,48	10,6	0,35
6,1–10,0	12,9	9,0	0,06	10,2	0,12	8,6	–0,14
10,1–14,0	13,7	8,4	0,20	9,7	0,10	8,4	0,18
14,4–19,5	12,6	9,9	0,26	9,9	–0,01	8,7	0,29
20,2–33,6	17,8	9,7	0,51	10,3	0,55	8,4	0,50
42,5–67,9	25,6	9,9	0,29	11,9	0,32	9,2	0,34
Среднее	13,3	9,9	0,32	10,7	0,32	8,7	0,28
Темно-каштановая супесчаная							
0	5,7	8,1	0,44	8,6	0,50	8,9	0,34
0,2–0,9	6,4	10,7	0,48	10,3	0,57	10,3	0,43
1,0–2,8	7,0	6,7	0,45	7,0	0,32	7,2	0,24
3,0–5,9	8,3	7,0	0,23	6,6	0,22	7,2	0,11
6,0–9,7	8,4	7,8	–0,12	8,1	0,03	7,7	0,02
10,2–14,0	11,1	7,2	0,24	7,4	–0,03	7,1	–0,24
14,4–19,7	11,6	7,6	0,34	7,7	0,39	7,8	0,40
20,0–33,4	13,3	7,7	0,26	8,2	0,28	8,2	0,28
44,1–61,4	19,2	7,7	0,46	8,1	0,38	7,9	0,52
Среднее	10,1	7,8	0,31	8,0	0,30	8,0	0,23

нием и влажностью почвы. Вне зависимости от слоя почвы и ее типа коэффициент корреляции находится в пределах от 0,14 до 0,27. Во влажные годы связь $E = f(W)$ также слабо выражена. Коэффициент корреляции — от 0,04 до 0,32. В этот период определяющим фактором является приход солнечной радиации к испаряющей поверхности. Во влажные годы на тяжелых почвах зависимость $E = f(W)$ выражена более тесно по сравнению с легкими почвами. В эти годы на тяжелых почвах наибольшее влияние на испарение оказывает запас продуктивной влаги в слое 10–20 см, в супесчаных — в слое 0–10 см. Анализ материалов также показал, что средние значения испарения на тяжелых суглинках на 25–30 % выше, чем на супесчаной почве. Результаты наблюдений и расчетов приведены в таблице 4.1.2.

Теснота связи $E = f(W)$ декадных величин испарения с запасами продуктивной влаги в отдельных слоях почвы (0–10, 10–20 и 20–50 см) повышается, если

Таблица 4.1.2

Связь среднедекадных величин испарения с запасами продуктивной влаги в слоях почвы 0–10, 10–20 и 20–50, см

Тип почвы	Испарение, мм	0–10 см		10–20 см		20–50 см	
		W_I	r_{E, W_I}	W_I	r_{E, W_I}	W_I	r_{E, W_I}
«Сухие» годы							
Чернозем южный тяжелосуглинистый	10,1	2,6	0,14	1,8	0,20	1,3	0,27
Темно-каштановая супесчаная	7,5	2,0	0,21	2,4	0,22	2,8	0,20
«Влажные» годы							
Чернозем южный тяжелосуглинистый	16,5	13,1	0,18	13,5	0,32	11,0	0,19
Темно-каштановая супесчаная	11,5	12,6	0,16	12,4	0,08	11,8	0,04

рассматривать их по сезонам года (табл. 4.1.3). Анализ данных, приведенных в таблице, показывает, что наибольшая теснота связи характерна для верхних слоев почвы, 0–10 и 10–20 см. Это значит, что испарение почвенной влаги в наибольшей степени зависит от увлажнения верхних слоев почвы. Однако в целом критический анализ материалов наблюдений по влажности почв и испарению с парового поля в весенне-летний период показал, что испарение почвенной влаги слабо связано с запасами влаги в метровом слое.

Таблица 4.1.3

Соответственные значения осадков, испарения и влажности почв, распределенные по временам года, по данным наблюдений в Северном Казахстане на черноземе южном тяжелосуглинистом

Осадки за декаду X , мм	Испарение за декаду E , мм	Запас продуктивной влаги W , мм	Слой почвы, см	Коэффициент корреляции $r_{E, W}$	Сезон года
0,0	11,4	9,3	0–10, 10–20	0,86	Весна, лето
0,0	11,4	7,6	20–50	0,89	Весна, лето
0,0	5,7	10,4	0–10, 10–20	0,25	Осень
0,1–0,9	6,9	8,8	0–10	0,76	Весна, лето
0,1–0,9	3,8	12,4	0–10, 10–20	0,77	Осень
0,1–0,9	11,5	11,4	0–10	0,71	Лето
3,0–5,9	11,5	12,3	10–20	0,83	Лето
3,0–5,9	11,5	10,0	20–50	0,45	Лето
6,0–10,0	6,0	9,7	0–10, 10–20, 20–50	0,57	Осень
10,0–20,0	14,7	10,6	0–10	0,63	Весна, лето
20,0–34,0	17,2	10,5	0–10	0,90	Весна
20,0–34,0	17,2	11,7	10–20	0,84	Весна
20,0–34,0	9,3	7,3	0–10, 10–20	0,87	Осень

При высокой влажности, выше наименьшей полевой влагоемкости (НВ), испарение почвенной влаги определяется в основном приходом солнечной радиации и практически не зависит от водно-физических свойств почв и их гидрофизических характеристик. По мере снижения влажности почв все большее влияние на режим испарения оказывает процесс влагопереноса влаги с нижних горизонтов почвенного профиля. Интенсивность испарения почвенной влаги снижается при уменьшении влажности примерно до 0,7 НВ, что соответствует так называемой влажности разрыва капиллярных связей (ВРК), при котором наблюдается резкое снижение потока капиллярной влаги к фронту испарения.

Таким образом, испарение почвенной влаги, равное потенциально возможному, наблюдается при определенном значении влажности почвы $W_{кр}$. Последнее тесно связано с механическим составом почвы, ее плотностью и структурой. На тяжелосуглинистых почвах значение $W_{кр}$ колеблется в пределах 0,5–0,6 НВ (чернозем обыкновенный — 0,50 НВ; чернозем южный — 0,52 ... 0,53 НВ; темно-каштановая — 0,60 НВ). На легких по механическому составу почвах $W_{кр}$ изменяется от 0,70 до 0,75 НВ.

Согласно А. А. Роде [36] капиллярный влагоперенос снижается, если более легкий грунт подстилается тяжелым. Но если тяжелый грунт подстилается легким, существенного уменьшения капиллярного влагопереноса на границе слоев не происходит.

А. Р. Макаров и В. С. Загребальный [25] отмечают, что послойное сложение пахотного горизонта может играть определенную роль при малой влажности почвы. При увлажнении почвы до уровня капиллярной влагоемкости послойное сложение практически не оказывает влияния на интенсивность испарения.

Значение $W_{кр}$ зависит не только от механического состава почвы, но также и от интенсивности испарения. При высокой испаряемости сосущая сила листьев выше, а $W_{кр}$ ниже, чем при малых значениях потенциально возможного испарения (E_0).

Транспирация растений, кроме перечисленных факторов, зависит и от концентрации корней в деятельном горизонте почвы и биометрии подземной части растений. В работе [44] приведены данные о глубине проникновения корней различных сельскохозяйственных культур. Так, глубина проникновения корней проса равна 1,6 м, пшеницы яровой — 2,6 м, ржи озимой и овса — 2,13 м, кукурузы и ячменя ярового — 2,20 м, клевера — 3,0 м. Однако основное водоснабжение растений происходит из верхних слоев почвы, особенно в зоне достаточного увлажнения. В ней основная масса корней находится в пахотном слое: ржи озимой — 90 %, овса — 89 %; в подпахотном слое, соответственно, 6 и 14 %. В засушливой зоне пахотный слой содержит меньшее количество корней; пшеница озимая — 69 %, просо — 61 %, кукуруза — 63 %. В подпахотном слое, соответственно, — 31, 12 и 19 %. Испарение почвенной влаги из почвы под чистым паром происходит в основном из верхнего полуметрового слоя.

По данным Т. П. Коковиной [18], на полях с зерновыми расход влаги на испарение во «влажные» годы происходит в основном из слоя 0–100 см и только 10 % из слоя 100–200 см. В «сухие» годы расход влаги из слоя 100–200 см составляет 30 %.

Влияние механического состава на относительное испарение проявляется в наибольшей степени в ранних фазах развития растений. В табл. 4.1.4 в качестве относительного испарения ($E/\Sigma d$) принято отношение суммы испарения за декаду (E , мм) к сумме среднесуточных дефицитов влажности воздуха (Σd , мб), а характеристика относительной влажности почвы (W'') определялась по выражению:

$$W'' = \frac{W - B3}{HB - B3}, \quad (4.1.1)$$

где W и $B3$ — соответственно средняя влажность почвы за декаду и влажность завядания, мм.

Таблица 4.1.4

Влияние механического состава и влажности почвы на испарение почвенной влаги в различных фазах произрастающей растительности

Культура (тип почвы)	Фаза	Величина относительного испарения (мм/мб) при		
		$W''=0,50$	$W''=0,75$	$W''=1,00$
Ячмень, (легкосуглинистая)	Всходы	0,27	0,38	0,44
	Кушение, выход в трубку	0,42	0,84	1,02
	Колошение, цветение	0,33	0,68	0,75
Ячмень, (темно-каштановая, тяжело-суглинистая)	Всходы	—	0,11	0,24
	Кушение, выход в трубку	0,17	0,41	0,78
	Выход в трубку, колошение	0,33	0,76	1,05
	Колошение, цветение, молочная спелость	0,46	0,86	—
Озимая пшеница, (легкосуглинистая)	Кушение, появление нижнего листа	—	0,38	0,66
	Молочно-восковая спелость	—	0,15	0,37
Озимая пшеница, (темно-каштановая, тяжело-суглинистая)	Кушение, появление нижнего листа	0,18	0,32	0,44
	Колошение, цветение	0,32	0,47	0,58
	Молочно-восковая спелость	0,48	0,63	0,78
Многолетние травы, (серая лесная, легкосуглинистая)	Начало вегетации	0,05	0,16	0,24
	Колошение	0,16	0,41	0,62
	Созревание	0,44	0,66	0,86
Многолетние травы,	Начало вегетации	0,05	0,14	0,24
	Выход в трубку	0,10	0,26	0,43
	Цветение	0,21	0,44	0,70
Кукуруза, (темно-каштановая, тяжело-суглинистая)	Всходы	0,05	0,18	0,28
	7–11 лист, выметание цветка	0,20	0,41	0,52
	Цветение початка, молочная спелость	0,132	0,70	0,93

Согласно приведенным данным следует, что в фазе всходов ячменя при высокой степени увлажнения почв расход влаги на испарение на легких почвах выше, чем на тяжелых. Последнее объясняется более высокой подвижностью почвенной влаги на легких почвах. Наибольший расход почвенной влаги на суммарное испарение ячменем на легких почвах наблюдается в фазе кушения — выхода в трубку, на тяжелых — в фазе колошения, цветения и молочной спелости.

В фазе молочной и восковой спелости озимая пшеница на тяжелых почвах расходует больше влаги, чем на легкой.

На полях чистого пара (чернозем южный тяжелосуглинистый) испарение зависит в основном от дефицита влажности воздуха и степени увлажнения метрового слоя почвы. Расчет декадных величин испарения (E , мм) производится по формуле:

$$E = 0,608 \Sigma d (W'')^{2,01}, \quad (4.1.2)$$

где Σd — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за декаду, мб.

В формуле (4.1.2) можно использовать информацию по W'' в слое 0–50 см, поскольку эти характеристики в метровом и полуметровом слоях почвы существенно не различаются.

На легких почвах (поля чистого пара) испарение практически не зависит от влажности почвы, основными факторами являются сумма осадков и дефицит влажности воздуха. При этом декадные величины испарения рассчитываются по формуле:

$$E = 6,58 \cdot 10^{-3} \cdot X^{0,93}, \quad (4.1.3)$$

где X — сумма осадков за декаду, мм.

На легких почвах лесостепной зоны корреляционное отношение относительного испарения с суммой осадков $E/\Sigma d = f(X)$ составляет 0,90; в степной зоне — 0,81.

В лесостепной и степной зонах при степени увлажнения почв $W'' > 0,5$ на легких и тяжелых почвах $W''_{0-50} > W''_{0-100}$. При степени увлажнения почв $W'' < 0,5$ — $W''_{0-50} < W''_{0-100}$. Отсюда следует, что при $W'' > 0,5$ расчет декадных сумм испарения следует производить с использованием W''_{0-50} .

В работе [35] для расчета месячных сумм испарения рекомендован тепловоднобалансовый метод, в котором месячные суммы испарения определяются по формуле:

$$E = \beta E_0 \frac{W_1 + W_2}{2\gamma}, \quad (4.1.4)$$

где E и E_0 — испарение и потенциально возможное испарение, мм; β — параметр, учитывающий фазы развития растений; W_1 и W_2 — запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы в начале и конце расчетного периода, мм;

$$\gamma = HB - B3.$$

При наличии данных о метеорологических элементах и влажности почвы этот метод может быть использован в практических расчетах.

Перспективным является также использование биоклиматического метода расчета суммарного испарения А.М. Алпатьева [1]. Метод рекомендуют использовать

при влажности корнеобитаемого слоя почвы не менее 65 % от НВ. Расчет испарения производится по формуле:

$$E = \alpha \Sigma d, \quad (4.1.5)$$

где E — сумма испарения за декаду, мм; α — биологический коэффициент испарения; Σd — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за декаду, мб.

До появления всходов α принимают равным 0,15 при отсутствии осадков и 0,19 при интенсивных осадках.

Биологический коэффициент $\alpha = \frac{E}{\Sigma d}$ зависит от вида и фазы развития растений, от влажности почвы и ее механического состава. Построение связей α от относительной характеристики влажности почвы W'' дает возможность рассчитывать декадные суммы испарения при ее влажности менее 0,65 НВ метрового слоя почвы. Приведенные на рис. 4.1.1 и 4.1.2 зависимости $E/\Sigma d = f(W'')$ для яровых зерновых культур, произрастающих на тяжелых и легких почвах, показывают, что при данных значениях относительной характеристики влажности почвы $E/\Sigma d$ на тяжелосуглинистых почвах существенно выше, чем на легкосуглинистых. Если на тяжелых почвах отмечается существенный рост $E/\Sigma d$ при повышении W'' до значения 0,70–0,75 НВ, то на легких почвах α достигает максимума при $W'' > 1,0$.

Зависимости $E/\Sigma d = f(W'')$ дифференцированы в зависимости от фазы развития растений. Для многолетних трав на серых лесных легкосуглинистых почвах аналитическое выражение связей имеет вид:

$$\text{в фазе всходов и после покоса: } E = 0,0279 \Sigma d e^{2,28 W''}, \quad (4.1.6)$$

$$\text{в фазе колошения и цветения: } E = 0,0319 \Sigma d e^{3,28 W''}, \quad (4.1.7)$$

$$\text{в фазе созревания: } E = 0,164 \Sigma d e^{1,7 W''}. \quad (4.1.8)$$

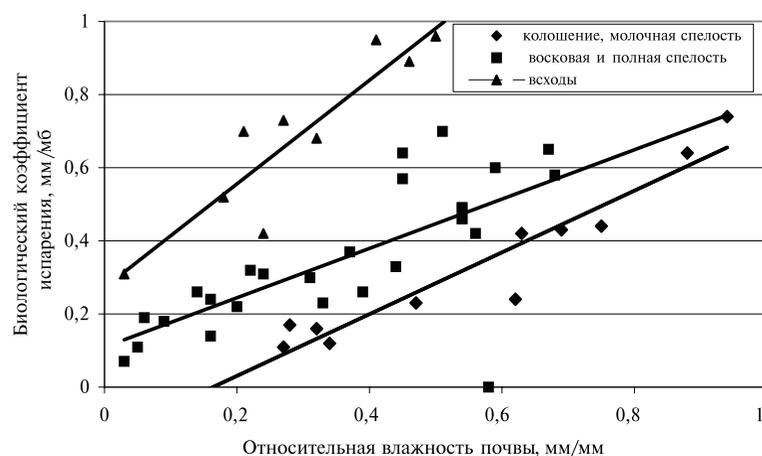


Рис. 4.1.1. Зависимость биологического коэффициента испарения от относительной влажности почвы и фазы развития яровой пшеницы. Темно-каштановая тяжелосуглинистая почва

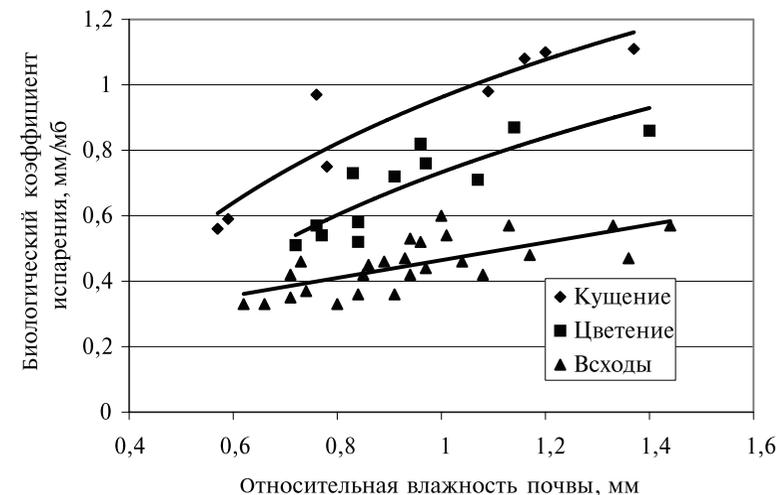


Рис. 4.1.2. Зависимость биологического коэффициента испарения от относительной влажности почвы и фазы развития ячменя. Темно-каштановая легкосуглинистая почва

В формулах (4.1.6–4.1.8): E — сумма испарения за декаду, мм; Σd — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха на высоте 2 м за декаду, мб.

На многолетних травах, произрастающих на черноземе мощном среднесуглинистом, $E/\Sigma d$ достигает лишь в случае выпадения обильных осадков. При осадках, равных среднемноголетним значениям и меньше, $E/\Sigma d$ наибольшее в фазе цветения трав. Наименьшие значения $E/\Sigma d$ наблюдаются до возобновления вегетации и осенью.

При осадках больше 25–30 мм за декаду:

$$E/\Sigma d = 1,08 W'' - 0,046, \text{ а испарение } E = (1,08 W'' - 0,046) \Sigma d, \quad (4.1.9)$$

в фазе цветения:

$$E/\Sigma d = 0,98 W'' - 0,29; E = (0,98 W'' - 0,29) \Sigma d, \quad (4.1.10)$$

в фазе выхода в трубку:

$$E/\Sigma d = 0,62 W'' - 0,19; E = (0,62 W'' - 0,19) \Sigma d, \quad (4.1.11)$$

в период, предшествующий вегетации:

$$E/\Sigma d = 0,38 W'' - 0,14; E = (0,38 W'' - 0,14) \Sigma d. \quad (4.1.12)$$

Различие в зависимостях $E/\Sigma d = f(W'')$ тяжелых и легких почв обусловлено своеобразием капиллярных свойств этих почв. Если на тяжелых почвах капиллярный влагоперенос может оказать влияние на интенсивность испарения в интервале влажности почвы от ВРК до НВ, то на легких он значим при влажности более НВ.

Биологический коэффициент $\alpha = \frac{E}{\Sigma d}$ изменяется в зависимости от фазы развития растений: при кушении и выходе в трубку зерновых культур он выше,

чем в фазе колошения, молочной и полной спелости. На тяжелосуглинистой каштановой почве при $W \geq 0,7$ на посевах яровой пшеницы в фазе кушения и выхода в трубку этот коэффициент равен 1,0, а в фазе колошения — 0,6.

На легкосуглинистой почве при $W = 1,0$ биологический коэффициент озимой пшеницы достигает 1,0 в фазе кушения и выхода в трубку, в фазе молочной, восковой и полной спелости он достигает 0,7–0,8 при $W = 1,3–1,5$.

Изложенное выше позволяет сделать вывод о том, что суммарное испарение, кроме энергетических факторов атмосферы, определяется также и гидрофизическими параметрами растений.

Наибольшую интенсивность суммарного испарения на полях яровой пшеницы в фазе кушения можно объяснить данными биометрических исследований растительности. В фазе кушения в отличие от фазы молочной и восковой спелости, когда надземная масса растений существенно выше массы корней, большое содержание корней по отношению к общей массе растительности обеспечивает значительное поступление влаги в растение.

Влияние механического состава сказывается на транспирации растений. На темно-каштановой тяжелосуглинистой почве с посевами яровой пшеницы $E/\Sigma d$ достигает максимального значения в фазе выметания метелки — цветения, а на легкосуглинистом южном черноземе при оптимальном увлажнении максимум наблюдается в более поздней фазе цветения — молочной спелости.

В. П. Емец [12] отмечает, что на предкавказском тяжелосуглинистом черноземе у озимой пшеницы максимальная интенсивность испарения наблюдается в фазе колошения—цветения и равна 8–14 мм/сут., у люцерны — в фазе отрастания в июле 12–16 мм/сут., у кукурузы в фазе цветения-молочной спелости 9–11 мм/сут.

По данным Л. А. Филиппенко и др. [48], при оптимальном увлажнении южного слабосолонцеватого легкосуглинистого чернозема максимальное испарение на полях кукурузы наблюдается в фазе цветения и молочной спелости.

Результаты исследований, приведенные в табл. 4.1.4, свидетельствуют, что на темно-каштановой тяжелосуглинистой почве суммарное испарение на полях кукурузы также наблюдается в фазе цветения и молочной спелости, а при недостаточном увлажнении — в фазе 7–11 листа и выметывания цветка метелки.

При равных значениях показателя влажности почвы W интенсивность испарения на легких и тяжелых почвах различна. Последнее связано с различием энергетического состояния почвенной влаги и степени ее подвижности в почвах разного механического состава и соответственно с разной интенсивностью подтока влаги к зоне испарения. В соответствии с этим возможно установление зависимостей относительного испарения от потенциала почвенной влаги. Возможности обобщения этих эмпирических зависимостей на основе энергетического состояния почвенной влаги более перспективны по сравнению с показателем влажности почвы или запасом влаги в том или ином слое почвы.

При наличии данных о динамике энергетического состояния почвенной влаги в процессе вегетации растительности с помощью зависимостей $E/\Sigma d = f(\psi)$ можно производить расчет суммарного испарения.

Так, зависимость испарения с парового поля, расположенного на предкавказском маломощном тяжелосуглинистом черноземе, от потенциала почвенной влаги имеет вид:

$$E = \frac{3,09 \sum d}{\psi^{0,52}}, \quad (4.1.13)$$

где E — сумма испарения за декаду, мм; $\sum d$ — сумма среднесуточных значений дефицита влажности воздуха за декаду, мб; ψ — абсолютное значение потенциала почвенной влаги в слое 0–20 см, Дж/кг.

Для парового поля, расположенного на южном тяжелосуглинистом черноземе Северного Казахстана, зависимость $E/\Sigma d = f(\psi)$ может быть дифференцирована по количеству выпавших осадков. При декадной сумме осадков более 20 мм, она имеет вид:

$$E = \frac{28,6 \sum d}{\psi^{0,89}}, \quad (4.1.14)$$

а при декадной сумме осадков менее 20 мм:

$$E = \frac{5,73 \sum d}{\psi^{0,76}}. \quad (4.1.15)$$

В выражениях (4.1.14) и (4.1.15) потенциал почвенной влаги в слое 0–50 см.

Зависимость величин испарения с парового поля, для почв различного механического состава, но при равном потенциале почвенной влаги, приведено в таблице 4.1.5. Анализ ее показывает, что испарение почвенной влаги при одном и том же значении потенциала на тяжелых почвах больше, чем на легких.

Таблица 4.1.5

Влияние механического состава почв парового поля на испарение

Тип почвы	Значение $E/\Sigma d$ при потенциале почвенной влаги, Дж/кг					Декадная сумма осадков, мм
	–20	–30	–50	–70	–100	
Чернозем южный тяжелосуглинистый	1,99	1,39	0,88	0,65	0,47	> 20
	0,59	0,43	0,29	0,23	0,17	< 20
Чернозем предкавказский маломощный тяжелосуглинистый	0,65	0,53	0,40	0,34	0,28	
Темно-каштановая легкосуглинистая песчаная	0,19	0,14	0,07	0,04	0,03	0
	0,29	0,24	0,17	0,10	0,08	10–15
	0,37	0,32	0,26	0,20	0,18	> 20

Если использовать относительную характеристику потенциала почвенной влаги ψ_{0-20}/ψ_{B3} или ψ_{0-50}/ψ_{B3} (где ψ_{0-20} и ψ_{0-50} — соответственно, потенциал почвенной влаги в слое 0–20 см и 0–50 см; ψ_{B3} — потенциал почвенной влаги, эквивалентный влажности завядания $B3$), можно получить общую для почв разного механического состава зависимость вида:

$$\frac{E}{\sum d} = f\left(\frac{\psi_{0-20}}{\psi}\right). \quad (4.1.16)$$

Для чернозема обыкновенного тяжелосуглинистого и серой лесной легкосуглинистой почвы эта зависимость, соответственно, имеет вид:

$$\frac{E}{\sum d} = \frac{0,0427}{(\Psi_{0-20} / \Psi_{B3})^{1,34}} \quad (4.1.17)$$

и

$$\frac{E}{\sum d} = \frac{0,182}{(\Psi_{0-20} / \Psi_{B3})^{1,23}}, \quad (4.1.18)$$

где E — величина испарения за декаду, мм; $\sum d$ — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за декаду, мб; Ψ_{0-20} и Ψ_{B3} — соответственно, потенциал почвенной влаги в слое 0–20 см и соответствующий влажности завядания, Дж/кг.

Зависимость (4.1.17) используются в фазе всходов и после жатвы; зависимость (4.1.18) — в фазе активной вегетации ячменя. По Н. А. Муромцеву [29], Ψ_{B3} для легких почв принято равным — 580 Дж/кг, для тяжелых — 860 Дж/кг (начало завядания).

Влажность завядания, как термодинамическая характеристика, эквивалентна потенциалу почвенной влаги равной —1500 ... —1600 Дж/кг. Однако, согласно работам Н. А. Муромцева [29], влажность завядания зависит от вида растений, фазы развития, их биометрии и механического состава почвы. Сравнение этой термодинамической характеристики с результатами вегетационных опытов по определению ВЗ показало, что в тяжелосуглинистых и глинистых почвах разница в значениях ВЗ, эквивалентных потенциалу почвенной влаги, —1500 Дж/кг достигает 5–7 %, в легкосуглинистых и супесчаных почвах — 1,5–2,0 %.

Проведение агротехнических мероприятий на сельскохозяйственных полях сопровождается изменением плотности почвы и ее структуры. Вопросы их влияния на испарение почвенной влаги следует решать путем оценки воздействия этих факторов на перенос жидкой и парообразной влаги. Интенсивность их воздействия зависит как от влажности почвы, так и от ее механического состава. Так, в почвах тяжелого механического состава (с удельной поверхностью более 70 м²/г) НВ понижается с уплотнением почвы, а в легких, наоборот, — возрастает с повышением плотности.

Роль структуры почвы в механизме испарения почвенной влаги рассматривается в работах Д. И. Булова [7]. Он показал, что испарение минимально при размере почвенных агрегатов 0,25–3,0 мм. Испарение возрастает как при повышении пылеватых частиц в почве, так и при повышении размера комков свыше 3 мм.

При влажности 35–40 % от полной влагоемкости из бесструктурной почвы интенсивность испарения влаги больше, чем из структурной, а при влажности менее 35 % на структурной почве выше, чем на бесструктурной.

Рыхление поверхностного слоя почвы вызывает уменьшение подтока капиллярной влаги к фронту испарения. При низкой влажности почвы уплотнение ее поверхностного слоя уменьшает диффузию пара, что сопровождается снижением интенсивности испарения.

Уменьшение потока жидкой влаги связано со снижением влажности почвы, сопровождающимся повышением энергии связи воды с почвой и понижением ее влагопроводности. Наибольшее влияние плотности почвы на параметры влагопереноса наблюдается в интервале влажности от НВ до влажности разрыва капиллярной связи ВРК. В этом же интервале влажности наблюдается резкое

снижение интенсивности испарения. Результаты исследований показали, что в тяжелосуглинистой почве интенсивность потока жидкой влаги начинает резко снижаться при влажности почвы около 0,60 НВ, то есть при влажности ВРК.

Уплотнение тяжелых почв сопровождается снижением НВ и повышением коэффициента влагопроводности, то есть повышением интенсивности переноса жидкой влаги.

В тяжелосуглинистых почвах при влажности 0,55–0,60 НВ интенсивность парообразного влагопереноса соизмерима с интенсивностью капиллярного потока влаги, а в супесчаных почвах — при влажности 0,70–0,80 НВ. Со снижением интенсивности потока жидкой влаги резко уменьшается интенсивность испарения.

4.2. Математическое моделирование суммарного испарения с суши

Одна из важнейших составляющих баланса почвенных вод — испарение. Оно в общем случае складывается из транспирации, испарения воды почвой под растительным покровом, а также из испарения воды, задерживаемой поверхностью растений после выпадения дождя или росы. Такой вид испарения в русской гидрометеорологической литературе обычно называют суммарным испарением, а в английской — эвапотранспирацией.

Величина испарения с поверхности суши зависит от широкого спектра гидрометеорологических факторов, характеристик почвенного и растительного покрова. Это стало причиной разработки довольно большого количества методов расчета испарения. Здесь мы не будем останавливаться на традиционных методах, основанных на эмпирических связях, уравнениях теплового и водного баланса поверхности суши, уравнениях турбулентной диффузии в приземном слое атмосферы и др. Достаточно полный обзор этих методов изложен в работах [5]. Всем им по отдельности присущ общий недостаток — отсутствие комплексности в описании процесса испарения. Поэтому, на наш взгляд, проблема усовершенствования традиционных методов связана прежде всего с созданием физико-математических моделей испарения в системе «почва–атмосфера–растение», основанных на описании всей совокупности физических и биологических процессов, протекающих в данных средах. Подобные модели раскрывают сущность процесса испарения, учитывают влияние и взаимосвязь важнейших параметров внешней среды.

Значение теоретических моделей на наш взгляд и авторов работы [3] заключается в следующем:

- модели позволяют использовать в сжатом и удобном для количественного применения виде всю имеющуюся информацию о процессе испарения;
- создание моделей является инвентаризацией наших знаний об исследуемом процессе, в ходе которого выясняются хорошо и слабо разработанные вопросы;
- наличие моделей позволяет лучше разработать стратегию экспериментов и планировать их проведение;

- модели являются орудием мышления, проведение численных экспериментов помогает понять взаимосвязи и зависимости между отдельными процессами, входящими в модель, и сократить число натуральных экспериментов.

В настоящее время в отечественной и зарубежной литературе представлен большой ряд моделей, детально описывающих процессы суммарного испарения и доведенные до численной реализации. К ним можно отнести модели Будаговского [6], Бихеле, Молдау и Росса [3], Сиротенко и Бойко [4], Менжулина и Савватеева [26; 40], Ольчева и Ставинского [31], Мотовилова, Кучмента и Старцевой [22], Пеннинга де Вриза [58], Хансена [54], Таконета [60], а также других авторов.

Все эти модели включают в себя ряд общих блоков:

- энерго- и массообмена между растительным покровом и атмосферой;
- энерго- и массообмена между листом и воздухом;
- энерго- и массообмена между почвой и воздухом;
- энерго- и массообмен в почве.

Ряд моделей [3] посвящены вопросам продукционного процесса в растениях. В них наряду с вышеперечисленными блоками рассматриваются процессы фотосинтеза, дыхания, ассимиляции, роста растений и т. д.

Существует также два основных подхода при описании испарения с растительного покрова. В одном из них учитывается вертикальное распределение биомассы [26], в других [31] растительный покров представлен сосредоточенным в одном слое на некоторой высоте над поверхностью почвы. Понимая, что факторы растительного покрова, связанные с биологическими процессами в растениях, их архитектурой, оказывают значительное влияние на процесс испарения, мы пока остановимся на втором подходе как более закономерном при переходе от традиционных подходов к методам, основанным на использовании физико-математических моделей.

4.2.1. Основные уравнения математической модели

На наш взгляд, основными уравнениями математической модели испарения являются уравнения теплового баланса растительного покрова и поверхности почвы, а также уравнения турбулентной диффузии. Как правило, эти уравнения входят составной частью во все наиболее развитые модели испарения в системе «почва–растение–атмосфера» [23; 24].

$$E_T = \rho_A \frac{q_L(T_L) - q_{LП}}{r_L + r_{AL}}, \quad (4.2.1)$$

$$E_T = \int_0^{z_K} S_K(W, z) dz, \quad (4.2.2)$$

$$L_{П} E_T = R_L - \rho_A c_A \frac{T_L - T_A}{r_{AL}}, \quad (4.2.3)$$

$$E_{\Phi} = \rho_A \frac{q_{П}(T_{П}) - q_{AL}}{r_{АП}}, \quad (4.2.4)$$

$$L_{П} E_{\Phi} = R_{П} - \rho_A c_A \frac{T_{П} - T_A}{r_{АП}} - Q_{П}, \quad (4.2.5)$$

где E_T — транспирация; E_{Φ} — физическое испарение; ρ_A — плотность воздуха; $q_L(T_L)$ — удельная влажность воздуха в устьичных отверстиях при температуре листа T_L ; q_{AL} — удельная влажность воздуха в межлистном пространстве; r_L — сопротивление переносу пара листовой поверхностью растительного покрова; r_{AL} — аэродинамические сопротивления переносу пара и тепла системы «лист — межлистное пространство»; $r_{АП}$ — аэродинамическое сопротивление переносу пара и тепла системы «почва — межлистное пространство»; $L_{П}$ — удельная теплота испарения; c_A — удельная теплоемкость воздуха; T_A — температура межлистного пространства; $q_{П}(T_{П})$ — удельная влажность насыщенного воздуха при температуре поверхности почвы $T_{П}$; $Q_{П}$ — кондуктивный поток тепла в почву; $R_L, R_{П}$ — радиационные балансы листьев и поверхности почвы; S_K — интенсивность поглощения влаги корнями растений; z_K — глубина распространения корневой системы.

Комплекс параметров, входящих в уравнения (4.2.1–4.2.5), можно разбить на четыре группы:

- параметры, определяющие радиационный баланс растительного покрова и поверхности почвы;
- параметры тепло- и массообмена;
- параметры растительного покрова;
- параметры почвенного покрова.

В соответствии с этой условной классификацией и рассмотрим основные зависимости для параметров и характеристик, необходимых для расчета суммарного испарения.

4.2.2. Радиационный баланс растительного покрова и поверхности почвы

Существуют два основных подхода к моделированию испарения с растительного покрова (РП). В одном из них учитывается вертикальное распределение биомассы, в другом растительный покров представляется сосредоточенным в одном слое на некоторой высоте над поверхностью почвы. В соответствии с этими подходами имеются два метода расчета радиационного режима растительности, который определяется условиями прихода радиации на растительный покров, оптическими свойствами почвы и фитоэлементами, преимущественно листьев и архитектуры растительного покрова. Последнее понятие охватывает суммарную площадь листьев, стеблей и репродуктивных органов, вертикальное распределение фитоплощади, ориентация листьев, закономерности размещения растений. Математические модели радиационного режима разработаны в работах Росса [38], Будаговского [6], Менжулина [26] и др.

Перенос радиации в горизонтально однородном РП описывается уравнением:

$$\cos \vartheta \frac{\partial I_K}{\partial z} = -\frac{\partial L}{\partial z} \nu I_K + \frac{Q_K}{\pi}, \quad (4.2.6)$$

где $K = 1$ для коротковолновой солнечной радиации; $K = 2$ для длинноволновой радиации; ϑ — зенитный угол пучка радиации интенсивностью I_K ; $\partial L/\partial z$ — количество фитоплощади (листьев) в горизонтальном слое РП единичной толщины; ν — коэффициент ослабления радиации; Q_K — интенсивность функции источника.

В физическом смысле уравнение (4.2.6) выражает закон сохранения лучистой энергии. Зависимость функций ν и Q_K от направления падения радиации указывает на то, что РП является оптически анизотропным. Это вызывает трудности при решении уравнения (4.2.6). Влияние архитектуры РП входит в уравнение посредством $\partial L/\partial z$, ν и Q_K , причем функция $\partial L/\partial z$ характеризует вертикальное распределение площади фитоэлементов, а функция ν — их ориентацию.

Для радиационного режима РП характерна большая пространственно-временная изменчивость. Интенсивность радиации может изменяться на 2 порядка и весьма нерегулярно. Один из возможных путей построения теории переноса излучения в неоднородной растительности предполагает использование осредненных уравнений радиационного поля в мутной среде (например, (4.2.6)). При таком подходе свойства растительного покрова описываются статистическим ансамблем фитометрических величин, отдельные реализации которых характеризуют локальную пространственную структуру РП. Существует возможность непосредственного расчета статистических характеристик основных составляющих поля радиации в РП при помощи имитационных моделей, использующих метод статистических испытаний. Данный метод дает возможность рассмотреть на единой основе все известные в настоящее время радиационные эффекты, возникающие как в однородной, так и в неоднородной растительности со сколь угодно сложным геометрическим строением, позволяя исследовать не только средние характеристики поля излучения, но и их статистическую изменчивость. Подробно данный метод разработан в работе Менжулина [26]. Более широкое его использование потребует расширения фитометрических показателей и дополнительного экспериментального обоснования включаемых в расчет параметров вероятностных функций распределения геометрических и оптических свойств растений.

Более простые и доступные модели распространения радиации в РП основаны на аппроксимации экспериментальных наблюдений. Так, Росс [38] для расчета поглощения коротковолновой радиации растительным покровом предлагает использовать следующую формулу:

$$\frac{I_C(\omega)}{I_C(\omega_0)} = (1 - C_1) \exp \frac{C_2(\omega - \omega_0)}{\sin h_\Theta} + C_1 \exp \frac{C_3(\omega - \omega_0)}{\sin h_\Theta}, \quad (4.2.7)$$

где ω — относительная площадь листьев на высоте z ; ω_0 — относительная площадь листьев на верхней границе растительного покрова при $z = h_p$; h_Θ — высота Солнца; C_1, C_2, C_3 — константы, значения которых соответственно равны 0,3; 0,5 и 0,15.

Для расчета длинноволнового излучения в работе [98] предлагается использовать формулу:

$$I_D = -(I_{ДР} - I_{ДА})f_1(\omega) - (I_{ДП} - I_{ДА})f_2(\omega), \quad (4.2.8)$$

$$I_{ДР} = \varepsilon s_P T_P^4; I_{ДП} = \varepsilon s_{П} T_{П}^4; I_{ДА} = \varepsilon s_A T_A^4, \quad (4.2.9)$$

где $I_{ДР}, I_{ДП}, I_{ДА}$ — длинноволновое излучение РП, почвы и атмосферы, если все листья ориентированы горизонтально; ε — постоянная Стефана–Больцмана; s — коэффициент «серости».

А. И. Будаговским [6] на основе экспериментальных исследований показано, что вертикальное распределение радиационного баланса вполне удовлетворительно описывается экспоненциальной кривой

$$R(\omega) = R(\omega_0) \exp[n(\omega - \omega_0)]. \quad (4.2.10)$$

Здесь параметр n зависит от относительной площади листьев и высоты Солнца. Эта зависимость приведена в [6] в табличном виде.

Во многих моделях транспирации не учитывается пространственное распределение составляющих теплового баланса в РП, а используются их интегральные показатели. Так, в работах [22; 43] для расчета радиационного баланса коротковолновой радиации используется следующее выражение:

$$R_{СР} = I_C(1 - A_P) \cdot \Omega, \quad (4.2.11)$$

где I_C — плотность потока суммарной коротковолновой радиации на верхней границе растительного покрова; A_P — альbedo РП; Ω — доля площади, затененной листвой, определяемая по формуле:

$$\Omega = 1 - \exp(\nu \cdot LAI), \quad (4.2.12)$$

где LAI — листовой индекс равный:

$$LAI = \omega_0 = \int_0^{h_p} \frac{\partial \omega}{\partial z} dz. \quad (4.2.13)$$

Радиационный баланс коротковолнового излучения поверхности почвы можно рассчитать по следующей формуле [22]:

$$R_{СП} = I_C(1 - A_{П}) \cdot (1 - \Omega), \quad (4.2.14)$$

где $A_{П}$ — альbedo почвы.

Таблица 4.2.1

Альbedo различных почвенных покровов

Почва	Альbedo, %	Почва	Альbedo, %
Чернозем, сухой	14	Вспаханное поле, влажное	14
влажный	8	Паровое поле, влажная поверхность	5–7
Серозем, сухой	25–30	Поверхность глинистой пустыни	29–31
влажный	10–12	Песок желтый	35
Глина синяя, сухая	23	Песок белый	34–40
влажная	16	Песок серый	18–23
Паровое поле, сухая поверхность	8–12	Песок светлый, тонкий	37

В табл. 4.2.1 приведены данные об A_{Π} из работы К. Я. Кондратьева [19]. Как видно из таблицы, существенное влияние на альбедо оказывает влажность почвы, что приобретает особую важность при моделировании процесса формирования температуры поверхности почвы и испарения.

Баланс длинноволновой радиации для почвы и РП, как правило, определяют с помощью следующих выражений [22]:

$$R_{\text{ДР}} = (I_{\text{ДА}} + I_{\text{ДП}} - 2I_{\text{ДР}}) \cdot \Omega, \quad (4.2.15)$$

$$R_{\text{ДП}} = (1 - \Omega) \cdot I_{\text{ДА}} + \Omega \cdot I_{\text{ДР}}. \quad (4.2.16)$$

Для расчета потока коротковолновой радиации широко используют формулу Кастрова [19]:

$$I_c^0 = \frac{S_0 \sin^2 h_{\odot}}{C_K + \sinh_{\odot}}, \quad (4.2.17)$$

где S_0 — солнечная постоянная, равная примерно 2 кал/(см² · мин); C_K — параметр, зависящий от прозрачности атмосферы.

Высота Солнца h_{\odot} , определяется из выражения:

$$\sinh_{\odot} = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \frac{2\pi}{24} t_c, \quad (4.2.18)$$

где φ — широта местности; δ — склонение Солнца, рассчитываемое по формуле:

$$\delta = 23,5 \sin \left[\frac{2\pi}{365} \cdot (t_G - t_R) \right], \quad (4.2.19)$$

где t_c — время суток; t_G — число дней, прошедших с начала года; t_R — число дней до весеннего равноденствия.

При расчетах баланса длинноволновой радиации наибольшую трудность представляет определение $I_{\text{ДА}}$, так как параметр s в этом случае не равен 0,95 (для поверхности почвы и РП), а зависит от давления пара, температура и облачности атмосферы. В работе [5] рекомендуется для определения $I_{\text{ДА}}$ использовать формулу:

$$I_{\text{ДА}} = \varepsilon T_2^4 \cdot 1,08 [1 - \exp(-e_2^{T_2/2016})] (1 + 0,22 N_A^2), \quad (4.2.20)$$

где T_2 и e_2 — температура и давление пара на высоте 2 м; N_A — облачность по десятибалльной шкале.

В работе [22] для расчета $I_{\text{ДА}}$ используется выражение:

$$I_{\text{ДА}} = \varepsilon T_2^4 \cdot 1,08 \left[0,1 N_A + (1 - 0,1 N_A) 0,67 (1670 e_2)^{0,08} \right]. \quad (4.2.21)$$

Можно провести еще ряд формул для определения составляющих радиационного баланса растительного покрова и поверхности почвы, но точность расчета по ним близка к приведенным выше. Оценить же необходимую точность задания характеристик солнечной радиации можно лишь после проведения численных экспериментов по определению чувствительности модели к изменению данных характеристик.

4.2.3. Характеристики турбулентного теплообмена в системе «почва — растительный покров — атмосфера»

Для расчета суммарного испарения необходимо знать коэффициенты турбулентного обмена теплом и влагой между листьями и межлиственным воздухом, растительным покровом и атмосферой, поверхностью почвы и расположенным над ней слоем воздуха. В уравнениях (4.2.1)–(4.2.5) эти характеристики входят в виде коэффициентов сопротивления r_{AL} , r_{AP} , r_L .

Будаговский [6] для расчета влагообмена поверхности листа с окружающим его воздухом использует уравнение:

$$\frac{1}{r_{AL}} = 0,664 \left(\frac{D_0 u}{l} \right)^{0,5}, \quad (4.2.22)$$

где D_0 — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе; l — размер листа по направлению обдуваемого воздуха; u — скорость воздушного потока.

Скорость ветра в растительном покрове можно рассчитать по экспоненциальному закону:

$$u = u(z_0) \exp \left[-\alpha_u \left(1 - \frac{z}{z_0} \right) \right], \quad (4.2.23)$$

где $u(z_0)$ — скорость ветра на высоте z_0 ; α_u — параметр затухания.

Однако, как правило, в моделях транспирации используются интегральные коэффициенты тепло- и влагообмена.

Для определения характеристик турбулентного теплообмена в системе «почва—растительность—атмосфера» нами использовались результаты работы [42], где на основании численных экспериментов по модели турбулентного переноса воздуха в растительном покрове, предложенной Менжулиным [26], были получены интегральные характеристики обмена систем «лист — межлистное пространство» и «почва — межлистное пространство»:

$$r_{AL} = r_A \cdot LAI [1 + 0,89(0,23 \cdot LAI)^{0,7}], \quad (4.2.24)$$

$$r_{An} = r_A \cdot LAI \exp[-LAI(0,083 - 0,0317 \cdot LAI)], \quad (4.2.25)$$

где r_A — аэродинамическое сопротивление при отсутствии растительного покрова.

Для нейтрального состояния атмосферы и при условии, что вертикальные профили метеоэлементов близки к логарифмическим, коэффициент турбулентного обмена определяется посредством следующей формулы:

$$r_{AN} = \frac{\ln^2(z_2/z_0)}{\chi^2 u_2}, \quad (4.2.26)$$

где z_2 — высота измерения скорости ветра (в нашем случае 2 м); z_0 — параметр шероховатости поверхности почвы; χ^2 — постоянная Кармана; u_2 — скорость ветра на высоте 2 м.

Для учета влияния температурной стратификации атмосферы на коэффициент r_A обычно полагают:

$$r_A = r_{AN}/f(Ri). \quad (4.2.27)$$

Вид функции $f(Ri)$ зависит от условий устойчивости атмосферы. Так, в методике расчета испарения Будыко-Дубровина при неустойчивой стратификации атмосферы ($Ri < 0$):

$$f(Ri) = 1 + 2,6 \cdot Ri / \sqrt{(1 + 2,6 / Ri)^2 - 1}, \quad (4.2.28)$$

а при устойчивой ($Ri > 0$):

$$f(Ri) = 1 + 10,3 \cdot Ri / \sqrt{(1 + 10,3 / Ri)^2 - 1}. \quad (4.2.29)$$

Расчет числа Ri для высоты 1 м можно проводить по приближенной формуле:

$$Ri = \frac{g}{T_{ABC}} \ln \left(\frac{z_2}{z_0} \right) \frac{T_2 - T_0}{u_2^2}, \quad (4.2.30)$$

где T_{ABC} — температура по шкале Кельвина.

При моделировании процесса испарения [5] получили распространение формулы раздельного расчета коэффициента сопротивления для потока тепла r_{AT} и потока пара r_{AE} , вывод которых основан на использовании универсальных функций теории подобия:

$$r_{AE} = \frac{(\ln(z/z_{0E} + \Phi_E))(\ln(z/z_{0M} + \Phi_M))}{\chi^2 u_2}, \quad (4.2.31)$$

$$r_{AT} = \frac{(\ln(z/z_{0T} + \Phi_T))(\ln(z/z_{0M} + \Phi_M))}{\chi^2 u_2}, \quad (4.2.32)$$

где z_{0E} , z_{0M} , z_{0T} — параметры шероховатости для водяного пара, количества движения и тепла.

В общем случае эти параметры не равны между собой, так как под z_{0E} и z_{0T} понимаются высоты над поверхностью почвы, на которых давление пара и температура принимают значения, равные их величинам на поверхности.

В работе [57] определены функции Φ_M , Φ_T , Φ_E в виде:

$$\Phi_M = 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \operatorname{arctg} x + \frac{\pi}{2}, \quad (4.2.33)$$

$$\Phi_E = \Phi_T = 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right), \quad (4.2.34)$$

$$x = \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{\frac{1}{4}}, \quad (4.2.35)$$

а для устойчивого, при $0 < (z/L) < 1$

$$\Phi_M = -5(z_2 - z_{0M})/L; \quad \Phi_T = -5(z_2 - z_{0T})/L, \quad (4.2.36)$$

$$\begin{aligned} \Phi_E &= -5(z_2 - z_{0E})/L \text{ при } z/L > 1 \\ \Phi_M &= -5(z_2 - z_{0M}); \quad \Phi_T = -5(z_2 - z_{0T}), \\ \Phi_E &= -5(z_2 - z_{0E}). \end{aligned} \quad (4.2.37)$$

Параметр Монина-Обухова L можно рассчитать по формуле:

$$L = \frac{T_{ABC} u_2^2 [\ln(z_2/z_{0T}) - \Phi_T]}{g(T_2 - T_0) [\ln(z_2/z_{0M}) - \Phi_M]}. \quad (4.2.38)$$

Как видно, совместное решение уравнений (4.2.31)–(4.2.38) возможно лишь при использовании итераций, что затрудняет применение изложенной выше методики определения коэффициентов турбулентного обмена.

Температура воздуха и давление пара в межлиственном пространстве определялись нами на основе уравнений баланса потоков тепла и пара в системе «почва–растительность–атмосфера»:

$$\frac{T_L - T_A}{r_{AL}} + \frac{T_{II} - T_A}{r_{AII}} = \frac{T_{II} - T_2}{r_{PA}}, \quad (4.2.39)$$

$$\frac{q_L - q_{AL}}{r_L + r_{AL}} + \frac{q_{II} - q_{AL}}{r_{AII}} = \frac{q_{II} - q_2}{r_{PA}}, \quad (4.2.40)$$

где r_{PA} — аэродинамическое сопротивление системы «растительность–атмосфера».

$$r_{PA} = \frac{(\ln(z_1 - d)/z_0)(\ln(z_2 - d)/z_{0E})}{\chi^2 u_2}, \quad (4.2.41)$$

где z_1 — высота измерения скорости ветра (10 м); z_2 — высота измерения влажности воздуха (2 м); d — высота слоя вытеснения; z_0 — параметр шероховатости подстилающей поверхности; z_{0E} — параметр шероховатости для водяного пара.

Параметры d , z_0 , z_{0E} — можно задавать по эмпирическим соотношениям [22]:

$$h_P/z_{0E} = 7,35; \quad h_P/d = 1,5; \quad z_{0E}/z_0 = 0,1. \quad (4.2.42)$$

В работе Ольчева и Ставинского [31] для расчета параметров d и z_0 используются формулы Дубова-Быковой-Марунич и Кунга:

$$\lg d = 1,07 \lg h_P - 0,22, \quad (4.2.43)$$

$$\lg z_0 = 1,29 \lg h_P - 1,24. \quad (4.2.44)$$

Интегральный коэффициент аэродинамического сопротивления растительного покрова в работе [31] определяется через листовой индекс:

$$\frac{1}{r_{PA}} = \frac{u_2}{8} \frac{1,1 \cdot LAI}{P_S}. \quad (4.2.45)$$

Сомножитель 1,1 введен для учета стеблей, а параметр P_S описывает взаимодействие листьев и выражается через LAI :

$$P_S = \frac{LAI}{2} + 1. \quad (4.2.46)$$

Обычно полагают, что коэффициенты обмена теплом, влагой и импульсом идентичны. Однако, как показывают исследования [55], в растительном покрове обмен теплом и влагой затруднен по сравнению с обменом количества движения. Основываясь на этих результатах, авторы [60] использовали соотношение:

$$r_{AE} = 3,5 r_{AM}. \quad (4.2.47)$$

В работе [60] для расчета интегрального коэффициента аэродинамического сопротивления используется следующая простая формула:

$$r_{mA} = \frac{A^2}{0,16u_{10}} + \frac{1,6A}{0,4u_{10}}, \quad (4.2.48)$$

где $A = \ln[(10 - 0,56h_p)/0,13h_p + 0,01]$, u_{10} — скорость ветра в 15 часов на уровне 10 м.

Причем выражение (4.2.48) применяется без изменений для расчета потоков тепла и влаги как с поверхности растительности, так и с поверхности почвы. Точно такой же подход реализуется и в работе [22], где для расчета всех составляющих аэродинамического сопротивления используется формула (4.2.41).

Тесты по проверке чувствительности модели транспирации к точности задания различных характеристик тепло- и массообмена показали [31] не критичность задания параметра r_{pA} при расчетах испарения и транспирации. Поэтому в дальнейших расчетах можно использовать наиболее простые из приведенных выше выражений.

4.2.4. Характеристики тепло- и влагообмена почвенного покрова

Для описания процессов тепло- и влагопереноса в почвах при моделировании суммарного испарения нами использовалась следующая система дифференциальных уравнений [23]:

$$\begin{aligned} & \left(c_{эфф} + L_{II} \frac{\partial \rho_E}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial t} + L_{II} \frac{\partial \rho_E}{\partial W} \frac{\partial W}{\partial t} = \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left[(\lambda + L_{II} K_{II}^T) \frac{\partial T}{\partial z} + L_{II} K_{II}^{\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right], \quad (4.2.49) \\ & \left(1 + \frac{1}{\rho_B} \frac{\partial \rho_E}{\partial W} \right) \frac{\partial W}{\partial t} + \frac{1}{\rho_B} \frac{\partial \rho_E}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} = \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K_B^T + K_{II}^T) \frac{\partial T}{\partial z} + (K_B^{\psi} + K_{II}^{\psi}) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] + S_K, \quad (4.2.50) \end{aligned}$$

где ρ_E — плотность пара; K_B^{ψ} ; K_{II}^{ψ} — изотермические коэффициенты переноса жидкой воды и пара, соответственно; K_B^T ; K_{II}^T — коэффициенты термопереноса жидкой влаги и пара.

Для решения системы дифференциальных уравнений (4.2.49), (4.2.50) необходима информация о зависимости характеристик ψ , K_B^{ψ} ; K_{II}^{ψ} , K_B^T ; K_{II}^T , λ , ρ_E от свойств почв.

Для определения потенциала и изотермического коэффициента переноса жидкой влаги можно воспользоваться простыми показательными функциями (1.3.25), (1.4.2).

Коэффициент термопереноса жидкой влаги можно определить по формуле [10]:

$$K_B^T = K_B^{\psi} \frac{\partial \psi}{\partial T} = -0,002 \cdot \psi K_B^{\psi}. \quad (4.2.51)$$

Для определения характеристик паропереноса K_{II}^{ψ} и K_{II}^T мы использовали выражения, которые приведены в работе [10]:

$$K_{II}^{\psi} = 0,66(m - W) \frac{P_A e D M^2}{(P_A - e) R^2 T_{A3}^2}, \quad (4.2.52)$$

$$K_B^T = 0,66(m - W) \frac{P_A e D M^2 (L_{II} - \psi)}{(P_A - e) R^2 T_{A3}^2}, \quad (4.2.53)$$

где D — коэффициент диффузии пара в воздухе; M — молекулярный вес воды; P_A — атмосферное давление.

Давление и плотность пара в почве могут быть рассчитаны по формулам:

$$e = e^0 \exp[M\psi/(RT_{ABC})], \quad (4.2.54)$$

$$\rho_E = \frac{eM}{RT_{ABC}}, \quad (4.2.55)$$

где e^0 — давление пара над свободной поверхностью воды, определяемое обычно по формуле Магнуса:

$$e^0 = 6,1 \cdot 10^{\frac{7,45T}{235+T}}. \quad (4.2.56)$$

По данным [10], зависимость D от T лучше всего аппроксимируется уравнением:

$$D = \frac{217}{P_A} \left(\frac{T_{A3}}{273,15} \right)^{1,88}, \quad (4.2.57)$$

где D — выражено в $\text{см}^2/\text{г}$; P_A — в гПа.

Определение коэффициента теплопроводности почв целесообразнее проводить по полученной нами эмпирической формуле (1.6.9).

Интенсивность поглощения почвенной влаги корнями чаще всего определяется как [22; 61]:

$$S_K(W, z) = -K_B^{\psi} (\psi_K - \psi) b \rho_K(z), \quad (4.2.58)$$

где $\rho_K(z)$ — плотность корневой системы; ψ_K — потенциал корня; b — эмпирический параметр.

В ряде работ считается, что плотность корневой системы экспоненциально убывает с глубиной:

$$\rho_K(z) = \rho_0 \exp(-k_1 z), \quad (4.2.59)$$

где ρ_0 — максимальная плотность корневой системы на поверхности почвы; k_1 — эмпирический коэффициент.

4.2.5. Водные свойства растений

Для понимания водного режима растений необходимо описать передвижение воды в системе «почва—растение—атмосфера». Суммарный поток воды в растении от корней до транспирирующих поверхностей определяется формулой:

$$E_T = A \frac{\Psi_L - \Psi_K}{r_p}, \quad (4.2.60)$$

где r_p — гидравлические сопротивления корня и стебля; Ψ_L — потенциал листа.

Сопротивление растения току воды определяется сопротивлением ксилемы корней и стеблей. Заметим, что гидравлическое сопротивление ксилемы корней на несколько порядков выше. Вода в корни проникает через мембраны и протоплазму живых клеток. Поэтому вполне закономерно, что r_p зависит от факторов влияющих на метаболизм клеток. Например, установлено, что r_p увеличивается с падением температуры, с ухудшением аэрации, с увеличением возраста и изменением метаболизма [3]. Росс и др. также установили связь коэффициента влагопроводности растений от потенциала влаги в почве и листьях. При моделировании транспирации использовалось в расчетах значение для r_p , равное $10^5 \text{ с} \cdot \text{см}^{-2}$.

Важное значение для доступности воды из почвы имеет разветвленность корневой системы, что неоднократно отмечалось экспериментально. Однако существует трудность с определением реальных значений поглощающей поверхности корней. Проблема усложняется наличием корневых волосков, геометрия контакта которых с почвенными частицами трудно поддается математическому описанию. По литературным данным, удельная длина корней (без учета корневых волосков) сельскохозяйственных растений находится в пределах 0,07–5,0 см длины корня в 1 см³ почвы, при этом большинство корней имеет длину 1–2 см/см³. Удельная длина корней пастбищных трав может достигать 10–20 см/см³. Зато у древесных растений длина редко превышает 0,1–0,20 см/см³ [3].

Учитывая наличие корневых волосков, можно принять, что поглощающая поверхность корней может быть на порядок или даже на два порядка выше, что в той же мере уменьшает поглотительную нагрузку единицы поверхности корней.

Естественно, что по мере накопления экспериментальных данных зависимость r_p от различных факторов должна включаться в математические модели транспирации, так как любое увеличение или уменьшение r_p ведет к дополнительному изменению Ψ_L (см. формулу 4.2.60), а следовательно, более раннему и позднему закрыванию устьиц. Можно предположить, что сопротивление r_p зависит от внешних и внутренних факторов не менее сложным образом, чем сопротивление устьиц, и что изучение закономерностей его изменения так же актуально, как и исследование сопротивления устьиц.

Остановимся несколько подробнее на наиболее важной зависимости при расчетах транспирации — зависимости сопротивления устьиц от различных факторов. Приведены ряд формул, используемых для расчета r_s в различных моделях транспирации.

В работе [3] для расчета устьичного сопротивления используется следующая формула:

$$r_s = r_{s0} \left(1 + \frac{\gamma}{I} \right) \left(\frac{\Psi_M - \xi \Psi_0}{\Psi_M - \Psi_L} \right) \exp(\delta \Delta q), \quad (4.2.61)$$

где r_{s0} — сопротивление полностью раскрытых устьиц; γ — параметр, характеризующий чувствительность устьиц к радиации; Ψ_M — критическое значение водного потенциала, при котором устьица полностью закрыты; ξ — безразмерный параметр, характеризующий реакцию устьиц на изменение водного потенциала листа; δ — параметр, характеризующий чувствительность устьиц к разности абсолютных влажностей между листом и воздухом.

Авторы [3] задают следующие значения параметров: $r_{s0} = 1,5 \text{ с/см}$; $\gamma = 1,4 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/см}^2$; $\Psi_M = -15,0 \text{ бар}$; ξ — зависит от типа растений и колеблется от -3 до $0,8$; $\delta = 6 \times 10^4 \text{ г}^{-1} \cdot \text{см}^3$.

В работе [4; 24] соответственно для расчета транспирации используется показательный вид функции r_s от Ψ_L :

$$r_s = r_{s0} \left[1 + \left(\frac{\Psi_L}{a} \right)^b \right], \quad (4.2.62)$$

где a и b — эмпирические параметры.

$$r_s = r_{s0} \left[1 + \frac{|\Psi_L|^{5,51}}{230,8} \right], \quad (4.2.63)$$

где r_{s0} выбрано равным 30 с/м, а при $\Psi_L > 30$ бар полагают, что устьичное сопротивление равно кутикулярному — $5 \cdot 10^3 \text{ с/м}$.

Кучмент и др. для расчета r_s воспользовались упрощенным вариантом данной формулы [22]:

$$r_s = r_{s0} \left(\frac{\Psi_M - \xi \Psi_L}{\Psi_M - \Psi_L} \right), \quad (4.2.64)$$

где приняты следующие значения параметров: $r_{s0} = 0,3 \text{ с/см}$; Ψ_M — потенциал, эквивалентный влажности устойчивого завядания растений, равный -40 бар.

Ольчев и Ставинский [31] определяют устьичное сопротивление через поток солнечной радиации и влажность почвы:

$$r_s = r_{s0} \left[\frac{800}{1+I} + \left(\frac{1,2 \text{ ВЗ}}{0,9W_1 + 0,1W_2} \right)^2 \right], \quad (4.2.65)$$

где ВЗ — влажность завядания; W_1 — средняя влажность почвы в слое от 10 до 100 см; W_2 — влажность верхнего 10 см слоя почвы.

В данной работе для перехода от устьичного сопротивления отдельного листа к сопротивлению растительного покрова в целом используется следующее простое выражение:

$$r_{ps} = r_s \left(0,5 + \frac{1}{LAI} \right). \quad (4.2.66)$$

Здесь также приведены значения минимального устьичного сопротивления, полученные различными авторами.

Таблица 4.2.2

Величина минимального сопротивления отдельного листа r_{s0} и растительного покрова r_{ps0} , с/м, для некоторых типов растительности

Тип растительности	r_{y0}	LAI	r_{ps0}
Пшеница	30	3	90
Ячмень	30	2–4	60–130
Сахарная свекла	25	8	200
Выпас на пойме	50	2	100

Менжулин [26] в расчетах транспирации использует формулу:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{1}{r_k} + \frac{1}{r_{s0} + \frac{b \cdot m}{\ln\left(\frac{\psi_l}{\psi_{l0}} + 1\right)}}, \quad (4.2.67)$$

где r_k — сопротивление кутикулы; b — эмпирический параметр, зависящий от конструкции замыкающих клеток и жесткости их оболочек; m , ψ_{l0} — эмпирические константы, определяемые упругими свойствами клеточной оболочки.

Если представить устьица в виде эллиптических цилиндров, с длиной l_y и площадью s_y , то можно получить оценку устьичного сопротивления листа по формуле [51]:

$$r_s = \frac{\pi}{8} \frac{D_y + l_y}{K_r s_y (N_1 + N_2)}, \quad (4.2.68)$$

где D_y — средний диаметр устьичного отверстия; K_r — коэффициент диффузии газа, равный для водяного пара $0,18 \text{ см}^2/\text{с}$; N_1 и N_2 — количество устьиц на 1 см^2 верхней и нижней сторонах листа.

Можно привести еще ряд формул для расчета r_s , но они мало отличаются от вышеприведенных. К настоящему времени установлена зависимость устьичного сопротивления от следующих факторов: от водного потенциала листа, интенсивности радиации, концентрации CO_2 внутри листа и межлистом пространстве, температуры листа и разности упругостей водяного пара между листом и воздухом. Большинство приведенных выше формул является сугубо эмпирическими. Чаще всего зависимость сопротивления устьиц от отдельных факторов представляется в виде сомножителей или суммы, то есть производится разделение переменных. Однако в экспериментах, лежащих в основе полученных формул, такое разделение не осуществляется или производится частично. Например, при определении зависимости сопротивления от интенсивности света, меняется температура листа, а значит, и потенциал, и упругость водяного пара. Только в исключительных случаях благодаря применению листовых камер со строгим контролем отдельных параметров можно получить зависимости в чистом виде.

Зависимость r_s от интенсивности I , как правило, характеризуется быстрым падением r_s при значениях, составляющих 10–20 % от максимальной интенсивности радиации в естественных условиях. При более высоких интенсивностях r_s уже

мало меняется. Однако наблюдаются значительные различия между отдельными видами растительности. Например, установлено, что у листьев клена r_s выходит на плато примерно при $I = 160 \text{ Вт}/\text{м}^2$, у листьев дуба — при $70 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а у цитруса — при $30 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Характер выхода на плато зависит также от возраста и условий выращивания. Эти данные говорят о том, что γ в формуле (4.2.61) может быть различной, в зависимости от видов растительности и условий выращивания [3].

Зависимость сопротивления устьиц от разности влажностей между листом и воздухом обнаруживается сейчас у все большего количества видов растений. Признаком этой зависимости является уменьшение транспирации листа при уменьшении влажности воздуха. Этому сопутствует постоянство или увеличение влагосодержания и потенциала листа. Наиболее четко эта реакция выражена у пустынных растений. Механизм этой реакции не совсем ясен, но является довольно полезным для растений в засушливых условиях, что позволяет оперативно сократить расход воды без понижения водосодержания или водного потенциала клеток растений.

Наиболее загадочной реакцией устьиц остается их реакция на концентрацию CO_2 . Как правило, сопротивление устьиц уменьшается с понижением концентрации CO_2 и только при полном отсутствии CO_2 в воздухе сопротивление иногда вновь увеличивается. Существует гипотеза, что уменьшение сопротивления устьиц при увеличении радиации в действительности является реакцией на понижение концентрации CO_2 в межклетниках благодаря увеличению фотосинтеза. Если это справедливо, то в формуле (4.2.61) зависимость r_y от интенсивности света подразумевает также зависимость от концентрации CO_2 .

Что касается явной зависимости сопротивления устьиц от температуры, то экспериментальных данных крайне мало и они весьма противоречивы, что не позволяет пока количественно учесть этот эффект.

Наиболее широко используется связь сопротивления r_s с потенциалом листа. Однако, судя по имеющимся данным, зависимость сопротивления устьиц от потенциала воды листа может быть весьма различной. Устьицы разных видов имеют как разную чувствительность к водному потенциалу, так и разные критические значения последнего, при которых происходит их полное смыкание (параметр ψ_M). Иногда устьица закрываются уже при $\psi_M = -7$ бар, у некоторых пустынных видов — при $-30, -50$ бар. У большинства сельскохозяйственных растений устьица закрывается при $-13, -20$ бар. Чувствительность сопротивления устьиц к водному потенциалу листа (параметр ξ в формулах (4.2.61), (4.2.64)) зависит прежде всего от световых условий: у растений, выращенных на слабом свете, r_s увеличивается уже при сравнительно высоких значениях потенциала воды листа ($-5, -7$ бар), у растений, выращенных на сильном свете, — при $-13, -15$ бар. Аналогично устьица верхних освещенных листьев начинают закрываться при более низких значениях ψ_l , чем расположенных в глубине посева. Показано также, что у растений, предварительно подвергнутых водному стрессу, устьица начинают закрываться при более низких значениях водного потенциала.

Следует отметить, что экспериментальные данные о зависимости r_s от ψ_l могут быть особенно сильно искажены одновременным влиянием других факторов, прежде всего повышенной температурой листа и прямой реакцией устьиц на понижение влажности воздуха. Поэтому есть опасность, что включение в формулу (4.2.61) сомножителя, учитывающего прямое влияние влажности воздуха,

вызывает двукратный учет этого явления, так как в неявном виде влажность уже содержится в множителе, учитывающем зависимость r_s от ψ_L (4.2.61).

Как видно из представленных выше формул для расчета сопротивления устьиц, основным параметром, влияющим на r_s , является водный потенциал листа. Для прямого определения ψ_L используются камеры давления [34]. Помещая лист исследуемого растения в герметично закрытую камеру, оставляя при атмосферном давлении лишь черенок листа, и повышая ступенчато давление газа в камере, по количеству выделенной из черенка листа воды можно построить кривую водоудерживающей способности листа. На рис. 4.2.1 изображена типичная зависимость обратной величины водного потенциала листа от его влажности (V_L) [34].

Интерпретация представленной зависимости следующая:

— при обезвоживании листа давление тургора падает до нуля в начале линейного участка (точка Б), а при дальнейшем обезвоживании потенциал листа равен среднему осмотическому потенциалу клеток ψ_{OC} ;

— экстраполяция линейного участка кривой (БВ) до оси ординат дает обратное значение исходного осмотического потенциала ψ_{Si} , а экстраполяция до оси абсцисс — количество осмотически связанной воды V_0 . Разница ($V_i - V_0$), где V_i — общее содержание воды в листе, есть прочносвязанная адсорбционными силами вода (V_B). Предполагая постоянство V_B , экспериментальные кривые можно выразить уравнением (участок АБ):

$$\frac{1}{\psi_L} = \frac{V_0 - V_L}{\psi_C + RT_{ABC} N_C}, \quad (4.2.69)$$

где ψ_C — усредненный по листу тургорный потенциал; N_C — содержание осмотически активных веществ.

Для участка БВ зависимость следующая:

$$\frac{1}{\psi_L} = \frac{V_0 - V_L}{RT_{ABC} N_C}. \quad (4.2.70)$$

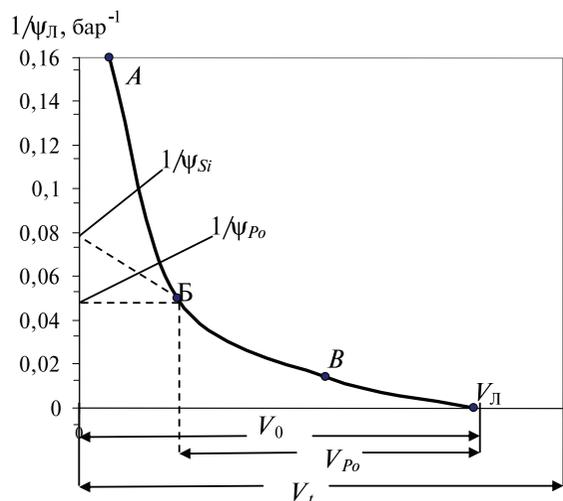


Рис. 4.2.1. Типичная зависимость потенциала листа (ψ_L) от его влагосодержания (V_L)
Условные обозначения:
 ψ_{Si} — исходный осмотический потенциал; ψ_{P0} , V_{P0} — соответственно, потенциал и содержание воды в точке потери тургора V_i , V_0 ,
 V_a — соответственно, количество общей, осмотической и адсорбированной воды в листе

В таблице 4.2.3 помещены некоторые параметры кривой водоудерживающей способности разных видов растений.

Таблица 4.2.3

Параметры водоудерживающей способности листьев, mi — исходная масса насыщенного водой листа, md — сухая масса листа

Вид растения	V_i/mi , %	V_i/md , г/г	y_{Si} , бар	y_{P0} , бар	V_{P0}/V_i , %	V_P/V_i , %	V_B/md , г/г
Мох	83,6	5,1	-9,3	-11,0	86,0	21,6	1,1
Осока	74	2,9	-13,0	-20,3	79,3	47,0	1,3
Кустарник	88,8	5,6	-9,0	-11,3	81,0	11,5	0,6
Астрогал	82,4	4,7	-10,1	-11,1	87,0	13,4	0,3
Осина	64,0	1,8	-16,8	-18,9	87,0	13,4	0,2
Береза	67,1	2,1	-15,0	-18,5	82,4	15,0	0,3

Наибольший интерес в этой таблице представляют данные о потенциале потери тургорного давления, так как при данном потенциале происходит закрытие устьиц листа и транспирация резко замедляется, поскольку пароперенос осуществляется в основном через кутикулу, имеющую большое гидравлическое сопротивление.

Для расчета тургорной составляющей потенциала Менжулин [26] предлагает использовать следующее выражение:

$$\psi_C = \psi_{L0} \left[e^{m \left(\frac{V_L}{V_{L0}} - 1 \right)} - 1 \right], \quad (4.2.71)$$

где m , ψ_{L0} — определены выше, (формула (4.2.67)); V_{L0} — влажность листа при $\psi_C=0$.

Обычно в расчетах транспирации изменением влагосоржения растений пренебрегают, так как оценки показывают, что за счет уменьшения своего влагосодержания травянистые растения смогут покрыть транспирационный расход воды в течение 1–2 час [3]. Поэтому иногда для расчета потенциала листа используют его зависимость от влажности почвы, так как в некоторой мере влажность почвы и влагосодержание растений взаимосвязаны.

В работе [41] для расчета потенциала воды в листьях картофеля предлагаются следующие выражения.

Для легких почв:

$$\psi_L = 0,269W - 4,587, \quad (4.2.72)$$

для тяжелых почв

$$\psi_L = 0,144W - 4,366, \quad (4.2.73)$$

где ψ_L — в барах; W — влажность почвы в процентах от веса.

В статье Судницына и Муромцева [46] показано, что сосущая сила листьев растений зависит не только от влажности почвы. Так, периодические засухи повышают силу всасывания растений, и соответственно увеличивается диапазон доступной для растения влаги в почве. На рис. 4.2.2 приводятся зависимости потенциала в листьях и давления почвенной влаги (где произрастал овес) от влажности почвы.

$\Psi_{П}, \Psi_{Л}, \text{ атм}$

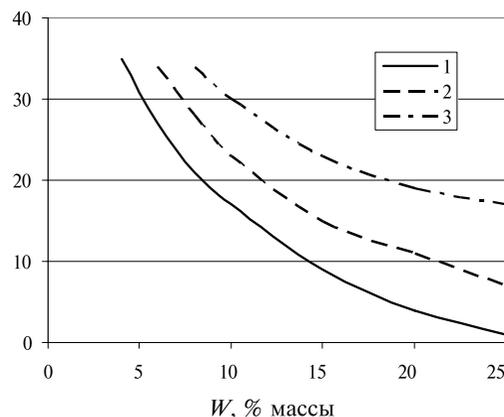


Рис. 4.2.2. Зависимость потенциала листа ($\Psi_{Л}$) и потенциала почвенной влаги ($\Psi_{П}$) от влажности почвы (W , % массы).
1 — потенциал почвенной влаги; 2 — потенциал листа; 3 — потенциал листа, перенесшего три почвенных засухи

Часто в расчетах используются критические значения потенциала листа, например, сосущая сила устойчивого завядания, давление потери тургора. Козловский [17] приводит значения сосущей силы в листьях и корнях растений в начале устойчивого завядания.

В настоящее время трудно экспериментально определять водные свойства растений. Данные расходятся как у разных авторов, так и по разным видам растений. Водный потенциал почвы колеблется в зависимости от влагосодержания от -0 до -20 бар, водный потенциал листа — от -5 до -50 бар, а водный потенциал в атмосфере — от -100 до -2000 бар. Эти цифры указывают на то, что основная движущая сила, обеспечивающая перенос воды в растении, находится не в корнях, а на границе раздела «лист–воздух». Основным механизмом, регулирующим движение воды в растении, является изменение ширины устьевой щели.

Таблица 4.2.4

Значения потенциала листьев, корней и почвы при влажности завядания

Растение	Влажность завядания, процент от веса	Потенциал почвенной влаги, атм.	Потенциал в листьях, атм.	Потенциал в корнях, атм.
Томат	11,8	20	18	19
Бирючина	9,7	48	47	45
Хлопчатник	10,2	38	38	43

4.2.6. Алгоритм реализации модели суммарного испарения

Для реализации представленной выше математической модели испарения был разработан специальный алгоритм (рис 4.2.3). Краткая суть его заключается в следующем.

1. Проводится расчет влагопереноса в почве с использованием дифференциального уравнения (4.2.50), которое аппроксимируется системой линейных разностных уравнений и решается методом прогонки. В результате на выходе

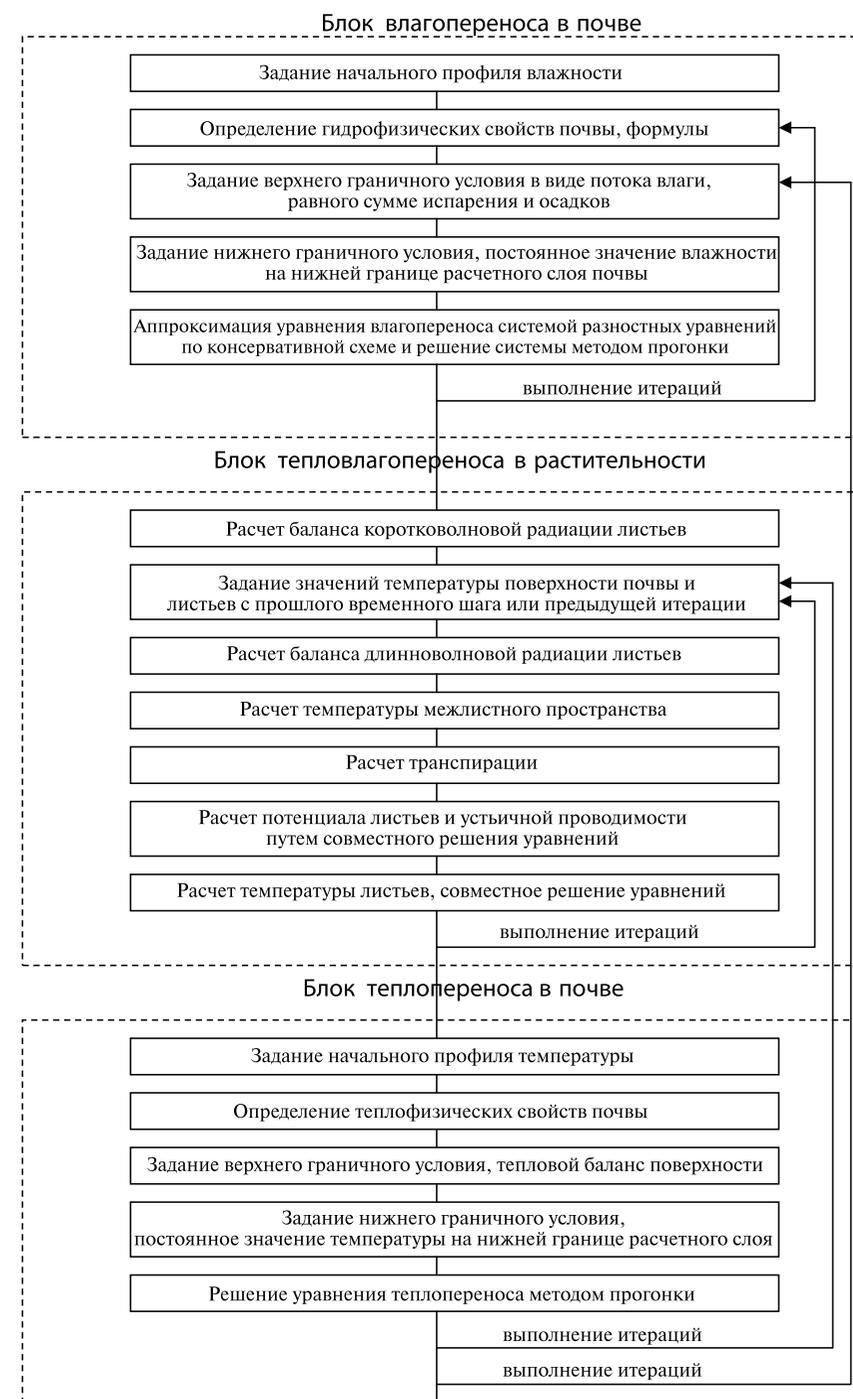


Рис. 4.2.3. Блок-схема алгоритма численной реализации модели вертикального тепловлагообмена в системе «почва–растительность–атмосфера»

имеем профили влажности и потенциала почвенной влаги, количество воды, поглощенной корневой системой.

2. Проводится расчет составляющих теплового баланса почвы и растительного покрова. Так как для подобных расчетов необходима информация о температуре поверхности листьев и почвы, то разработан специальный алгоритм для расчета этих характеристик. Остановимся подробнее на нем.

Из анализа системы трех уравнений (4.2.1), (4.2.2) и (4.2.3) видно, что неизвестными аргументами являются величина транспирации (E_T), температура поверхности листа (T_L) и водный потенциал листа (Ψ_L), который входит в формулу для расчета устьичного сопротивления. Таким образом, решая представленную систему уравнений, можно получить необходимую информацию об интересующих нас параметрах.

Для решения данной системы нами использовался следующий метод итераций. На первом шаге задавалось значение температуры поверхности листа с предыдущего временного слоя, используя которое рассчитывались составляющие радиационного баланса и турбулентная составляющая теплового баланса (Q_{TP}):

$$Q_{TP} = \rho_A c_A \frac{T_L - T_A}{r_{AL}} \quad (4.2.74)$$

Затем определялась в первом приближении величина транспирации, равная

$$E_T^1 = R_p - Q_{TP} \quad (4.2.75)$$

где R_p — радиационный баланс растительного покрова.

На основе этих определений и результатов решения уравнения влагопереноса (4.2.50) рассчитывался потенциал листа:

$$\Psi_L = \frac{s_1 - E_T^1}{s_2} \quad (4.2.76)$$

$$s_1 = \sum_{i=1}^N b p_K(z_i) \Psi_i K_{Bi}^w \quad (4.2.77)$$

$$s_2 = \sum_{i=1}^N b p_K(z_i) K_{Bi}^w \quad (4.2.78)$$

где i — номер шага по координате; N — количество узлов пространственной сетки.

Формула (4.2.76) получена на основе равенства величины транспирации и количества воды, поглощенной корневой системой.

Далее проводится расчет транспирации (E_T^2) по уравнению (4.2.1), величина которой должна быть равна рассчитанной по уравнению (4.2.75), то есть

$$f(T_L) = E_T^1 - E_T^2 = 0 \quad (4.2.79)$$

Уравнение (4.2.79) — трансцендентное и решается методом Ньютона:

$$T_L^n = T_L^{n-1} - \frac{f(T_L)}{f'(T_L)} \quad (4.2.80)$$

где n — номер итерации.

Таким образом, при реализации итерационного процесса мы получаем, в первом приближении, значения транспирации, температуры поверхности листа и водного потенциала листа.

3. На следующем этапе решается дифференциальное уравнение теплопереноса (4.2.49). Остановимся подробнее на алгоритме его решения.

При численной реализации предлагаемой модели дифференциальные уравнения (4.2.49–4.2.50) аппроксимировались разностными, которые затем решались методом прогонки. Учитывая, что основные процессы формирования испарения идут у поверхности почвы, был использован алгоритм с переменным шагом по координате. Вблизи поверхности шаг задавался более мелким, чем в нижележащих слоях почвы.

Так как процессы тепловлагопереноса резко нестационарны, использовались итерационные методы. В этой связи наибольшую сложность представляет достижение сходимости итераций при расчете температуры и влажности поверхности почвы, важнейших характеристик в нашей модели.

Рассмотрим алгоритм реализации сходимости решения на примере граничного условия для уравнения теплопереноса (4.2.49), которое в разностном виде запишется следующим образом:

$$\lambda_{i+\frac{1}{2}} \left(\frac{T_{i+1} - T_i}{h_i} \right) + L_{\Pi} K_{\Pi}^T(T_i) \left(\frac{T_{i+1} - T_i}{h_i} \right) + L_{\Pi} K_{\Pi}^w(T_i) \left(\frac{\Psi_{i+1} - \Psi_i}{h_i} \right) = R_{\Pi} + \frac{\rho_A c_A (T_i - T_2)}{r_{\Pi A}} + L_{\Pi} \frac{0,622 \rho_A (q_i(T_i) - q_2)}{P_A r_{\Pi A}} \quad (4.2.81)$$

где i — номер поверхностного слоя почвы; h_i — шаг по координате.

Таким образом, имеем условие третьего рода по температуре. Так как $r_{\Pi A}$, $q_i(T_i)$, $K_{\Pi}^w(T_i)$ и $K_{\Pi}^T(T_i)$ нелинейные функции температуры T_i , то при выполнении первой итерации приходится использовать их значение на старом временном слое. Логично далее во второй итерации использовать значение, полученное после первой итерации. Однако численные эксперименты показали, что такая процедура иногда не приводит к сходимости итераций. Нами для их сходимости была использована следующая методика.

В качестве первой итерации использовалось условие для потока:

$$Q_{\text{ЭФ}}(0, t) = 0 \quad (4.2.82)$$

и определялась температура поверхности T_i^1 для этого случая. Это значение температуры подставлялось в выражение (4.2.83) и рассчитывался поток Q_A^2 , который использовался в качестве граничного условия во второй итерации. После выполнения второй итерации получали температуру поверхности T_i^2 .

$$Q_{\text{ЭФ}}(0, t) = Q_A(t) = R_{\Pi}(t) + Q_{TP}(t) + Q_E(t) \quad (4.2.83)$$

По двум значениям потока (0 и Q_A^2) и температуры (T_i^1 и T_i^2) составлялась функция связи потока с температурой:

$$Q_{\text{ЭФ}}(0, t) = \frac{Q_A^2}{T_i^2 - T_i^1} (T_i - T_i^1) \quad (4.2.84)$$

Приравнивая потоки в зависимостях (4.2.83) и (4.2.84), методом Ньютона определялась температура T_i , значение которой подставлялось в (4.2.83) и определялся поток Q_A^3 , используемый нами в третьей итерации. Найденное после этого значение температуры поверхности почвы T_i^3 и потока Q_A^3 подставлялись в уравнение (4.2.84) вместо T_i^2 и Q_A^2 . Затем выполнялась процедура определения граничного условия для четвертой итерации способом аналогичным при определении Q_A^2 . Как показали численные эксперименты, разность между температурами поверхности почвы, полученными после выполнения пяти и четырех итераций, не превышает 0,001 °С, что говорит о достаточности использования четырех итераций.

Подобная методика может быть использована и при решении уравнения влагопереноса (4.2.50). Однако в данном случае появляется возможность использования граничного условия 1-го рода. Для этой цели нами вводится еще один шаг по координате $h_{i-1} = z_0$, а затем составляется следующее уравнение:

$$\frac{0,622\rho_A D(q_0 - q_n)(\Psi_{i-1} - \Psi_i)}{P_A(\Psi_{i-1} - \Psi_i) h_{i-1}} = K_{B,i-1}^{\Psi} \frac{\Psi_{i-1} - \Psi_i}{h_{i-1}}, \quad (4.2.85)$$

которое позволяет описывать диффузионный поток пара в слое z_0 в единицах потенциала и коэффициента теплопроводности. Последний, для данного слоя, будет определяться из выражения:

$$K_{B,i-1}^{\Psi} = \frac{0,622\rho_A D(q_0 - q_n)}{P_A(\Psi_{i-1} - \Psi_i)}. \quad (4.2.86)$$

Разность $(q_0 - q_2)$ можно рассчитать по формуле:

$$\frac{q_2 - q_0}{r_{PA}} = \frac{q_0 - q_n}{z_0} D, \quad (4.2.87)$$

где q_0 — влажность воздуха на уровне слоя шероховатости.

Значение потенциала Ψ_{i-1} , которое находится из уравнения (4.2.54), при давлении пара, равном q_2 , является искомым граничным условием при решении уравнения влагопереноса.

В результате решения уравнения теплопереноса получаем информацию о температуре почвы и испарении, которая используется во внешнем итерационном цикле, включающем решение уравнения влагопереноса и расчет транспирации. Внешние итерации продолжаются до тех пор, пока с заданной точностью не будет достигнуто равенство значений составляющих суммарного испарения, рассчитанных методами турбулентной диффузии, теплового и водного баланса. Затем осуществляется переход на следующий временной слой.

4.2.7. Тестирование модели суммарного испарения

Важнейшим этапом создания физико-математической модели испарения является проверка ее на адекватность описания процесса. В идеальном случае для реализации данной задачи необходима детальная экспериментальная информация обо всех входных и выходных характеристиках модели. В реальных условиях

таким экспериментальным стендом для проверки моделей тепло-влажноперееноса в системе «почва—растительность—атмосфера» может стать большой гидравлический испаритель (БГИ), находящийся в Валдайском филиале Государственно-гидрологического института (ВФ ГГИ).

БГИ представляет собой измерительный комплекс, включающий в себя:

- контейнер с почвой, диаметр и высота которого составляют 2 м, а водно-физические и теплофизические характеристики модельной среды определены послойно (через 10 см) в лабораторных условиях;
- гидравлическую систему взвешивания монолита;
- систему послойного измерения теплоточков и температуры почвы;
- систему задания уровня грунтовых вод в монолите;
- комплекс аппаратуры для измерения составляющих радиационного баланса поверхности почвы;
- комплекс аппаратуры для градиентных измерений скорости ветра, влажности и температуры воздуха.

Измерение вышеперечисленных характеристик производится в автоматическом режиме, с заданной частотой, а получаемая информация поступает на электронно-вычислительный комплекс.

Предусмотрено также послойное определение влажности почвы методом гамма-просвечивания. Для этой цели в теле монолита на расстоянии 20 см друг от друга размещены две вертикальные трубы, в которых могут перемещаться источник и детектор гамма-излучения.

К сожалению, комплексные эксперименты на БГИ практически не проводятся, а имеющаяся отрывочная информация позволяет в некоторой степени тестировать блоки модели, в которых ведется расчет испарения методами теплового баланса и турбулентной диффузии.

Ввиду практического отсутствия информации для проверки модели в целом по всем входным и выходным характеристикам нами проводилось тестирование отдельных блоков модели. В частности, использовались данные многочисленных лабораторных и полевых экспериментов по исследованию влагопереноса в почвах при испарении, экспериментальные зависимости потенциала листа и устьичного сопротивления от почвенных и гидрометеорологических условий, наблюдения за температурой поверхности почвы и конечно результаты измерения суммарного испарения на воднобалансовых станциях, в том числе на ВФ ГГИ.

На рис. 4.2.4 приведено сопоставление результатов расчета и измерения динамики профилей влажности при испарении из почвы. Экспериментальные результаты взяты из работы Зайцевой [13]. В данной работе выполнены многочисленные лабораторные эксперименты по изучению влияния плотности и гранулометрического состава на величину испарения из почвы. Там же приведены основные характеристики почв, необходимые для реализации математической модели.

Как следует из рис. 4.2.4, сходимость расчетных и измеренных результатов достаточно высока. Это свидетельствует о хорошей работоспособности почвенного блока модели, так как метеорологическая информация в данной работе ограничивалась температурой и влажностью воздуха лабораторного помещения.

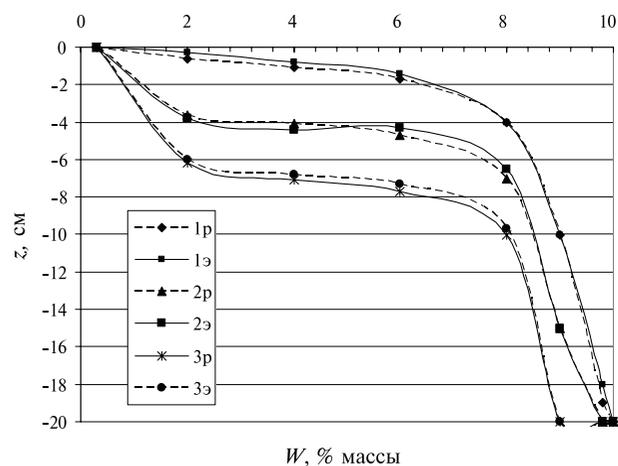


Рис. 4.2.4. Динамика профилей влажности (W , % массы) при испарении из песка. э — экспериментальные; р — расчетное; 1 — через 5 суток после начала опыта; 2 — через 10 суток; 3 — через 20 суток

Для проверки работоспособности почвенного блока, с учетом суточного хода метеозадающих элементов на поверхности почвы, использовались результаты экспериментов, проводимых в США [53]. На рис. 4.2.5 приведены данные сопоставлений расчета и измерения суточного хода влажности почвы в верхнем, сантиметровом слое.

Как видно, модель адекватно отслеживает временной ход изменения влажности почвы в слое, граничащем с атмосферой. Анализ составляющих суммарного потока влаги показывает, что ведущую роль в формировании динамики поверхностного слоя играют потоки пара под действием градиентов влажности и температуры. Причем поток пара под действием градиента влажности (потенциала влаги) доминирует в общем потоке.

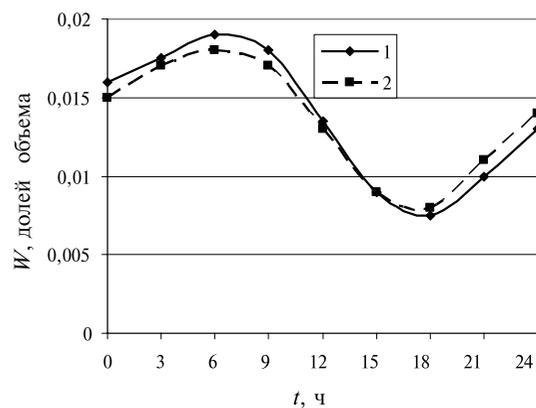


Рис. 4.2.5. Суточный ход влажности (W) в верхнем (0–1 см) слое почвы. 1 — расчет; 2 — эксперимент

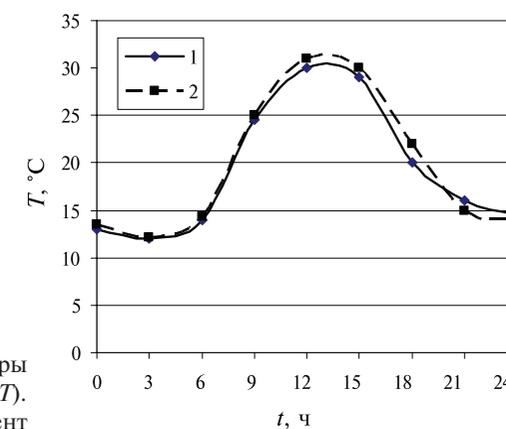


Рис. 4.2.6. Суточный ход температуры поверхности почвы (T). 1 — расчет; 2 — эксперимент

Одним из важнейших показателей правильности работы математической модели является соответствие измеренных и рассчитанных значений температуры поверхности почвы. Эта характеристика довольно чувствительна к изменению тепловых потоков на границе «почва–атмосфера», влажности почвы и ее теплопроводности. На рис. 4.2.6 приведены данные по измерению температуры поверхности почвы, представленные в работе [53]. В той же работе представлена вся метеорологическая информация (радиационный баланс, температура воздуха, давление пара и др.) на часовом уровне, а также свойства подстилающей поверхности. Полнота входной информации позволила проверить работоспособность модели при расчетах суточного хода температуры поверхности почвы. На рис. 4.2.7 сплошной линией показаны результаты расчета, которые практически совпадают с измеренными. Это еще раз подтверждает адекватность описания процессов испарения с помощью математической модели.

Была также выполнена оценка работоспособности блока математической модели, отвечающего за расчеты испарения с растительного покрова. Для этих целей использовалась экспериментальная зависимость суммарного испарения

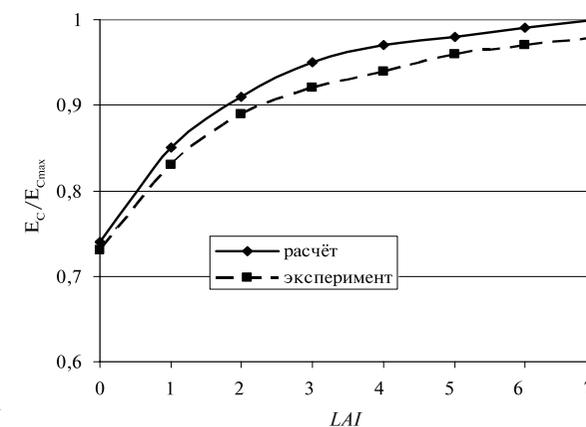


Рис. 4.2.7. Зависимость отношения суммарного испарения (E_c) с поверхности почвы, покрытой растительностью имеющей листовой индекс LAI , к испарению с почвы, имеющей $LAI=\infty$ от LAI

от величины листового индекса, приведенная в работе [11]. Данный параметр (листовой индекс), входит практически во все исходные уравнения математической модели, связанные с описанием процесса транспирации. На рис. 4.2.7 приведены расчетные и измеренные зависимости суммарного испарения от LAI , которые не имеют значительного расхождения.

Для комплексного тестирования модели мы использовали результаты экспериментальных исследований потока водяного пара, а также сопутствующих метеорологических параметров атмосферы, которые были получены с помощью пульсационных измерений в течение трех вегетационных периодов в 1998–2000 гг. на верховом болоте, расположенном на территории Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника в Тверской области [24]. Метеорологические параметры фиксировались каждые 10 секунд, с последующим осреднением до 10- минутных значений. Потоки влаги в процессе обработки и анализа усреднялись до 0,5 часовых значений.

На рис. 4.2.8 приведен пример сопоставления результатов измерения и расчета суточной динамики потока пара в атмосферу в период с 24 по 25 июля 1998 г. Как видно, общий характер динамики потока пара воды описывается моделью адекватно. Все пики в графиках, характеризующие изменение потоков во времени, присутствуют как в экспериментальных, так и расчетных зависимостях.

Для объективной оценки работоспособности модели нами использовался показатель эффективности, который определяется согласно [27] следующим образом:

$$Ef = 1 - \frac{\sum_N (x_p - x_{\text{Э}})^2}{\sum_N (x_p - \bar{x}_{\text{Э}})^2}, \quad (4.2.88)$$

где x_p и $x_{\text{Э}}$ — рассчитанные и экспериментальные значения некоторой величины x ; N — дискретное множество выборки данных исследуемой величины x .

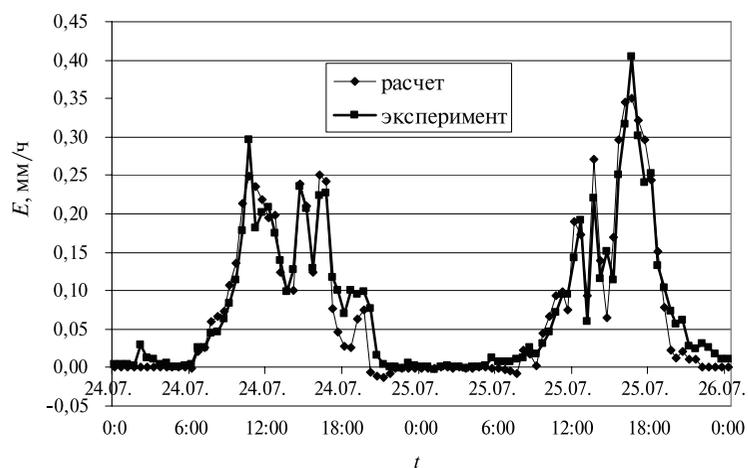


Рис.4.2.8. Сопоставление результатов измерения и расчета динамики потока пара в атмосферу

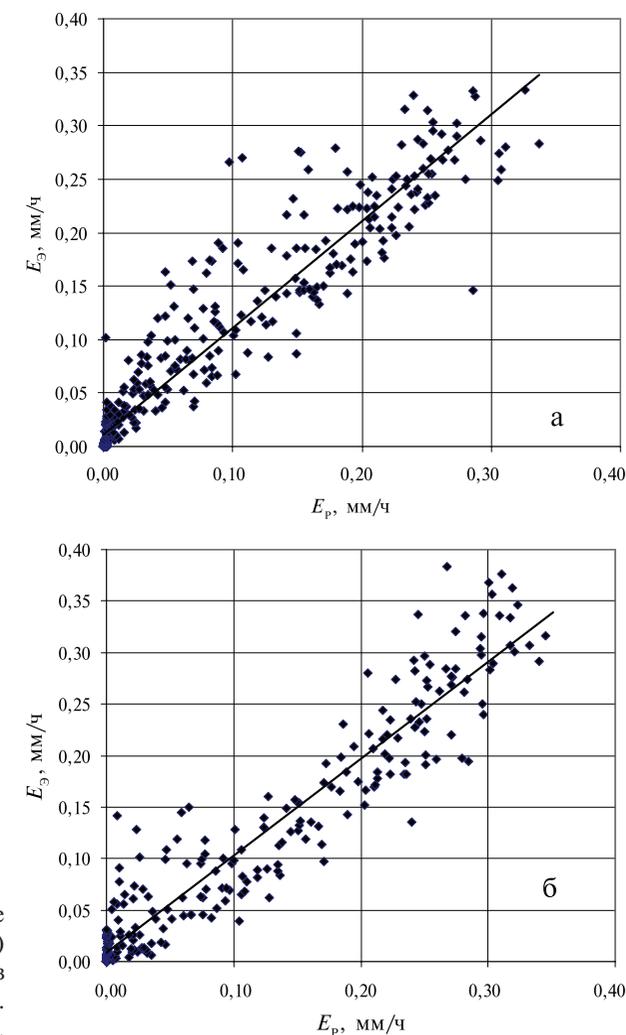


Рис. 4.2.9. Сопоставление экспериментальных ($E_{\text{Э}}$) и рассчитанных (E_p) потоков пара в атмосферу. а — 1998 г., б — 1999 г.

В нашем случае показатель эффективности Ef соответствия значений потоков пара воды $E_{\text{Э}}$ и E_p — 0,91.

Обычно полагают, что при $Ef > 0,5$ модель достаточно хорошо воспроизводит временную динамику x (при $Ef = 1$ расчет следует признать идеальным), если же $Ef < 0$, то временная изменчивость переменной x воспроизводится плохо (в этом случае даже простое осреднение наблюдаемых значений лучше модельного расчета). Таким образом, приведенные выше значения Ef свидетельствуют о том, что воспроизведение моделью суточной динамики величины испарения — очень хорошее.

Была проведена также статистическая оценка сходимости измеренных и рассчитанных величин испарения. На рис. 4.2.9 приведены соответствующие

графические связи между экспериментальными и теоретическими данными. При этом квадрат коэффициента корреляции (R^2) для наблюдений 1998 и 1999 гг. равен, соответственно, 0,92 и 0,90. То есть статистические оценки также указывают на высокую степень сходимости измеренных и рассчитанных результатов и на достаточно хорошую работоспособность математической модели суммарного испарения, что позволяет использовать ее для практических расчетов и численных оценок.

4.2.8. Численные эксперименты по оценке влияния различных факторов на величину испарения

Для определения практических возможностей модели, на наш взгляд, необходимо провести детальные численные эксперименты по оценке влияния различных почвенных и гидрометеорологических характеристик на величину испарения. При этом будут решаться две задачи. Первая — представляет научный интерес, связанный с познанием механизмов процесса испарения, опирающихся на взаимодействие теплового и водного режимов почв.

Вторая часть связана с исследованием чувствительности модели к изменению величины исходных данных и тем самым с определением точности задания гидрометеорологических и почвенных характеристик при расчетах испарения.

Так как величина испарения зависит от многих факторов, находящихся иногда в сложной взаимосвязи друг с другом, нами для более упорядоченного анализа факторы были распределены на несколько групп.

К первой группе были отнесены факторы, имеющие параметрический характер (влажность и плотность почвы, почвенно-гидрологические константы и др.) и используемые при определении сложных почвенных и гидрометеорологических характеристик.

Вторую группу факторов составляют такие характеристики тепловлагопереноса, как потенциал почвенной влаги, коэффициенты теплопроводности, теплопроводности почв и турбулентного тепловлагообмена в поверхностном слое воздуха.

К третьей группе факторов были отнесены гидрометеорологические характеристики, используемые при расчетах испарения (температура воздуха, давление пара, скорость ветра, измеряемые на высоте 2 м, и радиационный баланс поверхности почвы), а также степень их осреднения. Последнее определяется детализацией задания временного хода гидрометеорологических характеристик и влиянием этого фактора на величину испарения.

К четвертой группе факторов относятся такие характеристики растительного покрова, как листовой индекс, минимальное устьичное сопротивление, параметры корневой системы.

Кроме перечисленных выше факторов, имеющих физическую сущность, существует ряд характеристик, присущих лишь используемой модели и способов ее реализации, но значительно влияющих на величину расчетного испарения. В нашем случае к таковым можно отнести параметры численной схемы (шаги по времени и координате, число используемых итераций при решении разностных уравнений).

Кроме анализа влияния различных факторов на величину испарения, нами также параллельно рассматривается влияние этих же факторов на величину температуры поверхности почвы. Данная характеристика в значительной степени определяет величину испарения с поверхности почвы, при прочих равных условиях. Исходя из того, что измерение температуры почвы не столь трудоемко, как измерение испарения, и может проводиться как локально, так и на больших пространствах (с помощью тепловой аэросъемки), в практических исследованиях целесообразно использовать именно эту характеристику теплового режима почв.

Для анализа влияния почвенных факторов на величину испарения нами в основном использовались результаты численных экспериментов по моделированию испарения с оголенной поверхности почвы. В этом случае роль почвенного покрова в формировании процесса испарения проявляется наиболее ярко.

Анализ результатов численных экспериментов начнем с последней группы факторов, чтобы определить, какие параметры численной схемы целесообразно использовать в дальнейших расчетах.

При численных экспериментах, результаты которых помещены в этом разделе, были использованы следующие значения параметров и характеристик тепловлагопереноса в почве и поверхностном слое воздуха.

Плотность почвы (ρ_{II}) изменялась в ряде численных экспериментов от 1 до 2,2 г/см³. Для начальной влажности почвы (W_0), постоянной по всему профилю, использовались также различные значения. Реперные значения влажности для расчета потенциала почвенной влаги использовались следующие: $W_1 = 0,30$ долей объема при $\psi_1 = -33$ Дж/кг; $W_2 = 0,15$ долей объема при $\psi_1 = -15000$ Дж/кг. Скорость ветра (u_2) и давление пара (q_2) на высоте 2 м от поверхности почвы оставались постоянными на протяжении расчетного интервала, но менялись по величине в различных сериях численных экспериментов. Начальная температура почвы задавалась постоянной по профилю и равной 23,3 °С. Радиационный баланс поверхности почвы рассчитывался по формулам, приведенным выше на день 22 июня 1986 г. на 40° северной широты. В ряде численных экспериментов широта изменялась.

Первые численные эксперименты были проведены с целью выяснить оптимальное количество итераций при решении уравнений тепло- и влагопереноса. Уменьшая число итераций, мы понижаем точность расчета, а повышая, увеличиваем продолжительность расчета на ЭВМ. Результаты расчетов показывают, что достаточно использовать 3 итерации при решении теплового уравнения и 4 при решении уравнения влагопереноса. При этом погрешность расчета испарения не превышает 2 % и возникает именно при решении уравнения влагопереноса.

Анализируя полученные результаты, можно заметить, что погрешность расчета E появляется в момент времени, когда происходит быстрое подсыхание верхнего тонкого слоя почвы, то есть во время практически скачкообразного изменения влажности почвы.

Поэтому чтобы погрешность расчета испарения была меньше, чем 2 %, необходимо в момент резкого снижения влажности на поверхности почвы уменьшить величину шага по времени (τ). Однако в численных экспериментах это делать нецелесообразно, так как достигнутая точность расчета вполне удовлетворяет наши

практические потребности по оценке влияния различных факторов на величину испарения.

Результаты по расчету испарения и температуры поверхности почвы показывают, что, увеличивая τ с 0,1 до 1,5 часов, мы изменяем величину расчетного испарения на 5 %. При этом эта величина практически не зависит от длительности расчетного интервала. Из этого можно сделать важный вывод о возможности использования больших шагов по времени при расчетах испарения за длительные интервалы времени. При расчетах суточного хода величины испарения целесообразно использовать шаг по времени не более 0,5 ч.

Исследование влияния шага по координате (h) показали, что увеличение h с 0,2 до 1 см приводит к заметному уменьшению величины расчетного испарения, более чем на 30 %. Поэтому для расчета суточного хода испарения и температуры поверхности почвы нами использовался шаг по координате, равной 0,2 см. При расчетах испарения за длительные интервалы времени можно использовать и большие h , но при этом необходимо подобрать оптимальное значение шага по времени. Нами, при численной реализации модели, используется алгоритм с переменными шагами по координате, величина которых возрастает с глубиной расчетного слоя.

От влажности почвы зависят многие характеристики тепловлагопереноса. Изменение влажности приводит к изменению водно-физических и тепловых свойств почв. Влажность почвы, так же как и температура, определяет давление водяного пара в почве. В свою очередь упомянутые водно- и теплофизические характеристики заметно влияют на процесс испарения.

Кроме того, от влажности почвы зависит альbedo и тем самым радиационный баланс поверхности.

Из вышесказанного видно, насколько сложно исследовать влияние влажности почвы на величину испарения, особенно в природных условиях. Разработанная нами математическая модель позволяет учесть весь комплекс факторов, связанных с влажностью почвы, и исследовать их влияние на испарение, как в совокупности, так и отдельным образом.

При низких значениях W_0 наблюдается процесс конденсации, который при определенной влажности может в течение суток компенсироваться испарением. При увеличении влажности, вплоть до значений 0,30–0,35 долей объема, что соответствует примерно наименьшей влагоемкости, наблюдается заметный рост величины испарения. Дальнейший рост влажности ведет уже к незначительному росту E . Изменение же температуры поверхности почвы находится в обратной зависимости от изменением влажности (табл. 4.2.5).

Для оценки влажности как фактора, определяющего динамику движения почвенной влаги, были проведены специальные численные эксперименты по моделированию процесса испарения без учета влагопереноса в почве, то есть при постоянной влажности почвы.

Из сопоставления результатов табл. 4.2.5 видно, насколько сильно влияет динамика движения почвенной влаги на процесс испарения. При неограниченном подтоке влаги к поверхности почвы испарение зависит от влажности посредством упругости водяного пара и тепловых свойств почв. С ростом влажности давление водяного пара в почве возрастает и, в соответствии с за-

Таблица 4.2.5

Зависимость физического испарения (E_{Φ} , см) и температуры поверхности почвы (T_{Π} , °C) от начальной влажности почвы (W_0 , долей объема), плотности почвы (ρ , г/см³), коэффициента теплопроводности (λ), коэффициента влагопроводности жидкой влаги (K_B) и коэффициента паропереноса (K_{Π})

С учетом влагопереноса			Без учета влагопереноса			Без учета влагопереноса		
W_0	E_{Φ}	T_{Π}	W_0	E_{Φ}	T_{Π}	ρ	E_{Φ}	T_{Π}
0,1	0,098	49,3	0,04	-0,413	57,7	1,2	0,318	37,2
0,2	0,188	45,9	0,06	-0,007	46,2	1,4	0,315	36,9
0,3	0,33	34,3	0,08	0,262	38,8	1,6	0,307	36,5
0,4	0,36	31,9	0,1	0,307	36,5	1,8	0,297	36,1

$\lambda = n\lambda_0$			$K_B = nK_{B0}$			$K_{\Pi} = nK_{\Pi 0}$		
n	E_{Φ}	T_{Π}	n	E_{Φ}	T_{Π}	n	E_{Φ}	T_{Π}
1	0,295	35,5	1	0,295	35,5	1	0,084	45,1
2	0,290	33,5	2	0,309	31,7	2	0,103	44,2
4	0,287	30,7	4	0,312	31,2	4	0,125	43,1
6	0,289	29,3	6	0,314	31,1	6	0,139	42,4

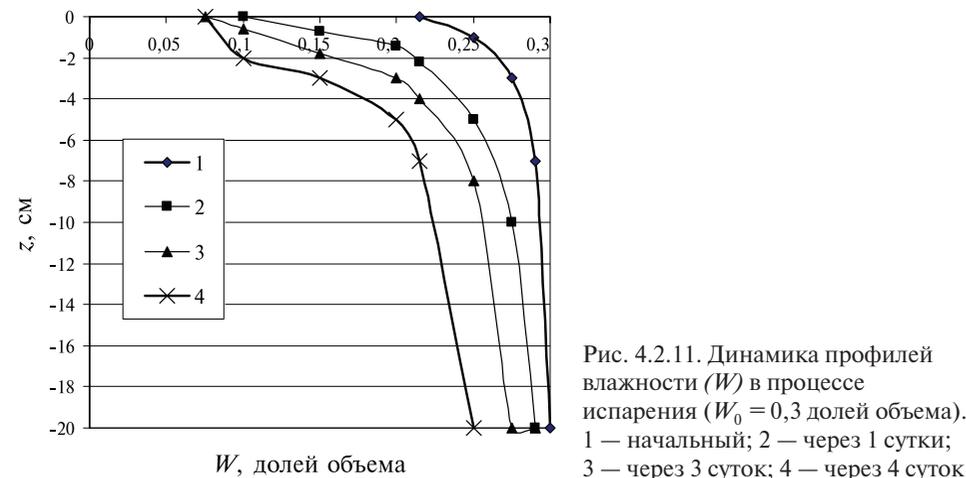
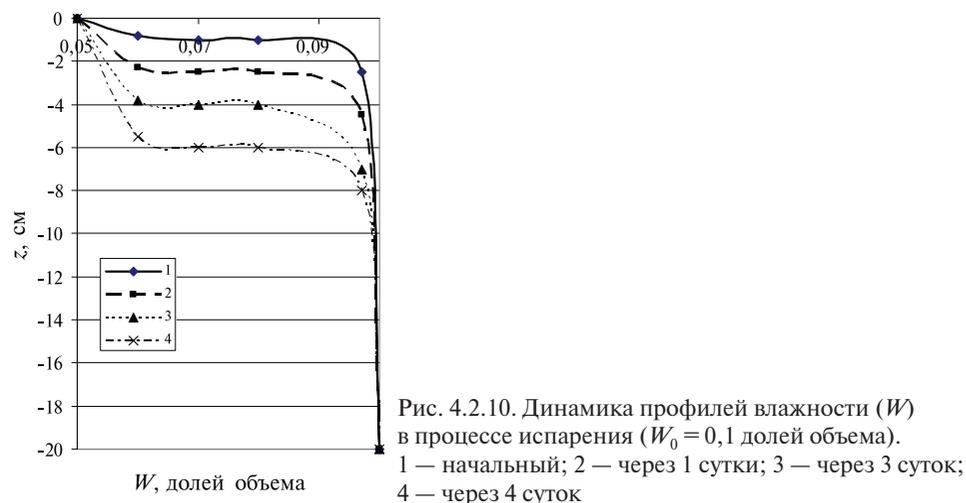
Примечание: время суток вывода представленной информации — 15 часов.

коном Дальтона, возрастает величина испарения. Одновременно при увеличении W_0 растет теплоемкость и теплопроводность почвы. С увеличением теплопроводности почвы падает температура поверхности и тем самым величина испарения. Рост же теплоемкости приводит к тому, что на этапе повышения температуры воздуха высокая теплоемкость препятствует быстрому росту температуры почвы и тем самым снижает величину испарения. При понижении температуры воздуха, наоборот, высокая теплоемкость повышает величину испарения.

Это сложное взаимодействие различных факторов, связанных с влажностью почвы, можно выявить из полученных результатов. Однако очевиден тот факт, что решающее влияние влажности как фактора, лимитирующего подток влаги к фронту испарения, завуалирует вышеуказанные зависимости.

Более наглядно это можно представить на основе результатов расчета динамики профилей влажности почвы в процессе испарения, изображенных на рис. 4.2.10 и 4.2.11.

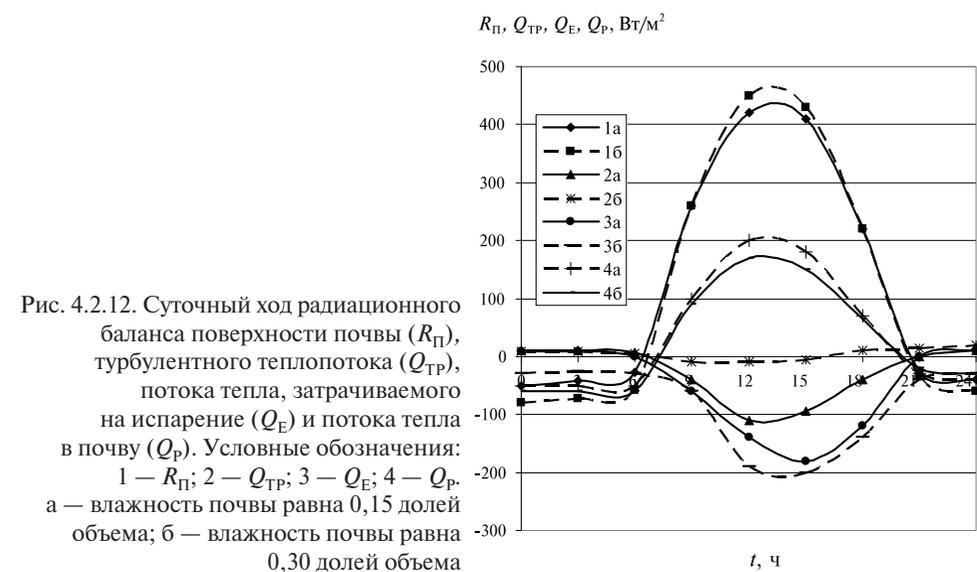
Расчеты проводились для двух исходных значений влажности 0,10 и 0,30 долей объема. Как видно из сопоставления полученных результатов, несмотря на различие исходных влажностей, в верхнем слое почвы через некоторое время устанавливаются близкие по величине значения W . Тем самым тепловые свойства поверхности почвы существенно не различаются. Зато высокая влажность (рис. 4.2.11) способствует подтягиванию к поверхности почвы влаги из нижних горизонтов почвенной толщи. В случае низкой влажности влага поступает к поверхности лишь в процессе внутрипочвенного испарения, что в значительной степени лимитирует величину испарения.



При рассмотрении влияния влажности на испарение необходимо также упомянуть о наличии множества обратных связей. Рассмотрим наиболее явные из них.

Рост величины испарения приводит к понижению температуры поверхности почвы, а это в свою очередь уменьшает давление водяного пара и изменяет составляющие теплового баланса ее поверхности. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что с ростом влажности растут радиационный баланс поверхности почвы (R_{Π}) и поток тепла, затрачиваемый на испарение (Q_E). При этом величина турбулентного теплопереноса ($Q_{\text{ТР}}$) уменьшается, а поток тепла в почву (Q_P) меняется незначительно (рис. 4.2.12).

Таким образом, понижение температуры поверхности почвы вследствие повышения влажности некоторым образом компенсируется ростом радиационно-



го баланса. То есть существуют как положительные, так и отрицательные обратные связи в причинно-следственной цепочке «влажность почвы — температура поверхности почвы — испарение».

Наряду с влиянием влажности на испарение и температуру поверхности почвы существует заметная связь этих характеристик с плотностью почвы (ρ_{Π}). Плотность, так же как и влажность, изменяет тепловые и водно-физические свойства почвы. При возрастании плотности увеличивается теплоемкость и теплопроводность почвы. Влагопроводность же почвы неоднозначно зависит от ρ_{Π} . Так, при одной и той же объемной влажности капиллярная влагопроводность выше у почв с большей плотностью, а пленочная и паро-диффузная проводимость — у почв с меньшей плотностью.

Весь этот сложный характер зависимости основных характеристик тепло- и влагопереноса от ρ_{Π} передается и на зависимость испарения от плотности, которую можно проследить на основе данных, помещенных в табл. 4.2.5.

При расчете испарения с учетом влагопереноса в почве мы можем наблюдать, что при низких значениях влажности испарение уменьшается с ростом плотности, а при высоких значениях наоборот — возрастает. Если же влагоперенос не рассматривается, то рост плотности ведет к увеличению испарения. Причины этой сложной связи аналогичны рассмотренным выше, при анализе влияния влажности на испарение и температуру поверхности почвы.

Выше было показано, что влияние влажности и плотности почв на испарение и температуру поверхности почвы осуществляется опосредованно, через тепло- и водно-физические характеристики почв. К последним можно отнести коэффициенты теплопроводности (λ) и влагопроводности почв (K_B).

В табл. 4.2.5 приведены результаты расчета испарения и температуры поверхности почвы при различных значениях теплопроводности и влажности по-

чвы. Как и следовало ожидать, с увеличением коэффициента теплопроводности суммарная суточная величина испарения уменьшается. Однако динамика суточного хода испарения и температуры поверхности почвы не столь однозначны.

Согласно полученным результатам в вечернее и ночное время, когда идет охлаждение почвы, величина испарения и температура поверхности растет с увеличением λ . Это можно объяснить тем, что поток тепла в это время направлен не в почву, а из почвы. При этом высокая теплопроводность позволяет поддерживать и более высокую температуру верхнего слоя почвы за счет поступления тепла из нижних горизонтов.

В дневное время наоборот — поток тепла направлен в почву, и в случае высокой теплопроводности происходит быстрый его отвод в нижележащие слои. Тем самым уменьшается нагрев почвы и падает испарение. Интересно отметить, что эффект понижения температуры поверхности почвы с возрастанием теплопроводности более заметен при высоких скоростях ветра. Ветер как бы усиливает температурные контрасты на поверхности почвы, имеющей участки с различными тепловыми свойствами.

В общем же случае влияние теплопроводности почвы на испарение не столь значительно. При изменении λ на 1 %, испарение меняется лишь на 0,04 % (табл. 4.2.6), и то при низких значениях влажности почвы и низкой величине E_{ϕ} . При высокой влажности это изменение составляет лишь 0,02 %.

Более сильное влияние на испарение, чем теплопроводность, оказывает влагопроводность почвы. Нами рассмотрено влияние двух характеристик влагопереноса, коэффициента влагопроводности жидкой фазы (табл. 4.2.5) и коэффициента паропереноса. Из анализа полученных результатов следует, что при высокой влажности почвы лимитирующее воздействие влагопроводности наиболее ярко проявляется в дневные часы, когда величина испарения велика. При низкой же влажности почвы основное влияние на испарение оказывает коэффициент паропереноса. Причем решающую роль играет составляющая паропереноса связанная с градиентом влажности (4.2.52).

Из табл. 4.2.6 следует, что при изменении λ и K_B на 1 % влияние на величину испарения коэффициента влагопроводности почти на порядок выше, чем коэффициента теплопроводности. Поэтому точность определения K_B должна быть выше, чем λ , если эти характеристики используются для расчета испарения.

Выше рассмотрено влияние факторов на испарение, которые в основном определяют исходное состояние почвы, то есть начальные условия. Метеорологические же факторы определяют граничные условия при расчете испарения и поэтому имеют временной ход.

Нами исследовалось влияние на испарение температуры воздуха, давления пара и скорости ветра на высоте 2 м, а также радиационного баланса поверхности почвы. В табл. 4.2.6 помещены результаты численных экспериментов по оценке влияния на испарение с поверхности почвы первых трех факторов. Из анализа полученных результатов следует, что наиболее тесная связь испарения существует с температурой воздуха. Скорость ветра, наоборот, влияет на величину испарения слабо.

Наиболее же сильное влияние на величину испарения оказывает радиационный баланс поверхности почвы.

Таблица 4.2.6

Относительное изменение величины суточного испарения при увеличении численных значений гидрометеорологических и почвенных характеристик на 1 %, $\delta = 100 \cdot (E_1 - E_0)/E_0$; u_2, e_2, T_2 — скорость ветра, давление пара и температура воздуха на высоте 2 м от поверхности почвы, R_{Π} — радиационный баланс поверхности почвы, λ — коэффициент теплопроводности, K_B — коэффициент влагопроводности жидкой фазы, K_{Π} — коэффициент паропереноса, W — влажность почвы

Характеристика	u_2 , м/с	e_2 , мбар	T_2 , °С	R_{Π} , Вт/(см ² · °С)	λ , Вт/(см · °С)	K_B , см/ч	K_{Π} , см/ч			
W , долей объема	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,3
%	0,02	-0,1	0,21	0,43	-0,4	-0,02	0,3	0,03	0,001	0,15

Анализ результатов численных экспериментов показывает, что при изменении R_{Π} на 1 %, величина испарения может меняться на 0,4–1 %. Таким образом, при расчетах испарения необходимо уделять особое внимание точности задания характеристик, определяющих тепловой баланс поверхности почв.

Кроме ошибок, связанных с определением величины метеорологических характеристик, могут возникнуть ошибки расчета испарения из-за осреднения данных характеристик за некоторый интервал времени. Для исследования этой стороны вопроса, нами были проведены численные расчеты испарения с учетом суточного хода радиационного баланса поверхности почвы и температуры воздуха и без учета такового. При этом среднесуточные значения R_{Π} и T_2 для двух данных вариантов оставались неизменными.

Результаты расчетов динамики испарения и температуры поверхности почвы показывают, что неучет суточного хода R_{Π} и T_2 значительно искажает внутрисуточную динамику испарения. При этом погрешность расчета испарения за интервалы времени более чем сутки составляет 4 %, при исходной влажности 0,30 долей объема и 10 % при $W = 0,10$ долей объема (табл. 4.2.7).

Во всех случаях неучет суточного хода радиационного баланса поверхности почвы и температуры воздуха приводит к занижению величины испарения. Поэтому можно сделать вывод о том, что использование при расчетах испарения гидрометеорологических характеристик, осредненных за большие интервалы времени, приводит к некоторому занижению величины E_{ϕ} .

Таблица 4.2.7

Влияние суточного хода радиационного баланса (R_{Π}) и температуры воздуха (T_2) на величину испарения с поверхности почвы (E_{ϕ} , см) и температуру поверхности почвы (T_{Π} , °С)

Сутки	С учетом суточного хода R_{Π} , T_2		Без учета суточного хода R_{Π}		Без учета суточного хода T_2	
	E_{ϕ}	T_{Π}	E_{ϕ}	T_{Π}	E_{ϕ}	T_{Π}
1	0,619	44,67	0,598	33,60	0,603	42,02
2	0,832	47,05	0,779	35,49	0,809	44,10
3	1,005	48,32	0,960	36,34	0,995	45,18

Наряду с почвенными и гидрометеорологическими характеристиками, которые в значительной степени определяют величину испарения с поверхности почвы, параметры растительного покрова являются основными при расчете транспирации. Листовой индекс, устьичное сопротивление, параметры корневой системы представлены в нашей модели в виде интегральных характеристик, что является объективным отражением реального процесса переноса влаги от корневой системы до поверхности листа. Проблема заключается лишь в том, насколько действительные средние значения вышеперечисленных характеристик отличаются от задаваемых в нашей модели. Поэтому для решения данной проблемы необходимы численные эксперименты по оценке чувствительности модели испарения к изменению параметров растительного покрова.

В табл. 4.2.8 помещены отдельные результаты расчета суммарного испарения и его составляющих при различных значениях листового индекса, минимального устьичного сопротивления и параметров корневой системы.

Как видно из полученных результатов, рост листового индекса приводит не только к увеличению транспирации, но и к росту суммарного испарения. Необходимо подчеркнуть тот факт, что изменение LAI в 2 раза при среднем значении, равном 4, приводит к изменению суммарного испарения лишь на 5 %. То есть на фазе развития растения со стабильным листовым покровом точность задания такой характеристики, как LAI , может быть невысокой. Данная ситуация объясняется тем, что изменение LAI приводит в основном к перераспределению долей транспирации и физического испарения в суммарном. Точно к таким же результатам приводит изменение параметра ν в формуле (4.2.12), который характеризует степень поглощения радиации листвой. В этом случае изменение ν в 2 раза, при среднем значении, равном 0,4, меняет величину суммарного испарения всего на 3 %.

При анализе влияния параметров корневой системы на составляющие суммарного испарения наблюдается несколько иная картина. В этом случае плотность корневой системы практически не оказывает воздействия на величину физического испарения. Величина же транспирации имеет слабую зависимость от параметра ρ_0 , несмотря на то, что E_T согласно выражению (4.2.59) находится в прямопропорциональной зависимости от этого параметра. Дополнительный факторный анализ показывает, что изменение параметров корневой системы влечет за собой обратные по направленности изменения устьичного сопротивления. Как показывают результаты численных экспериментов, величина устьичного сопротивления зависит практически от всех почвенных, гидрометеорологических и растительных факторов. Модель наглядно демонстрирует роль устьичной регуляции процесса испарения.

В нашей модели устьичная регуляция осуществляется посредством изменения потенциала листа. Например, при уменьшении влажности почвы потенциал листа возрастает, что приводит к изменению устьичного сопротивления. Увеличение же, например, потока радиации приводит, наоборот, к уменьшению потенциала листа и, в соответствии с формулой (4.2.63), увеличению устьичного сопротивления.

Оценка влияния минимального устьичного сопротивления на составляющие суммарного испарения (табл. 4.2.8) показывает, что величина транспирации до-

Таблица 4.2.8

Зависимость составляющих суммарного испарения (E_Φ , см; E_T , см; E_C , см) от плотности корневой системы (ρ_{K0} , см⁻¹), минимального устьичного сопротивления (r_{y0} , с/см), листового индекса (LAI), коэффициента поглощения радиации листвой (ν)

ρ_{K0}	0,01	0,05	0,1	0,5
E_Φ	0,48	0,48	0,48	0,48
E_T	1,29	1,81	1,95	2,01
E_C	1,77	2,29	2,43	2,49
r_{y0}	0,1	0,5	2	5
E_Φ	0,46	0,47	0,48	0,49
E_T	2,27	2,10	1,71	1,25
E_C	2,73	2,57	2,19	1,74
LAI	0	2	4	8
E_Φ	1,86	0,95	0,48	0,04
E_T	0	1,32	1,95	2,50
E_C	1,86	2,27	2,43	2,54
ν	0,2	0,4	0,8	1,0
E_Φ	0,89	0,48	0,19	0,15
E_T	1,33	1,71	1,95	1,98
E_C	2,23	2,29	2,14	2,13

Примечание: расчетный интервал равен 6 суткам.

вольно существенно зависит от этого параметра. Так, в диапазоне изменения r_{y0} от 0,5 до 2 с/см, то есть для большинства сельскохозяйственных культур, транспирация изменяется примерно на 20 %. Физическое испарение при этом меняется мало.

Кроме анализа влияния различных факторов на величину испарения, нами была выполнена сравнительная оценка различных методов расчета суммарного испарения E_C . Для этой цели одновременно с расчетами E_C по модели выполнялись расчеты испаряемости E_{OP} по уравнению радиационного баланса:

$$E_{OP} = R/L_{\Pi}, \quad (4.2.89)$$

по методу Пенмана:

$$E_{OP} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_{OP} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} 0,26(1 + 0,54u_2), \quad (4.2.90)$$

$$\Delta = (q_{\Pi}^* - q_A^*) / (T_{\Pi} - T_A)$$

и суммарного испарения по комплексному методу:

$$E_K = E_0 \frac{M_H + M_K}{2M_{KP}}, \quad (4.2.91)$$

где Δ — наклон кривой, выражающей давление насыщенного водяного пара как функцию температуры; γ — психрометрическая постоянная; q^* — давление насыщенного пара при температуре T ; M_H , M_K — запас влаги в метровом слое почвы на начало и конец расчетного интервала времени; M_{KP} — критический влагозапас в метровом слое при влажности, равной наименьшей влагоемкости.

В табл. 4.2.9 приведены данные сопоставлений расчета испарения и испаряемости по разным схемам при наличии растительного покрова и для оголенной поверхности почвы. Как следует из полученных результатов, при высоких значениях влажности величина испарения, вычисленная по нашей модели более близка к испаряемости, рассчитанной по методу Пенмана, чем по методу радиационного баланса.

Таблица 4.2.9

Сопоставление данных расчета испарения за 3 суток по математической модели с результатами расчета по различным схемам ($E_{\text{ф}}$ — физическое испарение; $E_{\text{т}}$ — транспирация; $E_{\text{ор}}$ — испаряемость, рассчитанная по радиационному балансу; $E_{\text{оп}}$ — испаряемость, рассчитанная по методу Пенмана; $E_{\text{к}}$ — испарение, рассчитанное по комплексному методу; W_0 — начальная влажность; LAI — листовой индекс)

W , долей объема	$LAI = 4$					$LAI = 0$				
	$E_{\text{ф}}$, см	$E_{\text{т}}$, см	$E_{\text{ор}}$, см	$E_{\text{оп}}$, см	$E_{\text{к}}$, см	$E_{\text{ф}}$, см	$E_{\text{т}}$, см	$E_{\text{ор}}$, см	$E_{\text{оп}}$, см	$E_{\text{к}}$, см
0,1	-0,45	0	0,23	0,39	0,09	0,21	0	0,89	0,81	0,25
0,2	0,05	0,09	1,31	1,08	0,93	0,54	0	1,04	0,91	0,59
0,3	0,24	1,00	1,63	1,29	1,70	1,07	0	1,34	1,10	1,23
0,4	0,23	1,01	1,62	1,29	1,70	1,08	0	1,34	1,10	1,23

Необходимо отметить, что величина испаряемости находится в сильной зависимости от свойств подстилающей поверхности, в нашем случае от влажности почвы. Это указывает на большое значение водно-физических свойств почвы при определении составляющих теплового баланса и тем самым высокую климатическую роль данных факторов.

Результаты расчета испарения с использованием комплексного метода более близки по величине к результатам моделирования для случая оголенной поверхности, чем при наличии растительности. Этот факт подтверждает обоснованность ввода в формулу (4.2.91) дополнительного сомножителя учитывающего свойства растительного покрова, что предлагается многими авторами, в частности Харченко [49].

В заключение отметим, что в данной работе представлена лишь часть информации о формировании процесса испарения с поверхности суши, полученной на основе численного моделирования. Однако и ограниченный анализ полученных результатов указывает на практическую значимость разработки физико-математических моделей испарения в системе «почва—растение—атмосфера».

ГЛАВА 5. ИССЛЕДОВАНИЯ ЭМИССИИ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ С БОЛОТНЫХ МАССИВОВ

Важнейшая задача современной гидроэкологии состоит в объяснении и прогнозировании климатических изменений, связанных с увеличением содержания в атмосфере парниковых газов, в основном двуокиси углерода и метана. Вопрос о роли природных экосистем в основных биогеохимических циклах по-прежнему остается дискуссионным. Установлено, что весомым источником пополнения парниковых газов в атмосфере Земли являются болота. Запас биогенного углерода в торфе болот и заболоченных землях России составляет 113,5 млрд т, что не менее 1/3 мировых запасов его в торфе [3].

Особенностью болотных массивов является незамкнутость круговорота вещества в этих природных образованиях. Процесс аккумуляции углерода в торфяной залежи усиливается ее свойствами и гидрологическим режимом, что обуславливает накопление органического вещества низкой степени разложения в залежи и исключение из глобального круговорота части углерода атмосферы. При потеплении климата улучшаются температурные и влажностные характеристики среды, что способствует увеличению продуцирования парниковых газов и возрастанию их потоков в атмосферу. Вопрос о количественных их характеристиках и, следовательно, об их вкладе в глобальное потепление климата и влияние гидрологического цикла на круговорот углерода становится весьма актуальным.

5.1. Экспериментальные исследования эмиссии парниковых газов

Анализ выполненных работ по изучению процессов аккумуляции углерода на болотных массивах показывает, что потери его происходят двумя путями: потоком эмиссии парниковых газов в атмосферу и выносом органического вещества стоком болотных вод. С целью оценки влияния характеристик гидрологического цикла на эти процессы были проведены исследования формирования потерь углерода на олиготрофном болотном массиве Ламмин-Суо (Выборгский район Ленинградской области), приуроченном к провинции средней тайги и выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка. Площадь болотного массива составляет 2,9 км². В работе [7; 9] приведено описание господствующих микроландшафтов, в которых производилось измерение эмиссии двуокиси углерода и метана. Одновременно с измерением парниковых газов на

болотном массиве проводился комплекс гидрометеорологических наблюдений по программе, предусмотренной для специализированных болотных станций Росгидромета [17].

5.1.1. Методика определения двуокиси углерода и метана

Эмиссия CO_2 и CH_4 определялась камерным методом, приведенном в работе [2]. При измерении использовались два типа камер: светонепроницаемые и светопроницаемые.

Светонепроницаемые алюминиевые камеры представляют собой цилиндрическую емкость на 20–40 литров с площадью основания соответственно 0,092 и 0,122 м². Сверху емкость герметично закрыта крышкой. Установленная на поверхности деятельного слоя такая камера позволяет улавливать идущий из торфяной залежи поток газа и накапливать его за определенный интервал времени.

На боковую поверхность ее нанесены кольцевые метки, соответствующие накопительной емкости камеры в 10, 15 и 20 литров. Камера имеет штуцер для отбора пробы газа или подключения к ней газоанализатора.

Светопроницаемая камера состоит из двух, соединяемых между собой посредством трубочин, частей:

- погружаемого в торфяную залежь основания камеры;
- прозрачной, изготовленной из органического стекла, накопительной емкости с откидной крышкой и выходным штуцером.

Общий вид светопроницаемой камеры, установленной на болоте, приведен на рис. 5.1.1. Светопрозрачный корпус камеры изготовлен из органического стекла и имеет в верхней части крышку, крепящуюся на кронштейнах. На боковой поверхности корпуса закреплен вентилятор, предназначенный для постоянного перемешивания воздуха в камере, и штуцер для присоединения камеры к вакуумному пробоотборнику.

Заглубляемая часть камеры изготовлена из стали и погружается в грунт на 10 см. На верхнем торце заглубляемой части камеры по ее периметру имеется полка шириной 3,0 см, на которую устанавливается аналогичная полка светопрозрачного корпуса камеры. Для герметичного соединения светопрозрачного корпуса с погружаемой частью и верхней части корпуса с крышкой устанавливаются силиконовые прокладки и крышка герметизируются специальными трубочинами.

Объем рабочей части камеры равен 0,0228 м³ при площади поперечного сечения 0,0912 м². Высота рабочей части камеры равна 250 мм.

Перед измерением камеры устанавливаются на поверхность болота и по их периметрам ножом прорезают замкнутую щель глубиной 10–12 см. При открытом штуцере камеру погружают в торфяную залежь до заданной метки. Если предполагается повторная установка камеры в этом пункте, то тогда в залежь устанавливают колышки с выступом на заданной глубине от поверхности болота. На эти выступы устанавливают нижний срез камеры, достигая этим высокое постоянство рабочего объема камеры при измерении эмиссии.

Посредством присоединения к штуцеру специальных колб, предварительно вакуумированных, отбирают пробы воздуха для анализа на содержания в них CO_2 и CH_4 .



Рис. 5.1.1. Светопроницаемая камера, установленная в центральной части болотного массива. К штуцеру присоединен шприц для отбора пробы воздуха

Учитывая, что поверхность микрорельефа в пределах микроландшафта представляет собой непрерывное поле высот, произвольные профили которого обладают свойствами эргодичности стационарных случайных функций, пункты установки камер определялись с учетом их положения над уровнем болотных вод. С этой целью нивелированием определялась отметка поверхности пункта измерения и превышение его над уровнем болотных вод.

Время экспозиции в точке измерения парниковых газов определяется точностными характеристиками газоанализатора и объемом рабочей камеры. При небольших значениях времени экспозиции (5–10 минут) объем накопленного газа в камере относительно небольшой и измерение концентрации производится с большой относительной погрешностью. Поэтому необходимо повысить концентрацию газа, что возможно путем увеличения времени экспозиции. Но последнее ограничивается действием двух факторов: повышением температуры в камере, что приводит к активизации процесса разложения органики, и уменьшением интенсивности эмиссии вследствие увеличения концентрации газа в камере. Первое ограничение не является существенным, так как теплофизические свойства деятельного слоя залежи не позволяют за период измерения в пределах часа значительно изменить его температуру. Второе ограничение более существенное, так как повышение концентрации газа в камере может изменить интенсивность диффузии. При нарушении этого условия увеличение концентрации газа в камере будет происходить не по линейному закону.

В связи с этим были проведены опыты в сфагново-кустарничковом микроландшафте по накоплению двуокиси углерода в камерах с рабочим объемом 10 и 15 литров за интервал времени в 20 часов. Результаты опытов показывают, что нарастание концентрации происходит по линейному закону согласно уравнению:

$$C_{\text{CO}_2} = 0,0007t + 0,1463, \quad (5.1.1)$$

где C_{CO_2} — концентрация CO_2 , в процентах объема; t — время экспозиции, мин.

Аналогичные опыты были проведены также по накоплению метана в камерах объемом 10 дм³, установленных в сфагново-кустарничковом микроландшафте. Последние устанавливались на элементы микрорельефа поверхности

болота, возвышающиеся на 2–3 см над уровнем болотных вод. Ниже приведены результаты эксперимента:

Время от начала опыта, мин	0	15	30	90	150
Концентрация CH_4 , млн ⁻¹	2,00	4,83	8,08	13,8	21,8

Приведенные данные показывают, что нарастание концентрации CH_4 в камере происходит также по линейному закону согласно уравнению:

$$C_{\text{CH}_4} = 0,1258t + 2,929, \quad (5.1.2)$$

где C_{CH_4} — концентрация CH_4 в млн⁻¹. При проведении опытов естественный природный фон метана на болотном массиве был в пределах 1,96–2,03 млн⁻¹.

Таким образом, выбор времени экспозиции зависит в основном только от чувствительности газоанализатора. При использовании газоанализатора ПГА-1, которым определялось содержание CO_2 в опытах 2002 года, время экспозиции составляло 25–30 мин. Основная приведенная погрешность при этом была не более 5 %.

Оптимальное время экспозиции при определении CO_2 и CH_4 газохроматической установкой в опытах 2004, 2008–2010 гг., составляет от 10 до 25 минут. Детальное описание газохроматографической установки (ГХ) приведено в работе [22]. Установка состоит из блоков термостатирования колонок, управления, подготовки пробы воздуха для анализа, электрометра, узла ввода пробы в ГХ, амплитудно-цифрового преобразователя (АЦП) и компьютера (ПК). В установке использовался пламенно-ионизационный детектор, обладающий высокой степенью линейности в широком диапазоне концентраций метана. Регистрация хроматограмм проводилась с помощью ПК, подключенного к электрометру ГХ через двадцатиразрядный АЦП. Для обработки хроматографической информации использовалось программное обеспечение, обеспечивающее измерение площадей и амплитуд пиков хроматограмм с автоматической записью данных на ПК. При выполнении измерений газовый хроматограф калибровался относительно образцовой газовой смеси, проверенной по международному эталону, что обеспечивало сопоставимость данных измерений с данными наблюдений метана на мировой сети измерений парниковых газов. Процедура определения концентрации для каждой пробы выполняется 3–5 раз.

Согласно современным представлениям, выход парниковых газов в атмосферу происходит диффузионным путем, по стеблям растений и посредством пузырькового механизма.

Пузырьковый механизм, обуславливающий дискретный выход газа в атмосферу, в основном присущ метану. Он наблюдается в 10–20 % случаев, при которых интенсивность его эмиссии превышает фоновую на 1–2 порядка, а концентрация в камере приближается к 800 млн⁻¹. Метан образуется в анаэробной зоне ниже уровня болотных вод, и, обладая незначительной степенью растворимости, накапливается в пористом пространстве деятельного слоя в виде отдельных пузырьков разных размеров. При достижении пузырьком критического размера, который обуславливает образования подъемной силы способной преодолеть силу сопротивления всплытию, он всплывает и образует выброс этого газа. Наиболее активен этот механизм во второй половине вегетационно-

го периода при прогреве верхнего, 20-сантиметрового слоя залежи до 8–13 °С. Обычно выходы метана приурочены к пониженным элементам микрорельефа со сфагново-пушицевыми ассоциациями или к топяным участкам болот. В этих микроландшафтах, на участках с преобладанием осок и тростника, время экспозиции уменьшают до 10–15 минут.

Двуокись углерода в основном образуется в ненасыщенной водой зоне. Обычно выше уровня болотных вод, обладает значительно большей степенью растворимости, по отношению к этому свойству метана, и поэтому не образует пузырьков. Она диффузионным путем переносится в атмосферу.

С целью учета пузырькового механизма переноса CH_4 при определении эмиссии метана было применено усовершенствование, позволяющее учесть его дискретный выход, который не превышает 20–40 секунд. Поэтому была применена следующая последовательность проведения работ при отборе пробы воздуха:

— при открытой верхней крышки камеры (в этом случае она не изолирована от атмосферы) включают вентилятор и в течение 5 минут вентилируют камеру и далее, не закрывая крышку, присоединив к выходному штуцеру колбу, отбирают фоновую пробу;

— закрывают крышку (герметизируют при этом камеру от приземного слоя воздуха) и через каждые 5 минут последовательно отбирают пробы воздуха в очередные колбы или шприцы емкостью 20 мл. Если при отборе произошел пузырьковый выброс газа, то он попадает в одну из отобранных проб и тогда его легко учесть.

Непосредственно в начале проведения опытов всегда измеряют фоновую концентрацию содержания CO_2 и CH_4 в приземном слое болотного микроландшафта.

Опыты по определению эмиссии CO_2 производятся в двух вариантах: при доступе солнечной энергии к растительному покрову болота и при полном экранировании камеры светонепроницаемым покрытием. В первом случае в камере протекает процесс фотосинтеза под влиянием солнечной энергии. Часть или вся эмиссия двуокиси углерода поглощается. В результате этой части опыта мы получаем остаточную величину эмиссии, не израсходованную на фотосинтез. Во втором случае мы получаем величину эмиссии в чистом виде без поглощения ее в процессе фотосинтеза.

Разность между величиной интенсивности эмиссии CO_2 и интенсивностью ее остаточной части позволяет нам оценить интенсивность протекания фотосинтеза болотной растительности. Время экспозиции в этих опытах составляют 15–20 мин.

Комплекс измерений позволяет нам одновременно определить величину фона, эмиссию и потоки CO_2 и CH_4 в атмосферу, а также оценить затраты CO_2 на фотосинтез.

5.1.2. Фоновые концентрации двуокиси углерода и метана на болотном массиве

Определения интенсивности эмиссии парниковых газов требуют оценки первоначальной его концентрации в камере. Она равна фоновому содержанию газа в микроландшафте. На болотном массиве Ламмин-Суо фоновые значения определялись в 2004, 2008–2010 гг.

Установлено, что диапазон изменений фоновых значений достаточно широк. Так, наименьшая величина фона CO_2 составила 358,26 ppm, наибольшая — 674,39 ppm, то есть изменения фона достигают 1,9 раза. В связи с тем, что на фоновое значение двуокиси углерода значительное влияние оказывает процесс фотосинтеза, его среднюю величину определить с достаточной точностью затруднительно. Однако прослеживается хорошо выраженная закономерность: в ранние утренние и дневные часы, по мере развития фотосинтеза, величина фона уменьшается практически до захода солнца, а далее в ночные часы (с 20–21 часа до 8 утра) значительно возрастает. В таблице 5.1.1 приведены внутрисуточные изменения фоновых значений концентрации двуокиси углерода.

Таблица 5.1.1

Внутрисуточное изменение фоновых концентраций (ppm) CO_2 и CH_4 на болотном массиве Ламмин-Суо

Дата	Время суток, ч							
	12	15	18	21	24	3	6	9
Двуокись углерода								
07.08.08	411	419	365	537	536	534	536	405
Метан								
07.08.08	1,893	2,306	1,968	2,606	3,471	3,157	3,990	2,038

Наибольшее значение фона наблюдалось в 21 час и равно 537 ppm, наименьшее — в 9 часов — 405 ppm. В ночные и утренние часы, при наличии температурной инверсии образуется высокая концентрация CO_2 в приземном слое на высотах 0,1–0,2 м, которая резко убывает с высотой. В приземном слое концентрации достигают 536–674 ppm. В таблице 5.1.2 в качестве примера приведено распределение двуокиси углерода по высоте в приземном слое болота по данным измерений 11 июня 2009 г. Характерно, что в условиях инверсии распределение по высоте CO_2 и CH_4 происходит синхронно.

Таблица 5.1.2

Распределение двуокиси углерода и метана по высоте в приземном слое болота 11 июня 2009 г.

Высота отбора пробы воздуха от поверхности болота, м	Концентрация, ppm	
	двуокиси углерода	метана
0,1	530,82	4,728
0,5	390,62	1,930
2,0	390,10	1,984
4,0	385,06	1,934

В большой по водности год (2009), в период вегетации болотной растительности в дневные часы июня значение фона составляло 390–394 ppm, в августе — 420 ppm и далее, по мере подъема уровня воды на болоте он уменьшался и в ноябре-декабре достиг 405 ppm. В аномально высоком по температурных условиям 2010 г., а следовательно, при низких уровнях болотных вод, фон значительно возрос и в период вегетации в дневные часы достигал 440–530 ppm.

Изменчивость фоновое содержание метана также значительна. В таблице 5.1.1 приведено фоновое содержание CH_4 в центральной части болотного массива Ламмин-Суо в вышеупомянутые годы. Согласно таблице следует, что фоновая концентрация метана в течение суток изменяется в 2,5 раза в зависимости от метеорологических условий на болоте. Нами исследован суточный ход фоновое содержание метана на болоте и их распределение в приземном слое. Среднее значение фона метана в дневные часы составляет 2,520 ppm. Фоновые значения изменяются при этом в диапазоне от 1,893 до 5,077 ppm. В вечерние и ночные часы на болоте наблюдается изменение температуры в приземном слое (температурная инверсия). В связи с этим в нижних горизонтах, прилежащих непосредственно к торфяной залежи до высоты 0,5 м, наблюдается повышенное содержание метана. На рисунке 5.1.2 приведена эта зависимость по наблюдениям на болотном массиве 11 июня и 25 августа 2009 г. При этом явления на высоте 0,1 м фоновые значения достигают 5–8 ppm.

Распределение фоновых значений (F , ppm) по высоте в условиях температурной инверсии приближенно можно описать уравнением вида:

$$F = 3,483H^{0,333} \quad (5.1.3),$$

где H — высота, м.

При отсутствии инверсии и понижении температуры поверхности болота до +5 °C и ниже изменения фоновых значений с высотой выражено слабо. Так, по данным измерений 2 октября 2010 г., распределение по высоте концентрации метана было следующее: на высоте 0,1 м — 1,984 ppm, на 0,5 м — 1,945 ppm,

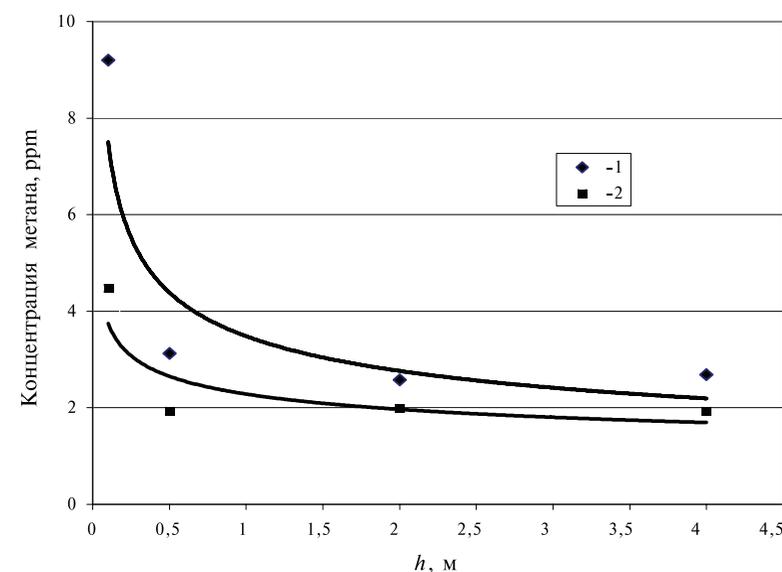


Рис. 5.1.2. Распределение фоновых значений метана при температурной инверсии на болотном массиве. Условные обозначения: 1 — определения 11 июня 2009 г., 2 — 25 августа 2009 г.

на высотах 1,0 и 1,5 м, соответственно, 1,946 и 1,924 ppm, то есть наибольшая разность концентрации достигла 0,060 ppm.

Суточные изменения фоновых значений метана в вегетационный период характерны повышенным его содержанием в ночные часы. В таблице 5.1.1 приведены результаты измерения фоновых значений метана в их суточном ходе. Наибольшие значения фоновых величин наблюдаются в ночное и утреннее время суток, что обусловлено температурной инверсией в приземном слое болота. Фоновые значения в ночное время в два раза больше дневных.

Фоновое значение метана в течение года не остается постоянным на болотном массиве и изменяется в относительно небольших пределах. В таблице 5.1.3 приведены среднемесячные значения фона метана за период наблюдений на болоте Ламмин-Суо и фоновые значения за вегетационный период 2010 г. Пониженное значение фона в вегетационный период 2010 г. обусловлено низким уровнем болотных вод и аномально высокой температурой в этот период.

Таблица 5.1.3

Средние месячные значения фона метана (ppm) и двуокиси углерода (ppm) на болоте Ламмин-Суо за период наблюдений и их величины в 2010 г.

Год	Месяцы года											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Метан												
среднее	2,090	2,053	1,942	2,021	2,224	2,292	2,962	2,998	2,981	2,594	2,263	2,288
2010	—	—	—	2,030	2,139	2,234	2,774	2,016	2,252	2,021	—	—
Двуокись углерода												
среднее	390	386	392	400	395	420	430	425	438	405	403	406
2010	—	—	—	—	—	—	466	441	490	—	—	—

5.1.3. Потoki двуокиси углерода на олиготрофном болотном массиве

Основным фактором, обуславливающим жизнедеятельность микроорганизмов, ответственных за разложение органического вещества в залежи и интенсивностью эмиссии CO₂, является ее теплосодержание. Показателем его может быть температура верхнего горизонта залежи [40; 56; 60]. Суточный ход температуры в деятельном слое характеризуется одним ее максимумом и одним минимумом. Минимум температуры обусловлен ночным выхолаживанием поверхности деятельного слоя.

Суточный ход эмиссии CO₂ тесно связан с суточным ходом температуры поверхности деятельного слоя залежи. В таблицах 5.1.4 и 5.1.5 приведены результаты измерения интенсивности эмиссии CO₂ и температуры поверхности торфяной залежи в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной и сфагново-пушицево-кустарничковом, также облесенном сосной, микроландшафтах в течение суток на болотном массиве Ламмин-Суо. При этом эмиссии CO₂ измерялась в светонепроницаемой камере.

Согласно результатам измерений, приведенным в таблице 5.1.4, в утренние часы происходит слабый рост интенсивности эмиссии до 9 часов, далее он резко

Таблица 5.1.4

Суточный ход эмиссии двуокиси углерода и температуры поверхности торфяной залежи в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной, микроландшафте

Дата	Время (ч, мин) измерения		Интенсивность эмиссии двуокиси углерода, мг/(м ² ·ч)	Средняя температура поверхности деятель- ного слоя за период измерения, °С
	начало	окончание		
15.08.2002	08.12	10.12	132,6	18,3
	10.28	12.28	188,4	22,7
	12.45	14.45	247,8	24,6
	15.00	17.00	264,0	25,8
	17.19	19.19	261,6	24,4
	19.35	21.35	250,2	21,8
	21.45	23.15	287,4	18,0
	23.25	04.40	133,8	16,5
	04.54	06.54	132,0	9,3
	07.10	09.10	135,0	12,2

Примечание: среднечасовая величина эмиссии равна 203,28 мг/(м²·ч).

возрастает в 13–16 часов и остается слабо изменяющимся до 22 часов или несколько возрастает при снижении температуры поверхности от +26 до +18 °С.

После относительной стабилизации интенсивность эмиссии синхронно с температурой поверхности болота уменьшается. В утренние часы, до 8–9 часов, эмиссия CO₂ слабая, не выходящая за пределы 132 мг/(м²·ч). Максимум наблюдается в вечерние часы и равен 287 мг/(м²·ч). Рост интенсивности потока CO₂ с уменьшением температуры поверхности после 16 часов можно объяснить аккумуляцией тепла ниже деятельного слоя залежи. Поэтому его интенсивность в этом случае некоторое время (4–5 часов) может поддерживаться постоянной или даже возрастать.

Согласно результатам, приведенным в таблице 5.1.4, следует, что в светлое время суток эмиссия CO₂ составляет более 70 % от ее суточной величины.

Аналогичные тенденции изменения суточного хода приведены и в таблице 5.1.5. Но здесь максимум в суточном ходе наблюдается после 21 часа, в ночные часы (3–6 часов) и равен 517,79 мг/(м²·ч). В этот период температура поверхности деятельного слоя, по сравнению с дневным ее максимумом (+20,1 °С), понизилась до +4,7–4,8 °С, то есть в 4,3 раза. Последнее также объясняется аккумуляцией тепла ниже дневной поверхности залежи. Поэтому в этом случае большая интенсивность эмиссии сохраняется до утренних часов (6 часов) и только с восходом солнца она начинает снижаться.

Значительное различие в среднечасовых величинах эмиссии в приведенных примерах (измерения 15 августа 2002 г. и 6–7 августа 2008 г.) находит объяснение в том, что зона аэрации во втором случае, обусловленная низким стоянием уровня по сравнению с первым случаем, была существенно большей. Отсюда и среднечасовая величина эмиссии во втором случае в 2,3 раза больше, чем в первом.

Таблица 5.1.5

Суточный ход эмиссии CO₂ и температуры поверхности в сфагново-пушицево-кустарничковом, облесенном сосной, микроландшафте

Дата	Время (ч, мин) измерения		Интенсивность эмиссии двуокиси углерода, мг/(м ² ·ч)	Средняя температура поверхности деятельного слоя за период измерения, °С
	начало	окончание		
06.08.08	12.13	12.46	473,74	15,5
	15.00	15.31	361,88	17,1
	18.00	18.31	336,73	20,1
07.08.08	21.00	21.31	506,47	11,2
	00.00	00.31	515,27	6,5
	03.00	03.31	517,69	4,7
	06.00	06.31	517,79	4,8
	09.00	09.31	499,60	9,5

Примечание: среднечасовая величина эмиссии равна 466,15 мг/(м²·ч).

Гистерезисные явления в формировании интенсивности CO₂, обусловленные запаздыванием суточного хода температуры в деятельном слое торфяной залежи, наблюдаются при относительно высоких температурах ее поверхности. С понижением температуры он уменьшается и при температурах ниже +10 °С практически исчезает.

Интенсивность эмиссии CO₂ в течение вегетационного периода 2002 г. изменялась в диапазоне от 0 до 592 мг/(м²·ч). Наиболее высокая величина [592 мг/(м²·ч)] наблюдалась 28 августа 2002 г. в 15–16 часов при температуре поверхности почвы +26 °С.

Е. И. Икконен с соавтором [8] отмечает, что на мезотрофном болоте южной Карелии интенсивность эмиссии CO₂ составляет 82,5 мг/(м²·ч). Максимальное значение наблюдается в период оптимальных гидрологических условий во второй половине лета и равно 206,8 мг/(м²·ч). В южной Финляндии [56] ее интенсивность при этих условиях достигала 140 мг/(м²·ч). Наблюденные наибольшие значения эмиссии CO₂ в условиях относительно засушливого года 2002 г. на болоте Северо-Запада РФ существенно больше.

По данным наблюдений на болотном массиве Ламмин-Суо за период вегетации болотной растительности в условиях 2002 г. установлена зависимость интенсивности эмиссии двуокиси углерода от температуры поверхности почвы (рис. 5.1.4) в виде:

$$J = 16,477 \exp(0,0908T), R = 0,84, \quad (5.1.4)$$

где J — интенсивность эмиссии CO₂, мг/(м²·ч); T — температура поверхности, °С.

Столь тесная связь объясняется тем, что главным фактором в продуцировании CO₂ является теплосодержание деятельного слоя торфяной залежи. Степень увлажнения, особенно при низких уровнях болотных вод, является фактором менее значимым. В условиях засушливого лета в центральной части болота уровни

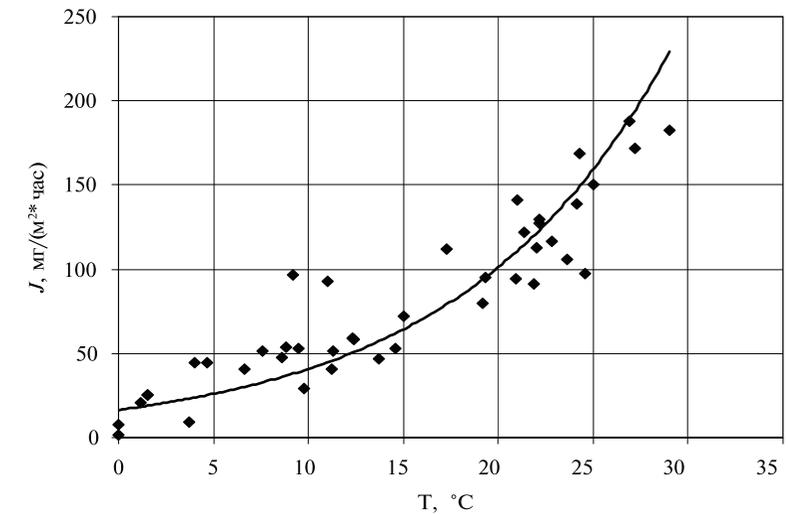


Рис. 5.1.4. Зависимость потока углекислого газа (мг/(м²·ч)) с поверхности болота от температуры

понижались до –44 см; на склоне и периферии соответственно до –60 и –80 см. Д. Скотт с соавторами [53] утверждают, что температура и уровень болотных вод определяют 69 % сезонных вариаций в почвенном дыхании, а влажность почвы определяет очень небольшое изменение в интенсивности потоков CO₂. При низких уровнях болотных вод роль увлажнения деятельного слоя уменьшается, а теснота связи $J = f(T)$ возрастает. Зависимость (5.1.4) позволяет, зная срочные значения температуры поверхности, определить величины эмиссии CO₂ в те дни, когда ее наблюдения отсутствовали. Результаты наблюдений и расчетов по данным 2002 г. приведены в таблице 5.1.6.

Таблица 5.1.6

Величины эмиссии углерода с деятельного слоя сфагново-кустарничкового, облесенного сосной микроландшафта (болото Ламмин-Суо, 2002 г.)

Характеристика потока	Месяцы								
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Среднесуточная, мг/(м ² ·ч)	19,7	26,7	52,7	77,7	113,0	94,8	44,5	10,7	0,018
Наибольшая, мг/(м ² ·ч)	27,2	55,0	103,1	107,0	177,8	130,6	107,0	31,7	20,0
Наименьшая, мг/(м ² ·ч)	0,0	16,6	23,7	51,3	60,9	53,6	19,0	0,0	0,0
Месячная величина, г/(м ² ·мес.)	8,04	19,2	39,2	55,9	84,1	70,5	32,0	7,96	0,55

Величина эмиссии CO₂ за период от начала снеготаяния до начала промерзания болота в 2002 г. составила 317,4 г/(м²·сезон). По данным J. Silvola [56],

средняя величина эмиссии на болотах юго-восточной Финляндии в среднем составляет 320–330 г/(м² · год). Учитывая, что 2002 г. в районе наших наблюдений был относительно засушливым, то полученные результаты, несколько меньшие, чем в юго-восточной Финляндии, вполне могут быть обусловлены погодными условиями года.

Сезонный ход месячных величин эмиссии двуокиси углерода отличается медленным увеличением от окончания зимнего периода, когда температура поверхности болота переходит через 0 °С к положительной, а среднесуточная часовая величина эмиссии составляет 19–20 мг/(м² · ч) (март 2002 г.), к июню-июлю, когда она возросла до 70–80 мг/(м² · ч). Наибольшее ее значения наблюдается в июле или августе и полностью зависит от метеорологических характеристик этих месяцев.

В таблице 5.1.7 приведены результаты сравнения величин эмиссии за 2002, 2008–2009 и 2010 гг. Особенностью этого ряда лет является резкое увеличение эмиссии в экстремальном по температуре вегетационном периоде 2010 г. на фоне средних по водности 2008 и 2009 г. и несколько засушливом 2002 г.

В середине августа 2010 г. среднесуточная температура воздух повысилась до 35 °С, что и привело к значительному понижению уровня болотных вод до 35 см от поверхности болота. При этом возросла зона аэрации, температура залежи и существенно активизировалась микробиологическая деятельность в этой зоне. Если в июле 2010 г. эмиссия СО₂ превышала эти значения 2002 г. в 6,6 раза, то в августе превышение средних значений эмиссии достигло 23,4, а наименьших и наибольших измеренных значений, соответственно, в 32,3 и 27,2 раза.

Средняя интенсивность эмиссии в августе месяце составила 2223,6 мг/(м² · ч), наименьшая и наибольшая измеренные величины, соответственно, 1731,3 и 3559,7 мг/(м² · ч). Сравнение результатов наблюдений за предыдущие годы и результатов 2010 г. свидетельствует о состоянии стрессовой ситуации на болотном массиве. Характерной особенностью стрессовой ситуации является значительные расходы СО₂ на фотосинтез. В наших наблюдениях расходы на фотосинтез определялись как разность измеренных потоков в светонепрозрачной и светопрозрачной камерах. Результаты наблюдений и расчетов приведены в таблице 5.1.8.

Расходы на фотосинтез в начале стрессового периода были относительно небольшие — 219,8 мг/(м² · ч) (15.07.2010), но спустя 15–16 суток они достигли наибольшего значения 1969,6 мг/(м² · ч) (02.08.2010). На отрезке этого периода интенсивно понижается уровень до критических величин, при которых практически прекращается капиллярная подпитка влагой корневой системы кустарничков и мхов.

Влажность верхнего горизонта деятельного слоя снижается, головки мхов пересыхают и изменяют окраску, они становятся белыми. В результате этого значительно уменьшаются расходы (в 2,7 раза) СО₂ на фотосинтез до величины 632,4 мг/(м² · ч) (14.08.2010) при несколько пониженной эмиссии 1895,5 мг/(м² · ч). Незначительные осадки и снижение температуры до 17–18 °С частично улучшают ситуацию, и пересохшие головки мха наблюдаются лишь отдельными местами. Расход на фотосинтез увеличивается до 729,4 мг/(м² · ч) при эмиссии СО₂ равной 2016,6 мг/(м² · ч). С выпадением осадков, подъема уровня болотных вод до –20 см и понижением температуры стрессовый период прекращается. В сен-

Таблица 5.1.7

Сравнение величин эмиссии СО₂ [мг/(м² · ч)] в дневные часы за годы наблюдений в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте

Год	Характеристика эмиссии	Месяцы года				
		VI	VII	VIII	IX	X
2002	среднее	77,7	113,0	94,8	44,5	10,7
	наименьшее	51,3	60,9	53,6	19,0	0,0
	наибольшее	107,0	177,8	130,6	107,0	31,7
2008–2009	среднее	72,9	–	68,0	196,7	39,7
	наименьшее	–19,25	–	16,0	99,2	31,7
	наибольшее	175,5	–	159,4	–	96,8
2010	среднее	–	749,9	2223,6	276,6	–
	наименьшее	–	–	1731,3	223,5	–
	наибольшее	–	1179,1	3559,7	877,1	–
Сравнение эмиссии 2002 и 2010 г., разы	среднее	–	6,6	23,4	6,2	–
	наименьшее	–	–	32,3	11,8	–
	наибольшее	–	6,6	27,2	8,2	–

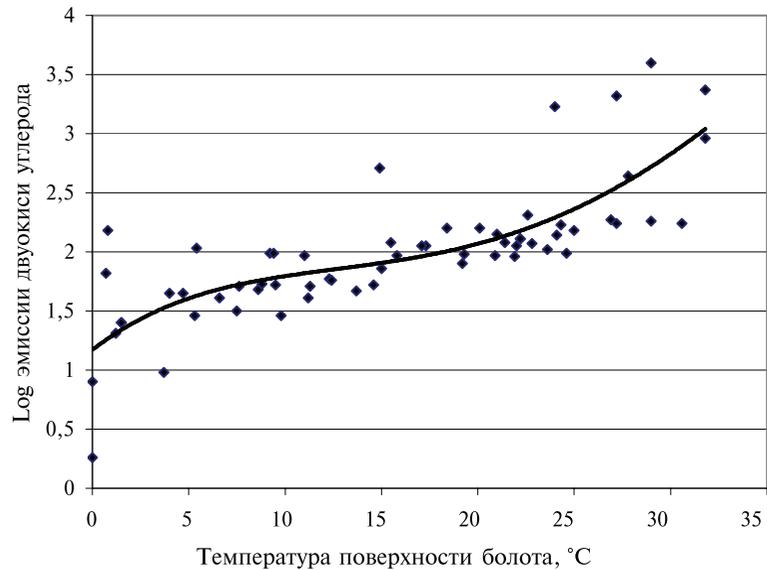
Таблица 5.1.8

Потоки двуокиси углерода в зимний, вегетационный и осенний периоды в сфагново-пушицево-кустарничковом, облесенном сосной, микроландшафте. 2009–2010 г.

Дата	Время, час, мин.	Эмиссия, мг/(м ² · ч)		Расход СО ₂ на фотосинтез, мг/(м ² · ч)	Уровень воды, см	Температура, °С
		поток из залежи	поток с учетом фотосинтеза			
06.12.09	13.40	–	175,98	–	–	–0,3; мерз.1 см
10.12.09	12.50	–	58,22	–	–	мерз.5 см
15.07.10	13.57	749,88	530,11	219,77	–21	31,8
02.08.10	11.55	2866,78	897,13	1969,65	–29	29,0
06.08.10	11.25	2115,60	396,90	1718,70	–23	27,6
14.08.10	11.40	1895,46	1263,02	632,44	–33	31,8
19.08.10	12.05	2016,60	1287,24	729,36	–36	24,0
17.09.10	15.25	223,50	475,03	–251,53	–16	14,4

тябре 2010 г. среднее значение эмиссии составляет 276,6 мг/(м² · ч). Это в 6,2 раза больше, чем в 2002 г. и в 1,4 раза больше, чем в 2009 г. Большие величины потоков в сентябре обусловлены остаточной аккумуляцией тепла летнего периода.

Далее наступает медленное падение потоков СО₂ в октябре, до величин 11–40 мг/(м² · ч), и ноябре-декабре, когда температура поверхности принимает отрицательное значение и на поверхности болота появляется мерзлый слой. При разрушении этого слоя наблюдается увеличение потока СО₂, что свидетельствует

Рис. 5.1.5. Зависимость эмиссии CO₂ от температуры поверхности болота

о продолжении распада органического вещества и накоплении газа под мерзлым слоем.

Температура поверхности болота является значимым фактором, определяющим интенсивность эмиссии двуокиси углерода. На рисунке 5.1.5 приведена зависимость эмиссии от этого фактора. Зависимость построена по данным измерений в сфагново-пушицево-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте в дневные часы в 2004, 2008–2010 гг. с учетом результатов измерений в стрессовый период. В связи с большим рассеиванием точек на графике применено упорядочивание их путем логарифмирования измеренных величин. Коэффициент вариации этой зависимости равен 0,78, что подтверждает относительно тесную связь температуры поверхности болота и эмиссии CO₂. Значительно отклоненные от кривой (в том числе и точки в правой верхней части графика) принадлежат измеренным величинам в период стрессовой ситуации на болоте.

В пределах болотного микроландшафта наиболее значимым фактором является положение элемента микрорельефа над уровнем болотных вод. Зависимость распределения интенсивности потоков эмиссии CO₂ с различных элементов поверхности, расположенных на высотах от 10 до 52 см над уровнем болотных вод аппроксимируется уравнением:

$$J = 3,98h + 2,8, R = 0,93, \quad (5.1.5)$$

где J_i — интенсивность потока CO₂, в долях от величины средней интенсивности в отдельном опыте наблюдений; h — высота расположения элемента поверхности болота над уровнем болотных вод, на котором измерялась интенсивность эмиссии, см.

Выражение интенсивности эмиссии в долях от среднего значения в одной серии наблюдений (в один срок) позволяет сравнить отдельные серии между собой и получить единую зависимость для конкретного микроландшафта. Из полученной зависимости следует, что при увеличении зоны аэрации от 10 до 52 см интенсивность эмиссии возрастает от 0,6 до 1,45 в долях от средней величины. С увеличением степени обводнения болота мощность зоны аэрации уменьшается. Отсюда следует, что изменчивость пространственного поля высот элементов микрорельефа над уровнем болотных вод оказывает влияние и на пространственную изменчивость эмиссии CO₂. Для определения средней величины эмиссии CO₂ в микроландшафте пункты наблюдений должны охватывать всю зону развития микрорельефа.

На основании материалов наблюдений в 2002–2004 гг. получены зависимости $J=f(T)$ для ряда болотных микроландшафтов. Установлено, что главным фактором определяющим интенсивность эмиссии CO₂, является температура поверхности болотного микроландшафта. Положение уровня болотных вод является весьма важным, но не определяющим фактором для микроландшафтов с неориентированным микрорельефом. Зависимость эмиссии от температуры поверхности сфагново-осокового микроландшафта, приуроченного к окрайке болотного массива, аппроксимируется выражением вида:

$$J = 6,582T; R = 0,94, \quad (5.1.6),$$

где J — интенсивность эмиссии CO₂ мг/(м² · ч); T — температура поверхности болота (°C), R — коэффициент корреляции. Зависимость получена при изменении уровней болотных вод в диапазоне от –2 см до –32 см, то есть практически во всем диапазоне уровня болотных вод наблюдаемом в этом микроландшафте.

Для микроландшафтов мохово-лесной группы, также с неориентированным микрорельефом, теснота связи уменьшается, что можно объяснить влиянием иных факторов, в частности, уровня болотных вод. Зависимость эмиссии CO₂ от температуры поверхности в сфагново-кустарничково-сосновом микроландшафте имеет вид:

$$J = 6,1555T; R = 0,91. \quad (5.1.7)$$

Аналогичная зависимость для грядово-мочажинного комплекса с ориентированным микрорельефом, выражается уравнением:

$$J = 4,6798T; R = 0,79, \quad (5.1.8)$$

для сфагново-кустарничково-пушицевого, редко облесенного сосной микроландшафта:

$$J = 5,3214T; R = 0,85. \quad (5.1.9)$$

Результаты сравнения зависимостей, полученных для микроландшафтов с неориентированным и ориентированным микрорельефом, показывают, что коэффициенты корреляции в первом случае более высокие, чем во втором. Это свидетельствует о том, что в условиях ориентированного микрорельефа на величину эмиссии оказывает совокупное влияние как различный растительный покров гряд и мочажин, так и различное их положение над уровнем болотных вод.

С целью повышения тесноты связи для центральной части болотного массива (сфагново-кустарничково-пушицевый, облесенный сосной микроландшафт) зависимость $J = f(T)$ была разделена по отдельным интервалам уровня болотных вод. В диапазоне уровней от поверхности болота до -15 см она имеет вид:

$$J = 0,0167T^2 + 3,7065T, R = 0,85, \quad (5.1.10)$$

в диапазоне уровней от -16 до -20 см аппроксимируется выражением:

$$J = -0,0118T^2 + 5,3815T, R = 0,86, \quad (5.1.11)$$

в диапазоне уровней от -21 до -30 см:

$$J = 0,0665T^2 + 4,763T, R = 0,89, \quad (5.1.12)$$

в диапазоне уровней от -31 до -40 см и ниже:

$$J = 0,0153T^3 - 0,5292T^2 + 9,7902T, R = 0,81. \quad (5.1.13)$$

Относительно низкий коэффициент корреляции в последнем интервале уровня можно объяснить разными величинами аккумуляции тепла при определении эмиссии, несоответствующих одной и той же температуре поверхности болота, так как температурная волна на этих глубинах запаздывает на время существенно больше времени экспонирования камеры.

Результаты определения интенсивности эмиссии по этим расчетным уравнениям (5.1.10)–(5.1.13) показывают, что с понижением уровня болотных вод, при одной и той же температуры поверхности, интенсивность ее возрастает. Объясняется это тем, что увеличивается зона распада органического вещества. При уровне болотных вод, расположенном в нижних горизонтах деятельного слоя, интенсивность эмиссии всегда больше, чем при его положении в верхних. Если в верхнем горизонте при температуре $+5$ °С эмиссия составляет 50 % от нижних, то с увеличением температуры до $+20$ °С, эмиссия верхних горизонтов увеличивается до 70 % и более по сравнению с нижними.

На основании полученных зависимостей и материалов многолетних наблюдений за уровнем болотных вод и температурой поверхности болота (исключая 2010 г.) в таблице 5.1.9 приведены рассчитанные средние месячные, наибольшие и наименьшие величины эмиссии CO_2 ($\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$) в центральной части болотного массива.

Таблица 5.1.9

Средние месячные величины эмиссии CO_2 [$\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес.})$]
в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте

Характеристика	Месяцы									Сумма за сезон, $\text{г}/\text{м}^2$
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
Среднее	0,62	6,57	35,5	60,7	74,9	60,2	36,7	12,0	1,96	289,2
Наибольшее	2,19	19,2	43,0	74,0	96,4	74,4	45,3	25,0	7,70	346,6
Наименьшее	0,00	0,00	27,9	42,0	57,4	31,6	26,1	0,00	0,00	248,2
Среднее, в процентах от суммы за сезон	0,21	2,27	12,3	21,0	25,9	20,8	12,7	4,15	0,68	100,0

Полученные результаты показывают, что эмиссия CO_2 на болотном массиве начинается в марте-апреле при переходе температуры поверхности болота через 0 °С, в период, когда болотные воды располагаются непосредственно у поверхности болота. В период весеннего половодья (апрель и первая декада мая) наблюдается рост температуры поверхности болота и одновременный рост величины эмиссии при практически постоянном уровне болотных вод у его поверхности. Далее, в июне с ростом температуры поверхности рост эмиссии интенсивно увеличивается с одновременным понижением уровня воды, обусловленного ее стоком и испарением, и в июле средние месячные величины эмиссии достигают максимума, который соответствует высокой температуре поверхности и низкому стоянию болотных вод. Наибольшие средние месячные величины за июль равны $96,4 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$, что составляет 25,9 % от суммы за вегетационный сезон, наименьшие — $57,4 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$, при среднем — $74,9 \text{ г}/\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$ Большие величины эмиссии также наблюдаются и в августе, особенно в первой и во второй декаде, но далее ее интенсивность понижается с понижением температуры поверхности, при этом уровень болотных вод может как понижаться до своих наименьших значений за вегетационный сезон (-45 см и ниже), так и повышаться за счет выпадения дождей. В летние месяцы июнь-август эмиссия составляет около 68 % от ее общей величины. В сентябре интенсивность эмиссии не зависит от уровня болотных вод. Определяющим фактором является температура поверхности, которая продолжает снижаться, при этом уровень от выпадения осадков может подняться практически к поверхности болота или быть достаточно низким в условиях их отсутствия. Отсюда следует, что уровень болотных вод не оказывает существенного влияния на эмиссию CO_2 в начале и конце вегетационного сезона. С понижением температуры воздуха до 0 °С эмиссия двуокси углерода практически прекращается, что и наблюдается в конце сентября — начале ноября.

Средняя величина эмиссии CO_2 за вегетационный сезон равна $289,2 \text{ г}/\text{м}^2$, наибольшая — $346,6 \text{ г}/\text{м}^2$, наименьшая — $248,2 \text{ г}/\text{м}^2$ при коэффициенте вариации равном 0,30. Столь большой диапазон изменений сезонных величин эмиссии, около $100 \text{ г}/\text{м}^2$, можно объяснить только значительными изменениями погодных условий и зависящей от них водностью года. Формирование потока эмиссии CO_2 в годы с различной водностью приведено на примере 1968 и 1972 г. (таблица 5.1.10), когда средний уровень за период вегетации в центральной части болота был соответственно равен -17 см и -33 см, то есть отличался практически в 2 раза.

Между тем эмиссия в 1968 г. была равна $255,3 \text{ г}/\text{м}^2$ за период вегетации, а в 1972 г. она составила $344,4 \text{ г}/\text{м}^2$, то есть различие составляет 26 %. Процесс формирования эмиссии CO_2 в 1968 г. протекал в условиях высокой водности года, обусловленной выпавшими осадками (534 мм) в период вегетации. Поэтому в июне-июле среднемесячные уровни болотных вод не опускались ниже -21 – -26 см, а в период вегетации 1972 г. осадки составили всего лишь 314 мм и уровни, под влиянием стока болотных вод и испарения с болота, понизились до -44 ... -53 см. При этом среднемесячные значения температуры поверхности болота в начале и конце вегетационного периода отличаются в пределах 2 °С. Одновременное падение уровня и повышение температуры в 1972 г., особенно в июле и августе, обусловили значительный прирост эмиссии в эти месяцы. В условиях равных

Таблица 5.1.10

Формирование потока эмиссии CO₂ в годы с различной водностью в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте

Характеристика	Месяцы								Сумма за сезон
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
1968 г.									
Эмиссия, г/м ²	7,73	28,2	65,1	57,4	59,5	31,4	6,00		255,3
Уровень, см	-8	-15	-26	-21	-20	-17	-11		-17
Температура поверхности, °C	3	8	16	14	15	9	1		
1972 г.									
Эмиссия, г/м ²	4,61	37,7	74,0	96,2	74,4	40,0	15,9	1,85	344,4
Уровень, см	-9	-18	-31	-44	-53	-47	-39	-26	-33
Температура поверхности, °C	1	10	18	22	18	9	3	1	

температур поверхности, но при низких уровнях сентября (-47 см) и октября (-39 см) эта тенденция сохранилась.

Таким образом процесс формирования эмиссии CO₂ обусловлен как водным, так и тепловым фактором. Температура поверхности болота формируется под влиянием составляющих теплового баланса, в том числе и процесса испарения. Отсюда между величинами эмиссии и испарением с болота, которое также зависит и от уровня болотных вод, будет существовать относительно тесная взаимосвязь. На уровне месячных величин она выражается зависимостью вида:

$$J = -0,0011E^2 + 0,2819E, R = 0,86, \quad (5.1.14)$$

где J — эмиссия CO₂, г/(м²·мес); E — испарение, мм/мес.

Несколько пониженный коэффициент корреляции (0,86) объясняется тем, что в этой зависимости существует гистерезис, обусловленный нагревом и охлаждением поверхности болота и его деятельного слоя: при нагреве залежи эмиссия меньше, а при остывании, из-за аккумуляции тепла в толще деятельного слоя, она больше при равной температуре поверхности болота. Однако, если применить интегральные значения эмиссии CO₂ и испарения, то коэффициент корреляции существенно возрастает. Эта зависимость описывается уравнением вида:

$$J_{\Sigma} = 0,0002E_{\Sigma}^2 + 0,1218E_{\Sigma}, R = 0,98. \quad (5.1.15)$$

Здесь индекс Σ показывает, что величина эмиссии (J_{Σ} , г/м²) и испарение (E_{Σ} , мм) с болота определены от начала вегетационного периода. Испарение измерялось с помощью 7 весовых болотных испарителей ГГИ-Б-1000, установленных в одном пункте измерений, по методике, изложенной в [14]. Отсюда, зная испарение с поверхности болотного массива, представляется возможным оценить и величину эмиссии с торфяной залежи.

Путем прямых измерений была оценена пространственная изменчивость эмиссии CO₂ в пределах болотных микроландшафтов. Статистические харак-

теристики ее определялись по измерениям в восьми камерах, которые располагаются по высоте всей зоны развития микрорельефа. Результаты измерений и статистические характеристики пространственной изменчивости приведены в таблицах 5.1.11 и 5.1.12.

Анализ полученных результатов свидетельствует о значительной пространственной изменчивости эмиссии CO₂ в пределах болотных микроландшафтов. Так,

Таблица 5.1.11

Статистические характеристики пространственной изменчивости потоков CO₂ в отдельных микроландшафтах болотного массива Ламмин-Суо

Дата измерения	Интенсивность потока в пунктах наблюдений, мг/(м ² ·ч)								Статистические характеристики, мг/(м ² ·ч)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	Среднее	Среднеквадратическое отклонение	Коэффициент вариации в долях от единицы
Сфагново-кустарничково-сосновый микроландшафт											
24.09.02	120,0	72,6	103,2	111,0	40,3	129,0	124,2	98,4	99,8	29,9	0,30
24.09.02	85,8	51,4	82,2	82,2	41,0	80,4	89,4	75,6	73,5	17,5	0,24
01.10.02	57,4	61,2	61,2	49,2	24,5	61,2	46,2	30,8	49,0	14,4	0,29
Сфагново-кустарничковый, облесенный сосной											
21.09.02	78,6	41,9	41,4	40,9	40,7	36,9	37,9	37,9	44,5	13,9	0,31
21.09.02	82,2	61,8	60,0	49,6	49,7	44,9	36,6	36,0	52,6	15,2	0,29
27.09.02	52,2	41,3	52,3	40,3	39,7	46,4	49,2	36,6	44,8	6,08	0,14
27.09.02	61,8	61,2	70,8	50,4	49,8	45,9	36,8	36,3	51,6	12,3	0,24
14.09.02	70,2	51,6	78,6	78,6	66,6	26,2	33,5	18,4	53,0	25,0	0,47
05.10.02	31,6	21,1	20,9	21,1	21,1	31,6	26,5	26,5	25,0	4,69	0,19
Осоково-сфагновый, редко облесенный сосной и березой											
20.09.02	26,8	26,8	10,4	30,8	20,3	20,2	20,0	39,4	24,3	8,68	0,36
20.09.02	67,2	20,6	20,4	51,1	39,9	39,6	49,1	60,6	43,6	17,0	0,39
12.09.02	165,6	15,3	120,0	97,8	87,6	57,0	37,2	152,4	109	47,2	0,43
12.09.02	166,2	141,0	129,6	108,6	156,0	76,2	75,0	191,4	131	41,8	0,32
Грядово-мочажинный комплекс											
11.09.02	42,6	89,4	49,8	94,8	69,6	35,6	54,6	23,6	57,5	23,6	0,41
11.09.02	51,6	140,4	69,6	117,6	37,2	58,2	69,0	36,6	72,5	37,5	0,50
26.08.02	74,4	153,6	55,2	175,8	76,8	274,8	—	—	135	83,6	0,62
26.08.02	102,0	140,4	66,0	132,0	108,0	249,6	—	—	133	62,3	0,47
26.08.02	93,0	175,2	76,2	122,4	127,8	277,8	—	—	144	71,0	0,49
26.08.02	45,0	116,4	58,2	116,4	86,4	220,8	—	—	107	62,9	0,59

Таблица 5.1.12

Пространственная изменчивость эмиссии CO_2 в микроландшафтах олиготрофного болота с ориентированным и неориентированным микрорельефом обусловлена приуроченностью пунктов наблюдений к элементам микрорельефа

Характеристика элементов микрорельефа		Интенсивность эмиссии, $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$	Статистические характеристики
номер пункта	элемент микрорельефа		
18.06.2004. Сфагново-кустарничковый, облесенный сосной микроландшафт			
1	западина	114,5	Среднеквадратическое отклонение — $47,7 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$; коэффициент вариации — $0,26 \%$; среднее — $180,8 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$
2	повышение	169,9	
3	подушка	198,2	
4	понижение	114,8	
5	подушка	181,7	
6	гряда	211,7	
7	повышение	254,4	
8	западина	201,2	
19.06.2004. Грядово-мочажинный комплекс			
1	мочажина	47,2	Среднеквадратическое отклонение — $86,4 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$; коэффициент вариации — $0,78 \%$; среднее — $110,95 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$
2	мочажина	141,5	
3	мочажина	16,6	
4	подушка	197,4	
5	гряда	33,6	
6	гряда	184,8	
7	гряда	229,3	
8	мочажина	37,2	

в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте, коэффициент вариации интенсивности эмиссии изменяется от 0,14 до 0,47; в осоково-сфагновом, редко облесенном сосной и березой, — от 0,32 до 0,43; в грядово-мочажинном комплексе она достигает 0,59.

Наибольшая пространственная изменчивость наблюдается в микроландшафтах с наибольшей изменчивостью высот. Последнее особенно характерно для грядово-мочажинного комплекса, в котором существуют два значительно различных элемента микрорельефа — гряды и мочажины, отличающиеся по своему строению и растительному покрову. В условиях засушливого лета, когда уровни болотных вод располагаются ниже на 10 см от поверхности мочажин, в грядово-мочажинном комплексе коэффициент вариации не наблюдался меньше 0,40, тогда как в осоково-сфагновом микроландшафте наибольший коэффициент вариации равен 0,43. При этом интенсивность эмиссии CO_2 на грядах значительно большая, чем на мочажинах. Это объясняется тем, что мощность деятельного слоя, в котором происходит распад органического вещества на грядах (до 40–50 см) намного больше, чем на мочажинах (8–12 см).

В таблице 5.1.12 приведены результаты наблюдений эмиссии CO_2 в микроландшафтах олиготрофного болота с ориентированным и неориентированным микрорельефом. Пункты наблюдений приурочены к элементам микрорельефа конкретного микроландшафта. Согласно таблице следует, что в микроландшафте с неориентированным микрорельефом (сфагново-кустарничковый, облесенный сосной) средняя величина эмиссии на повышенных элементах равна $203,2 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$, на пониженных — $143,5 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$. В микроландшафте с ориентированным микрорельефом (грядово-мочажинный комплекс) средняя величина эмиссии на грядах равна $132,3 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$, на мочажинах — $75,8 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$. Отсюда следует, что морфометрические характеристики гряд и их процентное соотношение с мочажинами будет определять пространственную изменчивость эмиссии CO_2 в комплексных микроландшафтах.

Таким образом, эмиссия двуокиси углерода на повышенных элементах микрорельефа в 1,4–1,7 раза больше, чем на пониженных. Но эта зависимость в грядово-мочажинном комплексе проявляется более отчетливо, чем в других микроландшафтах.

Пространственная изменчивость эмиссии CO_2 в болотных микроландшафтах имеет хорошо выраженную зависимость от температуры поверхности болота. Она достоверна в диапазоне температур от $+1$ до $+35$ °C (рис. 5.1.6) и выражается уравнением:

$$C_v = 0,0012T^2 + 0,0429T + 0,0474, R = 0,77, \quad (5.1.16)$$

где C_v — коэффициент вариации, в долях единицы; T — температура поверхности, °C.

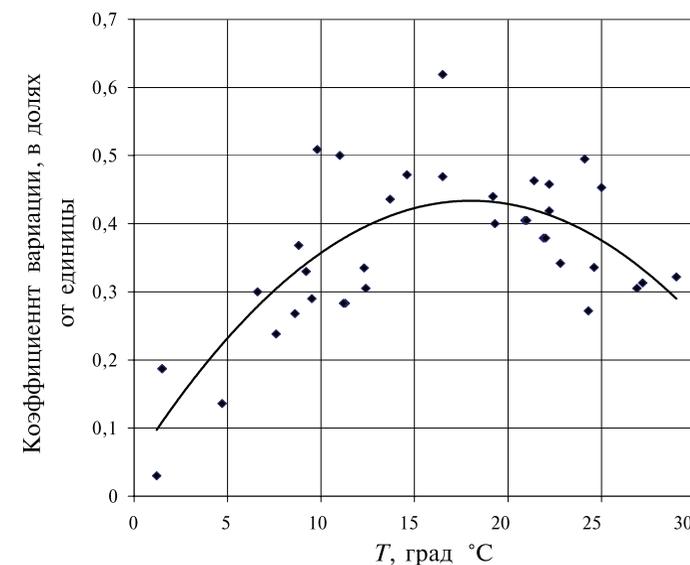


Рис. 5.1.6. Зависимость коэффициентов вариации эмиссии двуокиси углерода от температуры поверхности болота

При температурах поверхности, близких к $+1...+2^{\circ}\text{C}$, коэффициент вариации этой зависимости относительно небольшой, $0,03-0,18$, но возрастает с ростом температур. Зависимость имеет максимум ($0,42-0,43$) при T , равной $+17...+18^{\circ}\text{C}$ и далее, снижается до $0,3$ при температурах $+25...+28^{\circ}\text{C}$. В этом диапазоне температур наблюдается большая интенсивность эмиссии CO_2 в болотных микроландшафтах. Так, в 2002 г. наибольшая срочная температура поверхности болота, равная $+38,8^{\circ}\text{C}$ и среднесуточная, равная $+28^{\circ}\text{C}$, наблюдалась 5 июля. Согласно [16] среднесуточное значение C_v пространственной изменчивости эмиссии CO_2 достигло величины $0,31$.

Полученная зависимость позволяет оценить внутрисуточную пространственную изменчивость эмиссии CO_2 , зная температуру поверхности болота. В таблице 5.1.13 приведена оценка пространственной изменчивости суточного хода эмиссии двуокси углерода в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте в летний период 2002 г. Она выполнена на основе наблюдаемых срочных и экстремальных (наибольших и наименьших) значений температуры поверхности залежи. Анализ результатов расчета показывает, что наибольшую пространственную изменчивость величин эмиссии CO_2 следует ожидать в утренние часы (9 часов согласно табл. 5.1.13 $C_v = 0,31-0,43$), наименьшая вариация наблюдается при наибольших суточных температурах ($C_v = 0,14-0,33$, за исключением сентября). Среднесуточные пределы изменения коэффициента вариации близки между собой в различные месяцы летнего сезона года и изменяются от $0,09$ до $0,40$ в мае и от $0,23$ до $0,43$ в августе.

Таблица 5.1.13

Характерные значения коэффициентов вариации пространственной изменчивости суточного хода эмиссии CO_2 в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте

Месяцы	Сроки наблюдений, ч		При среднемесячных значениях температур поверхности залежи		Среднесуточные пределы C_v
	9	15	наибольших	наименьших	
Май	$\frac{0,37}{10,8}$	$\frac{0,40}{22,7}$	$\frac{0,33}{27,5}$	$\frac{0,09}{1,1}$	0,09–0,40
	$\frac{0,42}{17,0}$	$\frac{0,33}{26,9}$	$\frac{0,14}{33,4}$	$\frac{0,36}{10,1}$	
Июнь	$\frac{0,42}{19,6}$	$\frac{0,30}{28,2}$	$\frac{0,14}{33,5}$	$\frac{0,41}{13,9}$	0,14–0,42
	$\frac{0,43}{15,8}$	$\frac{0,34}{26,5}$	$\frac{0,23}{30,8}$	$\frac{0,36}{10,2}$	
Август	$\frac{0,31}{7,8}$	$\frac{0,42}{15,5}$	$\frac{0,42}{20,2}$	$\frac{0,21}{4,3}$	0,21–0,42
	$\frac{0,39}{0,36}$	$\frac{0,25}{0,29}$			

Примечание: в числителе — коэффициент вариации в долях от единицы, в знаменателе — значения температуры, $^{\circ}\text{C}$.

5.1.4. Потоки метана на олиготрофном болотном массиве

Эмиссия метана на болотных массивах определяется взаимодействием двух прямо противоположных процессов: образованием метана в анаэробных условиях метанобразующими микроорганизмами — метаногенами и его окислением, аэробными микроорганизмами — метанотрофами. Если первый процесс происходит ниже уровня болотных вод и ведет к образованию метана, то второй происходит в условиях доступа кислорода выше уровня болотных вод и ведет к его поглощению. Выход метана в атмосферу обусловлен слабой активностью метанотрофов, образующих бактериальный фильтр, в перехвате и окислении выделяющегося газа из анаэробной зоны [6]. Регулятором этих процессов в теплый период года является уровень болотных вод, так как он увеличивает или уменьшает активную зону, заселенную метанотрофами. В связи с этим наблюдается зависимость между положением уровня болотных вод относительно поверхности болота и интенсивностью эмиссии CH_4 . В качестве примера в таблице 5.1.14 приведена эмиссия метана в микроландшафтах с ориентированным и неориентированным микрорельефом, характеристика микрорельефа и уровень болотных вод в пункте измерений.

На рис. 5.1.7 приведена зависимость эмиссии метана от положения уровня болотных вод для этих двух микроландшафтов. Согласно графику, следует, что при понижении уровня болотных вод относительно поверхности пункта измерения,

Таблица 5.1.14

Эмиссия метана на различных элементах поверхности микрорельефа болота

Пункт	Элемент рельефа	Уровень воды, см	Эмиссия, $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$	Элемент рельефа	Уровень воды, см	Эмиссия, $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$
	18.06.04. Сфагново-кустарничковый, облесенный сосной			19.06.04. Грядово-мочажинный комплекс		
1	западина	–4	1,081	мочажина	–2	1,490
2	повышение	–11	—	мочажина	–6	1,878
3	подушка в запад.	–13	0,868	гряда	–31	0,072
4	гряда	–21	0,218	подушка в мочаж.	0	0,149
5	подушка	–15	0,209	гряда	–24	0,139
6	гряда	–24	0,176	гряда	–6	0,172
7	повышение	–12	0,398	гряда	–15	0,081
8	западина	–7	0,836	мочажина	–1	12,488
Среднее в микроландшафте		–13	0,541	–	–11	2,059
Среднее по понижениям		–8	0,928	–	–2	4,001
Среднее по повышениям		–17	0,250	–	–19	0,135

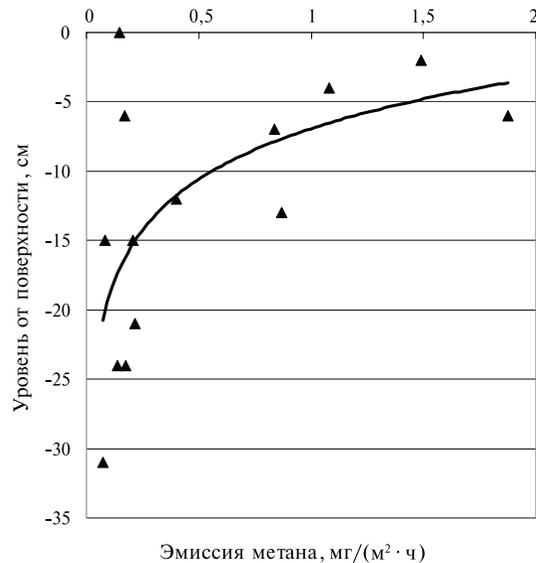


Рис. 5.1.7. Зависимость эмиссии метана [мг/(м²·ч)] от уровня болотных вод в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте и грядово-мочажинном комплексе

эмиссия метана уменьшается. При уровнях –30... –40 см она приближается к нулевым значениям.

Для подтверждения этой зависимости был поставлен опыт в пределах сфагново-кустарничкового, облесенного сосной микроландшафта. В опыте камеры устанавливались на плоские элементы микроландшафта расположенные на разных высотах относительно уровня болотных вод. Измерения проводились одновременно в виде отдельной серии. Результаты опыта показывают, что с увеличением зоны аэрации, то есть положения поверхности болота относительно уровня болотных вод, эмиссия CH₄ уменьшается. Если выразить полученные результаты отдельной серии уравнением вида

$$J = 7,7 - 0,22h, \quad (5.1.17)$$

где J — интенсивность эмиссии CH₄, мг/(м²·ч); h — расстояние от поверхности болота до уровня болотных вод в см, то тогда при уровне болотных вод –35 см и ниже поток метана становится близким к нулю. Аналогичные выводы получены и в работах [60; 62], где эти зависимости имеют вид $J = 0,42 - 0,012h$ мг/(м²·ч) в первой статье и $J = 1,26 - 0,05h$ мг/(м²·ч) — во второй. Тогда, в первом случае $J = 0$ при $h = 35$ см, во втором — при 25,2 см. При иных погодных и гидрологических условиях параметры уравнений, вероятно, будут иными. Но экстраполяция до $J = 0$ свидетельствует о том, что при определенном положении уровня болотных вод процесс поглощения метана преобладает над его эмиссией с торфяной залежи.

В процессе измерений установлено, что в 10–15 % случаев наблюдался дискретный выход метана, при котором интенсивность его эмиссии превышала фо-

новую на 1–2 порядка. Объясняется это явление тем, что происходит локальный перенос метана посредством пузырькового механизма. В таблице 5.1.15 приведен дискретный выход метана на мочажине грядово-мочажинного комплекса, где значение эмиссии наблюдалось в пределах от 3,260 до 5,270. Отдельные выбросы достигали 12,488 мг/(м²·ч).

Таблица 5.1.15

Суточный ход изменения потока метана [мг/(м²·ч)] на мочажине и гряде в грядово-мочажинном комплексе болота Ламмин-Суо 20 июля 2004 г.

Элемент рельефа	Время, ч								Среднее
	2.40	5.20	8.10	11.10	14.10	17.10	20.10	23.10	
Мочажина	3,260	5,270	4,876	4,448	1,779	1,840	1,823	4,630	3,491
Гряда	0,434	0,682	0,541	0,404	0,334	0,403	0,454	0,375	0,453

Наиболее активен этот механизм во второй половине вегетационного периода при прогреве верхнего горизонта деятельного слоя до 10–13 °С и больше. Обычно эти выходы метана приурочены к пониженным элементам микроландшафта со сфагново-пушицевыми ассоциациями или к топяным участкам болот. Он наблюдается во всех микроландшафтах, но наиболее часто в сфагново-пушицевом микроландшафте.

В суточном ходе потока метана пузырьковый механизм переноса наблюдается в переходные и ночные часы, когда поверхность болота охлаждается. В таблице 5.1.16 дискретный выход метана наблюдался на мочажине в 12 часов 30 минут 6 августа.

Таблица 5.1.16

Суточный ход изменения потока метана [мг/(м²·ч)] в сфагново-пушицево-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте 6–7 августа 2008 г. на болоте Ламмин-Суо

Тип камеры	Время (сутки, час, минута)							
	6 августа				7 августа			
	12.30	15.15	18.15	21.15	0.15	3.15	6.15	9.15
Светонепроницаемая	2,484	0,706	0,596	0,502	0,404	0,498	0,478	0,423

Суточный ход потока метана хорошо выражен на пониженных элементах микроландшафта в микроландшафтах с ориентированным микроландшафтом, в частности на мочажинах грядово-мочажинного комплекса. Но на грядах этого комплекса, где уровни болотных вод располагаются на глубинах –20...–25 см от их поверхности, суточный ход выражен очень слабо. Так же слабо он выражен и в микроландшафтах с неориентированным микроландшафтом. Последнее хорошо видно из анализа таблицы 5.1.16, где приведен суточный ход потока метана в сфагново-пушицево-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте. Из таблицы следует, что наибольшая эмиссия наблюдается в дневные часы, а далее она несколько снижается.

Полученные результаты показывают, что в микроландшафтах с ориентированным микроландшафтом пространственная изменчивость потоков CH₄ очень

большая. Из табл. 5.1.17 следует, что в сфагново-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте среднее значение эмиссии на пониженных элементах микрорельефа при уровне -8 см равно $0,928$ мг/(м²·ч), а на повышениях, при среднем уровне -17 см — $0,250$ мг/(м²·ч), то есть в 3,7 раза меньше. Аналогичная зависимость наблюдается и в грядово-мочажинном комплексе. На грядах эмиссия составила $0,135$ мг/(м²·ч), на мочажинах — $4,001$ мг/(м²·ч), что превышает ее в 29,6 раза по отношению к эмиссии на грядах. Если интенсивность потока на гряде составляет в среднем $0,453$ мг/(м²·ч), то на фрагментах мочажины с произрастающим полупогруженными мхами она в 7,7 раз больше и составляет $3,491$ мг/(м²·ч). При наличии на мочажинах травяного яруса из осок и пушицы интенсивность потока достигает $12,5$ мг/(м²·ч), то есть в 100 раз больше, чем на гряде.

В зависимости от погодных условий и уровня болотных вод эти различия могут быть значительно меньше. Так, 28.06.2008 г. средняя эмиссия на мочажинах была равна $0,396$ мг/(м²·ч) на грядах — $0,124$ мг/(м²·ч), то есть превышение составило всего 3,2 раза. Но всегда эмиссия метана на мочажинах больше, чем на грядах этого комплекса.

Большая интенсивность потока метана наблюдается и на пониженных элементах (западинах) неориентированного микрорельефа. На западинах сфагново-кустарничкового, облесенного сосной микроландшафта, интенсивность потока в среднем составляет $0,93$ мг/(м²·ч), тогда как на повышениях — $0,25$ мг/(м²·ч), то есть в 3,7 раза меньше.

В таблице 5.1.17 приведены результаты сравнения эмиссии метана на повышениях и понижениях (западинах) сфагново-пушицево-кустарничкового,

Таблица 5.1.17

Результаты сравнения эмиссии метана на повышениях и западинах сфагново-пушицево-кустарничкового, облесенного сосной микроландшафта болота Ламмин-Суо

Дата	Элемент микрорельефа	Эмиссия метана, мг/(м ² ·ч)	Отношение эмиссии, западина / повышение	Условия опыта: уровень, см; температура, °С
17.05.10	повышение	5,422	3,0	-6 см; $23,2$ °С
	западина	16,282		-0 см
26.06.10	повышение	1,762	2,4	-7 см; 18 °С
	западина	4,158		-3 см
05.07.10	повышение	6,325	0,94	-12 см; $24,4$ °С
	западина	5,967		-7 см
29.07.10	повышение	1,553	10,3	-30 см; $24,8$ °С
	западина	15,935		-20 см
08.09.10	повышение	0,259	5,6	-21 см; $19,7$ °С
	западина	1,464		-11 см
01.10.10	повышение	0,279	5,8	-16 см; $12,0$ °С
	западина	1,613		-13 см

облесенного сосной микроландшафта. Согласно этим данным следует, что в большинстве случаев преобладает превышение эмиссии на понижениях относительно ее на повышениях. В редких случаях, когда наблюдалась высокая температура почвы ($24,4$ – $32,5$ °С), эмиссия в пределах микроландшафта выравнивается, и тогда отношение эмиссий на западинах и повышениях приближается к 1,0 или становится несколько ниже. Аналогичный результат, когда эмиссии выравниваются, то есть отношение приближается к 1, наблюдается в осенний период, предшествующий промерзанию болота.

Оценка интенсивности эмиссии метана в различных болотных микроландшафтах производилась в 2008 г. по данным измерений в 5–6 пунктах, поверхность которых расположена на различной высоте относительно уровня болотных вод. Осредненные значения величин эмиссии каждой серии наблюдений приведены в таблице 5.1.18. Они свидетельствуют о значительной временной и пространственной изменчивости. Наибольшие значения эмиссии ($19,556$

Таблица 5.1.18

Эмиссия метана в различных болотных микроландшафтах по данным наблюдений в 2008 г.

Дата отбора пробы	Наименование болотного микроландшафта	Эмиссия метана, мг/(м ² ·ч)
28.05	Сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный сосной	0,679
30.05	Сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный сосной	0,082
04.06	Сфагново-осоковый, редко облесенный березой и сосной	1,590
20.06	Сфагново-кустарничково-сосновый	0,917
28.06	Грядово-мочажинный комплекс	0,268
18.07	Сфагново-кустарничково-пушицевый	3,911
23.07	Сфагново-осоковый, редко облесенный березой и сосной	8,651
23.07	Сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный сосной	2,929
31.07	Сфагново-осоковый, редко облесенный березой и сосной	19,556
04.08	Сфагново-кустарничково-сосновый	0,295
11.09	Сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный сосной	11,126
13.08	Сфагново-осоковый, редко облесенный березой и сосной	26,919
25.09	Сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный сосной	4,713
30.09	Сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный сосной	18,364

и 26,919 мг/(м²·ч)) наблюдаются в сфагново-осоковом, редко облесенном березой и сосной микроландшафте, приуроченном к окрайке болотного массива. Однако в этих же сериях наблюдений, в отдельных пунктах эмиссия снижается до величин в 15–20 раз меньше. Объяснить этот факт возможно тем, что здесь преобладает пузырьковый механизм переноса газа, а также механизм переноса по неразложившимся стеблями осоки. В неразложившихся остатках залежи последний преобладает. В центральных частях болота его вклад значительно меньше, и здесь преимущественно должен преобладать диффузионный механизм переноса.

Это также наблюдается и в грядово-мочажинном комплексе. Особенностью эмиссии метана в этом комплексе является значительное преобладание ее на мочажинах с открытой водной поверхностью и меньшими величинами — на грядах. На мочажинах механизм переноса может быть в основном только микропузырьками газа. Крайне незначительная плотность сухого вещества торфа способствует интенсивному прогреву за счет развития тепловой конвекции. Интенсивный прогрев повышает выделение метана и увеличивает интенсивность его переноса. Однако механизм формирования эмиссии метана здесь требует дальнейшего исследования.

В сезонном ходе эмиссии CH₄ значительное ее снижение в центральной части болотного массива наблюдается в зимний период при наличии мерзлого слоя на болоте. Наибольшая глубина промерзания на болотах северо-запада наблюдается в конце марта — начале апреля. К этому времени и приурочена наименьшая эмиссия метана.

По наблюдениям в предвесенний период (2 и 10 апреля 2009 г.) глубина промерзания не превышала 10 см. Эмиссия метана в этот период соответственно равна 0,028 и 0,039 мг/(м²·ч), в среднем — 0,034 мг/(м²·ч). При относительно небольшой глубине промерзания и рыхлом мерзлом слое, а также удалении снежного покрова высотой 20–25 см эмиссия метана в апреле 2010 г. составила 0,388 мг/(м²·ч). Анализ изменения эмиссии в зимний и предвесенний периоды показывает, что при неустойчивом снежном покрове и начале промерзания болота интенсивность эмиссии CH₄ значительно снижается, а при образовании мерзлого слоя выход метана с поверхности болота прекращается вследствие закупорки пор кристаллами льда.

На болотных массивах северо-запада России постоянный мерзлый слой наблюдается в конце декабря — начале февраля и существует до конца марта — начала апреля. Таким образом, если принять во все зимние месяцы (декабрь–март) среднюю из наблюденных величин эмиссии, равную 0,034 мг/(м²·ч), то тогда месячная величина эмиссия метана будет равна в среднем 24,75 мг/(м²·ч).

Характерно, что после таяния мерзлого слоя и схода снега 26 апреля 2010 г. эмиссия метана сопровождалась действием пузырькового механизма. На обширной западине, площадь которой была на 50 % покрыта водой, эмиссия достигла 6,131 мг/(м²·ч). На повышении, уровень воды был ниже на 5–6 см от его поверхности, интенсивность эмиссии составила 9,863 мг/(м²·ч). По-видимому, это обусловлено тем, что в зимний период происходит распад органического вещества и накопление метана под мерзлым слоем. После протаивания этого слоя наблюдается интенсивное газовыделение с болота.

Это подтверждается опытом 13 января 2009 г., когда был удален снег и мерзлый слой толщиной до 8 см. Величина эмиссии составила 0,952 мг/(м²·ч). Предшествующее измерение 3 декабря 2008 г. определило среднюю величину (без учета пузырьковых выбросов) эмиссии, равную 0,777 мг/(м²·ч). 10 апреля 2009 г. при разрушении мерзлого слоя она была равна 0,238 мг/(м²·ч), а с естественным мерзлым слоем — 0,039 мг/(м²·ч). Поэтому накопление метана под мерзлым слоем, несомненно, имеет место.

Таким образом, суммарная величина эмиссии в апреле формируется в условиях наличия или отсутствия мерзлого слоя. С учетом этого фактора в 2009 г. она будет равна 352,1 мг/(м²·ч), в 2010 г. — 139,7 мг/(м²·ч).

В мае эмиссия относительно небольшая. Деятельный слой еще не прогрелся. Но в этот период начинает оказывать влияние на интенсивность эмиссии пузырьковый перенос. Так, в мае 2010 г. интенсивность эмиссии достигает на повышениях 5,422 мг/(м²·ч), на понижениях — 16,282 мг/(м²·ч).

В ряде работ, в том числе и наших, установлено, что эмиссия метана на болотных массивах дискретна, особенно в теплый период года. Это не всегда позволяет по срочным наблюдениям оценить суммарную величину потока метана за сезон или иной интервал времени. Если учитывать выбросы метана посредством пузырькового механизма, то разброс оценок может отличаться на 1–2 порядка.

В вегетационный период интенсивность эмиссии регулируется двумя факторами: уровнем болотных вод и температурой залежи. Соотношение этих компонентов определяет интенсивность эмиссии в этот период. В середине вегетационного сезона, когда поверхность торфяной залежи разогревается до температуры +25...+30 °С и больше, значительно усиливается перенос метана пузырьковым механизмом. В июле-июне 2010 г. это явление проявилось наиболее значимо. Так, в конце июня, 26.06.10, эмиссия метана на повышенных и пониженных элементах микро рельефа соответственно была равна 2,338 и 4,694 мг/(м²·ч), в начале июля, 08.07.10, — 7,493 и 6,350 мг/(м²·ч), в середине месяца, 15.07.10, значительно возросла до чрезвычайно высоких значений, обусловленных действием этого механизма. На повышениях она была равна 28,988 мг/(м²·ч). Рост эмиссии сопровождался одновременными понижениями уровня болотных вод и увеличением температуры воздуха, деятельного слоя и поверхности болота. Температура возросла от +18 °С 26.06.10 до +33 °С 15.07.10. В период стрессовой ситуации, в августе, месячная величина эмиссии метана достигла 6678 мг/(м²·ч), что превышает в 5,7 раза ее в среднем по водности 2008 г.

Характерной особенностью стрессового периода является видимое отсутствие реакции эмиссии метана на понижение уровня болотных вод. С падением уровня эмиссия должна уменьшаться. Но в стрессовых условиях она возрастала, то есть интенсивность окисления метана метанотрофами была несравненно меньшей, чем его образование метаногенами.

При понижении температуры в начале августа и небольшом повышении уровня воды, вызванном выпавшими осадками, эмиссия уменьшилась и составила 02.08.10 на повышениях и понижениях, соответственно, 4,329 и 1,152 мг/(м²·ч) и 06.08.10 г. — 0,694 и 0,765 мг/(м²·ч).

В осенний период интенсивность эмиссии превышает ее значения начала вегетационного сезона. В сентябре на повышениях она изменяется в пределах

от 0,259 до 4,620 мг/(м² · ч). С одной стороны, это обусловлено осенним подъемом уровня болотных вод и, следовательно, увеличением зоны образования метана, с другой — аккумуляцией тепла в этой зоне. Далее, вследствие интенсивного охлаждения поверхности болота, эмиссия метана значительно снижается. В конце ноября, 28.10.10 она, соответственно, равна 0,114 и 0,657 мг/(м² · ч).

Годовые изменения эмиссии метана в центральной части болотного массива приведены в таблице 5.1.19.

Месячные значения эмиссии во все годы наблюдений наименьшие в зимний период. По мере таяния мерзлой залежи и схода снежного покрова они возрастают и достигают максимума в июле-августе, далее несколько снижаются по мере понижения уровня и вновь начинают возрастать при его подъеме. В начале зимнего периода они снижаются при понижении температуры поверхности и уменьшения аккумулированного тепла в деятельном слое болота. В год со стрессовой ситуацией (2010) годовая величина эмиссии достигнет 15 000 мг/(м² · ч), что практически в 2 раза больше в средний по водности год.

Таблица 5.1.19

Месячные значения эмиссии метана [мг/(м² · ч)] в сфагново-пушицево-кустарничковом, редко облесенном сосной микроландшафте по данным наблюдений в 2008–2010 гг. на болоте Ламмин-Суо

Год	Месяцы годы												Сумма за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2008	25,3	23,7	25,3	(246)	187	438	1167	1013	1205	1678	1793	693	8494
2009	25,3	23,7	25,3	352,1	456,0	869,0	2445	2367	1982	1621	(1260)	899	12 325
2010	25,3	23,7	25,3	139,7	1326	1797	6678	1835	798	1038	—	—	—

В комплексных микроландшафтах эмиссия метана в значительной мере обусловлена строением ориентированного микрорельефа. Поверхность гряд всегда выше уровня воды в мочажинах. Выход метана в атмосферу на грядах осуществляется преимущественно диффузионным механизмом его переноса.

Поверхность мочажин в значительную часть вегетационного периода представляет собой свободную водную поверхность, а в остальное время — уровень воды расположен на 1–3 см ниже их поверхности. Преобладающим является пузырьковый механизм переноса метана. В таблице 5.1.20 приведены результаты наблюдений за эмиссией метана в грядово-мочажинном комплексе на болотном массиве Ламмин-Суо в 2004 г.

Анализ ее показывает, что эмиссия метана в вегетационный период на болотном массиве имеет хорошо выраженный сезонный ход с максимумом в июле месяце. Этому способствуют относительно невысокие уровни болотных вод (–14... –19 см) и температура залежи +10...+12 °С на глубине 20 см. За вегетационный период эмиссия в сфагново-кустарничковых редко облесенных грядах составила 0,42 г/м² за сезон, на мочажинах — 11,87 г/м² за сезон, что в 28 раз больше, чем на грядах. В целом эмиссия СН₄ в этом комплексе составляет 12,29 г/м² за сезон. Таким образом, эмиссия СН₄ в комплексных микроландшафтах зави-

Таблица 5.1.20

Месячные значения потоков метана [мг/(м² · мес.)] в грядово-мочажинном комплексе болотного массива Ламмин-Суо в 2004 г.

Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За сезон, мг/(м ² · сезон)
Гряда							
53	32	78	76	50	87	44	420
Мочажина							
599	1352	1917	2782	2738	1708	774	11 870
Эмиссия за сезон							
652	1384	1995	2858	2788	1795	818	12 290

сит от соотношения гряд и мочажин, при увеличении доли мочажин она резко возрастает.

Полученные значения эмиссии СН₄ (табл. 5.1.20) близки к результатам приведенных в работах [4; 23; 41], а также к результатам измерений на болотных экосистемах юго-западного берега залива Джемс (Онтарио, Канада), где измеренные значения варьировали от 0,05 до 16,61 г/м² сезон [49; 50].

5.2. Математическое моделирование потоков парниковых газов

5.2.1. Математическая модель вертикального баланса углекислого газа

Экспериментальные исследования, выполненные в последнее время, подтвердили значительную изменчивость нетто-потока углерода между болотными экосистемами и атмосферой, определяемую комплексом гидрометеорологических факторов и характеристиками почвенного и растительного покрова [24; 26]. Это стало причиной разработки довольно большого количества методов расчета основных составляющих углеродного баланса между атмосферой и подстилающей поверхностью, основанных на эмпирических связях с температурой, влажностью, уровнем грунтовых вод, потоком солнечной радиации и другими характеристиками [19; 40; 60; 66]. Общим недостатком этих методов является отсутствие комплексности в описании процессов эмиссии и поглощения углекислого газа растительностью и почвой. Поэтому, на наш взгляд, проблема усовершенствования традиционных методов связана, прежде всего, с созданием моделей баланса двуокиси углерода в системе «почва–растительность–атмосфера», основанных на описании совокупности физических и биологических процессов, протекающих в этих средах (в англоязычной литературе модели получили название Soil–Vegetation–Atmosphere–Transfer (SVAT) или Land Surface Models (LSM)). Подобные модели раскрывают сущность процессов, учитывают влияние и взаимосвязь важнейших параметров внешней среды. Они позволяют использовать в сжатом и удобном для количественного применения виде всю имеющуюся информацию о процессе и разрабатывать стратегию экспериментальных исследований.

5.2.1.1. Исходные уравнения и параметры математической модели

Структура предлагаемой нами модели соответствует современным подходам при описании процессов формирования энергомассообмена [5; 13; 32; 36; 37; 43; 45]. При этом можно выделить два основных блока: тепло- и влагообмена и баланса углекислого газа.

Математическая модель вертикального тепло- и влагообмена в системе «почва–растительность–атмосфера»

Существуют два основных подхода при описании тепло- и влагообмена в растительном покрове. В одном из них учитывается вертикальное распределение биомассы, в другом — растительный покров представлен сосредоточенным в одном слое на некоторой высоте над поверхностью почвы. Понимая, что факторы растительного покрова, связанные с его архитектурой и биологическими процессами в растениях, оказывают влияние на процесс испарения, фотосинтеза и дыхания, мы в данной работе используем второй подход, основанный на расчете усредненных теплофизических и водно-физических характеристик растительности. Растительный полог в этом случае представлен в виде одного большого листа, с соответствующим набором параметров. Основными уравнениями математической модели являются уравнения теплового баланса растительного покрова и почвы, а также уравнения турбулентной диффузии. Как правило, эти уравнения входят составной частью во все наиболее развитые модели тепло- и влагообмена в системе «почва–растительность–атмосфера» [5; 11; 12]. Ниже рассматриваемая разработка является продолжением наших работ по математическому моделированию вертикального тепло- и влагообмена в почве, растительности и снежном покрове в течение годового цикла. Основные положения ее и детальное описание приведено в главе 2 монографии. Краткий алгоритм численной реализации модели на каждом временном шаге следующий.

1. Проводится аппроксимация дифференциального уравнения влагопереноса (4.2.50) системой линейных разностных уравнений, которая решается методом прогонки. В результате на выходе имеем профили влажности (W) и количество воды, поглощенной корневой системой (S_R).

2. Проводится расчет составляющих теплового баланса почвы и растительного покрова, транспирации (E_T), температуры растительности (T_c) и водного потенциала листа (ψ_L), который входит в формулу для расчета проводимости устьиц (g_s).

3. Методом прогонки решается дифференциальное уравнение теплопереноса (4.2.49). В результате решения уравнения теплопереноса получаем информацию о температуре поверхности почвы (T_s) которая используется в итерационном цикле, включающем решение уравнения влагопереноса и расчет транспирации.

В качестве начальных и граничных условий при решении уравнений тепло- и влагопереноса используется соответствующая гидрометеорологическая информация.

При численной реализации данной модели на выходе мы получаем значения влажности и температуры почвы, температуры растительного покрова и проводимости устьиц, которые в дальнейшем используются в расчетах баланса CO_2 .

Математическая модель вертикального баланса углекислого газа в системе «почва–растительность–атмосфера»

Цикл углерода в наземных экосистемах определяется балансом между поглощением углекислого газа растительностью (фотосинтез) и выделением CO_2 в процессе дыхания растений и эмиссии углекислого газа и метана из почвы. Режим углекислого газа почвы определяется в основном двумя процессами: образованием CO_2 в результате дыхания корней растений, жизнедеятельностью микроорганизмов и отводом углекислого газа из почвы. Выделение углекислого газа экосистемой (валовое дыхание экосистемы) складывается из эмиссии CO_2 из почвы, дыхания растительного сообщества и потока CO_2 , образующегося при разложении наземного растительного опада.

Сток углекислого газа из почвы в атмосферу B рассчитывается по уравнению:

$$B = P_f - R_p - R_s - S_t, \quad (5.2.1)$$

где P_f — фотосинтез (брутто), равный $P_f = A + R_d$; A — фотосинтез (нетто); R_d — темновое дыхание растительности во время фотосинтеза; R_p , R_s — соответственно дыхание растительного покрова и почвы; S_t — изменение концентрации углекислого газа в слое растительности. При моделировании баланса CO_2 на болоте составляющей S_t можно пренебречь.

Основные составляющие баланса CO_2 рассчитываются аналогично составляющим баланса водяного пара с использованием уравнений турбулентной и молекулярной диффузии с введением поправок из-за разницы коэффициентов диффузии пара и CO_2 . При этом основные уравнения модели выглядят следующим образом:

$$A = \frac{LAI(C_a - C_i)}{(1,6r_s + 1,37r_{AL})}, \quad (5.2.2)$$

$$R_s = \frac{(C_s - C_a)}{r_{АП}}, \quad (5.2.3)$$

$$B = \frac{(C_a - C_h)}{r_A}, \quad (5.2.4)$$

где — r_s , r_{AL} , $r_{АП}$, r_A — соответственно, устьичное сопротивление движению пара, аэродинамическое сопротивление между поверхностью листа и межлиственным пространством, аэродинамическое сопротивление между поверхностью почвы и межлиственным пространством и аэродинамическое сопротивление между межлиственным пространством и атмосферой выше растительного покрова.

Все эти параметры определяются в процессе решения уравнений тепло- и влагообмена в системе «почва–растительность–атмосфера».

C_i , C_a , C_s , C_h — соответственно концентрация углекислого газа внутри листа, в межлиственном пространстве, у поверхности почвы и в атмосфере на высоте h . Составляющая баланса R_d задается в виде функции температуры листьев.

Для моделирования эмиссии углекислого газа с поверхности болота (R_c) воспользуемся следующим уравнением одномерной диффузии данного ингредиента в торфяной залежи:

$$\frac{dC_{CO_2}}{dt} = \frac{d}{dz} \left[D \frac{dC_{CO_2}}{dz} \right] + P_{CO_2}, \quad (5.2.5)$$

где $C_{CO_2} = C_{CO_2g}(P-W) + C_{CO_2w}W = C_{CO_2g}[P-W(1-\alpha C_{CO_2})]$;

$$D_{CO_2} = [D_{CO_2a}(P-W) + D_{CO_2w}\alpha_{CO_2}W]/\tau; \delta_{CO_2} = 1,8 \exp(-0,04T), \quad (5.2.6)$$

$$D_{CO_2a} = 1,39 \cdot 10^{-5} \left(\frac{T+273}{273} \right)^{1,75} \text{ м}^2/\text{с}, \quad (5.2.7)$$

$$D_{CO_2w} = 1,7 \cdot 10^{-9} \left(\frac{T+273}{298} \right) \text{ м}^2/\text{с}, \quad (5.2.8)$$

C_{CO_2g} , $C_{CO_2g'}$, C_{CO_2w} — соответственно, общая концентрация CO_2 на глубине z от поверхности болота и концентрация CO_2 в газообразной и жидкой фазах торфяника; P , W — соответственно, общая пористость и объемная влажность почвы; D_{CO_2a} , D_{CO_2w} — соответственно, коэффициенты диффузии CO_2 в воздухе и воде; α_{CO_2} — растворимость CO_2 в воде; τ — извилистость порового пространства; P_{CO_2} — интенсивность производства CO_2 ; Интенсивность производства CO_2 (P_{CO_2}) задается в виде функции температуры и влажности:

$$P_{CO_2} = a \cdot \exp(bT) \cdot (1-W/P)^n, \quad (5.2.9)$$

где — a , b , n — коэффициенты, определяемые в результате экспериментальных исследований.

Температура и влажность почвы рассчитываются при решении уравнений теплообмена.

Для решения уравнения (5.2.5) необходимо задать начальные и граничные условия.

В качестве начального условия используется постоянное значение концентрации в профиле $C_{CO_2} = C_0$, $t=0$.

Для задания нижнего граничного условия воспользуемся положением, что на уровне Z_H (минеральное дно болота) поток CO_2 отсутствует, то есть

$$\frac{dC_{CO_2}}{dz} = 0, \quad z = Z_H. \quad (5.2.10)$$

Для задания верхнего граничного можно использовать условия второго рода:

$$D_{CO_2} \frac{dC_{CO_2}}{dz} = \frac{(C_s - C_a)}{r_{\text{АП}}}, \quad z = 0. \quad (5.2.11)$$

Уравнение (5.2.5) решается численно с помощью конечно-разностной схемы методом прогонки.

Для замыкания приведенной выше системы уравнений привлекается дополнительно соотношение для расчета фотосинтеза, предложенное в работе [28]:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{1}{r_{\text{мин}}} + m \frac{100 \cdot h_a \cdot A}{C_a}, \quad (5.2.12)$$

где h_a — относительная влажность воздуха в межлиственном пространстве; $r_{\text{мин}}$, m — параметры, определяемые экспериментальным путем.

Таким образом у нас имеется шесть неизвестных параметров A , B , R_s , C_i , C_a , C_s и шесть исходных уравнений для их определения (5.2.1–5.2.4), (5.2.11) и (5.2.12).

Краткий алгоритм реализации данной модели следующий:

Подставляем соотношения (5.2.3) и (5.2.4), а также неизвестный параметр A , определяемый из соотношения (5.2.12) в уравнение (5.2.1). В результате уравнение (5.2.1) примет следующий вид:

$$\left[\frac{1}{r_s} - \frac{1}{r_{\text{мин}}} \right] \frac{C_a}{100mh_a} = \frac{(C_h - C_a)}{r_A} + \frac{(C_s - C_a)}{r_{\text{АП}}} + R_p. \quad (5.2.13)$$

Это уравнение определяет зависимость C_a от C_s , которую подставляем в граничное условие (5.2.11). В результате последовательных подстановок получаем граничное условие 3-го рода. Поэтому для решения системы уравнения диффузии CO_2 использовался алгоритм, подобный использованному при решении уравнения теплопереноса в почвах, описанный в главе 2.

Рассмотренный выше вариант математической модели мы условно назвали — **диффузионным**, так как для расчета фотосинтеза (A) используются диффузионные уравнения (5.2.2, 5.2.12). Нами также разработан второй вариант модели, условно названный **биохимической ассимиляции CO_2** .

Отличие этого варианта модели от диффузионного является несколько условным, так как основные уравнения диффузии тепла, влаги и CO_2 используются и во втором варианте модели. Отличие заключается в использовании при расчете фотосинтеза вместо соотношения (5.2.12) более подробной модели ассимиляции углекислого газа растительностью.

Биохимическая модель ассимиляции CO_2 , разработанная в работе [35] и модифицированная в [39]

Основана на ограничениях фотосинтеза, связанных с кинетическими свойствами Рубиско и соответственно парциальными давлениями CO_2 и O_2 в процессе карбоксиляции (W_c), а также транспортом электронов, который ограничивается скоростью регенерации $RuBP$ (W_j). При этом используется следующая система уравнений:

$$A = \left[1 - \frac{\Gamma^*}{C_i} \right] \cdot \min \{ W_c, W_j \} - R_d, \quad (5.2.14)$$

$$\Gamma^* = \frac{0,5O}{\tau}, \quad (5.2.15)$$

$$W_c = \frac{V_{c \text{ max}} \cdot C_i}{C_i + K_c [1 + O/K_o]}, \quad (5.2.16)$$

$$W_j = \frac{J \cdot C_i}{4,5 \cdot C_i + 10,5 \cdot \Gamma^*}, \quad (5.2.17)$$

$$J = \frac{\alpha \cdot PPFD}{(1 + \alpha^2 \cdot PPFD^2 / J_{\max}^2)^{0.5}}, \quad (5.2.18)$$

$$R_d = 0,015 V_{c \max}, \quad (5.2.19)$$

где $V_{c \max}$ — максимальная скорость карбоксиляции; K_c , K_o — постоянные Michaelis-Menten для карбоксиляции и окисления; C_i , O — концентрации углекислого газа и кислорода внутри листа; t — специальный параметр для Рубиско; J — скорость транспорта электронов; J_{\max} — скорость электронного транспорта при световом насыщении; α — коэффициент эффективности превращения потока света в поток электронов; R_d — темновое дыхание растительности в процессе фотосинтеза; $PPFD$ — фотосинтетически активная часть солнечной радиации.

Температурная зависимость для параметров J_{\max} и $V_{c \max}$ [39], которая широко используется при расчетах фотосинтеза, выглядит следующим образом:

$$X_1 = \frac{LAI \cdot X(T_{ref}) \exp\left\{\left[\frac{\Delta H_a}{RT_{ref}}\right] \left[1 - \frac{T_{ref}}{273 + T_c}\right]\right\}}{1 + \exp\left\{\left[\frac{\Delta S(273 + T_c) - \Delta H_a}{R(273 + T_c)}\right]\right\}} \quad (5.2.20)$$

Вместо X подставляется искомый параметр, R — газовая постоянная, T_c — температура листа, а значение T_{ref} , соответствует температуре 293,16 °K (25 °C).

Для параметров R_d , K_c , K_o и τ используется следующая зависимость:

$$X_2 = X(T_{ref}) \exp\left[\frac{\Delta H_a}{RT_{ref}} \left(1 - \frac{T_{ref}}{T_A}\right)\right], \quad (5.2.21)$$

$$X_2 = \{R_d; K_c; K_o; \tau\}$$

Для решения системы уравнений необходимо определить концентрацию углекислого газа внутри листа C_i . Для этой цели используется следующее уравнение потока CO_2 :

$$A = (C_a - C_i) \cdot g, \quad (5.2.22)$$

где

$$g = \frac{LAI}{(1,6r_s + 1,37r_{AL})}. \quad (5.2.23)$$

Параметры r_s , r_{AL} определяются в процессе решения уравнений тепловлагообмена в системе «почва–растительность–атмосфера».

Комбинируя уравнения (5.2.14–5.2.17) с (5.2.22) получаем:

$$A = 0,5 \cdot \left(a^{0,5} \cdot g + c^{0,5} - \sqrt{a \cdot g^2 + b \cdot g + c}\right), \quad (5.2.24)$$

где A — минимальное значение из A_c и A_j , соответствующих W_c и W_j .

Для A_c , $a = (K + C_a)^2$, $b = 2(2\Gamma^* + K - C_a)V_{c \max} + 2(C_a + K)R_d$ и $c = (V_{c \max} - R_d)^2$.

Для A_j , $a = (9,3\Gamma^* + C_a)^2$, $b = 0,4(4,3\Gamma^* - C_a)J + 2(C_a + 9,3\Gamma^*)R_d$ и $c = (0,2J - R_d)^2$.

$$K = K_c(1 + O/K_o). \quad (5.2.25)$$

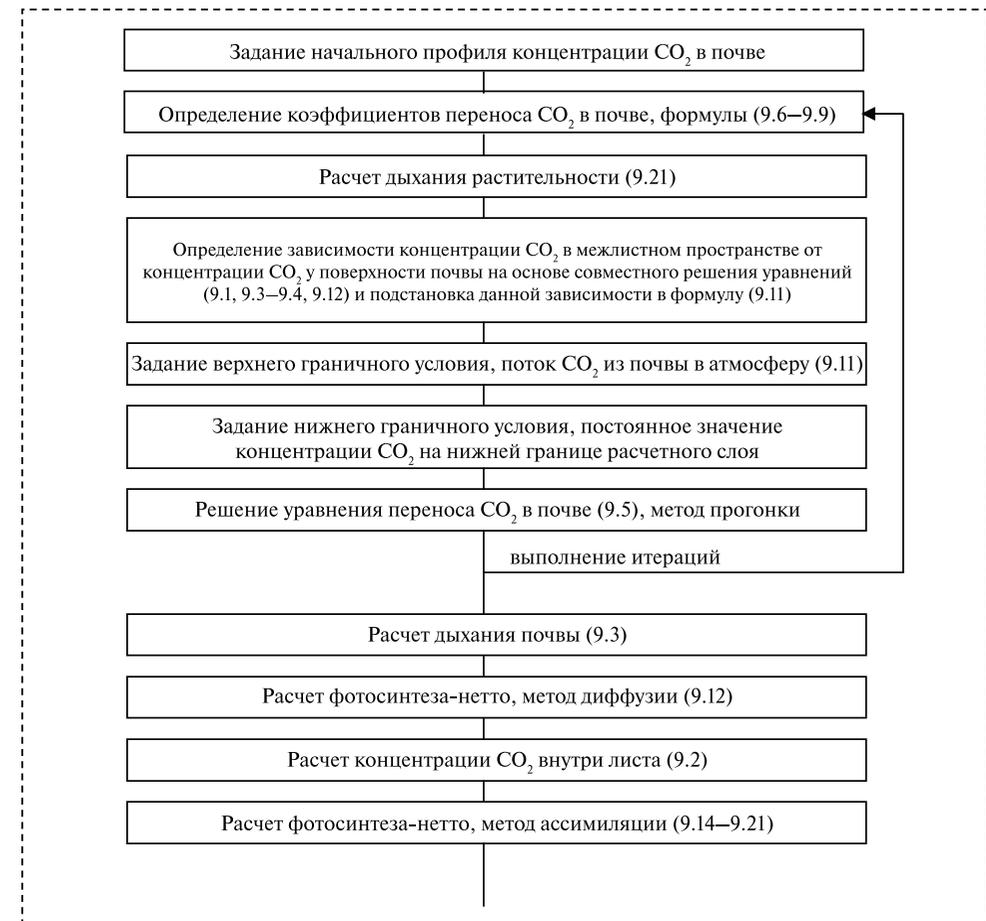
Блок расчета баланса CO_2 

Рис. 5.2.1. Блок-схема алгоритма численной реализации модели вертикального баланса CO_2 в системе «почва–растительность–атмосфера» на одном временном шаге

Определив параметр A по биохимической модели, далее для определения остальных сопоставляющих баланса CO_2 , в частности для расчета R_s , используется уравнение диффузии (5.2.5). На рис. 5.2.1 представлена блок-схема алгоритма реализации модели вертикального баланса CO_2 .

5.2.1.2. Тестирование модели вертикального баланса углекислого газа

Проверка работоспособности модели вертикального баланса углекислого газа проводилась по данным исследований на четырех полевых объектах, на которых параллельно с измерением потоков CO_2 измерялись основные гидрометеорологические характеристики.

Объекты исследований

В качестве первого объекта был использован олиготрофный болотный массив Ламмин-Суо (Выборгский район, Ленинградская область). Болотный массив приурочен к провинции средней тайги и выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка. На массиве господствуют следующие болотные микроландшафты: сфагново-кустарничково-пушицевый с разной степенью облесения, сфагново-осоковый, сфагново-пушицевый и грядово-мочажинный комплекс. Исследования проводились в 2002–2009 гг.

Вторым объектом исследований был олиготрофный болотный массив Салмин-Суо в Иломанси (Финляндия). На массиве наиболее распространены следующие болотные микроландшафты: сфагновый, сфагново-осоковый, сфагново-пушицевый и грядово-мочажинный комплекс. Исследования проводились в 1992 г.

Третьим объектом исследований была территория Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника в Тверской области. В качестве объекта исследований был использован болотный массив Старосельский мох, который может быть отнесен к типу выпуклых грядово-мочажинных олиготрофных болот. Исследования проводились в 1998–2000 гг.

Четвертым объектом исследований был стационар вблизи п. Черский (Восточная Сибирь, Арктическое побережье, тундра). На данном объекте исследования проводились в течение 2001 г.

Для болотного массива Ламмин-Суо проводились сопоставления результатов измерения эмиссии CO_2 с поверхности болота. Ввиду того, что измерения суточного хода величины эмиссии в полном объеме проводились лишь в течение одних суток (15–16 августа 2002 г.), нами для тестирования модели этот род информации не использовался. Основу для тестирования модели в нашем случае составили полученные опытным путем зависимости потока углекислого газа с поверхности болота от температуры поверхности почвы и уровня грунтовых вод. Эти зависимости в настоящее время являются одними из основных для расчета и прогноза изменения эмиссии углекислого газа с изменением климатических условий. При этом в расчетах использовались следующие значения параметров определяющих эмиссию CO_2 .

Параметры формулы (5.2.9): $a = 0,003 \text{ Па/с}$, $b = 0,1 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $n = 4$. Начальная и граничная концентрации CO_2 ; $C_0 = 1000 \text{ Па}$, $C_a = 35 \text{ Па}$. В таблице 5.2.1 приведены данные об основных физических свойствах торфа используемых при моделировании.

На рис. 5.2.2 и 5.2.3 приведены результаты сопоставление экспериментальных и расчетных данных, полученных при реализации нашей модели.

Как видно, математическая модель диффузии CO_2 описывает основные закономерности эмиссии углекислого газа с поверхности болота адекватно наблюдаемым. Основным подгоночным параметром модели эмиссии является параметр a формулы (5.2.9), отвечающий за производство углекислого газа. При моделировании зависимости потока CO_2 от уровня грунтовых вод подгонка также осуществляется варьированием параметра n , влияющего на зависимость производства CO_2 от влажности.

Таблица 5.2.1

Зависимость коэффициента теплопроводности и потенциала почвенной влаги от влажности (болото Ламмин-Суо, сфагново-кустарничково-пушицевый облесенный сосной)

Влажность, % объема	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · °С)	Влажность, % объема	Потенциал, см вод. столба
10	0,17	36	150
18	0,22	41	100
27	0,27	56	50
36	0,33	59	40
45	0,38	63	30
54	0,44	70	20
66	0,51	76	15
80	0,59	88	10
90	0,66	92	5
97,5	0,70	96	0

Плотность почвы — $0,05 \text{ г/см}^3$; удельный вес почвы — $1,4 \text{ г/см}^3$; удельная теплоемкость почвы — $1,3 \text{ Дж/(г} \cdot \text{ }^\circ\text{C)}$; коэффициент фильтрации — $2,5 \text{ см/с}$.

Нами также проводилось тестирование модели эмиссии CO_2 на основе данных измерений, полученных на болоте Салмин-Суо (Финляндия). Регистрация потоков CO_2 , а также CH_4 и NO_2 с поверхности болота проводилась с помощью специальных камер, по специальной методике, позволяющей отслеживать динамику потока во времени [55]. Параллельно измерялись основные гидрометеорологические характеристики в районе исследований.

На основе полученных в этой работе данных (5–8 сентября 1992 г.) были проведены расчеты суточного хода эмиссии CO_2 с поверхности болота при уровне

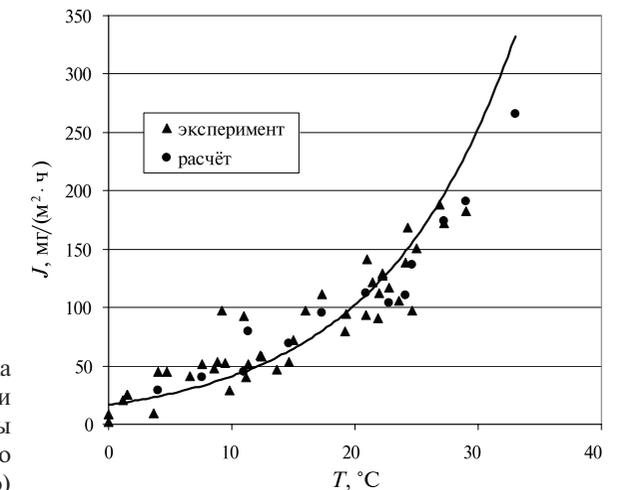


Рис. 5.2.2. Зависимость потока углекислого газа с поверхности болота от температуры поверхности почвы (болото Ламмин-Суо)

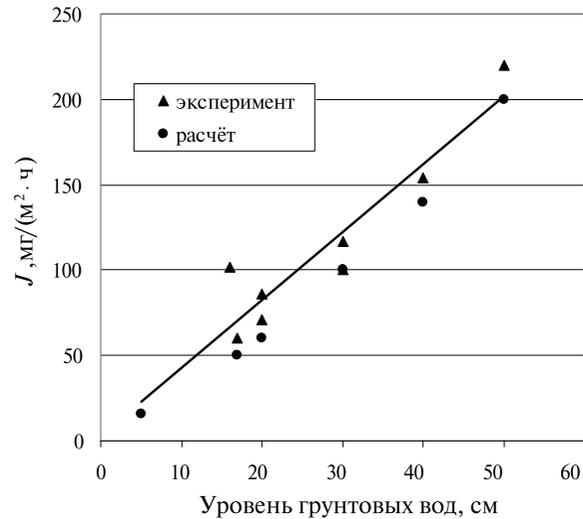


Рис. 5.2.3. Зависимость потока углекислого газа с поверхности болота от уровня болотных вод (болото Ламмин-Суо)

болотных вод –10 см. Физические свойства торфа использовались те же, что и в предыдущих расчетах. На рис. 5.2.4 показаны результаты сопоставления измеренных и расчетных потоков углекислого газа. При этом в расчетах использовались следующие параметры формулы (5.2.9); $a = 0,01 \text{ Па/с}$, $b = 0,12 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $n = 4$. Как видно из результатов сопоставления, математическая модель достаточно точно описывает динамику эмиссии CO_2 с поверхности болота. При этом погрешность расчета этой составляющей баланса при пиковых значениях не превышает 20 % от измеренной величины, а среднего значения — 5 %. Дополнительный анализ полученных результатов показывает, что суточный ход эмиссии CO_2 практически повторяет ход температуры поверхности почв.

Исследования на болотном массиве Старосельский мох были выполнены в рамках проекта “EurosiberianCarbonflux” и в целом измерения, обработка

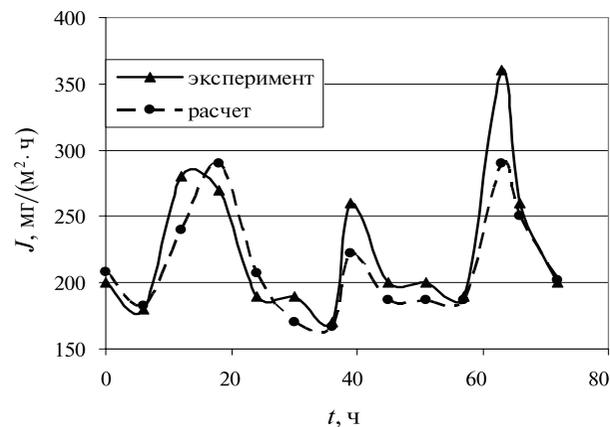


Рис. 5.2.4. Сопоставление результатов расчета и эксперимента динамики эмиссии CO_2 (болото Салмин-Суо)

и анализ данных были выполнены с использованием унифицированных подходов, принятых на европейской сети станций долговременного мониторинга потоков CO_2 (EUROFLUX) [27]. Потоки CO_2 и водяного пара были получены как ковариация между пульсациями концентрации вещества и вертикальной составляющей скорости ветра на высоте 6 м над поверхностью болота. Для измерения пульсаций температуры и составляющих скорости ветра использовался ультразвуковой анемометр (Solent R3, Gill Instruments, Lumington, UK). Наблюдения за пульсациями CO_2 и водяного пара были выполнены с помощью инфракрасного газоанализатора (IRGA; LI-COR 6262, Lincoln, NE USA). Радиационные потоки измерялись с помощью пирадиометра (LXG055) и пиранометра (CM14, Kipp and Zolent Delft, Holland), суммарная фотосинтетически активная радиация — с помощью LI-190 SA (LI-COR, Lincoln, USA). Дополнительно измерялись температура и влажность воздуха (HMP35D, Vaisala, Helsinki, Finland), скорость ветра (A100R, Vector Instruments). Температура почвы измерялась на глубинах 5, 15, 50 и 100 см с помощью термометров сопротивления (Geratherm, Geschwenden, Germany). Метеорологические параметры фиксировались каждые 10 секунд, с последующим осреднением до 10 минутных значений. Потоки влаги и CO_2 в процессе обработки и анализа усреднялись до 0,5 часовых значений. Для оценки пространственного осреднения была использована модель Shuepp [54]. Согласно расчетам по этой модели, при установке датчиков на высоте 6 м в среднем за сутки 90 % от общего измеряемого потока соответствует взвешенному среднему вдоль траектории переноса с линейными размерами 1100–1200 м. Соответственно, анализируемые в работе данные в целом характеризуют потоки влаги и CO_2 на экосистемном уровне осреднения. В табл. 5.2.2 приведены некоторые среднемесячные климатические характеристики и характеристики баланса углерода за период наблюдения. Более подробная информация представлена в работе [59].

Пульсационный метод основан на параллельных высокочастотных измерениях флуктуаций вертикальной составляющей скорости ветра и субстанции. Основной массив результатов после фильтрации и осреднения высокочастотных значений состоит из осредненных для 30 минутного интервала величин вертикальных потоков CO_2 , представляющих нетто-экосистемный обмен CO_2 (NEE). Следует отметить, что отрицательные значения потоков соответствуют поглощению CO_2 из атмосферы, положительные — выделению. Одновременно с измерениями потока CO_2 фиксировались значения основных параметров радиационного и гидрометеорологического режима.

Основной характеристикой модели, по которой проводилось сопоставление измеренных и расчетных величин, являлся поток углекислого газа в атмосферу (B). Эта характеристика носит комплексный характер, так как на нее влияет вся совокупность параметров, входящих в модель. В таблице 5.2.3 приведены численные значения основных параметров модели, используемых при расчете баланса CO_2 на примере июля 1998 г.

При проведении расчетов на основе данных, полученных на болоте Старосельский мох, информация о физических свойствах торфяного покрова использовалась та же, что и в расчетах на болотном массиве Ламмин-Суо. В связи с этим для обоснованности данного подхода было проведено сопоставление результатов расчета и эксперимента по определению температуры почвы на глубине 5 см

Таблица 5.2.2

Средние характеристики погодных условий и баланса CO_2 для верхового болота в период наблюдений 1998 и 1999 гг.: средняя месячная температура почвы на глубине 5 см (T_5), I_F — месячные суммы фотосинтетически активной части солнечной радиации, осадков (P), испарения (E), общего дыхания экосистемы (R); ассимиляции CO_2 (A), стока CO_2 в атмосферу (B)

Месяц	$T_5, ^\circ\text{C}$	I_F , моль/ ($\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$)	P , мм	E , мм	R , моль/ ($\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$)	A , моль/ ($\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$)	B , моль/ ($\text{м}^2 \cdot \text{мес.}$)
1998 год							
Июнь	16,6	612,6	39,9	28,6	2,04	-3,93	-1,89
Июль	17,1	980,9	181,1	58,2	4,28	-6,35	-2,07
Август	15,0	748,6	123,4	44,2	3,04	-4,15	-1,11
Сентябрь	14,7	421,0	50,7	—	2,14	-2,30	-0,16
1999 год							
Апрель	5,9	786,8	20,5	—	1,54	-1,18	0,36
Май	8,1	1077,2	26,4	—	2,01	-2,9	-0,89
Июнь	17,4	1400,5	30,9	59,4	5,59	-6,04	-0,45
Июль	18,7	1281,9	47,6	78,3	5,53	-4,64	0,89
Август	14,5	835,1	116,2	43,3	4,53	-3,86	0,67
Сентябрь	10,9	595,6	25,8	23,3	2,76	-2,26	0,50
Октябрь	5,5	203,6	86,5	—	1,52	-0,81	0,71

(рис. 5.2.5). Как видно, расхождение результатов в худшем случае не превышает 1°C , что говорит о приемлемости использованного подхода.

Так как расчет фотосинтеза проводился с использованием двух подходов (диффузия и ассимиляция), то были проведены соответствующие сопоставления результатов расчета по двум моделям. На рис. 5.2.6 представлены получен-

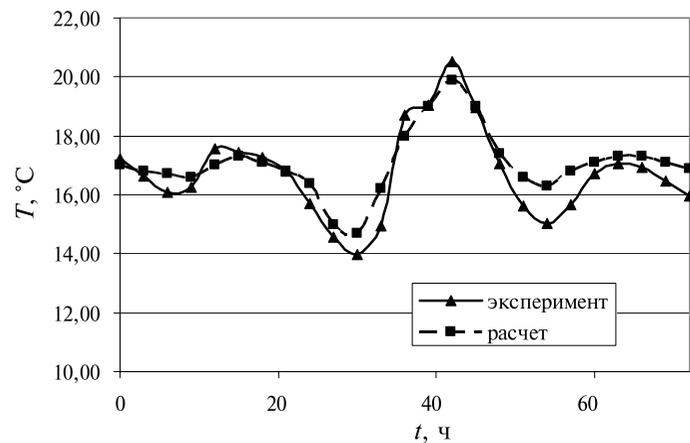


Рис. 5.2.5. Сопоставление результатов расчета температуры почвы (T) на глубине 5 см с экспериментальными данными (болото Старосельский мох)

Таблица 5.2.3

Значения основных параметров модели при расчете фотосинтеза и потока CO_2 из почвы

Параметр	Величина
I/r_{so} , мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$)	150
LAI , $\text{м}^2/\text{м}^2$	1,5
I/r_{min} , мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$)	40
m , б/р	8
a , Па/с	0,003
b , $^\circ\text{C}^{-1}$	0,1
n , б/р	3
O , Па	20950
$\alpha(25^\circ\text{C})$, моль электрон/ моль фотон	0,2
$V_{cmax}(25^\circ\text{C})$, мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$)	40
$\Delta H_a(V_{cmax})$, Дж/моль	70 000
$\Delta H_d(V_{cmax})$, Дж/моль	200 000
$\Delta S(V_{cmax})$, Дж/($\text{K}^\circ \cdot \text{моль}$)	650
$J_{max}(25^\circ\text{C})$, мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$)	35
$\Delta H_a(J_{max})$, Дж/моль	70 000
$\Delta H_d(J_{max})$, Дж/моль	200 000
$\Delta S(J_{max})$, Дж/($\text{K}^\circ \cdot \text{моль}$)	650
$K_c(25^\circ\text{C})$, Па	30
$\Delta H_a(K_c)$, Дж/моль	50 000
$K_o(25^\circ\text{C})$, Па	30 000
$\Delta H_a(K_o)$, Дж/моль	30 000
$R_d(25^\circ\text{C})$, мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$)	1
$\Delta H_a(R_d)$, Дж/моль	50 000
$t(25^\circ\text{C})$, б/р	4000
$\Delta H_a(t)$, Дж/моль	-40 000

ные данные о суточной динамике потоков CO_2 в атмосферу при реализации вышеуказанных подходов.

Как видно, можно подобрать параметры моделей таким образом, что будет достигнуто практически полное совпадение результатов. Учитывая близость полученных результатов расчета, диффузионная модель в ряде случаев может иметь преимущества, так как в отличие от модели ассимиляции (формулы 5.2.14–5.2.21) не перегружена большим количеством сложно определяемых параметров. Далее мы использовали именно этот вариант модели.

На рис. 5.2.7 приведен пример сопоставления результатов измерения и расчета суточной динамики потоков углекислого газа и пара в атмосферу в период с 24 по 25 июля 1998 г. Результаты измерений гидрометеорологических характеристик, которые использовались при тестировании модели, представлены на рис. 5.2.8

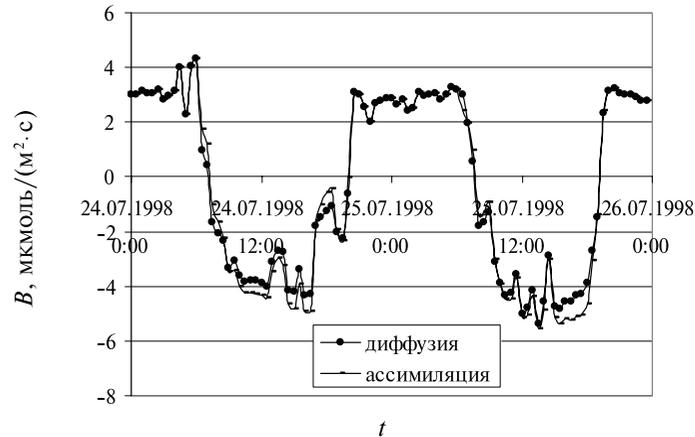


Рис. 5.2.6. Сопоставление результатов расчета суточной динамики нетто-экосистемного обмена CO_2 по двум моделям

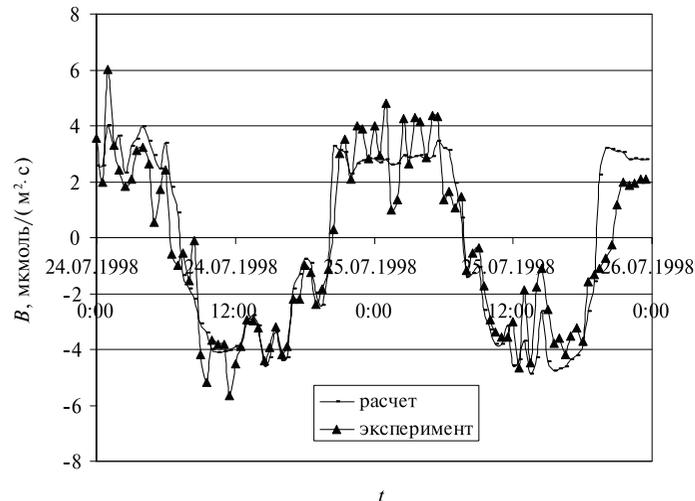


Рис. 5.2.7. Сопоставление результатов измерения и расчета суточной динамики нетто-экосистемного обмена CO_2 24–25 июля 1998 г.

Как видно, общий характер динамики потока CO_2 описывается моделью правильно. Все пики в графиках, характеризующие изменение потоков во времени, присутствуют как в экспериментальных, так и в расчетных зависимостях. Сопоставления проводились для результатов, полученных в июле 1998 и 1999 г. за относительно короткие интервалы времени (максимум — неделя), что было обусловлено наличием пропусков в экспериментальных данных (приборные отказы).

Для объективной оценки работоспособности модели нами использовался показатель эффективности, который определяется согласно (4.2.88). В нашем

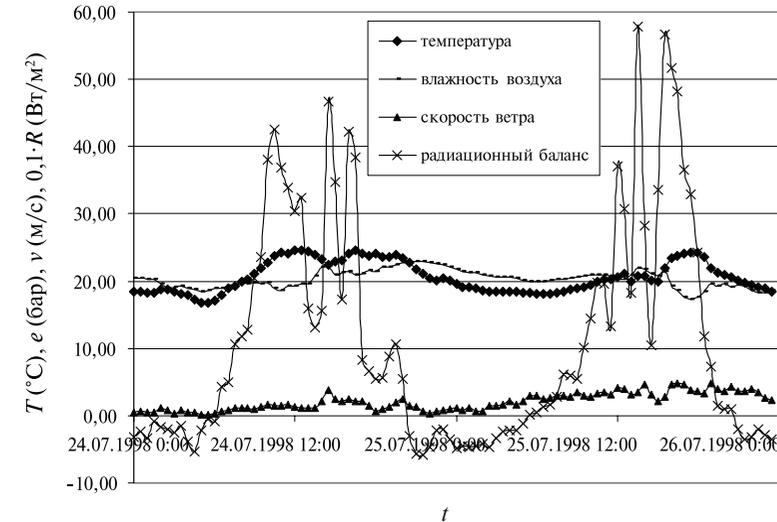


Рис. 5.2.8. Динамика температуры (T), влажности воздуха (e), скорости ветра (v) и радиационного баланса (R) 24–25 июля 1998 г. (болото Старосельский мох)

случае показатель эффективности Ef соответствия значений потоков CO_2 B_3 и B_p равен 0,62.

Обычно полагают, что при $Ef > 0,5$ модель достаточно хорошо воспроизводит временную динамику x (при $Ef = 1$ расчет следует признать идеальным), если же $Ef < 0$, то временная изменчивость переменной x воспроизводится плохо (в этом случае даже простое осреднение наблюдаемых значений лучше модельного расчета). Таким образом, приведенные выше значения Ef свидетельствуют о том, что воспроизведение моделью суточной динамики углеродного баланса можно считать хорошей.

Были проведена также статистическая оценка сходимости измеренных и рассчитанных значений потоков CO_2 и H_2O в атмосферу. На рис. 5.2.9 приведены соответствующие графические связи между экспериментальными и теоретическими величинами этих потоков. При этом коэффициент корреляции (R) для потока CO_2 составил 0,92 в 1998 г. и 0,89 в 1999 г. То есть статистические оценки также указывают на высокую степень сходимости измеренных и рассчитанных результатов.

В таблице 5.2.4 приведены результаты сопоставления средних значений потоков CO_2 за различные периоды 1998 и 1999 г., которые также указывают на хорошую сходимость экспериментальных и теоретических данных.

Как видно из приведенной выше графической (рис. 5.2.9) и табличной (табл. 5.2.4) информации, в июле 1999 г. по сравнению с июлем 1998 г. поглощение CO_2 растительностью (фотосинтез) заметно снизилось, что привело к преобладанию выноса углекислого газа с поверхности болота над его ассимиляцией. Объяснить данный факт можно исходя из двух предположений. Первое — в 1998 и 1999 г. наблюдался различный гидрометеорологический режим поверхности

Таблица 5.2.4

Сравнение экспериментальных ($B_{Э}$) и рассчитанных ($B_{р}$) средних значений потока CO_2 с поверхности болота в атмосферу

Период измерения	$B_{р}$, мкмоль/($m^2 \cdot c$)	$B_{Э}$, мкмоль/($m^2 \cdot c$)
15–18 июля 1998 г.	–0,54	–0,59
24–30 июля 1998 г.	–0,61	–0,65
11–15 июля 1999 г.	0,06	0,11
17–20 июля 1999 г.	0,11	0,08

болота. Второе — в 1999 г. по сравнению с 1998 г. изменились биологические характеристики болотной растительности.

Как следует из климатических данных, июль в 1999 г. был теплей и суше, чем в 1998 году. Поэтому более высокий поток фотосинтетически активной части радиации в 1999 г. должен привести к наблюдению более высоких значений фотосинтеза. Однако этого не произошло. С другой стороны, сухая и теплая погода в 1999 г. привела к более низкому опусканию уровня грунтовых вод по сравнению с 1998 г., и соответственно к уменьшению влажности верхнего слоя болота. Это в свою очередь приводит к уменьшению проводимости устьиц растительности и согласно формуле (5.2.12) к падению величины фотосинтеза. То есть мы наблюдаем два противоположно направленных процесса изменения фотосинтеза. Однако эти два процесса должны наблюдаться и при изменении величины испарения с поверхности болота. Но как показывают расчеты, испарение в 1999 г. практически осталось на уровне 1998 г.

Таким образом, разницу в величинах фотосинтеза 1998 и 1999 г. нельзя объяснить лишь различием гидрометеорологических условий этих лет. Поэтому при моделировании баланса CO_2 в 1999 г. была выполнена корректировка параметров модели, имеющих биологическую основу, а именно параметров g_{min} и m (формула (5.2.12)). Соответственно, была изменена величина g_{min} с 40 на 80 мкмоль/($m^2 \cdot c$), а величина m — с 8 на 10. Остальные параметры модели, не имеющие отношения к гидрометеорологической информации, изменены не были.

Еще одним объектом исследований, на котором проводились пульсационные измерения потоков CO_2 , был стационар возле п. Черский (Восточная Сибирь, Арктическое побережье, тундра (69,0° N, 161,0° E)). На данном объекте измерения проводились в течение 2001 г. На рис. 5.2.7 приведены результаты сопоставления измеренных и рассчитанных по модели потоков CO_2 в атмосферу. В таблице 5.2.5 приведены численные значения основных параметров модели, используемых при расчете баланса CO_2 . Как видно, общий характер динамики потока CO_2 и для данного объекта описывается моделью достоверно. Большинство пиков в графиках, характеризующих изменение потоков во времени присутствуют как в экспериментальных, так и расчетных зависимостях.

Пульсационные измерения потоков углекислого газа и водяного пара, выполненные на территории Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника в Тверской обл. и в п. Черский, позволили получить большой массив экспериментальной информации о составляющих углеродного

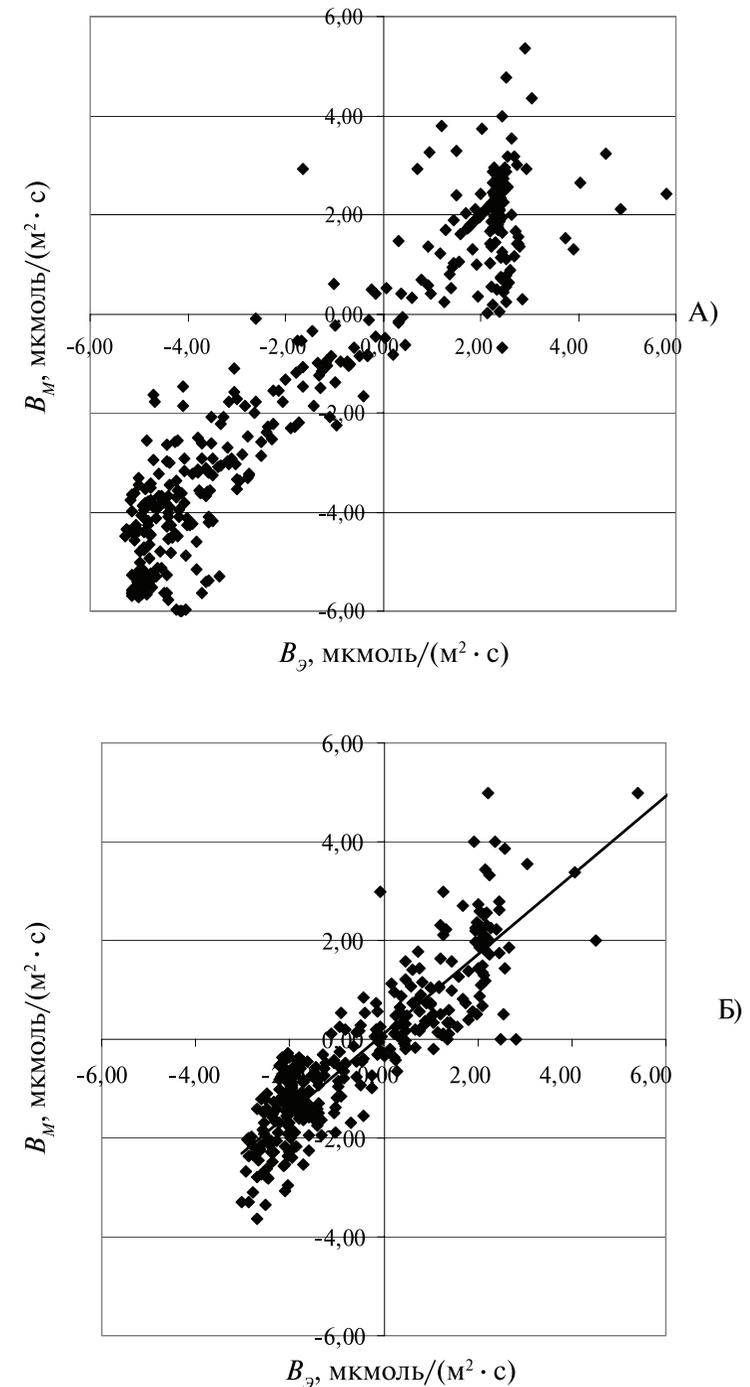


Рис. 5.2.9. Сопоставление экспериментальных значений нетто-экосистемного обмена CO_2 ($B_{Э}$) и рассчитанных по модели ($B_{М}$) для июля 1998 г. (А) и июля 1999 г. (Б)

Таблица 5.2.5

Значения основных параметров модели при расчете фотосинтеза и потока CO_2 из почвы (п. Черский)

Параметр	Формула	Величина
LAI , $\text{м}^2/\text{м}^2$	(5.2.12)	1,5
I/r_{min} , $\text{млмоль}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$	(5.2.12)	60
m , б/р	(5.2.12)	5
a , Па/с	(5.2.9)	0,0035
b , б/р	(5.2.9)	0,15
n , б/р	(5.2.9)	3

и теплового баланса болотного массива. Данная информация представляет отдельный интерес с точки зрения оценки величин потоков CO_2 и H_2O и влияния на них отдельных гидрометеорологических параметров. Не менее значительный интерес полученные данные имеют для целей проверки различных математических моделей энергообмена в системе «почва—растительность—атмосфера». Это обусловлено тем, что выполненные измерения носят тот же комплексный характер, что и наиболее теоретически обоснованные математические модели.

Приведенные выше сопоставления расчетных и экспериментальных результатов указывают на высокую степень адекватности описания процессов вертикального переноса тепла, влаги и углекислого газа на болотном массиве представленной математической моделью. Из этого можно сделать вывод о том, что использование в модели усредненных характеристик растительного покрова позволяет использовать расчетные данные о потоках CO_2 для оценки потоков на экосистемном уровне осреднения. С другой стороны, данное обстоятельство позволяет лучше интерпретировать полученные экспериментальные результаты, а в ряде случаев и корректировать их. Это относится к тем измерениям, которые носят явно ошибочный характер из-за возникновения приборных и методических погрешностей в процессе экспериментальных исследований, а также для параметризации потоков в условиях неразвитой турбулентности, для которых существуют ограничения применения пульсационного метода [27].

Как следует из экспериментальных исследований, потоки CO_2 испытывают колебания пульсационного характера, что отражено на графиках, описывающих динамику данных процессов (рис. 5.2.7, 5.2.10). На первый взгляд может показаться, что пульсации потоков носят случайный характер, обусловленный турбулентностью приземного слоя воздуха. Однако сопоставление результатов измерения и моделирования показывают на практически полное совпадение отдельных пиков модельных расчетов и экспериментальных наблюдений. Следует уточнить, что характер динамики потоков, рассчитанных по математической модели, обусловлен лишь динамикой входных метеорологических характеристик. Поэтому с достаточной степенью уверенности можно утверждать, что временная изменчивость составляющих баланса CO_2 и H_2O связана в основном с изменчивостью метеорологических параметров атмосферы. Этот вывод относится к относительно коротким интервалам времени (сутки, неделя, месяц). При расче-

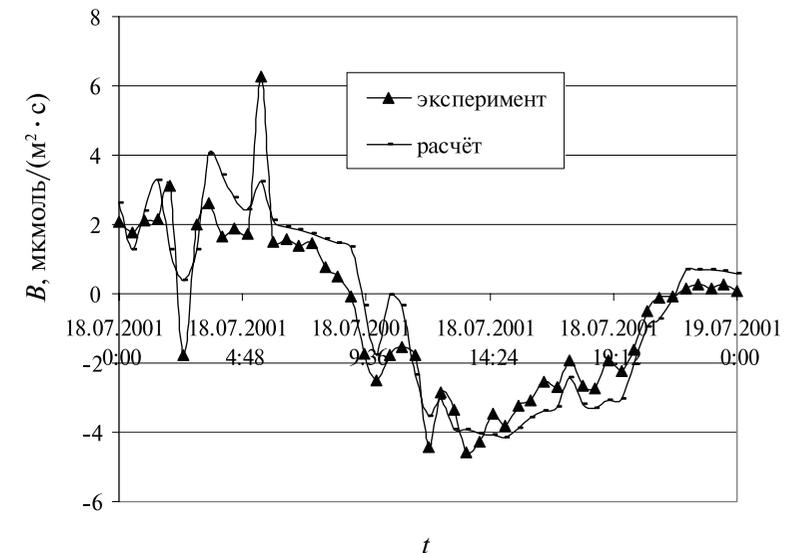


Рис. 5.2.10. Сопоставление измеренных и расчетных значений потока CO_2 в атмосферу с поверхности тундры (п. Черский, 18 июля 2001 г.)

тах за более длительные периоды времени необходимо учитывать динамику биологических характеристик растительности. Особенно ярко это обстоятельство проявилось при сопоставлении результатов эксперимента и расчета полученных для двух разных по гидрометеорологическим условиям лет. Поэтому в дальнейшем необходимо усиление биологического блока математической модели путем введения динамических параметров растительности.

5.2.1.3. Численные оценки влияния содержания CO_2 в атмосфере, тепловых и гидрологических условий на баланс углекислого газа

Содержание CO_2

Результаты исследований болотных экосистем показывают, что рост концентрации CO_2 в атмосфере в основном приводит к росту фотосинтеза и биомассы болотной растительности. При этом более значительное увеличение биомассы наблюдается у сфагновых мхов по сравнению с сосудистыми растениями [48]. В результате экспериментальных исследований показано, при увеличении концентрации CO_2 в атмосфере с 360 ppm до 720 ppm масса мхов возрастает на 70 % [61]. Экспериментальные исследования также показывают, что степень изменения составляющих углеродного цикла при изменении концентрации двуокиси углерода в значительной степени зависит от таких факторов, как фаза роста растительности и режим влажности почвы [57; 52; 62]. При этом на разных фазах развития рост фотосинтеза при увеличении концентрации CO_2 в два раза изменяется от 20 до 80 %. Отмечено также [62], что рост концентрации CO_2 приводит к падению эвапотранспирации с болота и росту эмиссии метана.

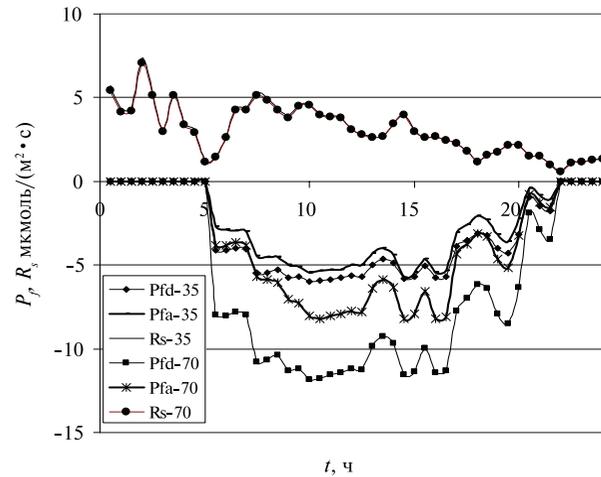


Рис. 5.2.11. Динамика фотосинтеза-брутто (P_f) и дыхание почвенного покрова (R_s), рассчитанные по различным моделям (P_{fd} -диффузии, P_{fa} -ассимиляции), при концентрациях CO_2 35 Па и 70 Па

На рис. 5.2.11 представлены результаты расчета фотосинтеза-брутто и дыхания почвы при двух значениях концентрации CO_2 в атмосфере 35 и 70 Па. В расчетах использовалась гидрометеорологическая информация, полученная на болоте *Старосельский мох*, Тверской области. Как видно из полученных результатов, представленные модели по-разному описывают зависимость фотосинтеза от концентрации CO_2 в атмосфере. Из сопоставления результатов моделирования видно, что при росте концентрации CO_2 на 100 % фотосинтез, рассчитанный по модели-диффузии, вырос почти на 100 %, рассчитанный по модели-ассимиляции — на 36 %. При этом дыхание почвенного покрова уменьшилось на 2 %.

При проведении вышеприведенных расчетов мы полагали, что параметры модели не зависят от концентрации CO_2 . Однако многочисленные эксперименты показывают, что с ростом концентрации CO_2 уменьшается устьичная проводимость [52]. При этом в среднем для различных растений при увеличении C_a в 2 раза проводимость уменьшается на 20 %.

Введя соответствующую зависимость изменения устьичного сопротивления от концентрации CO_2 при моделировании эвапотранспирации, мы получили скорректированные результаты расчета фотосинтеза-брутто при двух значениях концентрации CO_2 в атмосфере 35 и 70 Па. При росте концентрации CO_2 на 100 %, фотосинтез, рассчитанный по модели-диффузии, вырос на 53 %. В предыдущих расчетах рост составил 100 %. При этом подобная связь для модели ассимиляции практически не изменилась при изменении устьичной проводимости. На степень изменения фотосинтеза от концентрации CO_2 при расчете по модели-ассимиляции более весомо влияют другие параметры. В частности, при увеличении концентрации в два раза фотосинтез, рассчитанный по модели ассимиляции, при изменении параметра τ (5.2.15) с 2000 до 1500 вырос на 53 %, то

есть на ту же величину, что и при расчете по модели диффузии. Причем данная поправка была сделана при расчетах с $C_a=35$ Па и $C_a=70$ Па.

Выше мы не упоминали о зависимости дыхания растительности от концентрации CO_2 . Эксперименты показывают, этот элемент углеродного баланса имеет практически ту же зависимость от C_a , что и фотосинтез [57]. Отсюда, в первом приближении можно полагать, что отношение P_f/A при изменении концентрации CO_2 остается постоянным. Дыхание почвы при увеличении C_a , как показали расчеты, незначительно уменьшается. Это происходит из-за уменьшения градиента концентрации CO_2 в поверхностном слое почвы. Однако падение устьичной проводимости и соответственно уменьшение транспирации при росте C_a приводит к некоторому увеличению влажности почвы и дополнительному понижению эмиссии двуокси углерода из болота.

Однако существует еще ряд других факторов, например, связанных с изменением биомассы растительности, листового индекса и других, которые также претерпевают изменения при росте концентрации CO_2 и также оказывают влияние на углеродный баланс болотной экосистемы. Этому вопросу в настоящее время посвящены многие исследования, и он может стать предметом нашей дальнейшей работы.

Гидрологические условия

Гидрологические условия болотного массива определяются динамикой осадков, испарения, стока и уровня грунтовых вод. При этом уровень грунтовых вод может изменяться как под действием осадков, испарения и стока, так и под влиянием проводимых мелиоративных мероприятий.

Для исследования влияния гидрологических условий на составляющие углеродного цикла нами использовались натурные наблюдения на болотном массиве Старосельский мох. В расчетах моделировался углеродный цикл болотного массива в течение двух летних месяцев. При этом ход метеорологических элементов не изменялся. Варьировались величины исходного уровня грунтовых вод (УГВ) и количество осадков выпавших за расчетный период.

Как показали расчеты, гидрологический режим болота существенным образом изменяет все элементы углеродного цикла, как на суточном, так и на среднемесячном уровне. На рис. 5.2.12 приведены данные о суточном ходе фотосинтеза-нетто при различных соотношениях осадков и уровня грунтовых вод.

Как видно из этих данных, при увеличении увлажнения почвы величина фотосинтеза растет. Однако происходит не только количественное изменение данной характеристики, но и существенное изменение ее динамики. Здесь в первую очередь сказывается взаимообусловленность процессов тепло- и влагопереноса. Наибольшие изменения фотосинтеза при изменении влажности наблюдаются при максимальных значениях потока солнечной радиации.

Противоположным образом при изменении увлажнения болота изменяется дыхание почвы. При росте влажности поток CO_2 из почвы падает (рис. 5.2.13). При этом характер хода дыхания почвы, обусловленный метеорологическими параметрами, не меняется.

Изменение суточного хода элементов вертикального баланса CO_2 при изменении гидрологических характеристик приводит к долгосрочным изменениям

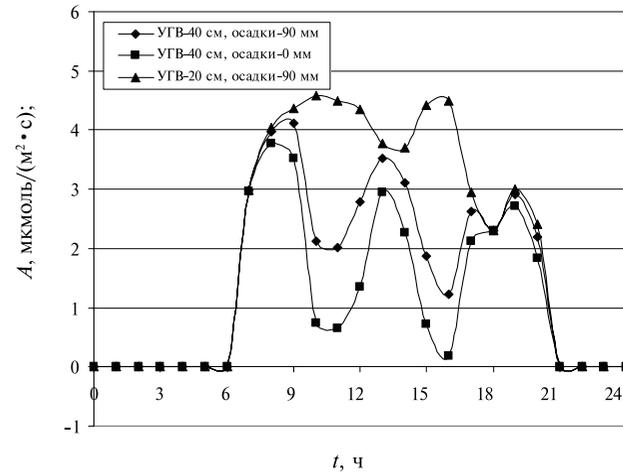


Рис. 5.2.12. Зависимость суточного хода фотосинтеза-нетто (A) от гидрологических условий

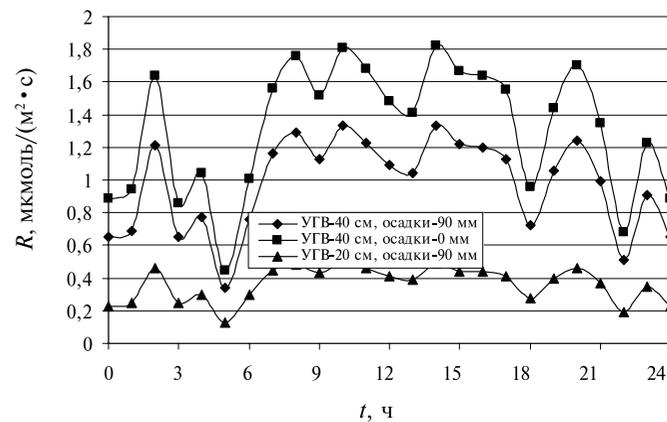


Рис. 5.2.13. Зависимость суточного хода дыхания почвы (R) от гидрологических условий

баланса углерода в болоте. На рис. 5.2.14–5.2.15 приведены данные расчета динамики суммарных значений фотосинтеза-нетто (A), дыхания почвы (R) и результирующего потока CO₂ в атмосферу (B) в течение двух месяцев.

Как видно из полученных данных, при определенных соотношениях водного и теплового режима болота может происходить как накопление углерода в болоте, так и его потери в атмосферу (рис. 5.2.16).

При этом в условиях высокого увлажнения происходит преимущественно накопление углерода, а при низкой влажности почвы дыхание болотной экосистемы превышает фотосинтез. В табл. 5.2.3 приведены средние значения измеренных и рассчитанных суммарных потоков CO₂ с болота Старосельский мох за отдельные интервалы времени для двух лет наблюдений. При этом 1998 г. харак-

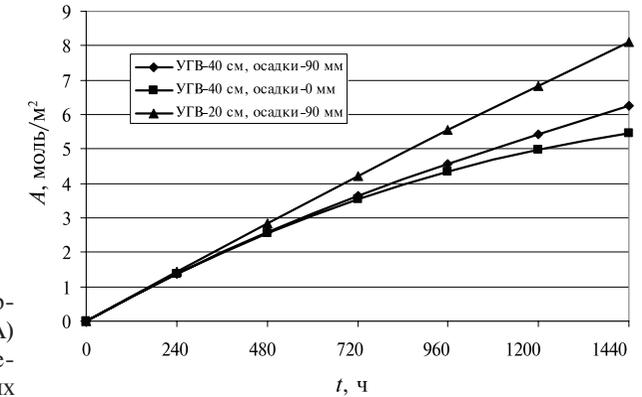


Рис. 5.2.14. Динамика суммарного фотосинтеза-нетто (A) при различных гидрологических условиях

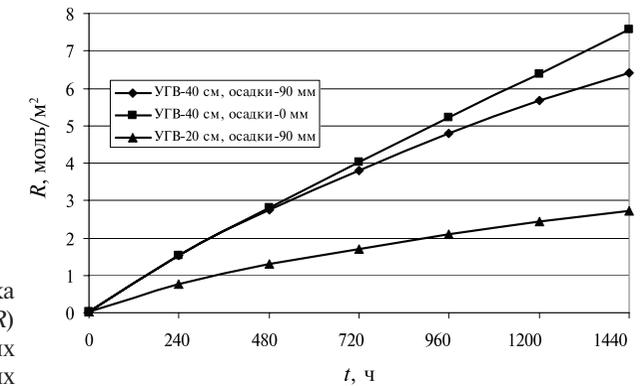


Рис. 5.2.15. Динамика суммарного дыхания почвы (R) при различных гидрологических условиях

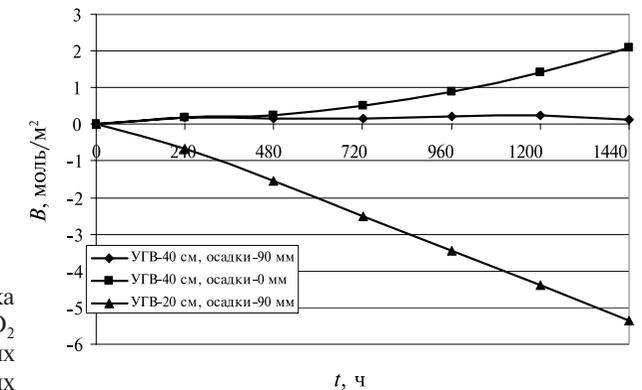


Рис. 5.2.16. Динамика суммарного потока CO₂ в атмосферу (B) при различных гидрологических условиях

теризовался как год с высоким уровнем осадков, а 1999 г. — как относительно сухой. Приведенные результаты подтверждают выводы, сделанные по результатам численных экспериментов.

В заключение следует отметить, что влияние гидрологического режима на углеродный цикл сложным образом связано с тепловым циклом болота и биологическими характеристиками, и оценить данное влияние можно лишь

на основе использования физико-математических моделей системы «почва—растительность—атмосфера».

Тепловые условия

Тепловой режим болотного массива наряду с гидрологическими характеристиками оказывает основное влияние на составляющие углеродного цикла, фотосинтез и дыхание болотного массива. Основным фактором, обуславливающим жизнедеятельность микроорганизмов, ответственных за разложение органического вещества в залежи и интенсивность эмиссии CO_2 , является ее теплосодержание, показателем которого становится температура. По данным наблюдений на болотном массиве Ламмин-Суо за период вегетации болотной растительности, установлена зависимость суммарного дыхания поверхности углерода от температуры поверхности деятельного слоя (рис. 5.2.2).

Столь тесная связь объясняется тем, что главным фактором в продуцировании CO_2 является теплосодержание верхнего горизонта торфяной залежи. Степень увлажнения, особенно при низких уровнях болотных вод, — фактор менее значимый. В наших условиях засушливого лета в центральной части массива уровни понизились до -44 см; на склоне и периферии соответственно до -60 и -80 см.

Зависимость фотосинтеза от тепловых условий проявляется через зависимость проводимости устьиц от теплофизических и водно-физических характеристик растительности и почвы. Модель представляет собой довольно сложную систему уравнений со многими обратными связями. Для примера приведем одну из них. При росте потока солнечной радиации растет испарение, соответственно падает влажность почвы. Это в свою очередь приводит к уменьшению потока влаги от корневой системы к поверхности листьев. Уменьшение данного потока

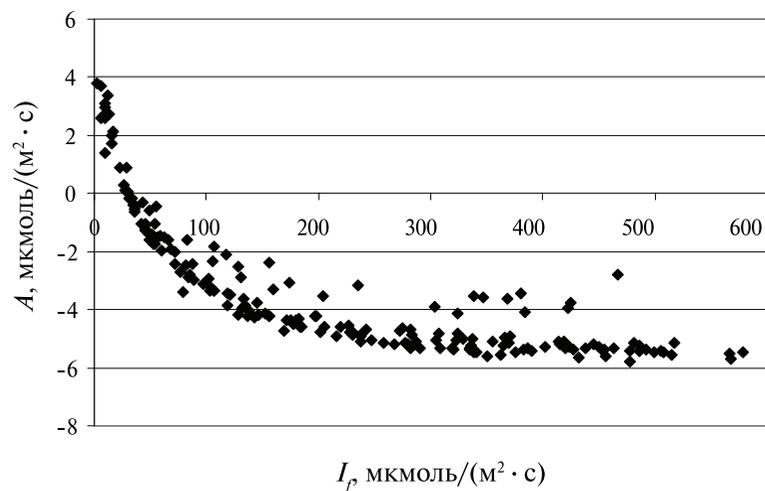


Рис. 5.2.17. Зависимость фотосинтеза — нетто (A) от потока фотосинтетически активной части солнечной радиации (I_p)

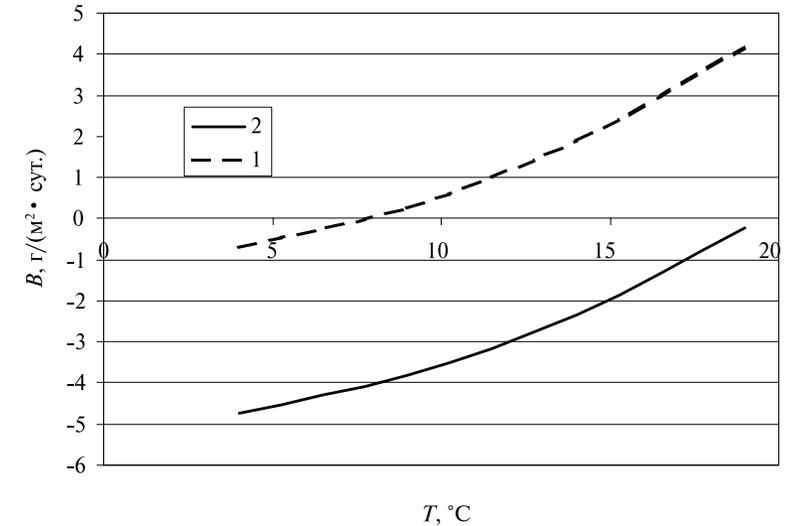


Рис. 5.2.18. Зависимость среднесуточного потока углекислого газа в атмосферу от среднесуточной температуры воздуха и потока фотосинтетически активной радиации (I_p). 1 — $I_p = 200$ мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$), 2 — $I_p = 600$ мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$)

автоматически вызывает изменение водного потенциала листа и соответственно изменение устьичной проводимости в сторону уменьшения, а значит, и уменьшения потока CO_2 . На рис. 5.2.17 показана зависимость расчетных (по нашей модели) значений фотосинтеза-нетто от потока фотосинтетической радиации. Как видно, в данной зависимости существует плато, что подтверждается многочисленными экспериментальными исследованиями.

Учитывая хорошую сходимость расчетных и экспериментальных результатов, математическая модель была использована для численной оценки влияния среднесуточной температуры воздуха на величину среднесуточного потока углекислого газа в атмосферу. Расчеты проводились с использованием данных, полученным на стационаре Черский. При этом учитывался внутрисуточный ход температуры воздуха и других основных метеоэлементов.

На рис 5.2.18 приведены полученные зависимости для двух значений среднесуточного потока фотосинтетически активной солнечной радиации: $I_p = 200$ мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$) и $I_p = 600$ мкмоль/($\text{м}^2 \cdot \text{с}$). Наблюдаемые потоки I_p в июле 2001 г. (Черский) находились как раз в этом диапазоне значений. Как видно из полученных зависимостей, рост температуры воздуха приводит к росту потока CO_2 в атмосферу. При определенных световых условиях поток углекислого газа обусловленный дыханием растительности и почвы начинает преобладать над ассимиляцией CO_2 путем роста фотосинтеза. Таким образом, болото становится источником поступления углекислого газа в атмосферу. Однако расчеты показывают, что для точной оценки влияния глобального потепления климата на баланс CO_2 кроме данных о температурном тренде необходима информация о динамике потоков солнечной радиации и характеристиках растительного покрова.

5.2.2. Математическая модель эмиссии метана из болот

Эмиссия метана из болот в атмосферу определяется взаимодействием двух процессов. Образованием метана в анаэробных условиях метанообразующими микроорганизмами — метаногенами и его окисление аэробными микроорганизмами — метанотрофами. Выход метана в атмосферу обусловлен неспособностью метанотрофов, образующих *бактериальный фильтр* перехватить и окислить выделяющийся из анаэробной зоны газ.

На настоящий момент для болотных экосистем известны три основных механизма транспорта метана:

- диффузия газа через воду или воздух, заполняющие поры в торфе;
- пузырьковый перенос;
- транспорт газа посредством растений.

5.2.2.1. Исходные уравнения и параметры математической модели

Учитывая основные факторы формирования потоков метана, а также механизмы передвижения, для моделирования его эмиссии с поверхности болота используется следующее уравнение одномерной диффузии этого ингредиента в почве [10; 25; 30].

$$\frac{dC_{CH_4}}{dt} = \frac{d}{dz} \left[D \frac{dC_{CH_4}}{dz} + Q_b \right] + P_{CH_4} - O_{CH_4} + B_{CH_4} \quad (5.2.26),$$

$$\text{где } C_{CH_4} = C_{CH_4g}(P-W) + C_{CH_4w}W = C_{CH_4g} \{P - W(1-\alpha)\}; \quad (5.2.27)$$

$$D = \{D_a(P-W) + D_w\alpha W\} / \tau \quad (5.2.28).$$

C_{CH_4g} , C_{CH_4g} , C_{CH_4w} — соответственно, общая концентрация метана на глубине z от поверхности болота, концентрация метана в газообразной и жидкой фазах; P , W — соответственно, общая пористость и объемная влажность торфа; D_a , D_w — соответственно, коэффициенты диффузии метана в воздухе и воде (m^2/c); α — растворимость метана в воде; τ — извилистость порового пространства торфа; P_{CH_4} , O_{CH_4} — соответственно, интенсивности производства и окисления метана; B_{CH_4} — интенсивность поглощения метана корневой системой; Q_b — поток метана в виде пузырьков газа.

Для задания основных параметров и характеристик модели используются следующие соотношения [25]:

$$D_a = 1,9 \cdot 10^{-5} \left(\frac{T+273}{273} \right)^{1,82}, \quad (5.2.29)$$

$$D_w = 1,5 \cdot 10^{-9} \left(\frac{T+273}{298} \right), \quad (5.2.30)$$

$$\alpha = 0,013 + 0,042 \exp(-0,042T), \quad (5.2.31)$$

$$B_{CH_4} = \frac{D_a \varepsilon \rho_k}{\tau_r} \left(\frac{C_{CH_4a} - C_{CH_4}}{z} \right), \quad (5.2.32)$$

$$\rho_k = b_k \rho_{k0} \exp(k_k z), \quad (5.2.33)$$

где ε — параметр, характеризующий воздушную пористость корней; ρ_k — плотность корневой системы; ρ_{k0} — максимальная плотность корневой системы у поверхности почвы; b_k — эмпирический коэффициент, учитывающий степень распространение сосудистых растений на исследуемой территории; k_k — эмпирический коэффициент; C_{CH_4a} — концентрация метана в атмосфере; τ_r — извилистость порового пространства корней.

Окисление метана рассчитывается по уравнению Michaelis–Menten [25]:

$$O_{CH_4} = V_{CH_4O} \left(\frac{C_{CH_4}}{K_{CH_4} + C_{CH_4}} \right) \left(\frac{C_{O_2}}{K_{O_2} + C_{O_2}} \right), \quad (5.2.34)$$

где K_{CH_4} , K_{O_2} — константы Michaelis для метана и кислорода; C_{O_2} — концентрация кислорода в торфе; V_{CH_4O} — потенциальная скорость окисления метана.

Производство метана рассчитывается с использованием уравнения [25]:

$$P_{CH_4} = \frac{V_{CH_4P}}{1 + \eta C_{O_2}}, \quad (5.2.35)$$

где η — параметр, определяющий чувствительность производства метана от концентрации кислорода; V_{CH_4P} — потенциальная скорость производства метана.

Потенциальные скорости окисления и производства метана, как показывают экспериментальные исследования [33; 41; 47], являются функциями влажности и температуры почвы. Причем с ростом влажности производство растет, а окисление — падает. Для задания этих характеристик использовались следующие соотношения:

$$V_{CH_4O} = a_o \cdot \{\exp(b_o T) - 1\} \cdot (1 - W/P)^{n^1}, \quad (5.2.36)$$

$$V_{CH_4P} = a_p \cdot \{\exp(b_p T) - 1\} \cdot (W/P)^{n^2}, \quad (5.2.37)$$

где a_o , b_o , n^1 , a_p , b_p , n^2 — коэффициенты, определяемые в результате экспериментальных исследований или тестирования модели.

Поток метана, обусловленный пузырьковым механизмом передвижения, в общем случае пропорционален скорости подъема пузырьков и концентрации метана. Основным лимитирующим фактором скорости подъема является проводимость среды, в нашем случае — влагопроводность торфа. Поэтому для расчета этой характеристики использовалась следующая формула:

$$Q_b = k_b K C_{CH_4}, \quad (5.2.38)$$

где K — коэффициент влагопроводности торфа; k_b — подгоночный коэффициент.

Для решения уравнения (3) необходимо задать начальные и граничные условия. В качестве начального условия используется постоянное значение концентрации в профиле.

Для задания нижнего граничного условия воспользуемся положением, что на уровне Z (минеральное дно болота) поток метана отсутствует, то есть

$$C_{CH_4} = C_{CH_4,0}, \quad t = 0; \quad \frac{dC_{CH_4}}{dz} = 0, \quad z = Z. \quad (5.2.39)$$

Для задания верхнего граничного условия используется условие первого рода:

$$C_{CH_4} = C_{CH_4,a}, \quad z = 0, \quad (5.2.40)$$

где $C_{CH_4,a}$ — концентрация метана в атмосфере.

Для решения системы уравнения диффузии CH_4 применяется алгоритм, подобный использованному при решении уравнения CO_2 .

5.2.2.2. Тестирование модели эмиссии метана

Тестирование модели эмиссии CH_4 проводилось на основе данных измерений, полученных на болотном массиве Ламмин-Суо. В табл. 5.2.6 показаны значения основных параметров модели, используемые в расчетах. Для оценки чувствительности влияния гидрологических условий на поток метана проводились соответствующие расчеты при различном стоянии уровня болотных вод. На рис. 5.2.19 приведены результаты наблюдений и математического моделирования эмиссии CH_4 при уровне болотных вод 5, 10 и 30 см ниже поверхности болота. Они по-

Таблица 5.2.6

Значения основных величин параметров модели, использованных при расчете эмиссии метана

Параметр	Величина
K_{CH_4} , г/м ³	2,8
K_{O_2} , г/м ³	1
τ_p , б/р	1,5
ε , доли	0,05
b_k , б/р	0,2
ρ_{k0} , б/р	0,4
k_k , б/р	0,1
η , м ³ /г	12,5
$C_{CH_4,a}$, г/м ³	0,003
$C_{CH_4,0}$, г/м ³	1,5
C_{O_2} , г/м ³	270
k_b , б/р	3
a_o , г/(м ³ ·ч)	0,2
b_o , °C ⁻¹	0,2
$n1$, б/р	3
a_p , г/(м ³ ·ч)	0,02
b_p , °C ⁻¹	0,17
$n2$, б/р	3

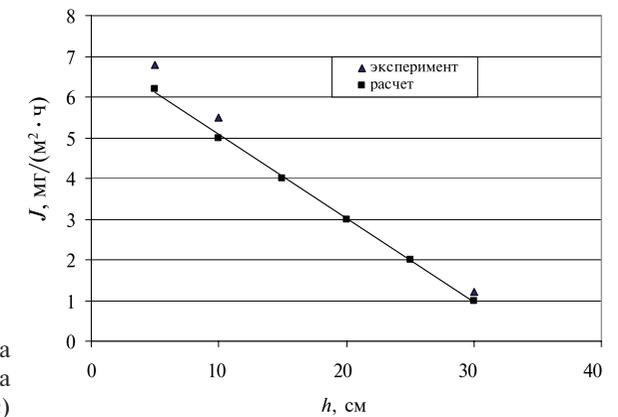


Рис. 5.2.19. Зависимость потока метана (J) с поверхности болота от уровня болотных вод (h)

казывают, что рассчитанные и наблюдаемые значения эмиссии близки между собой и модель достаточно корректно реагирует на эти изменения.

На рис. 5.2.20 приведены результаты сопоставления наблюдаемых 20 июля 2004 г. величин эмиссии суточного хода метана с поверхности болота с результатами математического моделирования. Уровень грунтовых вод на мочажине находился на глубине 5 см, а на гряде — 25 см. Как видно из анализа полученных результатов, суточная динамика эмиссии CH_4 , описываемая моделью, близка к наблюдаемым значениям. Погрешность расчета эмиссии при пиковых значениях не превышает 20 % от измеренной величины, а среднего значения — 10 %.

Сопоставление динамики изменения эмиссии CH_4 и температуры поверхности болота показывает на асинхронность изменения этих характеристик. Асинхронность обусловлена следующими причинами: рост температуры верхних слоев залежи приводит к росту производства метана в анаэробных условиях (во влагонасыщенной зоне) и одновременно к росту аэробного окисления метана в зоне, расположенной выше грунтовых вод, а также тем, что производительность и окисление метана зависят от свойств различных горизонтов залежи. Суммарный эффект определяется совместной динамикой температуры и влажности, различных в этих горизонтах. Поэтому при моделировании эмиссии CH_4 наиболее сложной процедурой является подбор коэффициентов формул (5.2.36), (5.2.37), учитывающих производство и окисление метана. Модель обладает высокой чувствительностью не только к абсолютным величинам этих коэффициентов, но и к их сочетанию.

Нами также проводилось тестирование модели эмиссии CH_4 на основе данных измерений, полученных на болоте Салмин-Суо. Предварительно в целях приемлемого задания основных параметров модели был выполнен анализ литературных источников по экспериментальному исследованию переноса метана в торфе. В таблице 5.2.7 приведен ряд основных параметров, характеризующих вынос метана с поверхности болот. Как видно, имеется значительный разброс экспериментальной информации по всем параметрам.

Особенно он заметен при определении интенсивности производства и окисления метана в торфах. На эти процессы влияет большое количество факторов

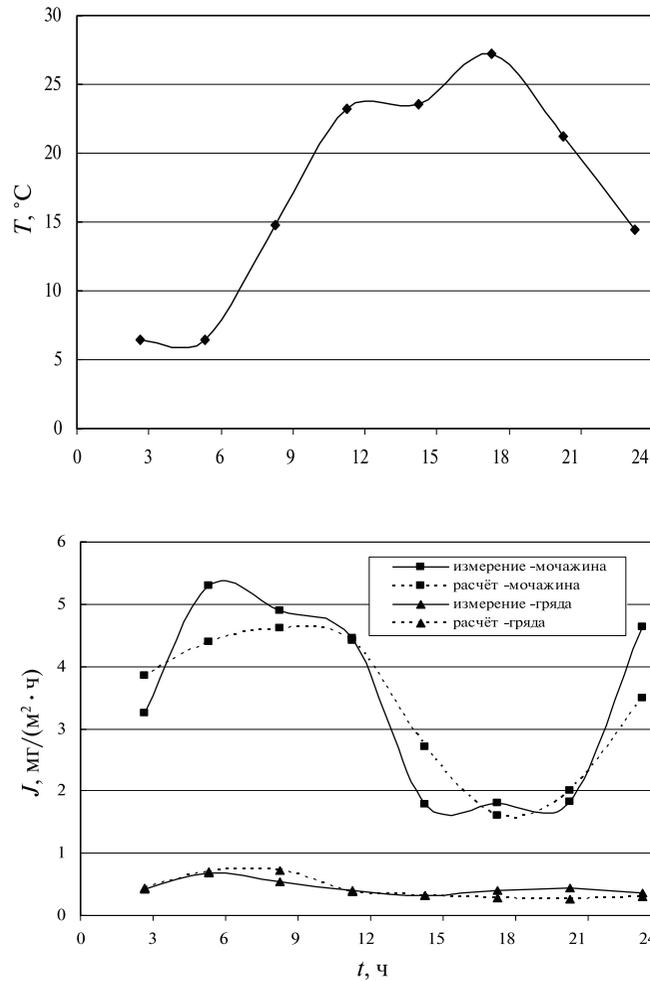


Рис. 5.2.20. Суточный ход температуры поверхности (T_0) и эмиссии метана (J) с поверхности мочажины и гряды (болотный массив Ламмин-Суо, 20.07.04)

внешней среды и значительное разнообразие свойств торфяной почвы (физических, химических, биологических). В настоящее время приемлемых зависимостей характеристик производства и окисления метана от основных свойств торфа пока не получено. Наиболее успешными являются исследования закономерностей эмиссии метана от температуры почвы и уровня грунтовых вод (влажности почвы). В таблице 5.2.8 приведены эти зависимости, полученные в различных экспериментальных исследованиях. Все они носят региональный характер и привязаны к конкретному объекту исследований. Поэтому разброс значений эмиссии при одних и тех же уровнях болотных вод и температуре довольно велик.

На рис. 5.2.21 приведены результаты сопоставления экспериментальных значений эмиссии метана с поверхности болота Салмин-Суо в период с 5 по 7 сентября 1992 г. с результатами математического моделирования. Уровень грунтовых

Таблица 5.2.7

Основные величины параметров эмиссии CH_4 из торфяной почвы, полученные в различных исследованиях

Место объекта исследований	Производство метана, мг/($\text{м}^3 \cdot \text{ч}$)	Поток метана, мг/($\text{м}^2 \cdot \text{ч}$)	Окисление метана, мг/($\text{м}^3 \cdot \text{ч}$)	Концентрация метана в торфе, г/ м^3	Литературный источник
Шотландия	6–110	0,3–2	–	–	65
Англия	7–33	–	1500–7000	–	34
Германия	150–600	1–10	–	–	63
Шотландия	–	0,5–6	–	6–10	46
Шотландия	–	0,6–3,2	–	0,6–2	33
Зап. Сибирь	–	$1,87 \pm 1,68$	–	1,3–5,2	15
Зап. Сибирь	54–112	–	–	–	16
Зап. Сибирь	–	0,5–0,9	–	1–5	18
Сев-Вост. Сибирь (Колымская низменность)	–	0,6–2,2	–	3–15	21
Сев-Вост. Сибирь (дельта р. Лены)	–	1–5	–	5–12	64
Аляска	5–40	1–3,3	80–500	1,6–6,4	41
Шотландия	–	0,73–1	–	1,3–1,4	29
Финляндия	100–600	0,1–8	50–300	–	58
Финляндия	–	–	300–9000	0,1–1,2	44

Таблица 5.2.8

Формулы для расчета потока CH_4 на основании данных об уровне грунтовых вод и температуры поверхности почвы, полученные различными авторами при обобщении экспериментальных данных

№	Формула для расчета потока метана, мг/($\text{м}^2 \cdot \text{ч}$)	Литературный источник
h —расстояние от уровня грунтовых вод до поверхности болота, см		
1	$J = 2,33 \exp(-0,068 h)$	23
2	$J = 0,53 - 0,03 h$	33
3	$J = 0,42 - 0,012 h$	47
4	$J = 0,8 - 0,013 h$	50
5	$J = 1,26 - 0,05 h$	38
T, T_{20} —температура поверхности почвы и на глубине 20 см, °C		
6	$J = 0,24 \exp(0,091 T)$	33
7	$J = 0,41 \exp(0,12 T)$	47
8	$J = 0,0864 T^2 - 0,6455 T + 3,5$	31
9	$J = 0,08 T - 0,26$	38
10	$J = -3,17 + 1,21 T_{20} - 0,22 h$ $J = \exp(-0,13 + 0,22 T_{20} - 0,04 h)$	42

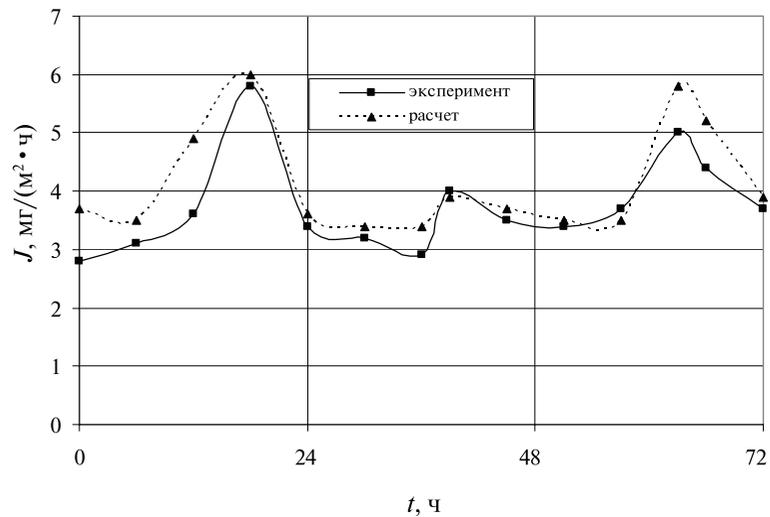


Рис. 5.2.21. Сопоставление результатов рассчитанной и измеренной интенсивности эмиссии CH_4 на болотном массиве Салмин-Суо (Финляндия)

вод находился на глубине 10 см. В табл. 9 указаны значения основных параметров модели, используемые в данных расчетах.

Как видно из анализа полученных результатов, характер динамики эмиссии CH_4 описывается моделью достоверно. Погрешность расчета эмиссии при пиковых значениях не превышает 20 % от измеренной величины, а от среднего значения — 10 %. Сопоставление динамики изменения эмиссии CH_4 и температуры поверхности почвы показывает на синхронность изменения этих характеристик. Однако эта синхронность наблюдается при высоких уровнях стояния грунтовых вод, то есть при высокой влажности верхнего горизонта почвы. В этом случае доминирующим процессом является процесс производства метана. И, соответственно, с ростом температуры растет его поток. При пони-

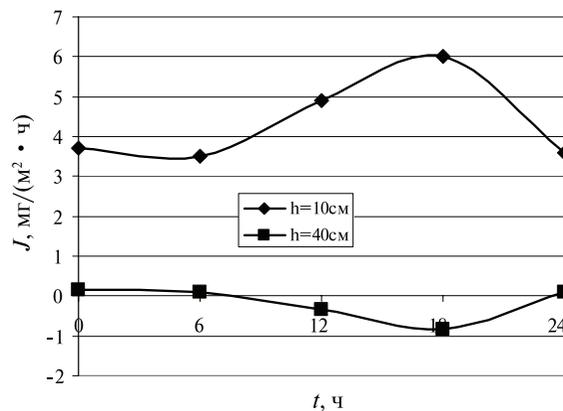


Рис. 5.2.22. Сопоставление результатов расчета суточной динамики эмиссии CH_4 при уровнях грунтовых вод 10 см и 40 см ниже поверхности почвы

жении уровня грунтовых вод начинает превалировать процесс окисления метана в верхних горизонтах и, соответственно, с ростом температуры поток метана уменьшается. На рис. 5.2.22 приведены результаты расчета эмиссии метана при различных уровнях грунтовых вод, которые подтверждают вышеизложенные закономерности.

При моделировании эмиссии CH_4 наиболее сложной процедурой является подбор коэффициентов формул (5.2.36), (5.2.37) для расчета производства и окисления метана, так как модель обладает высокой чувствительностью не только к абсолютным величинам этих коэффициентов, но и к их сочетанию. Если при расчетах зависимостей потока углекислого газа из почвы от температуры и уровня грунтовых вод используется 3 параметра [формула (5.2.9)], то для расчета аналогичных зависимостей потока метана таких параметров 6. Однако это необходимый набор параметров, с помощью которого можно объяснить наблюдаемые в природе закономерности выноса метана из болот.

5.2.2.3. Численные оценки влияния гидрометеорологических характеристик на эмиссию метана

Математическая модель позволяет оценить влияние сложных гидрометеорологических процессов на болотных массивах, в том числе и изменение климатических характеристик на эмиссию метана. Крайне важным для северных болотных массивов является изменение глубины сезонного протаивания и его влияние на эмиссию метана. Для оценки такого параметра, как глубина протаивания, необходимо учесть широкий спектр водно- и теплофизических процессов, а также свойств растительного покрова.

Сложность заключается в том, что изменение глубины протаивания происходит одновременно с изменением температуры поверхности почвы. Поэтому трудно выявить вклад в общее изменение потока метана лишь при изменении глубины протаивания. Для того чтобы исключить влияние верхнего температурного граничного условия, нами были проведены расчеты эмиссии метана при постоянной температуре поверхности почвы, а изменчивость глубины протаивания имитировалась изменением глубины расчетного слоя, на нижней границы которого задавалась нулевая температура. При этом значения некоторых параметров модели (табл. 5.2.5) были зафиксированы, а другие изменялись в некоторых пределах. Варьировались, прежде всего, характеристики растительного покрова и параметры, определяющие потенциальную скорость производства и окисления метана. Пределы изменения выбирались на основе экспериментальных данных. Изменчивость глубины протаивания моделировалась в диапазоне 5–80 см. При этом расчеты проводились при температурах поверхности почвы от 5 до 25 °С. Расчетный период времени составлял 2 месяца. Анализировались среднечасовые потоки метана.

На рис. 5.2.23 приведен пример одного из таких расчетов относительно потока при глубине протаивания равной 40 см.

Результаты расчета аппроксимируются уравнением:

$$J = 0,13 \times J_{Hd} H_d^{0,55}. \quad (5.2.41)$$

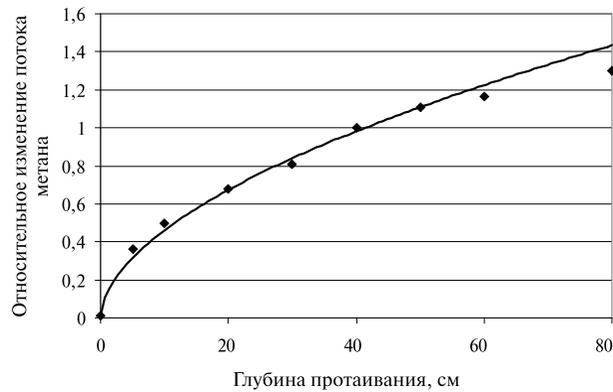


Рис. 5.2.23. Относительное изменение потока метана при изменении глубины протаивания торфяной залежи

Проанализировав подобным образом полученные нами данные, удалось получить обобщенное выражение для оценки относительной изменчивости потока метана от глубины протаивания в следующем виде:

$$J_2/J_1 = \sqrt{H_{d2}/H_{d1}}, \quad (5.2.42)$$

где J_1, J_2, H_{d1}, H_{d2} — потоки метана и соответственно глубины протаивания залежи.

Полученные теоретические результаты были сопоставлены с экспериментальными наблюдениями за потоками метана, глубиной протаивания и температурой почвы, проведенными в 1999 г. в дельте р. Лены [64]. Согласно результатам этих наблюдений, проведенных с 15 июня по 15 июля, глубина протаивания увеличилась с 5 до 20 см. Поток метана изменился с 9,5 до 5 мг/(см² · ч). При этом наблюдался несущественный положительный линейный тренд около 1°С/мес. Это позволило провести расчет относительного изменения потока метана по уравнению (5.2.42). В результате получено, что отношение потоков при глубинах протаивания 20 и 5 см равно 2, то есть совпадает с экспериментальным значением [1].

Подобным образом были обобщены результаты численных экспериментов по исследованию температурной зависимости потока метана при фиксированной глубине протаивания и получено следующее выражение, описывающее эту зависимость:

$$J_2/J_1 = \exp 0,1(T_2 - T_1), \quad (5.2.43)$$

где T_1 и T_2 — температуры поверхности почвы за первый и второй периоды времени.

Объединив вместе (19) и (20), получаем обобщенную зависимость в виде:

$$J_2/J_1 = \exp 0,1(T_2 - T_1) \sqrt{H_{d2}/H_{d1}}. \quad (5.2.44)$$

Следует отметить, что полученные выше результаты приурочены к уровню болотных вод, расположенных у поверхности болота. В этом случае доминирующим процессом является процесс производства метана, и, соответственно, с ростом температуры растет его поток. При понижении уровня болотных вод начинает превалировать процесс окисления метана в верхних горизонтах, и, соответственно, с ростом температуры поток метана уменьшается. Для того чтобы

оценить влияние этой характеристики, то есть изменения гидрологических условий болотного массива (в течение нескольких суток), на поток метана, проводились соответствующие сравнения результатов измерений и расчетов по модели, полученных при экспериментальных исследованиях эмиссии метана с поверхности болота Салмин-Суо (Финляндия) [55]. На рис. 5.2.21 приведены результаты измерения и расчета эмиссии метана, которые показывают хорошую их сходимость и подтверждают вышеизложенные закономерности.

В результате обобщения результатов численных экспериментов было получено следующее выражение для расчета относительного изменения потока метана при изменении уровня болотных вод:

$$J/J_0 = (1 - 0,033h), \quad (5.2.45)$$

где J, J_0 — соответственно потоки метана при уровне болотных вод h и 0.

На основании зависимости (5.2.45) в первом приближении оценим положения уровня болотных вод в грядово-мочажинном комплексе, при котором эмиссия CH_4 на мочажинах отсутствует. При расчете используем измеренное 20.07.2004 среднечасовое значение эмиссии CH_4 на мочажине, равное 3,727 мг/(м² · ч), при уровне воды, равном 14 см от расчетной поверхности микроландшафта. Тогда, приняв $J = 0$, а $J_0 = 3,727$ мг/(м² · ч), согласно (22) получаем значение h , равное 30,3 см. Отсюда следует, что поток CH_4 на мочажине будет равен нулю, если уровень воды в мочажине понизится на 30 см от уровня бывшего в ней на момент измерения, что соответствует — 44 см от расчетной поверхности болота [17]. Аналогичные расчеты, выполненные для других микроландшафтов, показывают, что при низких уровнях болотных вод, близких к нижней границы деятельного слоя, поток метана через их поверхность будет отсутствовать или близок к нулю. В сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте это будет наблюдаться при уровне —40 ... —45 см, в осоково-сфагновом — при уровне —43 см, в сфагново-кустарничково-сосновом — при уровне —54 см от средней расчетной поверхности болотного микроландшафта.

Оценка территориального изменения потока метана при потеплении климата

Используя ГИС-технологии, можно определить суммарный поток метана Q_{CH_4} с некоторой территории следующим образом [1]:

$$Q_{\text{CH}_4} = \sum_1^N s_i J_i, \quad (5.2.46)$$

где s_i, J_i — соответственно площадь элементарной площадки (ячейки) исследуемой территории и локальный поток метана с нее.

Величину относительного изменения суммарного потока δ_{CH_4} при изменении климата рассчитывается как:

$$\delta_{\text{CH}_4} = \frac{Q_{\text{CH}_4}^T - Q_{\text{CH}_4}}{Q_{\text{CH}_4}} = \frac{\sum_1^N s_i J_i^T - \sum_1^N s_i J_i}{\sum_1^N s_i J_i} = \frac{\sum_1^N (J_i^T - J_i)}{\sum_1^N J_i}, \quad (5.2.47)$$

где $Q_{\text{CH}_4}^T, J_i^T$ — соответственно суммарный и локальный потоки метана при изменении климата. При преобразовании формулы (5.2.47) было принято, что площадь элементарных площадок является постоянной величиной.

Для расчета величины локальных потоков необходима математическая модель, описывающая эмиссию метана с поверхности почвы. При этом можно воспользоваться простейшими моделями основанными на эмпирических связях потока метана с температурой, глубиной протаивания и уровнем грунтовых вод (формулы (5.2.41–5.2.45) или приведенные в таблице 5.2.7), а также физико-математической моделью, описанной выше.

На данном этапе исследований для оценок влияния изменения климата на эмиссию метана с поверхности почвы воспользуемся более простыми эмпирическими моделями.

Эмиссия рассчитывается с использованием функции (5.2.43). Тогда локальный поток метана за расчетный интервал времени t_c будет равен:

$$J_i = \int_0^{t_c} a_i \exp(b_i T_i) dt. \quad (5.2.48)$$

Влияние уровня грунтовых вод в данном расчете не учитывается.

Подставляя (5.2.48) в формулу (5.2.47), получаем:

$$\delta_{\text{CH}_4} = \frac{\sum_1^N \int_0^{t_c} a_i \exp(b_i T_i^T) dt}{\sum_1^N \int_0^{t_i} a_i \exp(b_i T_i) dt} - 1. \quad (5.2.49)$$

Предположим, что параметры a_i и b_i не зависят от времени, а зависят только от координат локального участка, то есть от свойств ландшафта. Исходя из этого, относительное изменение потока метана в основном будет определяться трендом температуры поверхности почвы. Воспользуемся простейшей линейной моделью температурного тренда:

$$T_i^T = T_i + \beta_i t. \quad (5.2.50)$$

В этом случае уравнение (5.2.49) примет вид:

$$\delta_{\text{CH}_4} = \frac{\sum_1^N \int_0^{t_c} a_i \exp(b_i T_i) \exp(\beta_i b_i t) dt}{\sum_1^N \int_0^{t_i} a_i \exp(b_i T_i) dt} - 1. \quad (5.2.51)$$

Воспользовавшись «теоремой о среднем» интегрального исчисления, преобразуем формулу (5.2.51) к виду:

$$\delta_{\text{CH}_4} = \frac{\sum_1^N \exp(\beta_i b_i t^*) \int_0^{t_c} a_i \exp(b_i T_i) dt}{\sum_1^N \int_0^{t_i} a_i \exp(b_i T_i) dt} - 1, \quad (5.2.52)$$

где t^* — некоторое время, лежащее в интервале $0 - t^c$.

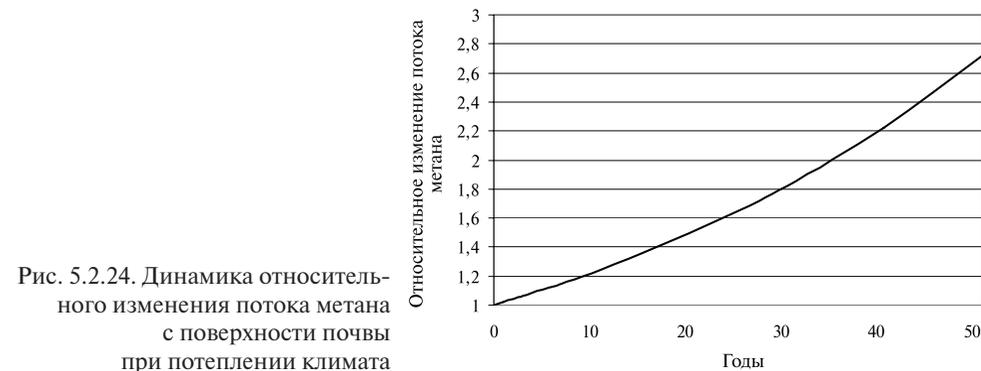


Рис. 5.2.24. Динамика относительного изменения потока метана с поверхности почвы при потеплении климата

Для приближенной оценки максимальных изменений эмиссии метана при потеплении климата можно задаться следующими предельными значениями параметров, входящих в уравнение (5.2.52): $\beta_i = 0,2$ °C/год (прогноз); $b_i = 0,1$ °C⁻¹ (формула 5.2.43); $t^* = t^c$. При этом уравнение (5.2.52) примет вид:

$$\delta_{\text{CH}_4} = \exp(0,04t^c) - 1. \quad (5.2.53)$$

На рис. 5.2.24 приведены результаты расчета возможного относительного изменения потока метана при потеплении климата.

Сделанные выше оценки носят приближенный характер. Более точные расчеты можно выполнить, используя уравнение (5.2.51). Для этого необходимо более детально задать внутригодовой тренд температуры поверхности почвы, глубину протаивания, учесть пространственную изменчивость параметров a_i и b_i , определяющих температурную зависимость эмиссии метана, а также по возможности привлечь данные о динамике уровня грунтовых вод или влажности деятельного слоя залежи. Для того чтобы исключить в расчетах пространственную изменчивость параметров и использовать функции (5.2.41)–(5.2.45), можно проводить расчеты для отдельных типичных микроландшафтов, условившись о неизменности основных растительных и почвенных характеристик во времени в пределах конкретного микроландшафта.

ГЛАВА 6. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ РАСЧЕТАХ И ПРОГНОЗАХ СТОКА

6.1. Гидрофизические методы расчетов и прогнозов талого стока

6.1.1. Роль гидрофизических факторов в формировании потерь талого стока на инфильтрацию

Инфильтрационная способность почв определяет 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. В лесостепной зоне промерзание почвы играет существенную роль в формировании потерь. В лесной зоне, 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.

Высокие коэффициенты талого стока и малые потери имеют место при сочетании глубокого промерзания (более 60 см) с сильным увлажнением почвы. Например, в 1953 и 1971 г. в бассейне р. Девичы было реализовано подобное сочетание данных факторов. Большие потери талых вод наблюдаются в условиях слабого промерзания почвы. В 1966 г. в бассейне р. Девичы при влажности 51 % в слое 0–100 см коэффициент стока весеннего половодья равен 0,22, а потери составляли 116 мм. Большие потери талых вод наблюдаются при сочетании глубокого промерзания со слабым увлажнением почвы, что имело место в 1956 г. в бассейне р. Сосны.

Условия формирования стока весеннего половодья на полевых и лесных водосборах различны, что в значительной мере обусловлено особенностями гидрофизических свойств почв в поле и в лесу. Формирование талого стока и влияние гидрофизических свойств различных типов почв на этот процесс рассмотрим на примере бассейна р. Вятки.

Водосбор р. Вятки характеризуется большим разнообразием типов почв по генезису и значительной пестротой по механическому составу [27; 31]. На большей части площади водосбора (около 80 %) распространены почвы подзолистого и дерново-подзолистого типов, южнее р. Чепцы встречаются почвы со вторым гумусовым горизонтом, серые лесные, дерново-карбонатные и дерново-глеевые.

По механическому составу почвы бассейна р. Вятки подразделяются на глинистые, суглинистые, супесчаные и песчаные.

Подзолистые почвы характеризуются разделением по профилю на четко выраженные почвенные горизонты, со значительной неоднородностью водно-физических, тепловых и инфильтрационных свойств по глубине, что осложняет изучение процессов инфильтрации. Верхний горизонт *A* отличается высокой пористостью и значительной водопроницаемостью: пористость в горизонте *A* полевых почв в бассейне р. Вятки составляет в среднем 48–58 %, лесных — 50–65 %. Мощность горизонта *A* — 30–35 см. Ниже идет уплотненный иллювиальный горизонт *B*, пористость которого изменяется в пределах 38–45 %, к тому же в этом горизонте меньшее количество крупных пор — в нем велико содержание илистых и глинистых фракций. Отсюда слабая водопроницаемость горизонта *B*. Высокой водопроницаемостью характеризуется горизонт *A* лесных почв, что обусловлено значительной пористостью и малым содержанием глинистых частиц по сравнению с горизонтом *B*.

Горизонт *A* полевых почв менее проницаем по сравнению с лесными почвами. Он характеризуется большей плотностью и, как правило, большим содержанием глинистых частиц. В горизонте *B* полевых почв, так же как лесных, содержание глинистых частиц большее по сравнению с горизонтом *A*. 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.

Верхний слой полевых подзолистых почв более плотный по сравнению с горизонтом *A* лесных почв. Водопроницаемость его также более низкая. В полях верховодка образуется значительно реже, так как на полевых водосборах (почвы суглинистые) во время зимних оттепелей и весеннего снеготаяния практически ежегодно, за редким исключением, в верхних слоях почвы образуется водонепроницаемый слой, исключающий или снижающий потери стока на инфильтрацию. Как показали результаты лабораторных и полевых исследований, в суглинистых почвах полная закупорка водопроводящих пор в процессе инфильтрации наступает, если начальная влажность мерзлой почвы не менее 60 % общего объема пор, в песках — при влажности, близкой к полному насыщению.

В лесах 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 полями. Это позволило установить достаточно устойчивую связь коэффициентов стока весеннего половодья с дефицитом влажности лесных почв. Аналитическое выражение связи имеет вид:

$$\alpha = 1,40 e^{0,0131D}, \quad (6.1.1)$$

где α — коэффициент стока весеннего половодья; D — дефицит влажности метрового слоя почвы (от полной влагоемкости), мм.

Изложенное выше позволяет сделать вывод о том, что на залесенных водосборах основной объем потерь на инфильтрацию формируется в лесах, следовательно, при расчетах стока весеннего половодья необходимо учитывать не только степень залесенности водосбора, но и распределение лесов по площади.

В период весеннего половодья запас почвенной влаги в полях может как увеличиваться, так и уменьшаться. Если в предвесенний период запас почвенной влаги ниже НВ, то наблюдается пополнение влагозапаса, а если выше НВ, то к концу половодья может понизиться. Средние многолетние запасы почвенной влаги в метровом слое полевой почвы как в предвесенний период, так и к концу половодья близки к НВ. В предпаводочный период горизонт *A* в поле увлажнен больше, чем в лесу, а в конце половодья, наоборот, в лесу он увлажнен больше, чем в поле. В период весеннего половодья горизонт *A* лесных почв, как правило, полностью насыщается. Однако почвенный сток формируется только с участков с большими уклонами, на плоских же водоразделах запасы влаги из горизонта *A* лесных почв расходуются в основном на испарение и пополнение запасов грунтовых вод. Вследствие слабой водопроницаемости горизонта *B* лесных почв разгрузка запасов из горизонта *A* происходит медленно. В бассейне р. Вятки верхние горизонты лесных почв (горизонт *A*) весной длительное время находятся в состоянии сильного переувлажнения (>НВ). В лесах в предвесенний период запас влаги в метровом слое почвы, как правило, ниже НВ, к концу половодья повышается и в отдельные годы превосходит НВ.

Потери талого 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. Дефицит влажности или свободная пористость почвогрунтов являются основным параметром, определяющим их водопроницаемость. Для расчета дефицитов влажности почвы необходимы данные о запасах почвенной влаги на водосборе и величинах пористости основных типов почв.

Величины пористости метрового слоя почв (в мм) по бассейну р. Вятки подсчитаны по формуле:

$$P = 1 - \frac{d}{\gamma}, \quad (6.1.2)$$

где P — пористость почвы в долях от объема; d — объемный вес почвы, г/см³; γ — удельный вес почвы, г/см³.

Для лесных почв (бассейны рек Вятки и Тосны, Валдай, Подмосквовная воднобалансовая станция) получена линейная зависимость пополнения запаса почвенной влаги (в метровом слое) от предвесеннего дефицита влажности почвы. С помощью этой зависимости, зная дефицит влажности почвы, можно определить объем безвозвратных потерь стока весеннего половодья. Аналитическое выражение зависимости имеет вид:

$$\Delta W = 0,84D - 84, \quad (6.1.3)$$

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 полей подобной зависимости не получено, так как инфильтрационная способность мерзлых полевых почв определяется в основном двумя факторами — влажностью и глубиной промерзания. В совокупности данные факторы участвуют в формировании такой характеристики, как интегральное приращение влажности почвы в мерзлой зоне в зимний период. Действительно, чем выше исходная, предзимняя влажность почвы и глубина промерзания, тем значительнее рост влажности в процессе зимней миграции влаги.

Промерзание почвы наряду с ее влажностью являются основным факторами, определяющими процесс формирования зимнего и весеннего стока. На водосборах лесной и лесостепной зон коэффициент вариации глубин промерзания изменяется в значительных пределах: $C_v = 0,50-0,75$ (табл. 6.1.1). Причем залесенные водосборы 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 небольшой и близок к C_v дефицита влажности почвы. Отсюда следует вывод, что потери талого стока на залесенных водосборах определяются в основном степенью увлажнения почвы и от глубины промерзания практически не зависят. Таким образом, на залесенных водосборах наименьшие потери наблюдаются при высоком увлажнении почвы, и глубина промерзания на объем профильтровавшейся воды существенного влияния не оказывает.

Большое значение оказывает промерзание почвы на формирование зимнего, а в дальнейшем и весеннего стока путем консервации влаги в почве. Процесс консервации влаги наиболее эффективно происходит на суглинистых почвах, так как в осенний период, непосредственно накануне промерзания, в большинстве случаев, на этих почвах еще не произошла водоотдача избытка влаги образовавшегося за счет осенних дождей.

Таблица 6.1.1

Временная изменчивость (C_v в долях от единицы) основных факторов, определяющих потери талых вод на инфильтрацию в лесной и лесостепной зонах

Зона	Влажность почвы		Глубина промерзания	Запас воды на водосборе	Потери талого стока
	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		0,28	

Примечание: 1. В числителе — значение C_v для полевых почв, в знаменателе — для лесных. 2. C_v потерь на частично залесенных водосборах составляет 0,39.

При значительной скорости промерзания, что и наблюдается в начальной стадии промерзания в условиях отсутствия снежного покрова, происходит интенсивная консервация влаги. Происходят фазовые превращения, и она, превращаясь в лед, теряет свою подвижность. В дальнейшем скорость промерзания значительно снижается, но возрастает восходящий поток влаги к фронту про-

мерзания. Эта влага, заполняя свободную пористость в зоне промерзания и частично в мерзлом слое, также превращается в лед и становится неподвижной. Таким образом, законсервированная влага не расходуется на формирование зимнего стока. Она может вновь превратиться в подвижную влагу только в весенний период или при зимних оттепелях.

Комплексными исследованиями, выполненными сотрудниками ГГИ [27; 31], было показано, что при определенных сочетаниях влажности и температуры мерзлой почвы в ней может образовываться водонепроницаемый слой, снижающий или исключаящий потери талых вод на инфильтрацию в период снеготаяния.

Между глубиной промерзания и мощностью водонепроницаемого слоя существует достаточно тесная зависимость. Для почв лесостепной зоны она имеет вид:

$$h_{\text{мер.}} = 0,7244L - 19,495, \quad (6.1.4)$$

где $h_{\text{мер.}}$ — мощностью водонепроницаемого слоя, см; L — средняя глубина промерзания, см.

Согласно этой зависимости следует, что при средней глубине промерзания менее 30 см водонепроницаемый слой может не образоваться. При средней глубине промерзания 60 см мощность водонепроницаемого слоя составляет 24 см. На полевых угодьях водосборов в этих случаях полностью отсутствуют участки с талыми и слабо промерзшими почвами, и потери талых вод на инфильтрацию становятся не более 20 мм.

Условия для образования водонепроницаемого слоя почвы лесостепной и степной зоне создаются более чем в 50 % всех рассмотренных случаев. В подавляющем большинстве лет эти условия возникают в первую половину зимы — в январе. Продолжительность формирования условий, в которых создается водонепроницаемый слой определенной мощности, колеблется от двух-трех суток до трех месяцев; мощность возможного водонепроницаемого слоя — от 10 до 100 см.

Как показывают материалы экспедиционных исследований и воднобалансовых станций, в лесах водонепроницаемый слой образуется исключительно редко и лесная почва в весенний период практически всегда проницаема. В лесных почвах наблюдаются большие дефициты влажности по сравнению с полями. В результате потери стока на инфильтрацию в лесных угодьях большие, чем на полевых. На лесных водосборах потери стока на инфильтрацию не зависят от глубины промерзания и определяются в основном степенью увлажнения почвы [31].

6.1.2. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву

Все гидрологические процессы начинаются с взаимодействия выпадающих осадков с поверхностью почвы водосбора, однако именно это первичное звено изучено слабее других гидрофизических процессов. Несмотря на значительное количество экспериментальных и теоретических работ по изучению водопроницаемости почв, до сих пор нет достаточно надежных методов расчета инфильтрации как в мерзлые, так и в талые почвы.

В экспериментальных исследованиях В. Д. Комарова и Л. Н. Степанова [34; 46] изучалась зависимость водопроницаемости мерзлых песков (т. е. капиллярных систем, практически лишенных связанной воды) от их льдистости. Однако ни в одной из известных нам экспериментальных работ не исследовалось тепловое взаимодействие инфильтрующейся воды с мерзлой почвой.

Если водопроницаемость талых почв определяется в основном их воднофизическими свойствами и степенью увлажнения, то при оценке инфильтрационной способности мерзлых почв необходимо учитывать тепловое взаимодействие инфильтрующейся воды с почвой, а следовательно, необходимо знать не только степень увлажнения почвы, но и запас холода в ней. На дату начала снеготаяния необходимо прогнозировать не только профиль влажности, но и температуру почвы. Теплофизическое взаимодействие талой воды с мерзлой почвой впервые было рассмотрено в работе [27]. Лабораторные исследования этого процесса были выполнены в гидрофизической лаборатории ГГИ и на ВФ ГГИ [32], полевые — на сети воднобалансовых станций Росгидромета и путем проведения экспедиционных исследований в бассейнах рек Дона и Вятки.

Теплофизический метод расчета объема потерь талых вод на инфильтрацию учитывает тепловое взаимодействие талой воды с мерзлой почвой и позволяет установить критерии водопроницаемости для разных по типу и механическому составу почв.

Водопроницаемость мерзлой почвы при взаимодействии с инфильтрующейся водой изменяют не только живое сечение потока, но также водные и тепловые свойства почвы. В период весеннего снеготаяния и зимних оттепелей талая вода, проникая в почву, замерзает. Кристаллизация воды сопровождается выделением значительного количества тепла, около 330 Дж/г, и вследствие этого температура почвы повышается, при этом часть почвенной влаги оттаивает. Замерзает вода в крупных порах, а оттаивает в мелких, связанная и практически неподвижная в процессе фильтрации.

Кристаллизация воды в крупных порах сопровождается понижением водопроницаемости почвы, а при полной закупорки водопроводящих пор, растущими кристаллами льда — полным прекращением инфильтрации, так как на той или иной глубине образуется водонепроницаемый слой.

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

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

Наступление второй фазы — полного прекращения инфильтрации — является следствием закупорки свободных пор льдом, образующимся в процессе теплового взаимодействия талой воды с мерзлой почвой.

В ряде случаев запаса холода в мерзлой почве может быть недостаточно для образования столь значительного количества льда, чтобы он заполнил все свободные поры. В этом случае первая фаза инфильтрации непосредственно перейдет в третью фазу — возрастания скорости инфильтрации.

Возрастание скорости в третьей фазе вызывается увеличением живого сечения почвенных пор вследствие таяния заключенного в них льда. При полном оттаивании почвы наступает четвертая фаза: скорость инфильтрации в этот период определяется коэффициентом фильтрации почвы.

Для талых почв характерно отсутствие второй и третьей фаз: стадия уменьшения скорости инфильтрации непосредственно переходит в стадию установившейся фильтрации.

Резкое уменьшение интенсивности инфильтрации в первую ее фазу вызывается действием двух факторов: уменьшением пьезометрического градиента и закупоркой пор кристаллами льда, выделившимися при замерзании проникающей в почву воды.

Пьезометрический градиент уменьшается как вследствие удлинения пути фильтрации, так и вследствие исчезновения капиллярных менисков на фронте промачивания из-за смыкания их с почвенной влагой. Однако, в любом случае, при капиллярной пропитке сверху пьезометрический градиент не может стать меньше единицы, а следовательно, скорость инфильтрации — меньше скорости, определяемой коэффициентом фильтрации почвы.

Верхние горизонты черноземных, дерново-подзолистых и других типов почв имеют коэффициенты фильтрации порядка 10^{-3} см/с, то есть около 30–40 мм/ч, что далеко превышает возможную скорость водоотдачи из снега. Следовательно, в обычных условиях вся талая вода должна полностью поглощаться почвой, однако полное поглощение наблюдается сравнительно редко. Из этого неизбежно следует вывод, что основную роль в первой фазе инфильтрации играет закупорка пор льдом. Поэтому основное внимание нами обращено на тепловое взаимодействие талой воды с мерзлой почвой. Процесс взаимодействия инфильтрующейся воды с мерзлыми почвами различен в капиллярных системах, практически лишенных связанной воды (пески) и в тонкодисперсных почвогрунтах, содержащих связанную воду, незамерзающую при отрицательных температурах (суглинки, глины). Тепловые взаимодействия не играют существенной роли в капиллярных системах, лишенных связанной воды, и, наоборот, в тонкодисперсных почвогрунтах тепловые взаимодействия оказывают значительное влияние на процесс инфильтрации.

Оценим условия образования льда, полностью закупоривающего все поровое пространство в почве, лишенной связанной воды. Решение основано на условии равенства запаса холода в единице объема промерзшей почвы и количества тепла, приносимого в единице объема почвы просачивающейся водой и выделяемого при ее замерзании.

При отсутствии незамерзающей воды запас холода в промерзшей почве равен:

$$Q_x = (c_n d + c_l W_n) T_k, \quad (6.1.5)$$

где c_n — теплоемкость скелета почвы; c_l — теплоемкость льда; d — объемная масса сухой почвы; W_n — начальная влажность почвы в долях от объема; T_k — критическая начальная температура почвы, достаточная для того, чтобы образующийся лед полностью закупорил все свободные поры.

Свободная пористость $P_{об}$ перед началом инфильтрации будет равна:

$$P_{св} = P_{об} - (W_n/d_l), \quad (6.1.6)$$

где $P_{об} = 1 - (d/\gamma)$ — общая пористость почвы; γ — плотность скелета почвы; d_l — плотность льда.

Количество тепла, приносимого просачивающейся водой и выделяемого при ее замерзании Q_3 , будет равно:

$$Q_3 = d_l [P_{об} - (W_n/d_l)] (L_n + c_w T_{нач}), \quad (6.1.7)$$

где L_n — удельная теплота плавления льда; c_w — теплоемкость воды; $T_{нач}$ — начальная температура просачивающейся воды.

Решая совместно (6.1.5) и (6.1.7), получаем расчетные формулы соответствующих значений температуры и влажности почвы, при которых кристаллизация инфильтрующейся воды сопровождается полной закупоркой водопроводящих пор:

$$T_k = d_l \{ [P_{об} - (W_n/d_l)] (L_n + c_w T_{нач}) \} / (c_n d + c_l W_n), \quad (6.1.8)$$

$$W_n = \{ c_n d T_k + P_{об} [d_l (L_n + c_w T_{нач})] \} / (L_n + c_w T_{нач} - c_l T_k). \quad (6.1.9)$$

Формулы (6.1.8) и (6.1.9) позволяют определять условия образования водонепроницаемого слоя в грубодисперсных почвогрунтах, практически лишенных связанной воды.

В почвах и грунтах с развитой удельной поверхностью содержится значительное количество воды, замерзающей при температуре ниже нуля и связанной с поверхностью частиц теми или иными силами. Поэтому при нагревании промерзшей почвы просачивающейся в нее талой водой тепло затрачивается не только на нагревание скелета и почвенного льда, но и на плавление связанной воды, часть которой была в твердом состоянии. Это добавочное количество тепла будет равняться:

$$Q_{св}(T) = -L_n d [W_{нз}(0) - W_{нз}(T)], \quad (6.1.10)$$

где $W_{нз}(T)$ — количество незамерзающей воды при температуре T ; $W_{нз}(0)$ — то же при температуре 0°C . В этом случае запас тепла в единице объема промерзшей почвы определяется по формуле:

$$Q_x = [c_n d + c_l d W_n + d W_{нз}(T_k) (c_w - c_l)] T_k - L_n d [W_{нз}(0) - W_{нз}(T_k)], \quad (6.1.11)$$

где $W_{нз}$ — количество незамерзшей воды в г/г сухой почвы.

Часть тепла, принесенного просачивающейся водой и выделившегося при ее кристаллизации, затрачивается на оттаивание связанной воды, вычисляется по формуле:

$$Q_3 = P_{об} d_l (L_n + c_w T_{нач}) - W_n d_l (L_n + c_w T_{нач}) + d W_{нз}(0) (L_n + c_w T_{нач}) (1 - d_l/d_w). \quad (6.1.12)$$

Из условий равенства (6.1.11) и (6.1.12) определяются критические значения температуры и влажности почвы. Следует отметить, что более удобно вычислять критическое значение влажности, задаваясь определенными значениями температуры. Критическое значение влажности $W_{нк}$ рассчитывается по формуле:

$$W_{нк} = \{ (L_n + c_w T_{нач}) [P_{об} d_l + d W_{нз}(0) (1 - d_l/d_w)] / d (L_n + c_w T_{нач} - c_l T_k) \} + \\ + \{ [c_n + W_{нз}(T_k)] (c_w - c_l) d T_k - L_n d [W_{нз}(0) - W_{нз}(T_k)] \} / d (L_n + c_w T_{нач} - c_l T_k). \quad (6.1.13)$$

По полученным формулам, при наличии данных о содержании незамерзающей воды в мерзлых почвах рассчитываются соответствующие значения T_k и $W_{нк}$. На основе расчетных данных строятся зависимости $W_{нк} = f(T_k)$. Условия образования водонепроницаемого слоя в виде табличных значений этих функций для почв лесной, лесостепной и степной зон приведены в Приложении 5.

Имея профили температуры и влажности почвы за зимний период с помощью зависимостей $W_{нк} = f(T_k)$ 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 той глубине почвы $y = y_3$, где ее начальная температура $T_{нач}$ равна или ниже критической T_k , то есть $y = y_3$ при $T_{нач} \leq T_k$.

Объем инфильтрующейся воды V , который может вместиться в водонепроницаемом слое и выше, вычисляется по формуле:

$$V = d_l P_{об} - W_{нк} d_в + dW_{нз}(0)(1 - d_l/d_в). \quad (6.1.14)$$

Общий объем потерь талой воды за период инфильтрации определяется путем суммирования значений V по глубине почвы от поверхности до нижней границы водонепроницаемого слоя.

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 $-0,5$ °C содержание незамерзшей воды увеличивается от 17,7 до 22,5 %, соответственно льдистость почвы уменьшается на 5 %. Однако снижение льдистости на 5 % 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.

Если процесс образования водонепроницаемого слоя в основном определяется фазовыми переходами почвенной и инфильтрующейся 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 наличии 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 предлагается эмпирическая формула:

$$H_{от} = 0,539 \sum_0^{\tau} T + 5,8 - 0,009 h_{от} \sum_0^{\tau} T, \quad (6.1.15)$$

где $H_{от}$ — изменение глубины оттаивания почвы, см; $\sum_0^{\tau} T$ — сумма положительных среднесуточных температур, °C; $h_{от}$ — глубина оттаявшего слоя сверху к началу расчета, см.

Коэффициент корреляции полученной зависимости равен 0,86, средняя квадратическая ошибка — 0,04. Расчет по формуле (6.1.15) дает удовлетворительные результаты для условий увлажнения почвы, близкого к среднему многолетнему. Значительные отклонения наблюдаются в условиях высокой и низкой влажности почвы, что связано с несовершенством всех эмпирических формул, основанных только на учете суммы положительных температур воздуха и не учитывающих ее физическое состояние. Физически более обоснованы теоретические формулы по расчету оттаивания почвы.

Расчет времени оттаивания почвы авторы производили по формуле Х. Р. Хакимова:

$$\tau = \frac{1}{2\lambda u_n} \left\{ n\Delta q W + \frac{c_1 \gamma_1 u_n}{2} + \frac{c_2 \gamma_2 u_1}{I n a} [a(la - 1) = 1] \right\} \delta^2, \quad (6.1.16)$$

где τ — время оттаивания; ξ — глубина оттаивания; λ_1 — теплопроводность мерзлой почвы; n — пористость в долях от единицы; Δ — плотность воды; q — льдосодержание (отношение массы льда к массе воды); δ — скрытая теплота льдообразования; W — влажность почвы в долях от 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.

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 проводилось в лабораторных условиях на установках, рассмотренных в Главе 2.

Результаты расчетов, проведенных для капиллярных систем, лишенных связанной воды, и опытов, проведенных на крупнозернистых песках, позволяют сделать следующие выводы:

1. Величина критической температуры зависит от начальной влажности почвы, ее плотности и мало зависит от начальной температуры поступающей в почву воды, поскольку запас тепла в воде очень мал, по сравнению со скрытой теплотой плавления льда.

2. При возможных в весенний период температурах почвы — от 0 до -10 °C замерзающая влага может полностью закупорить свободные поры только в том случае, если начальная влажность песка составляет 87–95 % от общего объема пор.

3. Поскольку в песках 87–95 % пор могут быть заполнены влагой лишь в зоне капиллярной каймы, на высоте нескольких сантиметров над уровнем грунтовой воды, образование полностью закупоренного льдом водонепроницаемого слоя может наблюдаться лишь в исключительных случаях.

Анализ данных расчетов, а также экспериментальных определений инфильтрации в почвах, содержащих связанную воду, приводит нас к следующим выводам:

1. В почвах со значительным количеством незамерзающей воды в отличие от песков критическим температурам порядка $-3... -5$ °С соответствует начальная влажность, равная 50–60 % общего объема пор. В ряде случаев эта величина близка и, во всяком случае, меньше наименьшей влагоемкости.

2. Из сказанного следует, что в почвах, содержащих значительное количество незамерзающей воды, легко образуется полностью заполненный льдом водонепроницаемый слой. Образование этого слоя прекращает инфильтрацию. Может показаться, что поскольку при замерзании просачивающейся воды часть замерзшей воды оттаивает, полной водонепроницаемости не должно наблюдаться. Но это не так: замерзает вода в крупных порах, весьма подвижная, оттаивает же связанная, практически неподвижная вода.

3. Так же, как и в песках, начальная температура воды не играет существенной роли: к тому же её нужно учитывать только в том случае, если водонепроницаемый слой находится у самой поверхности почвы, так как в противном случае вода подходит к этому слою уже охлажденной до 0 °С.

4. До прекращения инфильтрации, вследствие образования водонепроницаемого слоя, в почву может впитаться объем воды, равный сумме объемов свободных пор в этом слое и во всех слоях, лежащих выше его.

5. Учитывая сказанное в предыдущих пунктах, объем инфильтрации в первую ее фазу нужно рассчитывать следующим путем:

- по данным о влажности и плотности почвы рассчитывают по приведенным выше формулам критическую температуру для каждого слоя почвы. Тот слой, в котором наблюденная температура окажется ниже критической, и будет водонепроницаемым слоем;
- по приведенной формуле вычисляют объем свободных пор в водонепроницаемом слое и во всех слоях, расположенных выше него, а также сумму этих объемов. Эта сумма будет равна объему потерь в первую фазу инфильтрации.

На Нижнедевицкой водобалансовой станции и в ГМО «Каменная Степь» в течение 7 лет проводился полевой активный эксперимент. Цель эксперимента — изучение условий образования водонепроницаемого слоя, а также уточнения роли влажности и промерзания почвы в формировании потерь талого стока. На четырех стоковых площадках создавали различные условия увлажнения и промерзания почвы. Одну из площадок в дождливый осенний период покрывали навесом, то есть искусственно иссушали; вторую увлажняли путем залива водой; третью промораживали, а четвертую оставляли в естественном состоянии. С промораживаемой площадки в течение зимы убирали снежный покров, а перед началом снеготаяния ее покрывали снегом так, чтобы общий запас снега на ней был близок к запасу на других площадках.

Детально результаты активного эксперимента изложены в работе [29]. Наблюдения подтвердили возможность образования водонепроницаемого слоя в природных условиях. Последний образуется при определенных соотношениях температуры и влажности почвы. Длительность его существования зависит от глубины промерзания почвы. Так, весной 1970 г. на трех площадках почва в период весеннего половодья была водонепроницаемая, потери стока — незначительны, а коэффициенты стока — достаточно высоки. В то же время на площадке 4 почва в период снеготаяния имела высокую водопроницаемость и потери составили 164 мм (табл. 6.1.2).

Для оценки условий образования водонепроницаемого слоя в период весеннего половодья в степной зоне были проведены комплексные исследования

Таблица 6.1.2

Характеристики стока весеннего половодья на стоковых площадках Нижнедевицкой воднобалансовой станции в период проведения активного эксперимента

Условия, номер площадки	Запасы воды в почве, мм		Водонепроницаемый слой, см	Глубина промерзания, см	Запас воды в снеге, мм	Весенний сток, мм		Коэффициент стока
	осень	весна				слой	потери	
1969–1970 гг.								
Промораживание, № 1	$\frac{104}{287}$	$\frac{122}{323}$	0–6	95	192	177	15	0,92
Естественные, № 2	$\frac{95}{268}$	$\frac{131}{320}$	0–6	56	214	199	16	0,92
Утепление, № 3	$\frac{111}{313}$	$\frac{122}{309}$	0–7	38	243	223	20	0,92
Иссушение, № 4	$\frac{88}{244}$	$\frac{88}{250}$	Нет	80	290	126	164	0,44
1972–1973 гг.								
Промораживание, № 1	$\frac{120}{364}$	$\frac{153}{372}$	0–20	75	82	67	15	0,82
Естественные, № 2	$\frac{71}{228}$	$\frac{119}{262}$	Нет	85	74	16	58	0,22
Утепление, № 3	$\frac{105}{322}$	$\frac{150}{371}$	0–20	80	119	115	4	0,97
Иссушение, № 4	$\frac{107}{354}$	$\frac{145}{370}$	15–21	100	125	86	39	0,69

Примечание: в числителе приведены значения запасов влаги для верхнего пахотного слоя почвы, в знаменателе — для слоя 0–100 см.

на водосборах рек Девицы и Сосны. Результаты этих исследований приведены в ряде работ сотрудников ГГИ [29]. Наблюдения за процессом формирования стока включали в себя производство метеорологических и снегомерных наблюдений, наблюдений за влажностью и промерзанием почвы. В ряде пунктов на водосборах от поверхности до глубины 1,20 м через каждые 5–10 см были установлены термосопротивления, что позволило получить надежную информацию о температуре почвы.

Путем проведения лабораторных работ были установлены зависимости критической температуры при заданной объемной влажности для почв этой зоны. Используя эти зависимости для типичных и выщелоченных черноземов, а также данные наблюдений на метеостанциях Нижнедевицк и Елец оценены условия, при которых мог сформироваться водонепроницаемый слой в почве на водосборах рек Девицы и Сосны.

Анализ изменений по глубине профилей влажности и температуры почвы показал, что в осенне-зимне-весенний периоды года максимум влажности всегда расположен в верхних горизонтах почвы. При этом зимой, при миграции влаги к фронту промерзания почвы и зимних оттепелей (имеющих место в 60–70 % всех случаев) отмечается значительный рост влажности в поверхностных слоях почвы, нередко достигающий полной влагоемкости (ПВ). Наиболее низкие температуры почвы также наблюдаются в верхних горизонтах почвы, поэтому в условиях степной зоны так же, как и в лесостепной, водонепроницаемый слой, как правило, образуется у поверхности почвы.

В типичных и выщелоченных черноземах он может образоваться, если их влажность не ниже наименьшей влагоемкости (НВ), а температура почвы составляет $-2,0... -4,0$ °С. Наименьшая влагоемкость в типичных и выщелоченных черноземах ЦЧО в верхних горизонтах составляет 28–32 %.

Заметим, что увлажнение почвы, как показали данные массовых фактических измерений, в течение зимы до конца снеготаяния и полного оттаивания почвы в районах ЦЧО, как правило, возрастает, особенно в годы с оттепелями. Поэтому чаще всего (в 90 % случаев) увлажнение почвы бывает достаточным (НВ и более) для создания условий, в которых может сформироваться водонепроницаемый слой в течение всего указанного периода. Однако термический режим почвы, особенно при оттепелях, претерпевает значительные изменения в течение зимы, особенно в предвесенний и весенний периоды. Вследствие этого возникает вопрос, может ли сохраняться водонепроницаемый слой почвы, если исчезает или существенно изменяется первоначальный запас холода, при котором этот слой возник.

Специальные эксперименты, выполненные в гидрофизической лаборатории, показали, что при образовании водонепроницаемого слоя в процессе инфильтрации во время зимних оттепелей кристаллизуется вода в крупных водопроницаемых порах. При повышении температуры до нуля оттаивает вначале вода связанная, малоподвижная, практически не участвующая в процессе фильтрации. Так, при повышении температуры в типичном черноземе от $-3,0$ до $-0,5$ °С содержание незамерзшей воды увеличивается от 17,5 до 22,5 %. Соответственно, льдистость почвы уменьшается на 5,0 %, а в выщелоченном черноземе содержание незамерзшей воды увеличивается лишь на 10,5 %. В этом ин-

тервале температур оттаивает вода мелких пор, что практически не повышает водопроницаемость почвы. Следовательно, если в течение зимы образовался и продолжительное время существовал в почве водонепроницаемый слой, то при повышении температуры почвы в предвесенний период его инфильтрационные свойства до полного оттаивания изменяются мало.

Анализ выполненных расчетов показал, что условия для образования водонепроницаемого слоя почвы создаются более чем в 50 % всех рассмотренных случаев. При этом в подавляющем большинстве лет эти условия возникают в первую половину зимы — в январе. Продолжительность формирования условий, в которых создается водонепроницаемый слой определенной мощности, колеблется от двух-трех суток до трех месяцев; мощность возможного водонепроницаемого слоя — от 10 до 100 см.

Длительность условий, при которых мог формироваться водонепроницаемый слой почвы, определялась по числу дней с температурой почвы в слое 0,1 м, равной или ниже $-4,0$ °С (в соответствии с работой [13]). При этом следует учитывать, что фазовое равновесие в мерзлой почве наступает не сразу вслед за понижением ее температуры. При промерзании почвы температура ее понижается, однако кристаллизация почвенной влаги может произойти только спустя несколько дней. Длительность переохлажденного состояния почвы определяется ее механическим составом, степенью увлажнения и интенсивностью охлаждения.

В настоящее время установлено, что длительное переохлажденное состояние наблюдается в почвах различного механического состава, если интенсивность охлаждения менее $-2,0... -2,5$ °С. При влажности почвы, равной или меньшей максимальной гигроскопичности, переохлажденное состояние сохраняется в течение всей зимы. В случае переувлажненной почвы при интенсивном охлаждении до $-2,0$ °С переохлажденное состояние бывает кратковременным — быстро наступает кристаллизация почвенной влаги.

При одном и том же значении влажности почвы и при одинаковой интенсивности охлаждения переохлажденное состояние более продолжительно в почвах тяжелого механического состава. Исследования А. А. Ананяна [1] показали, что в суглинках при температуре около $-2,0$ °С и влажности 24 % переохлажденное состояние наблюдалось в течение 30 суток. Но при увеличении влажности до 30 % продолжительность переохлаждения снижается до 5–8 суток. Результаты экспериментов приведены на рис. 6.1.1.

С началом кристаллизации почвенной влаги температура почвы повышается до определенного уровня. Это состояние продолжается определенное время до окончания фазовых переходов влаги в крупных порах. Температура почвы, соответствующая этому периоду, называется температурой начала замерзания. Последняя является важнейшей характеристикой физического состояния мерзлой почвы. В сочетании с влажностью температура начала замерзания почвы используется для оценки льдистости почвы в ряде эмпирических формул [1; 31]. На основании экспериментальных исследований в качестве примера получена зависимость температуры начала замерзания от влажности для песчаной почвы (рис. 6.1.2). В переувлажненных почвах, содержащих значительное количество свободной воды, температура замерзания близка к нулю.

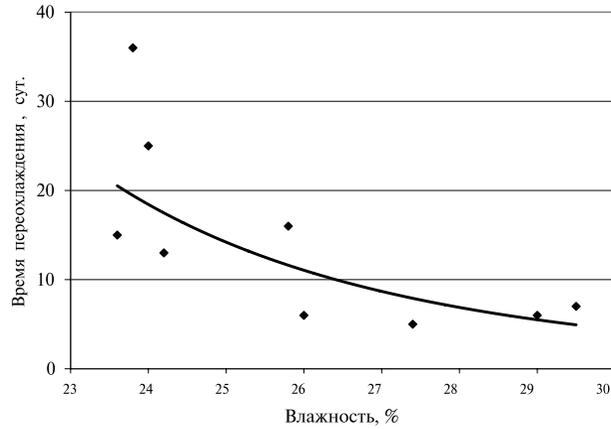


Рис. 6.1.1. Зависимость продолжительности переохлажденного состояния суглинистой почвы от ее влажности

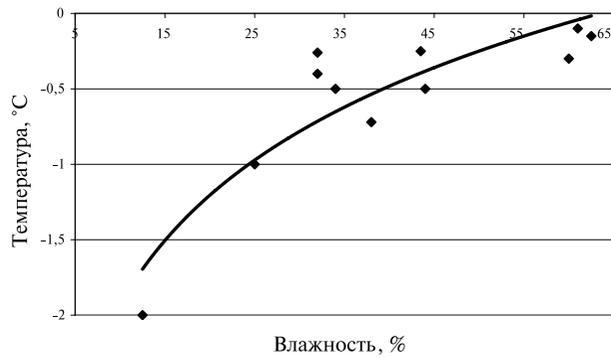


Рис. 6.1.2. Зависимость температуры замерзания песчаной почвы (°C) от ее влажности

При определении условий образования водонепроницаемого слоя в почве необходимо учитывать явление возможного переохлаждения почвенной влаги. Если температура охлаждения почвы низкая, порядка $-3,0 \dots -5,0$ °C, то длительного переохлажденного состояния почвенной влаги в достаточно увлажненной почве не наблюдается, что и было принято нами как необходимое условие для расчета характеристик водонепроницаемого слоя.

В естественных условиях такое явление наблюдалось в 1971 г. на водосборе р. Девицы. Коэффициент талого стока был очень высоким (0,92), несмотря на то, что температура почвы в течение зимних месяцев не опускалась ниже $-2,0 \dots -2,5$ °C. Однако при условии высокого увлажнения почвы (в 1,5 раза выше НВ) этого ее охлаждения оказалось достаточно для образования водонепроницаемого слоя почвы значительной мощности.

Результаты наблюдений на водосборах рек Сосны и Девицы показали, что потенциальная мощность водонепроницаемого слоя почвы тесно связана с суммой отрицательных температур, равных и ниже $-4,0$ °C, на глубине 0,1 м. Эта зависимость приведена на рис. 6.1.3 и аппроксимируется уравнением:

$$H_{\Pi} = 1,8051[\Sigma(T)]^{0,6396}, \quad (6.1.17)$$

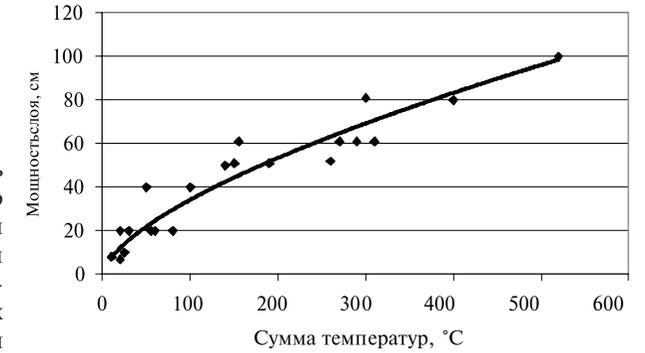


Рис. 6.1.3. Зависимость мощности потенциального водонепроницаемого слоя на водосборах рек Сосны и Девицы от суммы отрицательных температур, равных и ниже -4 °C на глубине 0,1 м

где H_{Π} — потенциальная мощность водонепроницаемого слоя, см; $\Sigma(T)$ — сумма отрицательных температур, равных и ниже $-4,0$ °C, на глубине 0,1 м, °C.

Коэффициент корреляции этой зависимости 0,93.

Зависимость позволяет, зная температуру почвы на глубине 0,1 м, рассчитать мощность интересующего нас слоя, не наблюдая за температурой в более глубоких горизонтах. Водопроницаемость мерзлой почвы при изменениях температур в вышеуказанных пределах практически должна остаться постоянной, так как лабораторные исследования позволили установить, что при повышении или понижении температуры мерзлой почвы в пределах $-1,0 \dots -5,0$ °C количество незамерзшей воды изменяется незначительно.

Исследования, выполненные на водосборах рек Сосны и Девицы, показали, что от мощности водонепроницаемого слоя почвы, продолжительности его существования и места образования (глубина от поверхности почвы) зависит слой потерь талых вод. Связь между коэффициентом поверхностного слоя стока весеннего половодья и мощностью потенциального водонепроницаемого слоя почвы при ее влажности более НВ прослеживается довольно четко (рис. 6.1.4) и аппроксимируется уравнением:

$$\alpha = 0,1295 \ln(H), \quad (6.1.18)$$

где H — мощность водонепроницаемого слоя, см.

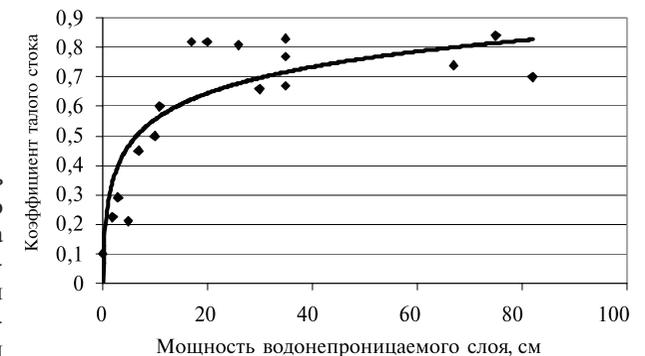


Рис. 6.1.4. Зависимость коэффициентов стока весеннего половодья с водосбора р. Сосны от мощности водонепроницаемого слоя почвы при ее влажности более наименьшей полевой влагоемкости

Коэффициент корреляции этой зависимости — 0,87. При полном отсутствии этого слоя коэффициенты стока не превышают 0,2. В случаях же возникновения водонепроницаемого слоя и ростом его мощности примерно до 25 см потери талых вод на инфильтрацию резко уменьшаются. Дальнейший рост мощности этого слоя не приводит к существенному увеличению коэффициентов стока. Наибольшие их значения колеблются в пределах от 0,70 до 0,85, и в дальнейшем увеличения их не наблюдается.

Известно, что многие исследователи формирования стока весеннего половодья, в качестве одного из факторов, влияющих на интенсивность этого процесса, используют глубину промерзания почвы. Представляет интерес сопоставить глубину промерзания почвы с термическими характеристиками водонепроницаемого слоя. Для этой цели установим зависимость глубины промерзания почвы, вычисленной по нулевой изотерме на метеоплощадках за последнюю декаду февраля, от суммы отрицательных температур почвы, равных или ниже $-4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 0,1 м за весь предшествующий период зимы. Зависимость, приведенная на рис. 6.1.5, аппроксимируется выражением:

$$L = 12,076[\Sigma(T)]^{0,4122}, \quad (6.1.19)$$

где L — глубина промерзания почвы, см; $\Sigma(T)$ — сумма отрицательных температур, равных и ниже $-4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 0,1 м, $^{\circ}\text{C}$.

Коэффициент корреляции зависимости — 0,93.

Установлено также, что между глубиной промерзания почвы и мощностью водонепроницаемого слоя H_{Π} существует достаточно хорошо выраженная зависимость. Последняя приведена на рис. 6.1.6 и аппроксимируется выражением:

$$H_{\Pi} = 0,6674L - 13,924. \quad (6.1.20)$$

Коэффициент корреляции зависимости — 0,95.

Результаты наблюдений и анализ полученной зависимости показывают, что при средней на водосборе глубине промерзания почвы менее 30 см водонепроницаемый слой почвы не образуется. При глубине промерзания почвы, в среднем на водосборе 60 см, мощность водонепроницаемого слоя может составить 25 см.

Результаты полевых наблюдений показывают, что на водосборе при глубине промерзания 60 см и больше практически полностью исчезают участки с тальми и слабопромерзшими почвами. При условии достаточного увлажнения это приводит к снижению потерь талых вод на водосборах степной зоны до их минимальных значений (15–20 мм). Аналогичные выводы приведены и в работе [35].

Сравнение термических характеристик водопроницаемости увлажненных почв — глубины промерзания почвы и мощности водонепроницаемого слоя, показали, что они, являясь интегральными показателями потерь талых вод, равноценны. Используемая в прогнозах стока глубина промерзания почвы является объективным критерием характеристики водопоглотительной способности водосборов. Поэтому в разных методах прогноза стока весеннего половодья в лесостепной и степной зонах ЕТР для оценки водопоглотительной способности водосборов предлагается использовать как температуру почвы [41], так и общую глубину промерзания [33; 35; 36].

Рис. 6.1.5. Зависимость средней на водосборе р. Сосны глубины промерзания в конце февраля от суммы отрицательных температур, равных и ниже $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 0,1 м

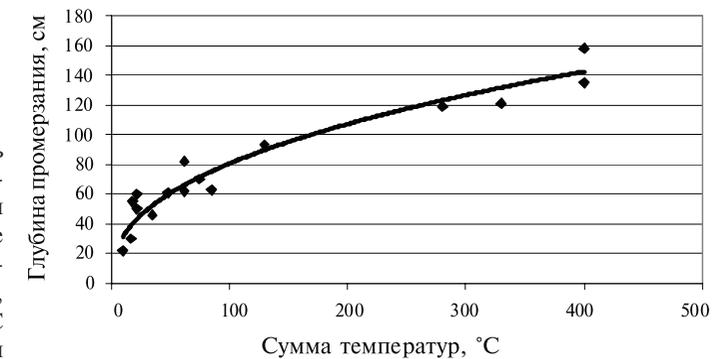


Рис. 6.1.6. Связь глубины промерзания почвы с мощностью потенциального водонепроницаемого слоя



В настоящее время для определения глубины промерзания почвы используют результаты наблюдений за температурой почвы по показаниям вытяжных почвенно-глубинных термометров и мерзлотомеров. Поэтому возникает необходимость сравнения данных о глубине промерзания почвы, измеренных разными методами.

С целью установления соотношений в показаниях мерзлотомеров и термометров в одинаковых по снегонакоплению условиях экспедицией ГГИ в бассейне р. Дона были организованы наблюдения за глубиной промерзания почвы на специальных площадках. Результаты сравнений показали, что в зимний период глубина промерзания по мерзлотомерам близка к глубине положения нулевой изотермы, но в периоды снеготаяния или оттепелей связь указанных выше характеристик нарушается вследствие разной чувствительности приборов к колебаниям температуры воздуха.

Данные по мерзлотомерам на озимых полях являются достаточно репрезентативными показателями охлаждения водосбора в целом. Однако ежегодная смена местоположения приборов на участках полей с озимыми культурами значительно снижает качество получаемых результатов. В отличие от мерзлотомеров показания вытяжных термометров, постоянно установленных на метеоплощадках, в годы со слабым промерзанием не характеризуют промерзаемость верхнего 20-сантиметрового горизонта почвы.

Несмотря на отмеченные недостатки методов определения глубины промерзания почвы, для расчета ее средней величины на водосборе следует использовать

все данные, как по мерзлотомерам, так и по термометрам, так как в устойчивый период зимы их показания можно считать равнозначными. Глубина промерзания почвы, определенная по данным измерений вытяжных почвенно-глубинных термометров, установленных на метеоплощадках, является однородной характеристикой за весь период наблюдений.

В работах Е. Э. Холоден и С. А. Лобанова [49; 50] на основании многолетних полевых и лабораторных исследований в речных бассейнах Дальнего Востока детально исследованы условия формирования талых и дождевых вод на инфильтрацию в период весеннего стокообразования. Полученные результаты полностью подтверждают ранее полученные нами результаты на реках Европейской и Азиатской территории России.

6.1.3. Возможности использования показателей водопоглотительной способности почв в расчетах и прогнозах стока весеннего половодья

В прогностических схемах расчета и прогноза суммарного стока за половодье используется интегральное уравнение стока, полученное Е. Г. Поповым [40], в котором потери талых вод рассчитываются по уравнению экспоненциального вида:

$$P = P_0 \left(1 - e^{-\frac{S}{P_0}} \right), \quad (6.1.21)$$

где P_0 — параметр, характеризующий водопоглотительную способность бассейна перед началом снеготаяния и представляющий собой максимально возможные потери талых вод при таянии снежного покрова с неограниченным запасом воды в снеге; S — запас воды в снежном покрове совместно с осадками за время таяния; e — основание натуральных логарифмов. Задача разработчика прогнозов заключается в корректном определении параметра P_0 в зависимости от определяющих факторов для конкретных водосборов или для получения территориально-общих зависимостей.

Формирование весеннего стока в значительной мере определяется инфильтрационной способностью почв, то есть потерями талого стока, которые расходуются на инфильтрацию. Образование на той или иной глубине водонепроницаемого слоя исключает или сокращает впитывание талых вод в почву. Вероятность его образования на полевых водосборах лесной зоны достаточно высокая: на водосборе лога Полевого водонепроницаемый слой мощностью 20 см наблюдался в течение 10 лет из 17. Анализ его образования показывает, что мерзлая почва в процессе инфильтрации становится водонепроницаемой при определенных соотношениях температуры и влажности. В годы с неглубоким промерзанием и слабым увлажнением почвы водонепроницаемый слой может полностью или частично отсутствовать. Следовательно степень увлажнения верхнего слоя и его температура являются одними из показателей водопоглотительной способности почвы.

При образовании водонепроницаемого слоя на части водосбора объем потерь талых вод на площади с его отсутствием P_T определяется по уравнению:

$$P_T = \frac{i}{m} (S + x)(1 - D)F \cdot 10^3, \quad (6.1.22)$$

где i — средняя интенсивность впитывания, мм/сут.; m — средняя интенсивность снеготаяния, мм/сут.; $S + x$ — запас воды в снежном покрове плюс осадки за период половодья, мм; F — площадь водосбора, км²; D — доля площади, занятая водонепроницаемым слоем.

Согласно этой формуле следует, что при $D = 0$ потери на инфильтрацию зависят только от снеготаяния и соотношения i/m . Если на всей площади водосбора существует водонепроницаемый слой, то, согласно формуле, потери на инфильтрацию равны нулю. Однако это не совсем верно — для образования водонепроницаемого слоя требуется определенное количество просочившейся талой воды. Этот объем численно равен сумме объемов свободных пор в водонепроницаемом слое и во всех слоях лежащих выше него. Он может быть рассчитан по формуле (6.1.14).

Если подставить значения плотности льда, воды и почвы в формулу, то имеем:

$$V = 0,917P_{об} - W_{нк} + 0,083dW_{вз}(0). \quad (6.1.23)$$

Объем впитавшейся воды на площади водосбора с определенной мощностью водонепроницаемого слоя вычисляется по формуле:

$$P_H = VH_{\Pi}F_{\Pi} \cdot 10^4 = VH_{\Pi}DF \cdot 10^4, \quad (6.1.24)$$

где P_H — суммарный объем воды, впитавшейся в почву, необходимый для заполнения всех свободных пор, м³; H_{Π} — мощность слоя почвы, считая от поверхности до нижней границы водонепроницаемого слоя, см; F_{Π} — площадь части водосбора, занятая водонепроницаемым слоем, км².

Общий объем талых вод, расходуемых на инфильтрацию, можно представить в виде суммы потерь талых вод на площади с отсутствием водонепроницаемого слоя, потерями на площади с его наличием и транзитными потерями при перехвате стока. Тогда уравнение общих потерь P имеет вид [3]:

$$P = \frac{i}{m} (S + x)(1 - D)F \cdot 10^3 + VH_{\Pi}DF \cdot 10^4 + P_{ТП}. \quad (6.1.25)$$

Здесь и далее P выражено в м³, $(S + x)$ — в мм, F — в км², P_{Π} — в см и $P_{ТП}$ — в м³.

Н. А. Бажин считает, что для лесостепной зоны (бассейн р. Дона, черноземные почвы) интенсивность инфильтрации в талую почву при отсутствии водонепроницаемого слоя значительно превышает интенсивность снеготаяния, и тогда отношение (i/m) можно принять равным единице, а потери на впитывание будут определяться только запасами воды в снеге и осадками. Поверхностный сток в этом случае формируется главным образом за счет стока с овражно-балочной сети, со дна долин рек и логов. В условиях отсутствия водонепроницаемого слоя коэффициент стока будет постоянен. Согласно работе [10] для рек бассейна Дона он будет равен 0,13. Учитывая вышесказанное и преобразуя объемы потерь в средний по водосбору слой потерь талых вод на инфильтрацию в почву за период снеготаяния I в мм, имеем:

$$I = (S + x)(1 - D)(1 - \alpha) + 10VH_{\Pi}D + \frac{P_{ТП}}{F} \cdot 10^{-3}, \quad (6.1.26)$$

где α — средний по водосбору коэффициент стока талых вод при отсутствии водонепроницаемого слоя.

Потери на водосборе с отсутствием водонепроницаемого слоя, выраженные в виде слоя воды, распределенные на весь водосбор, рассчитываются по формуле:

$$I_T = (S+x)(1-D)(1-\alpha). \quad (6.1.27)$$

Транзитные потери определяются физико-географическими особенностями конкретного водосбора, и поэтому их можно принять постоянными и рассчитать обратным путем. Кроме потерь на инфильтрацию имеют место потери на поверхностное задержание и испарение. Тогда, по Н. А. Бажину, общие потери стока за половодье $I_{\text{Общ}}$ будут равны:

$$I_{\text{Общ}} = I + \Delta u + E = (S+x)(1-D)(1-\alpha) + 10VH_{\text{П}}D + I_{\text{ТР}} + x_2(1-\eta), \quad (6.1.28)$$

где Δu — потери на поверхностное задержание, мм; E — испарение с водосбора за период половодья, мм; x_2 — осадки со дня схода снега до окончания половодья; η — коэффициент стока от дождей.

Следует отметить, что потери стока от дождей и их интенсивность невелики и не вызывают поверхностного стока. При ливневых осадках коэффициент стока необходимо учитывать. Для бассейна р. Дона величины Δu и E составляют 5–10 и 7–15 мм.

В качестве примера в таблице 6.1.3 приведены рассчитанные и наблюдаемые потери талых вод на водосборах гидрометеорологической обсерватории Каменная Степь [3]. Общие потери за 4 года наблюдений изменялись в значительных пределах от 49–60 до 112–163 мм при изменении приходной части также в два раза.

Известно, что в лесостепной и степной зонах в декабре–январе процесс промерзания почвы происходит наиболее интенсивно. В этот период высота снежного покрова в полях не превышает 15–25 см. Но в феврале — первой половине марта запасы воды в снеге достигают наибольших значений, и процесс охлаждения почвы замедляется. Как следствие этого, глубина промерзания почвы изменяется незначительно. Эти особенности зимнего охлаждения почвы способствуют установлению тесной связи (коэффициент корреляции 0,90–0,95) между средней глубиной промерзания почвы, измеренной в третьей декаде января, третьей декаде февраля и в декаду перед началом весеннего снеготаяния.

В январе устанавливается тесная зависимость между температурой почвы на глубине 0,2 и 0,4 м и глубиной ее промерзания; но непосредственно перед началом весеннего снеготаяния она полностью отсутствует.

Основной вклад в процесс промерзания почвы вносят январские морозы. Поэтому между средней за зиму температурой почвы и глубиной промерзания в третьей декаде февраля и средними значениями температуры почвы за январь и даже вторую декаду января обнаруживается тесная связь. Подобная зависимость по данным материалов наблюдений по метеостанции Нижнедевицк приведена на рис. 6.1.7. Она аппроксимируется уравнением:

$$L = 33,419 - 21,188 T_{0,2}, \quad (6.1.29)$$

Таблица 6.1.3

Потери стока талых вод (мм) на водосборах ГМО Каменная Степь по данным наблюдений 1970–1973 гг.

Год	$S+x$	x_2	D	$H_{\text{П}}, \text{ см}$	$10VH_{\text{П}}D$	I_T	$I_{\text{ТР}}$	$I_{\text{Общ}}$
Балка Солонцы, $F = 0,25 \text{ км}^2$								
1970	110	24	0	—	—	95	13	132
1971	88	7,5	0,80	10	0	15	63,5	86
1972	60	5	0	—	—	52	7	64
1973	64	9	0,62	12	0	21	42	71
Балка Травопольная, $F = 0,93 \text{ км}^2$								
1970	92	34	0,60	6	1,4	32	46	112
1971	53	9	1,0	14	0	0	25	34
1972	55	7	0,48	14	7	25	20	59
1973	75	28	0,80	12	0	13	50	91
Балка Харольская, $F = 0,83 \text{ км}^2$								
1970	105	61	0	—	—	91	11	163
1971	98	9	0,96	12	0	3	58	70
1972	56	7,5	0,36	12	2	31	22,5	63
1973	62	10	0,50	12	0	27	25	62
Балка Степная, $F = 1,92 \text{ км}^2$								
1970	80	61	0,83	11	0	12	—	115
1971	80	9	0,97	15	0	2	38	49
1972	52	7,5	0,53	13	1,4	21	26	56

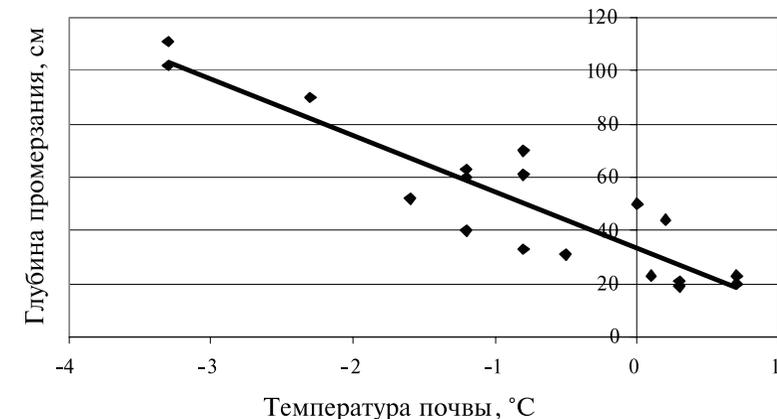


Рис. 6.1.7. Связь глубины промерзания почвы на 28 февраля со значением средней за зиму температуры почвы на глубине 0,2 м по данным метеостанции Нижнедевицк

где L — глубина промерзания почвы на 28 февраля, см; $T_{0,2}$ — средняя за зиму температура почвы на глубине 0,2 м.

Коэффициент корреляции — 0,91.

Полученная зависимость позволяет предсказать водопроницаемость почвы перед началом весеннего снеготаяния по данным о глубине промерзания почвы и ее температуре, измеренных во второй декаде января, что позволяет увеличить заблаговременность долгосрочного прогноза потерь весенних вод на 30–40 суток.

Очевидно, водонепроницаемость мерзлых почв в период формирования половодья определяется не значением температуры в данный момент времени, а термическим режимом почвы в течение зимы и степенью ее увлажнения. Учитывая вышесказанное, 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 20 см. Средняя по водосбору мощность водонепроницаемого слоя тесно связана с интегральным показателем водопроницаемости. На рис. 6.1.8 приведена зависимость мощности этого слоя от показателя водопроницаемости для малых водосборов Каменной Степи.

Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид:

$$H_{\Pi} = 2,7997B - 0,1076B^2, \quad (6.1.30)$$

где H_{Π} — мощность водонепроницаемого слоя, см; B — показатель водопроницаемости, равный $\{W_{0-20} W_{0-20}\}/1000$; W_{0-20} — средняя по водосбору объемная влажность почвы (слой 0–20 см), %; W_{0-20} — сумма отрицательных температур почвы за зимний период на глубине 20 см.

Корреляционное отношение зависимости равно 0,91. При замене суммы отрицательных температур почвы глубиной промерзания зависимость мощности водонепроницаемого слоя от показателя водопроницаемости имеет вид:

$$H_{\Pi} = 74,6 e^{0,17B}, \quad (6.1.31)$$

где $B = \{W_{0-20}L\}/1000$; L — максимальная за зимний период глубина промерзания, см.

Для расчета мощности водонепроницаемого слоя Н. А. Бажин предложил формулу [9]:

$$H_{\Pi} = 56W_{0-20}L. \quad (6.1.32)$$

Коэффициент корреляции этой зависимости составляет 0,81 при $\sigma_r = 0,05$.

Продолжительность существования водонепроницаемого слоя оказывает большое влияние на величину и динамику потерь талого стока. Зависит она от глубины промерзания и суммы отрицательных температур на глубине 0,2 м за зимний период. Зависимость ее от глубины промерзания почвы аппроксимируется уравнением:

$$n = 0,007L^{1,82}, \quad (6.1.33)$$

где n — длительность существования водонепроницаемого слоя, сутки. Корреляционное отношение этой зависимости составляет 0,74 при $\sigma_r = 0,088$.

Зависимость продолжительности существования водонепроницаемого слоя от суммы отрицательных температур имеет вид:

$$n = 3,74e^{0,011\Sigma(T)}, \quad (6.1.34)$$

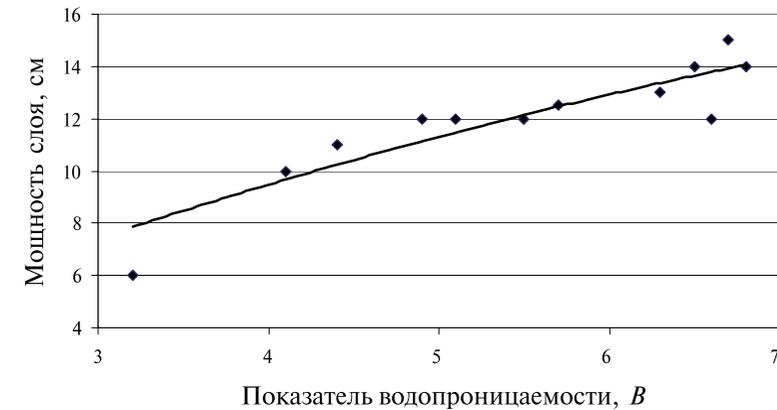


Рис. 6.1.8. Зависимость мощности водонепроницаемого слоя от показателя водопроницаемости почвы для малых водосборов ГМО «Каменная Степь»

где $\Sigma(T)$ — сумма отрицательных температур почвы на глубине 0,2 м за зимний период. Корреляционное отношение составляет 0,96 при $\sigma_r = 0,02$.

Если продолжительность существования водонепроницаемого слоя определяется глубиной промерзания, то доля площади занята этим слоем, зависит от влажности почвы. Для водосборов степной зоны (р. Девица, малые водосборы Каменной Степи) установлена зависимость доли площади D , занятой водонепроницаемым слоем, от средней влажности почвы на водосборе. Связь линейна и аппроксимируется уравнением:

$$D = 0,05\bar{W} - 1,85, \quad (6.1.35)$$

где \bar{W} — средняя на водосборе влажность почвы в слое 0–20 см, в процентах от объема.

Коэффициент корреляции зависимости равен 0,78 при $\sigma_r = 0,05$. Зависимость применяется при глубине промерзания почвы более 25–30 см.

Водонепроницаемый слой влияет существенным образом на формирование весеннего стока при глубине промерзания почвы более 25–30 см. При меньшей глубине промерзания он, если и образуется, то существует непродолжительное время, не оказывая заметного влияния на инфильтрационную способность почв. Что касается влияния влажности на водопоглотительную способность мерзлых почв, то можно утверждать, что при влажности почвы менее 0,7 НВ водонепроницаемый слой в почве не образуется, независимо от глубины ее промерзания. Таким образом, долю площади с отсутствием водонепроницаемого слоя можно определить на основе кривых пространственного распределения глубины промерзания и влажности почвы. Для определения части водосбора с отсутствием этого слоя суммируются доли площадей водосбора с глубиной промерзания менее 30 см и с влажностью почвы менее 0,7 НВ.

Поскольку потери талых вод на инфильтрацию зависят как от мощности водонепроницаемого слоя, так и от его распространения по площади, за интегральный показатель потерь талого стока принята величина:

$$B'' = [W_{0-20}^2 \Sigma(T)]/1000 \text{ или } [W_{0-20}^2 L]/1000, \quad (6.1.36)$$

где L — средняя из максимальных глубин промерзания почвы, см.

Для малых полевых водосборов бассейна р. Дона и Подмосковной водно-балансовой станции установлены локальные зависимости потерь и коэффициента стока весеннего половодья от показателя B'' . Например, для лога Полевого (Подмосковная воднобалансовая станция) эта зависимость аппроксимируется уравнением:

$$\alpha = 0,13(B'')^{0,29}, \quad (6.1.37)$$

где $B'' = W_{0-20}^2 L/1000$, W_{0-20} — в мм слоя, L — в см. Корреляционное отношение зависимости составляет 0,87 при $\sigma_r = 0,057$.

Зависимость оказалась некорректной для 1956 и 1973 г., так как эти годы имели аномально высокие потери талых вод на инфильтрацию. Последнее связано с выпадением обильных осадков после схода снежного покрова. Зависимость подобного вида целесообразно использовать на равнинных речных бассейнах при залесенности и заболоченности их не более 15 %.

Е. С. Змиева [18] за показатель потерь талого стока принимает произведение дефицита влажности в метровом слое почвы и глубину промерзания. Понятно, что запас почвенной влаги в метровом слое не является показателем водопроницаемости мерзлой почвы, и поэтому более тесные связи получены при использовании интегрального показателя B'' .

Различия водно-физических свойств полевых и лесных почв обуславливают и различия формирования весеннего половодья на полевых и лесных водосборах. В результате этих различий потери талых вод на лесных водосборах значительно больше, чем на полевых. По материалам Подмосковной воднобалансовой станции, в среднем за 19 лет (1953–1971) потери стока весеннего половодья на логу Лесном составили 136 мм, на логу Полевым — 50 мм, коэффициенты стока соответственно 0,17 и 0,70. Лесные почвы характеризуются высокой водопроницаемостью. Водонепроницаемый слой в них не наблюдается. Потери и коэффициент стока практически не зависят от глубины промерзания [31]. Для лесных стоковых площадок, логов и залесенных лесных водосборов площадью до 2000 км² получена довольно тесная зависимость коэффициента талого стока от дефицита насыщения почвы (в метровом слое) в предвесенний период:

$$\alpha = 1,40e^{-0,013d}, \quad (6.1.38)$$

где α — коэффициент стока весеннего половодья; d — дефицит насыщения метрового слоя почвы (от полной влагоемкости), мм. Корреляционное отношение составляет 0,93.

Потери талого стока на логу Лесном (Подмосковная воднобалансовая станция) зависят как от общего запаса влаги на водосборе, так и от дефицита влажности почвы [2]. При дефиците влажности почвы больше 150 мм зависимость $P = f(S+x)$ имеет вид:

$$P = 0,91(S+x) + 4, \quad (6.1.39)$$

а при дефиците менее 150 мм:

$$P = 0,52(S+x), \quad (6.1.40)$$

где P — величина потерь стока весеннего половодья, мм; $S+x$ — снегозапасы плюс осадки за период снеготаяния и половодья, мм.

Корреляционное отношение первой зависимости составляет 0,98 при $\sigma_r = 0,013$, второй — 0,99 $\sigma_r = 0,007$. Характерно, что вторая зависимость оказалась некорректной для 1963 г. из-за образования в почве водонепроницаемого слоя, который существовал до конца половодья.

Таким образом, на залесенных водосборах интегральным показателем потерь талых вод на инфильтрацию является влажность почвы.

6.1.4. Гидрофизическое обоснование мероприятий по задержанию талых вод на полях зоны богарного земледелия

В засушливых условиях зоны богарного земледелия основным резервом повышения урожаев зерновых культур является рациональное использование влаги, содержащейся в снежном покрове, накопление и сохранение продуктивных запасов почвенной влаги. Реализация поставленной задачи требует гидрофизического обоснования применения комплекса агротехнических мероприятий по задержанию талых вод на сельскохозяйственных полях. Пополнение запасов влаги в почве в весенний период может быть достигнуто двумя путями:

- путем улучшения инфильтрационных свойств мерзлой почвы;
- путем накопления снега на сельскохозяйственных полях.

Ранее в разделе было показано, что водопроницаемость мерзлой почвы при взаимодействии с инфильтрующейся водой изменяется. Фазовые превращения инфильтрующейся воды и почвенной влаги изменяют не только живое сечение потока, но также водные и тепловые свойства почвы.

Знание критической температуры образования водонепроницаемого слоя в почве позволяет планировать мероприятия по созданию наиболее благоприятного температурного режима почвы на сельскохозяйственных полях, при котором этот слой не сможет образоваться. Это открывает возможности разработки способов улучшения водопоглотительной способности почвы сельскохозяйственных полей в зоне богарного земледелия. Рассмотрим некоторые из этих способов.

Способы, основанные на тепловой мелиорации сельскохозяйственных угодий

Сущность применения этих способов заключается в том, что путем изменения в нужном направлении температурного режима почвы в предвесенний период создаются условия, при которых температура пахотного горизонта должна быть выше критической. Основным приемом, позволяющим активно управлять тепловым режимом почвы, является:

- нарезка снегопахом на сельскохозяйственном поле валков снега необходимой ширины и высоты;
- создание слоя снега на полях посредством посадки кулис, лесных полос, оставлением стерни.

В настоящее время нарезка валков снега производится на больших площадях сельскохозяйственных полей. Однако эти мероприятия преследуют иную

цель — накопление запасов воды в снежном покрове, а не задержание талых вод на полях. Фактор тепловой мелиорации и формирование необходимой водоуплотнительной способности здесь во внимание не принимается. Применение почвозащитной системы земледелия, в которой широко используется безотвальная осенняя обработка, не противоречит рациональному использованию запасов воды в снеге на сельскохозяйственных полях, а, наоборот, способствует увеличению водоуплотнительной способности почв. Увеличивая высоту валка за счет снега в межвалковом пространстве, можно значительно уменьшить величину теплопотерь под валком. В этом случае на локальном участке под валком снега повышается температура почвы и создаются условия, при которых водоуплотнительный слой не будет образовываться. Непосредственно под валком снега в почве, где удовлетворяется условие «температура под валком снега выше критической температуры образования водоуплотнительного слоя» образуется зона интенсивного впитывания талых вод. В межвалковом пространстве вследствие малой высоты снежного покрова наблюдается большее выхолаживание почвы, что способствует образованию водоуплотнительного слоя.

Оценка целесообразности проведения тепловой мелиорации, основанная на соотношении критической (T_K), наблюдаемой (T_{HE}) температуры почвы на сельскохозяйственном поле с естественным залеганием снежного покрова и прогнозируемой температурой (T_{HB}) под валком снега, показывает, что управлять пополнением продуктивных запасов влаги, а следовательно, и стоком с сельскохозяйственных полей можно практически во всех случаях. Рассмотрим наиболее часто возникающие ситуации.

а) Прогнозируемая температура под валком снега ниже критической, но выше, чем при естественном залегании снежного покрова. В этом случае изолиния критической температуры будет располагаться ближе к поверхности почвы, поэтому мощность и время существования водоуплотнительного слоя под валком существенно меньше, чем в межвалковом пространстве. Поглощение талых вод будет наблюдаться после таяния льда, содержащегося в водоуплотнительном слое. В этом возможности регулирования талого стока незначительны. Применение мероприятий, способствующих понижению критической температуры, открывает возможности к пополнению продуктивных запасов влаги.

б) Температура почвы при естественном снежном покрове ниже критической. В этих условиях при снеготаянии должен образовываться водоуплотнительный слой. Путем увеличения высоты снега в валках можно создать такой температурный режим, при котором температура почвы становится выше критической, и при снеготаянии водоуплотнительный слой наблюдаться не будет. В межвалковом пространстве вследствие проникновения холода в более глубокие слои почвы увеличивается мощность и время существования водоуплотнительного слоя. Таким образом, под валками возникает зона поглощения талых вод, а в межвалковом пространстве — водоуплотнительный слой. Это дает возможность регулировать сток с поля в широком диапазоне.

в) Температура почвы под естественным снежным покровом выше критической. В этих условиях водоуплотнительный слой наблюдаться не будет. Однако при валковании снега в межвалковом пространстве можно создать условие, при котором критическая температура будет выше температуры почвы (T_{HM}), то есть

будет выполняться неравенство $T_{HE} > T_K > T_{HM}$. Тогда в межвалковом пространстве возможно образование водоуплотнительного слоя. Если интенсивность водоотдачи из снега будет больше интенсивности впитывания, то необходимо проводить регулирование стока. При этом часть талых вод, поступая в первичную гидрографическую сеть, не будет пополнять продуктивных запасов влаги. Если же $T_K < T_{HM}$, водоуплотнительный слой не образуется, и талые воды идут на пополнение продуктивных запасов влаги.

В зимний период в межвалковом пространстве и под валками снега может наблюдаться приращение запасов влаги за счет ее миграции к фронту промерзания. Величина дополнительного притока зависит от типа почвы, ее механического состава, степени увлажнения, градиента температуры и может изменяться в пределах от 0 до 30 мм [17; 21; 22; 31; 37; 45]. В период весеннего снеготаяния межвалковые пространства вследствие малой высоты снега прогреваются значительно быстрее, чем почва под валками. Часть талых вод с валков снега стекает на межвалковые пространства, где и впитывается в почву, тем самым уменьшая пространственную изменчивость влажности почвы.

При проведении тепловой мелиорации посредством валкования снега стокоформирующая поверхность поля представляет собой последовательно расположенные площадки различной водоуплотнительности. Если интенсивность водоотдачи из снега i больше инфильтрационной способности f водоуплотнительной площадки, то будет наблюдаться сток с поля. При этом слой стока в условиях отсутствия испарения равен:

$$Q = ami - mf, \quad (6.1.41)$$

где $a = M/m$, то есть отношение ширины площади, на которой наблюдается водоотдача из снега, к ширине водоуплотнительной зоны. Отсюда коэффициент стока:

$$\alpha = 1 - \frac{f}{ai}. \quad (6.1.42)$$

Если интенсивность водоотдачи меньше инфильтрационной способности, то сток с поля наблюдается при условии $ai > f$.

Из выражений (6.1.41) и (6.1.42) следует, что, изменяя отношение a и водоотдачу из снега, можно регулировать коэффициент стока в значительных пределах. Результаты расчетов показывают, что при равной интенсивности водоотдачи из снега и инфильтрации изменение параметра a от 1 до 3 вызывает повышение коэффициента стока от 0 до 0,67. С увеличением водоуплотнительности почвы возможность регулирования поверхностного стока возрастает. Так, при постоянном значении a , равном 3, и изменении f в пределах от 0,1 до 2,0 коэффициент стока изменяется от 1 до 0,33.

Регулирование водоуплотнительной способности путем изменения плотности верхних горизонтов почвы

Наиболее перспективным способом изменения водоуплотнительности и водоуплотнительной способности является применение комплекса агротехнических мероприятий по изменению плотности почвы. Опыты свидетельствуют, что осенняя плоскорезная обработка почвы на глубину 15–30 см формирует высокую

пористость пахотного горизонта [4; 5]. Так, типичный чернозем с плотностью 1,35 г/см³ после осенней обработки понижал плотность до 1,00–1,05 г/см³.

Применение плоскорезной вспашки с заданной глубиной обработки при определенной влажности открывает возможность создания верхнего слоя горизонта почвы с заданной критической температурой. В табл. 6.1.4 приведены значения критической температуры для обыкновенного и типичного чернозема.

Таблица 6.1.4

Критическая температура (°С) образования водонепроницаемого слоя при различных значениях плотности и влажности почвы

Плотность, г/см ³	Влажность почвы, объемная					
	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55
Чернозем обыкновенный						
0,9	–	–20,0	–18,7	–10,0	–3,7	–1,0
1,0	–	–19,0	–11,0	–4,3	–1,2	–0,3
1,1	–	–11,5	–4,9	–1,5	–0,5	–0,1
1,2	–20,0	–6,5	–1,7	–0,7	–0,2	0,0
1,3	–16,8	–4,3	–1,0	–0,2	0,0	–
1,4	–13,6	–3,0	–0,5	0,0	–	–
Чернозем типичный						
0,9	–	–	–20,0	–17,3	–8,5	–3,0
1,0	–	–20,0	–18,4	–10,0	–3,3	–1,5
1,1	–	–20,0	–11,3	–4,8	–2,0	–0,3
1,2	–20,0	–13,0	–5,4	–0,5	–0,8	0,0
1,3	–15,0	–6,0	–3,0	–0,3	0,0	–
1,4	–10,8	–3,5	–1,6	–0,1	–	–

Из таблицы следует, что, изменяя плотность почвы, можно изменять критическую температуру в очень широких пределах. Расчеты показывают, что, изменяя плотность почвы от 1,40 до 1,0 г/см³ при влажности 30 % от объема, можно понизить критическую температуру от –0,5 до –11 °С. Следовательно, изменяя путем механической обработки пористость и плотность деятельного слоя почвы, можно создать условия, при которых критическая температура будет значительно ниже возможной наблюдаемой температуры, то есть водонепроницаемый слой при инфильтрации талых вод не сможет образоваться, талые воды будут израсходованы на пополнение продуктивных запасов влаги. Если же возможно возникновение ситуации, при которой наблюдаемая температура ниже T_K , то есть образуется водонепроницаемый слой, то плотность почвы необходимо уменьшить до пределов, при которых прогнозируемая T_H будет выше T_K .

Экспериментальные исследования показывают, что влияние плотности почвы на ее инфильтрационную способность весьма значительное. В табл. 6.1.5 приведены величины впитывания воды в суглинистую и супесчаную почву в зависимости от ее влажности и плотности. Так, в суглинистой почве при начальной влажности, равной 0,20, и изменении плотности от 1,4 до 1,0 г/см³ объем впитавшейся влаги увеличивается на 50 %, в супесчаной — на 38–45 %.

Таблица 6.1.5

Объем инфильтрации талой воды в мерзлую почву (южные черноземы)

Слой почвы, см	Плотность почвы, г/см ³	Влажность почвы, объемная	Объем впитывания в суглинистую почву, мм	Объем впитывания в супесчаную почву, мм
0–50	1,0	0,30	120	130
0–50	1,2	0,30	80	100
0–50	1,4	0,30	50	60
0–50	1,0	0,20	170	182
0–50	1,2	0,20	135	145
0–50	1,4	0,20	95	110
0–50	1,0	0,15	198	205
0–50	1,2	0,15	160	170
0–50	1,4	0,15	120	135

Гарантированный запас влаги в метровом слое почвы равен наименьшей влагоемкости. Дополнительную свободную пористость, необходимую для оптимального увлажнения почвы W_{cy} , можно рассчитать по формуле:

$$\Delta n = (W_{cy} + E) - n, \quad (6.1.43)$$

где n — свободная пористость почвы; E — потери влаги на испарение из снега и почвы за период от схода снега до начала сева.

Запас воды в снежном покрове, необходимый для обеспечения оптимального увлажнения, рассчитывается по формуле:

$$S = W_{cy} + E - W_{нк}. \quad (6.1.44)$$

Для различных по механическому составу почв необходимый запас воды в снеге рассчитывается по следующим эмпирическим зависимостям:

$$\frac{\Delta W}{S + x} = \frac{1,75 \cdot 10^5}{W^{3,05}} \text{ — для супесчаных почв,} \quad (6.1.45)$$

$$\frac{\Delta W}{S + x} = \frac{3,36 \cdot 10^4}{W^{2,42}} \text{ — для легких суглинков,} \quad (6.1.46)$$

$$\frac{\Delta W}{S + x} = \frac{4,29 \cdot 10^9}{W^{4,39}} \text{ — для тяжелых суглинков,} \quad (6.1.47)$$

здесь S — запас воды в снежном покрове, мм; x — прогнозируемая сумма осадков за период от начала снеготаяния до начала сева за вычетом расхода влаги на испарение за тот же период, мм; W — предвесенний запас влаги в метровом слое, мм; ΔW — пополнение запаса почвенной влаги до НВ.

Мероприятия, способствующие повышению пределов доступности почвенной влаги для сельскохозяйственных культур

Комплекс этих мероприятий осуществляется путем создания оптимальных показателей плотности и водно-физических свойств почв [26]. Доступность почвенной влаги для растений определяется ее энергетическим состоянием.

Уменьшение влажности почв сопровождается снижением потенциала почвенной влаги и влагопроводности почвы, что способствует ухудшению влагообеспеченности растений, которая зависит как от физических свойств почвы, так и от биологических особенностей растений и фазы их развития. Для произрастания семян разных растений предельные значения давления почвенной влаги, приведенные в табл. 6.1.6, значительно различаются.

Если давление почвенной влаги становится ниже предельного, то семена растений не произрастают. Располагая данными об энергетическом состоянии почвенной влаги, можно установить критические значения влажности для разных по генезису и механическому составу почв, ниже которых семена не произрастают.

Таблица 6.1.6

Предельные значения давления почвенной влаги при произрастании отдельных культур [42]

Культура	Минимальная влажность семян, %	Максимальное давление почвенной влаги, Дж/кг
Злаки	30,5	-1225
Рис	26,5	-774
Соевые бобы	50,0	-647
Сахарная свекла	31,0	-343

В процессе вегетации сельскохозяйственных культур доступность почвенной влаги определяется соотношением давления почвенной влаги и сосущей силы растения, последняя может возрастать во время засух и снижаться в период дождей. Значения сосущей силы различных сортов пшеницы приведено в табл. 6.1.7.

Таблица 6.1.7

Сосущая сила саратовских пшениц

Сорт	Давление, Дж/кг	Сорт	Давление, Дж/кг
Яровая пшеница 432	1862	Озимая пшеница 329	2646
062	2058	27/36	2548
53/12	2254	46/131	2646
Сарробра	2254–2352	Кооператорка 434/154	2940
Озимая пшеница 237	2548	83/103	3136

Из таблицы 6.1.7. следует, что если давление почвенной влаги понизится до -3000 Дж/кг, то зерновые культуры будут не способны поглощать почвенную влагу. Для большинства сельскохозяйственных культур верхнему пределу доступности почвенной влаги соответствует давление от -10 до -50 Дж/кг, нижнему от -1000 до -2000 Дж/кг, то есть от наименьшей полевой влагоемкости (НВ) до влажности завядания (ВЗ). Грубодисперсные почвы легко отдают влагу и быстро ее расходуют, тяжелые отдают влагу постепенно, что создает лучшие условия влагообеспеченности растений в период засухи. Из грубодисперсных почв доступная влага удаляется при потенциалах почвенной влаги от -100 до -150 Дж/кг, а из суглинков — от -1000 до -1500 Дж/кг. Отсюда следует, что агротехнические мероприятия, способствующие накоплению и сохранению запаса почвенной

влаги, наиболее эффективны в сухие по влажности годы. Во влажные — влияние способов обработки на динамику запасов почвенной влаги незначительно.

Эффективное действие на водно-физические свойства почвы оказывает изменение их плотности. Разрыхление почвы сопровождается повышением НВ и снижением ВЗ, то есть пределы доступности почвенной влаги повышаются. На легких почвах (пески, супеси) их уплотнение может улучшить влагообеспеченность растений, вызывая улучшение их капиллярных свойств. Уплотнение легких почв сопровождается повышением коэффициента влагопроводности, что является положительным при сельскохозяйственном освоении земель. Увеличение капиллярного потока к верхним слоям почвы может компенсировать дефицит влажности пахотного слоя почвы в сухой летний период. Уплотнение тяжелых почв сопровождается неблагоприятными явлениями: нарушается аэрация почвы, снижается диапазон доступной почвенной влаги, ухудшаются инфильтрационные свойства.

Оптимальное значение плотности для жизнедеятельности растений различно для почв разного механического состава: на тяжелосуглинистых черноземах это 1,05–1,20 г/см³, на легкосуглинистых — 1,35–1,45 г/см³, на супесчаных — 1,60 г/см³.

В разных по генезису и механическому составу почвах потенциал почвенной влаги при влажности почвы, равной НВ, составляет около 33 Дж/кг, а при ВЗ — 1500 Дж/кг.

Оценка величин водно-физических констант при плотности почвы более 1,20 г/см³ определяется с помощью формул Б. Н. Мичурина:

$$ВЗ = 0,35 \frac{d}{\gamma} \cdot 100 \quad \text{и} \quad НВ = 1,35 \frac{d}{\gamma} \left(1 - \frac{d}{\gamma} \right) \cdot 100. \quad (6.1.48)$$

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

На основе экспериментальных определений гидрофизической лаборатории ГГИ установлены зависимости ВЗ и НВ от плотности для супесчаных почв:

$$ВЗ = 2d - 15,9 \quad \text{при} \quad d \leq 1,10 \text{ г/см}^3, \quad (6.1.49)$$

$$ВЗ = 25,5 - 16d \quad \text{при} \quad d > 1,10 \text{ г/см}^3, \quad (6.1.50)$$

$$НВ = 108e^{167d}, \quad (6.1.51)$$

где ВЗ и НВ в процентах от массы сухой почвы.

При малой плотности суглинистых почв (0,8–1,00 г/см³) расчет НВ производят по формуле:

$$НВ = 66,4 - 30,1d, \quad (6.1.52)$$

где НВ в процентах от массы сухой почвы.

В мощном тяжелосуглинистом черноземе при повышении плотности от 1,00 до 1,40 г/см³ содержание доступной влаги уменьшается на 12,2 %, в супесчаной — на 2,20 % от массы сухой почвы.

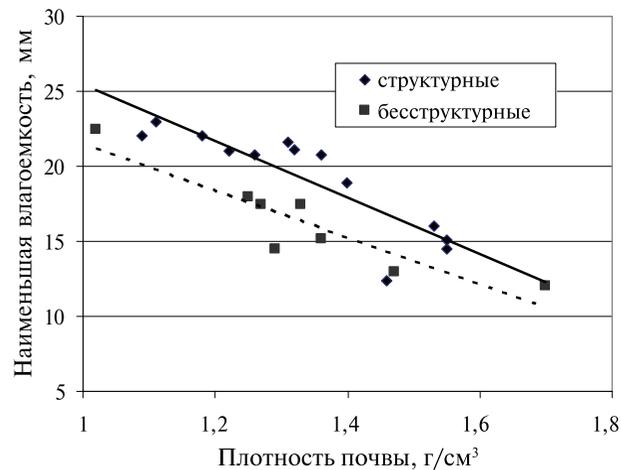


Рис. 6.1.9. Связь наименьшей полевой влагоемкости с плотностью структурной и бесструктурной почвы. Чернозем обыкновенный, легкосуглинистый, слой 0–20 см

Структура почвы является фактором почвенного плодородия. Влияние структуры почвы на значение НВ показано на рис. 6.1.9, на котором представлен запас влаги в слое 10 см, равный НВ, для структурного и бесструктурного легкосуглинистого обыкновенного чернозема. Согласно анализу данных, приведенных на рисунке, оструктурирование почвы сопровождается повышением запаса продуктивной влаги, то есть расширяется предел доступной почвенной влаги для растений.

Структура почвы является фактором почвенного плодородия. Зависимость НВ от плотности оструктурированного легкосуглинистого обыкновенного чернозема аппроксимируется уравнением $HV = 44,231 - 18,789d$, а бесструктурного — $HV = 37,181 - 15,646d$.

Анализ этих двух зависимостей однозначно показывает, что оструктурирование почвы сопровождается повышением запаса продуктивной влаги, то есть расширяется предел доступной почвенной влаги для растений в диапазоне плотности от 1,00 до 1,75 г/см³.

Улучшение структуры почвы производится глубокой вспашкой, что сопровождается и повышением водопроницаемости почвы. При увеличении глубины пахоты чернозема обыкновенного с 20 до 30–35 см, в слое 0–20 см, сумма водопрочных агрегатов (диаметром более 2,5 мм) повышается до 75 %, а агрегатов более 1 мм — от 16,9 до 26,8 % [15].

Уменьшение плотности почвы и улучшение ее структуры посредством разрыхления способствует снижению непродуктивных расходов влаги на испарение. Сравнение материалов фактических наблюдений на полях Северного Казахстана по испарению с чистого пара (рыхленая поверхность) и яровой пшеницы показывает, что потери влаги на испарение на паровом поле существенно ниже, чем на поле с яровой пшеницей. Аналитическое выражение связи месячных значений испарения с пара и яровой пшеницы имеет вид:

$$E_{\text{ПАР}} = 0,536 E_{\text{ЯР. ПШ}} + 9,7, \quad (6.1.53)$$

где $E_{\text{ПАР}}$ и $E_{\text{ЯР. ПШ}}$ соответственно испарение за месяц с пара и яровой пшеницы, мм. Коэффициент корреляции уравнения составляет 0,843, $\sigma_r = 0,054$.

Наиболее благоприятное состояние с точки зрения сохранения влаги — это плотность 1,1–1,2 г/см³ на мощных суглинистых черноземах при содержании водопрочных агрегатов более 0,25 мм не менее 40–50 %; на светло-каштановых почвах солонцового комплекса содержание водопрочных агрегатов в пахотном слое 25–35 % при плотности 1,0–1,3 г/см³ [8]. Рыхление почвы уменьшает капиллярное передвижение влаги к испаряющей поверхности.

6.2. Гидрофизические методы оценки изменчивости зимнего и весеннего стока рек в условиях изменения климата

На территории России в целом, ее северной и северо-западной части, на которой отсутствует вечная мерзлота, в последние десятилетия наблюдается рост температуры воздуха и некоторое изменение осадков. Согласно исследованиям специалистов Института глобального климата и экологии РАН за период с 1976 по 2006 г. в среднем по России потепление составило около 1,4 °С. Наиболее значимые повышения температуры воздуха наблюдаются зимой на ее Европейской территории. В работе [52] показано влияние климатических изменений последних десятилетий на формирование водных ресурсов в различных регионах России.

В ГГИ, на основе комплексного статистического анализа динамики годового, сезонного и месячного стока рек, а также его внутrigодового распределения, был разработан и реализован методический подход к количественной оценке происходящих изменений водных ресурсов и водного режима рек России. В работах В. Ю. Георгиевского и И. А. Шикломанова [11; 12; 51; 52] показано влияние климатических изменений последних десятилетий на формирование водных ресурсов в различных регионах России. Установлено, что особенностью современных изменений водных ресурсов является увеличение межennaleго стока, особенно зимнего, практически на всей территории страны. Наиболее четко рост зимнего стока (на 50–120 %) прослеживается для ЕТР от верхней части бассейна Северной Двины до низовьев Дона и Волги. Здесь для большинства рек выявлены значимые положительные тренды зимнего стока при доверительной вероятности 95 %.

6.2.1. Численные оценки влияния гидрофизических факторов на зимний сток

Статистические оценки позволяют проследить общие тенденции изменения стока во времени, но не раскрывают внутреннюю суть данных изменений, физические процессы, обуславливающие тот или иной характер реакции стока на изменение климата. Однако выполненные в 1970–2000 гг. в ГГИ полевые, лабораторные и теоретические исследования процессов формирования весенне-го половодья и речного стока в целом заложили фундаментальную основу для

изучения механизма воздействия изменения климата на зимний и весенний сток [17; 20; 23; 30].

При формировании зимнего стока существенную роль играют как условия увлажнения почв на водосборе осенью, так и изменение их влажности в зимний период. В этот отрезок времени происходят сложные процессы перераспределения влажности в профиле почвы, связанные в основном с замерзанием свободной, способной к передвижению влаги, морозной миграцией ее к фронту промерзания и аккумуляцией в мерзлом слое. Все эти процессы определяются температурным режимом почв на водосборе. В лесной и лесостепной зоне России, в условиях стабильных климатических характеристик, значительная часть влаги расходовалась на миграцию к фронту промерзания, при этом влажность почвы была равной или превышала наименьшую влагоемкость (НВ).

Повышение зимней температуры приводит к уменьшению глубины промерзания почвы и соответственно к уменьшению зимней миграции влаги и общей аккумуляции влаги в мерзлой зоне. При этом растут дренирующие свойства почв и доля талой влаги, способной к участию в грунтовой стоке. Наиболее ярко этот процесс наблюдается при высоком залегании грунтовых вод, наличии верховодки и в прирусловой части водосбора. Рост зимней температуры воздуха замедляет мерзлотные процессы на водосборе, вызывает рост зимнего стока, увеличение потерь на инфильтрацию и, наоборот, падение талого стока весной.

Температурный режим также определяет процесс формирования ледяного покрова на водотоках. Замерзание воды в реках и ручьях приводит к изъятию доли стока из руслового потока [14] и к изменению гидравлической проводимости водотока. Оба процесса, промерзания почв и водотоков, имеют одну и ту же температурную динамику и схожее влияние на процессы формирования зимнего стока, связанные с непосредственным изъятием его доли из грунтового или руслового потока. Отличие состоит в том, что процесс промерзания почв охватывает всю площадь водосбора, а водотока — лишь русловую часть.

Помимо опосредованного влияния на зимний сток гидрофизических процессов существенный вклад в величину стока вносят зимние оттепели, количество и продолжительность которых растет с повышением температуры воздуха. Во время оттепелей происходит снеготаяние и водоотдача из снежного покрова, формируется поверхностный сток. Наблюдаются фазовые переходы влаги в мерзлом слое и его оттаивание, пополнение запасов грунтовых вод. Эти процессы, а также уменьшение запасов влаги в снежном покрове приводят к уменьшению талого стока весной.

Следует также отметить и влияние на зимний сток факторов, не связанных с температурой, — таких как уровень грунтовых вод и исходное осеннее увлажнение почв, то есть основных факторов, определяющих бассейновые запасы влаги. Рост влажности в предзимний период, особенно в верхних горизонтах, с одной стороны, приводит к росту грунтовой составляющей стока, а с другой — к интенсификации процессов зимнего перераспределения влаги в почве, росту восходящих миграционных потоков к фронту промерзания, — тем самым оказывает неоднозначное опосредованное воздействие на сток.

Из анализа процессов формирования зимнего стока следует высокая степень их взаимообусловленности и многофакторности. Особый интерес вызывают

оценки вклада каждого фактора в изменчивость стока под влиянием климатических изменений.

В качестве объектов исследований нами были использованы гидрологические, метеорологические и почвенно-гидрологические наблюдения на следующих водосборах:

— Подмосковная воднобалансовая станция, бассейн р. Медвенки — выше впадения р. Закзы, площадь водосбора $F = 21,5 \text{ км}^2$;

— р. Ока (г. Муром), $F = 188000 \text{ км}^2$; р. Ока (г. Калуга), $F = 54000 \text{ км}^2$; р. Ока (г. Белёв), $F = 17500 \text{ км}^2$. Метеоданные взяты по м/ст. Елатьма;

— р. Кострома (п. Буй), $F = 8870 \text{ км}^2$; р. Кострома (с. Гнездилова), $F = 800 \text{ км}^2$. Метеоданные взяты по м/ст. Кострома;

— р. Вятка (г. Вятские поляны), $F = 124000 \text{ км}^2$. Метеоданные взяты по м/ст. Киров;

— р. Белая (г. Стерлитамак), $F = 21000 \text{ км}^2$, р. Дёма (д. Бочкарёво), $F = 12500 \text{ км}^2$. Метеоданные взяты по м/ст. Уфа;

— р. Самара (с. Елшанка), $F = 22800 \text{ км}^2$. Метеоданные взяты по м/ст. Саратов.

В таблице 6.2.1. приведены данные о росте зимнего стока в январе и феврале в период с 1978 по 2004 г. по сравнению с периодом 1946–1977 гг.

Как видно, на всех приведенных речных водосборах, находящихся в бассейне р. Волги, наблюдается значительный рост зимнего стока в последние десятилетия. В данной работе остановимся на оценках влияния трех основных, на наш взгляд, факторов, обуславливающих этот рост: оттепелях, промерзании почв и предзимнем увлажнении водосбора.

Таблица 6.2.1

Рост среднемесячного стока в январе-феврале за период 1978–2004 гг. по сравнению с периодом 1946–1977 гг.

Река — пост	Рост стока — январь, %	Рост стока — февраль, %
р. Самара — с. Елшанка	60	80
р. Ока — г. Муром	43	58
р. Ока — г. Калуга	56	69
р. Ока — г. Белёв	71	66
р. Медвенка — Подмосковная воднобалансовая станция	72	91
р. Кострома — п. Буй	40	34
р. Кострома — с. Гнездилова	84	94
р. Белая — г. Стерлитамак	78	84
р. Вятка — г. Вятские Поляны	52	53
р. Дёма — д. Бочкарёво	85	85

Оттепели

Оценку вклада оттепелей в зимний сток можно выполнить двумя методами. Первый метод основан на совместном анализе суточных гидрографов расхода воды в замыкающем створе и температуры воздуха. Талый сток во

время оттепелей, который характеризуется значительными всплесками по величине при положительных температурах воздуха, вычленяется из гидрографа в отдельную составляющую. Однако в большинстве своем мы располагаем информацией только о среднемесячных значениях стока. В этом случае применение вышеописанного метода неприемлемо.

Для оценки вклада оттепелей в зимний сток на среднемесячном уровне мы использовали следующий подход. Для анализа привлекались два многолетних ряда наблюдений за среднемесячным стоком (например, декабрь и январь или январь и февраль) и ряд, сформированный из месячных сумм положительных температур за тот месяц, для которого мы делаем оценку вклада оттепелей. Далее проводилась совместная сортировка этих трех рядов, для целей выделения лет наблюдений в которых оттепели отсутствовали (сумма положительных температур в течение месяца равна нулю). После этого строился график связи, например стока в январе со стоком в декабре за безоттепельный период. И по уравнению данной связи рассчитывался так называемый безоттепельный среднемесячный сток за все годы наблюдений. Разница между наблюдаемым стоком и рассчитанным (безоттепельным) и составляла наш оценочный вклад оттепелей в величину зимнего стока в январе или феврале.

Остановимся вначале на анализе данных наблюдений на Подмосковной воднобалансовой станции, в целях оценки вклада оттепелей в зимний сток. Привлекательность данного объекта обусловлена многообразием и детальностью наблюдений за факторами формирования стока и относительно небольшим размером водосбора, что обуславливает более быструю реакцию стока на изменчивость климатических факторов. Измерение расходов в створе р. Медвенки, выше р. Закзы проводилось на суточном уровне. Поэтому, чтобы оценить вклад оттепелей в зимний сток р. Медвенки, нами была проведена сортировка суточных данных по стоку и температуре и вычленение из гидрографов стока, обусловленного оттепелями.

В результате получены следующие данные. Количество суток с положительной температурой в январе-феврале за период с 1978 по 2008 г. увеличилось по сравнению с периодом 1958–1977 гг. с 71 до 269. Средняя величина стока в холодный период за 1958–1977 гг. без учета оттепелей составила 46,7 л/с, а его средняя величина с учетом оттепелей — 48,4 л/с. Здесь влияние оттепелей в стоке составило 3,6 %. За период с 1978 по 2008 гг. средний сток без учета влияния оттепелей равен 74,1 л/с, а с учетом — 91,0 л/с. Вклад оттепелей составляет 35 % от величины стока за период 1958–1977 гг.

На рис. 6.2.1. приведен график, иллюстрирующий динамику вклада оттепелей в зимний сток. Как видно, наблюдается значительный положительный тренд данной составляющей зимнего стока.

Был также построен график связывающий величину доли оттепелей в среднемесячном стоке в январе-феврале с суммой положительных температур за эти месяцы (рис. 6.2.2).

Зависимость величины стока, вызванного оттепелями (Y_{OT}), от суммы положительных суточных температур ($\sum T+$) в январе-феврале имеет вид:

$$Y_{OT} = 0,08(\sum T+)^2 - 0,91(\sum T+) + 3,1 (R^2 = 0,88). \quad (6.2.1)$$

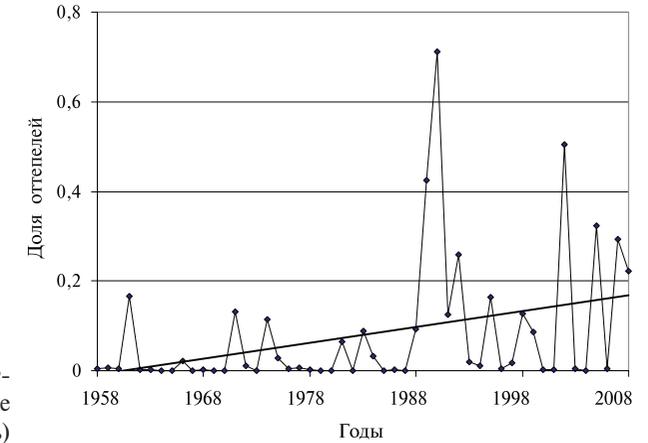


Рис. 6.2.1. Динамика доли оттепелей в зимнем стоке р. Медвенки (январь-февраль)

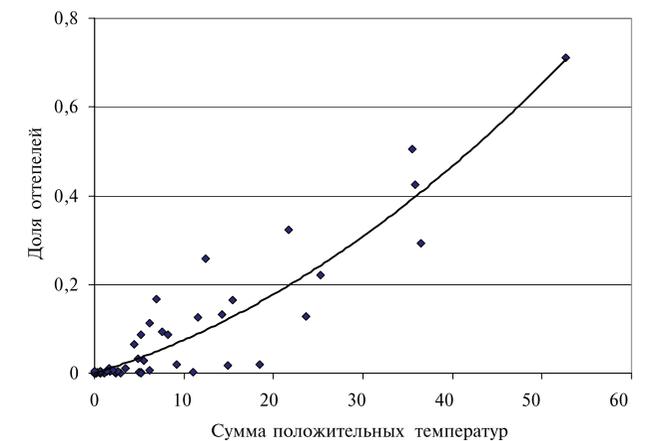


Рис. 6.2.2. Зависимость вклада доли оттепелей в зимнем стоке р. Медвенки (январь-февраль) от суммы положительных температур в январе-феврале

Нелинейность зависимости (6.2.1) следует из того, что при непродолжительных оттепелях снеготаяние не всегда приводит к формированию стока, а с возрастанием их продолжительности величина стока растет уже не по линейным законам.

Из-за отсутствия суточных данных о стоке на речных постах, перечисленных в табл. 6.2.1, в дальнейшем нашем анализе мы можем использовать второй, описанный выше, метод оценки роли оттепелей в зимнем стоке. В целях оценки его работоспособности для р. Медвенки также выполнены расчеты вклада оттепелей в зимний сток с использованием данного метода. Вклад оттепелей, рассчитанный по второму методу, составил 28 % от величины стока за период 1958–1977 гг. При анализе суточных данных — 31 %. То есть расхождение в расчетах не превышает 5 %.

Далее с использованием второго метода на основе среднемесячных значений стока была выполнена оценка вклада оттепелей в зимний сток выбранных водосборов (табл. 6.2.1). На рис. 6.2.3–6.2.4 приведены данные о динамике вклада оттепелей в среднемесячный зимний сток для р. Самары и р. Дёмы.

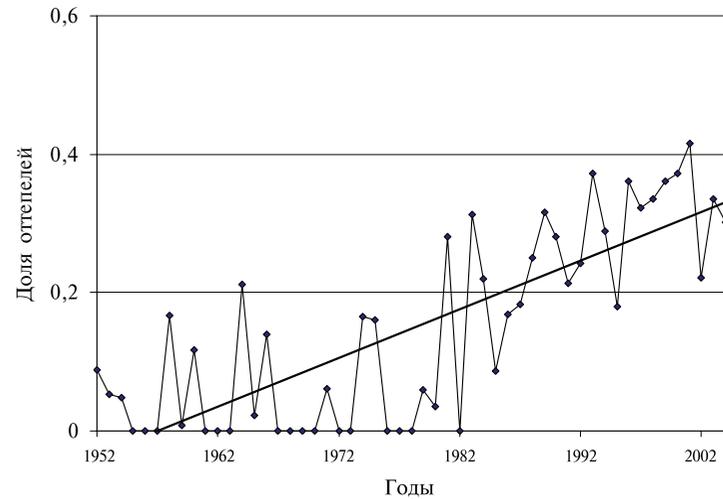


Рис. 6.2.3. Динамика вклада доли оттепелей в зимнем стоке р. Самары — с. Елшанка (январь-февраль)

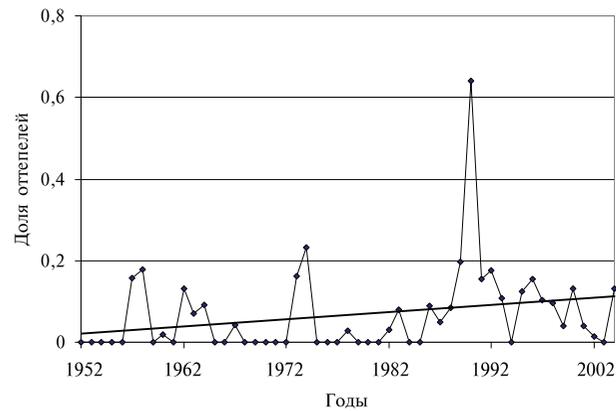


Рис. 6.2.4. Динамика доли оттепелей в зимнем стоке р. Дёма — д. Бочкарёво (январь-февраль)

Таблица 6.2.2

Данные о доле роста зимнего стока за счет оттепелей в период с 1978 по 2004 гг., по сравнению с периодом 1952–1977 гг.

Река — створ	р. Самара — с. Елшанка	р. Ока — г. Муром	р. Ока — г. Калуга	р. Кострома — п. Буй	р. Белая — г. Стерлитамак	р. Вятка — г. Вятские Поляны	р. Дёма — д. Бочкарёво	р. Ока — г. Белёв	р. Медвенка — Подмосковная станция
Доля роста, %	28	18	21	14	16	11	12	28	31

Как следует из полученных результатов, с конца 1970-х гг. на всех исследуемых водосборах наблюдается значительный рост доли оттепелей в зимнем стоке. При этом чем южнее водосборы, тем выше вклад оттепелей. В таблице 6.2.2 приведены данные о росте зимнего стока в период с 1978 по 2004 г. по сравнению с периодом 1952–1977 гг. за счет оттепелей. Погрешность расчета, по нашим оценкам, составляет $\pm 5\%$.

Предзимнее увлажнение водосбора

Предзимнее увлажнение водосбора характеризуется влажностью почв и уровнем грунтовых вод. К сожалению, данная информация носит отрывочный характер. Ввиду этого, косвенными показателями предзимнего увлажнения могут быть такие характеристики, как осенние осадки и осенний сток. В частности, предзимний сток, с одной стороны, зависит от влажности почвы, которая увеличивает коэффициент стока, а с другой — от грунтовой составляющей стока. То есть является своего рода интегральным показателем общего предзимнего увлажнения водосбора.

В таблице 6.2.3 приведены данные об изменении стока в ноябре и осенних осадков в период с 1978 по 2004 г. по сравнению с периодом 1946–1977 гг.

Таблица 6.2.3

Рост среднемесячного стока в ноябре и осенних осадков за период 1978–2004 гг. по сравнению с периодом 1946–1977 гг.

Река — створ	Рост стока в ноябре, %	Рост осенних осадков, %
р. Самара — с. Елшанка	56,3	11,8
р. Ока — г. Муром	42,0	5,6
р. Ока — г. Калуга	39,8	
р. Ока — г. Белёв	49,6	
р. Медвенка — Подмосковная станция	35,7	20,9
р. Кострома — п. Буй	8,2	0,4
р. Кострома — с. Гнездилова	-12,6	
р. Белая — г. Стерлитамак	65,5	0,5
р. Дёма — д. Бочкарёво	80,2	
р. Вятка — г. Вятские Поляны	46,2	6,1

Из приведенных данных следует, что в ноябре практически на всех исследуемых водосборах наблюдается значительный рост стока. При этом также наблюдается и рост осенних осадков. Исключение составляет р. Кострома. Однако явной зависимости осеннего стока с осенними осадками не наблюдается. Это происходит, по-видимому, из-за слишком большого периода осреднения, в течение которого связи стока с осадками могут нивелироваться. Поэтому рассмотрим связь осеннего стока с осадками за более короткие интервалы осреднения этих характеристик.

В табл. 6.2.4 приведены среднемесячные данные этих характеристик для бассейна р. Костромы (Буй) за десятилетние интервалы. Как следует из приведенных

данных, основной рост зимнего стока наблюдался в период 1978–1987 гг. Примерно в этот же период и наблюдался основной рост осеннего стока и осенних осадков (рис. 6.2.5).

Таблица 6.2.4

Среднемесячные значения температуры воздуха, осадков (м/ст. Кострома) и стока (р. Кострома – Буй)

Период осреднения	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
Температура, °С								
1951–1957	10,3	3,7	–4,6	–7,9	–10,7	–12,5	–6,6	3,3
1958–1967	9,8	4,1	–3,6	–8,8	–11,3	–10,5	–5,3	3,6
1968–1977	9,8	2,4	–2,6	–7,7	–13,5	–10,3	–4,1	4,3
1978–1987	9,6	3,5	–2,9	–8,8	–11,5	–10,9	–4	3,6
1988–1997	10	3,2	–4,7	–8,1	–8,8	–7,1	–2,4	5
1998–2004	10,8	4,5	–4	–8	–8,6	–8,3	–2,7	5,4
Осадки, мм								
1951–1957	89	65	39	29	30	18	22	28
1958–1967	58	53	35	48	33	30	28	28
1968–1977	56	63	57	42	30	29	26	47
1978–1987	71	60	56	62	50	27	26	34
1988–1997	62	71	46	38	44	33	29	33
1998–2004	44	61	37	39	39	34	31	28
Сток, Кострома – Буй, м ³ /с								
1951–1957	65	109,6	75,1	21,7	16,6	13,8	13,5	245,8
1958–1967	24,1	27,8	34,4	16,6	14,2	11,2	12,1	301,1
1968–1977	17,3	42,9	55,9	23,9	12	10,5	11,6	258,9
1978–1987	41,8	59,5	62,6	33,6	21,8	15,6	16,9	253,9
1988–1997	31,5	69,1	46,4	25,3	16,3	15,8	32,1	349,6
1998–2006	51,1	44,6	48,6	41,6	18,7	14,4	20,2	233,2

Как следует из приведенных в таблице 6.2.4 и на рис. 6.2.5 результатов, изменчивость зимнего и осеннего стока, температуры и осадков за последние десятилетия происходит неравномерно. Основной скачок роста этих характеристик наблюдается за десятилетие с 1978 по 1988 г. После этого отмечается даже некоторый их спад.

Дополнительно была проанализирована связь осеннего стока со среднемесячными осадками, которые также являются индексом увлажнённости водосбора в течение года. На рис. 6.2.6 приведена полученная нами связь осеннего стока с годовыми осадками за десятилетние периоды осреднения для бассейна р. Оки (Муром). Коэффициент корреляции данной связи равен 0,90. Подобные зависимости установлены и для других исследуемых нами водосборов, для которых коэффициент корреляции изменяется в пределах 0,5–0,9.

Дополнительную трудность представляет разделение факторов промерзания и увлажнения по степени влияния на зимний сток. Она возникает из-за того,

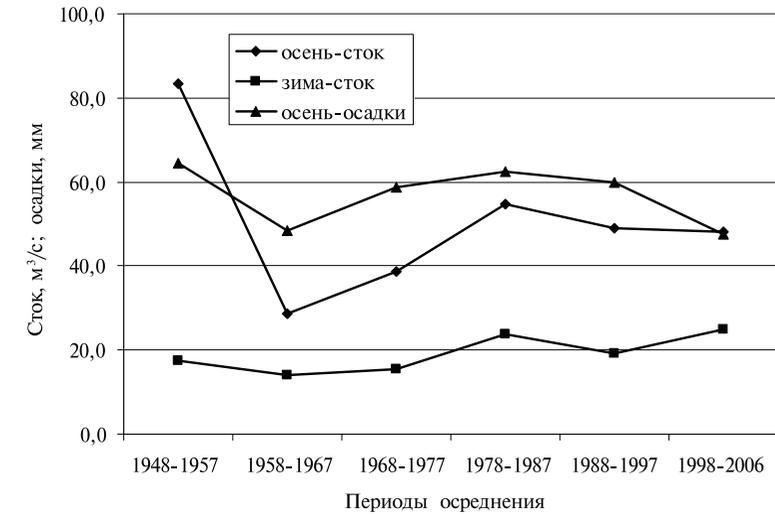


Рис. 6.2.5. Динамика среднесезонных величин стока (р. Кострома – Буй, м/ст. Кострома) и осадков

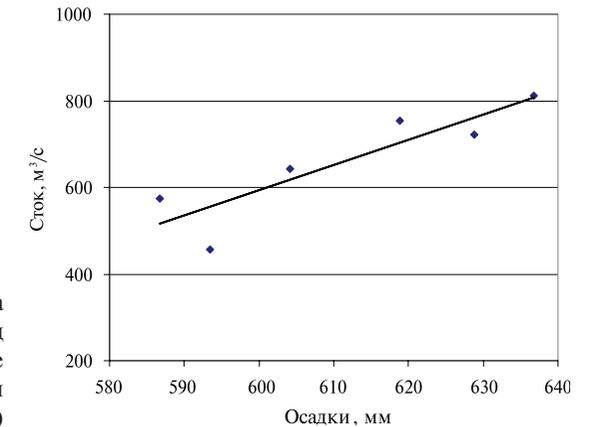


Рис. 6.2.6. Связь среднего стока в ноябре за десятилетний период осреднения с осадками за тот же период осреднения (р. Ока – Муром; м/ст. Елатьма)

что зачастую рост температуры воздуха сопровождается ростом осенних осадков и осеннего стока.

Для отдельной оценки вклада в рост стока увлажнения и промерзания был выполнен корреляционный анализ рядов наблюдений среднемесячных значений стока (ноябрь, январь-февраль) и температуры воздуха (январь-февраль). При этом сток за январь-февраль брался без учета оттепелей.

Для анализа связи между зимним (Y_3) и стоком в ноябре (Y_H) также использовались отдельные выборки из рядов наблюдений за этими характеристиками при температурах воздуха с отклонением от средневыборочных не более чем на ± 1 °С.

Из полученных таким образом линейных уравнений регрессии (6.2.2) для отдельных выборок следует, что коэффициент a , определяющий степень влияния

осеннего увлажнения почвы на зимний сток, зависит также от температуры $Y_3 = aY_H + b$ (6.2.2).

Для выборки со средним значением температуры воздуха в зимний период (январь-февраль — р. Медвенка) $-13,5\text{ }^\circ\text{C}$ коэффициент a близок к 0. Из этого следует, что при среднезимних температурах воздуха $-13,5\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ и более низких зависимость между осенним увлажнением почвы и зимним стоком на данном водотоке практически отсутствует. Это можно объяснить тем, что при низких зимних температурах происходит промерзание почвы на значительную глубину, до 1 м, и влага в верхних горизонтах, которая поступает в почву в предзимний период, замерзает. Тем самым она не участвует в формировании меженного стока, который в этом случае определяется подземной составляющей с горизонтов, расположенных ниже глубины промерзания. При значениях среднезимней температуры $-8,3\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$, коэффициент a равен 0,1 (рис. 6.2.7), а при температуре $4\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ $a = 0,17$.

Для водосбора р. Оки (г. Муром), связь зимнего стока с осенним более значимая (рис. 6.2.8). На рисунке приведены данные для среднезимних температур $-7,5\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$. Однако и при более низких температурах ($-15\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$). Зависимость зимнего стока от ноябрьского хорошо прослеживается. Уравнение регрессии для этого случая следующее:

$$Y_3 = 0,1962Y_H + 246,28, R = 0,96. \quad (6.2.3)$$

Однако на некоторых речных водосборах влияние зимней температуры на сток в этот период минимально. В качестве примера можно привести р. Дёму, для которой сток в холодные месяцы практически полностью определяется ноябрьским стоком (рис. 6.2.9). Уравнение связи ноябрьского и зимнего стока для р. Дёмы имеет вид:

$$Y_3 = 0,7186Y_H - 0,0987, R = 0,95. \quad (6.2.4)$$

Закономерность получена для периода наблюдений с 1950 по 2006 г.

Используя полученные зависимости зимнего стока от стока в ноябре и полагая, что изменчивость последнего и определяет изменчивость предзимнего увлажнения, были рассчитаны доли вклада роста осеннего увлажнения в рост зимнего стока исследуемых нами водосборов (табл. 6.2.4). В расчетах использовалось

Таблица 6.2.5

Доля роста зимнего стока за счет увеличения предзимнего увлажнения водосбора в период с 1978 по 2004 г., по сравнению с периодом 1952–1977 гг.

Речной водосбор	р. Самара — с. Елшанка	р. Ока — г. Муром	р. Ока — г. Калуга	р. Ока — г. Белёв	р. Медвенка — Подмосковная станция	р. Кострома — п. Буй	р. Белая — г. Стерлитамак	р. Вятка — г. Вятские Поляны	р. Дема — д. Бочкарёво
Доля роста, %	36	16	24	23	8	4	40	24	71

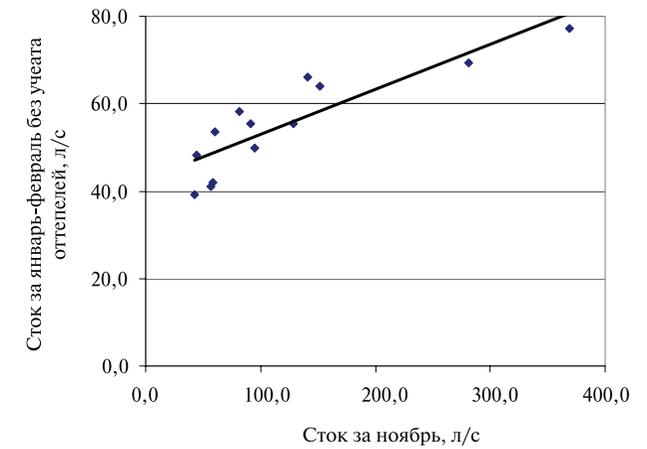


Рис. 6.2.7. Связь зимнего стока со стоком в ноябре (р. Медвенка)

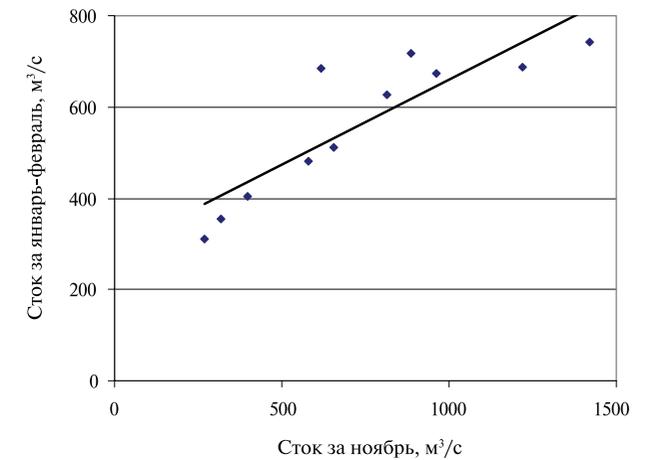


Рис. 6.2.8. Связь зимнего стока со стоком в ноябре (р. Ока — Муром)

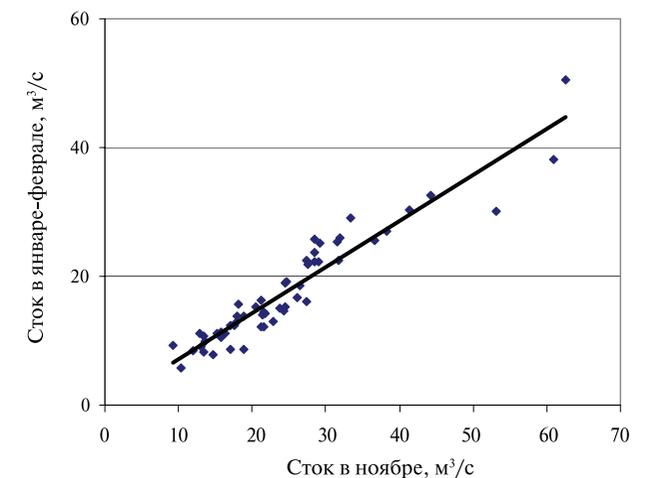


Рис. 6.2.9. Связь зимнего стока со стоком в ноябре (р. Дёма — д. Бочкарёво)

выражение (6.2.3) при фиксированном значении зимней температуры, равной ее средней величине в период наблюдений с 1946 по 1977 г. Таким образом, рост зимнего стока за счет роста увлажнения определяется изменчивостью ноябрьского стока и углом наклона зависимостей, приведенных на рис. 6.2.7–6.2.9.

Из полученных результатов следует (табл. 6.2.5), что изменение условий увлажнения на водосборе стало заметным фактором изменения зимнего стока в последнее время. Вклад данного фактора в общий рост зимнего стока неоднозначен, и для разных рек проявляется по-разному в совокупности с еще одним основным фактором формирования зимнего стока, промерзанием почв на водосборе.

Промерзание почв

Несмотря на существенную роль оттепелей и увлажнения в формировании зимнего стока в последнее время, их вклад в рост его величины в январе-феврале, например для водосбора р. Медвенки, составляет 48 % от общего роста среднего зимнего стока за последние десятилетия. Влияние на сток условий промерзания и предзимнего увлажнения выше — 52 %.

Отметив существенную связь среднемесячных значений стока в зимний период с температурой воздуха, мы проанализировали результаты гидрометеорологических наблюдений Подмосковной воднобалансовой станции более подробно, на суточном уровне. При этом была выявлена общая закономерность, из которой следует, что в большинстве случаев колебания среднесуточных значений стока синхронны во времени с колебаниями температуры, иногда с некоторым запаздыванием. В качестве примера на рис. 6.2.10 приведены графики посуточного хода стока и температуры воздуха в ноябре-апреле 1972 г. («холод-

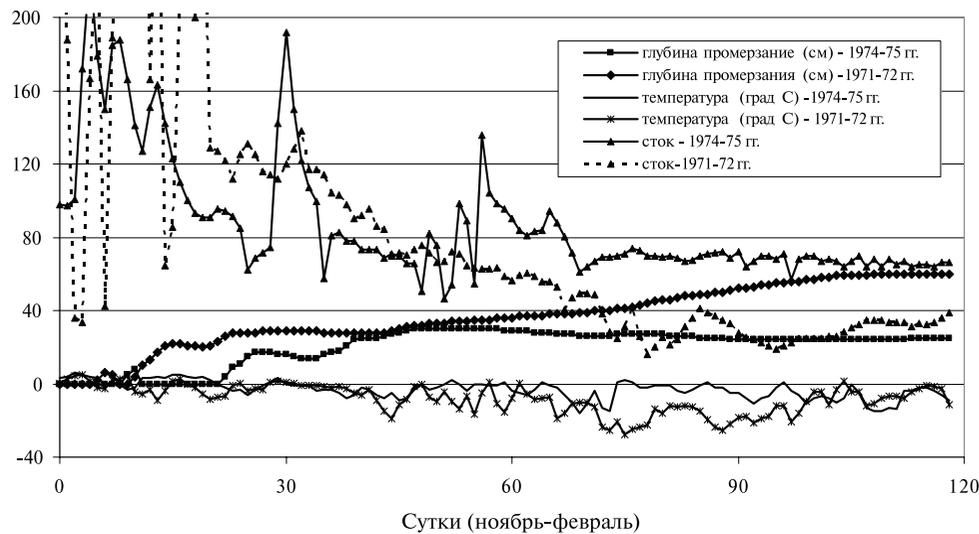


Рис. 6.2.10. Динамика среднесуточных значений стока (л/с) р. Медвенки — выше впадения р. Закзы, температуры воздуха и глубины промерзания почв, в ноябре-феврале 1972 и 1975 гг.

ная зима») и 1975 г. («тёплая зима»). На графиках можно выделить относительно высокие пики в гидрографах стока, связанные с оттепелями или выпадением жидких осадков. Незначительные колебания стока, в пределах 10 % от его величины, отмечаются и в холодный период и связаны с колебаниями отрицательной температуры воздуха.

Наличие суточных наблюдений за стоком на воднобалансовой станции позволило исключить фактор оттепелей при анализе изменений стока от условий промерзания на водосборе.

На рис. 6.2.11 приведена зависимость зимнего стока р. Медвенки без учета оттепелей (январь-февраль) от температуры воздуха в январе-феврале. Как видно из приведенного рисунка, влияние зимней температуры на зимний сток очевиден.

Менее очевидно влияние температуры (условий промерзания) для других, более крупных рек бассейна р. Волги. Этот фактор, с одной стороны, можно объяснить тем, что мы в данном случае не можем корректно, на суточном уровне, учесть влияние оттепелей на зимний сток, а с другой стороны, условия промерзания почв даже на разных участках крупного водосбора значительно различаются.

Исходя из того, что процессы промерзания на водосборах играют одну из основных ролей в формировании зимнего стока, для более подробных исследований и количественных оценок этих процессов была использована разработанная нами физико-математическая модель процессов миграции и инфильтрации влаги в промерзающих и оттаивающих почвах (Глава 2). Она позволяет учесть весь спектр физических свойств почв, а также многообразие гидрометеорологических условий, от которых зависят вышеназванные процессы.

Для реализации математической модели в наших целях были использованы следующие данные наблюдений на Подмосковной воднобалансовой станции: суточные значения температуры воздуха и осадков, высота и плотность снега, интенсивность снеготаяния, влажность и температура почвы на разных глубинах,

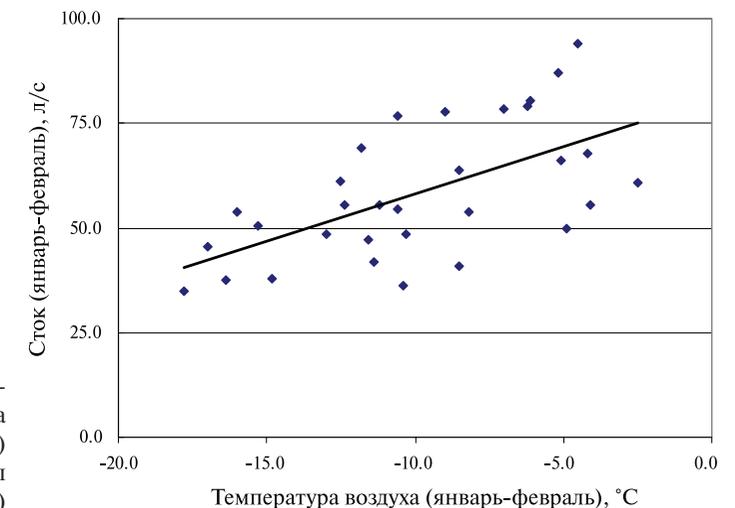


Рис. 6.2.11. Зависимость зимнего стока (январь-февраль) от зимней температуры воздуха (р. Девица)

воднофизические свойства почв (плотность твердой фазы, плотность почвы, МГ, ВЗ, НВ), глубина промерзания и др. В зимний период математическая модель позволила рассчитать динамику профилей температуры и влажности в почве, глубины промерзания, динамику влагозапасов в промерзающей зоне и миграционного потока влаги от уровня грунтовых вод к фронту промерзания. В весенний период расчетная впитывающая способность почвы сопоставлялась с влагозапасами в снежном покрове, дополненными осадками в момент снеготаяния и по их соотношению определялся расчетный коэффициент стока.

В таблице 6.2.6 приведены результаты сопоставления экспериментальных и расчетных интегральных показателей формирования зимнего и весеннего стока за ряд характерных лет, отличающихся температурными и стоковыми характеристиками.

Модель объективно воспроизводит данные о глубине промерзания и потерях стока на инфильтрацию ($R = 0,87$) и хуже динамику влагонакопления в верхнем слое почвы ($R = 0,6$). Объясняется это тем, что характеристика увлажнения почв на водосборе изменяется в довольно широких пределах, даже на относительно небольших участках, а наблюдения проводились лишь в отдельных точках водосбора. Поэтому приведенные здесь экспериментальные данные не могут характеризовать его увлажнение в целом.

Колебания среднесуточных значений стока синхронны или запаздывают во времени с колебаниями температуры воздуха (рис. 6.2.10). Рассмотрим совместную динамику стока, температуры и расчетной глубины промерзания за 1972 и 1974 г., за два различных по условиям промерзания года.

Таблица 6.2.6

Сопоставление экспериментальных и расчетных интегральных показателей формирования зимнего и весеннего стока р. Медвенки — выше устья р. Заказы

Год	Средняя температура воздуха (январь-февраль), °С	Глубина промерзания (март), см		Влагонакопление в метровом слое почвы в зимний период, мм		Средний зимний сток, (январь-февраль), л/с	Коэффициент стока весеннего половодья	
		Эксп.	Расч.	Эксп.	Расч.		Эксп.	Расч.
1961	-5,0	16	34	67	32	73,3	0,61	0,54
1963	-14,0	75	72	106	98	45,5	0,8	0,86
1965	-10,8	37	62	11	60	36,2	0,23	0,24
1972	-12,4	89	60	56	66	33,9	0,65	0,56
1978	-9,3	6	20	16	8	64,0	0,36	0,40
1982	-10,5	10	12	14	3	97,0	0,45	0,50
1984	-8,4	53	40	37	37	67,9	0,43	0,48
1987	-11,1	76	76	30	90	50,4	0,43	0,66

Согласно наблюдениям, в ноябре в 1972 и 1974 гг. были значительные колебания стока, связанные с чередованием положительных и отрицательных температур воздуха, периодов промерзания и оттаивания почвы, выпадения снега и его таяния. К середине декабря процесс стабилизировался, и глубина промер-

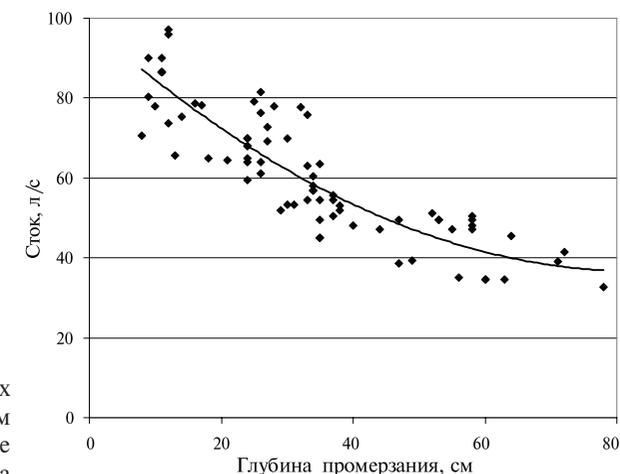


Рис. 6.2.12. Связь расчетных глубин промерзания и зимним стоком р. Медвенки — выше впадения р. Заказа

зания почв в обоих случаях достигла, примерно 30 см. Величина стока в этот период также была одинаковой в сравниваемые годы, около 70 л/с. В 1972 г. промерзание почвы в январе-феврале продолжилось и достигло к концу зимы 60 см. При этом сток уменьшился до величины 34 л/с. В 1975 г., наоборот, промерзание почвы прекратилось, и даже уменьшилось к концу зимы до 20 см. В результате средняя величина стока не изменилась и составила те же 70 л/с.

На рис. 6.2.12 приведен график связи расчетной глубины промерзания с величиной зимнего стока. Она носит нелинейный характер.

Наиболее значительное изменение стока происходит в период промерзания почвы, до глубины порядка 30 см, далее процесс замедляется. Эту тенденцию можно объяснить тем, что формирование зимнего стока на водосборе р. Медвенки в значительной степени обусловлено увлажненностью верхних горизонтов почвы, включая верховодку.

На реках северо-западной части бассейна р. Волги глубина промерзания почв значительно выше, чем на Подмосковной станции. Этот фактор обуславливает более слабую зависимость зимнего стока от зимней температуры. Свободная влага верхних горизонтов почвенного покрова (верховодка) в этом случае практически всегда замерзает, несмотря на процесс потепления климата. Поэтому рост стока за счет данного фактора наблюдается гораздо реже. К тому же более в северных районах гораздо меньше количество оттепелей в зимний период.

Наряду с общей тенденцией уменьшения стока с увеличением глубины промерзания, на посуточных гидрографах (рис. 6.2.10) заметен колебательный процесс, связанный с изменением температуры воздуха. На гидрографе 1972 г. по мере промерзания почв наблюдается постепенное отставание во времени характерных пиков стока от соответствующих им пиков колебания температуры. Это объясняется тем, что зимний сток непосредственно связан с миграцией влаги от грунтовых вод к фронту промерзания. При этом колебания температуры на глубине, которые формируют поток миграции, всегда запаздывают с подобными колебаниями на поверхности почвы.

Используя математическую модель, были рассчитаны суточные потоки влаги от уровня грунтовых вод к фронту промерзания. Из полученных результатов следует, что временные колебания расчетных значений миграционного потока влаги в основном совпадают с тенденциями посуточного хода стока. Полного совпадения временных графиков стока и потока влаги, конечно, не наблюдается по той причине, что в расчетах использовалась одномерная пространственная модель водосбора, и поэтому не учитывалась пространственная неоднородность водно- и теплофизических свойств почв на водосборе, их увлажнения и глубины залегания грунтовых вод. А как показывают расчеты, данные характеристики оказывают заметное влияние на перераспределение влаги в почвах в зимний период. Однако связь между миграционным потоком и стоком за отдельные наблюдаемые периоды времени достаточно тесная (рис. 6.2.13). Отрицательные значения потока означают, что он направлен от уровня грунтовых вод вверх.

Численные оценки показывают, что для обеспечения наблюдаемых колебаний стока достаточно изъятия влаги в объеме, равном миграционному потоку из узкой прирусловой полосы водосбора, шириной 10–20 м, с высоким уровнем залегания грунтовых вод. При более низких уровнях участие грунтовых вод в миграционном потоке и быстрая его реакция на изменение температуры возможна лишь при наличии непрерывной гидравлической связи между подземными водами и мерзлой зоной. В противном случае на миграцию в основном расходуется влага из почвенных слоев, прилегающих к фронту промерзания.

Небольшие колебания стока также могут быть вызваны неравномерностью процессов промерзания водотоков. При замерзании воды в реке происходит изъятие ее из стока. По нашим оценкам, промерзание р. Медвенки в течение суток на 5 см приводит к снижению суточного расхода на 10 л/с. При прекращении промерзания величина стока снова растет, практически до первоначальной, наблюдаемой перед замерзанием реки. Однако в среднем, по нашим оценкам, вклад процессов формирования ледяного покрова в изменчивость зимнего стока намного ниже, чем процессов промерзания почвы.

Наличие наблюдаемых, зачастую на суточном уровне, колебаний стока также указывает на тот факт, что это происходит не в результате изменения гидравлической проводимости в процессе промерзания почвы и водотока. Живое сечение

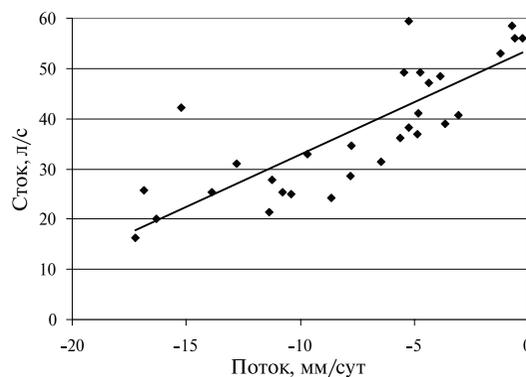


Рис. 6.2.13. Связь расчетного миграционного потока от уровня грунтовых вод и наблюдаемого зимнего стока р. Медвенки — выше впадения р. Закзы в январе-феврале 1972 г.

фильтрационного или руслового потока связано с глубиной промерзания, и ее изменения, как показывают расчеты, носят плавный характер. Необходимо отметить, что глубина промерзания в январе-феврале 1972 г. практически не изменялась, а значительные колебания стока наблюдались. Подобная картина характерна для всех лет наблюдений, при практически стационарном положении границы промерзания. А, как известно, миграционный поток влаги наблюдается и при стационарном положении фронта промерзания. В этот момент происходит формирование ледяных прослоек в почве.

Изменчивость зимнего стока тесным образом связана с уровнем грунтовых вод на водосборе. Используя математическую модель, были проведены численные эксперименты по исследованию влияния средней температуры воздуха в зимний период и уровня грунтовых вод на величину миграционного потока в зимний сезон.

На рис. 6.2.14 приведены данные о среднемесячных потоках влаги к фронту промерзания от уровня грунтовых вод.

Как видно, величина миграционного потока влаги, с одной стороны, определяется температурным режимом в зимний период, а с другой — уровнем грунтовых вод, то есть увлажнением почвы. Рост температуры в зимний период может приводить к тому, что меняется направление потока влаги. Вместо восходящего миграционного потока при низком залегании грунтовых вод может наблюдаться нисходящий инфильтрационный поток под действием гравитации. Суммируя вертикальные потоки на глубине залегания грунтовых вод в течение года, мы можем проследить динамику запасов подземных вод.

На рис. 6.2.15 приведены данные расчета по математической модели изменения годовых запасов воды в грунтовых водах на конец января для водосбора р. Костромы (п. Буй) при двух положениях уровня грунтовых вод — на глубине 1,0 и 5,0 м. Динамика осадков в этих расчетах не учитывалась. Как видно, при более высоком уровне залегания грунтовых вод величина наклона линии тренда больше. То есть потепление является фактором роста подземной составляющей зимнего стока. Из результатов моделирования также видно, что существует некоторая асинхронность в колебаниях запасов грунтовых вод при разных уровнях их залегания. Это указывает на тот факт, что формирование подземной составляющей стока при низких уровнях грунтовых вод происходит за многолетний период.

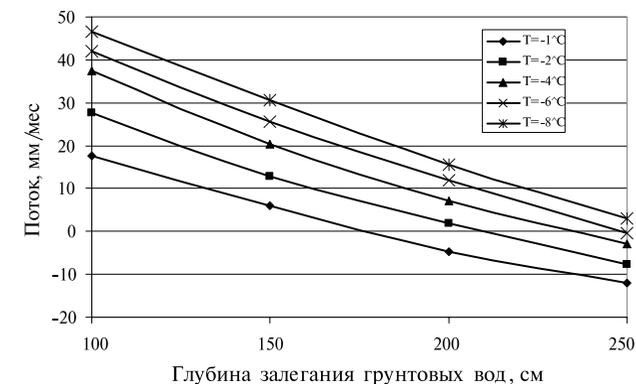


Рис. 6.2.14. Связь миграционного потока с уровнем залегания грунтовых вод с среднезимней температурой воздуха

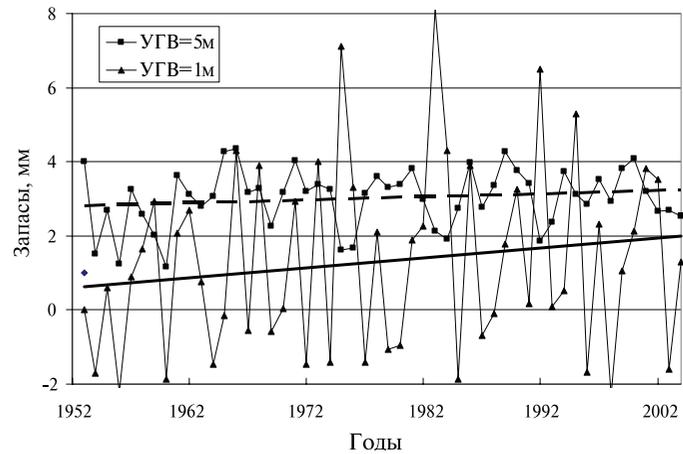


Рис. 6.2.15. Динамика годовых запасов воды в грунтовых водах на конец января для водосбора р. Кострома — п. Буй, при двух положениях уровня грунтовых вод — на глубине 1,0 и 5,0 м

В реальных условиях могут реализовываться различные условия увлажнения почв, так как наблюдаемые глубины залегания грунтовых вод находятся в широких пределах. Поэтому на различных участках водосбора изъятие воды из грунтового потока в процессе миграции будет различно. И наиболее значительно оно будет на пониженных участках и в прирусловой части водосбора.

В таблице 6.2.7 приведены данные о вкладе уменьшения промерзания водосбора в рост зимнего стока. Влияние данного фактора на исследуемых водосборах различно. Наименьшее, как и было показано выше, для водосборов с глубоким залеганием грунтовых вод (р. Самара, р. Дёма). Влияет также тот фактор, что на реках северо-восточной части бассейна р. Волги глубина промерзания почв значительно выше, чем, например, на Подмосковной воднобалансовой станции. Этот фактор обуславливает более слабую зависимость зимнего стока от зимней температуры. Свободная влага из верхних горизонтов почвенного покрова (верховодка) в этом случае практически всегда замерзает, несмотря на потепления климата. Поэтому рост стока за счет данного фактора наблюдается гораздо реже. К тому же в более северных районах гораздо меньше количество оттепелей в зимний период.

Таблица 6.2.7

Данные о росте зимнего стока за счет уменьшения зимнего промерзания водосбора в период с 1978 по 2004 гг., по сравнению с периодом 1952–1977 гг.

Речной водосбор	р. Самара — с. Елшанка	р. Ока — г. Муром	р. Ока — г. Калуга	р. Ока — г. Белёв	р. Медвенка — Подмосковная станция	р. Кострома — п. Буй	р. Белая — г. Стерлитамак	р. Вятка — г. Вятские Поляны	р. Дёма — д. Бочкарёво
Доля роста, %	4	15	17	19	42	19	25	16	3

Обобщения и прогноз изменений зимнего стока

Выше нами была выполнена оценка вклада трех основных факторов в рост зимнего стока. В таблице 6.2.8 и на рис. 6.2.16 приведены обобщенные данные о доле вклада каждого факторов в общий рост зимнего стока в период с 1978 по 2004 г. по сравнению с периодом 1952–1977 гг. Погрешность приведенных оценок составляет для оттепелей и увлажнения $\pm 5\%$, а для промерзания $\pm 10\%$.

Вполне определенно можно сказать, что на изменчивость зимнего стока в бассейне р. Волги влияют два основных фактора: осенние осадки (осенний сток) и температура воздуха в зимний период (промерзание, оттепели). Для районов бассейна, с относительно низкой глубиной промерзания почв (менее 40 см) и относительно высоким залеганием грунтовых вод (менее 2 м), преобладающим фактом роста зимнего стока является рост зимних температур воздуха. И наоборот, для районов со значительной глубиной промерзания (более 60 см) и глубиной залегания грунтовых вод (более 3 м) основную роль в повышении зимнего стока играют предшествующие зимнему периоду процессы, в частности рост величины осадков и осеннего стока. В основном же для оценки изменчивости зимнего стока необходимо учитывать сочетание обоих факторов.

Суммируя полученные данные для всех исследуемых водосборов, можно сделать приближенный вывод о том, что в целом для бассейна р. Волги вклад каждого из трех рассмотренных факторов в рост зимнего стока составляет примерно треть.

Таблица 6.2.8

Данные о доле вклада различных факторов в рост зимнего стока в период с 1978 по 2004 гг. по сравнению с периодом 1952–1977 гг.

Река — пост	Доля вклада оттепелей, %	Доля вклада промерзания, %	Доля вклада увлажнения, %
р. Самара — с. Елшанка	41	6	53
р. Ока — г. Муром	37	31	32
р. Ока — г. Калуга	34	27	39
р. Ока — г. Белёв	40	27	33
р. Медвенка — Подмосковная станция	38	52	10
р. Кострома — п. Буй	39	52	10
р. Белая — г. Стерлитамак	20	31	49
р. Вятка — г. Вятские Поляны	22	31	47
р. Дёма — д. Бочкарёво	14	3	83

Необходимо также иметь в виду, что оттепели и промерзание водосбора являются текущими, для конкретной зимы, факторами формирования зимнего стока. Увлажнение же во многом определяется предысторией, иногда многолетней, водного и температурного режима на водосборе. Поэтому увлажнение водосбора зачастую является комплексной характеристикой формирования зимнего

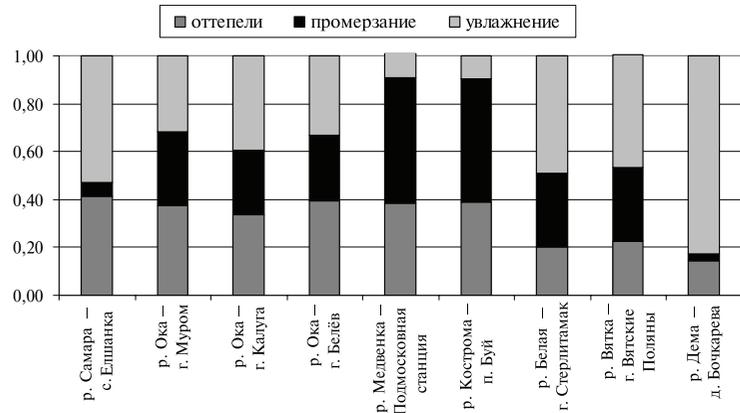


Рис. 6.2.16. Доли вклада различных факторов в рост зимнего стока в период с 1978 по 2004 г. по сравнению с периодом 1952–1977 гг.

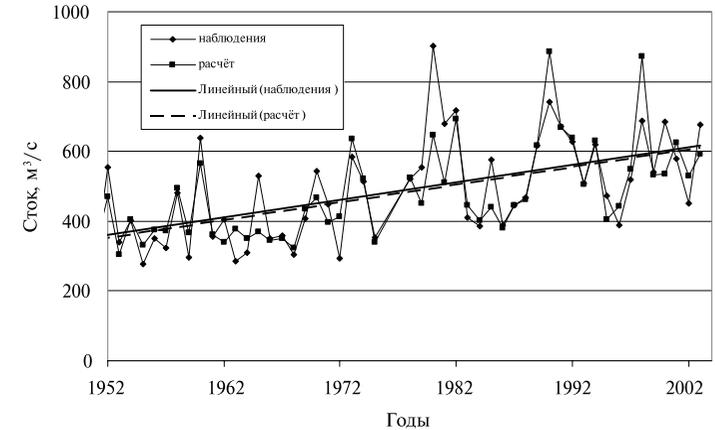


Рис. 6.2.17. Динамика среднегодовых величин зимнего стока (январь-февраль), рассчитанных и наблюдаемых для р. Оки — г. Муром

стока, зависящей как от многолетних осадков, так и от температуры в предыдущие зимние периоды. То есть, говоря о степени влияния увлажнения на сток текущего года, мы подразумеваем, прежде всего, степень влияния гидрометеорологических условий формирования стока за предыдущий период времени.

Выполненные нами исследования и результаты математического моделирования указывают на взаимообусловленность факторов увлажнения и промерзания. Уравнение связи зимнего стока со стоком в ноябре (Y_H) и зимней температурой воздуха (T_3), полученное на основе корреляционного анализа, имеет следующий вид (табл. 6.2.9).

Таблица 6.2.9

Уравнения связи зимнего стока (Y_3 , м³/с) (январь-февраль) со среднезимней температурой (T , °С) и стоком в ноябре (Y_H , м³/с)

Уравнение связи	Коэффициент корреляции связи	Река — пост
$Y_3 = (0,03 \cdot T_3 + 0,45) \cdot Y_H + 8,35$	0,78	р. Кострома — п. Буй, $F = 8870 \text{ км}^2$
$Y_3 = (0,032 \cdot T_3 + 0,727) \cdot Y_H + 120$	0,82	р. Вятка — г. Вятские поляны, $F = 124\,000 \text{ км}^2$
$Y_3 = 0,8 \cdot Y_H + 0,43 \cdot T_3 + 3$	0,95	р. Дёма — д. Бочкарёво, $F = 12\,500 \text{ км}^2$
$Y_3 = (0,011 \cdot T_3 + 0,51) \cdot Y_H + 16$	0,83	р. Белая — г. Стерлитамак, $F = 21\,000 \text{ км}^2$
$Y_3 = (0,032 \cdot T_3 + 0,727) \cdot Y_H + 128$	0,85	р. Ока — г. Муром, $F = 188\,000 \text{ км}^2$
$Y_3 = (0,07 \cdot T_3 + 0,9) \cdot Y_H - 0,43 \cdot T_3 + 38$	0,84	р. Медвенка — Подмосковная воднобалансовая станция, $F = 21,5 \text{ км}^2$

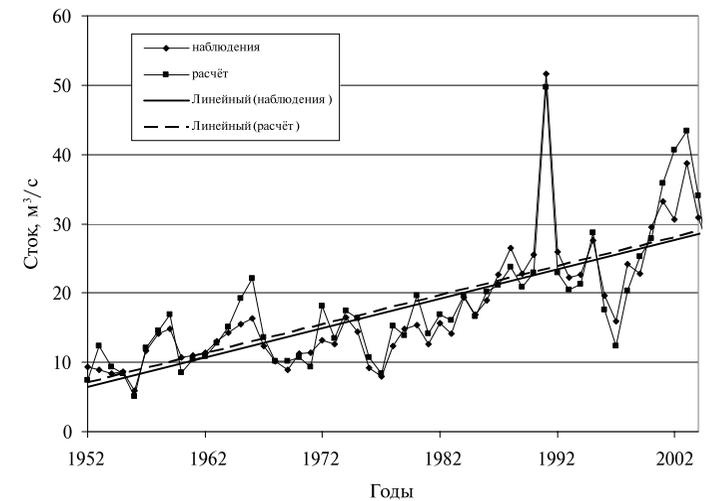


Рис. 6.2.18. Динамика среднегодовых значений значений зимнего стока (январь-февраль), рассчитанные и наблюдаемые для р. Дёмы — д. Бочкарёво

На рис. 6.2.17–6.2.18 приведены совместные графики, отражающие динамику среднегодовых значений зимнего стока, наблюдаемые и рассчитанные для р. Оки — г. Муром и р. Дёмы — д. Бочкарёво.

Как видно из рис. 6.2.17 и 6.2.18, линейные тренды рассчитанного и наблюдаемого зимнего стока практически совпадают.

Далее нами на основе полученных выше результатов была выполнена попытка сделать прогноз изменения зимнего стока на перспективу (2011–2040). Для расчетов были использованы 4 климатических сценария (два по наиболее адекватным моделям и два по ансамблям моделей):

- BCCR-BCM 2.0;
- UKMO-HadGEM1;
- Ансамбль-05 (фактически два ансамбля, один для температуры, другой для осадков, полученные осреднением результатов по различному набору моделей);
- Ансамбль-21.

В соответствии с этими сценариями в расчётах использовались данные о зимнем стоке, температуре и осадках за период 1946–1977 гг. и прогнозируемые по сравнению с этим периодом изменения годовых осадков и среднемесячных зимних температур в 2011–2040 гг.

Таблица 6.2.10

Возможные изменения средней годовой температуры воздуха и годовых сумм осадков (мм) в 2011–2040 гг. в бассейне Волги при различных климатических сценариях относительно 1946–1977 гг.

Река	BCCR-BCM2		UKMO-HadGEM1		Ансамбль- 05		Ансамбль-21	
	ΔP	ΔT	ΔP	ΔT	ΔP	ΔT	ΔP	ΔT
В. Волга	27	1,5	65	1,6	30	1,4	33	1,6
Ока	16	1,7	78	2,0	30	1,5	28	1,6
Кострома	31	1,4	77	2,1	29	1,5	36	1,7
Ветлуга	26	1,4	85	2,3	34	1,6	38	1,7
Чепца	15	1,4	52	2,2	40	1,5	39	1,7
В.Кама	14	1,4	71	2,6	41	1,7	41	1,9
Белая	14	1,3	43	2,2	41	1,5	32	1,7
Уфа	28	1,2	47	2,2	49	1,5	38	1,7
Кокшага	18	1,5	62	2,2	34	1,5	35	1,7
Сок	4	1,5	59	2,3	42	1,6	33	1,7
Сура	1	1,6	56	1,6	26	1,5	24	1,6
Дёма	6	1,4	55	2,2	42	1,5	33	1,7
Самара	6	1,5	52	2,5	34	1,6	27	1,7
Б. Иргиз	7	1,5	42	2,4	25	1,6	19	1,7

Для расчета прогнозируемого стока можно использовались две схемы.

Первая — основанная на корреляционной связи зимнего стока с ноябрьским стоком и зимней температурой воздуха (таблица (6.2.9)).

Вторая — основанная на физико-математической модели (Глава 2), в качестве верхних граничных условий которой задается многолетняя динамика осадков и температуры воздуха.

Достоинствами первой схемы является ее простота и высокий коэффициент корреляции между рассчитанными и наблюдаемыми значениями стока. Недостаток состоит в том, что расчет основан на использовании значений ноябрьского стока, а не годовых осадков.

Достоинствами второй схемы является как раз способность учитывать в ней не только многолетний ход осадков и температуры, но и внутригодовые изменения этих характеристик. Однако существует и ряд недостатков. Основной заклю-

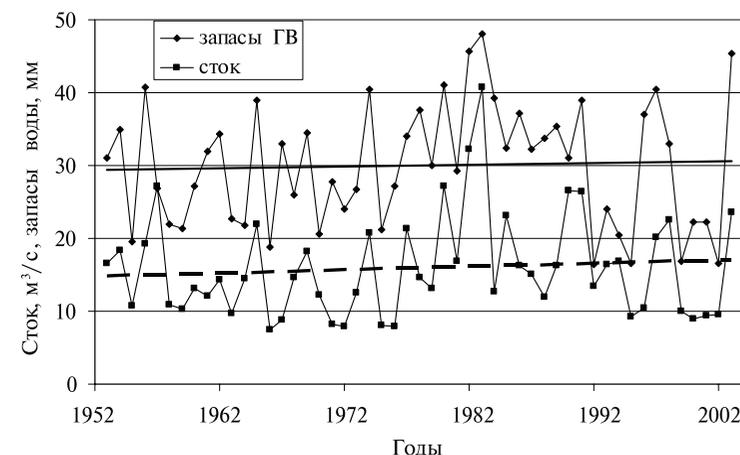


Рис. 6.2.19. Динамика среднегодовых значений зимнего стока и рассчитанных запасов воды в грунтовых водах на конец января для водосбора р. Костромы — п. Буй

чается в том, что на выходе расчетной схемы мы получаем значения не зимнего стока, а изменения годовых запасов грунтовых вод. К тому же в математической модели невозможно учесть всё многообразие и особенности подстилающей поверхности исследуемых водосборов, изменчивость воднофизических свойств почв и глубин залегания грунтовых вод.

На рис. 6.2.19. приведена динамика среднегодовых значений зимнего стока и рассчитанных по математической модели грунтовых запасов воды для водосбора р. Костромы — п. Буй.

Как видно, наблюдается высокая степень синхронности между колебаниями во времени зимнего стока и запасов грунтовых вод. Коэффициент корреляции между этими характеристиками составляет 0,75. Поэтому в прогнозах целесообразно использовать результаты математического моделирования формирования запасов грунтовых вод.

В конечном итоге, нами для прогноза использовались оба описанных выше подхода. При этом основная схема расчёта базировалась на корреляционной связи зимнего стока с ноябрьским стоком и зимней температурой. При этом переход от стока в ноябре к годовым осадкам осуществлялся с помощью связи среднего стока в ноябре за десятилетний период осреднения с осадками за тот же период осреднения (рис. 6.2.6). То есть, используя прогнозируемое приращение годовых осадков по климатическим сценариям, на основе связи (рис. 6.2.6) определялось прогнозируемое приращение ноябрьского стока. Влияние изменчивости годовых осадков на зимний сток дополнительно оценивалось по математической модели. В принципе результаты оценки прогнозируемого зимнего стока по двум схемам расчета практически совпали.

В таблице 6.2.11 приведены сравнения наблюдаемых значений зимнего стока с результатами прогноза по четырем климатическим сценариям. В качестве базовых характеристик использовались наблюдаемые значения осадков, температуры и зимнего и ноябрьского стока за период 1946–1977 гг.

Таблица 6.2.11

Данные о среднегодовом зимнем стоке, наблюдаемом за период 1978–2006 гг. и прогнозируемом на перспективу 2011–2040 гг.

Река — пост	Наблюдения 1978–2006 гг.	Прогноз «ВССР-ВСМ 2.0»	Прогноз «УКМО- HadGE»	Прогноз «Ансамбль из 5 моделей»	Прогноз «Ансамбль из 21 моделей»
	Сток, м ³ /с	Сток, м ³ /с	Сток, м ³ /с	Сток, м ³ /с	Сток, м ³ /с
р. Кострома — п. Буй	17,2	15,5	18,4	16,2	16,5
р. Белая — г. Стерлитамак	51,2	35,4	59,1	48,7	47,0
р. Вятка — г. Вятские Поляны	361,3	294,5	388,0	325,3	324,5
р. Ока — г. Муром	570,2	480,0	583,2	521,3	525,1
р. Самара — с. Елшанка	20,9	15,8	25,5	21,1	20,8
р. Дёма — д. Бочкарёво	23,2	16,0	26,4	22,2	22,2

Анализируя полученные результаты, можно сделать основной вывод о том, что средняя величина зимнего стока в перспективе на период 2011–2040 гг. не превышает среднего значения наблюдаемого стока в последние три десятилетия (1977–2006).

6.2.2. Особенности формирования талого стока при изменении климатических характеристик

Процесс формирования талого стока представляет собой многофакторное явление. Основными факторами, влияющими на объем талого стока являются:

- осеннее увлажнение почвы;
- температура воздуха приземного слоя атмосферы;
- запасы воды в бассейне речного водосбора.

Детально процесс формирования весеннего стока можно рассмотреть на примере экспериментальных водосборов Подмосковной воднобалансовой станции. Основным из этих водосборов является р. Медвенка — выше устья р. Закзы.

Определяющий фактор, являющийся расходной частью весеннего половодья, — запас воды в снежном покрове и осадки за период половодья. Анализ результатов наблюдений за период с 1947 по 2008 г. показывает наличие крайне незначительного увеличения этой суммарной составляющей. На рис. 6.2.20 приведен тренд этой составляющей, а также запасы воды в снежном покрове бассейна р. Медвенки — выше устья р. Закзы.

Прослеживается относительно небольшой тренд уменьшения запасов воды в снеге на водосборе реки. В основном он обусловлен наличием увеличивающегося количества оттепелей за последние 30 лет.

В процессе формирования талого стока одно из определяющих значений принадлежит дефициту или избыткам влаги в рассматриваемом слое [по отно-

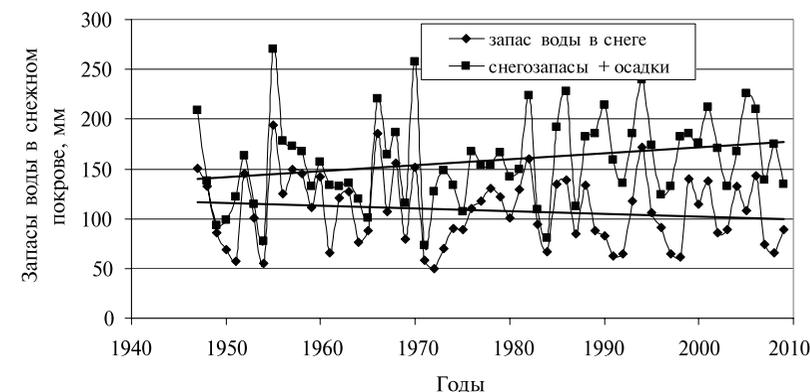


Рис. 6.2.20. Запасы воды в снежном покрове бассейна р. Медвенки — выше устья р. Закзы, формирующие весеннее половодье за период наблюдений с 1947 по 2009 г.

шению к наименьшей полевой влагоемкости (НВ)]. При наличии дефицита, то есть запаса влаги в метровом слое меньше НВ, почва не расходует влагу на формирование стока; при состоянии его увлажнения больше НВ — происходит расход влаги на формирования талого стока.

Анализ изменения влагозапасов метрового слоя почвы за многолетний период с 1955 по 1987 г. в ноябре показывает, что в целом осеннее увлажнение почвы увеличивается.

Если в начальный период, с 1955 по 1975 г., за 21 год в 10 случаях наблюдался дефицит почвенной влаги, от -8 до -92 мм, то за последующие 12 лет только в одном случае -1 мм. То есть дефицит влаги по отношению к НВ был практически полностью ликвидирован. Избытки запасов влаги в метровом слое почвы за этот период изменяются в широких пределах, от $+7$ до $+74$ мм. При относительно небольшой глубине промерзания, что наблюдается в период интенсивных климатических изменений стока (1980–2009), избытки влаги не консервируются, они увеличивают зимний сток и таким образом уменьшают весенний. В начальный период климатических изменений (до 1980 г.) значительная их часть консервировалась в мерзлом слое, способствовала увеличению зимней миграции и во всех случаях не участвовала в формировании зимнего и весеннего стока.

Влияние дефицита влажности почвы на лесные и полевые ландшафты при формировании талого стока существенно различается. На полевых ландшафтах основными факторами, формирующими весеннее половодье, являются температура почвы и ее влажность, которые при определенных критических значениях приводят к образованию водонепроницаемого слоя и существенного увеличения коэффициента талого стока. На лесных ландшафтах температура почвы не оказывает значительного влияния на его формирование. Из-за большой ее водопроницаемости основным фактором, влияющим на потери талого стока, является дефицит влажности почвы. Поэтому на коэффициент стока весеннего половодья залесенность водосбора оказывает значительное влияние. На рис. 6.2.21 приведена зависимость среднего многолетнего значения коэффициентов стока

весеннего половодья за период наблюдений с 1947 по 1980 г. от залесенности экспериментальных водосборов Подмосковной воднобалансовой станции с суглинистыми почвами.

Уменьшение коэффициентов талого стока с увеличением залесенности водосбора объясняется тем, что в этом случае увеличиваются бассейновые потери талого стока на инфильтрацию. Для этих водосборов зависимость потерь P талого стока (мм) от залесенности L водосбора линейная и описывается уравнением:

$$P = 0,849L + 49,826. \quad (6.2.5)$$

Коэффициент корреляции этой зависимости 0,94.

При увеличении залесенности от 0 до 100 % слой весеннего поверхностного стока уменьшается в северной части лесной зоны на 15–20 %, в южной — на 50–60 %, а в лесостепной зоне — на 100 %.

Отсюда следует, что с увеличением залесенности водосбора его реакция на изменение стока под влиянием климатических факторов будет уменьшаться, то есть реакция в лесной зоне будет меньшей, чем в степной, так как дефицит влажности почвы в лесах при этом изменяется незначительно.

В зависимости от слоя мигрирующей влаги, начальной степени увлажнения водосбора и более высокой температуры почвы происходят изменения структуры стока весеннего половодья. Суть этого явления заключается в том, что при увлажнении почвы до 0,7–0,8 НВ, а это происходит при объемах мигрирующей влаги в 35–40 мм и более, а также низких температурах приземного слоя воздуха, вероятность образования водонепроницаемого слоя в период весеннего половодья достаточно большая. Как следствие, потери талого стока становятся минимальными, преобладает поверхностная составляющая талого стока. Инфильтрационная составляющая незначительная и не наблюдается в том случае, если существует водонепроницаемый слой. Коэффициент талого стока приближается к 0,8–0,85 с хорошо выраженным пиком половодья. В этих условиях аккумулированная в мерзлом слое влага расходуется только в период половодья.

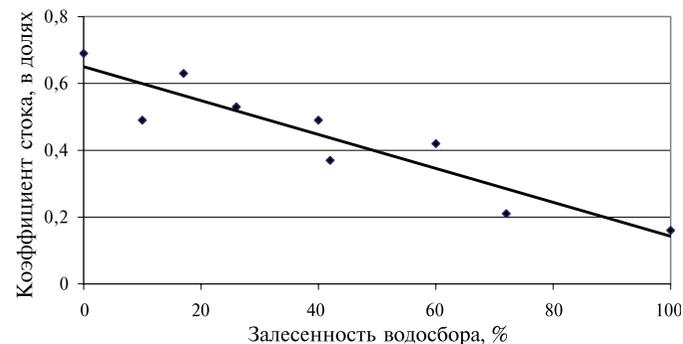


Рис. 6.2.21. Зависимость коэффициентов стока весеннего половодья водосборов Подмосковной воднобалансовой станции, расположенных на суглинистых почвах, от степени их залесенности

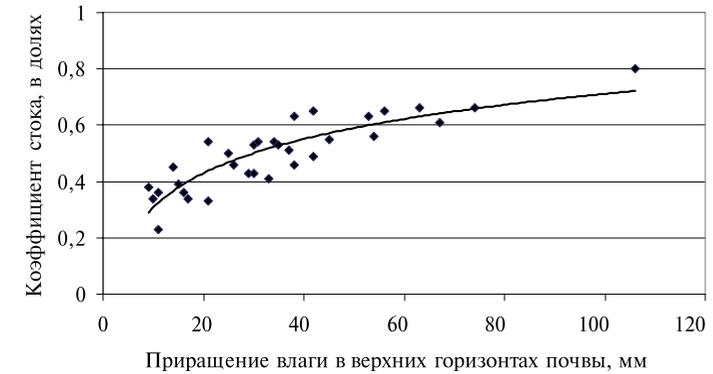


Рис. 6.2.22. Зависимость коэффициента стока весеннего половодья от приращения влаги за зимний период в верхних горизонтах почвы бассейна р. Медвенки

На рис. 6.2.22 приведена зависимость коэффициента талого стока k от зимних приращений влаги X в верхних горизонтах почвы бассейна р. Медвенки. Зависимость имеет вид:

$$k = 0,1752 \ln X - 0,0955. \quad (6.2.6)$$

Полученная зависимость ($R = 0,87$) показывает, что при увеличении приращения влаги возрастает коэффициент талого стока до 0,8. При повышении температуры воздуха, обусловленном климатическими изменениями, вероятность образования водонепроницаемого слоя снижается, его мощность и продолжительность существования уменьшаются. Потери талого стока возрастают, так как возрастает инфильтрационная составляющая. Отсюда снижаются в период половодья его пиковые характеристики и объем притока в водоприемник. Значительный запас аккумулированной в мерзлом слое влаги расходуется на пополнения зимнего стока. Сток перераспределяется в сторону увеличения зимнего и уменьшения весеннего. Коэффициент талого стока уменьшается до 0,3–0,4; половодье расплывается.

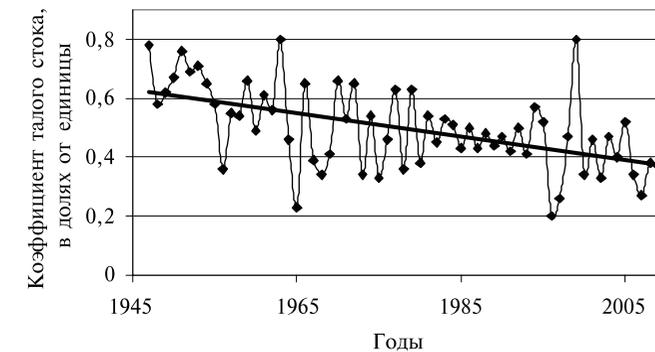


Рис. 6.2.23. Временные изменения коэффициента стока весеннего половодья в бассейне р. Медвенки по данным наблюдений с 1947 по 1987 г.

На рис. 6.2.23 приведена динамика коэффициента талого стока за многолетний период наблюдений с 1947 по 1987 г. Она свидетельствует о постоянном снижении коэффициента талого стока за рассматриваемый период времени.

В таблице 6.2.12 приведены средние за десятилетние периоды значения факторов, обуславливающие временную изменчивость талого стока.

Таблица 6.2.12

Временная изменчивость факторов, обуславливающих изменение талого стока р. Медвенки — выше устья р. Закзы, по данным наблюдений с 1947 по 2009 г.

Фактор	Период наблюдений, годы					
	1947–1959	1960–1969	1970–1979	1980–1989	1990–1999	2000–2009
Глубина промерзания, см	54 ₁₀	42	40	23 ₈	20 ₃	21 ₉
Потери талого стока, мм	57	75	71	87	90	106
Приращение влагозапасов, мм	40	42	35	25 ₈	—	—
Доля слабопромерзшей почвы, %	14	26	33	45	46	51
Коэффициент талого стока	0,63	0,50	0,51	0,47	0,46	0,39

Примечание: нижним индексом показано количество лет, по которым проводилось осреднение фактора.

Сопоставление изменения многолетних величин зимних приращений влаги в верхних горизонтах почвы, увеличения влагозапасов по отношению к НВ и других факторов с коэффициентами талого стока свидетельствует, что процесс его формирования обусловлен в значительной степени этими изменениями. Установленным фактом является зависимость потерь талого стока от зимних приращений влаги в деятельном слое почвы, приведенная на рис. 6.2.22. Однако здесь необходимо учитывать и глубину расположения уровня грунтовых вод (УГВ) относительно дневной поверхности.

При положении УГВ близко к дневной поверхности, 1–2 м, влага, расходуемая на миграцию, мигрирует непосредственно от зеркала грунтовых вод и тем самым не участвует в формировании зимнего стока. Только после оттаивания мерзлой толщ она пополняет сток в период половодья. При глубоком положении УГВ влага также мигрирует к фронту промерзания, но не от зеркала грунтовых вод. Происходит только ее перераспределение по почвенному профилю с последующей ее консервацией. Участия в формировании зимнего стока она не принимает, а весной, посредством гравитационного стекания и десорбции, она восстанавливает первоначальный профиль и также не пополняет слой талого стока. В этих условиях относительно непродолжительные оттепели тем более не могут оказывать существенного воздействия на процесс формирования зимнего стока. Таким образом, при глубоком положении уровня грунтовых вод изменения температуры в период оттепелей не может существенно влиять на процесс формирования зимнего стока.

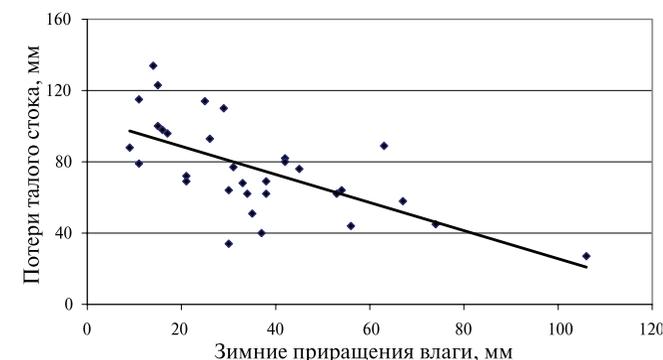


Рис. 6.2.24. Зависимость потерь талого стока от зимних приращений влаги в деятельном слое почвы на водосборе р. Медвенки по результатам наблюдений с 1956 по 1987 г.

Миграция влаги к фронту промерзания за период наблюдений с 1956 г. в бассейне р. Медвенки уменьшилась в 1,5 раза. Если с 1956 по 1970 г. она составляла в среднем 43 мм за год, то с 1971 по 1987 г. только 29 мм.

В целом потери талого стока в бассейне р. Медвенки — выше устья р. Закзы изменяются в пределах от 22 до 138 мм. В среднем, за период наблюдений, они увеличиваются на 0,9 мм ежегодно. При этом наблюдается достаточно тесная временная зависимость между потерями талого стока и зимним приращением влаги. Потери талого стока увеличиваются при уменьшении зимней миграции влаги (см. табл. 6.2.12 и рис. 6.2.24). Здесь мы рассматриваем потери талого стока только как инфильтрацию талых вод. Потери влаги на испарение со снега и в период снеготаяния примерно одинаковы из года в год. Поскольку зимнее приращение влаги зависит от глубины промерзания и влажности почвы, а она в осенний период практически всегда увлажнена до значений наименьшей полевой влагоемкости, то тогда миграция влаги и потери талого стока также будут зависеть от глубины промерзания. Промерзание почвы способствует удержанию в верхних слоях почвы осенних влагозапасов. Чем раньше и глубже промерзнет почва, тем больше сохранится в ней влаги, которая не будет израсходована на формирование зимнего стока, и тем меньше будут потери талого стока.

Анализ изменения глубин промерзания почвы показывает, что за весь период наблюдений она постоянно уменьшается. Изменение средней глубины промерзания L (см) в бассейне р. Медвенки с 1949 по 2008 г. аппроксимируется уравнением:

$$L = -0,5453n + 49,705 \text{ при } R^2 = 0,171, \quad (6.2.7)$$

где n — порядковый номер года, начиная с 1949 г.

Если в начальный период, по 1959 г., она в среднем была равна 54 см, то за период с 1980 по 2009 г. уменьшилась в 2,5 раза и стала равной 20–23 см. Уменьшение глубины промерзания, особенно на полевой части водосбора, является тем фактором, который способствует уменьшению консервации влаги в деятель-

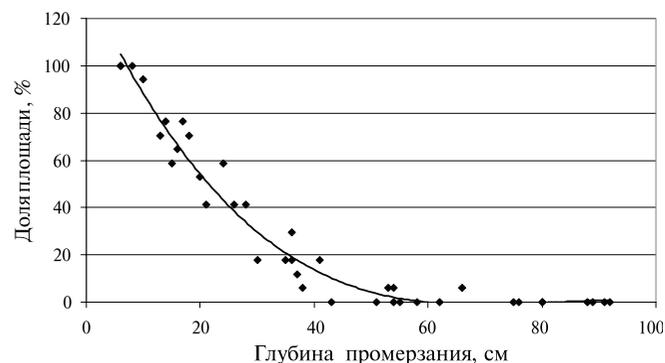


Рис. 6.2.25. Зависимость доли площади водосбора р. Медвенки с тальми и слабопромерзшими почвами (L меньше 20 см) от средней глубины промерзания почвы

ном слое почвы и тем самым вовлекает незамерзшую влагу в формирование зимнего стока и уменьшает сток весеннего половодья.

Влияние глубины промерзания на потери талого стока проявляется в связи с наличием площадей с тальми и слабопромерзшими почвами до глубины 10–20 см, которые интенсивно впитывают талую воду. Определив долю площади водосбора с тальми и слабопромерзшими почвами (глубина промерзания 20 см и меньше) в период наблюдения наибольших глубин промерзания каждой зимы и среднюю глубину промерзания при этом, получаем зависимость упомянутой доли от средних глубин промерзания.

Зависимость доли площади водосбора р. Медвенки от глубины промерзания ее водосбора приведена на рис. 6.2.25. Зависимость аппроксимируется уравнением:

$$D = -0,0003h^3 + 0,0656h^2 - 5,197h + 133,9 \text{ при } R = 0,98, \quad (6.2.8)$$

где D — доля площади водосбора с тальми и слабопромерзшими почвами, %; h — средняя глубина промерзания, см.

Аналогичные зависимости получены и по другим бассейнам, в частности по притокам рек Дона и Вятки, а также по ручью Усадевскому (Валдай).

Согласно зависимости следует, что на водосборе реки при глубине промерзания 55–60 см появляются первые слабопромерзшие зоны, которые являются очагами впитывания талых вод. В дальнейшем по мере увеличения зимних среднесуточных температур средние глубины промерзания речного бассейна уменьшаются. При средней глубине промерзания почв водосбора 10–20 см, что и наблюдалось в отдельные годы, доля слабопромерзших площадей увеличивалась до 60–80 %. По отдельным десятилетиям, с 1980 по 2009 г., средняя доля слабопромерзших почв составляла 45–50 %. Таким образом, уменьшение глубины промерзания обуславливает увеличение потерь талого стока, и сток весеннего половодья существенно снижается.

На рис. 6.2.26 приведено изменение доли площади слабопромерзших почв при глубинах промерзания 20 см, а также средней глубины промерзания водо-

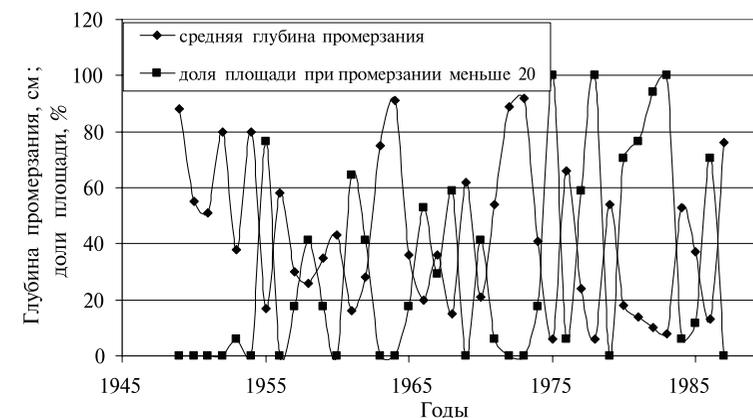


Рис. 6.2.26. Динамика средних глубин промерзания, доли слабопромерзшей и талой почвы при промерзании меньше 20 см. Водосбор р. Медвенки

сбора реки. Из рисунка видно, что доля площадей, формирующих потери стока за период 1975–1987 гг., возрастает до 80–100 % при постоянном снижении глубины промерзания. В дальнейшем, по мере увеличения зимних среднесуточных температур, средние глубины промерзания речного бассейна уменьшаются, и при глубине промерзания до 20 см доля слабопромерзших площадей водосбора увеличивается до 100 %. В этих условиях сток весеннего половодья существенно снижается.

6.2.3. Изменения водного режима болот Севера и Северо-Запада России под влиянием климатических факторов

Изменения гидрологического режима при изменениях климата наблюдаются во всех звеньях гидрографической сети, однако механизм воздействия климатических факторов недостаточно ясен, в том числе и на болотных массивах, как на первичных элементах этой сети. Отсюда механизм и результаты воздействия изменения климата на гидрологический режим болотных массивов являются вопросами актуальными и требуют детального рассмотрения.

Для оценки влияния климатических изменений на водный режим болот рассмотрены результаты многолетних наблюдений на следующих болотных массивах:

- Ламмин-Суо, провинции средней тайги и выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка;
- Ларьянском, Ладожско-Ильменско-Западнодвинской провинции широколиственных лесов и выпуклых грядово-мочажинных болот;
- Иласском, Прибеломорской провинции олиготрофных болот северной тайги.

На этих болотных массивах проводились многолетние гидрометеорологические наблюдения по программе работ болотных станций Росгидромета [39]. При этом метеорологические площадки, располагались непосредственно на болотных массивах, что позволяет учитывать и все особенности микроклимата болот.

Анализ многолетних наблюдений показывает, что метеорологический режим на болотных массивах в зоне олиготрофных болот изменяется в том же направлении, что и на окружающих суходолах. В качестве характерного показателя изменения метеорологического режима зимнего периода на болотных массивах принято количество оттепелей и величины среднесуточных положительных температур воздуха. В табл. 6.2.13 приведено количество оттепелей по каждому десятилетию за период наблюдений на болотном массиве Ламмин-Суо; в табл. 6.2.14 — величины среднесуточных положительных температур воздуха за период с ноября по март на этом болоте. Результаты наблюдений с 1950 по 2008 г. однозначно свидетельствует, что возрастает как количество оттепелей за зимний период (декабрь—февраль), так и среднемесячная сумма положительных температур воздуха. Если принять, что в начальный период с 1950 по 1970 г. существенных изменений не происходило, то с 1990 по 2008 г. наблюдается существенное увеличение среднесуточных величин положительных температур воздуха в среднем в 3 раза. В зимние месяцы, в январе и феврале, — в 3–4,6 раза, несколько меньше, в 2,4 раза, в декабре и марте. В ноябре — в 3,4 раза, что определенно сказывается на начальном периоде формирования зимней фазы гидрометеорологического режима болота. В целом количество оттепелей за зимние месяцы (декабрь—февраль) анализируемых десятилетий увеличилось от 84–86 до 175.

Таблица 6.2.13

Количество оттепелей за зимний период на болотном массиве Ламмин-Суо по данным наблюдений с 1950 по 2008 г.

Годы	Количество дней со среднесуточной температурой, равной 0 °С и более			
	декабрь	январь	февраль	итого за зиму
1950–1960	50	20	16	86
1960–1970	44	24	16	84
1970–1980	72	38	22	132
1980–1990	57	51	21	129
1990–2000	59	43	53	155
2000–2008	74	59	42	175

Таблица 6.2.14

Суммы среднесуточных положительных температур воздуха за период с ноября по март по данным наблюдений на болотном массиве Ламмин-Суо с 1950 по 2008 г.

Годы	Среднемесячные суммы среднесуточных положительных температур воздуха, °С					Сумма за период, °С
	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	
1950–1960	10,7	8,7	1,6	0,8	4,5	26,3
1960–1970	11,1	3,8	1,7	1,3	9,4	27,3
1970–1980	29,2	10,6	4,4	1,5	12,6	58,3
1980–1990	37,7	5,6	4,3	5,0	18,0	70,6
1990–2000	29,9	8,0	3,7	4,1	14,1	59,8
2000–2008	45,4	21,8	5,8	5,2	20,1	98,3

В западной части зоны олиготрофных болот, на Ларьянском болотном массиве, с 1961 по 1980 г. и в 1988–2007 гг., количество зимних оттепелей (ноябрь—март) за год возросло в среднем с 32 до 41. Суммы среднесуточных положительных температур воздуха за эти же периоды возросли от 58 до 85 °С в год, то есть в 1,5 раза, а в феврале — в 5,8 раза.

В северной части зоны олиготрофных болот, на Иласском болотном массиве, наблюдается менее интенсивное увеличение количества оттепелей в зимний период года. Так, количество оттепелей за зимние периоды (ноябрь—март) 1954–1974 гг. и 1985–2005 гг. возросло от 12 до 15 суток в год.

Изменение температурного режима в сторону потепления неизбежно приводит к изменению физических характеристик снежного покрова: под воздействием оттепелей увеличивается его плотность и уменьшается высота. Анализ материалов наблюдений показывает, что зимние оттепели значительно уменьшают запасы воды в снежном покрове на Северо-Западе России. На болотном массиве Ламмин-Суо, в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте, средние из наибольших запасов воды в снеге с 1950 по 1980 г. составили 181 мм, при этом наибольшие и наименьшие снегозапасы были соответственно равны 258 мм (1956) и 108 мм (1973). За период с 1985 по 2009 г. средние снегозапасы понизились до 141 мм, наибольшие и наименьшие, соответственно, до 196 мм и 70 мм (2007), то есть снижение составило 22 %.

На болотных массивах Иласский и Ларьянский, наоборот, наблюдается увеличение запасов воды в снежном покрове. На Ларьянском болоте оно незначительное — 4 %, 118 мм в среднем за 1950–1980 гг. против 123 за 1981–2008 гг., а средняя высота снежного покрова увеличилась от 53 до 57 см.

В северных районах зоны олиготрофных болот (Иласское болото) снегозапасы в грядово-мочажинном комплексе за периоды наблюдений с 1956 по 1975 г. и с 1986 по 2005 г. в среднем составляли 135 и 170 мм, средние высоты при наибольших снегозапасах, соответственно, 52 и 63 см. Увеличение снегозапасов достигло 21 %.

Повышение среднесуточной температуры и высоты снежного покрова предопределяет уменьшение глубины промерзания торфяной залежи, а понижение температуры и уменьшение высоты снега увеличивают глубину промерзания. Изменение температурного режима неизбежно приводит к изменению характеристик промерзания болотного массива — глубины промерзания и массы промерзания. Под массой промерзания подразумевается общий запас талой воды и льда, в слое от поверхности болота до нижней границы промерзания. Между этими двумя характеристиками, на дату наибольшей глубины промерзания, существует тесная корреляционная зависимость. Эта зависимость была установлена экспериментальным путем на болотах Ламмин-Суо, Пулозерском и Эндла. С этой целью на произвольно выбранном профиле измерялась глубина промерзания через каждые 0,5 м и через 2 м отбирались пробы для определения массы промерзания инструментальным путем [7]. В результате проведенных исследований была получена зависимость массы промерзания (m , см) от глубины промерзания (H , см) в виде:

$$m = 0,8877H - 2,741 \quad R = 0,99. \quad (6.2.9)$$

Инструментальные определения массы промерзания однозначно показывают, что степень заполнения свободной пористости деятельного слоя не остается постоянной и возрастает во времени. По данным инструментальных наблюдений, зависимость свободной пористости (P , %) от глубины промерзания (H , см) описывается уравнением:

$$P = 111,32H^{-0,2622} R = 0,96. \quad (6.2.10)$$

Результаты сравнения инструментальных наблюдений и визуальной оценки массы промерзания однозначно показывают, что они близки между собой.

Главным фактором, определяющим процесс накопления влаги в мерзлом слое, является миграция влаги к фронту промерзания. В табл. 6.2.15 приведены характеристики промерзания, изменения пористости и запасов влаги в слое промерзания на болоте Ламмин-Суо. Установлено, что в мерзлом слое происходит непрерывное нарастание запасов влаги по мере увеличения глубины промерзания. Зная расположения уровня болотных вод относительно поверхности болота и профиль равновесной влаги, определенный гаммаскопическим методом [47], можно определить влагу, которая мигрировала и накопилась в мерзлой зоне. Она равна разности между общим запасом влаги в промерзшем слое и равновесным ее содержанием.

Согласно табл. 6.2.15, в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте при глубине промерзания 18,6 см суммарный запас влаги равен 135,8 мм, в грядово-мочажинном комплексе — 203,5 мм. В первом и во втором микроландшафте слой накопленной влаги путем миграции соответственно составляет 84,8 мм и 171,5 мм.

Таблица 6.2.15

Изменение физических свойств и запасов влаги в мерзлом слое при промерзании болотного массива Ламмин-Суо

Дата	Уровень, см	Характеристики промерзания, см		Запас влаги в слое промерзания, мм			Пористость, %
		глубина	масса	равновесной	суммарной	мигрирующей	
Сфагново-кустарничково-пушицевый, облесенный сосной микроландшафт							
16.11.1971	-15	8,2	3,5	29,0	33,2	6,2	72,7
01.01.1972	-22	8,8	6,0	29,5	52,5	23,0	60,3
15.02.1972	-28	10,7	10,7	34,0	99,8	65,8	55,5
16.03.1972	-29	18,6	12,1	51,0	135,8	84,8	51,4
Грядово-мочажинный комплекс							
20.11.1972	-11	8,7	4,9	34,5	55,2	20,7	58,3
12.02.1972	-19	21,2	16,1	52,0	169,8	117,8	46,3
22.03.1972	-10	24,0	19,2	32,0	203,5	171,5	43,5
Сфагново-пушицево-кустарничковый микроландшафт							
24.11.1971	-2	9,4	4,6	18,5	49,4	30,9	65,3
11.01.1972	-5	10,5	6,0	46,4	62,6	16,2	40,4
23.02.1972	-10	15,9	11,4	78,0	116,5	38,5	26,7

На болотных станциях Росгидромета масса промерзания определяется визуально, по совокупным признакам степени уплотнения и увлажнения деятельного слоя торфяной залежи, согласно методике, приведенной в [39; 43]. На основе результатов этих наблюдений получены зависимости массы промерзания от глубины промерзшего слоя для ряда болотных массивов, а в пределах последних — по отдельным микроландшафтам и элементам микрорельефа. Так, в период наибольшей глубины промерзания для грядово-мочажинного комплекса на болотном массиве Иласское зависимости имеют вид:

$$\text{для гряд: } m = 0,7902H - 0,5068 R = 0,92, \quad (6.2.11)$$

$$\text{для мочажин: } m = 0,9627H - 0,519 R^2 = 0,99, \quad (6.2.12)$$

на болотном массиве Ламмин-Суо по данным наблюдений с 1949 по 2005 г. в этом комплексе:

$$\text{для гряд: } m = 0,7367H - 0,571 R = 0,87, \quad (6.2.13)$$

$$\text{для мочажин: } m = 0,957H + 0,1746 R = 0,97, \quad (6.2.14)$$

в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте для повышенных элементов микрорельефа:

$$m = 0,6979H - 0,8663 R = 0,92, \quad (6.2.15)$$

$$\text{для понижений: } m = 0,7717H - 0,3691 R = 0,94. \quad (6.2.16)$$

Анализ полученных зависимостей показывает, угловые коэффициенты в уравнениях (6.2.11), (6.2.13), (6.2.15), относящихся к повышенным элементам микрорельефа, всегда меньше, чем на пониженных (6.2.12), (6.2.14), (6.2.16). В грядово-мочажинных комплексах болотных массивах Иласское и Ламмин-Суо они в среднем соответственно равны 0,76 и 0,96. Это означает, что на пониженных элементах микрорельефа (мочажинах и западинах) численное значение массы промерзания в большей мере приближается к толщине мерзлого слоя, чем на повышенных (грядах, подушках и др.), что обусловлено при значительном увлажнении мочажин их плотностью мерзлого слоя, близкой к плотности льда [30; 43].

За период наблюдений с 1950 по 2008 г. средняя глубина промерзания в центральных частях болотных массивах Ламмин-Суо и Иласский изменилась в значительных пределах. В табл. 6.2.16 приведены наибольшие и средние из наибольших за зимний сезон глубины промерзания, а также соответствующая им средняя масса промерзшего слоя в центральных частях болотных массивов. Установлено, что дата начала промерзания болотного массива смещается на более позднюю, на 1–1,5 декады.

Анализ таблицы показывает, что на Северо-Западе и Севере за рассматриваемый период глубины промерзания в среднем уменьшились, соответственно, на 4–5 см и 12,5 см, а масса промерзания — на 3–5 см и 11–14 см. Отсюда следует, что в современных условиях при изменении климата в процессе формирования стока в зимних условиях на болотных массивах дополнительно вовлекаются значительные массы воды, которые ранее консервировались в промерзшем слое.

Таблица 6.2.16

Средние (H) и максимальные (H_{max}) из наибольших глубин промерзания повышенных элементов микрорельефа и соответствующая им средняя масса промерзшего слоя (m) на болотных массивах

Годы	Ламмин-Суо			Ларьянский			Иласский		
	H , см	H_{max} , см	m , см	H , см	H_{max} , см	m , см	H , см	H_{max} , см	m , см
1950–1960	21	32	13	–	–	–	37 ₅	56 ₅	32 ₅
1960–1970	21	26	15	–	–	–	42	62	32
1970–1980	21	31	14	26 ₉	34 ₉	12	34	41	27
1980–1990	16	24	10	20	31	9	23	47	15
1990–2000	15	30	8	24	41	–	27	45	21
2000–2008	17	23	10	23 ₇	34 ₇	–	27	45 ₅	21 ₅

Примечание: нижним индексом обозначено количество лет, когда проводились наблюдения.

Численно они равны эквивалентному слою массы промерзания минус равновесное содержание влаги в этом слое. В среднем для болот Северо-Запада и Севера этот слой ориентировочно равен от 30–40 мм до 70–90 мм. Вовлечение в процесс формирования стока этого слоя воды, а также воды, образовавшейся при фазовых переходах влаги в условиях зимних оттепелей, вызывает возрастание уровней болотных вод и стока в зимние месяцы. В табл. 6.2.17 приведены средние за 10-летние периоды уровни болотных вод в центральной части болота Ламмин-Суо. Анализ приведенных результатов многолетних наблюдений свидетельствуют, что весь период наблюдений можно представить в виде двух равных отрезков: с 1950 по 1979 г., когда уровни были относительно стабильные, и с 1980 по 2008 г., когда они начали изменяться. Во втором случае они повысились в декабре, феврале и марте — на 8 см, в январе — на 6 см.

Таблица 6.2.17

Средние уровни болотных вод в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте на болотном массиве Ламмин-Суо

Годы	Месяцы				
	декабрь	январь	февраль	март	апрель
1950–1959	–19	–23	–25	–26	–11
1960–1969	–18	–22	–24	–22	–10
1970–1979	–16	–19	–22	–21	–6
1980–1989	–10	–12	–14	–14	–4
1990–1999	–17	–17	–16	–14	–9
2000–2008	–14	–15	–16	–13	–7

Накопившиеся запасы влаги в мерзлом слое, которые превышают равновесное содержание влаги, не могут быть израсходованы на формирование стока в зимних условиях, так как они находятся в твердом состоянии. Отсюда следует, что с увеличением глубины промерзания, сток с болотного массива должен

уменьшаться и, наоборот, возрастать при ее уменьшении. Масса промерзания за вычетом соответственной равновесной влажности, является тем фактором, от которого зависит зимний сток с болот.

В зимний период, с момента начала промерзания, в различных микроландшафтах, в силу синхронности колебаний, должно было бы всегда происходить плавное понижение уровня болотных вод. Однако при значительных глубинах промерзания, наблюдаемых в 1950–1970 гг., эта закономерность нарушалась. Причиной таких отклонений является интенсивный рост толщины промерзания, при котором может наблюдаться поршневой эффект. Суть его заключается в том, что при интенсивном промерзании деятельного слоя, в условиях, когда уровень болотных вод располагается на границе промерзшего слоя или ниже его, из-за разности плотности воды и льда, растущие кристаллы льда вытесняют воду с порового пространства торфа.

Режимы уровней болотных вод в зимний период на севере и северо-западе зоны олиготрофных болот имеют определенное различие. На северо-западе зоны (Ламмин-Суо) среднемесячные уровни, начиная с декабря по февраль, понижаются на 7–10 см. Повышение уровней в течение зимнего периода, с 1950 по 1980 г. наблюдалось только в 3 случаях, в остальных случаях — только понижение уровней, обусловленное миграцией влаги к фронту промерзания и стоком в дренирующие ручьи. Но за период с 1981 по 2007 г. повышение в течение зимнего периода уровней болотных вод наблюдалось в 9 случаях, то есть в 33 % зим. Здесь основными факторами зимнего повышения уровня являются оттепели и, в значительно меньшей мере, жидкие осадки.

На северных болотных массивах за период с 1955 по 1985 г. уровень болотных вод понижался только в 3 случаях, в остальных 90 % зим наблюдалось его повышение. В условиях отсутствия оттепелей повышение уровней может быть объяснено только действием поршневого механизма. В последующий период, с 1986 по 2007 г., действие поршневого механизма наблюдается значительно реже. Последнее возможно только в том случае, когда уровень болотных вод располагается ниже нижней границы промерзания.

Таким образом, в зимний период, при промерзании торфяной залежи, в деятельном слое существуют два потока влаги: один обусловлен гравитационным стоком по уклону в гидрографическую сеть болотного массива, второй — вертикальным потоком влаги к фронту промерзания. Интенсивность первого потока уменьшается по мере увеличения глубины промерзания и понижения уровня болотных вод, второго — возрастает в основном по мере увеличения температурного градиента, а величина накопления в мерзлом слое залежи в основном зависит от времени действия этого фактора. В зимний период при оттепелях или длительных повышениях температуры в мерзлой торфяной залежи наблюдается отток влаги, обусловленный фазовым превращением до состояния нового фазового равновесия. Влага, образующаяся в процессе фазового перехода, стекает с болотного массива [30]. Отсюда, в зимний период формирование стока будет обусловлено следующими основными характеристиками деятельного слоя: глубиной промерзания пониженных элементов деятельного слоя торфяной залежи и массой свободной влаги, накопленной в промерзшей зоне деятельного слоя.

Суммарное воздействие ряда этих факторов обуславливает увеличение зимнего стока на олиготрофных болотных массивах Севера и Северо-Запада России. На основном водоприемнике болотного массива Ламмин-Суо, ручье Южном (площадь водосбора — 2,0 км²), за период с 1950 по 1979 г., когда уровни на болоте были относительно стабильные, и с 1960 по 2008 г., когда они начали изменяться, среднемесячные расходы увеличились в декабре с 11,3 л/с до 12,4 л/с, в январе и феврале, соответственно, с 4,61 до 10,0 л/с и с 2,48 до 9,30 л/с. Если в декабре они возросли не более 9,7 %, то в январе и феврале увеличились, соответственно, в 2,44 и 3,75 раза.

Значительно возрастают и наибольшие среднемесячные расходы за эти периоды. В феврале 1990 г. наибольший среднемесячный расход достиг 89,3 л/с, в то время как за предшествующий период наблюдений аналогичный ему расход был равен 9,7 л/с (1955). Столь высокие расходы воды в феврале объясняются более ранним началом снеготаяния. В марте этого года они уменьшились до 69,9 л/с, в апреле и мае — до 17,3 и 2,8 л/с.

Уменьшение запасов воды в снежном покрове значительно снижает его теплоизоляционные свойства, вследствие чего увеличивается глубина промерзания. Так, в 2007 г. на болоте Ламмин-Суо при наибольшем запасе воды в снежном покрове, равном 70 мм, что соответствовало средней высоте снега 25 см, толщина мерзлого слоя возросла до 18 см. Это привело к уменьшению зимнего стока.

Основным водоприемником болота Иласское является р. Черная (площадь водосбора — 8,9 км²). Наблюдения за стоком воды с болота проводятся с 1963 по 2005 г. Результаты наблюдений за зимние месяцы (декабрь—март) приведены в табл. 6.2.18.

Таблица 6.2.18

Среднемесячные расходы воды (л/с) за зимний период по гидроствору
р. Черная — водпост Черная

Период наблюдений, гг.	Месяцы				Средний за зимние месяцы
	декабрь	январь	февраль	март	
1963–1972	3,88	5,29	1,63	1,34	4,70
1973–1982	14,7	4,20	1,59	1,49	5,48
1983–1992	17,0	5,85	3,29	5,26	7,87
1993–2005	41,1	8,96	4,58	5,49	12,7

Анализ наблюдений показывает, что происходят существенные изменения стока с болотного массива за зимний период. За 20-летние периоды, с 1963 по 1982 г. и с 1983 по 2005 г., средние расходы воды за зимний период возросли в 2 раза, с 5,09 л/с до 10,3 л/с. Особенно значимо возросли расходы за отдельные месяцы, в частности за март и февраль.

Увеличению стока в предзимний и зимний периоды, с декабря по март, в западной части зоны олиготрофных болот способствует то обстоятельство, что при высоких уровнях болотных вод сток по деятельному слою происходит в зоне с большими коэффициентами фильтрации. Послойные коэффициенты фильтрации, полученные в результате лабораторных работ, показывают, что в диапазоне уровней от –6 см до –16... –20 см проточность микроландшафтов из-

меняется во много раз в зависимости от высоты стояния уровня болотных вод. На нижней границе деятельного слоя она близка к нулю.

В зимний период сток с болотного массива может наблюдаться только в том случае, если будет существовать проточная зона в деятельном слое залежи. При отсутствии мерзлого слоя ее мощность определяется расстоянием от поверхности болота до горизонта торфяной залежи, коэффициент фильтрации которой равен нулю. В условиях промерзшей залежи ее верхняя граница ограничена нижней границей промерзшего слоя. Таким образом, если нижняя граница промерзшей зоны опускается ниже слоя с коэффициентом фильтрации, равным нулю, то при наибольшей глубине промерзания за зимний период стока наблюдаться не будет. Если с 1956 по 1980 г. проточная зона в период наибольшей глубины промерзания полностью была перекрыта в 17 случаев, то с 1981 по 2005 г. только в 3 случаях. Степень открытия проточной зоны в последнем периоде достигал более 30 см. На рис. 6.2.27 приведена динамика проточной зоны за зимний период за все годы наблюдений на болоте Иласское. Увеличение ее мощности вполне совпадает с увеличением зимнего стока по р. Черной, которая дренирует болотный массив.

В табл. 6.2.19 приведены характеристики глубин промерзания торфяной залежи олиготрофных болот различных болотных провинций страны и глубины расположения горизонтов торфяной залежи, на которых коэффициент фильтрации равен нулю. Знак разности между средней глубиной промерзания и уровнем прекращения стока показывает наличие или отсутствие проточной зоны на болотном массиве при наибольших глубинах промерзания.

В северо-западных и северных районах зоны олиготрофных болот сток прекращается, когда глубина промерзания соответственно достигает 30–32 и 40–48 см.

Зная глубину нижней границы проточной зоны, можно определить те условия внешней среды, при которых может наблюдаться приращение стока с болотного массива в зимних условиях. Используя простейшую зависимость глубины промерзания болота в виде зависимости $H = f[\Sigma(-T)]$, где $\Sigma(-T)$ — сумма средне-суточных температур воздуха от начала промерзания до наступления максимума,

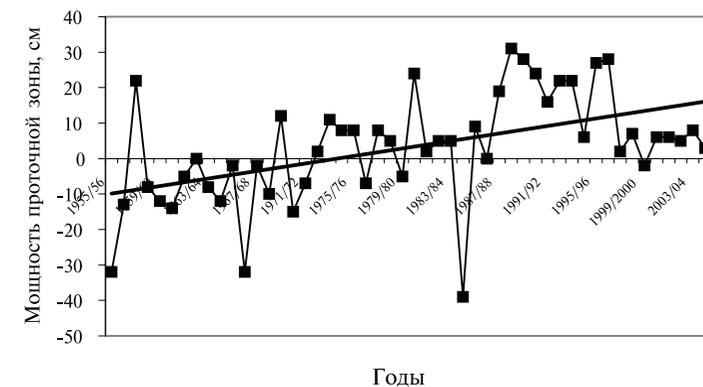


Рис. 6.2.27. Динамика мощности проточной зоны деятельного слоя торфяной залежи при климатических изменениях на болотном массиве Иласское

Таблица 6.2.19

Глубины промерзания и характеристики проточных зон болотных микроландшафтов олиготрофных болот некоторых болотных провинций России в период стабилизации климатических характеристик

Болотная провинция, болотный микроландшафт	Глубина промерзания, см			Уровень прекращения стока, см	Характеристика проточной зоны, см
	средняя	наибольшая	наименьшая		
Провинция Финско-Кольская северной тайги и лапландских аапа					
Крупнокочковатый грядово-мочажинный комплекс	65	84	46	-50	-15
Крупнокочковатый кустарничково-лишайниковый комплекс	60	81	49	-35	-25
Грядово-озерковый комплекс	54	83	40	-50	-4
Ладожско-Ильменско-Западнодвинская провинция олиготрофных грядово-мочажинных болот					
Грядово-мочажинный комплекс	46	56	39	-48	2
Сфагновик сосново-кустарничковый	37	54	20	-36	-1
Сфагновик кустарничково-пушицевый, облесенный низкорослой сосной	33	45	20	-28	-5
Провинция средней тайги выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка					
Грядово-мочажинный комплекс	23	34	11	-48	25
Сфагновик кустарничково-пушицевый, облесенный низкорослой сосной	21	32	9	-30	10
Сосняк сфагново-кустарничковый	20	30	12	-32	12
Сфагново-пушицевый комплекс	26	37	16	-18	-8
Печорско-Онежская провинция тайги и грядово-мочажинных болот					
Грядово-мочажинный комплекс с открытой водной поверхностью	44	62	32	-48	4
Грядово-мочажинный комплекс	42	60	32	-48	6
Комплекс типа «Римпи»	51	76	32	-40	-11
Западносибирская провинция северной и средней тайги и олиготрофных грядово-мочажинных болот					
Грядово-озерковый комплекс (бассейн р. Вах, Агана, междуречье Пима и Тромьегана)	53	66	42	-44... -52	-5
Грядово-мочажинный комплекс (бассейн р. Вах, р. Ватинский Еган)	54	66	42	-38...-42	-14
Сосняк сфагново-кустарничковый (бассейн р. Вах, р. Конда)	56	70	42	-34	-22

Примечание: в графе «Характеристика проточной зоны» знак «—» означает, что граница промерзания расположена ниже уровня воды, при котором наблюдается прекращение стока с болота.

определяем сумму температур $[\Sigma(-T)]_{H_0}$, при которой глубина промерзания и граница слоя (H_0) с коэффициентом фильтрации, равном нулю, совпадают. Тогда приращение стока с болотного массива может наблюдаться в том случае, если $[\Sigma(-T)]_{\Delta H} > 0$. При этом $[\Sigma(-T)]_{\Delta H}$ — это та величина среднесуточных температур, которая определяет промерзание торфяной залежи на глубину ΔH ниже границы H_0 . Она определяется из выражения:

$$[\Sigma(-T)]_{H_{cp}} - [\Sigma(-T)]_{H_0} = [\Sigma(-T)]_{\Delta H}, \quad (6.2.17)$$

где $[\Sigma(-T)]_{H_{cp}}$ — сумма температур воздуха, необходимая для промерзания торфяной залежи на среднюю H_{cp} глубину промерзания в период стабилизации климата (равную 54 см), °С;

$[\Sigma(-T)]_{H_0}$ — сумма температур воздуха, необходимая для промерзания торфяной залежи на глубину H_0 , соответствующую нижней границе деятельного слоя с коэффициентом фильтрации, равном нулю ($H_0 = 40$ см), °С.

Величина повышения среднесуточной температуры воздуха за зимний период, при котором глубина промерзания будет равна H_0 , определяется из выражения:

$$\Delta T = [\Sigma(-T)]_{\Delta H} / \tau, \quad (6.2.18)$$

где τ — интервал времени от начала промерзания до наступления наибольшей глубины промерзания, сутки.

Для грядово-мочажинного комплекса Западносибирской провинции северной и средней тайги (бассейн р. Вах, р. Ватинский Еган) зависимость глубины промерзания H (см) от суммы среднесуточных температур при толщине снежного покрова 55 см и меньше описывается выражением:

$$H = 15,818Ln[\Sigma(-T)] - 63,611 \quad R = 0,92. \quad (6.2.19)$$

Согласно табл. (6.2.19) и зависимости (6.2.19) H_{cp} и H_0 соответственно равны 54 и 40 см, а суммы температур — 1695 и 699 °С. Тогда при τ , равном 170 суток, сток может наблюдаться при потеплении в том случае, когда будут созданы температурные условия среды, при которых среднесуточная температура должна повыситься в период промерзания залежи как минимум на 5,86 °С/сут., а глубина промерзания — уменьшиться больше, чем на 14 см.

Анализ характеристик проточных зон различных микроландшафтов этой болотной провинции показывает, что в современных условиях увеличение стока с болот в зимний период при наибольших глубинах промерзания здесь наблюдаться не будет.

В Западно-Сибирской провинции северной и средней тайги зимнее изменение уровней обычно сопровождается действием поршневого механизма. При этом вся свободная пористость мерзлой торфяной залежи, по крайней мере от ее горизонта, при котором началось его видимое проявление, и до нижней границы мерзлого слоя, полностью заполняется водой. Этот слой влаги не принимает участия в формировании зимнего стока.

На процесс формирования весеннего половодья оказывают совместное влияние зимние оттепели и выпадающие в этот период жидкие осадки, а также уменьшение запасов воды в снежном покрове. Ряд исследователей отмечают

увеличение на Европейской части России доли жидких осадков, что способствует увеличению зимнего стока. Результатом этого является уменьшение массы накопленного за зиму снега на западе России [38]. С другой стороны, к началу весеннего половодья запас воды в жидкой фазе, израсходованный зимой, понижает уровень болотных вод к началу весны. На подъем уровня воды в весенний период расходуется значительная часть талой влаги. В совокупности эти процессы в период изменения климата снижают характеристики стока с болотных массивов. На болоте Ламмин-Суо (руч. Южный), за периоды с 1950 по 1980 г. и с 1982 по 2008 г. среднемесячные расходы воды за весеннее половодье (апрель) снизились на 12 %, с 67,8 л/с до 60,5 л/с. Если в первый период максимальные расходы наблюдались в апреле в 87 % случаев, то во втором периоде они во всех случаях наблюдаются только в апреле. При этом также снижается и продолжительность половодья. Анализ максимальных расходов за первый период показывает, что средний из наибольших расходов равен 518 л/с и значительно превышает аналогичный расход за второй период в (290 л/с) в 1,78 раза. Абсолютный максимум за первый период равен 1250 л/с при минимуме 114 л/с, а соответствующие расходы во втором периоде составили 830 и 77 л/с.

На северных болотных массивах максимальные среднесуточные расходы по мере изменения климатических характеристик возрастают. Если сравнивать их средние значения за два периода, с 1963 по 1983 г. и с 1984 по 2005 г., то они на р. Черной (водпост Черная) увеличились на 20 %, с 1643 до 2048 л/с. Увеличение максимумов обусловлено дружностью весны и увеличением запасов воды в снеге на Иласском болоте на 28 мм.

Таким образом, максимальные расходы воды в период весеннего половодья в западной части зоны олиготрофных болот России при изменении климатических характеристик значительно уменьшились, а в северной ее части, наоборот, существенно возросли.

Для анализа динамики уровня болотных вод в период вегетации болотной растительности под воздействием изменения климата последних десятилетий весь массив ежедневных результатов наблюдений с 1959 по 2008 г. был разбит на три равных отрезка времени. При этом для исключения искажения уровня режима в период вегетации болотной растительности из расчетов были исключены месяцы, когда наблюдалось влияние весеннего половодья (май) и осенних дождей (сентябрь). Вся амплитуда изменений уровней была разделена на градации по 5 см, в каждой из которых определялась повторяемость и обеспеченность уровня. Результаты расчетов приведены в табл. 6.2.20.

В первом периоде, с 1959 по 1978 г., распределение уровней в диапазоне от –11 см до –40 см было примерно равномерным, от 11 до 13–15 %, а обеспеченность уровней в этом диапазоне составила 83,5 %. В следующем рассматриваемом периоде, 1979–1988 гг., и последующем, 1989–2008 гг., наибольшая повторяемость (20–28 %) ежедневных уровней наблюдалась в диапазоне от –11 до –20 см, то есть за последние 30 лет уровни значительно возросли, а также возросла их повторяемость в этом диапазоне.

Подъем уровней воды на болотных массивах за последние десятилетия обуславливает уменьшение продолжительности и частоты появления бессточ-

Таблица 6.2.20

Повторяемость и обеспеченность ежедневных уровней болотных вод в вегетационный период в сфагново-пушицево-кустарничковом, облесенном сосной микроландшафте на болотном массиве Ламмин-Суо за периоды наблюдений с 1959 по 2008 г.

Уровни болотных вод, см		Периоды наблюдений, годы					
		1959–1978		1979–1988		1989–2008	
градации уровня	средний	повторяемость, %	обеспеченность, %	повторяемость, %	обеспеченность, %	повторяемость, %	обеспеченность, %
0... –5	–2,5	–	–	2,8	2,8	–	–
–6... –10	–7,5	2,8	2,8	17,2	20,0	3,8	3,8
–11... –15	–12,5	11,1	13,9	28,8	48,8	21,5	25,3
–16... –20	–17,5	15,6	29,5	20,1	68,9	27,7	53,0
–21... –25	–22,7	13,2	42,7	13,1	82,0	16,5	69,5
–26... –30	–27,5	15,2	57,9	9,2	91,2	10,6	80,1
–31... –35	–32,5	13,0	70,9	5,0	96,2	7,9	88,0
–36... –40	–37,5	12,6	83,5	2,3	98,5	4,5	92,5
–41... –45	–42,5	8,6	92,	0,8	99,3	3,8	96,3
–46... –50	–47,5	4,3	96,4	0,6	99,9	2,0	98,3
–51... –55	–52,5	1,5	97,9	0,1	100,0	1,2	99,5
–56... –60	–57,5	1,0	98,9	–	–	0,4	99,8
–61... –65	–62,5	1,1	100,0	–	–	0,2	100,0

Продолжение табл. 6.2.20

ных периодов на болотах. Отсутствие стока на болотах Северо-Запада России в зимы с 1950 по 1979 г. наблюдалось ежегодно, в среднем по 13–14 суток в год (табл. 6.2.21).

Таблица 6.2.21

Средняя продолжительность бессточного периода по данным инструментальных наблюдений на олиготрофном болотном массиве Ламмин-Суо

Годы	Бессточный период, сутки					Количество лет с бессточным периодом
	зимний		летний		суммарный средний	
	средний	наибольший за год	средний	наибольший за год		
1950–1959	6,4	32	73,1	189	79,5	9
1960–1969	24,0	103	60,1	124	84,1	8
1970–1979	10,5	69	77,3	143	87,8	8
1980–1989	0,0	0	5,7	34	5,70	4
1990–1999	3,4	23	29,1	85	32,5	7
2000–2008	0	0	8,3	(70)	8,30	2

Наибольшее отсутствие стока зимой составило 103 суток. За летние месяцы сток в ручьях в среднем отсутствовал 70 суток. Наибольшая продолжительность его отсутствия летом составила 189 суток.

Средняя продолжительность отсутствия стока с 1980 по 2008 г. уменьшилась до 1 суток за сезон, а наибольшая продолжительность зимнего бессточного периода составила 23 суток. За эти же годы продолжительность бессточного периода в среднем составила 15 суток в год, при наибольшей наблюдаемой 85 суток. Таким образом, средняя суммарная продолжительность бессточного времени за два рассматриваемых периода составила, соответственно, 84 и 16 суток, то есть уменьшилась в 5 раз, а количество лет, когда отсутствовал сток, за каждое десятилетие также уменьшилось от 8–9 в среднем до 6.

Значительные уменьшения бессточных периодов и их отсутствие при вегетации болотной растительности (май–сентябрь) являются прямым следствием уменьшения испарения с болот, так как выпадение атмосферных осадков в это время не превышает их среднегодовое значение.

Изменение климатических характеристик в западной части зоны олиготрофных болот оказывает влияние и на такую составляющую водного и теплового баланса болота, как испарение с его поверхности. На болотном массиве Ламмин-Суо испарение измеряется с 1956 по 2007 г. с помощью весовых болотных испарителей ГГИ-Б-1000, установленных в сфагново-кустарничково-пушицевом микроландшафте. Анализ сезонных величин испарения однозначно свидетельствует о том, что за последние 20–25 лет произошло существенное уменьшение испарения с поверхности болота. Если за период с 1956 по 1976 г. испарение изменялось от 300 до 450 мм, то с 1977 по 2007 г. изменения происходили в диапазоне от 210 до 330 мм, оно сократилось на 90–100 мм за сезон, то есть на 28 %.

В этой же части зоны на Ларьянском болотном массиве наблюдения за испарением проводились с 1974 по 1996 г. в грядово-мочажинном комплексе. Если разбить все время наблюдений на две равные части, с 1974 по 1985 г. и с 1986 по 1996 г., то средняя величина испарения за первый период равна 376 мм, а за второй она сократилась до 320 мм. Таким образом, уменьшение составляет 15 %. На северных болотных массивах, в частности на Иласском, уменьшение испарения не наблюдается.

Согласно теории гидроморфологических зависимостей К. Е. Иванова [19], при изменении основных определяющих факторов в системе взаимосвязей на болотных массивах должны проявляться процессы, скорости протекания которых имеют один и тот же порядок. Наиболее значимым среди них является изменение уровней болотных вод в период вегетации растительности, а также процессы, развитие которых они обуславливают. В работах [19; 44] показано, что нарушение водного режима болотных микроландшафтов как в сторону повышения уровней и увеличения влажности, так и в сторону понижения уровней и уменьшения влажности в пределах, превышающих допустимую экологическую амплитуду, влечет за собой смену растительных ассоциаций или изменение их структуры.

Установлено, что различные виды произрастающей болотной растительности занимают определенное положение относительно среднего многолетне-

го уровня болотных вод. В работе К. Е. Иванова [19] приведена экологическая амплитуда средних многолетних уровней болотных вод и превышения поверхности мохового покрова над средним уровнем. Для сфагновых мхов, фускума и магелланикума, эти превышения, соответственно, равны от 25 до 37 см и от 5 до 25 см. Следовательно, в болотных фитоценозах моховых формаций центральной части болотного массива в настоящее время должен происходить процесс уменьшения обилия *Sphagnum fuscum* и увеличения обилия *Sph. magellanicum* и *Sph. subsecundum*, для которого это превышение равно от 5 до 10 см.

Известно, что из-за относительно небольшого капиллярного поднятия воды в торфе малой степени разложения, корневая система кустарничковой растительности (багульник, кассандра, подбел, вереск и др.) испытывает недостаток влаги при уровнях ниже 20 см от поверхности микроландшафта [43]. Анализ полученных результатов показывает, что по данным наблюдений с 1959 по 1978 г. повторяемость уровней больше 20 см наблюдалась только в 29,5 % случаев за период вегетации болотной растительности. Во всем остальном времени, что составило 70,5 % случаев, кустарнички произрастали в условиях недостатка влаги — засухи или ее развития. При высоких уровнях кустарнички испытывают дискомфорт из-за отсутствия кислорода в зоне их корневой системы. Последнее привело к тому, что в центральной части болотного массива наблюдается отмирание вереска.

При уровнях ниже 20 см увеличивается мощность зоны аэрации и создаются условия для более комфортного произрастания сосны. Наблюдениями установлено, что за последние 50 лет в центральной части болота Ламмин-Суо средняя высота сосны увеличилась от 1,5–2,0 м при сомкнутости крон 0,1–0,2 до 3,5–4,5 м при сомкнутости крон 0,4–0,5. За более поздний период, с 1979 по 2008 г., повторяемость уровней больше 20 см наблюдалась от 53 до 68,9 % случаев за вегетационный период, что, несомненно, отрицательно влияет на произрастание сосны.

Подъем уровня болотных вод, обусловленный изменением климатических характеристик, вызывает и увеличение горизонтальной проточности микроландшафтов. С ее увеличением возрастает приток растворенных минеральных компонентов к корневой системе произрастающей растительности, улучшаются условия питания кустарничков, и, как следствие, должен повышаться прирост их растительной массы. При подъеме уровней выше 20 см создаются более комфортные условия для произрастания мхов и одновременно дискомфортные условия для сосны. Процесс изменения видового состава растительного покрова длительный и соизмерим с интервалами времени в десятки и сотни лет. В настоящее время появляются первые признаки усыхания сосны в центральной части болотного массива и развитие новых ассоциаций болотной растительности.

Подъем уровня болотных вод в вегетационный период, обусловленный изменением климатических характеристик, вызывает и увеличение стока с болота. Для оценки влияния климатических изменений на сток в период вегетации рассмотрим характеристики стока только в летние месяцы — с начала мая до конца августа. Этим мы устраняем влияние весеннего половодья и осенних дождей. Рассматривая ряд наблюдений за стоком с болота Ламмин-Суо по водосбору ручья Южный с 1956 по 2008 г., можно выделить два характерных периода: с 1956 по 1982 г. и с 1983 по 2008 г. Особенностью первого периода наблюдений является

наличие значительных по продолжительности бессточных летних периодов. Так, в августе в первый период они наблюдались в 15 случаях из 27 лет; во втором периоде — только в 5 случаях. Низкое стояние уровней болотных вод в первом периоде обусловлено значительным расходом влаги на испарение, существенно большим, чем во втором, а также некоторым увеличением осадков во втором периоде. Среднемесячный расход воды в замыкающем створе (ручей Южный) в первом периоде был равен 3,61 л/с, во втором — 6,01 л/с, то есть увеличился более чем в 1,6 раза.

Изменение режима уровня болотных вод в период вегетации болотной растительности, обусловленной климатическими изменениями, предопределяет и изменения эмиссии парниковых газов. Эмиссия метана на болотах определяется взаимодействием прямо противоположных процессов: образованием его в анаэробных условиях метаногенами и окислением его метанотрофами. Первый процесс происходит ниже уровня болотных вод и ведет к образованию метана, второй происходит в условиях доступа кислорода выше уровня болотных вод, ведет к образованию CO_2 и поглощению CH_4 [16]. Регулятором этих процессов является уровень болотных вод, так как он увеличивает или уменьшает активную зону, заселенную метанотрофами. Результаты опытов, проведенные на болоте Ламмин-Суо [25], показали что с увеличением зоны аэрации до 35 см от поверхности болота эмиссия метана практически прекращается. Полученная зависимость выражается уравнением вида $J=7,7-0,22h$, где J — интенсивность эмиссии CH_4 , мг/(м² · ч); h — расстояние от поверхности болота до уровня болотных вод, см. Согласно табл. 6.2.21 повторность уровня болотных вод в диапазоне –31... –35 см и ниже, за период наблюдений с 1959 по 1978 г., равна 42,1 % (в каждом вегетационном сезоне в среднем эмиссия CH_4 была равна нулю в 64 случаях из 153), а за период с 1979 по 2008 г. повторность понизилась до 8,8–20 %. При современных климатических изменениях количество дней, когда эмиссия CH_4 равна нулю, сократилось до 30 дней за сезон. Понятно, что в эти дни возрастает эмиссия CO_2 [16; 24].

Повторяемость уровней болотных вод в диапазоне –16... –20 см и выше в период с 1959 по 1978 г. равна 29,5 % (такая ситуация наблюдается в среднем за сезон в 45 случаях), а за период с 1979 по 2008 г. она возросла до 53–69 %. Отсюда следует, что эмиссия метана увеличивается не менее чем в 2 раза. Но эффективность этого явления значительно возрастает, так как отепляющий потенциал CH_4 в 3,7 раза больше, чем CO_2 [54]. Таким образом, изменение климата последних десятилетий оказывает существенное влияние на гидрологический режим и устойчивость экосистем олиготрофных болотных массивов. Однако в пределах зоны олиготрофных болот России, в двух ее крупных регионах — Северо-Западном и Северном, интенсивность и характеристики этих изменений различны. Процесс изменений более интенсивный в Северо-Западном регионе, где он оказывает влияние посредством изменения гидрологических характеристик на все фазы гидрологического года, а также и на другие процессы, протекающие на болотах этой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Литература к введению и главе 1

1. *Ананян А. А.* Вода в горных породах, миграция ее при промерзании / А. А. Ананян // Связанная вода в дисперсных системах : сб. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 146–154.
2. *Ананян А. А.* Содержание незамерзшей воды в мерзлом тяжелом суглинке в интервале температур от –0,6 до –40–60 °С / А. А. Ананян // Мерзлотные исследования : сб. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 146–154.
3. *Ананян А. А.* Оценка средней толщины пленок воды в талых и мерзлых тонкодисперстных горных породах / А. А. Ананян // Связанная вода в дисперсных системах : сб. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 2. С. 105–114.
4. *Баженова А. П.* Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах / А. П. Баженова, Ф. Г. Вакулин // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Вып. 3. С. 117–123.
5. *Бондаренко Н. Ф.* Физика движения подземных вод / Н. Ф. Бондаренко. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 214 с.
6. *Бугаевский В. Г.* Пространственная изменчивость плотности почв Нечерноземной зоны РСФСР / В. Г. Бугаевский, И. Л. Калужный // Труды ГГИ. 1986. Вып. 322. С. 94–108.
7. *Бугаевский В. Г.* Тепловые свойства основных типов почв Казахстана / В. Г. Бугаевский [и др.]. // Труды ГГИ. 1990. Вып. 334. С. 69–93.
8. *Бугаевский В. Г.* Оценка однородности статистических параметров пространственной изменчивости плотности южных черноземов Северного Казахстана / В. Г. Бугаевский // Труды ГГИ. 1990. Вып. 334. С. 53–68.
9. *Вершинин П. В.* О незамерзшей воде в почве / П. В. Вершинин, Б. В. Дерягин, Н. В. Кириленко // Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр. и геофиз. 1949. Т. 13. № 2. С. 106–114.
10. *Глобус А. М.* Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена / А. М. Глобус. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 280 с.
11. *Глобус А. М.* Экспериментальная гидрофизика почв / А. М. Глобус. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 355 с.
12. *Глобус А. М.* Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей / А. М. Глобус. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 428 с.
13. *Глобус А. М.* Комплексное исследование тепло- и электрофизических свойств пористых сред / А. М. Глобус, А. В. Арефьев // Почвоведение. 1975. № 5. С. 58–61.
14. *Глушков В. Г.* Географо-гидрологический метод / В. Г. Глушков // Вопросы теории и методы гидрологических исследований. М., 1961. С. ????
15. *Голицина Е. Ф.* Изменение водно-физических и тепловых свойств почв под влиянием осушения и освоения земель / Е. Ф. Голицина [и др.]. // Труды ГГИ. 1980. Вып. 268. С. 82–92.

16. Голицина Е. Ф. Тепловые свойства почв в талом и мерзлом состоянии / Е. Ф. Голицина, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1974. Вып. 214. С. 123–133.
17. Гурьянов И. В. Теплофизические характеристики глинистых грунтов при численном решении задач о промерзании и оттаивании / И. В. Гурьянов // Инженерное исследование мерзлотных свойств грунтов и динамики мерзлотных процессов. Новосибирск, 1981. С. 35–45.
18. Дерягин Б. В. Сольватные слои как особые граничные фазы / Б. В. Дерягин // Труды Всесоюз. конф. по коллоидной химии. Киев, 1952. С. 102–115.
19. Дерягин Б. В. Течение незамерзших прослоек воды и морозное разрушение пористых тел / Б. В. Дерягин, Н. В. Чураев // Коллоидный журнал. 1980. Т. 42. Вып. 5. С. 342–353.
20. Докучаев В. В. Русский чернозем / В. В. Докучаев. СПб., 1883. С. ????
21. Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений / С. И. Долгов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 242 с.
22. Зверьков Ю. В. Теплофизические характеристики талых и мерзлых почв рекультивированных торфяников / Ю. В. Зверьков [и др.] // Труды ГГИ. 1977. Вып. 236. С. 106–131.
23. Звягинцев Д. Г. Влияние адсорбентов на развитие и активность микроорганизмов / Д. Г. Звягинцев // Науч. докл. высш. шк. биол. науки. 1967. № 3 (39). С. 35–42.
24. Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах / Н. С. Иванов. М.: Наука, 1969. 240 с.
25. Калюжный И. Л. Потенциал почвенной влаги и влагопроводность мерзлых почв / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1978. Вып. 250. С. 49–57.
26. Калюжный И. Л. Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. С. А. Лавров. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 250 с.
27. Калюжный И. Л. Теплофизические свойства торфяной залежи олиготрофных болот Западно-Сибирской провинции северной и средней тайги / И. Л. Калюжный // Сборник работ по гидрологии № 24. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. С. 40–56.
28. Калюжный И. Л. О влиянии промерзания почв на ее плотность / И. Л. Калюжный. С. А. Лавров, В. И. Штыков // Метеорология и гидрология. 2001. № 3. С. 91–102.
29. Капотов А. А. Лабораторные исследования водопропускной способности мерзлых и талых почвогрунтов / А. А. Капотов // Труды ГГИ. 1972. Вып. 194. С. 32–45.
30. Капотов А. А. О количественной оценке запасов влаги в промерзающих почвогрунтах / А. А. Капотов // Труды ГГИ. 1971. Вып. 198. С. 118–128.
31. Капотов А. А. Влажность и промерзание почвогрунтов в районах Северо-Запада ЕТС / А. А. Капотов, О. И. Крестовский, Н. В. Соколова // Труды ГГИ. 1974. Вып. 214. С. 84–105.
32. Качинский Н. А. Изучение физических свойств почв и корневых систем растений / Н. А. Качинский. М.: Сельхозгиз, 1931. 15 с.
33. Качинский Н. А. Физика почвы. Ч. 2 / Н. А. Качинский. М.: Высш. шк., 1970. 358 с.
34. Комаров В. Д. О водопроницаемости мерзлого песка / В. Д. Комаров // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов: сб. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Вып. 3. С. 142–148.
35. Кондратьев Г. М. Общая теория альфа-калориметра, основанная на теории регулярного режима / Г. М. Кондратьев // Изв. АН СССР. Отд. тех. наук. 1948. № 7. С. 1009–1014.
36. Корчунов С. С. Определение влагокоэффициентов методом постоянного расхода на поверхности образца / С. С. Корчунов, И. И. Могилевский, О. Н. Абакумов // Труды ВНИИТП. 1961. Вып. 18. С. 156–165.
37. Кучмент Л. С. Формирование речного стока / Л. С. Кучмент, В. Е. Демидов, Ю. Г. Мотовилов. М.: Наука, 1983, 216 с.

38. Кулик В. Я. Инфильтрация воды в почву / В. Я. Кулик. М.: Колос, 1978. 93 с.
39. Лавров С. А. Использование преобразований подобия при решении задач гидрофизики / С. А. Лавров // Сборник работ по гидрологии. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. № 26. С. 125–131.
40. Лавров С. А. Определение основной гидрофизической характеристики по данным о почвенно-гидрологических константах / С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1986. Вып. 308. С. 39–45.
41. Лавров С. А. Экспериментальные методы определения влагопроводности мерзлых почв / С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1986. Вып. 322. С. 74–82.
42. Лавров С. А. К вопросу определения параметров влагопереноса мерзлых почв / С. А. Лавров, Н. С. Морозова, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1986. Вып. 308. С. 46–54.
43. Лавров С. А. Роль гистерезиса основной гидрофизической характеристики в процессе влагопереноса в зоне аэрации / С. А. Лавров, Т. И. Прокофьева, Н. М. Химин // Труды ЛГМИ. 1989. Вып. 102. С. 22–30.
44. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды / А. Ф. Лебедев. 4-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 316 с.
45. Лоу Ф. Физическая химия взаимодействия воды с глиной / Ф. Лоу // Термодинамика почвенной влаги. Л.: Гидрометеоздат, 1966. С. 372–432.
46. Лыков А. В. Явление переноса в капиллярно-пористых телах / А. В. Лыков. М.: Гостехиздат, 1954. 352 с.
47. Максимова Г. А. К вопросу о содержании незамерзшей воды в дисперсных грунтах на различных стадиях их замерзания в связи с инерционностью происходящих в них структурных преобразований / Г. А. Максимова // Мерзлотные исследования: сб. Вып. 14. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 203–206.
48. Маслов В. С. О влиянии объемного веса песка на зависимость между всасыванием и влажностью / В. С. Маслов // Почвоведение. 1967. № 5. С. 42–46.
49. Маслов В. Ф. Динамика почвенной влаги в течение сезона с отрицательными температурами / В. Ф. Маслов // Изв. Иркут. сельхоз. ин-та. 1962. Вып. 19. С. 22–27.
50. Мичурин Б. Н. Новые методы определения некоторых водных свойств почв и грунтов / Б. Н. Мичурин // Сборник по методике исследований в области физики почв. Л., 1964. С. 164–170.
51. Мичурин Б. Н. Энергетика почвенной влаги / Б. Н. Мичурин. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 140 с.
52. Морозова Н. С. Изменение объемного веса почвы в процессе промерзания–оттаивания / Н. С. Морозова // Труды ГГИ. 1975. Вып. 223. С. 54–62.
53. Морозова Н. С. Изменение теплофизических свойств засоленных почв в результате хозяйственной деятельности / Н. С. Морозова // Труды ГГИ. 1986. Вып. 308. С. 55–68.
54. Мотовилов Ю. Г. Расчет основной гидрофизической характеристики почв по данным о почвенно-гидрологических константах / Ю. Г. Мотовилов // Метеорология и гидрология. 1980. № 12. С. 93–100.
55. Мухин В. М. Об изменении водно-физических свойств почвы под влиянием промерзания и оттаивания / В. М. Мухин // Труды ЦИП. 1961. Вып. 113. С. 71–94.
56. Нерпин С. В., Мельникова М. К. Равновесие и движение влаги в почвах и грунтах / С. В. Нерпин, М. К. Мельникова // Сборник трудов по агрономической физике. 1962. Вып. 10. С. 137–145.
57. Нерсесова З. А. Фазовый состав воды в грунтах при замерзании и оттаивании / З. А. Нерсесова // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. ???
58. Ногина Н. А. Режим влажности дерново-подзолистых почв восточных районов Русской равнины / Н. А. Ногина, В. В. Тюлин // Почвоведение. 1974. № 4. С. 68–76.

59. *Онищенко В. Г.* Индивидуальные и обобщенные гистерезисные характеристики коэффициентов влагопроводности почв / В. Г. Онищенко // Почвоведение. 1984. № 9. С. 45–52.
60. *Орешкина Н. С.* Статистические характеристики физических свойств лугово-лесной зоны / Н. С. Орешкина // Тезисы докладов V делегатского съезда Всесоюзного общества почвоведов. Минск, 1977. Вып. 1. С. 45–47.
61. *Пузаков Н. А.* Водно-тепловой режим земляного полотна автомобильных дорог / Н. А. Пузаков. М.: Автотрансиздат, 1960.
62. *Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге / А. А. Роде. Т. 1 ; Т. 2. Л.: Гидрометеоздат, 1965 ; 1969. 663 ; 288 с.
63. *Романов В. В.* Гидрофизика болот / В. В. Романов. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 359 с.
64. *Судницын И. И.* Движение почвенной влаги и водопотребление растений / И. И. Судницын. М.: Изд-во МГУ, 1979. 254 с.
65. *Товаров В. В.* Измерение удельной поверхности порошкообразных материалов / В. В. Товаров // Заводская лаборатория. 1948. № 1. С. 68–76.
66. *Тютюнов И. А.* Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением / И. А. Тютюнов, З. А. Нерсесова. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
67. *Урываев В. А.* Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае / В. А. Урываев. Л.: Гидрометеоздат, 1953. 232 с.
68. Фазовый состав влаги в мерзлых породах / под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1979. 180 с.
69. *Федосов А. Е.* Механические процессы в грунтах при замерзании в них жидкой фазы / А. Е. Федосов // Труды Ин-та геол. наук. Сер. инж. геол. 1940. Вып. 35. № 4. С. 20–29.
70. *Фельдман Г. М.* Передвижение влаги в талых и промерзающих грунтах / Г. М. Фельдман. Новосибирск : Наука, 1988. 256 с.
71. *Холоден Е. Э.* Гидрофизические процессы в мерзлых почвах Дальнего Востока / Е. Э. Холоден, С. А. Лобанов. Владивосток : Изд-во Дальневост. ун-та, 2007. 62 с.
72. *Чиркин В. С.* Теплофизические свойства материалов / В. С. Чиркин. М.: Физматгиз, 1959. 10 с.
73. *Чистотинов Л. В.* Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах / Л. В. Чистотинов. М.: Наука, 1973. 144 с.
74. *Чураев Н. В.* Свойства смачивающих пленок жидкостей / Н. В. Чураев // Поверхностные силы в тонких пленках и устойчивость коллоидов. М., 1974. С. 81–90.
75. *Штыков В. И.* Водопроницаемость мерзлых и несвязных грунтов и анализ ее изменения в период снеготаяния оттаивания / В. И. Штыков // Метеорология и гидрология. 1979. № 12. С. 91–98.
76. *Brooks R. H.* Properties of porous media affecting fluid flow / R. H. Brooks, A. T. Corey. // J. Irrig. Drainage Div. ASCE, 1966. Vol. 92. P. ???
77. *Childs E. C.* The permeability of porous materials / E. C. Childs, N. Collis-George // Proc. Roy. Soc. A. 1950. Vol. 201. P. 392–405.
78. *Farrel D. A.* Modeling the pore structure of porous media / D. A. Farrel, W. E. Larson // Water Res. Res. 1983. Vol. 8. № 3. P. 699–706.
79. *Groenewelt P. H.* Water and ice potentials in frozen soil / P. H. Groenewelt, B. D. Kay // Water Res. Res. 1977. Vol. 13. № 2. P. 445–449.
80. *Horiguchi K.* Experimental studies with frozen soil in an “ice sandwich” permeameter / K. Horiguchi, R. D. Miller // Cold Regions Sci. and Tech. 1980. № 2.
81. *Horiguchi K.* Hydraulic conductivity functions of frozen materials / K. Horiguchi, R. D. Miller // In Proc. 4th Int. Conf. on Permafrost. 1983. P. 504–508.
82. *Jame Y. W.* Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium / Y. W. Jame, D. I. Norum // Water Res. Res. / ed. by D. E. Jaynes. 1980. Vol. 16. № 4. P. 811–820.

83. *Jaynes D. E.* Comparison of soil-water hysteresis models / D. E. Jaynes // J. Hydrol. 1984. Vol. 75. № 1/4. P. 287–299.
84. *Koopmans R. W. R.* Soil freezing and soil water characteristic curves / R. W. R. Koopmans, R. D. Miller // Soil Sci. Soc. of Am. Pros. 1966. Vol. 30. № 5. P. 680–685.
85. *Laliberte G. E.* Properties of unsaturated porous media / G. E. Laliberte, R. H. Brooks, A. T. Corey // J. Irrig. Drainage Div. ASCE. 1968. Vol. 94. P. 57–75.
86. *Loch J. P.* Thermodynamic equilibrium between ice and water in porous media / J. P. Loch // Soil Sci. 1978. Vol. 126. № 2. P. 77–80.
87. *Loch J. P.* Water redistribution in partially frozen saturated silt under several temperature gradients and overburden load / J. P. Loch, B. D. Kay // Soil Sci. Soc. Am. J. 1978. Vol. 42. P. 400–406.
88. *Marshall T. J.* A relation between permeability and size distribution of pores / T. J. Marshall // JSS. 1958. Vol. 9. № 1. P. 1–8.
89. *Miller E. E.* Theory of capillary flow. 2. Experimental information / E. E. Miller, R. D. Miller // SSSAP. 1955. Vol. 19. № 2. P. 271–275.
90. *Miller E. E.* Theory of capillary flow. 1. Practical implication / E. E. Miller, R. D. Miller // SSSAP. 1955. Vol. 19. № 2. P. 267–271.
91. *Mualem Y.* A new model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous media / Y. Mualem // Water Res. Res. 1976. Vol. 12. № 3. P. 5131–522.
92. *Mualem Y.* A hysteresis model based on an explicit domain / Y. Mualem // Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1979. Vol. 43. № 6. P. 1067–1073.
93. *Simmons G. S.* Scaling of field-measured soil water properties / G. S. Simmons, A. R. Nielsen, J. W. Biggar // Hilgardia. 1979. Vol. 97. P. 77–154.
94. *Vachaud G.* Use of scaling factor as a tool to apprehend spatial variability of hydrodynamic properties. Application to extrapolation of data and stochastic simulation of water flow / G. Vachaud, M. Vauclin, P. Balabanis // Hydrological Processes in the catchment. Cracow, 8–11 may, 1986. Vol. 1. P. 141–147.
95. *Versluys I.* Die Kapillaritat der Boden / I. Versluys // Inteen. Mitt. fur Bodenkunde. Bd. 7. B. 1917. P. ???
96. *Williams P. J.* Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction / P. J. Williams // Geotechnique. 1964. Vol. 14. № 3. P. 231–246.
97. *Williams P. J.* Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils / P. J. Williams, T. P. Burt // Can. Geotech. J. 1974. № 11. P. 647–650.

Литература к главе 2

1. *Агир-Пуэнт Ж.* Исследование структурных изменений в грунтах при промерзании / Ж. Агир-Пуэнт, Н. Винь, П. Вио // Труды Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973. Вып. 4. С. ???
2. *Ананян А. А.* Вода в горных породах, миграция ее при промерзании / А. А. Ананян // Связанная вода в дисперсных системах : сб. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 146–154.
3. *Баженова А. П.* Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах / А. П. Баженова, Ф. Г. Вакулин // Мат-лы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Вып. 3. С. 117–123.
4. *Бреслер Э.* Солончаки и солонцы / Э. Бреслер, Б. Л. Макнил, Д. Л. Картер. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 296 с.
5. *Будаговский А. И.* Впитывание талых вод в почву / А. И. Будаговский // Формирование ресурсов вод суши : сб. М.: Наука, 1972. С. 54–86.

6. Волкова Е. В. О некоторых особенностях миграции воды при промерзании тонкодисперсных грунтов / Е. В. Волкова // Труды Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 2002. Вып. 4. С. 176–180.
7. Гайдаенко В. К. Воздействие солевых растворов на мерзлые грунты и строительные растворы / В. К. Гайдаенко // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. М.: Наука, 1990. С. 62–69.
8. Глобус А. М. Физика неізотермического внутріпочвенного влагообмена / А. М. Глобус. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 280 с.
9. Денисов Ю. М. Математическая модель переноса влаги, тепла и солей в почвогрунтах / Ю. М. Денисов // Метеорология и гидрология. 1978. № 3. С. 71–79.
10. Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах / под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985. 168 с.
11. Ершов Э. Д. Процессы тепло- и массопереноса в мерзлых породах при взаимодействии их с растворами солей / Э. Д. Ершов, Ю. П. Лебеденко, Е. М. Чувилин // Тепломассообмен, ММФ-92 : Тепломассообмен капиллярно-пористых телах. Т. 7. Минск, 1992. С. 14–20.
12. Зарецкий Ю. А. Математическое моделирование процессов промерзания, оттаивания и инфильтрации влаги в почвах / Ю. А. Зарецкий, С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1986. Вып. 322. С. 82–98.
13. Зарецкий Ю. А. Численная оценка влияния гидрометеорологических факторов на формирование влагозапасов в почве / Ю. А. Зарецкий, С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1986. Вып. 308. С. ???
14. Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах / Н. С. Иванов. М.: Наука, 1969. 240 с.
15. Калюжный И. Л. Формирование потерь талого стока / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 160 с.
16. Калюжный И. Л. Теоретический анализ зависимости коэффициента водоотдачи почвы от скорости изменения уровня грунтовых вод / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова // Метеорология и гидрология. 1979. № 12. С. 83–89.
17. Калюжный И. Л. Исследование, моделирование и прогноз гидрофизических процессов / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, В. А. Бузин // Труды науч. конф. по рез-там исслед. в обл. гидрометеорол. и монитор. окруж. среды. М., 1996. С. 66–67.
18. Калюжный И. Л. Устройство для исследования процесса тепло- и влагопереноса в промерзающих пористых грунтах : авт. свид-во № 1603274 : зарег. в Гос. реестре изобр. СССР 1 июля 1990 г. / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, А. В. Лазарев.
19. Калюжный И. Л. Гидрологическое обоснование мероприятий по регулированию водного режима почв зоны богарного земледелия / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, К. К. Павлова // Труды 5-го Всесоюз. гидролог. съезда. 1989. Т. 5. С. ???
20. Калюжный И. Л. Исследование закономерностей переноса водяного пара при промерзании почвы / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1982. Вып. 284. С. ???
21. Калюжный И. Л. Применение стабильных и радиоактивных изотопов при исследовании миграции влаги к фронту промерзания / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, К. К. Павлова // Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981. С. 164–170.
22. Калюжный И. Л. Физическое моделирование процессов миграции влаги при промерзании почв / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, К. К. Павлова // Метеорология и гидрология. 1984. № 1. С. 77–85.
23. Калюжный И. Л. 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.

24. Калюжный И. Л. Экспериментальные исследования процесса водоотдачи почвы при различных скоростях изменения уровня грунтовых вод / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1980. Вып. 268. С. 39–50.
25. Катышева А. С. О моделировании миграции почвенной влаги в межвегетационный период / А. С. Катышева // Научно-технический бюллетень по агрономической физике. Л., 1974. № 21. С. 8–12.
26. Корзун В. И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов / В. И. Корзун. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 170 с.
27. Костяков А. Н. О динамике коэффициента просачивания воды в почвогрунты и необходимости динамического подхода к его изучению в мелиоративных целях / А. Н. Костяков // Почвоведение. 1932. № 3. С. 293–297.
28. Кулик В. Я. Инфильтрация воды в почву / В. Я. Кулик. М.: Колос, 1978. 93 с.
29. Кучмент Л. С. Формирование речного стока / Л. С. Кучмент, В. Е. Демидов, Ю. Г. Мотовилов. М.: Наука, 1983. 216 с.
30. Лавров С. А. Исследование динамики влажности и плотности почв при их промерзании методом гаммаскопии / С. А. Лавров // Вопросы гидрологии суши : доклады молодых ученых и специалистов. Л.: Гидрометеоздат, 1980. С. 75–81.
31. Лавров С. А. Экспериментальное исследование морозного пучения грунтов при воздействии внешней нагрузки / С. А. Лавров, И. Л. Калюжный // Мат-лы Первой конф. геокриол. России. Кн. 2. М., 1996. С. 53–63.
32. Лавров С. А. Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей / С. А. Лавров, И. Л. Калюжный // Мат-лы Третьей конф. геокриол. России. МГУ им. М. В. Ломоносова. 1–3 июня 2005 г. Т. 1. С. 71–77.
33. Лебедев А. А. Почвенные и грунтовые воды / А. А. Лебедев. М.: Изд-во АН СССР, 1936.
34. Лыков А. В. Теория тепло- и массопереноса / А. В. Лыков, Ю. А. Михайлов. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1963. 536 с.
35. Лыкосов В. Н. Динамика взаимосвязанного переноса тепла и влаги в системе «атмосфера–почва» / В. Н. Лыкосов, Э. Г. Палагин // Метеорология и гидрология. 1978. № 8. С. 43–56.
36. Максимова Г. А. К вопросу о содержании незамерзшей воды в дисперсных грунтах на различных стадиях их замерзания в связи с инерционностью происходящих в них структурных преобразований / Г. А. Максимова // Мерзлотные исследования: сб. М.: Изд-во МГУ, 1977. Вып. 14. С. 203–206.
37. Мартынов Г. А. Тепло- и влагоперенос в промерзающих и оттаивающих грунтах / Г. А. Мартынов // Основы геокриологии. Ч. 1. М., 1959. С. 153–192.
38. Мотовилов Ю. Г. Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву / Ю. Г. Мотовилов // Метеорология и гидрология. 1977. № 9. С. 67–75.
39. Орлов В. О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов / В. О. Орлов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 187 с.
40. Остроумов В. К. Исследования переноса ионов в образцах дисперсных грунтов под влиянием температурного градиента / В. К. Остроумов // Тепломассообмен, ММФ-92 : Тепломассообмен капиллярно-пористых телах. Т. 7. Минск, 1992. С. 28–32.
41. Разумова Л. А. Миграция влаги в почве по данным лабораторных опытов / Л. А. Разумова // Информационный сборник ГУ ГМС. Л.: Гидрометеоздат, 1951. № 1. С. 98–108.
42. Самарский А. А. Теория разносных схем / А. А. Самарский. М.: Наука, 1983. 616 с.
43. Соколова Н. В. Исследование закономерностей миграции влаги при промерзании почвы / Н. В. Соколова // Труды ГГИ. 1980. Вып. 268. С. 38–38.

44. Тихонов А. Н. Уравнения математической физики / А. Н. Тихонов, А. А. Самарский. М.: Наука, 1977. 735 с.
45. Тютюнов И. А. Взаимодействие и преобразование почв и горных пород при отрицательных температурах / И. А. Тютюнов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
46. Тютюнов И. А. Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением / И. А. Тютюнов, З. А. Нерсесова. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
47. Тютюнов И. А. Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением / И. А. Тютюнов, З. А. Нерсесова. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
48. Ушакова Л. А. О возможности существования квазижидкой пленки на поверхности ледяных кристаллов при отрицательных температурах / Л. А. Ушакова, В. И. Кливидзе, А. А. Склянкин // Связанная вода в дисперсных системах : сб. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 155–165.
49. Фельдман Г. М. Передвижение влаги в талых и промерзающих грунтах / Г. М. Фельдман. Новосибирск: Наука, 1988. 258 с.
50. Химин Н. М. Математическая модель промерзания тонкодисперсных грунтов / Н. М. Химин // Математическое и статистическое моделирование в гидрологических исследованиях : сб. Л.: Гидрометеоздат, 1974. С. 33–43.
51. Цытович Н. А. Основы механики мерзлых грунтов / Н. А. Цытович, Н. И. Сумгин. М.: Изд-во АН СССР, 1937.
52. Чеботарёв А. И. Гидрологический словарь / А. И. Чеботарёв. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 308 с.
53. Чистотинов Л. В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах / Л. В. Чистотинов. М.: Наука, 1973. 144 с.
54. Шишканов Г. Ф. О миграции влаги в крупнозернистых грунтах / Г. Ф. Шишканов // Сборник работ по инженерному мерзлотоведению. Владивосток, 1959. С. 31–48.
55. Al-Azawi A. A. Experimental estimation of infiltration models / A. A. Al-Azawi // J. Hydrol. 1985. Vol. 24. № 2. P. 77–88.
56. Beskow G. Soil freezing and frost heaving with special application to road and rail road / G. Beskow. Evanston, Illinois, 1947.
57. Biermans M. B. Water movement in porous media towards an ice front / M. B. Biermans, K. M. Dijkema, D. A. de Vries // J. Hydrol. 1978. Vol. 37. № 1/2. P. 137–148.
58. Bouyoucos G. J. Movement of soil moisture from small capillaries to the large capillaries of soil upon freezing / G. J. Bouyoucos // J. Agricultur. Res. 1923. Vol. 24. № 5. P. ???
59. Everett D. H. The thermodynamics of frost damage to porous solids / D. H. Everett // Trans. Paraday Soc. 1961. Vol. 57. P. 1541–1552.
60. Gardner W. R. Gamma-ray and neutron attenuation in measurement of soil bulk density and water content / W. R. Gardner, C. Callissendorf // In Isotope and Radiat. Tech. Soil Phys. and Irrigat. Stud. Vienna. 1967. P. 55–65.
61. Gilpin R. R. A model for prediction of ice lensing and frost heave in soils / R. R. Gilpin // Water Res. Res. 1980. Vol. 16. № 5. P. 918–930.
62. Guymon C. L. A one dimensional frost heave based upon simulation of heat and water flux / C. L. Guymon, T. V. Hromadka, R. L. Berg // Cold Regions Sci. and Tech. 1980. № 3. P. 253–262.
63. Hoekstra P. Water movement and freezing pressures / P. Hoekstra // Soil Sci. Soc. of Am. Pros. 1969. Vol. 33. P. 512–518.
64. Hopke S. V. A model for frost heave including overburden / S. V. Hopke // Cold Regions Sci. and Tech. 1980. № 3. P. 111–127.
65. Kaplar C. W. Freezing test for evaluation relative frost susceptibility of various soils / C. W. Kaplar // U. S. Army Cold Regions Res and Engineering Laboratory, Tech. Report. 1974. № 250. 37 p.

66. King L. G. Gamma-ray attenuation for soil water content measurement using Am-241 / L. G. King // Isotope and Radiat. Tech. Soil Phys. and Irrigat. Stud. Vienna, 1967. P. 81–90.
67. Loch J. P. Water redistribution in partially frozen saturated silt under several temperature gradients and overburden load / J. P. Loch, B. D. Kay // Soil Sci. Soc. Am. J. 1978. Vol. 42. P. 400–406.
68. Miller E. E. Theory of capillary flow / E. E. Miller, R. D. Miller. I. Practical implication. SS-SAP, 1955. Vol. 19. № 2. P. 267–271.
69. Miller R. D. Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils / R. D. Miller // Highw. Res. Rec. 1972. № 395. P. 1–11.
70. Miller R. D. Transport of water in a frozen permeameter / R. D. Miller, J. P. Loch, E. Bresler // Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1975. Vol. 39. P. 1029–1035.
71. Modean D. W. Observations on moisture migration in frozen soils / D. W. Modean, N. R. Morgenstern // Can. Geotech. J. 1980. Vol. 17. № 1. P. 54–60.
72. Penner E. Heaving pressure in soils during uni-directional freezing / E. Penner // Can. Geotech. J. 1967. Vol. 4. P. 398–408.
73. Rajendran R. A spatial model for prediction of losses on small rural catchments / R. Rajendran // Austr. Water Res. 1985. № 75. 106 p.
74. Raw Is W. J. Green-Ampt infiltration parameters from soils data / W. J. Raw Is, D. L. Brakensiek, N. Miller // J. Hydranlic Eng. 1983. № 1. P. 23–32.
75. Simmons G. S. Scaling of field-measured soil water properties / G. S. Simmons, A. R. Nielsen, J. W. Biggar // Hilgardia. 1979. Vol. 97. P. 77–154.
76. Taber S. The mechanism of frost heaving / S. Taber // J. Geology. 1930. Vol. 38. № 4.
77. Vachaud G. Use of scaling factor as a tool to apprehend spatial variability of hydrodynamic properties. Application to extrapolation of data and stochastic simulation of water flow / G. Vachaud, M. Vauclin, P. Balabanis // Hydrological Processes in the catchment. Cracow, 8–11 May, 1986. Vol. 1. P. 141–147.
78. Williams P. J. Unfrozen water content of frozen soils and soil moisture suction / P. J. Williams // Geotechnique. 1964. Vol. 14. № 3. P. 231–246.
79. Williams P. J. Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils / P. J. Williams, T. P. Burt // Can. Geotech. J. 1974. № 11. P. 647–650.

Литература к Главе 3

1. Автономов В. П. Снег и увлажнение почвы на облесенных полях / В. П. Автономов // Сибирский вестник сельскохозяйственных наук. 1981. № 4. С. 105–108.
2. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра Западной Сибири и Казахстана / Л. Е. Анапольская // Труды ГГО. 1958. Вып. 85.
3. Баскаков В. К. Расчет нормы годового стока по атмосферным осадкам и характеристикам речного бассейна на территории Южного Урала / В. К. Баскаков, А. Ж. Муфтахов, К. П. Воскресенский // Труды V Всесоюзн. гидрол. съезда. 1989. Т. 6. С. 410–420.
4. Басов Г. Ф. Итоги пятидесятилетнего изучения гидрологической роли лесных полос в Каменной Степи / Г. Ф. Басов // Почвоведение. 1949. № 8. С. ???
5. Беляев Н. М. Сопrotivление материалов / Н. М. Беляев. М., 1954. 856 с.
6. Бочаров М. К. Методы математической статистики в географии / М. К. Бочаров. М., 1971. 375 с.
7. Вершинина Л. К. Способ прогноза величины талого стока с участка земной поверхности : авт. свид. на изобр. 1760484 от 22 дек. 1988 г. / Л. К. Вершинина.
8. Вершинина Л. К., Волченко В. Н. Максимальные запасы воды в снежном покрове в районах Северо-Запада ЕТС / Л. К. Вершинина, В. Н. Волченко // Труды ГГИ. 1974. Вып. 214. С. 37–53.

9. *Вершинина Л. К.* Состояние и перспективы использования авиационных гамма-съемок снежного покрова в гидрологических прогнозах / Л. К. Вершинина, Н. Е. Леонова // Труды V Всесоюзн. гидрол. съезда. Т. 7. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 54–62.
10. *Вершинина Л. К.* Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / Л. К. Вершинина, О. И. Крестовский, И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. Л., 1985. 190 с.
11. *Воронов А. Г.* Геоботаника / А. Г. Воронов. М., 1973. 375 с.
12. *Гришин И. С.* Использование материалов наблюдений за метелями при гидрометеорологических расчетах / И. С. Гришин // Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. ??
13. *Гришин И. С.* Особенности переноса и накопления снега в условиях Западного Казахстана / И. С. Гришин // Метеорология и гидрология. 1962. № 12. С. ??
14. *Гришин И. С.* Связь переноса снега с площадью снеговосбора / И. С. Гришин // Метеорология и гидрология. 1970. № 5. С. ??
15. *Гришин И. С.* Причины и условия возникновения снегопереноса / И. С. Гришин // Механизация земледелия в Алтайском крае. Новосибирск, 1983. С. ??
16. *Гулисашвили В. З.* Горное лесоводство для условий Кавказа / В. З. Гулисашвили. М.; Л., 1956. 354 с.
17. *Деларов Д. А.* Испарение со снега при снегозадержании на сельскохозяйственных полях / Д. А. Деларов, И. Л. Калюжный, В. А. Шутов // Метеорология и гидрология. 1985. № 9. С. 95–107.
18. *Дмитриев А. В.* Основы дистанционных методов измерения влагозапасов в снеге и влажности почв по гамма-излучению земли / А. В. Дмитриев, Ш. Д. Фридман. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 304 с.
19. *Добровольский А. А.* Прогноз весеннего притока воды в Нижнекамское водохранилище на основе моделей формирования талого стока / А. А. Добровольский, Н. С. Нецаева // Труды Гидрометцентра СССР. 1983. Вып. 265. С. 52–64.
20. *Дюнин А. К.* Механика метелей / А. К. Дюнин. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 378 с.
21. *Дюнин А. К.* Испарение снега / А. К. Дюнин. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961.
22. *Заводчиков А. Б.* Особенности распределения и таяния снежного покрова в Северном Казахстане / А. Б. Заводчиков // Труды ГГИ. 1960. Вып. 83. С. ??
23. *Залиханов М. Н.* Снежные лавины и перспективы освоения гор Северной Осетии / М. Н. Залиханов. Орджоникидзе, 1974. 274 с.
24. Калюжный И. Л. Формирование потерь талого стока / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 160 с.
25. *Калюжный И. Л.* Гидрофизическое обоснование мероприятий по задержанию талых вод на полях зоны богарного земледелия / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова, С. А. Лавров // Метеорология и гидрология. 1985. № 7. С. 90–100.
26. *Калюжный И. Л.* Биогеофизические условия взаимодействия твердых осадков с пологом хвойного леса / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова, Б. А. Попов // Вестник ЛГУ. 1979. Вып. 4. № 24. С. 82–90.
27. *Калюжный И. Л.* Особенности наблюдений и расчета характеристик снежного покрова на сельскохозяйственных полях при различных способах снегозадержания / И. Л. Калюжный, Н. М. Сушков // Труды ГГИ. 1986. Вып. 322. С. 22–36.
28. *Калюжный И. Л.* Формирование и расчет снегозапасов на сельскохозяйственных полях со снегозадержанием и оценка эффективности этих мероприятий / И. Л. Калюжный, В. А. Шутов, Д. А. Деларов // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 22–34.
29. *Коган Р. Н.* Основы гаммаспектрометрии природных сред / Р. Н. Коган, И. М. Назаров, А. В. Фридман. М.: Атомиздат, 1969. 520 с.
30. *Константинов А. Р.* Лесные полосы и урожай / А. Р. Константинов, Л. Р. Струзер. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 176 с.

31. *Копанев И. Д.* Климатические аспекты изучения снежного покрова / И. Д. Копанев. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 240 с.
32. Копанев И. Д. Влияние лесных полезащитных полос на распределение снежного покрова в засушливой зоне Европейской территории СССР / И. Д. Копанев. Л.: Гидрометеиздат, 1955. 67 с.
33. *Кузьмин П. П.* Процесс таяния снежного покрова / П. П. Кузьмин. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 346 с.
34. *Кузьмин П. П.* Физические свойства снежного покрова / П. П. Кузьмин. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 178 с.
35. *Кузьмин П. П.* Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов / П. П. Кузьмин. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 168 с.
36. *Кучмент Л. С.* Формирование речного стока / Л. С. Кучмент, В. Е. Демидов, Ю. Г. Мотовилов. М.: Наука, 1983. 216 с.
37. *Лавров С. А.* Математическое моделирование формирования и таяния снежного покрова / С. А. Лавров // VI Всерос. гидрологический съезд : доклады. Секц. 5. Ч. 1. М.: Метеоагентство «Гидромет», 2006. С. 88–93.
38. *Лавров С. А.* Расчет температурного режима почв в условиях снегозадержания / С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 67–74.
39. Материалы наблюдений над испарением с поверхности снежного покрова (1963–1975). Валдай, 1976.
40. Методические указания по определению запасов воды в снежном покрове, запасов влаги в почве в условиях снегозадержания и оценке эффективности снегозадержания. Валдай, 1984. 46 с.
41. Методические указания управлениям гидрометслужбы. № 89. Л.: Гидрометеиздат, 1974.
42. *Молчанов А. А.* Гидрологическая роль леса / А. А. Молчанов. М., 1960. 485 с.
43. *Николенко А. В.* Лабораторные определения характеристик диффузии водяного пара в снежном покрове / А. В. Николенко // Материалы Гляциологических Исследований. 1987. № 63. С. 48–54.
44. *Осадчая Н. Н.* Проблема интерполяции осадков по территории при математическом моделировании стока / Н. Н. Осадчая // Труды ГГИ. 1991. Вып. 343. С. 44–59.
45. *Павлова Л. В.* Даты разрушения и схода снежного покрова в Северном Казахстане / Л. В. Павлова // Труды КазНИГМИ. 1970. Вып. 35. С. ???
46. *Паршин В. Н.* О задержании снега и талых вод на сельскохозяйственных полях / В. Н. Паршин, А. Р. Алексеева // Метеорология и гидрология. 1979. № 4. С. ??
47. *Пашканг К. В.* Изучение снежного покрова ландшафтным методом для целей мелиорации земель / К. В. Пашканг, В. А. Шкаликов // Вестник МГУ. Сер. 5. 1980. № 1. С. 64–71.
48. *Петропавловская М. С.* Исследование процессов формирования снежного покрова в зоне богарного земледелия / М. С. Петропавловская // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 3–21.
49. *Петропавловская М. С.* Об эффективности снегозадержания на сельскохозяйственных полях / М. С. Петропавловская, Н. Б. Душко, И. Л. Калюжный // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 57–66.
50. Рекомендации по проведению комплекса агротехнических мероприятий по задержанию снега и талых вод на сельскохозяйственных полях Северного Казахстана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 70 с.
51. *Петропавловская М. С.* Снегоперенос на территории Северного Казахстана / М. С. Петропавловская, И. Л. Калюжный // Метеорология и гидрология. 1986. № 2. С. 81–90.
52. *Прохорова З. П.* Пространственное и временное распределение опасных метелей на территории Казахстана / З. П. Прохорова // Труды КазНИГМИ. 1987. Вып. 72. С. ???

53. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 356 с.
54. Снег (справочник) / под ред. Д. М. Грея и Д. Х. Мейла. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 752 с.
55. *Скулкин В. С.* Опыт анализа сомкнутости древостоя на территории СССР / В. С. Скулкин // Вест. Моск. ун-та. 1971. № 6. С. 61–78.
56. Справочник по климату СССР. Вып. 9. Ч. IV. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 372 с.
57. *Тихонов А. Н.* Уравнения математической физики / А. Н. Тихонов, А. А. Самарский. М.: Наука, 1977. 735 с.
58. *Урываев В. А.* Результаты экспериментальных исследований самолетного гамма-метода измерения запаса воды в снеге / В. А. Урываев, Л. К. Вершинина // Труды ГГИ. 1969. Вып. 178. С. 56–115.
59. Указания для управлений гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л.: Гидрометеоздат, 1969.
60. *Шульгин А. М.* Снежная мелиорация и климат почвы / А. М. Шульгин. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 70 с.
61. *Шутов В. А.* Методика оценки гидрологической роли снежных мелиораций / В. А. Шутов // Водные ресурсы. 1990. № 1. С. 44–53.
62. *Шутов В. А.* Методы анализа разномасштабной пространственной изменчивости снеготоплив / В. А. Шутов // Известия РАН. Сер. геогр. 1998. № 1. С. 122–132.
63. *Шутов В. А.* Оценка влияния загрязнения снежного покрова на интенсивность его таяния / В. А. Шутов // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 75–86.
64. *Шутов В. А.* Распределение запасов воды в снежном покрове на водосборах лесной зоны / В. А. Шутов // Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 85–92.
65. *Шутов В. А.* Расчет испарения со снега на полях со снегозадержанием / В. А. Шутов // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 35–45.
66. *Шутов В. А.* Расчет таяния снежного покрова / В. А. Шутов // Метеорология и гидрология. 1993. № 4. С. 20–27.
67. *Шутов В. А.* Анализ пространственного распределения зимних осадков и снеготоплив в бассейне р. Белой / В. А. Шутов, И. Л. Калюжный // Метеорология и гидрология, 1997. № 1. С. 105–114.
68. *Шутов В. А.* Методика расчета пополнения запасов почвенной влаги сельскохозяйственных полей на основе воднобалансовой модели / В. А. Шутов, И. Л. Калюжный // Метеорология и гидрология. 1988. № 1. С. 96–106.
69. *Anderson Eric A.* A point energy and mass balance model of a snow cover / Eric A. Anderson // NOAA Technical Report NWS 19. February 1976. 150 p.
70. *Barry R.* Snow cover management / R. Barry, R. Armstrong // Hydrol. Sci. J. 1987. Vol. 32. № 3. P. 281–291.
71. *Bruland O.* Application of georadar in polar hydrology / O. Bruland and K. Sand // Proc. of the NRB 11th International Symp. and Workshop. Fairbanks, Alaska, USA. 1997. Vol. 1. P. 39–48.
72. *Brun E.* Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content / E. Brun // Ann. Glacial. Cambridge, 1989. Vol. 13. P. 22–26.
73. *Colbeck S. C.* A theory of metamorphism of wet snow / S. C. Colbeck // US Army CRREL. Hanover, 1973. NH, Res. Rep. 313. 14 p.
74. *Colbeck S. C.* A theory of water percolation in snow / S. C. Colbeck // J. Glacial. 1972. № 11(63). P. 369–385.
75. *Federer G.* Snow management. Transit / G. Federer, R. Pierce, J. Yornbeck. Urbana, N. D., 1972. 212 p.
76. *Glynn J.* An airborne gamma ray snow survey of a forested area with a deep snowpack // Remote Sens. Env. 1988. Vol. 26. № 2. P. 149.
77. *Johnston C. A.* Material fluxes across wetland ecotones in northern landscapes / C. A. Johnston // Ecological Applications. 1993. Vol. 3. № 3. P. 424–440.

78. *Kuusisto E.* Snow accumulation and snowmelt in Finland / E. Kuusisto; Publication of Water. Helsinki : Research Inst., 1984. 150 p.
79. *Marbouty D.* An experimental study of temperature-gradient metamorphism / D. Marbouty // J. of Glaciology. 1980. Vol. 26. № 94. P. 303–312.
80. *Matzler C.* Microwave snow pack studies made in the Austrian Alps / C. Matzler, T. Strozzi, T. Weise, D.-M. Floriciou, H. Rott // Int. J. Remote sensing. 1997. Vol. 18. № 12. P. 2505–2530.
81. *Mellor M.* Engineering properties of snow / M. Mellor // J. Glacial. 1977. Vol. 19. P. 15–66.
82. *Morris E. M.* Modeling the flow of mass and energy within snowpack for hydrological forecasting / E. M. Morris // Ann. Glacial. 1983. № 4. P. 198–203.
83. *Morris E. M.* The European hydrological system snow routine / E. M. Morris, J. Godfray // Proceedings modeling of snow cover runoff. US Army CRREL, Hanover, 1978, NH. P. 269–278.
84. *Motovilov Y. G.* A model of snow cover formation and snowmelt processes / Y. G. Motovilov // Modeling Snowmelt-Induced Processes (Proceeding of the Budapest Symposium, July 1986). IAHS Publ. № 195. 1986. P. 47–57.
85. *Wankiewicz A.* A review of water movement in snow / A. Wankiewicz // Proceedings modeling of snow cover runoff. US Army CRREL. Hanover, 1978, NH. P. 222–252.
86. *Yen Y. C.* Effective thermal conductivity of ventilated snow / Y. C. Yen // J. Geophys. Res. 1962. № 67. P. 1091–1098.
87. *Zuzel J. F.* Relative importance of meteorological variables in snow melt / J. F. Zuzel, L. M. Cox // Water Res. Res. 1975. Vol. 11. P. 174–176.

Литература к Главе 4

1. *Алпатъев А. М.* Влагооборот культурных растений / А. М. Алпатъев. Л.: Гидрометеоздат, 1954. С. 287.
2. *Бабкин В. И.* Испарение с водной поверхности / В. И. Бабкин. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 80 с.
3. *Бихеле Э. Н.* Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги / Э. Н. Бихеле, Х. А. Молдау, Ю. К. Росс. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 224 с.
4. *Бойко А. П.* Моделирование суточного хода суммарного испарения с посевов сельскохозяйственных культур / А. П. Бойко, С. Г. Сафаров, О. Д. Сиротенко // Труды ВНИИСХМ. 1990. Вып. 26. С. 22–33.
5. *Братсерт У. Х.* Испарение в атмосферу / У. Х. Братсерт. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 352 с.
6. *Будаговский А. И.* Испарение почвенной влаги / А. И. Будаговский. М.: Наука, 1964. 244 с.
7. *Буров Д. И.* Роль структуры и строения почвы в защите воды от испарения в условиях Заволжья : автореф. дис. ... д. с.-х. н. / Д. И. Буров. М., 1953. 31 с.
8. *Вершинин А. П.* Влияние теплообмена с грунтом на показание водных испарителей / А. П. Вершинин, И. Л. Калюжный // Сборник работ по гидрологии. 1979. № 15. С. 87–108.
9. *Вершинин А. П.* Теория и практика определения испарения в природе / А. П. Вершинин // VI Всерос. гидрологический съезд : доклады. Секц. 5. Ч. 1. М.: Метеоагентство «Гидромет», 2006. С. 64–71.
10. *Глобус А. М.* Физика неизотермического внутрпочвенного влагообмена / А. М. Глобус. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 280 с.
11. *Джоган Л. Я.* Влияние локальных факторов на испарение с орошаемых полей / Л. Я. Джоган // Водные ресурсы. 1989. № 1. С. 21–29.

12. *Емец В. П.* Исследования и расчеты элементов водного баланса орошаемых земель Северного Кавказа / В. П. Емец // Воднобалансовые исследования на мелиорируемых землях. Л.: Гидрометеиздат, 1981. С. 99–113.
13. *Зайцева Р. И.* Влияние гранулометрического состава и объемного веса на передвижение жидкой и парообразной влаги при испарении / Р. И. Зайцева // Вопросы гидрологии и генезиса почв. М.: Наука, 1978. С. 151–185.
14. *Калюжный И. Л.* Испарение с болотных массивов различных болотных провинций СССР / И. Л. Калюжный // Труды ГГИ. 1974. Вып. 222. С. 21–57.
15. *Калюжный И. Л.* Стендовые испытания теплоизолированных водных испарителей / И. Л. Калюжный, Н. М. Химин // Метеорология и гидрология. 1987. № 12. С. ??
16. *Калюжный И. Л.* Теплоизолированный водный испаритель ГГИ-3000ТМ и результаты его испытаний / И. Л. Калюжный, В. С. Голубев, Т. Г. Федорова // Труды ГГИ. 1980. Вып. 266. С. 74–85.
17. *Козловский Т. Н.* Водный обмен растений / Т. Н. Козловский. М.: Колос, 1989. 247 с.
18. *Коковина Т. П.* Водный режим мощных черноземов и влагообеспеченности на них сельскохозяйственных культур / Т. П. Коковина. М.: Колос, 1974. 303 с.
19. *Кондратьев К. Я.* Лучистая энергия солнца / К. Я. Кондратьев. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 570 с.
20. *Константинов А. Р.* Испарение в природе / А. Р. Константинов. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 532 с.
21. *Кузьмин П. П.* Измерение и расчет испарения с поверхности снежного покрова / П. П. Кузьмин // Изучение и расчет элементов водного баланса. Ч. 2. Л., 1979. С. 101–121.
22. *Кучмент Л. С.* Моделирование влагопереноса в системе «почва — растение — приземный слой атмосферы» для гидрологических задач / Л. С. Кучмент, Ю. Г. Мотовилов, З. П. Старцева // Водные ресурсы. 1989. № 7. С. 32–39.
23. *Лавров С. А.* Математическое моделирование процесса испарения с поверхности почвы / С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1990. Вып. 334. С. ??
24. *Лавров С. А.* Математическое моделирование теплообмена и потоков CO₂ на поверхности верхового болота / С. А. Лавров, Ю. А. Курбатова // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 5. С. 631–642.
25. *Макаров А. Р.* Послойное сложение пахотного горизонта как прием снижения потерь почвенной влаги испарением / А. Р. Макаров, В. С. Загребальный // Научные труды Омского СХИ. 1976. Т. 148. С. 25–26.
26. *Менжулин Г. В.* Моделирование влагообмена и транспирации в системе «почва — растение — приземный слой атмосферы» / Г. В. Менжулин // Труды ГГИ. 1977. Вып. 247. С. 36–44.
27. Методические рекомендации по производству наблюдений за испарением с почвы и снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 235 с.
28. Методы изучения и расчета водного баланса. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 400 с.
29. *Муромцев Н. А.* Мелиоративная гидрофизика почв / Н. А. Муромцев. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 271 с.
30. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 360 с.
31. *Ольчев А. В.* Двухслойная параметризация эвапотранспирации для использования в метеорологической модели / А. В. Ольчев, Д. Б. Ставинский // Водные ресурсы. 1990. № 3. С. 16–27.
32. *Павлова К. К.* Зависимость испарения от распределения влаги по профилю почвы / К. К. Павлова, Е. Ф. Голицина // Метеорология и гидрология. 1991. № 6. С. 84–93.
33. *Пушкарев В. Ф.* Исследование методов наблюдений над испарением с почвы / В. Ф. Пушкарев // Труды ГГИ. 1954. Вып. 45(99). С. 5–65.

34. *Рахи М. О.* Об ошибках при определении составляющих водного потенциала листьев с помощью камеры давления / М. О. Рахи, Н. Г. Заводская. Н. И. Бобровская // Физиология растений / М.: Наука, 1978. С. 869–877.
35. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 96 с.
36. *Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге / А. А. Роде. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 663 с.
37. *Романов В. В.* Испарение с болот Европейской территории СССР / В. В. Романов. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 228 с.
38. *Росс Ю. К.* Радиационный режим и архитектура растительного покрова / Ю. К. Росс. Л.: Гидрометеиздат, 1975.
39. Руководство по теплбалансовым наблюдениям. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 150 с.
40. *Савватеев С. Д.* О численной модели влагооборота в системе «почва — растение — приземный слой атмосферы» / С. Д. Савватеев // Труды ГГИ. 1979. Вып. 357. С. 96–101.
41. *Сепп Ю. В.* О водном потенциале листьев картофеля / Ю. В. Сепп // Труды ВНИИСХИ. 1981. 188 с.
42. *Сиротенко О. Л.* Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистемы / О. Л. Сиротенко. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 188 с.
43. *Сиротенко О. Л.* Параметризованная модель водно-теплового режима агроэкосистемы для расчета суммарного испарения в задачах нормирования орошения / О. Л. Сиротенко, В. М. Мокиевский // Труды ВНИИСХИ. 1990. Вып. 26. С. 12–21.
44. *Станков Н. З.* Корневая система полевых культур / Н. З. Станков. М.: Колос, 1964. 280 с.
45. *Струзер Л. Р.* О применении почвенных испарителей на сельскохозяйственных полях в зоне недостаточного увлажнения / Л. Р. Струзер // Труды ГГИ. 1955. Вып. 48 (102). С. 87–112.
46. *Судницин И. И., Муромцев Н. А.* Движение влаги в почве и растениях при засухе / И. И. Судницин, Н. А. Муромцев // Научный доклад высшей школы. 1971. № 11. С. 104–109.
47. *Урываев В. А.* Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае / В. А. Урываев. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 232 с.
48. *Филиппенко Л. А.* Использование показателей водного испарителя для расхода воды сельскохозяйственным полем / Л. А. Филиппенко, Р. М. Гайдаров, В. В. Куратченко. // Мелиорация и водное хозяйство. Киев : Урожай, 1978. Вып. 44. С. 3–8.
49. *Харченко С. И.* Гидрология орошаемых земель / С. И. Харченко. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 374 с.
50. *Химин Н. М.* Расчет тепловой изоляции водных испарителей / Н. М. Химин, И. Л. Калюжный // Метеорология и гидрология. 1977. № 8. С. 101–104.
51. *Хит О.* Фотосинтез / О. Хит. М.: МИР, 1972. 316 с.
52. *Шулейкин В. В.* Кинетическая теория испарения / В. В. Шулейкин // Журнал Рус. физ.-хим. об-ва. Часть физическая. 1926. Т. 8. Вып. 3. С. 527–539.
53. *Camillo P. J.* A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies / P. J. Camillo, R. J. Gurney // Water Res. Res. 1983. Vol. 19. № 2. P. 371–380.
54. *Hansen G. K.* A dynamic continuous simulation model of water state and transpiration in the soil-plant-atmosphere system. 1. The model and its sensitivity / G. K. Hansen. Acta. Agric. Scand. 1975. Vol. 25. № 2. P. 129–143.
55. *Kondo I.* Numerical study on bulk heat transfer coefficient for a variety of vegetation types and densities / I. Kondo, A. Kovanaka // Bound. Layer Meteorology. 1986. Vol. 37. № 3. P. 286–296.
56. *Lloyd C. R.* A comparison of surface fluxes at the HAPEX-Sahel fallow bush sites / C. R. Lloyd [et al.] // J. of Hydrology. 1997. Vol. 188–189. P. 400–425.

57. *Paulson C. A.* The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in unstable atmospheric surface layer / C. A. Paulson // *J. Appl. Meteorology*. 1970. Vol. 9. P. 857–861.
58. Penning de Vies F.W.T. A model for simulating transpiration of leaves with special attention to stomatal functioning // *J. Appl. Ecol.* 1972. Vol. 9. № 9. P. 57–77.
59. *Peter J.* A resistance parameters for bare soil evaporation models / J. Peter, P. J. Camillo, R. J. Gurney // *Soil Sci.* 1986. Vol. 141. № 2. P. 95–105.
60. *Taconet O.* Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux / temperature model based on NOAA–AVHRR data / O. Taconet, R. Bernard, D. Vidal-Magijar // *J. Appl. Meteorology*. 1986. Vol. 25. № 3. P. 284–307.
61. *Taylor H. M.* Water uptake by cotton root systems: an examination of assumptions in the single root model / H. M. Taylor, B. Klepper // *Soil Sci.* 1975. Vol. 120. № 1. P. 57–67.

Литература к Главе 5

1. *Анисимов О. А.* Оценка эмиссии метана из многолетнемёрзлых болот криолитозоны России при изменении климата / О. А. Анисимов, С. А. Лавров, С. А. Ренёва // Проблемы экологического мониторинга и моделирование экосистем. СПб. : Гидрометеоиздат, 2005. Т. 20. С. 124–141.
2. *Агрофизические методы исследования почв.* М.: Наука, 1966. 259 с.
3. *Вомперский С. Э.* Заболоченные органогенные почвы и болота России и запас углерода в их торфах / С. Э. Вомперский и др. // *Почвоведение*. 1994. № 12. С. 17–25.
4. *Глухова Т. В.* Оценка некоторых биотических компонентов углеродного цикла болот и лесов / Т. В. Глухова, А. Г. Ковалев, М. В. Смагина, С. Э. Вомперский // *Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования*. М.: ГЕОС, 1999. С. 182–185.
5. *Гусев Е. М.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой / Е. М. Гусев, О. Н. Насонова. М.: Наука, 2010. 328 с.
6. *Заварзин Г. А.* Психрофильный цикл Зенгена / Г. А. Заварзин // *Экологическая химия*. 1995. № 4 (1). С. 3–11.
7. *Калюжный И. Л.* Оценка выноса органического вещества водами олиготрофного болотного массива / И. Л. Калюжный // *Метеорология и гидрология*. 1999. № 11. С. 98–105.
8. *Калюжный И. Л.* Эмиссия двуокиси углерода на олиготрофном болотном массиве Северо-Запада России / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров // *Сборник работ по гидрологии*. № 27. СПб. : Гидрометеоиздат, 2004. С. 10–24.
9. *Калюжный И. Л.* Сезонная эмиссия двуокиси углерода в засушливый год на олиготрофном болотном массиве Северо-Запада России / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 10. С. 81–93.
10. *Калюжный И. Л.* Эмиссия метана на олиготрофном массиве Северо-Запада России // И. Л. Калюжный [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2009. № 1. С. 53–67.
11. *Кучмент Л. С.* Моделирование влагопереноса в системе «почва — растение — приземный слой атмосферы» для гидрологических задач / Л. С. Кучмент, Ю. Г. Мотовилов, З. П. Старцева // *Водные ресурсы*. 1989. № 7. С. 32–39.
12. *Лавров С. А.* Математическое моделирование процесса испарения с поверхности почвы / С. А. Лавров // *Труды ГГИ*. 1990. Вып. 334. С. 21–32.
13. *Лавров С. А.* Математическое моделирование теплообмена и потоков CO₂ на поверхности верхового болота / С. А. Лавров, Ю. А. Курбатова // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2005. Т. 41. № 5. С. 631–642.
14. *Калюжная И. И.* Методика определения величин испарения болотными весовыми испарителями с учетом вариации микрорельефа и растительности на болот-

- ных массивах / И. И. Калюжная, И. Л. Калюжный // *Труды ГГИ*. 1972. Вып. 204. С. 102–111.
15. *Махов Г. А.* Эмиссия метана из болот междуречья рек Оби и Томи / Г. А. Махов, Н. М. Бажин, Т. Т. Ефремова // *Химия в интересах устойчивого развития*. 1994. № 2. С. 619–622.
16. *Муханов В. В.* Исследования эмиссии метана некоторыми болотами Бакчарского района Томской области в 1996–2000 гг. / В. В. Муханов, Н. А. Шнырев // *Тезисы докладов 8-й Международной конференции студентов и аспирантов по фундаментальным наукам «Ломоносов–2001»* (10–13 апреля 2001 г., Москва). М., 2001. С. 83.
17. *Наставления гидрометеорологическим станциям и постам.* Вып. 8. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 295 с.
18. *Наумов А. В.* Углекислый газ и метан в почвах и атмосфере болотных экосистем Западной Сибири / А. В. Наумов // *Сибирский экологический журнал*. 2002. № 3. С. 313–318.
19. *Паников Н. С.* Эмиссия CH₄ и CO₂ из болот Западной Сибири / Н. С. Паников, М. В. Сизова, В. В. Зеленов // *Экологическая химия*. 1995. № 4 (1). С. 13–24.
20. *Романов В. В.* Гидрофизика болот / В. В. Романов. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 345 с.
21. *Самаркин В. А.* Метан в мерзлых почвах криолитозоны Северо-Востока Сибири / В. А. Самаркин, М. С. Вечерская, Е. М. Ривкина // *Экологическая химия*. 1995. № 4 (1). С. 25–31.
22. *Сметанин Г. Н.* Газохроматографическая установка для прецизионных измерений концентраций метана на фоновом уровне / Г. Н. Сметанин, А. И. Решетников, В. И. Привалов, Н. Н. Парамонова // *Труды филиала ГГО–НИЦ ДЗА*. 2000. Вып. 2 (548). С. 121–130.
23. *Шнырев Н. А.* Влияние уровня воды на эмиссию метана из болот Западной Сибири / Н. А. Шнырев // *Тезисы докладов 8-й Международной конференции студентов и аспирантов по фундаментальным наукам «Ломоносов–2001»* (10–13 апреля 2001 г., Москва). М., 2001. С. 136–137.
24. *Alm J.* Carbon balance of boreal bog during a year with an exceptionally dry summer / J. Alm [et al.] // *Ecology*. 1999. Vol. 80. P. 161–174.
25. *Arah J. R. M.* A model of the processes leading to methane emission from peatland / J. R. M. Arah, K. D. Stephen // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3257–3264. 18.
26. *Arneeth A.* Comparative ecosystem-atmosphere exchange of energy and mass in a European Russian and a central Siberian bog II. Interseasonal and interannual variability of CO₂ fluxes / A. Arneeth [et al.]. *Tellus*, 2002. Vol. 54B. № 5. P. 514–530.
27. *Aubinet M.* Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology / M. Aubinet [et al.] // *Advances in Ecological Research*. 2000. Vol. 30. P. 113–175.
28. *Ball J. T.* A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions / J. T. Ball, I. E. Woodrow and J. A. Berry // *Progress in Photosynthesis Research*. 1987. Vol. IV. P. 221–234.
29. *Beswick K. M.* Methane emissions on large scales / K. M. Beswick [et al.] // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3283–3291.
30. *Cao M.* Modeling methane emissions from rice paddies / M. Cao [et al.] // *Global Biogeochem. Cycles*. 1995. Vol. 9. P. 183–195.
31. *Christensen T. R.* Carbon cycling and methane emissions from wet tundra ecosystems: feedback effects on climate change / T. R. Christensen // *Climate Impacts Group. Center for Geobiosphere Studies. Lund University, Sweden.* год издания?
32. *Dai Y.* A land surface model (IAP94) for climate studies. Part I : formulation and validation in off-line experiments / Y. Dai and Q.-C. Zeng // *Advance Atmospheric Sciences*. 1997. Vol. 14. P. 433–460.

33. *Daulat W. E.* Effects of temperature and water table on the efflux of methane from peatland surface cores / W. E. Daulat and R. S. Clymo // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3207–3218.
34. *Edwards C.* Microbiological processes in the terrestrial carbon cycle: methane cycling in peat / C. Edwards [et al.] // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3247–3255.
35. *Farquhar G. D.* A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C3 species / G. D. Farquhar, S. von Caemmerer and J. A. Berry. *Planta*, 1980. Vol. 149. P. 78–90.
36. *Gracia C. A.* GOTILWA: An Integrated Model of Water Dynamics and Forest Growth / C. A. Gracia, E. Tello, S. Sabaté and J. Bellot // *Ecology of Mediterranean Evergreen Oak Forests. Ecological Studies* / eds. F. Rodà et al. Vol. 137. Springer Verlag, Berlin Heidelberg. 1999. P. 163–179.
37. *Gua L.* Micrometeorology, biophysical exchanges and NEE decomposition in a two-story boreal forest—development and test of an integrated model / L. Gua, H. H. Shugarta, J. D. Fuentes, T. A. Blackb, R. S. Stanley // *Agricultural and Forest Meteorology*. 1999. № 94. P. 123–148.
38. *Hargreaves K. J.* Quantifying the effects of water table and soil temperature on the emission of methane from peat wetland at the field scale / K. J. Hargreaves and D. Fowler // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3275–3582.
39. *Harley P. C.* Modeling the photosynthetic response of C3 leaves to environmental factors / P. C. Harley and J. D. Tenhunen // *Modeling Crop Photosynthesis—from Biochemistry to Canopy* / eds. K. J. Boote and R. S. Loomis. CSSA special publication № 19. Proc. American Soc. of Agronomy Symposium. Madison, WI, 1991. P. 17–39.
40. *Ikkonen E. N.* CO emission from a peat soil in Karelia (North-Western Russia) during Holocene / E. N. Ikkonen, S. I. Grabovic // *Abs. Jnt. Symp. On paleosols and climatic change*. P. P. China, 1998. P. 23.
41. *Jennifer Y. K.* Methane emission and transport by arctic sedges in Alaska: Results of a vegetation removal experiment / Y. K. Jennifer, S. R. William, K. R. Shannon // *J. of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. № D22. P. 83–92.
42. *Kettunen A.* Predicting variations in methane emissions from boreal peatlands through regression models / A. Kettunen [et al.] // *J. Predicting — Boreal Environment Research*. 2000. № 5. P. 115–131.
43. *Lai C.* Modeling CO₂ and water vapor turbulent flux distributions within a forest canopy. School of the Environment, Duke University, Durham, North Carolina / C. Lai, G. Katul, R. Oren, D. Ellsworth and K. Schafer // *J. of Geophysical Research*. 2000. Vol. 105. № D21. November 16. P. 26,333–26,351.
44. *Lien T.* Methane oxidation and methane fluxes in drained peat soils / T. Lien, P. Martikainen, H. Nykanen and L. Bakken // *Suo*. 1992. № 43 (4–5). P. 231–236.
45. *Liu J.* Net primary productivity distribution in the BOREAS region from a process model using satellite and surface data / J. Liu, J. M. Chen, J. Cihlar and W. Chen // *J. of Geophysical Research*. 1999. Vol. 104. № D22. P. 27,735–27,754.
46. *Lloyd D.* Methanogenesis and CO₂ exchange in an ombrotrophic peat bog / D. Lloyd [et al.] // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3229–3238.
47. *Macdonald J. A.* Methane emission rates from a northern wetland; response to temperature, water table and transport / J. A. Macdonald [et al.] // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3219–3227.
48. *Monique M. P.* Effects of elevated CO₂ and vascular plants on evapotranspiration in bog vegetation / M. P. Monique, D. Heijmans, Wim J. Arp and F. Berendse // *Global Change Biology*. 2001. Vol. 7. Issue 7. P. 817.
49. *Moore T. R.* Methane emissions from wetlands southern Hudson Bay lowland / T. R. Moore [et al.] // *J. Geoph. Res.* 1994. Vol. 99. P. 1455–1467.

50. *Moore T. R.* The influence of water table levels on methane and carbon dioxide emissions from peatland soils / T. R. Moore, R. Knowles // *Can. J. Soil Sci.* 1989. № 69. P. 33–38.
51. *Nash J. E.* River flow forecasting through conceptual models: 1 A discussion of principles / J. E. Nash, J. V. Sutcliffe // *J. Hydrol.* 1970. Vol. 10. № 3. P. 282–290.
52. *Robertz P.* Effects of elevated CO₂ concentration and nutrition on net photosynthesis, stomatal conductance and needle respiration of field-grown Norway spruce trees / P. Robertz and J. Stockfors // *Tree Physiology*. 1998. № 18. P. 233–241.
53. *Scott D.* Mechanisms controlling soil respiration (CO and CH) in southlands / D. Scott, C. Bridgham, S. Richardson // *Soil Biol Biochem*. 1992. Vol. 24. № 11. P. 1089–1099.
54. *Shuepp P. H.* Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation / P. H. Shuepp, M. Y. Leclers, J. I. Mc Pherson, R. L. Desjardings // *Bound. Layer Meteorol.* 1990. Vol. 50. P. 335–374.
55. *Silvola J.* A mobile automatic gas chromatograph system to measure CO₂, CH₄ and N₂O Fluxes from soil in the field / J. Silvola, P. Martikainen and H. Nykanen // *Suo*. 1992. № 43 (4–5). P. 263–266.
56. *Silvola J.* Photosynthesis, respiration and peat accumulation: CO exchange approach to mire ecology / J. Silvola // *University of Joensuu*. 1985. № 7. 13 p.
57. *Sims D. S.* Photosynthesis, respiration, and net primary production of sunflower stands in ambient and elevated atmospheric CO₂ concentrations: an invariant NPP: GPP ratio? / D. S. Sims, W. Cheng, Y. Luo, J. S. Coleman and D. W. Johnson // *Global Change Biology*. 2000. № 6. P. 931–941.
58. *Sundh I., Nilson M. and Svenson B.H.* Depth distribution of methane production and oxidation in a sphagnum peat bog / I. Sundh, M. Nilson and B. H. Svenson // *Suo*. 1992. № 43 (4–5). P. 267–269.
59. *Tatarinov F.* Measuring of components of peat and ground vegetation CO₂ balance in a southern taiga peat bog / F. Tatarinov, J. Kurbatova, A. Molchanov, T. Minaeva, T. Orlov // *Selected papers of International Conference & Educational Workshop “Ecohydrological processes in northern wetlands”*. Tallinn, Estonia, 2003. P. 215–220.
60. *Van den Bos R. M.* Human Influence On Carbon Fluxes In Coastal Peatland.—International Peat Congress / R. M. Van den Bos. Quebec, 2000.
61. *Van der Heijden E.* Effects of elevated atmospheric concentration CO₂ and increased nitrogen deposition on growth and chemical composition of ombrotrophic Sphagnum balticum and oligo-mesotrophic Sphagnum papillosum / E. Van der Heijden, J. Jauhainen, J. Silvola, H. Vasander and P. J. C. Kuiper // *J. of Bryology*. 2000. Vol. 22. P. 175–182.
62. *Vann C.D.* Elevated CO₂ and water depth regulation of methane emissions: Comparison of woody and non-woody wetland plant species / C. D. Vann, J. Patrick Megonigal // *Biogeochemistry*. 2003. Vol. 63. № 2. P. 117–134.
63. *Wachinger G., Fiedler S., Zepp K., Gattinger A., Sommer M., Roth K.* Variability of soil methane production with hot spots of organic material and Archaeal populations.—*Soil Biology & Biochemistry*, 2000. № 32, pp. 1121–1130.
64. *Wagner D.* Microbial Controls on Methane Fluxes from Polygonal Tundra of the Lena Delta, Siberia / D. Wagner, S. Kobabe, E. M. Pfeiffer, H. W. Hubberten // *Permafrost Periglac. Process*. 2003. № 14. P. 173–185.
65. *Watson A.* Methane production and emission from peat: the influence of anions (sulphate, nitrate) from acid rain / A. Watson, D. B. Nedwell // *Atmospheric Environment*. 1998. Vol. 32. № 19. P. 3239–3245.
66. *Ye Qi.* Separating the effects of moisture and temperature on soil CO₂ efflux in a coniferous forest in the Sierra Nevada mountains / Qi Ye, Xu Ming // *Plant and Soil*. 2001. № 237. P. 15–23.

Литература к Главе 6

1. *Ананян А. А.* Зависимость времени замерзания тонкодисперсных грунтов от количества содержащейся в них воды / А. А. Ананян // Вестник МГУ. 1959. № 2. С. 171–180.
2. *Бажин Н. А.* Интегральные показатели водопоглотительной способности почв / Н. А. Бажин, К. К. Павлова // Метеорология и гидрология. 1978. № 6. С. 71–76.
3. *Бажин Н. А.* Анализ структуры и расчет потерь стока весеннего половодья на малых водосборах бассейна р. Дона / Н. А. Бажин // Труды ГГИ. 1982. Вып. 284. С. 33–45.
4. *Бакаев Н. М.* Почвенная влага и урожай / Н. М. Бакаев. Алма-Ата, 1975.
5. *Бакаев Н. М.* Влияние агротехнических приемов задержания снега на урожай яровой пшеницы / Н. М. Бакаев, И. А. Васьюк // Научно-технический бюллетень ВНИИЗХ № 37. Целиноград, 1982.
6. Болота Западной Сибири их строение и гидрологический режим / под ред. К. Е. Иванова и С. М. Новикова. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 447 с.
7. *Бородулин В. В.* К методике измерений и расчетов промерзания болот / В. В. Бородулин, И. Л. Калюжный, С. М. Новиков // Труды ГГИ. 1974. Вып. 222. С. 205–224.
8. *Буров Д. И.* Научные основы обработки почв Заволжья / Д. И. Буров. Куйбышев: Заволж. кн. изд-во, 1970. 294 с.
9. *Вершинина Л. К.* Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / Л. К. Вершинина, О. И. Крестовский, И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 192 с.
10. *Вершинина Л. К.* Методика расчета и прогноза объема стока весеннего половодья в бассейне р. Дона / Л. К. Вершинина // Труды ГГИ. 1977. Вып. 233. С. 52–65.
11. Водные ресурсы России и их использование / под ред. И. А. Шикломанова. СПб.: ГГИ, 2008. 598 с.
12. *Георгиевский В. Ю.* Оценка влияния возможных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек территории бывшего СССР / В. Ю. Георгиевский [и др.] // Метеорология и гидрология. 1996. № 11. С. 89–99.
13. *Голицына Е. Ф.* 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.
14. *Гуревич Е. В.* Влияние температуры воздуха на зимний сток рек (на примере бассейна р. Алдан) / Е. В. Гуревич // Метеорология и гидрология. 2009. № 9. С. 92–99.
15. *Деев В. И.* Изменение водного режима при окультуривании черноземов южных нормальных Кустанайской обл. / В. И. Деев // Изв. АН КазССР. Сер. биол. 1981. № 4. С. 7–12.
16. *Заварзин Г. А.* Психрофильный цикл Зенгена / Г. А. Заварзин // Экологическая химия. 1995. № 4 (1). С. 3–12.
17. *Зарецкий Ю. А.* Математическое моделирование процессов промерзания, оттаивания и инфильтрации влаги в почве / Ю. А. Зарецкий, С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1983. Вып. 308. С.???
18. *Змиева Е. С.* Прогнозы притока воды к Куйбышевскому и Волгоградскому водохранилищам / Е. С. Змиева. М.: Гидрометеиздат, 1964. 256 с.
19. *Иванов К. Е.* Водообмен в болотных ландшафтах / К. Е. Иванов. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 280 с.
20. *Калюжный И. Л.* Факторы влияющие на содержание незамерзшей влаги в мерзлой почве / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров // Сборник работ по гидрологии. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. № 25. С. 50–63.
21. *Калюжный И. Л.* Гидрофизическое обоснование мероприятий по задержанию талых вод на полях зоны богарного земледелия / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, К. К. Павлова // Метеорология и гидрология. 1985. № 7. С. 90–100.
22. *Калюжный И. Л.* Рекомендации по проведению комплекса агротехнических мероприятий по задержанию снега и талых вод на сельскохозяйственных полях Северного Казахстана / И. Л. Калюжный [и др.]. Л.: Гидрометеиздат, 1987.
23. *Калюжный И. Л.* Гидрофизические исследования почв и снежного покрова / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров, К. К. Павлова, И. А. Шутов // Проблемы современной гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 23–34.
24. *Калюжный И. Л.* Сезонная эмиссия двуокси углерода в засушливый год на олиготрофном болотном массиве Северо-Запада России / И. Л. Калюжный, С. А. Лавров // Метеорология и гидрология. 2005. № 10. С. 81–93.
25. *Калюжный И. Л.* Эмиссия метана на олиготрофном болотном массиве Северо-Запада России / И. Л. Калюжный [и др.]. // Метеорология и гидрология. 2009. № 1. С. 53–67.
26. *Калюжный И. Л.* Пути повышения запасов продуктивной влаги в почвах путем проведения эффективных методов обработки / И. Л. Калюжный, Н. С. Морозова, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1986. Вып. 322. С. 67–88.
27. *Калюжный И. Л.* 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.
28. *Калюжный И. Л.* Формирование потерь талого стока / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 160 с.
29. *Калюжный И. Л.* Основные показатели водопроницаемости почвы речных водосборов ЦЧО / И. Л. Калюжный, Л. К. Вершинина, Н. В. Соколова, К. К. Павлова // Труды ГГИ. 1978. Вып. 250. С. 13–29.
30. *Калюжный И. Л.* Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова, С. А. Лавров. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 261 с.
31. *Калюжный И. Л.* Формирование потерь талого стока / И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 160 с.
32. *Капотов А. А.* Лабораторные исследования водопропускной способности мерзлых и талых почвогрунтов / А. А. Капотов // Труды ГГИ. 1972. Вып. 194. С. 32–45.
33. *Комаров В. Д.* Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР / В. Д. Комаров. М.: Гидрометеиздат, 1959. 294 с.
34. *Комаров В. Д.* О водопроницаемости мерзлого песка / В. Д. Комаров // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. № 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. ???
35. *Комаров В. Д.* Исследование влияния глубины промерзания почвы и других факторов на талый сток рек степной и лесостепной зон / В. Д. Комаров, Т. Т. Макарова // Метеорология и гидрология. 1972. № 8. С. 67–74.
36. *Комаров В. Д.* О влиянии льдистости, температуры, цементации и глубины промерзания почвы на инфильтрацию талых вод в бассейне / В. Д. Комаров, Т. Т. Макарова // Труды Гидрометцентра СССР» 1973. Вып. 113. С. 76–85.
37. *Лавров С. А.* Расчет температурного режима почв в условиях снегозадержания / С. А. Лавров // Труды ГГИ. 1991. Вып. 346. С. 67–74.
38. *Мохов И. И.* Оценка возможных региональных изменений гидрологического режима на основе глобальных климатических моделей. Гидрологические последствия изменения климата / И. И. Мохов // Труды Британско-Российской конференции. Новосибирск, 2007. С. 140–151.
39. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 296 с.
40. *Попов Е. Г.* Вопросы теории и практики прогнозов речного стока / Е. Г. Попов. М.: Гидрометеиздат, 1963. 395 с.

41. Протасьев М. С. Расчет и прогноз весеннего стока в бассейне р. Дона (до станицы Казанской) по основным гидрометеорологическим факторам / М. С. Протасьев // Труды ГГИ. 1969. Вып. 174. С. 3–29.
42. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге / А. А. Роде. Л.: Гидрометеоздат, 1965, 663 с.
43. Романов В. В. Гидрофизика болот / В. В. Романов. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 360 с.
44. Романова Е. А. О связи между растительностью, верхними слоями торфяной залежи и водным режимом верховых болот Северо-Запада / Е. А. Романова // Труды ГГИ. 1960. Вып. 89. С. 92–122.
45. Соколова Н. В. Исследование закономерностей миграции влаги при промерзании почвы / Н. В. Соколова // Труды ГГИ. 1980. Вып. 268. С. ??
46. Степанов Л. Н. Водопроницаемость мерзлых почв / Л. Н. Степанов // Вопросы агрономической физики. Л., 1957. С. ????
47. Суоров В. И. Определение запасов влаги в деятельном слое болот гаммаскопическим методом / В. И. Суоров // Труды ГГИ. Вып. 177. Л.: Гидрометеоздат, 1969. С. 87–118.
48. Хакимов Х. Р. К вопросу о тепловых расчетах промерзания или оттаивания грунта / Х. Р. Хакимов // Труды НИИ оснований и фундаментов. 1952. № 9. С. 45–63.
49. Холоден Е. Э. Фазовый состав воды и водопроницаемость почв Дальнего Востока в мерзлом состоянии / Е. Э. Холоден // Вторая региональная науч.-практ. конф. «Водные проблемы Приморского края»: тез. докл. Владивосток, 2001. С. 36–37.
50. Холоден Е. Э. Гидрофизические процессы в мерзлых почвах Дальнего Востока / Е. Э. Холоден, С. А. Лобанов. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2007. 62 с.
51. Шикломанов И. А. Сток реки Волги и уровни Каспийского моря: влияние естественных и антропогенных факторов / И. А. Шикломанов, В. Ю. Георгиевский // Международный научно-промышленный форум «Великие реки — 2000». Нижний Новгород: ННГАСУ, 2000. С. 45–48.
52. Шикломанов И. А. Влияние антропогенных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы / И. А. Шикломанов, В. Ю. Георгиевский // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 152–164.
53. Шикломанов И. А. Современные и перспективные изменения стока рек России под влиянием климатических факторов / И. А. Шикломанов, В. Ю. Георгиевский // Водные ресурсы суши в условиях изменяющегося климата. СПб., 2007. С. 20–32.
54. Lashof D. A. Relative contributions of greenhouse gas emissions to global warming / D. A. Lashof, D. R. Ahuja // Nature. 1990. Vol. 344. P. 529–531.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Статистические характеристики плотности почв

Таблица 1.1

Статистические характеристики плотности почвы по профилям, заложенным на водосборах рек ЕТР

Тип почвы	Глубина отбора образца, см	Среднее значение плотности почв ρ , г/см ³	Среднеквадратическое отклонение σ , кг/м ³	Коэффициент вариации C_V	σ_p
Бассейн р. Вятки					
Дерновосильно-подзолистые и дерновослабоподзолистые	0–10	1,05	0,37	0,35	0,09
	10–20	1,26	0,17	0,14	0,04
	20–30	1,35	0,01	0,08	0,02
	30–40	1,43	0,07	0,05	0,02
	40–50	1,43	0,08	0,05	0,02
	50–60	1,00	0,08	0,06	0,02
Бассейн р. Поломети					
Дерново-подзолистая	0–10	0,95	0,37	0,38	0,04
	10–20	1,20	0,59	0,33	0,04
	20–30	1,33	0,39	0,29	0,04
	30–40	1,41	0,39	0,28	0,04
	40–50	1,50	0,40	0,27	0,04
	50–60	1,56	0,37	0,24	0,04
Бассейн Ладожского озера					
Дерново-карбонатная оподзоленная	0–10	0,92	0,26	0,28	0,19
	10–20	1,23	0,16	0,13	0,12
	20–30	1,54	0,26	0,17	0,19
	30–40	1,75	0,20	0,11	0,16
	40–50	1,77	0,18	0,10	0,14
Глееватая и глеевая	50–60	1,79	0,15	0,08	0,11
	70–80	1,76	0,12	0,07	0,10
Дерново-подзолистая глееватая и глеевая	0–10	1,16	0,24	0,21	0,05
	10–20	1,20	0,24	0,20	0,05
	20–30	1,47	0,15	0,10	0,03
	30–40	1,62	0,14	0,09	0,03
	40–50	1,70	0,16	0,09	0,04
	50–60	1,71	0,11	0,06	0,02
	70–80	1,79	0,09	0,05	0,02

Тип почвы	Глубина отбора образца, см	Среднее значение плотности почв ρ , г/см ³	Среднеквадратическое отклонение σ , кг/м ³	Коэффициент вариации C_V	σ_p
Торфяно-подзолистая	0–10	0,50	0,21	0,43	0,14
	10–20	0,71	0,27	0,38	0,18
	20–30	0,78	0,34	0,43	0,22
	30–40	1,10	0,45	0,41	0,30
	40–50	1,44	0,31	0,21	0,21
	50–60	1,66	0,30	0,18	0,20
	70–80	1,84	0,09	0,05	0,06
	30–40	1,27	0,23	0,18	0,31
	40–50	1,46	0,12	0,08	0,16
	50–60	1,51	0,08	0,06	0,12
	70–80	1,59	0,08	0,05	0,11
Средне- и сильноподзолистая глееватая	0–10	0,79	0,25	0,32	0,15
	10–20	1,33	0,21	0,16	0,12
	20–30	1,61	0,09	0,06	0,06
	30–40	1,62	0,08	0,05	0,05
	40–50	1,65	0,08	0,05	0,05
	50–60	1,71	0,07	0,05	0,05
Дерново-подзолистая глееватая на двучленных отложениях	0–10	1,08	0,18	0,16	0,12
	10–20	1,38	0,14	0,10	0,09
	20–30	1,48	0,10	0,07	0,07
	30–40	1,58	0,11	0,07	0,08
	40–50	1,61	0,10	0,06	0,07
	50–60	1,66	0,12	0,07	0,08
70–80	1,77	0,09	0,05	0,06	
Бассейн р. Сосны					
Чернозем выщелоченный	0–10	1,15	0,48	0,42	0,05
	10–20	1,26	0,10	0,09	0,01
	20–30	1,28	0,12	0,10	0,01
	30–40	1,26	0,15	0,12	0,02
	40–50	1,27	0,14	0,11	0,01
	50–60	1,28	0,13	0,10	0,01
	60–70	1,30	0,13	0,10	0,01
	70–80	1,32	0,12	0,09	0,01
	80–90	1,39	0,13	0,10	0,01
	90–100	1,37	0,11	0,08	0,01

Тип почвы	Глубина отбора образца, см	Среднее значение плотности почв ρ , г/см ³	Среднеквадратическое отклонение σ , кг/м ³	Коэффициент вариации C_V	σ_p
Бассейн р. Дона					
Чернозем обыкновенный	0–10	1,05	0,11	0,10	0,01
	10–20	1,09	0,11	0,10	0,01
	20–30	1,12	0,11	0,10	0,01
	30–40	1,13	0,10	0,09	0,01
	40–50	1,16	0,10	0,09	0,01
	50–60	1,20	0,12	0,10	0,01
	60–70	1,23	0,12	0,10	0,02
	70–80	1,28	0,14	0,11	0,02
	80–90	1,30	0,15	0,12	0,02
	90–100	1,32	0,15	0,11	0,02
	Чернозем типичный среднегумусный мощный	0–20	1,14	0,05	0,04
20–30		1,25	0,07	0,06	0,08
30–40		1,18	0,06	0,05	0,13
40–50		1,16	0,05	0,04	0,11
50–60		1,17	0,06	0,05	1,34
60–70		1,18	0,05	0,04	0,31
70–80		1,21	0,07	0,06	1,31
80–90		1,24	0,08	0,06	1,05
90–100		1,27	0,08	0,07	0,48

Таблица 1.2

Результаты статистической обработки данных разрезов по двум взаимно перпендикулярным маршрутам (по каждому разрезу длина ряда 10 членов).

Южный чернозем бассейна р. Тобол (Северный Казахстан)

№ разреза	ρ , кг/м ³	σ , кг/м ³	C_V	C_S	$\tilde{r}(1)$
1	1466	105	0,072	0,579	0,951
2	1521	134	0,088	-0,425	0,971
3	1397	178	0,127	0,699	0,888
4	1478	141	0,095	-0,759	0,928
5	1527	128	0,084	-2,016	0,767
6	1483	157	0,106	-1,241	0,923
7	1399	180	0,128	-0,668	0,963
8	1403	163	0,116	-0,679	0,907
9	1451	153	0,105	-0,275	0,966
10	1413	211	0,150	-0,160	0,960
11	1461	107	0,073	-0,759	0,910
12	1460	167	0,115	-0,296	0,979

№ разреза	ρ , кг/м ³	σ , кг/м ³	C_V	C_S	$\tilde{r}(1)$
13	1461	121	0,083	-2,061	0,886
14	1353	170	0,125	-0,853	0,965
15	1325	176	0,133	-0,427	0,977
16	1374	169	0,123	-0,721	0,957
17	1410	241	0,171	-0,042	0,934
18	1339	200	0,156	-0,121	0,966
19	1383	168	0,121	0,150	0,954
20	1411	229	0,162	-1,563	0,988
21	1422	170	0,120	-0,385	0,963
22	1281	159	0,124	-0,088	0,961
23	1297	185	0,142	0,201	0,962
24	1335	143	0,107	-1,523	0,902
25	1263	210	0,166	-0,627	0,972
26	1336	131	0,098	-0,038	0,968
27	1375	185	0,134	-0,820	0,957
28	1358	219	0,162	-0,529	0,955
29	1436	173	0,120	-0,707	0,937
30	1342	258	0,192	-0,390	0,968
31	1394	191	0,137	-0,475	0,941
32	1355	247	0,182	-1,003	0,931
33	1309	210	0,160	-1,282	0,992
34	1332	159	0,120	-1,003	0,888
35	1463	271	0,185	-1,187	0,805
36	1404	258	0,184	-1,612	0,303
37	1387	165	0,119	-0,622	0,967
38	1366	242	0,177	0,065	0,945
39	1270	275	0,244	-0,304	0,975
40	1281	230	0,187	-1,157	0,889
41	1320	222	0,168	-0,743	0,926
42	1361	300	0,220	0,210	0,977
43	1390	174	0,125	0,276	0,968
44	1372	191	0,130	-0,801	0,945
45	1307	179	0,137	-0,235	0,978
46	1359	186	0,137	-0,560	0,960
47	1437	189	0,132	-0,288	0,971
48	1392	263	0,189	-0,988	0,952
49	1417	200	0,141	-0,333	0,976
50	1391	198	0,142	-0,347	0,968
51	1448	178	0,123	0,025	0,983
52	1460	215	0,148	-0,802	0,967
53	1370	164	0,120	-0,698	0,965

№ разреза	ρ , кг/м ³	σ , кг/м ³	C_V	C_S	$\tilde{r}(1)$
54	1361	192	0,141	-0,465	0,935
55	1369	230	0,168	0,026	0,992
56	1367	119	0,087	-0,247	0,967
57	1375	119	0,087	-1,060	0,823
58	1457	170	0,117	-0,987	0,937
59	1394	157	0,112	-0,892	0,966
60	1287	206	0,160	-0,881	0,937
61	1352	152	-1,782	-1,780	0,947
62	1379	210	0,153	-1,211	0,963
63	1365	140	0,103	-1,277	0,953
64	1309	179	0,137	-0,195	0,926
65	1370	135	0,098	-0,593	0,989
66	1474	147	0,100	-0,817	0,869
67	1338	180	0,134	-0,973	0,975
68	1293	146	0,113	-0,767	0,863
69	1439	183	0,127	-1,992	0,938
70	1397	203	0,145	-0,530	0,958
71	1356	120	0,089	-0,739	0,980
72	1408	185	0,132	-1,290	0,957
73	1374	241	0,175	-0,228	0,974
74	1337	181	0,135	-1,235	0,836
75	1800	205	0,157	-0,831	0,974
76	1319	181	0,137	-0,835	0,955
77	1335	147	0,110	-0,735	0,938
78	1313	216	0,156	-0,356	0,950
79	1270	146	0,115	-0,431	0,871
80	1305	162	0,124	-0,119	0,964
81	1349	181	0,134	-0,418	0,970
82	1389	228	0,164	-0,192	0,984
83	1365	146	0,107	-0,669	0,785
84	1356	186	0,137	0,707	0,972
85	1384	173	0,125	-0,297	0,970
86	1358	136	0,100	-1,890	0,882
87	1450	211	0,146	0,241	0,790
88	1359	186	0,137	-0,742	0,970
89	1369	123	0,090	-0,217	0,927
90	1352	244	0,180	-0,640	0,951
91	1397	159	0,114	-0,886	0,686
92	1363	146	0,107	-0,722	0,350
93	1356	141	0,104	-0,405	0,869
94	1389	179	0,128	-1,186	0,837

№ разреза	ρ , кг/м ³	σ , кг/м ³	C_V	C_S	$\tilde{r}(1)$
95	1281	297	0,232	-1,927	0,908
96	1463	187	0,128	-0,816	0,976
97	1381	180	0,130	-1,657	0,971
98	1420	176	0,124	-0,115	0,969
99	1409	135	0,096	-0,872	0,514
100	1469	136	0,093	0,197	0,901

ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Потенциал почвенной влаги

Таблица 2.1

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Ленинградской области

Почва мощная торфяная низинная, под многолетними травами, п. Староселье, пункт 4					
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–80
Плотность, г/см ³	0,30	0,44	0,56	0,20	0,11–0,12
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
-1	280	168	121	380	774
-2	277	167	120	378	748
-3	274	165	119	374	714
-6	263	158	114	356	640
-8	256	154	111	343	602
-10	248	151	108	330	567
-13	238	147	105	313	522
-20	219	140	100	285	452
-25	208	137	96	269	420
-33	192	129	91	250	377
-40	184	125	89	241	358
-50	172	119	84	229	328
-60	161	112	80	220	298
-70	150	106	74	213	277
-80	141	100	69	208	265
-150	104	67	51	177	218
-300	84	48	37	150	181
-500	76	38	30	130	158
-1000	72	32	27	122	145
-1600	67	24	21	112	123

Почва минерализованная торфяная, залежи с неравномерным распределением песка и глины, п. Староселье, пункт 5							
Слой, см	0–10	30–40	40–50	50–60	60–80	70–80	80–95
Плотность, г/см ³	0,60	0,36	0,23	0,52	0,8–0,95	0,57	0,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
-1	85,0	167,5	300,5	112,0	60,5	96,0	236,0
-2	82,0	158,5	289,5	110,5	59,5	92,0	228,5
-3	79,5	152,5	282,0	110,0	58,0	88,5	222,5
-6	74,0	143,0	268,5	105,0	54,0	83,0	212,5
-8	71,5	138,5	262,5	102,0	52,5	80,0	206,0
-10	69,0	134,5	256,5	98,0	50,5	77,5	201,0
-13	66,0	130,5	249,0	93,0	48,5	74,0	194,4

Почва минерализованная торфяная, залежи с неравномерным распределением песка и глины, п. Староселье, пункт 5							
Слой, см	0–10	30–40	40–50	50–60	60–80	70–80	80–95
Плотность, г/см ³	0,60	0,36	0,23	0,52	0,8–0,95	0,57	0,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–20	62,0	122,0	232,5	84,0	45,0	68,0	182,5
–25	59,0	116,5	223,5	78,5	42,5	64,5	174,5
–33	54,0	111,5	210,0	73,0	37,5	62,0	165,5
–40	52,0	108,0	202,0	69,5	35,5	59,0	162,0
–50	49,0	105,0	191,0	66,0	31,5	56,0	157,0
–60	46,0	103,0	182,0	63,5	27,0	54,0	152,5
–70	43,0	101,5	175,0	61,0	22,5	52,5	149,0
–80	41,5	99,0	170,0	60,0	18,0	51,5	145,5
–150	38,5	92,5	154,0	54,0	12,0	47,0	133,5
–300	35,0	85,5	142,0	48,5	11,0	42,0	122,5
–500	33,0	80,5	134,0	45,5	10,0	40,0	115,5
–1000	30,0	75,0	122,5	42,0	9,5	36,5	108,9
–1600	29,0	72,5	120,0	40,5	9,0	36,0	104,0

Почва дерново-сильнопodzолистая глееватая легкосуглинистая на двучлене, поле п. Колпино, монолит 39								
Слой, см	0–10	10–20	20–30	31–41	43–53	57–67	70–80	70–95
Плотность, г/см ³	0,59	1,13	1,16	1,30	1,32	1,34	1,75	1,82
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–1	113,0	44,0	42,0	34,2	29,0	26,0	17,0	—
–2	111,0	43,8	42,0	34,0	28,3	26,0	16,7	18,5
–3	109,0	43,2	41,8	33,2	27,8	25,2	16,0	18,4
–6	103,0	41,0	39,9	31,8	26,0	21,2	15,5	18,2
–8	99,5	38,0	38,0	30,8	24,9	16,8	15,2	18,0
–10	96,5	37,0	35,9	29,4	23,5	14,8	15,1	17,8
–13	92,5	34,8	32,2	27,6	21,3	12,3	15,0	17,5
–20	86,0	30,3	27,8	23,5	18,0	9,2	14,6	17,0
–25	82,2	28,3	25,7	25,5	16,8	8,0	14,2	16,5
–33	78,0	26,0	23,0	19,5	15,0	7,0	14,1	16,0
–40	73,8	25,0	21,8	18,3	14,0	6,2	14,0	15,8
–50	69,5	23,4	19,8	17,2	13,0	5,2	14,0	15,3
–60	66,0	22,2	18,4	16,3	12,0	4,6	13,4	14,8
–70	63,6	21,4	17,3	15,5	11,3	3,8	13,0	14,5
–80	61,8	20,8	16,8	15,0	11,0	3,6	12,4	14,2
–150	51,8	17,3	14,0	12,3	9,0	3,0	6,4	12,5
–300	42,7	15,0	12,3	11,2	7,5	2,8	5,5	11,4
–500	36,8	13,8	11,5	10,5	7,0	2,5	5,2	10,0
–1000	30,0	12,5	10,0	9,4	7,0	2,3	5,0	8,0

Почва дерново-сильнопodzолистая глееватая легкосуглинистая на двучлене, поле п. Колпино, монолит 39								
Слой, см	0–10	10–20	20–30	31–41	43–53	57–67	70–80	70–95
Плотность, г/см ³	0,59	1,13	1,16	1,30	1,32	1,34	1,75	1,82
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–1600	26,0	12,0	9,2	9,0	7,0	2,3	5,0	7,0

Почва дерново-сильнопodzолистая глееватая легкосуглинистая на двучлене, поле п. Колпино, монолит 25								
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	90–100
Плотность, г/см ³	1,25	1,28	1,24	1,22	1,36	1,48	1,44	1,60
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–1	34,8	34,8	26,8	29,0	23,6	29,0	21,9	—
–2	34,2	34,2	36,8	28,5	23,5	28,9	21,8	—
–3	33,9	34,0	36,6	28,2	23,4	28,5	21,2	—
–6	33,1	33,1	35,8	26,5	22,6	25,6	18,6	21,9
–8	32,5	31,8	34,5	23,0	20,0	20,0	14,5	21,5
–10	31,2	29,8	33,0	18,6	13,2	12,8	8,4	21,4
–13	29,2	27,0	30,5	15,5	8,4	7,0	5,8	21,2
–20	25,4	22,6	26,8	12,2	6,1	4,0	4,0	20,7
–25	23,4	20,8	24,9	11,0	5,2	3,6	3,6	20,4
–33	21,0	19,8	22,5	9,7	4,5	3,2	3,2	19,8
–40	19,6	17,6	21,1	9,0	4,0	3,0	3,0	19,4
–50	18,1	16,2	19,5	8,3	3,6	2,7	2,7	18,8
–60	16,9	15,2	18,2	7,8	3,4	2,5	2,5	18,2
–80	15,2	13,8	16,4	7,1	3,0	2,4	2,4	17,4
–150	11,8	10,4	12,6	5,6	2,5	1,8	2,0	15,5
–300	9,0	7,8	10,2	4,2	2,3	1,6	1,6	14,1
–500	8,0	7,0	9,2	3,6	2,2	1,6	1,5	12,5
–1000	7,2	6,3	9,0	3,0	2,0	1,5	1,5	9,7
–1600	7,0	6,0	9,0	2,8	2,0	1,5	1,5	8,0

Почва дерново-сильнопodzолистая глееватая легкосуглинистая на двучлене, целина п. Колпино, монолит 28						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50	50–70	90–100
Плотность, г/см ³	1,01	1,39	1,49	1,48	1,56	1,90
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	60,0	35,9	32,0	24,9	25,2	—
–2	57,9	34,5	21,0	23,9	24,5	—
–3	56,2	33,2	20,3	23,1	23,6	—
–6	52,3	30,9	18,8	18,5	18,5	—
–8	50,2	29,4	17,8	13,4	12,2	16,0
–10	48,1	28,0	16,8	10,5	8,8	15,8

Почва дерново-сильнопodzolistая глееватая легкосуглинистая на двучлене, целина п. Колпино, монолит 28						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50	50–70	90–100
Плотность, г/см ³	1,01	1,39	1,49	1,48	1,56	1,90
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–13	45,8	26,1	15,0	8,0	6,2	15,5
–20	41,7	23,1	11,5	6,9	4,1	15,0
–25	39,1	21,3	10,0	6,2	3,8	14,5
–33	36,0	18,9	8,2	5,9	3,1	14,0
–40	34,0	17,2	7,8	5,5	3,0	13,5
–50	31,2	14,8	7,0	5,1	2,2	13,0
–60	29,0	12,0	6,4	5,0	2,0	12,8
–80	25,5	7,0	5,6	5,0	2,0	12,4
–150	20,5	4,7	4,7	4,7	1,5	11,8
–300	17,0	4,1	4,5	4,5	1,5	11,0
–500	14,9	4,1	4,1	4,5	1,5	10,0
–1000	12,8	4,0	4,0	4,5	1,3	8,0
–1600	12,0	4,0	4,0	4,5	1,3	6,5

Почва дерново-карбонатная, выщелоченная, тяжелосуглинистая Водосбор р. Шуи, монолит 41					
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–55	55–75
Плотность, г/см ³	1,12	1,16	1,40	1,39	1,66
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	47,2	—	—	33,3	—
–2	45,5	—	30,4	32,9	—
–3	44,3	40,5	29,7	32,6	—
–6	42,1	38,7	28,5	31,6	—
–8	41,1	37,8	27,8	31,2	—
–10	40,3	37,0	27,2	30,7	—
–13	39,1	36,2	26,5	30,2	—
–20	37,2	34,6	25,2	29,1	18,8
–25	36,1	33,6	24,4	28,6	17,4
–33	34,5	32,2	23,1	27,9	16,4
–40	33,7	31,5	22,7	27,6	15,9
–50	32,5	30,2	21,7	27,1	15,4
–60	31,0	28,9	21,2	26,8	15,0
–80	27,9	26,7	20,3	26,4	14,3
–150	25,0	23,1	18,7	25,7	13,0
–300	22,0	20,4	17,0	24,5	11,6
–500	20,0	18,6	16,2	23,6	10,6
–1000	17,6	15,4	15,4	22,6	9,0
–1600	16,3	15,0	15,0	21,8	8,2

Почва дерново-подзолистая глееватая легкосуглинистая, водосбор р. Шуи, монолит 40						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	50–60	40–50, 60–70
Плотность, г/см ³	1,33	1,51	1,45	1,41	1,81	1,61
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	—	—	—	27,7	—	—
–2	—	—	27,9	26,2	—	—
–3	29,6	—	27,5	25,3	17,9	19,6
–6	28,5	25,2	26,6	23,3	16,7	18,9
–8	27,9	24,7	26,2	22,4	16,3	18,5
–10	27,4	24,3	25,8	21,6	15,9	18,2
–13	26,7	23,8	25,3	20,8	15,4	17,7
–20	25,6	22,9	24,4	19,5	14,7	16,8
–25	24,9	22,4	23,7	18,8	14,3	16,2
–33	23,7	21,6	22,9	17,8	13,8	15,2
–40	23,4	21,2	22,6	17,3	13,6	15,0
–50	22,5	20,6	21,9	16,4	13,3	14,0
–60	20,5	19,9	21,3	15,8	13,0	13,3
–80	14,2	19,1	20,4	14,9	12,5	11,9
–150	11,0	16,4	17,9	12,3	10,5	9,1
–300	9,3	12,0	14,8	10,1	7,3	7,3
–500	8,4	10,5	13,0	8,7	5,6	6,5
–1000	7,4	9,0	11,2	7,1	4,9	5,7
–1600	7,0	8,3	10,2	6,4	4,7	5,5

Почва дерново-подзолистая супесчаная на песках, водосбор р. Шуи, монолит 39							
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,33	1,38	1,44	1,52	1,46	1,58	1,56
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	—	—	29,1	—	—	—	24,0
–2	—	—	28,7	—	—	—	20,7
–3	32,1	33,4	27,9	22,2	22,2	22,2	16,2
–6	28,2	30,2	25,0	15,9	15,9	15,9	10,5
–8	26,3	28,7	23,2	14,2	14,2	14,2	9,1
–10	24,8	27,4	22,0	13,4	13,4	13,4	8,3
–13	22,8	25,7	20,7	12,4	12,4	12,4	7,5
–20	20,5	23,0	18,8	11,2	11,2	11,2	6,5
–25	19,3	21,4	18,0	10,4	10,4	10,4	6,0
–33	17,7	19,0	16,7	9,6	9,6	9,6	5,3
–40	17,0	18,0	16,1	9,4	9,0	9,0	5,1
–50	15,8	16,2	15,3	8,4	8,0	8,0	4,7
–60	14,9	14,9	14,4	8,6	8,0	7,8	4,4

Почва дерново-подзолистая супесчаная на песках, водосбор р. Шуи, монолит 39							
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,33	1,38	1,44	1,52	1,46	1,58	1,56
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–80	13,1	13,1	13,1	8,1	7,8	4,0	4,0
–150	10,4	10,4	10,4	7,2	6,1	3,2	3,7
–300	8,6	8,6	8,6	6,1	5,2	2,4	3,2
–500	7,6	7,6	7,6	5,3	4,4	2,1	2,8
–1000	6,5	6,5	6,5	4,5	3,8	2,0	2,4
–1600	5,8	5,8	5,8	4,2	3,3	2,0	2,0

Почва дерново-подзолистая глееватая со вторым осветленным горизонтом супесчаная, водосбор р. Шуи, монолит 16								
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,04	1,24	1,60	1,54	1,75	1,78	1,98	1,68
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–1	—	—	—	—	—	—	11,8	—
–2	—	—	—	—	27,6	14,4	11,1	16,0
–3	—	—	—	21,2	26,1	14,3	10,7	10,6
–6	41,8	25,4	—	17,6	23,0	13,6	10,1	6,9
–8	39,5	24,6	—	16,0	21,6	13,2	9,8	6,1
–10	37,2	23,7	18,6	14,8	20,3	12,8	9,6	5,5
–13	34,4	22,4	17,1	13,5	18,8	12,4	9,3	5,1
–20	30,0	19,7	14,1	11,5	16,4	11,5	8,6	4,4
–25	27,7	17,0	12,2	10,5	15,0	11,0	8,2	4,1
–33	25,2	15,0	10,2	9,2	12,9	10,3	7,3	3,9
–40	23,5	14,0	9,4	8,5	11,9	10,1	6,9	3,6
–50	21,6	13,2	8,5	7,6	10,7	9,6	6,3	3,4
–60	20,3	12,2	7,7	6,8	9,7	9,2	5,7	3,2
–80	18,4	11,0	6,7	5,9	7,8	8,6	4,7	3,1
–150	15,2	8,4	4,8	4,6	5,9	6,8	3,2	2,9
–300	12,2	6,3	3,5	3,5	4,4	5,6	2,3	2,8
–500	10,3	5,1	2,8	2,8	3,6	4,8	1,9	2,7
–1000	8,3	3,8	2,3	2,3	2,8	4,1	1,6	2,1
–1600	7,7	3,3	2,1	2,1	2,0	3,9	1,6	2,0

Почва дерново-карбонатная выщелоченная среднесуглинистая, водосбор р. Шуи, монолит 21					
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50	50–80
Плотность, г/см ³	0,70	0,59	1,23	1,58	1,75
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	—	—	37,0	22,2	19,8
–2	—	—	36,6	21,3	18,9

Почва дерново-карбонатная выщелоченная среднесуглинистая, водосбор р. Шуи, монолит 21					
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50	50–80
Плотность, г/см ³	0,70	0,59	1,23	1,58	1,75
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–3	—	—	36,2	20,8	18,6
–6	96,6	104,3	35,2	20,0	17,9
–8	94,5	100,5	34,6	19,7	17,5
–10	92,5	97,1	34,1	19,3	17,4
–13	90,4	93,2	33,4	19,0	17,0
–20	86,3	86,6	32,3	18,7	16,5
–25	84,0	82,5	31,6	18,5	16,0
–33	80,3	77,0	30,2	18,1	15,0
–40	78,5	73,4	29,5	18,0	14,5
–50	75,5	68,8	28,4	17,7	13,7
–60	72,1	65,2	27,0	17,4	12,8
–80	59,8	59,8	24,0	16,9	11,4
–150	48,0	52,1	17,9	15,6	8,6
–300	39,5	43,8	14,8	13,6	6,7
–500	34,2	37,9	13,3	12,0	5,6
–1000	27,7	30,4	11,8	9,5	4,7

Почва торфяно-болотная глеевая низинная на супесях, водосбор р. Шуи, монолит 24/2							
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,91	1,19	1,29	1,59	1,63	1,54	1,52
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	67,0	34,0	39,0	20,9	20,8	34,2	16,7
–2	65,6	33,2	39,0	20,2	20,2	33,4	16,3
–3	64,5	32,6	38,9	19,7	19,4	32,9	16,1
–6	62,4	31,2	38,5	19,0	18,4	32,4	15,4
–8	61,4	30,5	38,3	18,7	18,3	32,2	15,0
–10	60,5	29,9	38,0	18,5	17,5	32,1	14,7
–13	59,4	29,0	37,7	18,3	16,9	31,8	14,2
–20	57,5	27,6	37,2	17,9	15,8	30,8	13,3
–25	56,2	26,5	36,2	17,7	15,3	30,0	12,8
–33	54,0	25,2	34,1	17,5	14,4	28,5	12,0
–40	52,9	24,4	33,5	17,3	13,7	27,6	11,4
–50	50,6	23,3	31,9	17,0	13,2	25,4	11,2
–60	48,0	22,4	29,8	16,8	13,0	20,0	10,7
–80	37,2	20,8	25,5	16,3	11,7	13,9	9,8
–150	27,2	17,8	18,7	14,7	10,8	10,7	7,5
–300	23,8	15,3	15,3	11,7	9,7	8,4	5,9

Почва торфяно-болотная глеевая низинная на супесях, водосбор р. Шуи, монолит 24/2							
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,91	1,19	1,29	1,59	1,63	1,54	1,52
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–500	22,4	13,6	13,8	10,4	8,7	6,8	5,0
–1000	21,0	11,6	12,4	8,7	7,4	5,2	4,2
–1600	20,3	10,7	11,6	8,0	6,6	4,3	3,9

Таблица 2.2

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Новгородской области

Почва среднеподзолистая суглинистая, г. Старая Русса, М-21				
Слой, см	0–10, 50–60	10–20	20–30	30–77
Плотность, г/см ³	1,48–1,53	1,21	1,52	1,43–1,62
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	25,5	35,5	24,4	28,0
–2	25,5	35,2	24,4	27,9
–3	25,5	34,9	24,2	27,6
–6	25,2	34,0	23,8	26,9
–8	24,9	33,5	23,4	26,5
–10	24,6	33,0	23,0	26,2
–13	24,3	32,5	22,8	25,7
–20	23,6	31,3	22,3	25,0
–25	23,3	30,5	21,9	24,5
–33	23,0	29,8	21,5	24,3
–40	22,5	28,5	21,0	23,5
–50	22,0	27,1	20,6	23,0
–60	21,3	25,3	20,2	22,8
–70	20,8	22,8	19,7	22,5
–80	20,4	20,0	19,4	22,3
–150	18,2	16,0	17,4	20,8
–300	16,0	13,7	15,5	18,7
–500	15,0	12,2	14,3	17,0
–1000	13,6	10,5	13,0	15,2
–1600	13,0	9,5	12,6	14,5

Пойменная дерново-слоистая супесчаная почва на аллювиальных отложениях г. Старая Русса, М-20						
Слой, см	0–10	10–22	22–34, 58–70	34–46	46–58	70–80
Плотность, г/см ³	1,15	1,4	1,22	0,99	1,13	1,33
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	39,2	—	—	50,8	39,9	—
–2	38,5	—	—	49,0	38,8	—

Пойменная дерново-слоистая супесчаная почва на аллювиальных отложениях г. Старая Русса, М-20						
Слой, см	0–10	10–22	22–34, 58–70	34–46	46–58	70–80
Плотность, г/см ³	1,15	1,4	1,22	0,99	1,13	1,33
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–3	37,6	—	—	47,0	37,9	—
–6	35,2	28,5	31,8	42,0	35,0	25,0
–8	32,6	26,1	28,0	38,5	32,7	23,3
–10	30,0	22,8	24,9	35,5	30,7	21,3
–13	25,9	18,8	21,2	32,5	27,8	19,0
–20	20,2	14,2	16,3	27,5	23,0	15,5
–25	17,7	12,2	14,2	25,0	20,5	13,7
–33	16,0	10,9	12,8	22,8	18,6	12,5
–40	13,8	9,4	11,2	20,0	16,8	10,7
–50	12,6	8,5	10,2	17,8	14,3	9,7
–60	11,7	7,8	9,6	15,8	13,5	8,7
–70	11,0	7,3	9,0	14,7	12,2	8,3
–80	10,8	6,8	8,7	12,7	11,5	7,8
–150	9,5	5,5	8,5	8,5	8,5	6,2
–300	9,2	4,7	7,2	7,2	7,2	5,5
–500	9,0	4,3	6,5	6,5	6,5	5,0
–1000	8,7	4,2	6,1	6,1	6,1	5,0
–1600	8,6	4,1	6,0	6,0	6,0	4,9

Почва дерново-среднеподзолистая оглеенная легкосуглинистая на моренных суглинках, г. Старая Русса, М-40			
Слой, см	0–22	22–32, 52–80	32–52
Плотность, г/см ³	1,55	1,60	1,70
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	41,7	23,2	18,6
–2	41,3	22,9	18,0
–3	40,7	22,6	17,5
–6	39,6	21,7	16,3
–8	38,9	21,3	15,7
–10	38,2	20,8	15,3
–13	37,0	20,5	14,9
–20	34,9	19,5	14,2
–25	33,5	18,5	13,7
–33	32,3	17,7	13,3
–40	30,3	16,4	12,6
–50	28,8	16,0	12,0
–60	27,5	15,5	11,7
–70	26,2	15,2	11,4

Почва дерново-среднеподзолистая оглеенная легкосуглинистая на моренных суглинках, г. Старая Русса, М-40			
Слой, см	0–22	22–32, 52–80	32–52
Плотность, г/см ³	1,55	1,60	1,70
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–80	25,3	15,0	11,2
–150	20,0	13,9	10,5
–300	15,3	12,6	10,2
–500	13,4	11,7	9,9
–1000	10,3	10,7	9,5
–1600	9,8	10,5	9,2

Почва дерново-подзолистая супесчаная на морене, г. Валдай, М-50				
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–70
Плотность, г/см ³	1,35	1,46	1,56	1,59
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	37,3	23,2	19,4	18,5
–2	32,9	20,6	17,0	15,0
–3	27,5	18,4	13,5	10,5
–6	21,4	14,6	8,5	6,0
–8	19,2	13,3	7,3	4,5
–10	17,7	12,2	6,5	4,3
–13	15,7	11,0	6,0	3,8
–20	13,0	9,4	5,2	3,4
–25	11,5	8,5	4,8	3,0
–33	10,5	7,5	4,5	2,9
–40	9,8	7,0	4,1	2,7
–50	9,0	6,2	4,0	2,5
–60	8,5	5,5	3,7	2,4
–70	8,3	5,2	3,5	2,3
–80	8,0	5,0	3,4	2,3
–150	6,5	4,0	3,1	2,2
–300	5,1	3,6	2,9	2,0
–500	4,5	3,3	2,5	1,7
–1000	3,5	2,7	2,2	1,5
–1600	3,1	2,5	1,9	1,3

Почва дерново-подзолистая супесчаная слабосмытая на грубозернистых гравийных песках, г. Валдай, М-11466					
Слой, см	0–10	10–30	30–40	40–50, 60–90	50–60
Плотность, г/см ³	1,07	1,50	1,55	1,69–1,74	1,61
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	46,3	23,8	20,3	15,8	18,0
–2	44,5	23,0	18,9	13,8	16,4

Почва дерново-подзолистая супесчаная слабосмытая на грубозернистых гравийных песках, г. Валдай, М-11466					
Слой, см	0–10	10–30	30–40	40–50, 60–90	50–60
Плотность, г/см ³	1,07	1,50	1,55	1,69–1,74	1,61
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–3	43,2	22,5	17,9	12,3	15,4
–6	40,0	21,1	15,7	9,5	13,6
–8	38,4	20,5	14,5	8,4	12,0
–10	37,0	20,0	13,4	7,8	10,5
–13	35,5	19,3	12,0	7,0	9,4
–20	33,0	18,0	11,0	6,0	8,7
–25	31,5	16,9	10,5	5,4	8,4
–33	29,6	15,5	10,0	5,0	8,2
–40	29,0	14,7	9,5	4,8	7,9
–50	27,0	13,8	9,2	4,5	7,5
–60	25,8	13,0	8,8	4,3	7,2
–70	25,0	12,5	8,5	4,2	7,0
–80	24,0	12,0	8,3	4,0	6,7
–150	20,3	10,0	7,4	3,5	5,7
–300	16,5	8,1	6,3	3,1	4,8
–500	13,0	7,1	5,5	2,8	4,1
–1000	11,0	6,0	5,0	2,5	3,5
–1600	9,0	5,5	4,5	2,0	3,0

Почва дерново-подзолистая супесчаная на грубозернистых гравийных песках среднесмытая, г. Валдай, М-11499						
Слой, см	0–10	40–50	20–30	30–40	50–60	60–90
Плотность, г/см ³	1,03	1,34–1,37	1,48	1,45	1,60	1,66–1,76
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	50,5	28,5	23,8	25,8	18,0	15,8
–2	49,0	27,5	23,0	25,0	16,4	13,8
–3	47,5	26,8	22,5	24,3	15,4	12,3
–6	44,5	25,5	21,1	23,0	13,6	9,5
–8	43,0	25,0	20,5	22,4	12,0	8,4
–10	42,0	24,5	20,0	21,8	10,5	7,8
–13	40,5	23,8	19,3	21,0	9,4	7,0
–20	38,5	22,8	18,0	19,7	8,7	6,0
–25	35,8	22,4	16,9	19,0	8,4	5,4
–33	35,0	21,5	15,5	18,2	8,2	5,0
–40	33,5	21,0	14,7	17,4	7,9	4,8
–50	31,5	20,2	13,8	16,5	7,5	4,5
–60	29,5	19,5	13,0	15,7	7,2	4,3
–70	28,0	18,8	12,5	15,2	7,0	4,2

Почва дерново-подзолистая супесчаная на грубозернистых гравийных песках среднесмытая, г. Валдай, М-11499						
Слой, см	0–10	40–50	20–30	30–40	50–60	60–90
Плотность, г/см ³	1,03	1,34–1,37	1,48	1,45	1,60	1,66–1,76
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–80	26,7	18,2	12,0	14,6	6,7	4,0
–150	22,5	14,3	10,0	12,0	5,7	3,5
–300	18,1	11,5	8,1	9,7	4,8	3,1
–500	15,4	9,0	7,1	8,4	4,1	2,8
–1000	11,8	7,2	6,0	6,8	3,5	2,5
–1600	9,3	6,0	5,5	5,8	3,0	2,0

Почва дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая среднесмытая пахотная на моренном суглинке, г. Валдай М-99			
Слой, см	0–10	10–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,66	1,74	1,85
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	22,4	20,5	17,5
–2	21,9	19,5	17,3
–3	21,5	18,9	17,0
–6	20,9	17,7	16,4
–8	20,6	17,2	16,0
–10	20,4	16,7	15,5
–13	19,9	16,2	15,0
–20	19,0	15,4	14,2
–25	18,4	14,9	13,5
–33	17,9	14,1	12,9
–40	17,5	13,9	12,5
–50	16,8	13,5	12,2
–60	16,4	13,0	11,8
–70	16,0	12,7	11,5
–80	15,7	12,5	11,3
–150	14,0	11,0	10,0
–300	12,9	10,2	9,0
–500	12,0	9,6	8,5
–1000	11,0	8,9	7,9
–1600	10,3	8,5	7,4

Почва дерново-подзолистая легкосуглинистая смытая на моренном суглинке, г. Валдай, М-119					
Слой, см	0–15	15–25	25–35	35–95	95–105
Плотность, г/см ³	1,63	1,66	1,79	1,66–1,71	1,79
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	23,5	22,4	17,5	21,0	20,5
–2	23,0	21,9	17,3	20,6	19,5

Почва дерново-подзолистая легкосуглинистая смытая на моренном суглинке, г. Валдай, М-119					
Слой, см	0–15	15–25	25–35	35–95	95–105
Плотность, г/см ³	1,63	1,66	1,79	1,66–1,71	1,79
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–3	22,7	21,5	17,0	20,5	18,9
–6	22,0	20,9	16,4	19,6	17,7
–8	21,7	20,6	16,0	19,2	17,2
–10	21,5	20,4	15,5	18,8	16,7
–13	21,0	19,9	15,0	18,3	16,2
–20	20,2	19,0	14,2	17,5	15,4
–25	19,5	18,4	13,5	16,9	14,9
–33	19,0	17,9	12,9	16,2	14,1
–40	18,5	17,5	12,5	16,0	13,9
–50	18,0	16,8	12,2	15,5	13,5
–60	17,5	16,4	11,8	15,0	13,0
–70	17,0	16,0	11,5	14,7	12,7
–80	16,8	15,7	11,3	14,5	12,5
–150	15,0	14,0	10,0	13,0	11,0
–300	13,5	12,9	9,0	11,9	10,2
–500	12,5	12,0	8,5	11,0	9,6
–1000	11,5	11,0	7,9	10,1	8,9
–1600	10,7	10,3	7,4	9,3	8,5

Почва дерново-подзолистая супесчаная на грубозернистых песках, подстилаемых мореной, г. Валдай, М-107						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	40–60	60–85	85–105
Плотность, г/см ³	1,41	1,58	1,58	1,60	1,65	1,60
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	30,0	20,5	15,7	12,5	21,0	24,5
–2	27,8	19,0	11,5	8,7	13,5	18,5
–3	26,2	17,0	10,0	7,4	7,5	12,5
–6	22,0	12,3	7,5	5,7	3,5	5,0
–8	19,7	10,8	7,0	5,3	2,7	3,4
–10	17,8	10,0	6,5	5,0	2,5	2,5
–13	15,8	9,0	6,0	4,5	2,4	2,4
–20	13,7	8,0	5,5	3,0	2,0	2,0
–25	12,8	7,4	5,3	3,6	1,7	1,7
–33	11,7	7,0	4,9	3,3	1,5	1,5
–40	11,2	6,8	4,8	3,1	1,4	1,4
–50	10,5	6,5	4,6	2,9	1,3	1,3
–60	10,0	6,3	4,5	2,7	1,2	1,2
–70	9,6	6,2	4,4	2,6	1,1	1,1

-80	9,4	6,0	4,2	2,5	1,0	1,0
-150	8,2	5,4	3,8	2,0	0,9	0,9
-300	7,5	5,0	3,4	1,7	0,8	0,8
-500	6,8	4,9	3,1	1,5	0,6	0,6
-1000	6,5	4,8	2,9	1,4	0,5	0,5
-1600	6,3	4,5	2,8	1,3	0,2	0,2

Таблица 2.3

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Калининской области

Почва дерново-среднеподзолистая супесчаная на песках, г. Калинин, М-62						
Слой, см	0-10	10-20	20-30	30-50	50-70	
Плотность, г/см ³	1,57	1,56	1,60	1,67-1,71		1,69
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
-1	30,0		30,0	20,5	18,7	
-2	28,7		28,7	20,5	18,0	
-3	27,5		27,5	20,4	17,4	
-6	25,1		25,1	19,9	16,0	
-8	23,8		23,8	19,5	15,1	
-10	22,9	25,2	22,9	19,1	14,2	
-13	21,7	24,5	21,7	18,5	13,0	
-20	19,6	23,0	19,6	17,3	9,7	
-25	18,5	21,7	18,5	16,0	8,1	
-33	16,8	20,0	16,8	14,0	6,5	
-40	15,9	18,9	15,9	12,6	5,9	
-50	15,0	17,6	15,0	11,3	5,1	
-60	14,0	16,4	14,0	10,3	4,6	
-70	13,2	15,5	13,2	9,5	4,3	
-80	12,6	14,8	12,6	9,0	4,1	
-150	10,4	12,4	10,4	7,0	3,3	
-300	8,1	10,0	8,1	5,5	2,5	
-500	6,7	8,5	6,7	4,5	2,0	
-1000	5,2	6,8	5,2	3,5	1,8	
-1600	4,6	6,0	4,6	3,0	1,7	

Почва дерново-среднеподзолистая супесчаная оглеенная на покровных суглинках, г. Калинин, М-64						
Слой, см	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-70
Плотность, г/см ³	1,43	1,43	1,53	1,68	1,74	1,75
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
-1	27,7	30,5	27,7	21,2	20,0	20,0
-2	27,1	30,0	27,1	21,0	19,6	19,6
-3	26,7	29,5	26,7	20,6	19,0	19,0

Почва дерново-среднеподзолистая супесчаная оглеенная на покровных суглинках, г. Калинин, М-64						
Слой, см	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-70
Плотность, г/см ³	1,43	1,43	1,53	1,68	1,74	1,75
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
-6	26,0	28,5	26,0	19,7	17,7	17,7
-8	25,5	28,1	25,5	19,2	17,3	17,3
-10	25,0	27,5	25,0	18,7	16,7	16,7
-13	24,3	27,1	24,0	18,1	16,0	16,0
-20	23,0	25,7	21,5	16,7	15,2	15,2
-25	22,0	24,2	19,8	15,7	14,7	14,7
-33	20,7	22,3	17,4	14,3	14,2	14,2
-40	19,6	21,3	16,0	13,0	14,0	14,0
-50	18,3	19,5	14,9	11,6	13,5	13,5
-60	16,6	17,0	14,0	10,3	13,1	13,1
-70	15,2	15,2	13,3	9,5	13,0	13,0
-80	14,3	14,3	12,7	8,8	12,7	12,7
-150	10,6	10,6	10,6	6,5	11,6	11,6
-300	8,2	8,2	8,5	5,5	10,5	10,5
-500	7,0	7,0	7,5	4,9	9,7	9,7
-1000	5,7	5,7	6,0	3,9	8,6	8,6
-1600	5,0	5,0	5,5	3,5	8,0	8,0

Почва дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на морене, г. Калинин, М-63				
Слой, см	0-10	10-20	20-30	30-70
Плотность, г/см ³	1,53	1,58	1,80	1,75-1,80
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
-1	24,9	20,7	18,5	24,9
-2	24,5	20,0	16,5	24,5
-3	23,8	19,1	15,3	23,8
-6	21,8	17,2	13,0	21,8
-8	21,0	16,5	12,0	21,0
-10	20,5	16,0	11,3	20,5
-13	19,8	15,1	10,3	19,8
-20	18,2	13,8	8,7	18,2
-25	17,5	13,0	8,0	17,5
-33	16,5	12,1	7,5	16,5
-40	16,0	11,5	7,2	16,0
-50	15,3	11,0	7,0	15,3

Почва дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на морене, г. Калинин, М-63				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–70
Плотность, г/см ³	1,53	1,58	1,80	1,75–1,80
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–60	15,0	10,5	6,8	15,0
–70	14,5	10,0	6,5	14,5
–80	13,5	9,6	6,2	14,2
–150	12,0	8,0	5,5	13,0
–300	10,0	6,9	4,6	12,0
–500	8,0	6,5	4,0	11,0
–1000	6,7	5,0	3,2	10,3
–1600	6,0	4,5	2,7	9,9

Таблица 2.4

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Тамбовской области				
Чернозем типичный среднегумусный среднемошный тяжелосуглинистый, г. Тамбов, М-112+38				
Слой, см	0–30	30–50	50–140	140–180
Плотность, г/см ³	1,23	1,21	1,34	1,57
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	41,0	42,0	36,2	26,1
–2	40,6	40,5	35,3	25,8
–3	40,1	39,4	34,3	25,5
–6	39,1	37,4	32,6	25,2
–8	38,6	36,5	31,8	25,1
–10	38,2	35,7	31,1	24,9
–13	37,7	34,9	30,3	24,6
–20	36,4	33,3	28,9	24,1
–25	35,8	32,5	28,2	23,8
–33	34,9	31,4	27,3	23,5
–40	34,2	30,8	26,6	23,2
–50	33,5	30,1	25,9	22,8
–60	32,7	29,3	25,2	22,5
–70	32,1	28,7	24,6	22,1
–80	31,7	28,2	24,2	21,8
–150	29,5	26,0	22,4	20,3
–300	26,5	23,5	20,5	17,8
–500	24,6	22,0	19,4	16,0
–1000	22,2	20,3	18,0	14,4
–1600	20,5	19,3	17,0	14,2

Чернозем типичный среднегумусный среднемошный среднесуглинистый, г. Тамбов, М-106+101						
Слой, см	0–30	30–40, 100–130	40–50, 80–90	50–80, 90–100, 170–180	130–160	160–170
Плотность, г/см ³	1,29	1,34	1,48	1,42	1,31	1,46
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	38,1	35,0	26,0	30,6	38,1	29,8
–2	36,8	34,2	24,9	28,7	36,8	28,9
–3	35,8	33,5	23,6	27,5	35,8	28,3
–6	33,6	30,8	20,6	24,9	33,6	27,2
–8	32,7	29,4	19,0	23,2	32,7	26,5
–10	31,9	28,3	18,0	22,2	31,9	25,8
–13	31,0	27,0	17,0	21,0	31,0	24,8
–20	29,5	25,0	15,8	19,4	29,5	23,2
–25	28,5	23,9	15,4	18,7	28,5	22,5
–33	27,5	22,7	14,9	18,0	27,5	21,5
–40	26,6	22,0	14,5	17,7	26,6	21,0
–50	25,8	21,3	14,1	17,2	25,8	20,3
–60	25,0	20,8	13,7	16,8	25,0	19,6
–70	24,5	20,5	13,5	16,5	24,5	19,2
–80	24,0	20,2	13,3	16,3	24,0	18,8
–150	22,3	18,8	12,3	15,1	22,3	17,5
–300	20,8	17,5	11,4	14,0	20,8	16,0
–500	19,8	16,7	10,7	13,2	19,8	15,1
–1000	18,7	15,8	9,9	12,1	18,7	14,0
–1600	18,0	15,2	9,4	11,5	18,0	13,0

Почва лугово-черноземная среднегумусная мощная слоистая, г. Тамбов, М-114+23						
Слой, см	0–30	90–100	50–70	70–80	80–90	100–180
Плотность, г/см ³	1,19	1,45	1,45	1,42	1,57	1,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	38,3	33,7	29,8	27,8	19,9	38,7
–2	37,6	33,0	28,9	26,2	18,9	38,0
–3	37,1	32,5	28,3	25,3	17,5	37,5
–6	36,2	31,3	27,2	23,2	12,9	36,5
–8	35,5	30,8	26,5	22,0	10,7	36,0
–10	35,0	30,4	25,8	21,1	9,5	35,5
–13	34,0	29,9	24,8	20,0	8,3	35,1
–20	32,7	28,8	23,2	18,4	7,0	34,2
–25	31,8	28,2	22,5	17,6	6,5	33,7
–33	30,7	27,0	21,5	16,6	6,0	33,1

Почва лугово-черноземная среднегумусная мощная слоистая, г. Тамбов, М-114+23						
Слой, см	0–30	90–100	50–70	70–80	80–90	100–180
Плотность, г/см ³	1,19	1,45	1,45	1,42	1,57	1,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–40	30,1	26,3	21,0	16,0	5,7	32,7
–50	29,2	25,5	20,3	15,5	5,5	32,0
–60	28,4	24,7	19,6	15,1	5,4	31,4
–70	27,7	24,0	19,2	14,8	5,3	30,7
–80	27,2	23,5	18,8	14,6	5,2	30,2
–150	24,7	21,5	17,4	13,8	5,0	27,8
–300	22,5	19,7	16,0	13,1	4,6	25,2
–500	21,1	18,1	15,1	12,8	4,4	23,3
–1000	19,0	17,0	14,0	12,5	4,1	21,4
–1600	17,7	16,0	13,4	12,4	3,9	19,9

Чернозем луговой выщелоченный среднегумусный среднемощный, г. Тамбов, М-114+112				
Слой, см	0–30	30–90	90–120	130–170
Плотность, г/см ³	1,27	1,31	1,40	1,45
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	44,7	39,3	33,2	34,0
–2	43,0	37,7	31,5	32,7
–3	41,8	36,5	30,5	31,8
–6	40,0	34,5	28,7	30,5
–8	39,0	33,7	27,8	29,7
–10	38,2	33,0	27,0	29,2
–13	37,2	32,3	26,0	28,5
–20	35,5	30,8	24,5	27,4
–25	34,5	29,8	23,8	26,5
–33	33,3	28,8	23,0	25,7
–40	32,4	27,8	22,6	25,0
–50	31,0	26,5	22,1	24,3
–60	29,7	25,5	21,8	23,5
–70	28,7	25,0	21,4	23,0
–80	28,0	24,5	21,0	22,7
–150	25,8	22,5	19,9	20,8
–300	23,0	20,7	18,3	19,2
–500	21,6	19,5	17,6	18,2
–1000	19,9	17,8	16,0	16,5
–1600	18,4	16,6	14,4	15,6

Чернозем типичный глинистый, г. Тамбов, М-113				
Слой, см	0–10	10–20	20–40	40–100
Плотность, г/см ³	1,04	1,12	1,15	1,22–1,28
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	59,0	52,7	50,0	40,4
–2	56,3	50,5	47,5	39,0
–3	55,0	49,0	45,8	38,0
–6	52,4	46,5	43,1	35,6
–8	51,3	45,0	42,0	34,5
–10	50,5	44,0	41,0	33,9
–13	49,5	42,8	39,8	32,8
–20	47,8	41,3	37,9	31,2
–25	46,5	40,3	35,7	30,4
–33	45,3	39,0	35,3	29,0
–40	44,3	38,3	34,4	28,3
–50	43,0	37,5	33,0	27,3
–60	42,0	36,5	32,0	26,5
–70	41,0	35,8	31,0	25,8
–80	40,5	35,3	30,0	25,3
–150	36,9	32,3	26,7	22,9
–300	33,0	29,0	24,0	21,0
–500	30,4	26,9	22,5	19,8
–1000	27,3	24,1	20,5	18,3
–1600	25,5	22,4	18,7	17,3

Таблица 2.5

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Курской области

Почва чернозем типичный мощный тяжелосуглинистый, г. Курск, монолит 117			
Слой, см	0–30	30–50	50–100
Плотность, г/см ³	1,17	1,25	1,17
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	46,5	42,7	44,2
–2	45,3	41,4	43,3
–3	44,4	40,4	42,4
–6	42,4	38,4	40,2
–8	41,5	37,1	39,1
–10	40,7	36,0	38,0
–13	39,8	34,5	36,6
–20	38,2	32,1	34,2
–25	37,3	30,8	32,9

Почва чернозем типичный мощный тяжелосуглинистый, г. Курск, монолит 117			
Слой, см	0–30	30–50	50–100
Плотность, г/см ³	1,17	1,25	1,17
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–33	35,9	29,0	31,4
–40	35,0	28,0	30,4
–50	34,0	27,0	29,1
–60	33,0	26,0	28,2
–70	32,1	25,4	27,5
–80	31,5	25,0	26,7
–150	28,0	22,4	24,0
–300	24,6	20,0	21,5
–500	22,4	18,5	20,0
–1000	19,6	16,5	17,7
–1600	18,0	15,3	16,4

Почва чернозем типичный мощный глинистый, г. Курск, монолит 115		
Слой, см	0–30, 50–70	30–50, 70–90
Плотность, г/см ³	1,14–1,27	1,04–1,10
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества	
–1	41,0	46,0
–2	39,9	44,2
–3	39,0	43,0
–6	37,5	40,3
–8	36,6	39,0
–10	36,0	38,1
–13	35,1	37,0
–20	33,5	35,2
–25	32,5	34,3
–33	31,5	33,3
–40	31,0	32,8
–50	30,2	32,0
–60	29,5	31,5
–70	29,0	31,0
–80	28,8	30,8
–150	27,0	29,0
–300	25,5	27,3
–500	24,9	26,0
–1000	22,3	23,7
–1600	20,4	22,0

Почва черноземоподзоленный среднесуглинистый, г. Курск, монолит 105			
Слой, см	0–30	30–70	70–100
Плотность, г/см ³	1,57	1,51	1,40–1,49
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	24,6	26,6	30,5
–2	24,5	26,5	30,2
–3	24,4	26,4	29,9
–6	24,0	26,0	29,1
–8	23,7	25,7	28,7
–10	23,5	25,5	28,5
–13	23,2	25,0	28,0
–20	22,5	24,5	27,3
–25	22,0	24,0	26,8
–33	21,5	23,5	26,2
–40	21,0	23,0	25,7
–50	20,6	22,5	25,0
–60	20,0	22,0	24,3
–70	19,6	21,5	23,7
–80	19,3	21,3	23,2
–150	16,7	19,4	20,7
–300	14,3	16,8	18,3
–500	12,5	14,5	16,7
–1000	10,2	12,8	15,0
–1600	8,5	11,5	14,0

Почва лугово-пойменный чернозем, г. Курск, монолит 88			
Слой, см	0–10	10–40	40–80
Плотность, г/см ³	1,06	1,06–1,16	1,38
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	50,0	48,3	36,8
–2	49,8	47,1	36,7
–3	49,7	46,4	36,5
–6	49,4	45,0	35,9
–8	49,0	44,3	35,4
–10	48,5	43,7	35,0
–13	47,8	43,0	34,6
–20	46,5	41,8	33,7
–25	45,7	41,0	33,2
–33	44,5	39,9	32,5
–40	43,5	39,1	32,0
–50	42,4	38,3	31,5
–60	41,0	37,5	31,0
–70	39,8	36,6	30,6
–80	38,7	36,0	30,2

Почва лугово-пойменный чернозем, г. Курск, монолит 88			
Слой, см	0–10	10–40	40–80
Плотность, г/см ³	1,06	1,06–1,16	1,38
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–150	34,0	34,0	28,5
–300	32,2	32,2	26,9
–500	31,2	31,2	25,9
–1000	29,9	29,9	24,1
–1600	29,3	29,3	23,0

Почва темно-серая суглинистая, г. Курск, монолит 110				
Слой, см	0–30	30–50	50–70	70–100
Плотность, г/см ³	1,52–1,58	1,43	1,43–1,47	1,42–1,49
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	25,6	30,7	31,3	32,1
–2	25,4	30,0	32,4	32,0
–3	25,2	29,4	31,3	31,9
–6	24,6	28,0	29,8	31,1
–8	24,3	27,5	29,1	30,6
–10	24,1	27,0	29,0	30,0
–13	23,8	26,5	27,8	29,4
–20	23,3	25,5	26,7	28,4
–25	23,0	24,9	26,2	27,9
–33	22,5	24,2	25,4	27,0
–40	22,0	23,6	25,0	26,5
–50	21,6	23,0	24,4	25,9
–60	21,2	22,4	24,0	25,4
–70	20,8	21,9	23,5	25,0
–80	20,5	21,5	23,2	24,7
–150	18,7	19,5	21,7	22,9
–300	16,7	17,5	19,8	21,0
–500	15,0	16,2	18,5	19,7
–1000	13,0	14,5	17,7	18,4
–1600	11,8	13,5	15,8	17,7

Таблица 2.6

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Ростовской области

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, целина, г. Шахты, монолит 28			
Слой, см	0–10	10–50	50–80
Плотность, г/см ³	1,16	1,22	1,34
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	45,0	37,4	32,6
–2	44,3	36,7	32,2

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, целина, г. Шахты, монолит 28			
Слой, см	0–10	10–50	50–80
Плотность, г/см ³	1,16	1,22	1,34
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–3	43,8	36,1	31,9
–6	42,5	35,2	31,3
–8	42,0	34,5	31,0
–10	41,0	34,2	30,5
–13	40,1	33,1	30,0
–20	38,7	32,5	29,0
–25	38,0	31,9	28,9
–33	36,5	31,2	28,1
–40	35,7	30,8	27,8
–50	34,7	30,2	27,4
–60	33,9	29,5	27,0
–70	33,1	29,2	26,7
–80	32,5	28,9	26,5
–150	29,5	27,0	25,0
–300	27,0	24,9	23,5
–500	25,7	23,5	22,5
–1000	24,0	21,8	20,5
–1600	22,5	20,2	18,9

Почва чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый, верхняя часть склона, г. Шахты, монолит 101			
Слой, см	0–40	40–70	70–100
Плотность, г/см ³	1,20	1,20–1,27	1,27–1,31
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	42,0	37,4	32,6
–2	41,2	36,7	32,2
–3	40,5	36,1	31,9
–6	39,1	35,2	31,3
–8	38,5	34,5	31,0
–10	37,5	34,2	30,5
–13	36,7	33,1	30,0
–20	35,5	32,5	29,0
–25	34,5	31,9	28,9
–33	33,6	31,2	28,1
–40	33,0	30,8	27,8
–50	32,3	30,2	27,4
–60	31,5	29,5	27,0
–70	31,0	29,2	26,7
–80	30,5	28,9	26,5

Почва чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый, верхняя часть склона, г. Шахты, монолит 101			
Слой, см	0–40	40–70	70–100
Плотность, г/см ³	1,20	1,20–1,27	1,27–1,31
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–150	28,1	27,0	25,0
–300	26,0	24,9	23,5
–500	24,7	23,5	22,5
–1000	22,5	21,8	20,5
–1600	20,7	20,2	18,9

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, средняя часть склона, г. Шахты, монолит 119				
Слой, см	0–10	10–40	40–80	80–100
Плотность, г/см ³	1,15	1,18–1,20	1,21–1,26	1,27–1,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	45,0	42,0	37,4	32,6
–2	44,3	41,2	36,7	32,2
–3	43,8	40,5	36,1	31,9
–6	42,5	39,1	35,2	31,3
–8	42,0	38,5	34,5	31,0
–10	41,0	37,5	34,2	30,5
–13	40,1	36,7	33,1	30,0
–20	38,7	35,5	32,5	29,0
–25	38,0	34,5	31,9	28,9
–33	36,5	33,6	31,2	28,1
–40	35,7	33,0	30,8	27,8
–50	34,7	32,3	30,2	27,4
–60	33,9	31,5	29,5	27,0
–70	33,1	31,0	29,2	26,7
–80	32,5	30,5	28,9	26,5
–150	29,5	28,1	27,0	25,0
–300	27,0	26,0	24,9	23,5
–500	25,7	24,7	23,5	22,5
–1000	24,0	22,5	21,8	20,5
–1600	22,5	20,7	20,2	18,9

Почва чернозем обыкновенный, нижняя часть склона, г. Шахты, монолит 112					
Слой, см	0–20	20–30	30–50	50–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,04	1,14	1,18	1,23–1,25	1,31
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1		45,0	42,0	37,4	32,6
–2		44,3	41,2	36,7	32,2

Почва чернозем обыкновенный, нижняя часть склона, г. Шахты, монолит 112					
Слой, см	0–20	20–30	30–50	50–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,04	1,14	1,18	1,23–1,25	1,31
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–3		43,8	40,5	36,1	31,9
–6		42,5	39,1	35,2	31,3
–8		42,0	38,5	34,5	31,0
–10		41,0	37,5	34,2	30,5
–13		40,1	36,7	33,1	30,0
–20		38,7	35,5	32,5	29,0
–25		38,0	34,5	31,9	28,9
–33		36,5	33,6	31,2	28,1
–40		35,7	33,0	30,8	27,8
–50		34,7	32,3	30,2	27,4
–60		33,9	31,5	29,5	27,0
–70		33,1	31,0	29,2	26,7
–80		32,5	30,5	28,9	26,5
–150		29,5	28,1	27,0	25,0
–300		27,0	26,0	24,9	23,5
–500		25,7	24,7	23,5	22,5
–1000		24,0	22,5	21,8	20,5
–1600		22,5	20,7	20,2	18,9

Таблица 2.7

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Воронежской области

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, с. Нижнедевицк ГМО «Каменная Степь», монолит 118, 1991 г.							
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50	50–70	70–90	90–100
Плотность, г/см ³	0,79	0,88	1,00	1,19	1,26	1,39– 1,43	1,49
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	68,3	57,0	52,0	44,8	36,4	32,2	27,9
–2	64,2	54,5	50,0	43,5	35,8	31,7	27,9
–3	62,2	52,8	48,7	42,5	35,4	31,4	27,9
–6	57,9	49,6	46,1	40,6	34,5	30,7	27,7
–8	56,0	48,2	45,0	39,7	34,0	30,4	27,5
–10	54,5	46,9	44,0	39,0	33,9	30,1	27,3
–13	53,0	45,5	42,8	37,8	33,5	29,7	27,0
–20	50,5	43,7	41,0	36,3	32,9	29,0	26,4
–25	49,2	43,0	40,0	35,5	32,5	28,4	25,8
–33	47,7	42,0	38,9	34,5	31,8	27,7	25,0

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, с. Нижнедевицк ГМО «Каменная Степь», монолит 118, 1991 г.							
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50	50–70	70–90	90–100
Плотность, г/см ³	0,79	0,88	1,00	1,19	1,26	1,39– 1,43	1,49
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–40	46,7	41,5	38,2	33,9	31,4	27,5	24,0
–50	45,7	40,8	37,5	33,2	30,8	26,8	23,3
–60	44,9	40,1	36,8	32,5	30,5	26,5	22,5
–70	44,2	39,7	36,3	32,0	30,1	26,3	22,3
–80	43,7	39,4	36,0	31,8	29,8	26,0	22,2
–150	41,2	37,7	33,9	30,0	27,5	25,0	21,3
–300	39,5	36,4	32,0	28,5	25,0	23,7	20,5
–500	38,5	35,6	30,8	27,7	23,5	22,7	20,0
–1000	37,8	34,9	29,4	26,6	22,0	21,3	19,3
–1600	37,0	34,5	28,4	26,0	20,0	20,3	18,7

Почва обыкновенный тяжелосуглинистый бутурлиновский чернозем, с. Бутурлиновка, монолит 39, 1991 г.			
Слой, см	0–10	10–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,08	1,15–1,20	1,24
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	44,2	41,4	38,2
–2	43,2	40,3	37,3
–3	42,5	39,8	36,2
–6	40,1	37,8	34,0
–8	39,0	36,8	33,0
–10	38,0	35,9	32,2
–13	36,9	34,5	31,2
–20	35,0	32,6	29,8
–25	34,0	31,4	28,8
–33	32,3	30,3	27,8
–40	31,6	29,1	27,0
–50	30,8	28,0	26,0
–60	30,0	27,3	25,8
–70	29,3	27,0	25,3
–80	29,0	26,0	25,0
–150	27,0	24,0	23,0
–300	25,0	22,0	21,0
–500	24,0	21,0	20,0
–1000	23,0	20,0	18,2
–1600	22,0	19,0	17,2

Таблица 2.8

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Челябинской области

Почва чернозем слабовыщелоченный тяжелосуглинистый, г. Троицк, монолит 101				
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–100
Плотность, г/см ³	1,21	1,22	1,29	1,37–1,46
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	37,5	40,5	34,0	27,1
–2	36,8	40,0	33,5	26,7
–3	36,3	39,5	33,0	26,3
–6	35,2	38,5	32,0	25,5
–8	34,6	37,8	31,5	25,0
–10	34,0	37,2	30,8	24,5
–13	33,2	36,4	30,0	24,0
–20	31,5	34,8	28,2	23,0
–25	30,5	33,9	27,4	22,5
–33	29,0	32,5	26,4	21,7
–40	28,4	31,5	25,9	21,2
–50	27,7	30,3	25,2	20,8
–60	27,0	29,5	24,6	20,3
–70	26,7	29,0	24,2	20,0
–80	26,4	28,5	24,0	19,8
–150	24,8	26,7	22,7	18,6
–300	22,6	24,6	20,5	17,2
–500	21,4	23,0	19,5	16,3
–1000	19,3	21,0	17,7	14,8
–1600	18,0	20,0	16,6	13,8

Почва чернозем карбонатный маломощный глинистый, г. Бряды, монолит 106			
Слой, см	0–20	20–80	80–100
Плотность, г/см ³	1,13	1,28	1,30
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	44,0	37,5	34,0
–2	43,5	36,8	33,5
–3	43,0	36,3	33,0
–6	42,0	35,2	32,0
–8	41,2	34,6	31,5
–10	40,5	34,0	30,8
–13	39,4	33,2	30,0
–20	37,0	31,5	28,2
–25	36,0	30,5	27,4

Почва чернозем карбонатный маломощный глинистый, г. Бряды, монолит 106			
Слой, см	0–20	20–80	80–100
Плотность, г/см ³	1,13	1,28	1,30
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–33	34,8	29,0	26,4
–40	34,0	28,4	25,9
–50	33,3	27,7	25,2
–60	32,5	27,0	24,6
–70	32,0	26,7	24,2
–80	31,5	26,4	24,0
–150	29,5	24,8	22,7
–300	26,6	22,6	20,5
–500	24,6	21,4	19,5
–1000	22,5	19,3	17,7
–1600	21,0	18,0	16,6

Почва чернозем карбонатный среднесильный легкоглинистый, г. Кизильское, монолит 117				
Слой, см	0–20	20–30	30–60	60–100
Плотность, г/см ³	1,21	1,25	1,26	1,34–1,43
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	44,0	40,5	37,5	34,0
–2	43,5	40,0	36,8	33,5
–3	43,0	39,5	36,3	33,0
–6	42,0	38,5	35,2	32,0
–8	41,2	37,8	34,6	31,5
–10	40,5	37,2	34,0	30,8
–13	39,4	36,4	33,2	30,0
–20	37,0	34,8	31,5	28,2
–25	36,0	33,9	30,5	27,4
–33	34,8	32,5	29,0	26,4
–40	34,0	31,5	28,4	25,9
–50	33,0	30,3	27,7	25,2
–60	32,5	29,5	27,0	24,6
–70	32,0	29,0	26,7	24,2
–80	31,5	28,5	26,4	24,0
–150	29,5	26,7	24,8	22,7
–300	26,6	24,5	22,6	20,15
–500	24,6	23,0	21,4	19,5
–1000	22,5	21,0	19,3	17,7
–1600	21,0	20,0	18,0	16,6

Почва чернозем слабовыщелоченный супесчаный, г. Троицк, монолит 110						
Слой, см	0–20	20–50	50–60	60–70	70–80	80–100
Плотность, г/см ³	1,69	1,64	1,61	1,58	1,53	1,71
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	24,9	20,4	24,3	22,0	28,0	21,4
–2	24,7	19,2	23,4	21,4	27,3	21,0
–3	24,5	18,4	22,5	21,0	26,6	20,6
–6	23,7	17,2	20,5	20,2	25,5	19,5
–8	23,2	16,5	19,5	19,8	25,1	19,0
–10	22,5	15,9	18,8	19,5	24,1	18,5
–13	21,4	15,1	18,0	19,2	24,0	17,9
–20	19,5	13,5	16,5	18,5	22,9	16,9
–25	17,5	12,5	15,5	18,1	22,1	16,3
–33	16,5	11,3	14,2	17,7	21,4	15,5
–40	16,0	10,7	13,4	17,4	20,7	14,9
–50	15,5	10,2	12,5	17,0	20,0	13,9
–60	15,2	9,8	11,7	16,6	19,5	13,0
–70	15,0	9,4	11,2	16,4	19,0	12,5
–80	14,7	9,2	10,9	16,2	18,7	12,0
–150	14,0	8,2	9,2	15,2	17,0	10,7
–300	12,3	7,9	7,9	14,0	15,0	9,5
–500	11,3	7,0	7,0	13,3	13,8	8,8
–1000	10,4	6,6	6,6	12,6	12,0	8,2
–1600	9,7	6,5	6,5	12,4	10,7	8,0

Почва чернозем южный среднесуглинистый, п. Горбуновский, монолит 121				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,14	1,12	1,00	1,14
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	50,0	47,0	53,0	—
–2	49,5	45,5	51,7	44,0
–3	48,0	43,5	50,0	42,0
–6	45,0	39,5	45,0	37,6
–8	43,8	37,8	42,0	36,0
–10	42,3	36,0	40,0	34,0
–13	—	—	—	—
–20	38,8	32,2	34,6	30,0
–25	37,1	31,5	33,0	29,0
–33	35,2	30,4	31,5	27,9

Почва чернозем южный среднесуглинистый, п. Горбуновский, монолит 121				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,14	1,12	1,00	1,14
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–40	34,4	29,8	30,9	27,0
–50	33,0	28,5	30,0	26,2
–60	32,0	27,5	29,0	25,5
–70	31,0	27,0	28,5	25,0
–80	30,5	26,5	28,0	24,5
–150	27,5	25,0	26,0	22,8
–300	24,5	22,0	23,5	21,0
–500	23,0	21,0	22,0	19,5
–1000	—	—	—	—
–1600	17,5	17,0	17,0	16,5

Почва чернозем южный карбонатный, п. Горбуновский, монолит 123			
Слой, см	0–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,17	1,30	1,35
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	—	—	33,5
–2	43,0	37,0	33,0
–3	42,1	36,1	32,5
–6	40,7	35,1	32,0
–8	40,0	34,7	31,5
–10	39,0	34,0	31,0
–13	—	—	—
–20	36,8	32,0	30,0
–25	35,9	31,5	29,0
–33	34,5	30,5	28,5
–40	33,5	30,0	28,0
–50	32,5	29,0	27,5
–60	31,8	28,3	27,0
–70	31,0	27,8	26,5
–80	30,5	27,4	26,0
–150	28,0	25,0	24,0
–300	25,8	23,5	22,0
–500	24,2	22,0	21,0
–1000	—	—	—
–1600	21,0	19,5	18,5

Таблица 2.9

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Омской области			
Почва чернозем выщелоченный легкосуглинистый, г. Омск, монолит 28			
Слой, см	0–30	30–50	50–80
Плотность, г/см ³	1,46	1,58	1,46–1,72
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	28,5	22,2	25,0
–2	27,3	21,8	24,6
–3	26,3	21,5	24,5
–6	24,2	20,8	24,3
–8	23,5	20,4	24,1
–10	22,7	20,0	24,0
–13	21,7	19,5	23,7
–20	20,3	18,0	23,0
–25	19,5	17,5	22,5
–33	18,7	16,4	21,9
–40	18,0	15,7	21,5
–50	17,4	14,7	20,8
–60	16,7	14,0	20,0
–70	16,2	13,5	19,5
–80	15,7	12,7	19,0
–150	13,6	9,2	16,0
–300	11,0	7,4	14,3
–500	9,5	6,7	13,5
–1000	8,5	6,0	12,5
–1600	8,4	5,7	12,0

Почва серая лесная тяжелосуглинистая, г. Тюкалинск, монолит 38					
Слой, см	0–20	20–30	30–50	50–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,39	1,22	1,30	1,40	1,36
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	37,5	38,6	41,3	39,8	33,0
–2	36,9	38,0	40,2	33,9	32,0
–3	36,3	37,5	39,5	33,4	31,7
–6	34,8	36,3	38,9	32,1	30,0
–8	34,0	35,5	37,8	31,4	29,2
–10	33,5	35,0	37,4	30,8	28,5
–13	32,7	34,4	36,6	30,2	27,7
–20	31,5	33,3	35,3	28,8	26,3
–25	30,8	32,6	34,5	28,3	25,5
–33	29,9	31,5	33,5	27,4	24,5

Почва серая лесная тяжелосуглинистая, г. Тюкалинск, монолит 38					
Слой, см	0–20	20–30	30–50	50–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,39	1,22	1,30	1,40	1,36
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–40	29,2	31,0	33,0	26,8	24,0
–50	28,4	30,5	32,3	26,3	23,6
–60	27,6	30,0	31,7	25,8	23,3
–70	27,0	29,5	31,3	25,3	22,9
–80	26,7	29,2	30,8	25,0	22,7
–150	24,0	27,5	28,4	23,3	21,6
–300	21,3	26,3	25,7	21,7	20,5
–500	19,7	25,5	24,0	20,8	19,7
–1000	17,5	24,6	21,8	19,5	18,7
–1600	15,7	24,0	20,5	18,0	18,2

Почва темно-серая осолодевшая тяжелосуглинистая, г. Тюкалинск, монолит 23							
Слой, см	0–10	10–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,24	1,25	—	1,26	1,33	1,30	1,36
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	41,3	37,5	—	38,6	39,8	38,1	33,0
–2	40,2	36,9	—	38,0	33,9	37,4	32,0
–3	39,5	36,3	—	37,5	33,4	36,8	31,7
–6	38,9	34,8	—	36,3	32,1	35,7	30,0
–8	37,8	34,0	—	35,5	31,4	35,3	29,2
–10	37,4	33,5	—	35,0	30,8	34,8	28,5
–13	36,6	32,7	—	34,4	30,2	34,1	27,7
–20	35,3	31,5	—	33,3	28,8	33,0	26,3
–25	34,5	30,8	—	32,6	28,3	32,5	25,5
–33	33,5	29,9	—	31,5	27,4	31,5	24,5
–40	33,0	29,2	—	31,0	26,8	30,9	24,0
–50	32,3	28,4	—	30,5	26,3	30,2	23,6
–60	31,7	27,6	—	30,0	25,8	29,5	23,3
–70	31,3	27,0	—	29,5	25,3	28,7	22,9
–80	30,8	26,7	—	29,2	25,0	28,3	22,7
–150	28,4	24,0	—	27,5	23,3	25,7	21,6
–300	25,7	21,3	—	26,3	21,7	23,6	20,5
–500	24,0	19,7	—	25,5	20,8	22,5	19,7
–1000	21,8	17,5	—	24,6	19,5	20,9	18,7
–1600	20,5	15,7	—	24,0	18,0	20,0	18,2

Таблица 2.10

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Свердловской области

Почва серая лесная, г. Свердловск, монолит 23 (целина)						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,35	0,94	1,31	1,38	1,40–1,53	1,45
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	192	65,0	36,8	34,2	31,9	34,2
–2	177	59,0	35,5	33,0	30,8	33,0
–3	161	56,0	34,8	32,0	30,0	32,0
–6	144	52,5	33,0	30,5	28,2	30,5
–8	138	51,3	32,1	29,9	27,6	29,9
–10	134	50,5	31,9	29,2	27,0	29,2
–13	129	49,5	31,3	28,7	26,4	28,7
–20	121	48,0	30,7	27,8	25,2	27,8
–25	116	47,0	30,2	27,5	24,6	27,5
–33	109	46,0	29,9	26,8	24,0	26,8
–40	104	45,0	29,4	26,1	23,5	26,1
–50	99	44,0	29,0	25,7	23,0	25,7
–60	96	43,8	28,6	25,1	22,8	25,1
–70	93	43,0	28,0	24,9	22,5	24,9
–80	91	42,0	27,8	24,5	22,2	24,5
–150	82	36,7	25,8	23,0	21,0	23,0
–300	74	28,0	23,0	21,0	19,8	21,0
–500	68	26,0	21,0	20,0	18,7	20,0
–1000	62	24,5	19,5	18,4	17,3	18,4
–1600	58	24,0	18,5	17,4	16,5	17,4

Почва лугово-болотная карбонатная, г. Свердловск, монолит 119								
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	80–90	90–100
Плотность, г/см ³	0,7–0,74	0,52	0,35	0,51	1,00	1,24	1,30	1,45
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–1	93,0	145	230	145	57,1	36,7	36,7	31,9
–2	90,3	139	226	139	55,5	35,5	35,5	30,8
–3	87,5	135	220	135	54,0	34,8	34,8	30,0
–6	81,7	128	201	128	52,0	33,0	33,0	28,9
–8	78,8	125	194	125	51,1	32,2	32,2	27,6
–10	76,2	122	188	122	50,1	31,9	31,9	22,0
–13	73,8	119	181	119	49,0	31,3	31,3	26,4
–20	69,7	114	170	114	47,1	30,7	30,7	25,3
–25	67,5	111	164	111	46,0	30,2	30,2	24,5

Почва лугово-болотная карбонатная, г. Свердловск, монолит 119								
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	80–90	90–100
Плотность, г/см ³	0,7–0,74	0,52	0,35	0,51	1,00	1,24	1,30	1,45
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–33	64,9	106	158	106	44,9	29,8	29,8	23,9
–40	63,3	103	153	103	43,5	29,4	29,4	23,6
–50	61,2	98,0	149	98,0	42,0	29,0	29,0	23,1
–60	60,0	94,0	145	94,0	41,0	28,6	28,6	22,9
–70	58,9	91,0	141	91,0	40,0	28,0	28,0	22,5
–80	57,8	89,0	139	89,0	39,5	27,9	27,9	22,3
–150	52,7	80,0	125	80,0	36,7	25,8	25,8	21,0
–300	47,9	74,0	112	74,0	34,5	22,9	22,9	19,8
–500	44,8	68,0	103	68,0	33,1	21,0	21,0	18,4
–1000	41,0	63,0	90,0	63,0	32,0	19,5	19,5	17,5
–1600	38,1	59,0	82,0	59,0	31,1	18,4	18,4	16,5

Почва солонец черноземно-луговой, г. Свердловск, монолит 33			
Слой, см	0–30	30–40	40–80
Плотность, г/см ³	1,20	1,23	1,44–1,51
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	46,5	43,5	35,2
–2	45,7	42,8	34,2
–3	45,0	42,3	33,6
–6	44,0	41,2	32,3
–8	43,2	40,6	31,5
–10	42,5	40,1	30,8
–13	41,5	39,3	29,7
–20	39,8	37,4	27,9
–25	38,9	36,0	27,1
–33	37,8	34,7	26,2
–40	37,0	34,0	25,7
–50	36,2	33,2	25,1
–60	35,7	32,6	24,6
–70	35,2	32,2	24,1
–80	35,0	31,7	23,3
–150	33,0	29,6	21,9
–300	31,4	27,9	20,5
–500	30,5	26,7	19,4
–1000	29,2	25,1	18,2
–1600	28,5	24,0	17,3

Почва солонец черноземно-луговой (поле), г. Свердловск, монолит 112				
Слой, см	0–30	30–70	70–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,19–1,26	1,29–1,48	1,51–1,54	1,58
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	40,6	37,4	29,6	26,8
–2	39,5	36,3	28,9	26,0
–3	38,6	35,5	28,3	25,3
–6	37,0	33,9	27,2	24,0
–8	36,2	33,3	26,6	23,5
–10	35,5	32,8	26,1	23,1
–13	34,8	32,2	25,6	22,5
–20	33,5	31,2	24,8	21,6
–25	32,8	30,7	24,4	21,1
–33	32,0	30,1	23,7	20,6
–40	31,3	29,5	23,2	20,2
–50	30,7	29,2	22,6	19,8
–60	30,1	28,8	22,1	19,6
–70	29,6	28,5	21,7	19,3
–80	29,3	28,3	21,5	19,0
–150	26,8	26,8	19,9	17,7
–300	25,0	25,0	18,5	16,6
–500	23,4	23,4	17,7	16,1
–1000	21,8	21,8	16,6	15,5
–1600	20,5	20,6	15,9	15,0

Почва солонец черноземно-луговой (поле), г. Свердловск, монолит 113/118							
Слой, см	0–10	10–20	20–40	30–50	50–80	80–90	90–1000
Плотность, г/см ³	1,05	1,10	1,13	1,36	1,40–1,44	1,47	1,66
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	49,0	44,5	42,6	33,2	31,9	26,8	22,3
–2	46,4	42,5	40,4	32,4	30,6	25,1	22,1
–3	44,9	41,1	38,7	31,8	30,0	24,8	21,8
–6	42,2	38,5	36,2	30,9	28,8	24,0	21,0
–8	40,7	37,4	35,2	30,5	28,3	23,4	20,6
–10	39,5	36,4	34,2	30,0	27,7	22,9	20,2
–13	38,1	35,4	33,2	29,5	27,1	22,2	19,7
–20	35,5	33,7	31,6	28,5	26,1	21,3	18,8
–25	34,5	33,0	31,0	27,7	25,6	20,8	18,5

Почва солонец черноземно-луговой (поле), г. Свердловск, монолит 113/118							
Слой, см	0–10	10–20	20–40	30–50	50–80	80–90	90–1000
Плотность, г/см ³	1,05	1,10	1,13	1,36	1,40–1,44	1,47	1,66
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–33	32,7	31,8	30,1	27,0	25,1	20,2	19,2
–40	31,9	31,0	29,5	26,6	24,7	19,9	18,0
–50	31,0	30,5	29,0	26,2	24,2	19,7	17,7
–60	30,2	29,8	28,6	25,8	23,9	19,5	17,5
–70	29,6	29,3	28,4	25,4	23,5	19,3	17,4
–80	29,2	29,0	28,1	25,2	23,3	19,1	17,3
–150	26,8	26,8	26,8	23,3	21,6	18,2	16,4
–300	25,0	25,0	25,0	22,2	20,5	18,7	15,9
–500	23,8	23,8	23,8	21,3	20,0	17,5	15,5
–1000	22,4	22,4	22,4	21,1	18,8	17,2	15,1
–1600	21,3	21,3	21,3	19,2	18,2	17,0	15,0

Почва лугово-болотная, г. Свердловск, монолит 101 (поле)					
Слой, см	0–10	10–20	20–40	40–60	60–100
Плотность, г/см ³	1,11	1,31	1,58–1,61	1,54	1,48–1,50
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	51,5	39,7	26,0	28,0	31,3
–2	50,0	38,5	25,9	27,8	31,1
–3	49,0	38,0	25,5	27,4	30,8
–6	47,0	36,8	25,0	27,0	30,3
–8	46,0	36,1	24,6	27,0	29,9
–10	45,2	35,9	24,1	26,7	29,6
–13	44,3	35,2	24,1	26,2	29,0
–20	43,1	34,1	23,3	25,6	28,1
–25	42,3	33,4	23,0	25,1	27,7
–33	41,5	33,1	22,5	24,7	27,4
–40	40,8	32,2	22,0	24,1	26,2
–50	40,0	31,6	21,6	23,6	25,6
–60	39,1	30,5	21,5	23,0	25,1
–70	38,5	29,1	21,0	22,4	24,8
–80	37,9	28,2	20,8	22,7	24,3
–150	34,1	24,1	19,2	21,0	22,3
–300	28,4	22,0	18,1	19,6	22,0
–500	25,0	21,0	17,5	18,8	21,0
–1000	21,3	19,8	16,9	17,8	19,8
–1600	20,5	19,0	16,2	17,0	19,0

Таблица 2.11

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Кустанайской области

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, д. Михайловка, монолит 41			
Слой, см	0–30	30–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,14	1,28	1,36
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	47,2	39,8	33,0
–2	45,0	38,0	32,2
–3	43,3	36,8	31,4
–6	40,0	34,4	29,9
–8	38,7	33,2	29,2
–10	37,5	32,3	28,5
–13	33,7	29,2	26,3
–20	32,5	28,3	25,5
–25	31,0	27,3	24,4
–33	30,0	26,6	23,7
–40	29,0	25,8	23,0
–50	28,2	25,3	22,5
–60	27,5	24,8	22,0
–70	27,0	24,5	21,7
–80	24,5	23,0	20,2
–150	22,1	21,4	18,8
–300	20,7	20,3	18,0
–500	19,7	19,4	17,5
–1000	18,0	17,8	16,5
–1600	10,4	10,4	9,4

Почва чернозем обыкновенный солонцеватый легкоглинистый, д. Ново-Покровка, поле, монолит 19				
Слой, см	0–20	20–30	30–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,04	1,14	1,28	1,40
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	53,6	47,2	39,8	33,0
–2	51,4	45,0	38,0	32,2
–3	49,8	43,3	36,8	31,4
–6	46,8	40,0	34,4	29,9
–8	45,3	38,7	33,2	29,2
–10	43,8	37,5	32,3	28,5
–13	38,8	33,7	29,2	26,3
–20	37,3	32,5	28,3	25,5
–25	35,4	31,0	27,3	24,4

Почва чернозем обыкновенный солонцеватый легкоглинистый, д. Ново-Покровка, поле, монолит 19				
Слой, см	0–20	20–30	30–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,04	1,14	1,28	1,40
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–33	34,3	30,0	26,6	23,7
–40	33,0	29,0	25,8	23,0
–50	31,9	28,2	25,3	22,5
–60	31,0	27,5	24,8	22,0
–70	30,3	27,0	24,5	21,7
–80	27,0	24,5	23,0	20,2
–150	24,0	22,1	21,4	18,8
–300	22,3	20,7	20,3	18,0
–500	21,2	19,7	19,4	17,5
–1000	19,0	18,0	17,8	16,5
–1600	10,8	11,0	10,8	10,5

Почва чернозем обыкновенный солонцеватый легкоглинистый Ново-Покровка, поле, монолит 40б			
Слой, см	0–20	20–30	30–80
Плотность, г/см ³	1,04	1,07	1,29
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	53,6	51,4	39,8
–2	51,4	48,6	38,0
–3	49,8	46,7	36,8
–6	46,8	43,0	34,4
–8	45,3	41,4	33,2
–10	43,8	40,0	32,3
–13	38,8	35,9	29,2
–20	37,3	35,0	28,3
–25	35,4	33,4	27,3
–33	34,3	32,4	26,6
–40	33,0	31,4	25,8
–50	31,9	30,5	25,3
–60	31,0	29,9	24,8
–70	30,3	29,4	24,5
–80	27,0	27,0	23,0
–150	24,0	24,0	21,4
–300	22,3	22,3	20,3
–500	21,2	21,2	19,4
–1000	19,0	19,0	17,6
–1600	10,8	11,3	10,2

Почва чернозем южный легкоглинистый, г. Затобольск, поле, монолит 40а			
Слой, см	0–40	40–60	60–70
Плотность, г/см ³	1,51	1,65	1,70
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	27,7	19,3	17,3
–2	27,0	18,9	16,6
–3	25,9	18,0	15,4
–6	22,5	15,3	12,7
–8	21,0	13,8	11,5
–10	19,9	12,7	10,6
–13	17,1	10,2	8,2
–20	16,3	9,5	7,3
–25	15,3	8,8	6,7
–33	14,7	8,3	6,3
–40	14,0	8,0	5,9
–50	13,5	7,6	5,7
–60	13,0	7,4	5,4
–70	12,8	7,0	5,3
–80	11,0	6,1	4,4
–150	9,8	5,5	4,0
–300	9,1	5,3	3,9
–500	8,8	5,1	3,8
–1000	7,8	5,0	3,7
–1600	5,0	3,6	1,7

Почва чернозем южный легкоглинистый, г. Затобольск, лесополоса, монолит 15				
Слой, см	0–10	10–30	30–60	60–70
Плотность, г/см ³	0,98	1,48	1,55	1,80
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	52,5	27,7	22,0	17,3
–2	48,5	27,0	21,0	16,6
–3	45,0	25,9	20,0	15,4
–6	38,0	22,5	17,8	12,7
–8	35,0	21,0	16,5	11,5
–10	32,6	19,9	15,0	10,6
–13	27,4	17,1	12,0	8,2
–20	25,7	16,3	11,1	7,3
–25	24,0	15,3	10,2	6,7
–33	22,8	14,7	9,7	6,3
–40	21,5	14,0	9,2	5,9
–50	20,6	13,5	8,8	5,7
–60	19,7	13,0	8,6	5,4

Почва чернозем южный легкосуглинистый, г. Затобольск, лесополоса, монолит 15				
Слой, см	0–10	10–30	30–60	60–70
Плотность, г/см ³	0,98	1,48	1,55	1,80
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–70	19,2	12,8	8,4	5,3
–80	16,0	11,0	7,3	4,4
–150	13,0	9,8	6,6	4,0
–300	10,8	9,1	6,4	3,9
–500	9,6	8,8	6,3	3,8
–1000	7,8	7,8	6,2	3,7
–1600	4,8	3,5	4,2	2,9

Почва чернозем южный легкосуглинистый, п. Щербаково, поле, монолит 28						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,17	1,26	1,29	1,35	1,29	1,35
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	37,7	32,2	37,7	32,2	35,1	32,2
–2	36,6	31,0	36,6	31,0	33,2	31,0
–3	35,5	30,0	35,5	30,0	31,8	30,0
–6	32,6	27,4	32,6	27,4	28,9	27,4
–8	30,9	26,1	30,9	26,1	27,4	26,1
–10	29,7	25,1	29,7	25,1	26,4	25,1
–13	26,2	22,4	26,2	22,4	23,7	22,4
–20	25,3	21,6	25,3	21,6	22,9	21,6
–25	24,2	20,7	24,2	20,7	21,9	20,7
–33	23,5	20,1	23,5	20,1	21,4	20,1
–40	22,7	19,5	22,7	19,5	20,8	19,5
–50	22,1	19,1	22,1	19,1	20,3	19,1
–60	21,7	18,8	21,7	18,8	19,9	18,8
–70	21,3	18,5	21,3	18,5	19,7	18,5
–80	19,3	17,2	19,3	17,2	18,1	17,2
–150	17,9	16,2	17,9	16,2	17,0	16,2
–300	17,2	15,6	17,2	15,6	16,4	15,6
–500	16,8	15,3	16,8	15,3	16,1	15,3
–1000	15,9	14,6	15,9	14,6	15,3	14,6

Почва чернозем южный легкосуглинистый, п. Октябрьский, поле, монолит 32(1)				
Слой, см	0–10	10–20	20–60	60–70
Плотность, г/см ³	1,12	1,16	1,22	1,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	49,3	46,0	41,0	38,5
–2	47,5	44,2	39,8	37,7

Почва чернозем южный легкосуглинистый, п. Октябрьский, поле, монолит 32(1)				
Слой, см	0–10	10–20	20–60	60–70
Плотность, г/см ³	1,12	1,16	1,22	1,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–3	46,0	43,0	38,5	36,5
–6	43,5	40,5	36,2	34,5
–8	42,2	39,3	35,0	33,5
–10	41,2	38,5	34,0	32,7
–13	37,3	35,6	31,2	29,8
–20	36,0	34,6	30,0	28,8
–25	34,8	33,4	29,0	27,7
–33	34,0	32,6	28,2	27,0
–40	33,0	31,8	27,5	26,4
–50	32,0	31,2	27,0	25,8
–60	31,5	30,7	26,4	25,2
–70	31,0	30,2	26,0	24,9
–80	28,5	28,2	24,0	23,0
–150	26,3	26,3	22,5	21,5
–300	24,8	24,8	21,6	20,7
–500	24,0	24,0	21,2	20,2
–1000	22,4	22,4	20,6	19,5
–1600	10,7	10,8	11,0	10,6

Почва чернозем южный легкосуглинистый, г. Кустанай, целина, монолит 38						
Слой, см	0–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,42	1,46	1,55	1,62	1,44	1,46
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	—	—	—	—	—	—
–2	—	—	—	—	—	—
–3	26,7	22,3	19,8	—	—	23,4
–6	21,9	17,9	16,5	20,9	25,0	21,8
–8	19,7	16,9	15,1	19,7	23,6	21,1
–10	18,1	15,3	14,1	18,7	22,4	20,5
–13	14,7	12,9	11,2	16,1	19,5	18,4
–20	13,9	12,3	10,4	15,3	18,8	17,7
–25	13,1	11,7	9,6	14,5	18,0	16,9
–33	12,6	11,4	9,2	14,0	17,5	16,4
–40	11,9	11,1	8,8	13,7	17,1	15,7
–50	11,5	10,9	8,4	13,5	16,8	15,2
–60	11,2	10,7	8,0	13,3	16,4	14,8
–70	11,0	10,5	7,8	13,2	16,2	14,4
–80	9,0	9,2	6,1	12,2	14,5	12,2

Почва чернозем южный легкосуглинистый, г. Кустанай, целина, монолит 38						
Слой, см	0–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,42	1,46	1,55	1,62	1,44	1,46
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–150	8,0	8,3	4,9	11,5	13,5	10,3
–300	7,2	7,6	4,0	11,2	12,7	9,2
–500	6,7	7,2	3,5	11,0	12,2	8,3
–1000	5,8	6,1	2,4	10,4	11,3	6,8

Почва чернозем южный легкосуглинистый, г. Кустанай, поле, монолит 0				
Слой, см	0–50	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,55	1,57	1,39	1,71
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	—	—	—	18,5
–2	—	—	—	18,4
–3	23,1	20,3	23,1	17,6
–6	20,6	17,2	20,6	13,4
–8	19,4	16,0	19,4	11,2
–10	18,5	15,3	18,5	10,0
–13	15,9	13,3	15,9	7,2
–20	15,2	12,7	15,2	6,6
–25	14,5	12,0	14,5	6,0
–33	14,1	11,5	14,1	5,7
–40	13,5	11,1	13,5	5,3
–50	13,1	10,7	13,1	5,0
–60	12,9	10,5	12,9	4,8
–70	12,7	10,3	12,7	4,6
–80	11,5	9,3	11,5	3,9
–150	10,5	8,3	10,5	3,3
–300	9,8	7,8	9,8	2,9
–500	9,3	7,6	9,3	2,7
–1000	8,4	7,0	8,4	2,3

Почва темно-каштановая супесчаная, п. Диевская, метеостанция, монолит 27			
Слой, см	0–30	30–40 и 50–65	40–50
Плотность, г/см ³	1,54	1,60	1,71
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	25,5	22,5	20,0
–2	24,7	22,1	19,7
–3	23,6	21,2	18,8
–6	19,6	17,5	15,8
–8	16,4	15,2	14,4
–10	14,4	13,7	13,2

Почва темно-каштановая супесчаная, п. Диевская, метеостанция, монолит 27			
Слой, см	0–30	30–40 и 50–65	40–50
Плотность, г/см ³	1,54	1,60	1,71
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–13	12,3	10,3	10,3
–20	9,5	9,5	9,5
–25	8,7	8,7	8,7
–33	8,4	8,4	8,4
–40	8,0	8,0	8,0
–50	7,6	7,6	7,6
–60	7,4	7,4	7,4
–70	7,2	7,2	7,2
–80	6,4	6,4	6,4
–150	5,8	5,8	5,8
–300	5,5	5,5	5,5
–500	5,4	5,4	5,4
–1000	5,2	5,2	5,2
–1600	2,3	3,2	2,3

Почва темно-каштановая тяжелосуглинистая, п. Диевская, поле, монолит 32				
Слой, см	0–10	10–30	30–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,14	1,3	1,4	1,46
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	39,0	37,0	33,0	30,4
–2	37,7	36,5	32,4	29,9
–3	37,0	35,7	31,7	29,5
–6	35,2	34,0	30,4	28,4
–8	34,3	33,0	29,7	27,8
–10	33,6	32,3	29,1	27,3
–13	31,2	29,8	26,5	25,0
–20	30,5	28,8	25,8	24,0
–25	29,4	27,7	24,8	22,8
–33	28,5	27,0	24,2	22,2
–40	27,5	26,4	23,6	21,7
–50	27,0	25,8	23,1	21,3
–60	26,4	25,4	22,7	21,0
–70	26,0	25,0	22,5	20,7
–80	24,1	23,5	20,8	19,6
–150	22,5	22,0	19,5	18,5
–300	21,3	20,8	18,5	17,7
–500	20,0	19,8	17,7	17,0
–1000	17,8	17,4	15,5	15,0
–1600	10,6	10,1	10,1	9,6

Таблица 2.12

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Целиноградской области

Почва чернозем южный тяжелосуглинистый, п. Шартанды, монолит 102			
Слой, см	0–60	60–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,2	1,33	1,40
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	40,0	36,0	30,1
–2	39,9	35,0	30,1
–3	39,0	34,9	29,9
–6	37,9	34,0	29,0
–8	37,1	33,2	28,5
–10	36,6	32,5	28,0
–13	—	—	—
–20	34,1	31,0	26,4
–25	33,2	30,3	25,8
–33	32,0	29,5	25,0
–40	31,3	29,0	24,7
–50	30,5	28,4	24,1
–60	29,9	28,0	24,0
–70	29,3	27,5	23,7
–80	28,8	27,1	23,5
–150	27,0	25,1	22,4
–300	25,6	23,2	20,9
–500	24,9	22,3	19,8
–1000	—	—	—
–1600	23,0	20,0	17,2

Почва чернозем южный тяжелосуглинистый, п. Шартанды, монолит 102			
Слой, см	0–35	35–65	65–100
Плотность, г/см ³	1,12–1,22	1,28–1,38	1,4–1,49
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	45,2	36,0	30,9
–2	44,6	35,0	30,1
–3	43,9	34,9	29,9
–6	42,0	34,0	29,0
–8	41,0	33,2	28,5
–10	40,4	32,5	28,0
–13	—	—	—
–20	37,6	31,0	26,4
–25	36,6	30,3	25,8
–33	35,2	29,5	25,0

Почва чернозем южный тяжелосуглинистый, п. Шартанды, монолит 102			
Слой, см	0–35	35–65	65–100
Плотность, г/см ³	1,12–1,22	1,28–1,38	1,4–1,49
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–40	34,4	29,0	24,7
–50	—	—	—
–60	32,7	28,0	24,0
–70	32,0	27,5	23,5
–80	31,7	27,1	23,5
–150	29,6	25,1	22,4
–300	27,9	23,2	20,9
–500	26,9	22,3	19,8
–1000	—	—	—
–1600	23,0	20,0	17,2

Таблица 2.13

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Семипалатинской области

Почва светло-каштановая среднесуглинистая солонцеватая, г. Семипалатинск, монолит 109							
Слой, см	0–10	10–40	40–50	50–60	60–70	80–90	90–1000
Плотность, г/см ³	1,44	1,50	1,49	1,65	1,60	1,60	1,70
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	23,1	28,0	23,1	16,2	17,0	23,1	13,5
–2	22,6	27,2	22,6	15,0	15,7	22,6	12,5
–3	22,1	26,5	22,1	14,0	14,9	22,1	12,0
–6	21,0	24,6	21,0	12,2	13,2	21,0	10,8
–8	20,2	23,7	20,2	11,3	12,5	20,2	10,4
–10	19,5	22,7	19,5	10,6	12,0	19,5	10,0
–13	18,5	21,6	18,5	10,0	11,2	18,5	9,5
–20	17,2	20,0	17,2	9,1	10,2	17,2	8,7
–25	16,6	19,3	16,6	8,7	9,6	16,6	8,3
–33	15,8	18,2	15,8	8,2	9,0	15,8	7,65
–40	15,4	17,5	15,4	8,0	8,7	15,4	7,3
–60	14,3	16,5	14,3	7,6	8,3	14,3	6,7
–70	13,8	16,2	13,8	7,5	8,1	13,8	6,4
–80	13,5	16,0	13,5	7,4	8,0	13,5	6,2
–150	12,0	14,7	12,0	7,3	7,6	12,0	5,5
–300	10,7	13,8	10,7	7,3	7,4	10,7	4,8
–500	10,0	13,4	10,0	7,2	7,3	10,0	4,5
–1000	9,1	12,7	9,1	7,2	7,2	9,1	4,2
–1600	8,75	12,4	8,75	7,1	7,2	8,75	4,0

Почва светло-каштановая супесчаная, г. Семипалатинск, монолит 27/28				
Слой, см	0–40	40–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,53	1,60	1,82	1,66
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	25,0	19,8	13,0	19,8
–2	24,5	18,7	12,5	18,7
–3	24,0	18,1	12,0	18,1
–6	22,5	16,7	11,3	16,7
–8	21,6	16,0	10,8	16,0
–10	20,8	15,5	10,5	15,5
–13	19,6	14,7	10,0	14,7
–20	18,0	13,3	9,3	13,3
–25	17,2	12,5	8,8	12,5
–33	16,3	11,7	8,3	11,7
–40	15,7	11,4	7,9	11,4
–60	14,7	10,5	7,0	10,5
–70	14,2	10,2	6,5	10,2
–80	13,8	10,0	6,3	10,0
–150	12,0	9,2	5,5	9,2
–300	10,6	8,4	5,1	8,4
–500	9,7	8,0	4,7	8,0
–1000	8,5	7,3	4,4	7,3
–1600	7,7	7,0	4,4	7,0

Почва светло-каштановая легкосуглинистая, г. Семипалатинск, монолит 106									
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	90–100
Плотность, г/см ³	1,31	1,52	1,43	1,21	1,43	1,58	1,53	1,64	1,59
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества								
–1	27,5	24,4	31,3	37,0	31,3	24,4	21,1	15,2	21,1
–2	25,8	23,5	29,5	35,6	29,5	23,5	20,0	14,3	20,0
–3	24,7	22,5	28,0	34,2	28,0	22,5	19,3	13,6	19,3
–6	22,3	20,4	25,2	31,3	25,2	20,4	17,7	12,3	17,7
–8	21,0	19,3	24,0	30,0	24,0	19,3	17,2	11,7	17,2
–10	20,0	18,5	23,0	28,8	23,0	18,5	16,5	11,3	16,5
–13	18,7	17,7	21,9	27,6	21,9	17,7	15,8	10,7	15,8
–20	17,2	16,3	20,3	25,5	20,3	16,3	14,7	9,8	14,7
–25	16,3	15,6	19,3	24,3	19,3	15,6	14,2	9,3	14,2
–33	15,5	14,8	18,3	22,7	18,3	14,8	13,5	8,6	13,5
–40	15,0	14,3	17,5	22,0	17,5	14,3	13,0	8,3	13,0
–60	13,8	13,0	16,0	20,0	16,0	13,0	12,0	7,5	12,0
–70	13,4	12,5	15,5	19,5	15,5	12,5	11,7	7,1	11,7
–80	13,0	12,2	15,2	19,0	15,2	12,2	11,5	6,9	11,5
–150	11,6	10,9	13,2	16,7	13,2	10,9	10,2	6,1	10,2

Почва светло-каштановая легкосуглинистая, г. Семипалатинск, монолит 106									
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	90–100
Плотность, г/см ³	1,31	1,52	1,43	1,21	1,43	1,58	1,53	1,64	1,59
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества								
–300	10,1	9,7	11,6	14,7	11,6	9,7	9,0	5,6	9,0
–500	9,2	9,0	10,5	13,5	10,5	9,0	8,0	5,3	8,0
–1000	8,0	7,8	9,0	12,0	9,0	8,5	7,2	5,0	7,2
–1600	7,5	7,0	8,5	11,0	8,5	7,0	6,5	4,9	6,5

г. Семипалатинск, монолит 129				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,39	1,39	1,49	1,26
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	29,6	29,6	26,0	29,0
–2	28,8	28,8	25,9	28,1
–3	28,0	28,0	25,2	27,4
–6	26,6	26,6	23,9	25,7
–8	26,0	26,0	23,1	24,9
–10	25,2	25,2	22,6	24,0
–13	23,4	23,4	21,8	23,1
–20	23,2	23,2	20,4	21,8
–25	22,7	22,7	19,7	20,9
–33	21,9	21,9	18,8	19,8
–40	21,0	21,0	18,0	19,0
–60	19,5	19,5	17,0	17,4
–70	18,6	19,0	16,3	16,9
–80	18,1	18,6	16,0	16,5
–150	15,1	16,6	14,6	14,9
–300	12,4	15,0	13,3	13,4
–500	11,0	14,0	13,0	13,0
–1000	9,6	13,0	12,2	12,2
–1600	9,0	12,2	12,0	12,0

Горный чернозем среднесуглинистый, г. Семипалатинск, монолит 121				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	0,63	0,75	0,91	1,52
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	121,0	88,3	88,3	24,0
–2	120,0	87,2	87,2	23,1
–3	119,0	86,8	86,8	22,8
–6	117,0	85,0	85,0	22,0
–8	115,8	84,0	84,0	21,9

Горный чернозем среднесуглинистый, г. Семипалатинск, монолит 121				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	0,63	0,75	0,91	1,52
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–10	114,3	83,1	83,1	21,7
–13	112,0	82,0	82,0	21,3
–20	106,0	79,9	79,9	20,6
–25	102,0	78,0	78,0	20,0
–33	96,6	75,3	75,3	19,3
–40	92,8	73,0	73,0	18,6
–60	84,0	66,0	66,0	17,0
–70	80,6	63,4	63,4	16,3
–80	77,9	61,6	61,6	15,7
–150	64,5	54,5	54,5	12,7
–300	52,3	49,4	49,4	10,0
–500	46,0	46,0	46,0	8,7
–1000	41,7	42,7	42,7	7,5
–1600	40,2	40,8	40,8	7,1

Горный чернозем среднесуглинистый, г. Семипалатинск, монолит 125				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	0,76	0,99	1,04	1,01
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	82,0	66,0	59,6	65,3
–2	80,0	65,8	59,1	64,3
–3	77,5	65,3	58,8	63,3
–6	72,0	63,3	57,5	61,6
–8	69,3	61,9	56,8	60,6
–10	67,1	60,2	56,0	59,6
–13	64,4	57,6	54,6	58,5
–20	59,8	52,2	51,5	55,9
–25	57,1	49,5	49,4	54,0
–33	54,0	46,1	46,8	51,2
–40	52,1	45,0	45,0	49,1
–60	48,0	41,6	41,0	44,0
–70	46,4	40,5	39,3	42,1
–80	45,2	39,6	37,9	40,8
–150	39,8	35,3	32,0	35,4
–300	33,0	31,3	28,2	31,3
–500	29,3	28,5	26,3	28,5
–1000	26,3	25,7	24,1	25,7
–1600	24,7	24,0	23,1	24,0

Таблица 2.14

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Тургайской области						
Почва светло-каштановая легкосуглинистая солонцеватая, г. Тургай, монолит 114						
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–70	70–80	80–100
Плотность, г/см ³	1,39	1,39	1,47	1,44	1,40	1,60
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	37,3	35,5	35,5	32,1	30,7	25,1
–2	36,5	34,7	34,7	31,1	30,0	25,1
–3	36,0	33,8	33,8	30,5	29,7	25,1
–6	35,0	32,4	32,4	29,5	28,1	24,8
–8	34,3	32,0	32,0	28,8	27,3	24,2
–10	33,9	31,5	31,5	29,1	26,7	23,8
–13	33,2	30,9	30,9	27,5	25,9	23,0
–20	32,0	29,7	29,7	26,6	24,4	21,0
–25	31,5	29,0	29,0	26,0	23,0	20,0
–33	30,5	28,0	28,0	25,0	22,2	18,9
–40	30,0	27,3	27,3	24,5	21,6	18,1
–60	28,4	25,7	25,7	23,1	20,1	17,2
–70	28,0	25,3	25,3	22,6	19,5	16,9
–80	27,7	25,0	25,0	22,0	19,1	16,6
–150	26,0	23,0	23,0	20,1	17,8	15,3
–300	24,6	21,5	21,5	18,9	16,1	14,5
–500	23,9	20,8	20,8	17,9	15,3	13,3
–1000	22,9	19,5	19,5	16,6	14,0	12,0
–1600	22,2	18,3	18,3	15,8	13,0	11,0

Почва светло-каштановая среднесуглинистая, г. Тургай, монолит 50				
Слой, см	0–10	10–40	40–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,20	1,3–1,4	1,45	1,56 и 1,64
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	49,0	38,3	29,8	27,8
–2	47,4	37,7	29,8	27,2
–3	46,3	37,0	29,7	27,0
–6	44,9	36,1	29,5	26,8
–8	44,0	35,8	29,3	26,3
–10	43,5	35,2	29,0	26,0
–13	42,8	34,7	28,7	25,6
–20	41,4	33,3	28,0	24,8
–25	40,4	32,6	27,5	24,1
–33	39,1	31,6	26,8	23,4
–40	38,2	31,0	26,1	22,8
–60	35,8	29,6	24,9	21,3

Почва светло-каштановая среднесуглинистая, г. Тургай, монолит 50				
Слой, см	0–10	10–40	40–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,20	1,3–1,4	1,45	1,56 и 1,64
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–70	34,4	29,0	24,3	20,8
–80	33,3	28,7	24,0	20,3
–150	29,4	27,0	22,1	18,1
–300	26,3	25,0	20,9	16,3
–500	24,8	23,8	20,0	15,7
–1000	22,9	21,7	18,8	14,9
–1600	21,6	20,5	18,0	14,0

Почва светло-серая тяжелосуглинистая, г. Тургай, монолит 28							
Слой, см	0–10	10–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Плотность, г/см ³	1,20	1,27	1,20	1,10	1,35	1,20	1,10
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества						
–1	45,0	39,1	45,0	—	39,1	45,0	—
–2	44,6	38,6	44,6	—	38,6	44,6	—
–3	44,2	38,2	44,2	—	38,2	44,2	—
–6	43,5	37,7	43,5	45,5	37,7	43,5	45,5
–8	43,0	37,6	43,0	45,1	37,6	43,0	45,1
–10	42,8	37,5	42,8	45,0	37,5	42,8	45,0
–13	42,1	37,1	42,1	44,5	37,1	42,1	44,5
–20	41,4	37,0	41,4	43,9	37,0	41,4	43,9
–25	41,2	37,0	41,2	43,3	37,0	41,2	43,3
–33	40,3	37,0	40,3	42,5	37,0	40,3	42,5
–40	39,9	36,8	39,9	42,0	36,8	39,9	42,0
–60	38,9	36,1	38,9	40,8	36,1	38,9	40,8
–70	38,3	36,0	38,3	40,4	36,0	38,3	40,4
–80	38,0	35,6	38,0	39,5	35,6	38,0	39,5
–150	35,2	33,3	35,2	36,2	33,3	35,2	36,2
–300	32,0	31,0	32,0	33,0	31,0	32,0	33,0
–500	30,0	29,2	30,0	30,9	29,2	30,0	30,9
–1000	27,5	26,4	27,5	28,2	26,4	27,5	28,2
–1600	25,6	25,0	25,6	26,5	25,0	25,6	26,5

Почва светло-серая среднесуглинистая, г. Тургай, монолит 641					
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–50	50–80
Плотность, г/см ³	1,19–1,23	1,28	1,22	1,28	1,17–1,20
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	45,0	39,1	45,0	39,1	45,0
–2	44,6	38,6	44,6	38,6	44,6
–3	44,2	38,2	44,2	38,2	44,2

Почва светло-серая среднесуглинистая, г. Тургай, монолит 641					
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–50	50–80
Плотность, г/см ³	1,19–1,23	1,28	1,22	1,28	1,17–1,20
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–6	43,5	37,7	43,5	37,7	43,5
–8	43,0	37,6	43,0	37,6	43,0
–10	42,8	37,5	42,8	37,5	42,8
–13	42,1	37,1	42,1	37,1	42,1
–20	41,4	37,0	41,4	37,0	41,4
–25	41,2	37,0	41,2	37,0	41,2
–33	40,3	37,0	40,3	37,0	40,3
–40	39,9	36,8	39,9	36,8	39,9
–60	38,9	36,1	38,9	36,1	38,9
–70	38,3	36,0	38,3	36,0	38,3
–80	38,0	35,6	38,0	35,6	38,0
–150	35,2	33,3	35,2	33,3	35,2
–300	32,0	31,0	32,0	31,0	32,0
–500	30,0	29,2	30,0	29,2	30,0
–1000	27,5	26,4	27,5	26,4	27,5
–1600	25,6	25,0	25,6	25,0	25,6

Почва светло-каштановая тяжелосуглинистая, г. Тургай, монолит 119				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,08	1,20	1,34	1,22
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	48,7	38,9	35,0	38,9
–2	48,1	38,1	35,0	38,1
–3	47,7	37,7	34,8	37,7
–6	46,1	36,8	33,9	36,8
–8	45,3	36,5	33,3	36,5
–10	44,6	36,3	33,0	36,3
–13	43,7	36,0	32,3	36,0
–20	42,2	35,0	31,4	35,0
–25	41,3	34,2	31,0	34,2
–33	39,9	33,6	29,7	33,6
–40	39,0	33,0	28,9	33,0
–60	37,2	32,0	26,8	32,0
–70	36,6	31,6	26,1	31,6
–80	36,0	31,2	25,7	31,2
–150	33,0	28,9	24,0	28,9
–300	30,3	27,0	23,0	27,0
–500	29,0	26,0	22,0	26,0
–1000	27,8	24,9	22,7	24,9
–1600	27,0	24,0	22,7	24,0

г. Тургай, монолит 102				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,31	1,24	1,36	1,38
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	35,0	30,8	37,2	40,8
–2	34,2	30,0	36,8	39,7
–3	33,0	29,8	36,0	39,0
–6	31,0	28,5	34,6	37,4
–8	30,0	27,9	33,8	36,7
–10	29,2	27,2	32,9	36,0
–13	28,1	26,4	31,8	35,0
–20	26,0	24,9	29,8	33,0
–25	24,8	23,7	28,6	32,1
–33	23,0	22,0	27,0	31,0
–40	22,0	21,8	26,0	30,0
–60	20,0	19,0	23,5	28,0
–70	19,2	18,0	22,7	27,2
–80	18,8	17,2	18,9	26,7
–150	15,9	14,0	19,2	24,0
–300	14,0	12,2	17,4	21,8
–500	13,0	11,5	16,3	20,2
–1000	12,5	11,0	15,7	19,0
–1600	12,2	10,8	15,2	18,0

г. Тургай, монолит 122				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,4	1,4	1,3	1,32
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	32,5	32,5	40,0	35,0
–2	31,8	31,8	38,9	34,0
–3	31,0	31,0	37,8	33,0
–6	29,8	29,8	35,9	31,3
–8	29,0	29,0	34,9	30,5
–10	28,5	28,5	34,0	30,0
–13	27,2	27,2	33,0	29,1
–20	26,6	26,6	31,4	28,0
–25	26,0	26,0	30,5	27,0
–33	25,0	25,0	29,2	25,7
–40	24,8	24,8	28,3	24,8
–60	23,2	23,2	26,8	23,2
–70	23,0	23,0	26,0	23,0
–80	22,5	22,5	25,7	22,5
–150	21,0	21,0	23,6	21,0
–300	19,0	19,0	21,3	19,0

г. Тургай, монолит 102				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,31	1,24	1,36	1,38
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–500	17,8	17,8	20,0	17,8
–1000	16,0	16,0	18,0	16,0
–1600	14,0	14,0	16,0	14,0

г. Тургай, монолит 121				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,15	1,38	1,37	1,30
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	43,0	30,6	30,6	40,0
–2	41,0	30,0	30,0	38,5
–3	39,9	29,0	29,0	37,0
–6	37,2	26,8	26,8	33,8
–8	36,0	26,0	26,0	32,3
–10	34,9	24,9	24,9	31,2
–13	33,5	23,7	23,7	29,9
–20	31,0	21,4	21,4	27,5
–25	29,5	20,0	20,0	26,0
–33	27,5	18,0	18,0	24,0
–40	26,3	17,0	17,0	23,0
–60	23,5	15,0	15,0	20,6
–70	22,5	14,4	14,4	20,0
–80	21,8	13,9	13,9	19,2
–150	19,0	12,0	12,0	16,5
–300	17,4	11,0	11,0	15,0
–500	17,0	10,6	10,6	14,0
–1000	16,3	10,0	10,0	13,0
–1600	16,0	9,7	9,7	12,5

Почва светло-серая тяжелосуглинистая, г. Тургай, монолит 112				
Слой, см	0–40	40–50	50–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,3–1,42	1,20	1,26–1,34	1,27
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	37,3	38,0	43,0	38,0
–2	36,7	37,8	42,8	37,8
–3	36,0	37,4	42,4	37,4
–6	34,3	36,9	41,3	36,9
–8	33,6	36,3	40,5	36,3
–10	32,9	36,0	39,9	36,0
–13	32,0	35,7	38,9	35,7

Почва светло-серая тяжелосуглинистая, г. Тургай, монолит 112				
Слой, см	0–40	40–50	50–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,3–1,42	1,20	1,26–1,34	1,27
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–20	30,9	34,7	37,2	34,7
–25	30,4	34,0	36,3	34,0
–33	29,9	33,1	35,2	33,1
–40	29,6	32,7	34,5	32,7
–60	29,0	31,9	33,0	31,9
–70	28,8	31,6	32,6	31,6
–80	28,7	31,3	32,1	31,3
–150	27,7	30,3	30,7	30,3
–300	26,0	29,2	29,0	29,2
–500	25,0	27,9	27,8	27,9
–1000	23,7	26,6	26,3	26,6
–1600	22,8	25,3	25,2	25,3

Почва светло-каштановая легкосуглинистая на средних суглинках солонцеватая, г. Тургай, монолит 118				
Слой, см	0–10	10–50	50–90	90–100
Плотность, г/см ³	1,37	1,46	1,46–1,57	1,44
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	37,8	32,0	29,7	27,8
–2	37,4	31,3	28,6	27,0
–3	37,0	30,9	28,0	26,0
–6	35,4	30,2	27,0	24,1
–8	34,7	30,0	26,5	23,2
–10	34,0	29,8	25,5	22,5
–13	33,5	29,0	24,7	21,4
–20	32,1	28,0	23,0	19,3
–25	31,4	27,2	22,5	18,0
–33	30,5	26,5	21,7	16,7
–40	29,7	25,8	21,1	15,4
–60	28,0	24,5	20,2	13,9
–70	27,4	24,0	20,0	13,4
–80	27,0	23,7	19,9	13,0
–150	25,0	22,0	18,5	11,9
–300	23,0	20,0	17,0	11,3
–500	21,2	18,2	16,0	11,1
–1000	19,0	16,8	14,0	10,8
–1600	17,0	15,5	13,0	10,5

Таблица 2.15

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг),
почвы Кокчетавской области, Щучинский район

Почва серая тяжелосуглинистая на легких суглинках, участок «Фрунзе», площадка № 1, монолит 101				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	0,92	0,93	1,10	1,26
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	62,0	62,0	47,0	35,0
–2	58,6	58,6	45,2	33,7
–3	56,3	56,3	44,0	32,5
–6	52,0	52,0	41,9	30,1
–8	50,0	50,0	40,2	28,8
–10	48,3	48,3	39,2	27,8
–20	42,0	42,0	35,0	25,0
–25	39,0	39,0	33,7	23,9
–33	36,2	36,2	31,8	22,9
–40	34,8	34,8	30,9	22,4
–50	29,5	29,5	29,5	21,6
–60	32,0	32,0	28,5	21,0
–70	31,3	31,3	27,7	20,5
–80	30,8	30,8	26,8	20,0
–150	27,8	27,8	23,0	17,7
–300	25,0	25,0	19,1	15,0
–500	23,5	23,5	17,0	13,4
–1000	20,5	20,5	12,2	10,2

Почва светло-каштановая легкосуглинистая на супесях, г. Кокчетав, монолит 104				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,42	1,57	1,67	1,62
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	29,0	23,5	20,0	20,0
–2	27,0	22,4	19,5	19,5
–3	25,8	21,5	19,0	19,0
–6	23,5	19,8	17,5	17,5
–8	22,0	18,9	16,5	16,5
–10	21,0	18,0	15,9	15,9
–20	17,0	15,2	13,0	13,0
–25	15,5	14,5	12,3	12,3
–33	14,0	13,0	11,2	11,2
–40	13,2	12,5	10,5	10,5
–50	12,3	11,7	10,0	10,0
–60	11,6	11,2	9,0	9,0

Почва светло-каштановая легкосуглинистая на супесях, г. Кокчетав, монолит 104				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,42	1,57	1,67	1,62
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–70	11,0	10,8	8,8	8,8
–80	10,7	10,5	8,5	8,5
–150	9,0	9,0	6,8	6,8
–300	8,0	8,0	5,7	5,7
–500	7,2	7,2	5,0	5,0
–1000	6,0	6,0	3,6	3,6

Почва серая легкосуглинистая солонцеватая, г. Кокчетав, монолит 116				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,22	1,30	1,32	1,47
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1				
–2	28,0	32,0	37,0	
–3	26,5	30,7	35,0	40,5
–6	23,5	28,0	31,0	37,5
–8	22,0	26,7	29,2	35,3
–10	21,0	25,6	27,7	33,5
–20	17,0	22,4	23,7	27,0
–25	15,5	21,0	22,5	24,8
–33	14,0	19,5	21,3	22,5
–40	12,5	18,5	20,5	21,0
–50	11,5	17,5	19,5	19,5
–60	10,8	16,5	19,0	20,8
–70	10,3	15,5	18,5	17,6
–80	10,0	15,0	18,0	17,2
–150	8,7	13,0	16,0	15,2
–300	8,0	11,0	13,5	14,5
–500	7,7	10,0	12,0	13,0
–1000	6,9	8,0	8,5	11,5

Почва серая легкосуглинистая солонцеватая, г. Кокчетав, монолит 126				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,27	1,28	1,38	1,42
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1				
–2				31,2
–3	38,4	36,0	32,0	27,8
–6	35,0	32,6	28,7	25,3

Почва серая легкосуглинистая солонцеватая, г. Кокчетав, монолит 126				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,27	1,28	1,38	1,42
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–8	34,0	31,0	27,5	24,0
–10	32,8	29,8	26,5	23,0
–20	29,2	25,5	23,5	20,0
–25	28,0	24,0	22,6	19,0
–33	26,8	22,6	21,7	18,1
–40	26,0	21,7	21,2	17,5
–50	25,0	20,7	20,7	16,9
–60	24,2	19,7	20,0	16,4
–70	23,6	19,0	19,5	15,9
–80	23,1	18,4	19,0	15,6
–150	21,0	16,5	17,1	14,0
–300	17,5	14,0	14,5	12,5
–500	15,5	13,0	13,0	11,5
–1000	11,0	10,5	8,7	8,8

Почва чернозем южный тяжелосуглинистый, г. Кокчетав, монолит 110				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,0	1,14	1,17	1,20
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1				
–2			40,0	40,0
–3	56,0	41,5	39,0	39,0
–6	50,0	39,0	36,0	36,0
–8	46,6	37,0	34,3	34,3
–10	44,0	35,5	33,0	33,0
–20	36,2	31,0	28,0	28,0
–25	34,5	29,6	26,3	26,3
–33	33,0	28,0	25,0	25,0
–40	32,4	27,0	24,0	24,0
–50	31,5	26,0	23,3	23,3
–60	30,9	25,0	22,5	22,5
–70	30,4	24,3	22,0	22,0
–80	30,0	23,7	21,5	21,5
–150	28,5	21,0	19,4	19,4
–300	26,0	18,3	17,2	17,2
–500	24,5	16,4	15,5	15,5
–1000	21,0	10,0	9,4	9,4

Почва чернозем южный тяжелосуглинистый, г. Кокчетав, монолит 130				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	0,95	1,25	1,32	1,31
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	49,0	38,8	38,8	38,8
–2	47,5	37,7	37,7	37,7
–3	46,0	36,5	36,5	36,5
–6	42,5	34,4	34,4	34,4
–8	40,2	33,5	33,5	33,5
–10	38,0	32,5	32,5	32,5
–20	32,5	29,8	29,8	29,8
–25	31,0	29,0	29,0	29,0
–33	29,5	28,0	28,0	28,0
–40	28,5	27,5	27,5	27,5
–50	27,6	26,6	26,6	26,6
–60	26,8	26,0	26,0	26,0
–70	26,1	25,5	25,5	25,5
–80	25,7	25,1	25,1	25,1
–150	23,5	23,0	23,0	23,0
–300	21,3	20,8	20,8	20,8
–500	20,0	19,0	19,0	19,0
–1000	16,5	15,4	15,4	15,4

Почва светло-каштановая тяжелосуглинистая, г. Кокчетав, монолит 127				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,18	0,96	0,98	0,95
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	44,5	60,5	60,5	60,5
–2	43,8	58,3	58,3	58,3
–3	43,5	56,5	56,5	56,5
–6	42,4	52,0	52,0	52,0
–8	41,9	49,5	49,5	49,5
–10	41,5	47,0	47,0	47,0
–20	39,5	41,1	41,1	41,1
–25	38,6	39,5	39,5	39,5
–33	37,5	37,5	37,5	37,5
–40	36,3	36,3	36,3	36,3
–50	35,0	35,0	35,0	35,0
–60	34,0	34,0	34,0	34,0

Почва светло-каштановая тяжелосуглинистая, г. Кокчетав, монолит 127				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,18	0,96	0,98	0,95
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–70	33,4	33,4	33,4	33,4
–80	32,6	32,6	32,6	32,6
–150	29,9	29,9	29,9	29,9
–300	27,0	27,0	27,0	27,0
–500	25,0	25,0	25,0	25,0
–1000	20,3	20,3	20,3	20,3

Почва светло-каштановая суглинистая, г. Кокчетав, монолит 109				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,20	1,25	1,18	1,20
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	44,0	44,0	47,0	47,0
–2	42,0	42,0	44,5	44,5
–3	40,9	40,9	42,8	42,8
–6	38,7	38,7	39,6	39,6
–8	37,8	37,8	38,4	38,4
–10	37,0	37,0	37,4	37,4
–20	34,4	34,4	33,5	33,5
–25	33,5	33,5	32,3	32,3
–33	33,2	33,2	30,7	30,7
–40	31,4	31,4	29,8	29,8
–50	30,5	30,5	28,9	28,9
–60	30,0	30,0	28,1	28,1
–70	29,5	29,5	27,5	27,5
–80	29,0	29,0	27,0	27,0
–150	28,0	28,0	25,0	25,0
–300	26,0	26,0	22,7	22,7
–500	24,5	24,5	21,3	21,3
–1000	21,0	21,0	17,9	17,9

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, г. Кокчетав, монолит 125				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,15	1,10	1,20	1,15
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	48,8	62,0	48,8	48,8
–2	47,4	59,0	47,4	47,4
–3	46,2	57,0	46,2	46,2
–6	44,2	53,4	44,2	44,2

Почва чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый, г. Кокчетав, монолит 125				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,15	1,10	1,20	1,15
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–8	43,2	51,6	43,2	43,2
–10	42,5	50,0	42,5	42,5
–20	40,0	45,0	40,0	40,0
–25	39,0	42,5	39,0	39,0
–33	38,0	40,0	38,0	38,0
–40	37,5	38,8	37,5	37,5
–50	37,0	37,0	37,0	37,0
–60	36,0	36,0	36,0	36,0
–70	35,4	35,1	35,4	35,4
–80	35,0	34,5	35,0	35,0
–150	32,1	31,5	32,1	32,1
–300	29,5	29,0	29,5	29,5
–500	28,0	27,5	28,0	28,0
–1000	24,5	25,0	24,5	24,5

Почва чернозем обыкновенный солонцеватый, г. Кокчетав, монолит 118				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	1,39	1,30	1,40	1,27
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	41,8	48,8	41,8	41,8
–2	41,0	47,4	41,0	41,0
–3	40,2	46,2	40,2	40,2
–6	38,8	44,2	38,8	38,8
–8	38,0	43,2	38,0	38,0
–10	37,1	42,5	37,1	37,1
–20	35,0	40,0	35,0	35,0
–25	34,0	39,0	34,0	34,0
–33	32,9	38,0	32,9	32,9
–40	32,2	37,5	32,2	32,2
–50	31,8	37,0	31,8	31,8
–60	31,0	36,0	31,0	31,0
–70	30,8	35,4	30,8	30,8
–80	30,2	35,0	30,2	30,2
–150	28,0	32,1	28,0	28,0
–300	26,0	29,5	26,0	26,0
–500	25,0	28,0	25,0	25,0
–1000	23,7	24,5	23,7	23,7

Почва чернозем южный тяжелосуглинистый, г. Кокчетав. Монолит 102				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40
Плотность, г/см ³	0,67	1,00	1,13	1,21
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	98,0	62,0	55,2	55,2
–2	91,0	59,0	52,0	52,0
–3	85,8	57,0	50,0	50,0
–6	72,2	53,4	44,0	44,0
–8	67,0	51,6	41,5	41,5
–10	63,0	50,0	39,8	39,8
–20	54,9	45,0	35,0	35,0
–25	52,5	42,5	34,0	34,0
–33	50,2	40,0	32,9	32,9
–40	49,0	38,8	32,2	32,2
–50	47,5	37,0	31,8	31,8
–60	46,3	36,0	31,0	31,0
–70	45,4	35,1	30,8	30,8
–80	44,9	34,5	30,2	30,2
–150	41,9	31,5	28,0	28,0
–300	39,0	29,0	26,0	26,0
–500	37,5	27,5	25,0	25,0
–1000	34,9	25,0	23,7	23,7

Таблица 2.16

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Джезказганской области

Почва бурая супесчаная глуповскипающая, р-н Северного Прибалхашья, разрез 5			
Слой, см	0–10	10–20	60–70
Плотность, г/см ³	1,39	1,34	1,38
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	27,7	31,1	37,0
–2	26,8	30,5	36,5
–3	26,0	29,2	35,8
–6	23,4	25,0	33,0
–8	21,4	23,0	30,8
–10	19,3	21,4	28,8
–20	14,5	16,1	23,0
–25	13,3	14,9	21,8
–33	12,3	13,5	20,5
–40	11,8	12,7	20,0
–50	11,0	11,8	19,1
–60	10,5	11,0	18,5
–70	10,2	10,7	18,0
–80	9,6	10,3	17,8
–150	8,2	8,8	17,3

Почва бурая супесчаная глубовскипающая, р-н Северного Прибалхашья, разрез 5			
Слой, см	0–10	10–20	60–70
Плотность, г/см ³	1,39	1,34	1,38
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–300	6,9	7,5	16,0
–500	6,1	7,0	14,5
–700	5,7	6,7	13,4
–1500	4,5	6,3	12,2
–5400	2,5	—	10,7

Почва бурая тяжелосуглинистая, р-н Северного Прибалхашья, разрез 8				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	60–70
Плотность, г/см ³	0,95	1,03	1,31	1,40
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	51,7	48,3	34,8	27,4
–2	50,3	47,8	34,5	26,8
–3	49,0	46,7	34,0	26,0
–6	45,6	43,4	32,3	24,5
–8	43,3	40,5	30,8	23,5
–10	41,1	37,0	29,3	22,5
–20	31,0	24,8	23,0	18,3
–25	28,0	22,5	20,5	17,2
–33	25,0	20,3	18,5	16,0
–40	23,0	19,0	17,0	15,4
–50	21,1	17,7	15,5	14,9
–60	19,4	16,7	14,5	14,5
–70	18,2	15,8	13,7	—
–80	17,5	15,3	13,3	—
–150	14,6	12,9	11,3	—
–300	12,5	11,0	9,5	—
–500	11,4	9,9	8,5	—
–700	10,7	9,3	8,1	—
–1500	8,9	7,5	7,0	—
–5400	5,0	—	—	—

Почва серо-бурая тяжелосуглинистая на лессовидных суглинках, р-н Северного Прибалхашья, разрез 10				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	60–70
Плотность, г/см ³	1,36	1,23	1,27	1,50
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	33,5	47,8	34,8	30,5
–2	32,7	45,7	34,5	29,2
–3	31,9	44,0	34,0	28,1

Почва серо-бурая тяжелосуглинистая на лессовидных суглинках, р-н Северного Прибалхашья, разрез 10				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	60–70
Плотность, г/см ³	1,36	1,23	1,27	1,50
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–6	29,6	40,7	33,0	25,5
–8	28,2	39,0	30,8	24,0
–10	26,6	37,3	29,3	22,3
–20	21,6	28,8	22,0	17,1
–25	20,1	26,0	20,5	15,7
–33	18,5	23,5	18,5	14,4
–40	17,4	21,6	17,3	13,7
–50	16,1	19,9	15,9	13,3
–60	15,2	18,4	15,0	13,0
–70	14,3	17,3	14,5	12,9
–80	13,8	16,4	14,0	12,8
–150	11,5	13,0	12,8	12,6
–300	10,1	12,0	12,0	12,1
–500	9,3	11,2	11,5	11,8
–700	8,7	10,5	11,4	11,3
–1500	7,8	9,3	11,2	10,5
–5400	—	—	8,9	—

Почва такыровидная легкосуглинистая, р-н Северного Прибалхашья, разрез 3				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	60–70
Плотность, г/см ³	1,38	1,32	1,23	1,58
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	27,8	33,3	37,0	27,7
–2	26,9	32,8	36,5	26,7
–3	25,9	32,3	35,8	26,0
–6	24,2	29,7	33,0	24,3
–8	23,4	28,0	30,8	23,5
–10	23,0	26,7	28,8	23,0
–20	20,6	23,2	23,0	20,7
–25	19,9	22,2	21,8	19,9
–33	18,8	21,0	20,5	18,8
–40	18,3	20,3	20,0	18,3
–50	17,5	19,4	19,1	17,5
–60	16,9	18,6	18,5	16,9
–70	16,3	18,2	18,0	16,3
–80	15,8	18,0	17,8	15,8
–150	14,0	17,5	17,3	14,0
–300	12,8	16,2	16,0	12,7

Почва такыровидная легкосуглинистая, р-н Северного Прибалхашья, разрез 3				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	60–70
Плотность, г/см ³	1,38	1,32	1,23	1,58
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–500	12,0	15,0	14,5	12,0
–700	11,4	13,8	13,4	11,4
–1500	10,5	12,4	12,2	10,5
–5400	9,9	10,8	10,7	14,0

Почва солонец лугово-пойменный, р-н Северного Прибалхашья, разрез 2			
Слой, см	0–20	20–60	60–80
Плотность, г/см ³	1,41	1,48	1,67
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	33,9	33,8	33,0
–2	32,6	32,0	32,0
–3	31,5	31,5	31,4
–6	29,2	28,2	29,8
–8	27,9	26,8	28,7
–10	26,5	25,5	27,8
–20	21,7	21,4	24,8
–25	20,3	20,1	24,1
–33	18,5	18,5	23,0
–40	17,7	17,8	22,5
–50	16,7	16,9	21,4
–60	16,1	16,4	20,5
–70	15,7	15,9	19,4
–80	15,6	15,8	18,8
–150	15,2	15,2	17,6
–300	14,7	14,8	17,1
–500	13,7	13,8	16,8
–700	12,9	12,9	16,6
–1500	11,0	11,0	16,2
–5400	9,0	9,0	14,0

Почва солончак типичный мокрый тяжелосуглинистый, р-н Северного Прибалхашья, разрез 1					
Слой, см	0–13	13–17	30–40	40–50	50–65
Плотность, г/см ³	1,44	1,61	1,72	1,49	1,60
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	19,5	18,6	19,0	22,7	24,4
–2	19,1	17,8	18,8	20,4	23,8
–3	18,7	17,3	18,6	18,7	23,2
–6	17,7	16,0	18,0	16,0	22,0

Почва солончак типичный мокрый тяжелосуглинистый, р-н Северного Прибалхашья, разрез 1					
Слой, см	0–13	13–17	30–40	40–50	50–65
Плотность, г/см ³	1,44	1,61	1,72	1,49	1,60
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–8	17,1	15,6	17,5	15,3	21,6
–10	16,6	15,1	17,2	14,6	21,1
–20	15,3	13,6	16,2	13,1	19,4
–25	14,8	13,1	15,8	12,8	18,8
–33	14,0	12,5	15,2	12,5	18,0
–40	13,7	12,0	14,8	12,0	17,7
–50	13,2	11,7	14,1	11,0	17,0
–60	12,9	10,7	13,7	9,2	16,4
–70	18,0	9,0	13,4	7,0	15,9
–80	11,7	8,2	13,2	5,4	15,5
–150	10,8	7,1	12,8	4,5	12,6
–300	9,8	6,6	12,5	4,2	10,5
–500	9,0	6,3	12,3	4,1	9,1
–700	8,7	6,1	12,2	4,0	8,5
–1500	7,6	5,5	11,8	3,8	7,2

Таблица 2.17

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Павлодарской области

Почва светло-каштановая суглинистая, г. Экибастуз, монолит 132								
Слой, см	0–20	20–40	40–100	100–140	140–160	160–180	180–230	230–300
Плотность, г/см ³	1,2	1,3	1,5	1,65	1,68	1,70	1,75	1,79
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–1	40,2	35,0	32,0	23,8	22,5	20,1	16,4	12,0
–2	38,7	33,5	30,0	22,6	21,2	18,2	15,0	10,8
–3	37,3	32,6	28,8	22,0	20,2	16,8	13,8	10,2
–6	35,2	30,5	26,7	20,4	18,3	14,5	12,1	9,5
–8	33,7	29,3	25,7	19,5	17,1	13,9	11,5	9,2
–10	32,6	28,5	25,0	18,5	16,2	13,5	11,0	9,0
–13	31,3	27,6	24,0	17,2	15,4	13,2	10,5	8,6
–20	29,4	26,1	22,6	15,8	14,2	12,6	9,8	8,0
–25	28,4	25,4	21,8	15,4	13,7	12,2	9,5	7,8
–33	27,1	24,5	20,7	14,5	13,1	11,9	9,0	7,2
–40	26,4	24,0	20,0	14,2	12,7	11,7	8,8	6,8
–50	25,7	23,3	19,3	13,6	12,3	11,3	8,6	6,4
–60	25,3	22,8	18,6	13,5	12,0	11,1	8,3	6,0

Почва светло-каштановая суглинистая, г. Экибастуз, монолит 132								
Слой, см	0–20	20–40	40–100	100–140	140–160	160–180	180–230	230–300
Плотность, г/см ³	1,2	1,3	1,5	1,65	1,68	1,70	1,75	1,79
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества							
–70	24,9	22,4	18,2	13,2	11,7	10,8	8,0	5,5
–80	24,6	22,1	17,8	13,0	11,6	10,6	7,9	5,3
–150	23,5	20,7	16,0	12,2	10,5	9,5	7,4	4,5
–300	21,7	18,9	14,3	11,3	9,5	8,5	6,6	3,8
–500	20,6	17,8	13,4	10,8	8,7	8,0	6,2	3,5
–700	—	—	—	—	—	—	—	—
–1000	18,8	16,3	12,4	9,9	7,8	7,2	5,6	3,0
–1600	17,7	15,5	11,7	9,3	7,2	6,7	5,3	2,7

Таблица 2.18

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв Тюменской области

Опытное поле, много удобрений, г. Уренгой					
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40 и 50–60	40–50
Плотность, г/см ³	0,42	0,38	1,20	1,73 и 1,61	1,73
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	167,0	193,5	30,5	21,0	20,7
–2	159,5	186,5	27,0	14,0	20,5
–3	155,0	182,0	26,0	11,2	20,0
–6	146,0	173,0	24,0	8,3	19,3
–8	141,0	169,0	23,0	7,2	18,8
–10	136,8	165,0	22,0	6,5	18,5
–13	132,8	159,0	21,0	5,8	18,2
–20	121,0	146,0	19,0	5,0	17,3
–25	115,6	138,0	17,8	4,4	16,7
–33	108,0	127,0	16,0	3,8	16,0
–40	103,0	119,0	15,4	3,6	15,4
–60	98,0	110,0	14,8	3,3	14,8
–70	92,0	101,0	13,5	3,0	14,0
–80	84,0	92,0	12,2	2,7	13,0
–150	66,0	74,0	10,0	2,3	8,5
–300	49,0	57,5	8,5	2,0	6,2
–500	39,0	47,0	7,9	1,8	5,5
–1000	28,0	34,5	7,0	1,5	4,1
–1600	23,0	29,0	6,5	1,2	4,0

Опытное поле, мало удобрений, г. Уренгой				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–60
Плотность, г/см ³	0,63	1,19	1,68	1,67
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	97,0	30,5	20,7	21,0
–2	89,5	27,0	20,5	14,0
–3	83,0	26,0	20,0	11,2
–6	67,5	24,0	19,3	8,3
–8	61,0	23,0	18,8	7,2
–10	57,0	22,0	18,5	6,5
–13	53,0	21,0	18,2	5,8
–20	47,0	19,0	17,3	5,0
–25	44,5	17,8	16,7	4,4
–33	41,6	16,4	16,0	3,8
–40	39,0	15,4	15,4	3,6
–60	37,0	14,3	14,8	3,3
–70	35,0	13,5	14,0	3,0
–80	32,5	12,2	13,0	2,7
–150	26,5	10,0	8,5	2,3
–300	21,5	8,5	6,2	2,0
–500	18,0	7,9	5,5	1,8
–1000	14,0	7,0	4,1	1,5
–1600	11,0	6,5	4,0	1,2

Опытное поле, целина, г. Уренгой				
Слой, см	0–10	10–20	20–30 и 40–60	30–40
Плотность, г/см ³	0,34	1,475	1,53 и 1,67	1,62
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	32,0	27,0	21,0	20,7
–2	30,0	22,5	14,0	20,5
–3	29,0	19,5	11,2	20,0
–6	25,8	15,9	8,3	19,3
–8	23,8	14,6	7,2	18,8
–10	22,0	13,7	6,5	18,5
–13	20,0	12,7	5,8	18,2
–20	16,0	11,2	5,0	17,3
–25	14,2	10,4	4,4	16,7
–33	12,3	9,2	3,8	16,0
–40	12,0	9,0	3,6	15,4

Опытное поле, целина, г. Уренгой				
Слой, см	0–10	10–20	20–30 и 40–60	30–40
Плотность, г/см ³	0,34	1,475	1,53 и 1,67	1,62
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–60	11,2	8,2	3,3	14,8
–70	10,8	7,5	3,0	14,0
–80	10,0	6,5	2,7	13,0
–150	8,5	5,0	2,3	8,5
–300	7,5	3,5	2,0	6,2
–500	7,0	3,0	1,8	5,5
–1000	6,5	2,0	1,5	4,1
–1600	5,5	1,8	1,2	4,0

Таблица 2.19

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) почв
Карельской АССР и Мурманской области

Осушенное низинное болото, 19 лет после осушения, Карелия, Корзинский стационар, монолит 77				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–90
Плотность, г/см ³	0,22	0,19	0,13	0,15
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	370	420	657	594
–2	340	398	641	591
–3	323	383	620	582
–6	285	350	565	515
–8	267	330	535	476
–10	252	311	510	448
–15	224	272	450	394
–20	207	252	410	362
–25	194	239	378	338
–30	183	229	354	318
–40	169	217	322	290
–50	159	208	298	269
–60	152	200	278	252
–70	146	194	263	239
–80	142	190	252	228
–150	125	167	198	183
–300	110	145	160	144
–500	99	130	138	123
–1000	88	112	115	103
–1600	85	103	103	93

Осушенное низинное болото, 16 лет после осушения, Карелия, Корзинский стационар, монолит 78				
Слой, см	0–20	20–40	40–50 и 60–70	50–60 и 70–100
Плотность, г/см ³	0,24	0,21	0,15	0,13
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	370	392	594	657
–2	340	366	591	641
–3	323	350	582	620
–6	285	313	515	565
–8	267	294	476	535
–10	252	278	448	510
–15	224	246	394	450
–20	207	226	362	410
–25	194	209	338	378
–30	183	196	318	354
–40	169	176	290	322
–50	159	164	269	298
–60	152	154	252	278
–70	146	146	239	263
–80	142	142	228	252
–150	125	125	183	198
–300	110	110	144	160
–500	99	99	123	138
–1000	88	88	103	115
–1600	85	85	93	103

Низинное неосушенное болото, торфяно-глеевая почва, Карелия, Корзинский стационар, монолит 42				
Слой, см	0–10	10–20, 20–30, 30–40	40–50, 50–60 и 60–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,05	0,08	0,27	0,34
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	1156	944	342	269
–2	1005	818	314	244
–3	880	743	296	228
–6	684	602	265	199
–8	624	555	251	188
–10	574	522	240	182
–15	488	459	215	166
–20	440	422	197	154
–25	415	393	183	147

Низинное неосушенное болото, торфяно-глиевая почва, Карелия, Корзинский стационар, монолит 42				
Слой, см	0–10	10–20, 20–30, 30–40	40–50, 50–60 и 60–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,05	0,08	0,27	0,34
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–30	379	370	174	139
–40	344	340	162	125
–50	318	316	154	116
–60	298	298	148	110
–70	284	284	144	105
–80	272	272	140	101
–150	230	230	124	86
–300	195	195	110	75
–500	173	173	102	69
–1000	145	145	95	64
–1600	130	130	94	63

Неосушенное низинное болото, г. Мурманск, монолит 54				
Слой, см	0–10	11–22, 22–33, 33–77	77–88	99–110
Плотность, г/см ³	0,08	0,16	0,18	0,48
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	944	561	490	148
–2	818	549	479	144
–3	743	536	467	142
–6	602	493	432	138
–8	555	470	404	135
–10	522	450	380	132
–15	459	406	336	126
–20	422	376	310	121
–25	393	351	291	117
–30	370	329	275	114
–40	340	298	253	108
–50	316	273	237	103
–60	298	253	224	98
–70	284	239	213	95
–80	272	228	204	90
–150	230	188	166	78
–300	195	159	142	69
–500	173	140	127	63
–1000	145	118	110	57
–1600	130	107	101	55

Осушенное низинное болото, 20 лет после осушения, г. Мурманск, монолит 17				
Слой, см	0–20	20–50	50–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,17	0,15	0,105	0,06
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	490	561	1156	1093
–2	479	549	1005	1013
–3	467	536	880	958
–6	432	493	684	850
–8	404	470	624	797
–10	380	450	574	751
–15	336	406	488	641
–20	310	376	440	538
–25	291	351	415	473
–30	275	329	379	432
–40	253	298	344	383
–50	237	273	318	358
–60	224	253	298	338
–70	213	239	284	323
–80	204	228	272	313
–150	166	188	230	257
–300	142	159	195	213
–500	127	140	173	191
–1000	110	118	145	158
–1600	101	107	130	147

Осушенное болото, 1,5 года после осушения, г. Кандалакша, монолит 44						
Слой, см	0–10	10–20	20–40	40–50	50–90	90–110
Плотность, г/см ³	0,21	0,19	0,155	1,45	0,125	0,117
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	458	513	585	679	759	709
–2	435	483	571	661	738	695
–3	410	459	555	646	701	683
–6	354	416	514	600	627	654
–8	329	396	495	563	595	633
–10	311	380	476	535	569	610
–15	276	346	431	478	518	560
–20	256	324	400	439	481	530
–25	240	305	370	411	450	503
–30	230	288	346	387	425	481
–40	211	260	309	350	385	446
–50	199	241	284	320	358	414
–60	188	229	264	295	335	381
–70	179	217	250	275	316	355
–80	162	210	238	260	303	335

Осушенное болото, 1,5 года после осушения, г. Кандалакша, монолит 44						
Слой, см	0–10	10–20	20–40	40–50	50–90	90–110
Плотность, г/см ³	0,21	0,19	0,155	1,45	0,125	0,117
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–150	135	182	200	200	232	250
–300	102	150	166	166	182	192
–500	61	133	145	145	157	164
–1000	50	112	118	118	125	136
–1600	45	—	106	106	115	123

Осушенное болото, 2 года после осушения, г. Мурманск, монолит 6				
Слой, см	40–50	30–40	60–70	70–110
Плотность, г/см ³	0,18	0,17	0,155	0,14
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	480	533	559	602
–2	465	506	549	585
–3	452	487	538	567
–6	406	445	502	534
–8	379	418	476	518
–10	355	398	452	502
–15	309	357	402	462
–20	278	327	369	434
–25	260	303	344	409
–30	248	283	325	387
–40	232	258	294	353
–50	221	240	274	332
–60	212	228	257	303
–70	208	218	242	298
–80	200	211	232	286
–150	173	181	185	228
–300	149	154	155	178
–500	133	136	139	156
–1000	112	114	118	128
–1600	100	102	108	116

Неосушенное болото, г. Кандалакша, монолит 10				
Слой, см	0–10,20–30,50–70	10–20	30–50	70–80
Плотность, г/см ³	0,09	0,08	0,12	0,066
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	955	1126	690	1300
–2	924	1054	660	1227
–3	882	1005	630	1161
–6	775	904	547	1003
–8	724	810	508	915

Неосушенное болото, г. Кандалакша, монолит 10				
Слой, см	0–10,20–30,50–70	10–20	30–50	70–80
Плотность, г/см ³	0,09	0,08	0,12	0,066
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–10	675	750	480	844
–15	589	654	431	731
–20	540	601	401	663
–25	501	559	378	610
–30	474	525	360	571
–40	430	478	330	517
–50	401	441	310	480
–60	376	410	292	449
–70	356	385	279	425
–80	340	367	267	405
–150	260	285	219	306
–300	195	213	182	228
–500	170	186	158	195
–1000	146	162	131	169
–1600	136	150	118	160

Неосушенное низинное болото, Карелия, пос. Лоухи, монолит 57			
Слой, см	0–10	10–30 и 60–80	40–60
Плотность, г/см ³	0,137	0,16	0,125
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–1	604	644	750
–2	568	628	719
–3	540	609	680
–6	482	548	593
–8	448	513	560
–10	418	484	528
–15	360	424	468
–20	328	389	428
–25	304	360	400
–30	288	339	376
–40	268	306	338
–50	255	283	312
–60	243	264	289
–70	232	249	272
–80	225	238	260
–150	191	190	208
–300	157	157	173
–500	137	135	156
–1000	115	108	134
–1600	103	96	125

Старая мелиоративная система, 25 после осушения, Карелия, пос. Лоухи, монолит 29					
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–40 и 40–70	70–80
Плотность, г/см ³	0,32	0,29	0,21	0,12	0,14
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	—	295	381	750	644
–2	244	288	377	719	628
–3	242	284	371	680	609
–6	235	267	350	593	548
–8	228	258	335	560	513
–10	222	249	323	528	484
–15	205	231	296	468	424
–20	194	218	278	428	389
–25	183	207	261	400	360
–30	175	198	248	376	339
–40	160	185	231	338	306
–50	151	177	220	312	283
–60	144	170	211	289	264
–70	139	164	204	272	249
–80	135	160	198	260	238
–150	118	139	172	208	190
–300	100	116	152	173	157
–500	88	104	141	156	135
–1000	76	90	128	134	108
–1600	75	84	126	126	96

Осушенное низинное болото, более 25 после осушения, г. Мурманск, монолит 64					
Слой, см	0–20	20–30	30–60	60–70	70–90
Плотность, г/см ³	0,25	0,24	0,22	0,17	0,20
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–1	331	359	394	512	465
–2	326	354	386	505	458
–3	322	350	381	501	452
–6	310	342	369	485	439
–8	305	337	363	475	432
–10	300	332	357	467	427
–15	290	320	348	448	412
–20	282	308	332	430	402
–25	272	296	323	415	391

Осушенное низинное болото, более 25 после осушения, г. Мурманск, монолит 64					
Слой, см	0–20	20–30	30–60	60–70	70–90
Плотность, г/см ³	0,25	0,24	0,22	0,17	0,20
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества				
–30	264	285	310	400	377
–40	246	265	291	379	355
–50	232	248	275	360	334
–60	220	232	260	342	313
–70	209	220	247	323	296
–80	200	210	236	307	280
–150	157	170	181	220	206
–300	128	135	142	170	155
–500	112	117	124	148	130
–1000	97	100	104	120	108
–1600	85	88	90	105	96

Осушенное низинное болото, 19 лет после осушения, Карелия, Корзинский стационар, монолит 58						
Слой, см	0–20	20–30	30–40	40–50	50–90	90–100
Плотность, г/см ³	0,34	0,30	0,31	0,27	0,24	0,22
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества					
–1	233	276	233	—	360	446
–2	228	268	228	309	354	438
–3	224	263	224	304	350	430
–6	217	252	217	294	342	414
–8	212	245	212	289	336	408
–10	208	240	208	284	332	400
–15	198	230	198	274	320	384
–20	192	222	192	268	308	369
–25	186	215	186	261	296	356
–30	182	209	182	254	284	344
–40	174	200	174	242	265	322
–50	168	192	168	229	248	304
–60	162	185	160	216	232	284
–70	156	180	153	206	224	268
–80	152	176	148	198	213	252
–150	136	153	126	158	176	197
–300	118	132	104	138	145	160
–500	106	116	92	122	128	142
–1000	92	102	80	94	110	120
–1600	88	88	77	86	100	108

Таблица 2.20

Потенциал почвенной влаги (ψ , Дж/кг) торфяной залежи осушенных болот Эстонии (болотная станция Тоома)

Осушенное низинное болото, болотная станция Тоома, монолит 1				
Слой, см	0–10	10–20	20–30	30–50
Плотность, г/см ³	0,24	0,26	0,20	0,17
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	352	—	458	510
–2	336	—	441	507
–3	318	330	428	502
–6	284	308	406	486
–8	268	296	394	473
–10	258	288	385	464
–13	246	276	374	450
–20	227	256	354	427
–25	217	243	341	412
–30	204	230	329	398
–40	187	212	308	374
–50	176	200	288	352
–60	168	192	268	325
–70	162	187	250	290
–80	157	182	238	268
–150	140	165	192	200
–300	127	149	164	160
–500	118	140	148	140
–1000	110	130	130	118
–1600	105	127	122	110

Осушенное, окультуренное низинное болото, Южная Эстония, п. Валгута, монолит 3				
Слой, см	0–10	10–20	20–50	
Плотность, г/см ³	0,41	0,34	0,21	
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	192	228	388	
–2	186	226	371	
–3	184	223	352	
–6	170	214	312	
–8	161	210	298	
–10	154	205	288	
–13	145	200	274	
–20	129	185	257	
–25	120	178	248	
–30	110	171	240	

Осушенное, окультуренное низинное болото, Южная Эстония, п. Валгута, монолит 3			
Слой, см	0–10	10–20	20–50
Плотность, г/см ³	0,41	0,34	0,21
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества		
–40	108	158	230
–50	103	148	223
–60	100	140	216
–70	98	132	212
–80	96	128	208
–150	86	107	188
–300	76	93	164
–500	70	87	147
–1000	64	81	132
–1600	62	79	130

Осушенное верхнее болото, болотная станция Тоома, монолит 2				
Слой, см	0–10	10–30	30–40	40–50
Плотность, г/см ³	0,16	0,10	0,077	0,090
Потенциал, Дж/кг	Влажность, процент от массы сухого вещества			
–1	515	885	1211	986
–2	500	860	1176	961
–3	488	835	1133	958
–6	446	745	998	858
–8	424	700	917	812
–10	405	657	860	770
–13	380	604	788	716
–20	340	490	670	620
–25	316	420	588	564
–30	296	377	510	510
–40	267	340	403	436
–50	247	316	351	377
–60	234	298	320	340
–70	224	284	305	316
–80	216	272	291	300
–150	185	216	239	241
–300	156	163	192	194
–500	139	140	165	161
–1000	126	114	141	133
–1600	120	100	130	130

ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Теплофизические свойства почв

Таблица 3.1

Значения коэффициентов теплопроводности почв лесной зоны

Тип почвы	Генетический горизонт	Плотность ρ , г/см ³	Объемная влажность почвы, % объема	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·°С)	
				Талые почвы	Мерзлые почвы
1	2	3	4	5	6
Подзолистые и дерново-подзолистые с глубоким песчаным профилем	A ₀ 0–10 см	0,8–1,1	0	0,126–0,168	0,126–0,168
			25	0,356	0,411
			57	0,705	0,960
	A ₂ 10–20 см	1,3	0	0,275	0,274
			25	1,131	2,032
			51	1,720	2,460
	B ₁ , B ₂ , B ₃ 20–100 см	1,2–1,6	0	0,335–0,419	0,356–0,419
			25	1,383–1,655	2,304
			48	2,388	3,352
	A _{нах} 0–10 см	1,3	0	0,545	0,545
			25	1,550	2,304
			50	1,880	3,300
Подзолистые и дерново-подзолистые, песчаные и супесчаные на двучленных отложениях	A ₀ 0–6 см	0,35	0	0,105	0,128
			25	0,168	0,356
			52	0,440	0,948
	A ₂ 10–30 см	1,1	0	0,198	0,230
			25	0,419	0,712
			58	1,383	0,718
	B ₁ 30–50 см	1,4–1,5	25	1,487	2,028
			0	0,335	0,336
			46	1,990	2,514
Подзолистые и дерново-подзолистые суглинки	A ₀ 0–6 см	0,55	0	1,168	1,168
			25	0,314	0,796
			69	0,691	1,592
	A ₁ 6–20 см	1,3	0	0,398	0,398
			25	1,215	1,508
			50	2,095	2,304
А) подзона средней тайги	A ₂ , B ₁ , B ₂ 20–80 см	1,3–1,6	0	0,230	0,230
			25	0,608	1,018
			40	1,571	2,535
	A _{нах} 0–20 см	1,2	20	0,419	0,836
			50	1,341	1,634

1	2	3	4	5	6
Б) подзона южной тайги	A _{нах} 0–20 см	1,3	0	0,184	0,293
			25	0,587	1,152
	A ₂ 20–40 см	1,2	0	0,168	0,293
			25	0,356	1,152
	B ₁ , B ₂ 40–10 см	1,3–1,4	0	0,184	0,293
			25	0,880	1,152
A ₀ 0–10 см	0,4–0,6	0	0,126	0,126	
		25	0,188	0,314	
Дерново-подзолистые со вторым гумусовым горизонтом	A _{нах} 0–16 см	1,5	0	0,293	0,293
			25	0,419	0,775
			40	1,571	2,011
	A ₁ , A ₁ /A ₂ 16–40 см	1,7	0	0,335	0,335
			25	0,574	0,985
	B ₁ , B ₂ 40–10 см	1,6	0	0,197	0,208
25			0,796	1,383	

Таблица 3.2

Параметры зависимостей $\lambda = n e^{aW}$ для основных типов почв лесостепной зоны (λ — коэффициент теплопроводности, Вт/(м·°С); влажность в объемных процентах)

Тип почвы	Генетический горизонт, плотность ρ , г/см ³	Интервал влажности W , %	Эмпирические коэффициенты	
			n , Вт/(м·°С)	a
1	2	3	4	5
Солоди (мерзлая)	A ₂ , ($\rho=1,6-1,7$ г/см ³)	3–14	0,424	0,0755
		14–35	0,668	0,0454
	A ₀ , B, A ₂ B, ($\rho=1,0-1,5$ г/см ³)	2–22	0,176	0,0743
Солоди (таялая)	A ₀ , ($\rho=1,0$ г/см ³)	22–60	0,491	0,0254
		2–28	0,137	0,0562
	A ₂ , ($\rho=1,6-1,7$ г/см ³)	28–60	0,370	0,0196
		0–10	0,441	0,0669
	A ₂ B, ($\rho=1,5$ г/см ³)	10–30	0,554	0,0400
		0–43	0,325	0,0368
B, ($\rho=1,4$ г/см ³)	2–20	0,191	0,0589	
Опоздоленный чернозем (таялая)	$\rho=1,5-1,6$ г/см ³	20–46	0,504	0,0188
		0–10	0,389	0,0171
	$\rho=1,3-1,4$ г/см ³	10–40	0,319	0,0358
		0–47	0,291	0,0303

1	2	3	4	5
Оподзоленный чернозем (мерзлая)	$\rho=1,5-1,6$ г/см ³	0-12	0,390	0,0264
	$\rho=1,5-1,6$ г/см ³	12-45	0,310	0,0451
	$\rho=1,3-1,4$ г/см ³	0-47	0,270	0,0321
Луговая дерново-подзолистая (талая)	A ₁ , ($\rho=1,5$ г/см ³)	0-43	0,245	0,0316
	A ₂ , B, ($\rho=1,6-1,7$ г/см ³)	0-36	0,390	0,0240
	C, ($\rho=1,8$ г/см ³)	5-20	0,470	0,0198
20-30		0,312	0,0408	
Луговая дерново-подзолистая (мерзлая)	A ₀ A ₁ , ($\rho=1,2$ г/см ³)	8-20	0,198	0,0376
		20-45	0,145	0,0532
	A ₁ , ($\rho=1,5$ г/см ³)	5-16	0,241	0,0748
		16-40	0,503	0,0285
	B, ($\rho=1,6-1,7$ г/см ³)	5-17	0,312	0,0637
		17-40	0,618	0,0230
	A ₂ , ($\rho=1,7$ г/см ³)	5-15	0,325	0,0782
	C, ($\rho=1,8$ г/см ³)	15-35	0,688	0,0282
Лесная подзолистая (талая)	A ₂ B, ($\rho=1,6-1,7$ г/см ³)	8-15	0,596	0,0517
	B, ($\rho=1,5$ г/см ³)	15-40	0,840	0,0273
Лесная подзолистая (мерзлая)	A ₂ , ($\rho=1,2$ г/см ³)	0-21	0,249	0,0604
	A ₂ B, ($\rho=1,6-1,7$ г/см ³)	21-40	0,437	0,0343
	B, ($\rho=1,5$ г/см ³)	0-40	0,622	0,0393

Таблица 3.3

Параметры зависимостей $\lambda=f(W, \rho)$ черноземов обыкновенных в их талом и мерзлом состоянии

Физическое состояние почвы	Плотность почвы, г/см ³	Влажность почвы, % об.	Зависимость $\lambda = f(W, \rho)$
Талая	$\rho=1,0$	от 0 до 30	$\lambda_T = 0,1986 e^{0,0278W}$
	$1,0 < \rho > 1,0$	от 30 до 60	$\lambda_T = 0,198 e^{0,0278W} + 0,01 W \cdot \Delta\rho + 0,378 \Delta\rho$
Мерзлая	$\rho=1,0$	от 0 до 30	$\lambda_M = 0,207 e^{0,0274W}$
	$\rho=1,0$	от 30 до 60	$\lambda_M = 0,122 e^{0,0455W}$
	$1,0 < \rho > 1,0$	от 0 до 30	$\lambda_M = 0,207 e^{0,0274W} + 0,018 W \cdot \Delta\rho + 0,269 \Delta\rho$
	$1,0 < \rho > 1,0$	от 30 до 60	$\lambda_M = 0,122 e^{0,0455W} + 0,018 W \cdot \Delta\rho + 0,269 \Delta\rho$

В приведенных уравнениях: λ — коэффициент теплопроводности почвы в Вт/(м · °С), W — влажность почвы в объемных процентах, e — основание натурального логарифма, ρ — плотность почвы в г/см³, $\Delta\rho$ — величина отклонения плотности от 1,0 г/см³

Таблица 3.4

Параметры зависимостей $\lambda = n e^{aW}$ для основных типов почв зоны полупустынь

Тип почвы	Горизонт почвы и его плотность ρ , г/см ³	Интервал влажности, % об.	Эмпирические коэффициенты	
			n , Вт/(м · °С)	a
1	2	3	4	5
Солонец лугово-пойменный сильноосолоделый, мерзлый	B, 1,32-1,52	0-15	0,306	0,0037
		15-45	0,284	0,0483
	A ₁ B, 1,44-1,56	0-20	0,306	0,0207
		20-40	0,503	0,0647
	BC, 1,51-1,73	0-15	0,499	0,0153
15-35		0,637	0,0427	
То же, талый	B, 1,32-1,50	0-20	0,159	0,0195
		20-45	0,198	0,0684
	A ₁ B, 1,38-1,56	0-15	0,285	0,0120
		15-45	0,348	0,0501
	C, 1,51-1,73	0-20	0,285	0,0319
		20-35	0,574	0,0652
Серо-бурая такыровидная пустынная, мерзлая	A ₁ , 1,3	15-45	0,457	0,0466
		15-45	0,457	0,0466
	B, B _k , 1,45-1,64	0-10	0,629	0,0060
		10-35	0,679	0,0473
То же, талая	A ₁ , 1,3	0-25	0,143	0,0653
		25-45	0,666	0,0366
	1,45-1,64	5-40	0,211	0,0325
Серо-бурая песчаная с щебнем, талая	A ₀ , 1,75-1,92	5-35	0,596	0,0414
		5-25	0,773	0,0400
	B, 1,53	5-30	0,339	0,0548
Бурая полупустынная, легкосуглинистая, мерзлая	A, B, 1,39-1,43	5-45	0,314	0,4138
Бурая полупустынная, легкосуглинистая, талая	A, 1,39-1,43	0-10	0,279	0,0235
Легкосуглинистая полупустынная, мерзлая	A, 1,01-1,12	5-55	0,243	0,0356
		AB, 1,41-1,58	5-45	0,348
То же, талая	A, 1,01-1,12	5-50	0,168	0,030
		1,45	5-45	0,287
Серо-бурая супесчаная, мерзлая	A, 1,95	5-25	0,539	0,0371
То же, талая	A, 1,96	0-10	0,453	0,0101
		10-25	0,532	0,0955
	B, 1,8	0-10	0,419	0,104
10-30		1,098	0,0264	

1	2	3	4	5
Серо-бурая лесовидная, тяжелосуглинистая, мерзлая	А, АВ 1,38–1,52	0–20	0,230	0,0580
		20–45	0,721	0,0424
	В, 1,91	5–40	0,465	0,0338
То же, талая	А, 1,41	5–45	0,330	0,0347
		В, 1,52	5–45	0,243
	А, В 1,38–1,49	15–45	0,440	0,0362

Таблица 3.5

Удельная и объемная теплоемкость почв степной зоны

Тип почвы	Слой, мм	Плотность ρ , г/см ³	Наименьшая влаго- емкость, %	Влажность завядания, %	Теплоемкость	
					Удельная с, Дж/ (кг · К)	Объемная ср, МДж/ (м ³ · К)
1	2	3	4	5	6	7
Чернозем обыкновенный легкоглинистый	0–10	1,04	35,4	18,8	806	0,84
	10–20	1,10	35,4	18,8	821	0,90
	20–30	1,10	33,3	18,8	814	0,90
	30–40	1,23	27,3	17,6	802	0,99
	40–50	1,30	27,3	17,6	786	1,02
	50–60	1,35	27,3	17,6	770	1,04
	60–70	1,39	27,3	17,6	785	1,09
	70–80	1,39	27,3	17,6	810	1,13
Чернозем обыкновенный тяжелосуглини- стый	0–10	1,16	31,0	18,0	746	0,87
	10–20	1,17	31,0	18,0	766	0,90
	20–30	1,13	31,0	18,0	733	0,83
	30–40	1,27	27,3	17,6	760	0,97
	40–50	1,29	27,3	17,6	769	0,99
	50–60	1,39	27,3	17,6	798	1,11
	60–70	1,35	24,4	16,3	794	1,07
Чернозем южный легкоглинистый	0–10	1,98	24,0	8,0	791	0,78
	10–20	1,45	15,3	7,8	790	1,15
	20–30	1,48	15,3	7,8	766	1,13
	30–40	1,52	10,2	6,2	765	1,16
	40–50	1,55	10,2	6,2	784	1,22
	50–60	1,57	10,2	6,2	779	1,22
	60–70	1,77	6,7	3,8	781	1,38
Чернозем южный	0–10	1,41	13,1	5,8	752	1,06
	10–20	1,42	13,1	5,8	757	1,07

1	2	3	4	5	6	7	
Легко- суглинистый (14 лет освоения)	20–30	1,54	14,5	8,4	756	1,16	
	30–40	1,55	14,5	8,4	780	1,21	
	40–50	1,54	14,5	8,4	782	1,20	
	50–60	1,60	12,0	7,0	762	1,22	
	60–70	1,54	14,5	8,4	782	1,20	
	70–80	1,71	6,0	2,3	746	1,28	
Чернозем южный легко- суглинистый (30 лет освоения)	0–10	1,17	24,2	15,9	772	0,90	
	10–20	1,26	20,7	14,6	769	0,97	
	20–30	1,29	24,2	15,9	786	1,01	
	30–40	1,35	20,7	14,6	792	1,07	
	50–60	1,34	20,7	14,6	833	1,12	
	60–70	1,29	21,4	15,3	817	1,05	
Светло- каштановая супесчаная	70–80	1,35	20,7	14,6	815	1,10	
	0–10	1,51	15,9	8,0	783	1,18	
	10–20	1,52	15,9	8,0	768	1,17	
	20–30	1,62	15,9	8,0	770	1,25	
Легкосуглини- стый (целина)	10–20	1,58	14,5	8,4	784	1,24	
	20–30	1,42	13,1	5,8	785	1,11	
	30–40	1,46	11,7	6,1	744	1,09	
	40–50	1,55	9,6	8,4	748	1,16	
	50–60	1,62	14,5	10,4	762	1,23	
	60–70	1,44	18,0	11,3	762	1,10	
	70–80	1,46	16,9	6,8	759	1,11	
Чернозем южный	0–10	1,58	14,5	8,4	759	1,20	
	30–40	1,57	15,9	8,0	740	1,16	
	40–50	1,59	12,0	7,0	731	1,16	
	50–60	1,63	12,0	7,0	696	1,14	
	60–70	1,82	8,3	4,4	751	1,37	
	70–80	1,65	12,0	7,0	788	1,30	
	Светло- каштановая лег- косуглинистая	0–10	1,28	15,6	7,5	771	0,99
		10–20	1,52	14,8	7,2	742	1,13
20–30		1,45	18,3	8,3	775	1,12	
40–50		1,39	18,3	8,3	793	1,10	
50–60		1,52	14,8	7,2	770	1,17	
60–70		1,55	13,5	6,7	785	1,22	
70–80		1,63	8,5	5,5	766	1,25	
90–100		1,57	13,5	6,7	768	1,21	

Таблица 3.6

Значение коэффициентов теплопроводности деятельного слоя торфяной залежи

Глубина слоя от поверхности болота, см	Плотность сухого вещества, г/см ³	Влажность, % от объема	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·°С)
Микроландшафт осоково-вейниково-гипновый. Торф осоково-гипновый, степень разложения 20–25 %			
0–5	0,086	84	0,42
0–5	0,115	73	0,38
5–10	0,087	75,4	0,29
5–10	0,093	66,4	0,26
5–10	0,093	65,2	0,27
5–10	0,093	12,5	0,18
10–15	0,099	16,7	0,12
10–15	0,099	15,0	0,16
10–15	0,091	16,5	0,11
Низинное осушенное болото. Торф осоково-гипновый, степень разложения 39 %			
0–5	0,174	85,4	0,47
0–5	0,172	77,7	0,38
0–5	0,174	65,4	0,34
0–5	0,194	52,0	0,26
0–5	0,201	38,4	0,20
0–5	0,184	36,4	0,19
5–10	0,177	85,0	0,52
5–10	0,181	82,0	0,44
5–10	0,184	41,1	0,23
5–10	0,189	40,5	0,18
5–10	0,160	37,0	0,18
5–10	0,202	24,4	0,12
10–15	0,190	83,0	0,42
10–15	0,182	76,0	0,35
10–15	0,168	68,8	0,36
10–15	0,163	0,22	0,06
10–15	0,205	32,5	0,14
15–20	0,201	61,7	0,33
15–20	0,212	5,9	0,05
20–25	0,186	57,5	0,26
20–25	0,206	38,4	0,17
25–30	0,205	84,0	0,46
25–30	0,205	64,0	0,30
25–30	0,174	56,0	0,24

Низинное осушенное болото. Торф травяно-осоковый, степень разложения 35–40 %			
0–5	0,244	5,6	0,17
0–5	0,244	77,6	0,44
0–5	0,254	61,7	0,32
0–5	0,215	29,7	0,19
0–5	0,231	37,1	0,19
0–5	0,229	37,1	0,19
0–5	0,200	33,2	0,23
0–5	0,239	5,1	0,16
0–5	0,271	24,9	0,16
0–5	0,265	31,5	0,18
0–5	0,228	20,5	0,13
5–10	0,282	53,3	0,29
5–10	0,316	77,5	0,42
5–10	0,285	80,8	0,40
5–10	0,286	72,8	0,39
5–10	0,304	76,3	0,39
5–10	0,286	26,9	0,16
10–15	0,304	68,9	0,38
10–15	0,306	71,6	0,39
10–15	0,305	80,2	0,42
10–15	0,292	51,0	0,28
10–15	0,323	77,8	0,39
10–15	0,289	32,0	0,17
15–20	0,321	77,2	0,33
15–20	0,261	79,6	0,42
15–20	0,308	47,4	0,29
Верхнее осушенное болото. Торф сфагнум-фускум и пушицево-сфагновый, степень разложения 20–25 %			
0–5	0,143	83,0	0,49
0–5	0,123	12,3	0,11
5–10	0,103	88,5	0,48
5–10	0,133	58,2	0,29
5–10	0,123	44,4	0,24
5–10	0,144	37,7	0,22
5–10	0,124	19,9	0,16
10–15	0,135	85,0	0,46
15–20	0,109	80,2	0,44
15–20	0,116	41,1	0,21

Таблица 3.7

Теплопроводность торфа осушенных болот в мерзлом состоянии

Плотность сухого торфа, г/см ³	Влажность, % от объема	Температура, °С	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · °С)
1	2	3	4
Верховое осушенное болото. Сфагновый торф, степень разложения 15–20 %			
0,104	76,0	–6,3	1,16
0,104	76,0	–4,4	1,13
0,104	76,0	–8,6	1,04
0,104	76,0	–8,9	1,03
0,104	76,0	–13,7	0,94
0,117	65,6	–0,8	0,86
0,117	65,6	–3,7	0,82
0,117	52,8	–5,5	0,73
0,117	52,8	–11,2	0,63
0,091	47,1	–5,5	0,55
0,091	47,1	–7,8	0,59
0,091	47,1	–9,0	0,66
0,110	45,5	–1,9	0,48
0,110	45,5	–7,4	0,48
0,110	45,5	–17,6	0,50
0,110	45,5	–14,1	0,49
0,113	77,4	–2,9	0,96
0,113	77,4	–17,4	0,92
0,113	77,4	–12,5	0,97
0,110	45,5	–2,8	0,53
0,125	21,5	–11,8	0,27
0,125	21,5	–5,4	0,24
0,115	30,2	–9,6	0,37
Низинное осушенное болото. Осоково-гипновый торф, степень разложения — 35 %			
0,172	73,5	–11,6	1,16
0,172	73,5	–8,2	1,30
0,172	73,5	–7,0	1,20
0,182	81,0	–14,2	1,96
0,182	81,0	–8,4	2,09
0,182	81,0	–6,2	2,21
0,183	60,0	–12,6	0,84
0,183	60,0	–9,7	0,73
0,183	60,0	–9,2	0,75
0,186	76,0	–5,4	1,71
0,186	76,0	–11,8	1,64

1	2	3	4
0,178	12,4	–9,6	0,26
0,178	12,4	–6,5	0,22
0,194	77,2	–6,1	2,18
0,194	77,2	–7,4	2,26
0,194	77,2	–7,3	2,07
0,182	48,0	–6,6	0,58
0,182	48,0	–11,8	0,53
0,204	49,0	–1,2	0,77
0,204	49,0	–5,2	0,74
0,183	68,0	–14,4	1,04
0,183	68,0	–6,3	1,08
0,183	60,0	–0,6	0,38
0,185	74,5	–4,8	1,45
0,185	74,5	–13,2	1,29
0,177	31,0	–15,8	0,41
0,177	31,0	–7,6	0,46

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С										
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0	
			0-10	1,2	18,3	16,8	16,0	15,7	14,3	12,5	11,8	10,8	8,8
Дерново-карбонатная выщелоченная, гумусная тяжелосуглинистая. Водосбор р. Шум. М-41	10-20	1,34	16,8	14,8	13,4	13,1	12,0	10,6	10,2	9,6	9,2		
	20-30	1,5	12,6	11,3	11,0	11,0	10,6	9,5	9,0	8,2	7,6		
	30-45	1,45	16,8	14,8	13,4	13,1	12,0	10,6	10,2	9,6	9,2		
	45-55	1,4	20,6	19,6	18,4	17,8	16,0	14,0	13,2	12,1	11,3		
	55-65	1,5	10,8	9,8	8,9	8,5	7,7	7,1	6,5	5,7	5,6		
	65-75	1,8	8,1	7,4	7,2	6,8	6,2	5,3	5,0	4,8	4,7		
	0-10	1,38	11,2	10,0	9,2	8,6	8,0	7,4	7,0	6,9	6,9		
	10-20	1,61	9,5	8,6	8,3	7,5	7,2	6,5	6,0	5,7	5,5		
	20-30	1,52	9,5	8,6	8,3	7,5	7,2	6,5	6,0	5,7	5,5		
	30-40	1,6	8,3	6,8	5,9	5,6	4,7	4,6	4,6	4,6	4,6		
40-50	1,6	8,3	6,8	5,9	5,6	4,7	4,6	4,6	4,6	4,6			
50-60	1,62	9,5	8,6	7,4	6,6	5,9	5,3	4,1	4,0	3,8			
60-70	1,87	7,2	6,7	6,4	5,8	5,5	4,5	4,2	4,0	3,6			
70-80	1,79	7,2	6,7	6,4	5,8	5,5	4,5	4,2	4,0	3,6			
0-20	1,41	6,8	6,2	5,9	5,6	5,5	5,4	5,1	5,0	4,9			
20-50	1,45-1,68	5,8	4,8	4,6	4,5	4,2	4,0	3,9	3,8	3,7			
50-80	1,47-1,62	2,9	2,8	2,4	2,3	2,2	2,3	2,3	2,3	2,1			
0-10	1,15	7,4	6,9	6,7	6,4	6,3	6,0	5,6	5,4	5,4			
10-20	1,51	5,4	4,4	3,8	3,9	3,8	3,6	3,7	3,7	3,4			
20-40	1,65-1,72	3,3	2,9	2,8	2,7	2,6	2,5	2,3	2,2	2,2			
40-60	1,8-1,84	5,4	4,4	3,8	3,9	3,8	3,6	3,7	3,7	3,4			
60-80	1,6-1,7	7,4	6,9	6,7	6,4	6,3	6,0	5,6	5,4	5,4			
0-10	0,65	34,8	33,1	30,2	30,0	28,4	26,7	27,0	25,8	25,0			
10-20	0,49	45,1	44,2	43,2	42,6	39,0	37,0	36,0	34,9	31,8			
20-30	1,33	16,1	15,0	14,5	13,8	13,5	12,1	11,7	—	9,8			
30-50	1,72	8,3	7,9	7,5	6,7	6,3	6,2	5,8	5,6	4,9			
50-80	1,56-1,67	5,4	4,8	4,7	4,6	4,1	4,0	3,8	3,6	3,1			

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С										
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0	
			0-10	0,95	23,4	19,5	18,0	17,9	16,4	15,8	14,9	14,3	13,9
Торфяно-болотная глеявая, низинная на супесях. Водосбор р. Шум. М-24/2	10-20	1,27	14,2	13,7	13,3	13,0	—	10,5	—	10,5	10,0		
	20-30	1,48	12,1	10,9	10,8	10,8	10,5	—	8,8	7,8	7,2		
	30-40	1,66	8,9	7,6	7,3	7,0	6,7	6,0	5,2	—	4,2		
	40-50	1,77	6,0	5,9	5,6	5,5	5,2	4,5	4,3	3,4	—		
	50-60	1,79	5,4	4,3	4,2	4,0	—	—	4,0	3,7	3,3		
	60-70	1,79	6,7	5,4	5,6	5,1	5,2	5,1	5,2	3,8	3,6		
	70-80	1,86	4,6	4,1	3,9	3,7	3,6	—	3,2	3,1	2,9		
	0-10	0,6	31,4	27,7	26,2	25,0	22,8	21,8	21,7	21,4	21,1		
	10-20	1,6	6,3	5,5	5,4	5,0	4,8	4,7	4,2	4,1	4,0		
	20-30	1,55	8,2	7,8	7,6	7,3	6,1	5,9	5,8	5,6	5,4		
30-40	1,54	7,6	7,3	6,3	6,3	5,6	5,0	4,8	4,7	4,7			
40-50	1,73	7,6	7,3	6,3	6,3	5,6	5,0	4,8	4,7	4,7			
50-60	1,8	6,3	5,5	5,4	5,0	4,8	4,7	4,2	4,1	4,0			
60-75	1,77	7,6	7,3	6,3	6,3	5,6	5,0	4,8	4,7	4,7			
0-10	1,45	10,0	8,2	7,4	7,2	6,8	6,8	6,6	6,7	7,0			
10-20	1,75	10,0	8,2	7,4	7,2	6,8	6,8	6,6	6,7	7,0			
20-30	1,89	10,0	8,2	7,4	7,2	6,8	6,8	6,6	6,7	7,0			
30-40	1,69	7,2	6,0	5,5	4,9	4,7	4,6	4,5	4,6	4,5			
40-50	1,86	7,2	6,0	5,5	4,9	4,7	4,6	4,5	4,6	4,5			
50-60	1,8	8,4	6,7	6,0	5,5	5,2	5,3	5,2	5,3	5,2			
60-70	1,8	8,4	6,7	6,0	5,5	5,2	5,3	5,2	5,3	5,2			
70-80	1,8	8,4	6,7	6,0	5,5	5,2	5,3	5,2	5,3	5,2			

Таблица 4.3
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{нз}$, %) в зависимости от температуры для почв Калининской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																				
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0											
Дерново-среднеподзолистая супесчаная на песках. г. Калинин. М-62	0-10	1,51	12,2	6,7	4,8	3,8	3,8	3,7															
	10-20	1,5	8,9	6,6	6	4,8	4,5	4,2															
	20-30	1,67	12,2	6,7	4,8	3,8	3,8	3,7															
	30-40	1,73	5,4	3,6	3,3	3	2,8	2,7															
	40-60	1,77	5,4	3,6	3,3	3	2,8	2,7															
	60-70	1,72	17,8	13,5	5,5	4,7	4,4	4,1															
	0-10	1,59	22,2	5,4	5,1	4,5	4,4	4,3															
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на моренных г. Калинин. М-64	10-20	1,5	22,2	5,4	5,1	4,5	4,4	4,3															
	20-30	1,59	23,1	15,9	9,4	5,7																	
	30-40	1,73	5,4	3,6	3,3	3																	
	40-50	1,83	10,5	5,5	4,9	4,2																	
	50-60	1,8	10,5	5,5	4,9	4,2																	
	60-70	1,92	10,2	9,5	8,2	6,9	6,8	6,7															
	0-10	1,53	22,2	5,4	5,1	4,5	4,4	4,3															
Дерново-среднеподзолистая легкосуглинистая на моренных г. Калинин. М-63	10-20	1,58	8,9	6,6	6	4,8																	
	20-30	1,8	5,4	3,6	3,3	3																	
	30-40	1,75	10,5	8,8	8,2	7,4																	
	40-60	1,77	10	8,5	7,8	7,5																	
	60-70	1,8	10	8,5	7,8	7,5																	
	0-10	1,8	10	8,5	7,8	7,5																	

Таблица 4.4
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{нз}$, %) в зависимости от температуры для почв Кировской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																			
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0										
Сильно-подзолистая песчаная. д. Котчиха, Омутнинский р-н. Лесопитомник	1,14-28	18,1	3,8	2,8	2,6	2,6	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5						
	1,4	20,8	3,1	2,6	2,4	2,4	1,7	1,7														
	0-29	1,28			3,2	—	3	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9					
	29-110	1,4			2,7	2,5	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2					
Среднеподзолистая песчаная на песках. п. Торфяное, Оричевский р-н. Лес	0-7	0,64-0,78	21,3	20,6	19,9	17,9	15,8	13,6	13,6	13,6	13,5	13,5	13,5	13,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	7-14	1,2	14,6	13,5	12,9	11,3	10,6	10,9														
	20-50	1,25-1,4	7,2	6,8	6	6,1	5,8	5,4														
	50-70	1,4-1,45	12	4,2	3,4	3	3	3														
	70-80	1,4	7,2	6,8	6	6,1	5,8	5,4														
Сильноподзолистая песчаная на двухленных отложениях. п. Песковка, Омутнинский р-н	0-8	0,18	85	61	—	—	56	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
	8-30	1,38	23,5	2,9	2,8	2,5	2,2	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
	30-63	1,5	17,8	5,2	4,8	4,1	4,2	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3
	63-73	1,48	23,5	2,9	2,8	2,5	2,2	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
	78-105	1,8	—	8	—	7	6	—	6,4	5,2	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1
Сильноподзолистая супесчаная на моренных песках и суглинках. п. Пиног, Подосиновский р-н. Лес	0-7	0,15	94	82	—	73	66	56	—	53,5	51,5	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
	7-53	1,25-1,45	5,2	4	3,3	3,2	3,2	3	3	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9
	53-73	1,4-1,45	6,8	5	4,3	4	3,6	3,5	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4
	73-83	1,45	7,6	7,6	6,5	—	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6
	83-93	1,55	10,4	10	9,2	8,7	8,2	7,8	7,2	7	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4	7,4

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
Дерново-сильнопodzолистая супесчаная на двухчленных отложениях. ст. Пудем, Удмурдская. Лес	0-6	0,35	28,2	23,8	—	20,8	20,6	19,6	—	19,5	19,2	19		
	6-10	0,6	17,9	17,2	—	16,2	15,2	14,8	14,2	13,8	13,6	11,7		
	10-30	1,12-1,25	9,8	9,4	8,8	8,4	8,2	8	7,6	7,6	7,6	7,6		
	30-50	1,36	6,6	5,9	5,6	4,6	4,5	4,2	4,5	4,2	3,6	3,6		
	50-60	1,45	12,6	11,9	11	9,6	8,6	8,5	8,3	8,5	8,3	8,2		
	60-80	1,45	13,6	13,2	12,2	11,7	11	10,4	10,5	10	10,2	9,8		
	80-100	1,4	16,8	16	14,7	14,3	13,5	13,4	13	12,2	11,5	11,6		
	0-10	1,25		5,8	—	5,1	5	5	5	5	4,9	4,8		
	10-40	1,5		5,8	—	5,1	5	5	5	5	4,9	4,8		
	40-60	1,5-1,7		5,8	—	3,8	3,2	3,2	3	2,9	2,9	2,9		
Дерново-подзолистая легкосуглинистая п. Фаленки. Лес	60-80	1,7		7		5,1	4,9	4,8	4,7	4,6	4,6	4		
	0-7	0,5	43,8	40,8	35,4	—	28,2	—	27,4	27,2	27,2	27		
	7-17	0,5-0,75	32	29,9	25,8	26	22,7	—	18,2	18	17,8	17,2		
	17-27	1,3	9,2	7,4	7,5	8,4	6,5	6,6	6,4	6,5	6,1	6,1		
	27-47	1,45	14,7	13,5	12,1	13,3	11,9	11	10,9	10,4	10,2	10		
	47-77	1,45-1,6	19,5	16,8	16,7	16,9	15,5	14,8	14,6	14,3	14,2	14		
	0-24	1,18-1,3	10,5	9,4	8,5	7,6	6,6	6,8	6,8	6,2	6,1	6		
	24-34	1,25-1,3	16,2	14,1	11,4	10	9,6	9,6	9,6	9,3	9,3	9,2		
	34-74	1,35-1,55	17	15,5	14,8	13,8	13,7	13,2	13,2	12,4	11,9	11,6		
	0-30	1,22-1,33	10	9,6	9,4	9,2	8,8	9,2	8,2	8,6	5,8	6		
Дерново-подзолистая легкосуглинистая п. Фаленки. Метеллошадка	30-40	1,27	12,5	12,2	12	11,5	11,3	11	10,6	10,4	9,5	9		
	40-60	1,4	15,5	15	14,9	15	14,5	13,5	13,4	12,5	12,3	11,8		
	60-70	1,55	15,4	15,3	14,8	14,6	14	12,7	12,2	11,5	10,8	10		
	70-80	1,6	12,5	12,2	12	11,5	11,3	11	10,6	10,4	9,5	9		
	80-90	1,57	15,4	15,3	14,8	14,6	14	12,7	12,2	11,5	10,8	10		

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
Дерново-среднеподзолистая грунтово-глеевая среднесуглинистая. г. Омутинск. Лесопитомник	0-20	1,26	12,9	12,5	11,8	11,4	10,6	9,8	10	9,8	9,2	8,8		
	20-40	1,4-1,44	10	9,4	—	8,6	7,5	7,4	—	6,5	5,8	6,1		
	40-90	1,4-1,6	—	14,6	14	13,8	12,7	11,9	11,6	11,6	10,9	10,8		
	0-40	1,25	11,2	10,3	10	—	9,3	9,3	8,6	8,6	8,6	7,6		
	40-100	1,3-1,4	9,2	8,6	7,6	7,8	7,2	7,4	7,4	7,2	7,2	7,1		
	0-20	0,44-0,99	24,5	23	21	19	17	14,4	13	11,8	11	11		
	20-36	1,18-	9,2	8,4	8	6,3	6,2	6	—	5,8	5,8	5,7		
	36-50	1,45	15,3	13,4	13,1	12,8	13,4	12,4	11,7	10,5	10,3	9,7		
	50-70	1,49	19,6	17,6	16	15	14,6	14	14	13,5	13	12,6		
	0-20	1,31-1,52	11	10,4	9,5	8,6	8	7,6	7,6	7,4	7,2	7,1	6,8	
Дерново-среднеподзолистая ст. Пудем, Удмурдская Республика. Поле	20-80	1,45-1,72	15,5	15	14,5	13,8	13,5	13	12,5	11,7	10,8	9,7		
	2-9	1,12	6,9	5,8	5,7	4,6	4,2	4	3,8	3,3	3,2	3		
	9-28	1,34	10	8,4	7,6	7	6,6	6,4	6	5,8	5,6	5,1		
	28-60	1,4-1,66	12,5	11,7	10,6	10	9,6	9,2	8,5	8,4	8,3	8		
	70-90	1,5	16,5	16	15,8	15,4	14,9	14	13,4	12,8	12,3	—		
	0-20	1,03-1,22	9,4	9,05	8,9	8,6	8,4	7,9	7,5	6,8	6,2	5,2		
	20-30	1,45-1,5	7,8	7,5	7,4	7,3	7,1	6,8	6,3	5,9	5,2	4,6		
	30-50	1,45	11,3	10,6	10,2	9,9	9,5	9,2	8,8	8,3	7,5	6,7		
	50-80	1,42-1,7	12,8	11,8	11,7	11,2	10,8	10,4	10,1	9,8	9,1	8,4		

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С										
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0	
Дерново-среднеподзолистая на легких суглинках. г. Мураши. Лес	0-7	0,57	18,4	17,6	16,3	15,5	15,2	14,3	13,5	12,4	10,5	9	
	7-20	1,03-1,15	9,4	8	6,5	6,5	6,6	5,8	5,8	5,9	5,8	5,8	
	20-30	1,26	7,3	-	5,3	5,4	4,9	4,9	4,6	4,5	4,4	4	
	30-80	1,2-1,6	14,5	13,5	13	12,5	12,1	11,5	10,6	10,1	8,7	7,6	
Дерново-подзолистая среднесуглинистая глееватая на легких глинах. г. Яранск. Лес	0-6	0,8	20,4	19,2	17,8	18,2	17,9	17,4	16,9	14,6	13	11,6	
	6-30	1,41-1,54	9,3	8,6	8,3	7,8	7,6	7,4	6,8	6,4	5,5	4,8	
	30-50	1,4	21,1	20,3	19,3	19	18,1	16,6	15,7	14,8	13	11,6	
	50-60	1,44	13,7	12	10,8	10,1	9,8	9,7	9,5	9,4	9	8,7	
Дерново-подзолистая среднесуглинистая глееватая на легких глинах. г. Яранск. Поле	0-30	1,34-1,46	-	10,4	10	9,9	9	8,8	8,3	8,2	7,8	7,1	
	30-60	1,52	19,9	17,7	16,9	16,8	17	16,2	14,7	13,6	12,9	12,5	
	60-80	1,6	16,5	15	14,9	14,8	13,8	12,6	12,4	11,6	11,1	10	
	0-18	0,8-1,2	14,6	13,4	-	11,6	10,6	10,4	10,4	10,3	10,2	10	
Дерново-подзолистая со вторым гумусовым горизонтом, суглинистая. п. Фаленки. Луг	18-28	1,35	11	10	-	9	8,8	8,8	8,7	8,6	8,4	8,2	
	28-40	1,15	21,5	20,8	-	19,5	18,2	15,8	14	14	14	14	
	40-60	1,3-1,6	11	10	-	9	8,8	8,8	8,7	8,6	8,4	8,2	
	60-80	1,5	14,6	13,4	-	11,6	10,6	10,4	10,4	10,3	10,2	10	
Дерново-подзолистая со вторым гумусовым горизонтом, суглинистая. с. Талица. Поле	0-16	0,9-1,2	17,8	14,7	13,5	13	11,9	11,8	11,3	10,4	9,8	9	
	16-22	0,9-1,15	13	12	11,5	10,4	9,2	8,9	8,8	8,6	8,4	8,1	
	40-50	1,35-1,55	17,5	16,3	15,2	14,9	13,7	14	12,9	13,2	12,3	11,4	
	50-60	1,55	13	12	11,5	10,4	9,2	8,9	8,8	8,6	8,4	8,1	
60-70	1,45	17,5	16,3	15,2	14,9	13,7	14	12,9	13,2	12,3	11,4		
70-80	1,6	17,5	16,3	15,2	14,9	13,7	14	12,9	13,2	12,3	11,4		

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С										
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0	
Темно-серая лесная, суглинистая. г. Вятские Поляны. Поле	0-20	1,15-1,25	15,3	13,6	12,2	11,8	11,4	11,2	11	11,1	9,4		
	20-30	1,15	16,5	15,7	14,9	14,6	14,3	13,2	12,4	12,2	11,8		
	30-40	1,4	19,2	18,3	17,5	17,2	16,5	15,5	14,9	14,8	13,7		
	40-50	1,5	16,5	15,7	14,9	14,6	14,3	13,2	12,4	12,2	11,8		
Серая лесная суглинистая. г. Вятские Поляны. Поле	50-80	1,5	19,2	18,3	17,2	17,2	16,5	15,5	14,9	14,8	13,7		
	0-35	1,2-1,4	14,5	13,9	13,4	12,9	12,6	12,5	11,8	11,5	11,2		
	35-55	1,45	15,5	14,5	14,4	14,2	14	13,4	12,8	12,4	12,3		
	55-75	1,4	16,7	16,3	16	15,5	15,2	14,2	14,2	14,2	13,7		
Светло-серая лесная, суглинистая. г. Вятские Поляны. Поле	0-20	1,45	13,9	12	11,7	10,5	10,8	9,8	9,9	9,8	9,1		
	20-30	1,45	17,6	17	16,2	16,6	16,3	15,2	14,3	14,6	14,3		
	30-80	1,4	19,7	19	18,6	18,4	18,2	17,5	16,6	16,3	15,1		
	0-20	1	19,8	16,4	15,6	-	15,5	14,9	14	14,4	13,6		
Светло-серая оподзоленная суглинистая. д. Блинов Ключ Малмыжский р-н. Поле	20-40	1,3-1,5	11,7	9,6	9,1	9	8,8	8,6	8	7,8	7		
	40-70	1,4-1,65	14,9	13,1	13	12,7	12,7	12,2	11,9	11,1	10,2		
	70-80	1,45	19,1	18,4	16,3	17,3	17,3	16,1	14,8	14	12,9		
	0-30	1,4	12	10,3	10	10,4	9,6	9,1	8,7	8,7	8,4		
Светло-серая лесная суглинистая г. Уржум. Поле	30-50	1,45	17,7	16,4	15,8	15,7	14,2	13,6	13,5	13,2	12,7		
	50-60	1,4	12	10,3	10	10,4	9,6	9,1	8,7	8,7	8,4		
	60-80	1,5	17,7	16,4	15,8	15,7	14,2	13,6	13,5	13,2	12,7		
	0-20	0,32	96	88	80	73	66	63	61	60	57		
Торфяно-перегнойные маломощные низинные. п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	20-50	0,28	120	108	97	90	80	76	75	73	70		
	50-70	0,26	108	101	86	80	74	68	67	66	64		
	70-80	0,21	144	126	116	106	88	87	85	84	83		
	0-10	0,29	99	94	92	90	88	85	86	82	78		
Торфяно-перегнойные среднемощные глеевые низинные. п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	10-20	0,22	120	110	108	106	104	102	98	96	92		
	20-30	1,2	16,8	14,6	13,6	13,2	12,6	12,2	11,6	10,6	9,6		
	30-80	1,6-1,75	19,6	3,2	3	2,7	2,6	2,5	2,4	2,2	2,1		

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
Торфяно-глебовые низинные. п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	0-25	0,29	93	92	88	86	84	82	82	82	82	82	82	76
	25-45	0,5-0,8	48	44	42	40	38	34	28	26	21			
	45-115	1,6-1,9	15,6	2,8	2,4	2,1	2	1,9	1,9	1,8	1,7			
	0-10	0,18	120	115	110	105	106	103	100	93	87			
	10-30	0,15	170	158	150	142	148	128	123	115	98			
Торфяно-перегнойные среднелесные торфяники. п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	30-40	0,37	49,5	45,5	42	39,5	37,5	35,5	34,5	34	31			
	40-50	1,45	25,1	4,7	4,6	4,5	4,4	4,2	4	3,6	3,4			
	50-100	1,65-1,8	17,5	2,6	2,3	2,2	2,1	2	2	2	2			
	0-50	0,22	115	103	95	94	91	88	84	82	74			
	50-70	0,27	95	87	-	81	79	75	71	68	60			
Торфяно-перегнойные мощные низинные. п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	70-110	0,15-0,21	136	116	108	105	100	98	92	90	85			
	110-120	0,24	115	103	95	94	91	88	84	82	74			
	0-20	0,24	85	78	74	69	68	66	62	56	54			
	20-30	0,2	112	99	92	87	84	83	79	78	75			
	30-40	0,65	37,2	33,6	32,6	31	26,4	20,6	19,9	-	19,6			
Торфяно-перегнойные п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	40-50	1,1-1,3	16,7	14,2	12,5	11,5	11,3	11,5	11	10,9	10,2			
	50-90	1,55-1,67	18,6	3,6	2,9	2,6	2,9	2,6	2,6	2,6	2,4			
	90-110	1,65-1,76	18,7	8,8	6,5	6,3	6,1	5,9	5,7	5,5	5,2			
	0-20	0,42-0,52	49,5	44,7	40,7	38,1	38	36,6	36	35,8	34,5			
	20-70	1,4-1,45	17,2	9,8	5,6	3,6	3,4	3,4	3,3	3,3	3,1			
Торфяно-перегнойные, глебовые и низинные. п. Торфяное, Кировская лугоболотная ст.	70-100	1,5-1,55	12,6	11	9,9	9	8,8	8,4	8,2	7,9	7,3			
	0-10	0,45-0,5	48,9	46,3	43,6	42,6	41,6	41,4	39	38	36,5			
	10-30	0,29-0,32	90	84	74	71	69,5	68	66	65	60			
	40-120	1,6-1,73	16,7	2,1	2	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4			

Таблица 4.5

Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры для почв Тамбовской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
Чернозем типичный, среднелесный среднелесный, тяжелосуглинистый. г. Тамбов. Монолит 112+38	0-50	1,13-1,20	20,5	18,4		17,3	16,6	15,3		15,2	15,1	15		
	50-100	1,37-1,42	16,1	15,8		13,8	13,1	12,8		12,5	12,2	12		
	100-110	1,56	15,2	14,4		13	12	11,5		11,2	11,1	11		
	110-150	1,37-1,44	16,1	15,8		13,8	13,1	12,8		12,5	12,2	12		
	150-180	1,41-1,45	15,2	14,4		13	12	11,5		11,2	11,1	11		
Чернозем типичный, среднелесный, среднелесный, среднелесный. г. Тамбов. Монолит 106+101	0-30	1,25	17,1	15,2		14,3	13,7	13,5		13,1	12,9	12,5		
	30-40	1,32	15	13,9		12,6	12	11,4		11,2	11	10,9		
	40-50	1,33	12,6	11,9		10,6	9,9	9,7		9,5	9,3	9,2		
	50-80	1,46-1,50	11,6	10,1		8,4	8	7,6		7,3	7	6,6		
	80-90	1,47	12,6	11,9		10,6	9,9	9,7		9,5	9,3	9,2		
Лугово-черноземная, среднелесная среднелесная, слонистая почва. г. Тамбов. Монолит 114+23	90-100	1,54	11,6	10,1		8,4	8	7,6		7,3	7	6,6		
	100-130	1,32	15	13,9		12,6	12	11,4		11,2	11	10,9		
	130-160	1,39	17,1	15,2		14,3	13,7	13,5		13,1	12,9	12,5		
	160-170	1,40-1,43	15	13,9		12,6	12	11,4		11,2	11	10,9		
	170-180	1,54	11,6	10,1		8,4	8	7,6		7,3	7	6,6		
Лугово-черноземная, среднелесная среднелесная, слонистая почва. г. Тамбов. Монолит 114+23	0-40	1,22-1,35	18,4	16,2		14,8	14	13,9		13,6	13,1	13		
	40-50	1,31	16,1	15,8		13,8	13	12,8		12,5	12,2	12		
	50-70	1,42-1,48	15,2	14,4		13	12	11,5		11,2	11,1	11		
	70-80	1,48	11,5	10,5		9,5	9	8,9		8,7	8,4	8,2		
	80-90	1,75	4,2	3,5		3	2,9	2,9		2,8	2,7	2,6		
90-100	1,37	18,4	16,2		14,8	14	13,9		13,6	13,1	13			
100-180	1,23-1,35	20,6	19		18,3	17,6	16,9		16,1	15,9	15,3			

Таблица 4.7
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Орловской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С												
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0			
Темно-серая лесная суглинистая, лог. с. Архангельское. М-9	насыпной	1,2–1,5	22,4	20	18,8	18	17,6	17,2	17	16,4	16				
Выщелоченный чернозем. Поле. с. Архангельское. М-10	0–85	0,92–1,23	24	18,5	16	14,2	13,5	13,4	13,1	12,7	11,6	11,4			
Оподзоленный чернозем. г. Ефремов. М-8	0–20	1,25–1,35	12,7	10,8	9,7	9,6	9,4	8,9	8,8	8,8	8,8	8,8	8,8		
	20–80	1,40–1,55	13,7	13,1	12,4	12,3	11,6	11,5	11,1	10,9	10,8	10,1			

Таблица 4.8.
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Ростовской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С												
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0			
Чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый. Целина. г. Шахты. М-28	0–50	1,14–1,22	23,2	21,6	20,5	19,8	19,3	18,7			17,8	17,5			
	50–70	1,24	21,4	20	19,4	18,7	17,9	16,8			15,7	15,3			
	70–80	1,33	19,5	17,8	16,8	16,3	15,8	15,2			14,7	14,3			
Чернозем обыкновенный, тяжелосуглинистый. Верхняя часть склона. г. Шахты. М-101	0–10	1,2	21,7	20,6	20	19,4	18,4	17,5			16,7	16,2			
	10–30	1,17	23,2	21,6	20,5	19,8	19,3	18,7			17,8	17,5			
	30–40	1,2	21,7	20,6	20	19,4	18,4	17,5			16,7	16,2			
	40–60	1,26	23,2	21,6	20,5	19,8	19,3	18,7			17,8	17,5			
	60–90	1,3	21,7	20,6	20	19,4	18,4	17,5			16,7	16,2			
90–100	1,36	19,5	17,8	16,8	16,3	15,8	15,2			14,7	14,3				

Таблица 4.9
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Воронежской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С												
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0			
Чернозем обыкновенный среднесуглинистый. Стоковая площадка ГМО «Каменная Стель»	0–50	1,13	25,5	21,8	20,5	19,7	18,8	17,8	17,3	17	16,6	16,2			
	50–70	1,34	21,3	19,7	18,6	17,8	16,8	15,7	15,3	14,9	14,7	14,4			
	70–80	1,5	19,1	17,2	16,5	15,9	15,3	14,7	14,3	13,9	13,2	12,6			
Чернозем обыкновенный среднесуглинистый. Луг ГМО «Каменная Стель»	0–45	1,13	26,5	23,5	21,3	20,5	19,6	18,5	17,9	17,6	17,2	16,9			
	45–55	1,35	21,5	18,5	17,4	16,7	15,9	15,1	14,6	14,5	14,4	14,3			
	55–80	1,25	19,5	17,3	16	15,5	15	14,3	13,9	13,6	13,5	13,3			
	0–10	0,82	-	38,2	36,6	34,3	31,8	29,2	27,9	26,5	26	25,5			
Чернозем обыкновенный среднесуглинистый. Луг ГМО «Каменная Стель»	10–40	1,08	24,3	21,6	20,3	19,4	18,4	17,8	17,6	17,5	17,1	16,8			
	40–70	1,18	19,5	17,9	17	16,5	15,6	15	14,7	14,6	14,6	14,6			
	70–80	1,39	16,2	14,8	13,8	13,2	12,4	11,7	11,3	10,7	9,6	8,2			
Чернозем обыкновенный среднесуглинистый. Старая лесополоса ГМО «Каменная Стель»	0–20	1	20,3	19,9	19,4	18,9	18	17,5	17	16,3	15,5	14,8			
	20–50	1,12	18,8	18,2	17,8	17,5	16,5	16,1	15,9	15,4	15	14,4			
50–80	1,26	16	15,4	15	14,5	14,2	13,6	13	12,8	12,4	12				

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
Обыкновенный бутурлинский чернозем. Поле. с. Бутурлиновка	0–55	1,12–1,31	22,6	19,5	18,6	18	17,5	16,5	16,2	16,1	16	15,6		
	55–120	1,40–1,55	20,9	15,8	15	13,9	13,5	12,6	12,6	12,5	12	11,6		
Типичный чернозем тяжелосуглинистый. Стоковая площадка. г. Нижнедевицк	0–105	0,85–1,18	22,5	21	19,8	19,1	17,8	16,2	15,5	15,2	14,8	14,6		
	0–10	0,75–0,90	28	23,4	22	21	19,8	18,2	17,4	16,3	15,5	13,4		
	10–80	1,2–1,5	24	19,7	18,2	17,5	16,6	16,1	15,8	15,4	14,6	14,4		
	0–10	0,74	39	36,9	35,6	34,8	33,8	32,5		31	30,2			
	10–30	0,92	29,7	27,1	26,2	25,9	25,5	25		24,2	23,8			
	30–60	1,13	24,5	23,2	22,4	21,8	21,2	20,5		19,5	18,8			
	60–80	1,24	22,9	21,8	20,8	20,4	19,9	19,5		18,5	17,8			
	80–100	1,3	20,6	19,3	18,5	18	17,6	17,3		16,6	16,2			
	0–50	1,04–1,24	21,5	19,7	18,3	17,6	16,8	15,8		15	14,8	14,6		
	50–80	1,28	19	17,8	17	16,5	15,6	15		14,5	13,8	13,5		

Таблица 4.10
Массовая доля незамерзшей воды ($W_{нз}$, %) в зависимости от температуры в почвах Челябинской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
Чернозем слабощелоченный тяжелосуглинистый. г. Троицк. М-101	0–20	1,17–1,24	20	17,7	16,4	16	15,5	14,8		14,2	13,8	13,4		
	20–40	1,37–1,43	18	15,8	14	13,8	13,1	12,5		11,9	11,5	10,7		
	40–60	1,47–1,50	16	14	12,5	12,3	11,8	11,2		10,4	10,2	10		
	60–80	1,50–1,55	14	12,5	11,5	11,1	10,5	10,2		9,9	9,7	9,3		
	80–100	1,45	16	14	12,5	12,3	11,8	11,2		10,4	10,2	10		
	0–30	1,19–1,32	22	20	17,9	17,4	16,5	15,5		15,3	14,7	14,5		
Чернозем карбонатный маломощный глинистый. г. Бреды. М-106	30–70	1,26–1,37	20	17,7	16,4	16	15,5	14,8		14,2	13,8	13,4		
	70–90	1,37	16,7	15,8	15	14,8	14,3	13,3		12,8	12,4	11,5		
	90–100	1,32	20	17,7	16,4	16	15,5	14,8		14,2	13,8	13,4		
	0–30	1,19–1,32	22	20	17,9	17,4	16,5	15,5		15,3	14,7	14,5		
Чернозем карбонатный среднемощный легкоглинистый. г. Кизильское. М-117	30–40	1,33	20	17,7	16,4	16	15,5	14,8		14,2	13,8	13,4		
	40–80	1,39–1,46	16,7	15,8	15	14,8	14,3	13,3		12,8	12,4	11,5		
	80–100	1,32	20	17,7	16,4	16	15,5	14,8		14,2	13,8	13,4		
	0–10	1,45	10,8	9,8	8,5	8,3	7,9	7,3		7	6,8	6,6		
	10–20	1,52	8,5	8,1	7,5	7,1	6,9	6,8		6,6	6,2	6		
	20–40	1,54–1,70	7	6,5	6,2	6	5,8	5,7		5,5	5,4	5,2		
Чернозем слабощелоченный супесчаный. г. Троицк. М-110	40–70	1,52–1,68	6,3	5,7	5,2	4,9	4,7	4,6		4,5	4,4	4,2		
	70–90	1,56–1,59	10,8	9,8	8,5	8,3	7,9	7,3		7	6,8	6,6		
	90–100	1,69	7	6,5	6,2	6	5,8	5,7		5,5	5,4	5,2		
	0–20	1,08	42	16,7	15,7	15	14	13,4		12,9	12,6	12,5		
Чернозем южный среднесуглинистый. пос. Горбуновский. М-121	20–40	1,12	23	16	14,7	13,8	12,7	11,8		11,5	11,4	11,3		
	0–30	1,16–1,22	34	19,1	18,4	18	17,7	16,9		16	15,3	14,6		
	30–40	1,29	20	18,5	17,7	17,5	16,4	15,5		14,5	14	13,7		

Таблица 4.11
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Омской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																			
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0										
Чернозем выщелоченный легкоуглинистый. г. Омск. СибНИИСХоз, М-28	0-50	1,33-1,46	8,2	6,8	6,5	6,3	6,2	6,1														
	50-70	1,48	12,5	11,6	10,9	10,7	10,2	9,8														
	70-80	1,57	13,8	12,7	11,9	11,6	11,4	11,1														
	0-10	1,20	21	19,7	18,7	18	17,1	16,8														
	10-70	1,00-1,18	24	22,7	21,5	20,4	19,2	18,8														
	70-80	1,11	21	19,7	18,7	18	17,1	16,8														
Чернозем обыкновенный, глинистый. ст. Любинский, совхоз. М-20	0-10	1,31	17,2	14,8	13,7	13,4	13	12,8														
	10-20	1,25	21	19	17,3	16,5	16	15,5														
	20-30	1,22	24,3	23	21,9	20,8	19,9	19,8														
	30-50	1,24-1,30	23	21	19,3	18,8	18,2	18														
	50-60	1,34	19	17,8	16,5	15,5	14,5	14,2														
	60-80	1,40	17,2	15,7	14,7	14,6	14	13,6														
Темно-серая лесная, осолодлая тяжелосуглинистая почва. г. Тюкалинск, М-23	0-10	1,30	18,8	17,2	16,2	14,9	14,8	14,5														
	10-20	1,30	17,2	14,8	13,7	13,4	13	12,8														
	20-40	1,27	23	21	19,3	18,8	18,2	18														
	40-50	1,23	25,5	23	21,2	20,7	19,7	19														
	50-60	1,33	23	21	19,3	18,8	18,2	18														
	60-70	1,36	18,8	17,2	16,2	14,9	14,8	14,5														
70-80	1,39	17,2	14,8	13,7	13,4	13	12,8															

Таблица 4.12
 Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Свердловской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																		
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0									
Серая лесная почва Сухоложский р-н. Целина. М-23	0-10	0,52	61,5	56	51	49,9	48	47													
	10-20	1,00	30	28,9	27,3	26,5	25	24													
	20-30	1,32	21	20	19	18	17	16,4													
	30-40	1,39	18	16,6	15,2	15	14,8	14,6													
	40-80	1,40-1,50	16,8	15	14	13,5	13,2	13													
	0-10	1,08	34	28,5	25,3	24,2	23,1	22													
Лугово-болотная карбонатная почва Сухоложский р-н. Поле, микропонижение. М-101	10-20	1,31	22,2	20	18,4	18,1	17,4	16,9													
	20-50	1,43-1,56	15,5	14,4	13,6	12,6	11,9	11,6													
	50-80	1,49-1,50	18	17,2	16	15,3	14,3	13,8													
	80-100	1,46-1,54	17,8	16,3	15,2	14,1	13,3	12,9													
	0-30	0,68	56,5	52	48,2	46	42,5	42													
	30-40	0,33	122,6	114	101	96	87	84													
Лугово-болотная карбонатная почва. Сухоложский р-н. Поле. М-119	40-50	0,50	91	78	70	62	61	59													
	50-60	1,00	31	29	27	24,9	23	22,6													
	60-70	1,35	19,8	18,4	17	16	15,9	15,8													
	70-100	1,30-1,35	19,8	17,5	16	14,2	14	13,6													
	0-20	1,25-1,29	30	29	27,5	26	23,3	22,9													
	20-40	1,21-1,22	27,2	25	23,5	21,8	19	18,9													
Солонец черноземно-луговой. Камышловский р-н. Целина. М-33	40-60	1,36	19,6	18,7	17,8	17	15,5	15													
	60-80	1,45-1,54	18,1	16,9	15,8	14,8	13,6	13,2													
	0-30	1,17-1,29	17,5	16,4	15,3	14,2	13,5	13,3													
	30-50	1,29-1,33	24,6	23	21,9	20,3	19,3	19													
	50-60	1,35	21,4	20	19	18,2	17,1	16,9													
	60-100	1,50-1,59	16,5	15,2	14,5	13,5	12,8	12,5													

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
			0-30	1,13-1,14	20,8	19	17,8	17,6	15,3	15		14,2	13,9	
30-50	1,31-1,33	29	23	20,5	19	18,8	18,4		18	17,5				
50-70	1,36	21,5	20,5	19	18	16,8	16,4		15,9	15,1				
70-100	1,45-1,55	17	16	15	14	13,1	12,9		12,8	12,2				

Таблица 4.13

Массовая доля незамерзшей воды (W_{нз}, %) в зависимости от температуры в почвах Кустанайской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
			0-40	1,07-1,25	20,9	18,8	-	17,3	17,2	16,2		15,6	15,1	-
40-80	1,3-1,44	17,7	15,6	-	15,3	15,2	15,1		14,2	13,4	-			
0-20	1,00-1,04	21,6	19,2	19	17,5	16,4	15,7		16,2	15,6	15,3			
20-80	1,26-1,40	18,6	16,7	15,8	15,3	14,6	14		13,8	13,4	12,8			
0-30	1,0-1,15	21,9	19,8	19,4	-	18,3	17,8		17,2	16,8				
30-60	1,20-1,26	19,5	18,6	18,5	-	17,4	16,6		15,6	15,1				
60-80	1,31-1,39	18,8	16,2	15,6	15,3	15,2	14,4		14,3	13,8				
0-40	1,53-1,59	11,1	9,6	9	8,5	8,2	8		7,5	7				
40-50	1,64	8,5	7,9	7,3	7,1	7,1	6,5		5,8	5,2				
50-60	1,63	6,9	6,4	6,5	5,6	5	4,7		4,6	4,2				
60-70	1,69-1,77	5,7	4,7	4,7	4,5	3,9	3,5		3,5	3				

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С											
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0		
			0-10	1,24-1,28	15	11,8	10,2	9,5	9	8,6		7,8	7,6	
10-60	1,45-1,55	8,8	7,8	7,6	7,4	7,2	6,8		6,3	5,8				
60-70	1,75	6,8	6,4	5,8	5,6	5,4	5,3		5	4,5				
0-70	1,5-1,64	8,8	7,9	7,4	7,2	6,9	6,5		6,1	6				
0-40	1,47-1,54	7,9	6,6	6,5	6,1	5,9			5,2	5,15				
40-50	1,64	6,7	4,4	4,2	3,8	3,3			3,4	3,35				
50-60	1,69	10,6	9,6	8,6	8,3	7,9			6,8	6,7				
60-70	1,56	12,7	11,7	11	10,7	10,2			9,1	8,4				
70-80	1,62	8,2	7,7	7,4	7,2	6,6			6,2	6				
0-50	1,27	14,5	13,5	13	12,5	11,9			11,1	10,8				
50-70	1,34	15,8	14,7	14,2	13,7	13,1			11,8	11,6				
70-80	1,36	14,5	13,5	13	12,5	11,9			11,1	10,8				
0-10	1,15	22,1	18,3	17,5	17,1	16,4			16	15,5				
10-20	1,12	20,4	17,4	17,4	16	15,9			15,2	14,6				
20-30	1,23	19,4	16,7	15,3	14,8	14,6			13,6	13,4				
30-40	1,33	18,9	15,5	14,1	14,2	14,1			12,5	12,3				
40-60	1,46	28,1	20,9	18,7	17,5	16,4			15,6	14,6				
60-70	1,45	20,4	17,4	17,4	16	15,9			15,2	14,6				
70-80	1,47	19,4	16,7	15,3	14,8	14,6			13,6	13,4				
0-40	1,15-1,32	21,8	20,1	-	19	18,1			17,1	16,8				
40-80	1,33-1,38	19,8	17,9	-	17,3	16,8			15,4	14,7				

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																																	
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0																								
			Горный чернозем среднесуглинистый.	0-10	0,56	45	38	36	34,9	33	31,2	29,9	10-20	0,76	28	24,5	23	20,5	18,8	17,5	16,5	20-30	0,89	25	21	19,2	16,5	15,8	15	14,5	30-40	1,48	9,9	8,4	8,25	8,15
Горный чернозем супесчаный. Аркаг. М-123	0-10	1,40	11	6,3	6,2	6,1	5,85	5,8	5,7	10-20	1,65	6,8	4,9	4,85	4,8	4,5	4,35	4,2	20-30	1,74	11	6,3	6,2	6,1	5,85	5,8	5,7	30-40	1,75	6,8	4,9	4,85	4,8	4,5	4,35	4,2
Горный чернозем среднесуглинистый. Аркаг. М-125	0-10 и 10-20	0,80	28	22,2	19	18,2	17,5	16,6	15,6	20-30 и 30-40	0,90	24	21,3	20	16,5	15,5	14,7	14																		

Таблица 4.15

Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Тургайской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																																				
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0																											
			Светло-серая тяжелоуглинистая солонцеватая. Кабырга. М-105	0-10	1,21	29	24	21,9	20,8	19,8	19	18	10-20	1,14	42	28	24,7	21,7	19,2	18	17	20-30	1,20	40,9	40,9	28,5	26	24,6	24	22,4	20,5	30-40	1,30	42	28	24,7	21,7	19,2	18
Светло-каштановая среднесуглинистая. Кабырга. М-114	0-10	1,33	39,4	39,4	27,5	25,3	22,5	21,1	20,7	20,3	10-20	1,28	42	28	24,7	21,7	19,2	18	17	20-30	1,33	39,4	39,4	27,5	25,3	22,5	21,1	20,7	20,3	30-40	1,26	40,9	40,9	28,5	26	24,6	24	22,4	20,5
Светло-каштановая среднесуглинистая. Кабырга. М-119	0-10	1,26	29	24,5	23	22,5	21,1	20,7	20,3	10-20	1,26	29	24,5	23	22,5	21,1	20,7	20,3																					

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																																		
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0																									
			Светло-каштановая среднесуглинистая. Кабырга. М-114	0-10	1,32	24,9	20,6	20,1	19,2	18	16,5	15	10-20	1,39-1,50	33,2	33,2	33,2	23,5	18,4	16	14,9	13	20-30	1,40	24	18,7	16,4	15,7	14,5	13,7	12	30-40	1,48	20	16,1	14,9	14,6
Светло-каштановая среднесуглинистая. Кабырга. М-50	0-10	1,50	17	13,8	13,2	13	12,2	11,5	10,8	10-20	1,35-1,41	19	17,5	17	16	15,4	15,3	14,7	20-30	1,50	17	13,8	13,2	13	12,2	11,5	10,8	30-40	1,50	12	10,8	10,5	9,9	9,6	8,6	8	
Светло-серая тяжелоуглинистая. Кабырга. М-28	0-10	1,45	10,4	8,9	8,7	8,6	8,3	7,8	7,4	10-20	1,21	23	21,5	21	20,1	19	17,6	16	20-30	1,18	25	23,5	22,7	22	20,5	19,1	17,8	30-40	1,15	27,6	25,6	25	24,5	23	22	20,7	
Светло-серая среднесуглинистая. Кабырга. М-641	0-10	1,22	27	20,5	20	19	17,5	16,2	15	10-20	1,27	24,4	22,8	22,5	21,5	21	20,5	19	20-30	1,20	27	24,7	23,4	22,8	22	21,8	21	30-40	1,20	27	20,5	20	19	17,5	16,2	15	
Светло-каштановая тяжелоуглинистая. Кабырга. М-119	0-10	1,26	31,5	21	19	18,1	17	15,5	14,5	10-20	1,31	23	19	18,9	18,2	17	15,5	14,5	20-30	1,31	23	19	18,9	18,2	17	15,5	14,5	30-40	1,34	27	20,5	20	19	17,5	16,2	15	

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С														
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0					
Светло-серая тяжелосуглинистая. Кабырга. М-112	0-20	1,29-1,34		28		22,5	21,4	19,8									
	20-30	1,30	36		24,6	22	20										
	30-40	1,20	32,4		25	24,5	22,8										
	40-50	1,10	28		22,5	21,4	19,8										
	50-90	1,25	40		27,6	26,7	25										
	90-100	1,22-1,23	32,4		25	24,5	22,8										
	0-30	1,4	22,5		17	16,5	15,2										
	30-40	1,4	30,7		21	16,5	15,2										
	40-60	1,4															
	60-70	1,50	12,9		11,5	11	10,5										
70-80	1,54	18		14	13,6	13,2											
80-90	1,51	12,9		11,5	11	10,5											
90-100	1,33	9,6		7,8	7,7	7,6											
Светло-каштановая среднесуглинистая солонцеватая. Кабырга, М-38.	0-20	1,33-1,44		30,1		22	17	16,2									
	20-30	1,39	34,6		26,6	20,8	19,8										
	30-40	1,34	28,8		23	20,8	19,8										
	40-70	1,25-1,32	22,3		21	20,5	19										
	70-80	1,38	38		28,9	25,6	23,9										
	0-10	1,44	16		14	12	11,5	11									
	10-20	1,40	20		19	17	16,9	16,5									
	20-30	1,46	24,5		20	16	14,8	14									
	30-40	1,63	16		14	12	11,5	11									
	40-80	1,62	13,3		11,6	10,6	10,2	9,9									
Светло-каштановая, песчаная почва на суглинках. Кабырга, М-116.	0-20	1,57	3,7		2,6	2,3	2,2										
	20-30	1,64	10		4,8	4,75	4,7										
	30-40	1,49	20		13,2	13,1	12,8										

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С														
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0					
Светло-каштановая среднесуглинистая солонцеватая. Кабырга, М-120.	0-40	1,21-1,25	40,2	40,2		38	34	27,2									

Таблица 4.16

Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в почвах Кокчетавской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита.	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С														
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0					
Серая тяжелосуглинистая на легких суглинках «Фрунзе», М-101.	0-10	1,00	22		18,8	17,6	16,9										
	10-20	1,06	20,5		17	15,95	14,75										
	20-30	1,35	11,4		9,9	9,25	8,7										
	30-40	1,42	10,4		9,3	8,75	8,1										
Серая легкосуглинистая «Фрунзе», М-116.	0-10	1,07	14,5		12,8	12,5	11,6										
	10-40	1,40	10,4		9,3	8,75	8,1										
	0-10	1,19	13,2		11,5	10,8	10,5										
	10-20	1,47	26		21	16	10,6										
Светло-каштановая легкосуглинистая на супесях. «Фрунзе», М-104.	20-40	1,30-1,38	10,4		9,3	8,75	8,1										
	0-20	1,4-1,55	7,6		6,7	6,4	5,9										
	20-30	1,67	5,5		4,9	4,75	4,6										
	30-40	1,68	4,9		4	3,7	3,5										
Светло-каштановая легкосуглинистая солонцеватая. «Фрунзе», М-115.	0-10	1,24	12		11	10	9,5										
	10-20	1,25	35		26	18,5	14,8										
	20-30	1,54	25		17,3	13	10,8										
	30-40	1,46	23		15	10,6	7,4										

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита.	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С												
			Температура, °С												
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0			
Такывидная легкоглини- стая почва г. Балхаш-Саяк, разрез 3	0-20	1,35-1,45	27,4	16,6	14,4	10,6	9,2	8,1					7,8	7,5	
	20-40	1,4	19	13,8	11,8	11,5	11,1	10,9					10,7	10,4	
	40-50	1,5	26,3	26,3	26,3	26,3	26,3	16,5					13,2	11,5	
	60-70	1,7	18,9	18,9	18,9	18,9	13						10,2	9,5	
	0-10	1,56	19,2	10,9	9,6	7	5,3	5					4,8	4,8	
	10-20	1,38	31	27	19	17,4	12,6	10,5					9,5	8,5	
	24-34	1,6	25,3	25,3	25,3	25,3	18,8	11,3					10,1	9,4	
	45-55	1,45	30,5	30,5	30,5	30,5	26,5	17,4					16,4	15,4	
	55-65	1,6	25,3	25,3	25,3	25,3	18,8	11,3					10,1	9,4	
	65-75	1,67	21	21	21	21	15,5	11,3					10,1	9,4	
Солончак типичный, мо- крый тяжелосуглинистый г. Балхаш, разрез 1	0-13	1,28	32,5	28,3	24,3	21,5	19	16,5				13,7	11,7	10,3	
	13-17	1,56	13	12,1	8	6	3	2				2	2	2	
	20-30	1,7	21,2	21,2	21,2	21,2	20,6					16,6	13	11,6	
	30-40	1,9	17,85	17,85	17,85	17,85	14,4					13,2	11	9	
	40-50	1,3	32,5	28,3	24,3	21,5	19	16,5				13,7	11,7	10,3	
	55-75	1,9	17,85	17,85	17,85	17,85	14,4					13,2	11	9	
Открыренный пустынный солончак (пухляк). г. Балхаш, разрез 11	0-6	1,54	25,3	18,7	11,3	9,9	9,7	6,9				6,4	6,3		
	19-25	1,61	22,4	22,4	22,4	16,1	13					10,5	9,4		

Таблица 4.18
Массовая доля незамерзшей воды (W_{H_2O} , %) в зависимости от температуры в почвах Павлодарской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита.	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, о С												
			Температура, о С												
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0			
Светло-каштановая тяжелосуглинистая г. Экибастуз, М-132	0-30	1,25-1,36	16,7	16	15,1	14,4	13,9	13,8					13,7	13,5	13,3
	30-50	1,33-1,41	14,3	13,8	13,2	12,5	12,2	12					11,8	11,5	11,1
	50-110	1,55-1,66	11,9	10,6	9,9	9,5	9,45	9,4					9	8,6	8,3
	110-160	1,61	8,6	7,8	6,9	6,8	6,75	6,7					6,6	6,4	6,2
	160-190	1,61	7,1	6,5	6	5,9	5,8	5,7					5,6	5,5	5,4
	190-230	1,65	5,3	5	4,8	4,5	4,45	4,4					4,3	4,25	4,2
	230-240	1,65	8,6	7,8	6,9	6,8	6,75	6,7					6,6	6,4	6,2
	240-250	1,79	5,3	5	4,8	4,5	4,45	4,4					4,3	4,25	4,2
	250-300	1,75-1,90	4	3,8	3,5	3,3	3,3	3,3					3,2	3,15	3,1
	350-370	1,62	16,5	15	14,3	13,8	13,5	13,2					12,1	11,7	11,4
Подстилающий грунт нарушенной структуры с глубины 3,5-3,7 метра в 20 точках по контуру заземления	350-370	1,50-1,64	15,8	14	12,8	12,1	11,8	11,2				10,8	10,6	10,4	
	350-370	1,63-1,79	13,4	12,4	11,7	10,8	10,3	9,8				9,4	9,2	8,8	
	350-370	1,63-1,75	11,2	9,6	9,1	8,5	8,2	8				7,7	7,6	7,3	
	350-370	1,68	9,5	8,8	8,5	7,8	7,5	7,1				6,6	6,2	6	

Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в торфяных почвах Эстонии

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита.	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																		
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0									
Осушенное низинное болото Эндла. Болотная станция Тоома, М-1	0-20	0,25-0,26	87,4	73,0	71,0	69,4	67,0	65,6													
	20-30	0,2	100,0	89,4	81,2	77,6	73,8	72,6													
	30-50	0,17-0,18	117,0	102,0	95,0	88,0	85,0	79,6													
Осушенное верховое болото Эндла. Болотная станция Тоома, М-2	0-10	0,175	166,0	128,0	103,0	89,4	85,4	87,0													
	10-30	0,11-0,12	163,0	147,0	123,0	113,0	106,0	99,6													
	30-50	0,09-0,10	170,0	155,0	151,0	145,0	143,0	141,0													
Осушенное окультуренное болото Южной Эстонии, колхоз Валгута	0-20	0,38	65,0	58,0	55,0	52,6	48,6	46,2													
	20-30	0,33	80,0	67,0	63,0	62,0	60,7	59,6													
	30-50	0,2	127,6	108,8	98,0	89,6	88,2	87,6													

Таблица 4.23

Массовая доля незамерзшей воды ($W_{\text{нз}}$, %) в зависимости от температуры в торфяных почвах Карелии и Мурманской области

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита.	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																		
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0									
Низинная торфяно-глеевая почва неосушенное болото Карелия, Корзинский стационар, монолит 42	0-40	0,06	204,0	195,0	187,0	182,0	170,0	163,0													
	40-50	0,17	93,5	91,0	85,0	84,0	77,0	76,0													
	50-80	0,27	75,0	70,0	65,0	62,0	60,0	58,0													
Карелия, Корзинский стационар, монолит 77	0-10	0,25	81,0	79,5	74,5	73,0	72,4	71,5													
	10-30	0,185	103,5	101,0	97,5	93,5	91,4	90,5													
	30-90	0,145	125,0	119,0	112,5	109,0	108,5	106,5													

Тип почвы. Место взятия. Номер разреза. № монолита.	Слой, см	Плотность, г/см ³	Температура, °С																		
			-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-3,0	-5,0	-7,0	-10,0	-15,0	-20,0									
Осушенное низинное болото, 16 лет после осушения Карелия, Корзинский стационар, монолит 78	0-30	0,26	95,5	85,0	81,5	79,0	76,5	70,0													
	30-50 и 60-70	192	107,0	103,0	93,0	90,0	83,0	81,0													
	70-80	0,117	156,0	150,0	145,0	141,5	136,0	127,5													
Осушенное низинное болото, 19 лет после осушения Карелия, Корзинский стационар, монолит 58	50-60 и 80-90	0,136	144,5	130,5	126,5	123,5	114,5	103,5													
	90-100	0,146	122,0	116,5	110,0	96,0	89,0	85,0													
	0-20	0,33-0,36	96,0	80,0	75,0	74,0	73,5	72,5													
Неосушенное низинное болото, в 50 км от г. Мурманска, на левом берегу р. Тулома г. Мурманск, монолит 54	20-70	0,27-0,31	102,5	89,0	84,0	81,5	79,0	76,5													
	70-90	0,23-0,26	114,0	96,0	90,5	87,5	84,5	83,0													
	0-11	0,06	201,7	191,7	183,2	-	176,7	164,7													
Осушенное низинное болото, после осушения 2 года г. Мурманск, монолит 6	11-22	0,11	153,4	145,0	-	133,4	122,2	121,4													
	22-23	0,16	137,5	123,9	117,5	111,3	103,9	96,4													
	33-77	0,145	145,5	133,0	124,5	119,0	118,0	114,4													
Осушенное низинное болото, после осушения 2 года г. Мурманск, монолит 6	77-99	0,19	117,8	109,7	97,7	97,4	95,8	95,0													
	99-110	0,39	72,3	71,5	70,3	65,5	63,4	62,1													
	0-20	0,17	134,5	128,8	117,8	109,9	101,9	100,9													
Осушенное низинное болото, после осушения 20 лет г. Мурманск, монолит 17	20-30	0,148	170,0	-	150,7	148,6	135,9	132,5													
	30-110	0,145	160,4	146,4	132,2	124,6	117,5	112,2													
	0-20	0,17	127,1	112,8	106,0	101,4	95,0	90,0													

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Оподзоленный чернозем	0-80	1,0	0,590	0,547	0,512	0,482
		1,2	0,525	0,474	0,433	0,399	0,370	0,340	0,284
		1,4	0,458	0,400	0,353	0,314	0,286	0,269	0,237
		1,6	0,392	0,329	0,301	0,278	0,258	0,242	0,207
		1,8	0,349	0,311	0,279	0,254	0,233	0,214	0,176
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый	0-55, <i>A_{ПлАВ}</i>	0,80	0,664	0,588	0,564	0,554	0,532	0,497	0,440
		0,90	0,630	0,547	0,522	0,508	0,488	0,451	0,391
		1,0	0,595	0,507	0,480	0,466	0,446	0,406	0,345
		1,1	0,560	0,468	0,438	0,421	0,397	0,360	0,312
		1,2	0,527	0,427	0,394	0,379	0,357	0,338	0,302
		1,3	0,492	0,389	0,369	0,360	0,347	0,324	0,288
		1,4	0,457	0,379	0,362	0,352	0,333	0,314	0,275
		0,80	0,659	0,633	0,611	0,592	0,565	0,531	0,478
		0,90	0,624	0,593	0,574	0,554	0,523	0,491	0,433
		1,0	0,596	0,562	0,536	0,513	0,482	0,450	0,392
Чернозем типичный тяжелосуглинистый	0-100, <i>A₁</i>	1,1	0,555	0,528	0,500	0,476	0,443	0,408	0,348
		1,2	0,521	0,498	0,462	0,438	0,403	0,366	0,306
		1,3	0,486	0,458	0,426	0,399	0,361	0,325	0,279
		1,4	0,451	0,420	0,391	0,360	0,323	0,301	0,266

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Чернозем выщелоченный тяжелосуглинистый	0-80, <i>A₁, АВ, В</i>	0,80	0,640	0,536	0,493	0,475
		0,90	0,605	0,484	0,438	0,420	0,404	0,373	0,321
		1,0	0,570	0,440	0,388	0,366	0,350	0,326	0,297
		1,1	0,535	0,395	0,355	0,339	0,331	0,313	0,287
		1,2	0,503	0,374	0,347	0,329	0,318	0,300	0,267
		1,3	0,468	0,365	0,329	0,315	0,305	0,286	0,253
		1,4	0,433	0,356	0,319	0,304	0,293	0,273	0,238
		0,8	0,641	0,617	0,587	0,567	0,552	0,524	0,472
		1,0	0,573	0,538	0,509	0,484	0,468	0,440	0,387
		1,2	0,503	0,462	0,428	0,400	0,383	0,354	0,301
		1,4	0,435	0,388	0,329	0,318	0,300	0,270	0,231
		1,0	0,585	0,486	0,447	0,441	0,430	0,404	0,355
		1,2	0,519	0,401	0,355	0,350	0,339	0,312	0,264
		1,4	0,460	0,317	0,267	0,265	0,259	0,244	0,217
Солоди	15-35	1,6	0,387	0,269	0,238	0,235	0,228	0,208	0,183
		1,8	0,347	0,257	0,222	0,218	0,211	0,195	0,163
		1,0	0,598	0,557	0,518	0,509	0,489	0,446	0,387
		1,2	0,534	0,486	0,441	0,430	0,409	0,365	0,301
		1,4	0,471	0,415	0,364	0,353	0,330	0,299	0,263
		1,6	0,406	0,355	0,324	0,318	0,305	0,274	0,235
		1,8	0,342	0,339	0,305	0,298	0,284	0,252	0,209

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}$, °С						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Темно-серая лесная суглинистая	0-80, $A_1, A_1/A_2, A_1B$	0,80 0,90 1,0 1,1 1,2 1,4 1,2 1,3 1,4 1,3 1,5 1,4 1,5 1,6	0,658 0,626 0,592 0,563 0,526 0,463 0,547 0,513 0,480 0,494 0,428 0,464 0,432 0,400	0,545 0,497 0,451 0,406 0,382 0,377 0,511 0,475 0,439 0,469 0,399 0,445 0,412 0,378	0,520 0,470 0,422 0,373 0,365 0,358 0,483 0,445 0,406 0,445 0,373 0,428 0,394 0,360	0,506 0,458 0,409 0,364 0,358 0,350 0,475 0,436 0,397 0,434 0,361 0,416 0,388 0,347
Серая суглинистая	0-35, $A_{ПДХ}$ 35-55, B_1 55-75, B_2	1,1 1,2 1,3 1,4 1,3 1,4 1,5 1,4 1,5 1,6	0,543 0,508 0,474 0,441 0,475 0,449 0,425 0,462 0,429 0,396	0,525 0,489 0,454 0,420 0,456 0,429 0,404 0,441 0,406 0,372	0,508 0,471 0,435 0,400 0,437 0,410 0,383 0,417 0,381 0,346	0,498 0,461 0,425 0,389 0,429 0,401 0,374 0,405 0,369 0,333	0,481 0,443 0,406 0,370 0,410 0,382 0,354 0,390 0,353 0,317	0,441 0,402 0,364 0,327 0,290 0,257 0,230 0,272 0,246 0,233	

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}$, °С						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Светло-серая суглинистая	0-20, $A_{ПДХ}$ 20-30, A_2B_1 30-80, B_2	1,3 1,4 1,5 1,4 1,5 1,3 1,4 1,5	0,471 0,436 0,403 0,461 0,428 0,488 0,454 0,417	0,433 0,396 0,360 0,437 0,402 0,469 0,435 0,397	0,398 0,359 0,320 0,411 0,375 0,450 0,415 0,376	0,390 0,351 0,312 0,403 0,366 0,438 0,402 0,363
Светло-серая оподзоленная	0-20, $A_{ПДХ}$ 20-40, A_2B 40-70, B_1 70-80, B_2	0,9 1,0 1,1 1,3 1,4 1,5 1,4 1,5 1,6 1,4 1,5	0,613 0,578 0,544 0,489 0,456 0,423 0,456 0,426 0,394 0,466 0,434	0,564 0,525 0,486 0,450 0,415 0,378 0,422 0,390 0,356 0,441 0,408	0,540 0,498 0,457 0,431 0,394 0,357 0,403 0,370 0,334 0,416 0,381	0,532 0,490 0,449 0,422 0,385 0,347 0,393 0,360 0,324 0,406 0,371	0,517 0,475 0,433 0,406 0,369 0,326 0,373 0,340 0,303 0,381 0,345	0,481 0,438 0,396 0,367 0,329 0,290 0,330 0,294 0,257 0,323 0,284	0,418 0,373 0,329 0,219 0,251 0,222 0,207 0,253 0,239

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			0-12	0,8	0,632	0,618	0,605	0,592	0,570
Лесная подзолистая	0-12	1,0	0,560	0,544	0,532	0,515	0,490	0,440	0,387
		1,2	0,488	0,471	0,456	0,432	0,410	0,352	0,295
		1,4	0,416	0,397	0,380	0,360	0,328	0,292	0,234
	7-26	0,8	0,642	0,594	0,566	0,551	0,537	0,508	0,457
		1,0	0,570	0,514	0,482	0,464	0,449	0,419	0,366
		1,2	0,501	0,435	0,397	0,378	0,362	0,331	0,277
26-65	1,4	0,432	0,356	0,312	0,290	0,274	0,242	0,194	
	1,6	0,363	0,276	0,230	0,217	0,208	0,190	0,158	
	1,0	0,573	0,557	0,543	0,531	0,515	0,480	0,429	
	1,2	0,504	0,490	0,474	0,458	0,440	0,403	0,351	
	1,4	0,435	0,418	0,398	0,384	0,365	0,326	0,274	
1,6	0,366	0,345	0,326	0,310	0,290	0,250	0,197		
1,8	0,297	0,274	0,253	0,236	0,215	0,173	0,121		

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			0-20	1,0	0,580	0,552	0,524	0,503	0,490
Луговая подзолистая	0-20	1,2	0,512	0,481	0,447	0,423	0,410	0,382	0,330
		1,4	0,434	0,397	0,360	0,333	0,320	0,292	0,241
		1,6	0,366	0,324	0,283	0,255	0,240	0,211	0,158
	20-28	1,0	0,571	0,556	0,543	0,530	0,508	0,479	0,423
		1,2	0,492	0,475	0,449	0,436	0,423	0,393	0,336
		1,4	0,446	0,427	0,411	0,394	0,369	0,338	0,278
53-80	1,6	0,366	0,351	0,333	0,318	0,288	0,256	0,196	
	1,0	0,591	0,570	0,555	0,538	0,513	0,483	0,430	
	1,2	0,520	0,500	0,480	0,450	0,432	0,402	0,349	
	1,4	0,453	0,430	0,408	0,387	0,355	0,325	0,271	
	1,6	0,386	0,361	0,337	0,313	0,279	0,247	0,192	
1,8	0,331	0,288	0,245	0,228	0,215	0,191	0,160		
Сильнопodzолистая песчаная почва на тяжелых суглинках	0-8	1,0	0,591	0,564	0,538	0,526	0,504	0,470	0,416
		1,2	0,521	0,490	0,460	0,446	0,423	0,386	0,332
		1,4	0,454	0,419	0,385	0,370	0,344	0,306	0,251
	8-30	1,6	0,387	0,348	0,309	0,294	0,266	0,226	0,170
		1,8	0,332	0,289	0,246	0,229	0,205	0,183	0,150
		0,2	0,830	0,789	0,757	0,730	0,688	0,662	0,617
	30-63	0,4	0,741	0,665	0,608	0,559	0,485	0,460	0,418
		1,3	0,508	0,460	0,456	0,440	0,438	0,412	0,365
	78-105	1,6	0,401	0,362	0,356	0,351	0,340	0,314	0,266
		1,8	0,308	0,283	0,255	0,232	0,221	0,190	0,146
2,0	0,240	0,213	0,183	0,170	0,162	0,145	0,112		

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Среднеподзолистая песчаная почва на песках	0-30	1,0	0,610	0,562	0,554	0,552
		1,2	0,544	0,493	0,488	0,482	0,471	0,445	0,388
		1,4	0,469	0,424	0,419	0,413	0,402	0,377	0,329
		1,6	0,392	0,354	0,348	0,343	0,332	0,306	0,259
	30-40	1,0	0,623	0,566	0,560	0,554	0,544	0,518	0,470
		1,2	0,547	0,496	0,490	0,485	0,474	0,448	0,401
		1,4	0,477	0,427	0,422	0,416	0,405	0,379	0,332
		1,6	0,396	0,357	0,352	0,346	0,336	0,310	0,262
	0-7	0,2	0,826	0,799	0,775	0,754	0,721	0,690	0,634
		0,4	0,737	0,688	0,644	0,608	0,552	0,518	0,454
	7-53	1,2	0,510	0,480	0,465	0,458	0,446	0,416	0,361
		1,4	0,443	0,409	0,393	0,386	0,374	0,342	0,287
		1,6	0,376	0,338	0,320	0,312	0,300	0,269	0,212
	53-83	1,4	0,447	0,415	0,388	0,378	0,366	0,338	0,285
		1,6	0,379	0,344	0,314	0,303	0,291	0,262	0,209
	83-90	1,4	0,447	0,421	0,398	0,388	0,375	0,345	0,291
		1,6	0,380	0,351	0,325	0,314	0,302	0,271	0,216
	0-40	1,0	0,582	0,562	0,543	0,536	0,521	0,466	0,424
		1,2	0,516	0,493	0,471	0,464	0,448	0,411	0,347
		1,4	0,450	0,425	0,401	0,392	0,375	0,337	0,270
	40-100	1,2	0,516	0,497	0,480	0,472	0,458	0,425	0,364
		1,4	0,449	0,428	0,409	0,401	0,387	0,352	0,290
		1,6	0,382	0,360	0,339	0,330	0,315	0,280	0,215

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Дерново-слабоподзолистая легкосуглинистая почва на тяжелых суглинках	10-30	1,0	0,580	0,568	0,553	0,543
		1,2	0,514	0,500	0,486	0,473	0,460	0,430	0,374
		1,4	0,446	0,431	0,416	0,401	0,388	0,357	0,300
		1,6	0,378	0,361	0,345	0,329	0,315	0,284	0,225
	30-50	1,2	0,515	0,494	0,476	0,466	0,454	0,425	0,372
		1,4	0,448	0,425	0,404	0,394	0,382	0,352	0,298
		1,6	0,381	0,355	0,333	0,322	0,309	0,280	0,224
	50-60	1,2	0,521	0,494	0,471	0,448	0,436	0,405	0,350
		1,4	0,455	0,424	0,398	0,372	0,360	0,329	0,272
		1,6	0,389	0,355	0,325	0,297	0,284	0,253	0,209
	60-80	1,2	0,522	0,502	0,482	0,464	0,445	0,413	0,354
		1,4	0,456	0,434	0,411	0,391	0,371	0,338	0,277
		1,6	0,391	0,366	0,341	0,319	0,297	0,263	0,222
	80-100	1,2	0,526	0,496	0,469	0,454	0,438	0,400	0,333
		1,4	0,461	0,426	0,396	0,379	0,363	0,323	0,253
		1,6	0,395	0,357	0,323	0,305	0,288	0,264	0,223
	0-30, $A_{плх}, A_2$	1,2	0,518	0,501	0,487	0,472	0,456	0,420	0,353
		1,3	0,484	0,467	0,452	0,435	0,419	0,382	0,315
		1,4	0,451	0,433	0,417	0,400	0,383	0,345	0,276
	30-60, A_2, B_1, B_1	1,5	0,417	0,398	0,382	0,363	0,346	0,308	0,237
		1,4	0,470	0,419	0,395	0,381	0,361	0,312	0,259
		1,5	0,440	0,393	0,361	0,346	0,324	0,294	0,246
	60-80, B_2	1,6	0,408	0,350	0,336	0,322	0,310	0,282	0,233
		1,5	0,433	0,408	0,384	0,363	0,342	0,292	0,229
		1,6	0,400	0,372	0,348	0,328	0,305	0,265	0,214

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			0-10, A_0	1,2	0,545	0,493	0,487	0,481	0,469
10-20, A_1/A_2	1,3	0,506	0,459	0,453	0,447	0,434	0,405	0,350	
20-30, A_2B_1	1,5	0,423	0,382	0,376	0,370	0,358	0,330	0,278	
40-60, B_1	1,6	0,385	0,347	0,341	0,331	0,313	0,295	0,243	
60-80, B_2	1,4	0,472	0,427	0,420	0,414	0,403	0,374	0,322	
	1,5	0,434	0,392	0,386	0,380	0,368	0,339	0,287	
	1,5	0,432	0,390	0,385	0,379	0,369	0,343	0,295	
	1,6	0,401	0,362	0,356	0,351	0,340	0,314	0,266	
	1,7	0,363	0,327	0,322	0,316	0,305	0,279	0,232	
	1,7	0,349	0,276	0,228	0,218	0,203	0,184	0,150	
	1,8	0,316	0,239	0,197	0,192	0,184	0,168	0,132	

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			0-7, A_0	0,4	0,774	0,735	0,702	0,676	0,664
7-17, A_1	0,6	0,701	0,645	0,600	0,562	0,551	0,520	0,467	
17-27, A_2	0,8	0,630	0,559	0,469	0,451	0,440	0,407	0,366	
	1,0	0,558	0,475	0,436	0,406	0,399	0,384	0,345	
	0,4	0,788	0,762	0,737	0,718	0,699	0,664	0,613	
	0,6	0,724	0,687	0,654	0,628	0,604	0,565	0,513	
	0,8	0,659	0,612	0,569	0,539	0,508	0,464	0,412	
	1,0	0,595	0,537	0,486	0,446	0,413	0,366	0,329	
	1,0	0,582	0,562	0,545	0,529	0,517	0,488	0,434	
	1,2	0,515	0,492	0,473	0,455	0,443	0,412	0,358	
	1,4	0,447	0,422	0,400	0,380	0,368	0,337	0,281	
	1,6	0,381	0,353	0,329	0,307	0,294	0,232	0,206	
	1,0	0,591	0,572	0,554	0,538	0,519	0,484	0,426	
27-47, A_2/B	1,2	0,526	0,504	0,484	0,466	0,445	0,408	0,348	
	1,4	0,460	0,436	0,414	0,393	0,370	0,332	0,270	
	1,6	0,396	0,369	0,344	0,326	0,297	0,257	0,214	
	1,0	0,596	0,570	0,546	0,526	0,508	0,473	0,416	
	1,2	0,533	0,502	0,475	0,452	0,433	0,395	0,337	
	1,4	0,468	0,434	0,403	0,377	0,356	0,317	0,268	
	1,6	0,405	0,366	0,331	0,312	0,301	0,278	0,243	
	1,8	0,338	0,329	0,300	0,292	0,279	0,255	0,217	

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Почвы степной зоны						
Чернозем обыкновенный	0-30	1,0	0,593	0,506	0,485	0,476	0,461	0,424	0,361
		1,05	0,573	0,482	0,460	0,451	0,436	0,399	0,335
		1,10	0,558	0,463	0,440	0,430	0,415	0,377	0,312
		1,15	0,546	0,447	0,423	0,413	0,398	0,359	0,304
		1,00	0,584	0,512	0,498	0,489	0,470	0,432	0,366
Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый и легкосуглинистый	0-20 0-40 30-60	1,15	0,534	0,452	0,438	0,428	0,407	0,368	0,308
		1,25	0,500	0,412	0,396	0,386	0,365	0,324	0,280
		1,35	0,476	0,381	0,365	0,356	0,334	0,312	0,271
		1,40	0,469	0,360	0,347	0,336	0,320	0,299	0,256
		1,45	0,452	0,342	0,330	0,325	0,315	0,292	0,249
Чернозем южный легкосуглинистый	0-40	1,35	0,455	0,414	0,380	0,371	0,357	0,321	0,257
		1,45	0,421	0,378	0,341	0,332	0,318	0,281	0,216
	40-50	1,55	0,387	0,341	0,303	0,294	0,278	0,241	0,176
		1,50	0,399	0,380	0,364	0,356	0,340	0,301	0,237
	50-60	1,65	0,346	0,326	0,309	0,301	0,284	0,245	0,179
		1,50	0,408	0,387	0,369	0,360	0,346	0,308	0,248
	60-80	1,65	0,357	0,334	0,315	0,308	0,288	0,252	0,192
		1,70	0,333	0,313	0,295	0,279	0,266	0,232	0,176
	1,80	0,299	0,278	0,259	0,246	0,230	0,195	0,138	

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			Почвы степной зоны						
Чернозем южный легкосуглинистый	0-40 40-80	1,15	0,542	0,490	0,474	0,453	0,439	0,400	0,334
		1,25	0,509	0,453	0,436	0,414	0,399	0,360	0,295
		1,35	0,477	0,417	0,391	0,375	0,361	0,322	0,276
		1,35	0,483	0,417	0,404	0,394	0,370	0,326	0,272
		1,40	0,469	0,400	0,386	0,376	0,352	0,309	0,266
Темно-каштановая тяжелосуглинистая	0-20 20-80	1,45	0,451	0,382	0,367	0,357	0,332	0,302	0,260
		1,15	0,543	0,425	0,416	0,408	0,390	0,350	0,295
		1,20	0,528	0,405	0,396	0,387	0,369	0,328	0,289
		1,25	0,511	0,383	0,375	0,366	0,347	0,320	0,282
		1,30	0,495	0,362	0,353	0,347	0,338	0,315	0,276
Темно-каштановая супесчаная	0-10 10-80	1,35	0,472	0,397	0,388	0,380	0,360	0,319	0,262
		1,40	0,455	0,378	0,368	0,360	0,339	0,297	0,253
		1,45	0,450	0,370	0,359	0,351	0,330	0,294	0,249
		1,50	0,433	0,351	0,340	0,331	0,312	0,275	0,242
		1,45	0,418	0,392	0,380	0,374	0,361	0,332	0,279
1,55	0,392	0,364	0,352	0,346	0,333	0,304	0,256		
1,55	0,390	0,336	0,315	0,309	0,296	0,267	0,214		
1,65	0,368	0,311	0,289	0,283	0,270	0,241	0,186		
1,75	0,322	0,261	0,240	0,232	0,219	0,190	0,136		

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			0-20 40-60 80-100	1,30 1,35 1,40 1,45 1,50 1,55	0,433 0,416 0,405 0,385 0,363 0,346	0,413 0,396 0,385 0,363 0,344	0,405 0,387 0,376 0,354	0,390 0,373 0,362 0,339	0,357 0,339 0,328 0,303
20-30 30-40	1,35 1,40 1,45 1,30 1,35 1,40 1,45	0,381 0,361 0,341 0,415 0,396 0,376 0,358	0,348 0,327 0,306 0,351 0,332 0,311 0,290	0,341 0,320 0,299 0,345 0,324 0,302 0,285	0,328 0,307 0,286 0,331 0,309 0,288 0,271	0,299 0,278 0,257 0,301 0,279 0,268 0,258	0,244 0,233 0,225 0,251 0,244 0,236 0,229		

Почва	Глубина, см	Плотность, г/см ³	Значения начальной критической влажности $W_{н,кр}$ при критической температуре $t_{кр}, ^\circ\text{C}$						
			0	-1	-2	-3	-5	-10	-20
			0-10 10-20 20-30 30-40 40-50	1,35 1,40 1,45 1,50 1,40 1,50 1,55 1,40 1,45 1,50 1,55 1,60 1,75 1,90 0,6 0,95 1,05 1,15 1,25 1,45 1,50 1,60 1,85 1,95 1,50	0,400 0,380 0,362 0,343 0,366 0,328 0,308 0,403 0,384 0,366 0,346 0,333 0,332 0,278 0,253 0,637 0,477 0,456 0,467 0,430 0,351 0,354 0,316 0,303 0,270 0,384	0,377 0,356 0,337 0,318 0,298 0,272 0,264 0,351 0,337 0,317 0,313 0,307 0,305 0,255 0,237 0,584 0,425 0,409 0,419 0,377 0,283 0,303 0,262 0,299 0,265 0,381	0,369 0,349 0,329 0,310 0,289 0,266 0,259 0,315 0,306 0,293 0,306 0,299 0,297 0,251 0,232 0,555 0,393 0,385 0,411 0,369 0,283 0,288 0,247 0,295 0,261 0,378	0,356 0,335 0,316 0,296 0,274 0,258 0,251 0,298 0,287 0,276 0,292 0,286 0,271 0,243 0,224 0,538 0,382 0,373 0,395 0,353 0,360 0,266 0,266 0,223 0,286 0,252 0,371	0,325 0,304 0,284 0,265 0,257 0,242 0,234 0,273 0,267 0,260 0,262 0,255 0,250 0,225 0,205 0,508 0,364 0,353 0,360 0,317 0,230 0,234 0,199 0,263 0,230 0,354

Игорь Леонидович Калюжный, Сергей Алексеевич Лавров

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ВОДОСБОРЕ
Экспериментальные исследования и моделирование

Корректор *Н.В. Стрельникова*
Оригинал-макет *Л.А. Философова*
Дизайн обложки *Л.А. Философова*

Подписано в печать ???. Формат 70x100 ¹/₁₆
Бумага офсетная. Печать офсетная
Усл.-печ. л. 38,5
Тираж 400 экз. Заказ № 2688

Издательство «Нестор-История»
197110 СПб., Петрозаводская ул., д. 7
Тел. (812)235-15-86
e-mail: nestor_historia@list.ru
www.nestorbook.ru

Отпечатано в типографии «Нестор-История»
198095 СПб., ул. Розенштейна, д. 21
Тел. (812)622-01-23