

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«ТЮМЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Кафедра механики многофазных систем

РЕКОМЕНДОВАНО К ЗАЩИТЕ
В ГЭК И ПРОВЕРЕНО НА ОБЪЕМ
ЗАИМСТВОВАНИЯ

Заведующий кафедрой,
канд. физ.-мат. наук
П.Ю. Михайлов

25 июля 2018 г.

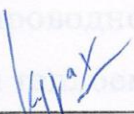
МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ

«ТЕПЛОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В СИСТЕМЕ: «РЕЗЕРВУАР – МЕРЗЛЫЙ
ГРУНТ» С УЧЕТОМ МИГРАЦИИ ВЛАГИ»

16.04.01 Техническая физика

Магистерская программа «Теплофизика
в нефтегазовых и строительных технологиях»

Выполнила работу
студент 2 курса
очной формы обучения



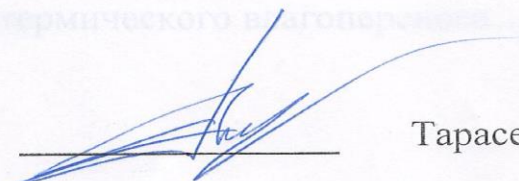
Курах Александр Владимирович

Научный руководитель
канд. физ.-мат. наук



Михайлов Павел Юрьевич

Рецензент
Начальник комплексного
отдела проектного
подразделения
ООО НПП "Симплекс",
канд. техн. наук



Тарасенко Михаил Александрович

г. Тюмень, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ТЕРМОВЛАГОПЕРЕНОС В СИСТЕМЕ «РЕЗЕРВУАР – МЕРЗЛЫЙ ГРУНТ». ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ.	6
1.1. Резервуары и их классификация	6
1.1.1. Каплевидные резервуары для нефти	8
1.1.2. Цилиндрические резервуары для хранения нефти	10
1.1.3. Сферические резервуары	11
1.1.4. Многокупольные (многоторовые) резервуары	12
1.1.5. Прямоугольные резервуары	13
1.2. Мерзлые и талые грунты	17
1.2.1. Существование незамерзшей воды	17
1.2.2. Эффект переохлаждения и понижение температуры замерзания	20
1.2.3. Физические свойства мерзлых грунтов	22
1.2.4. Теплофизические свойства грунтов	23
1.2.4.1. Коэффициент теплопроводности	23
1.2.4.2. Удельная (объемная) теплоемкость	25
1.2.4.3. Коэффициент температуропроводности	27
1.3. Современное представление о влагопереносе в грунтах	28
1.3.1. Основные понятия	28
1.3.2. Природа неизотермического влагопереноса	29
1.3.3. Параметры неизотермического влагопереноса	38
ГЛАВА 2. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕПЛООВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ «РЕЗЕРВУАР – МЕРЗЛЫЙ ГРУНТ»	43
2.1. Физическая модель тепломассопереноса в грунте	43

2.2. Уравнение баланса массы фаз в контрольных объемах	45
2.3. Уравнение баланса внутренней энергии многофазной среды в контрольных объемах	49
2.4. Граничные и начальные условия задачи нестационарного тепломассопереноса в грунтах	55
ГЛАВА 3. РАСЧЕТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ	58
3.1. Определение момента начала протаивания мерзлого грунта за счет теплового воздействия "горячего" резервуара	59
3.2. Влияние суммарной влажности на распределение температуры в столбе грунта под действием теплового воздействия резервуара	60
3.3. Определение глубины несущего мерзлого грунта в ходе длительного хранения нефтепродукта в резервуаре	65
ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ	67
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	68

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время на крайнем севере РФ очень интенсивно развивается нефтегазодобывающая промышленность. Одной из важнейших задач экономического и социального развития этих территорий является использование пространства криолитозоны для различных хозяйственных нужд топливно-энергетического комплекса.

Вечномерзлые и мерзлые грунты распространены более чем на 70 % территории РФ. Особые экономические условия районов, которые занимают вечномерзлые и мерзлые грунты, включающие в себя большие минеральные водные и энергетические ресурсы, во многом определяют особые требования к проектированию, строительству и эксплуатации сооружений, возводимых на таких грунтах. Мерзлые и оттаивающие грунты, являющиеся основанием сооружений, рассчитываются согласно единым требованиям, т.е. по 2-ум предельным состояниям: 1) прочность и 2) деформируемость. Исходя из этого, описание и изучение механических свойств оттаивающих и мерзлых грунтов играет очень важную роль. Отличительной чертой мерзлых грунтов в силу своей криогенной текстуры считается то, что даже при отрицательной температуре их механические свойства значимо зависят не только от гранулометрического состава и влажности, но и от их температуры.

При эксплуатации резервуаров существует проблема теплового влияния на мерзлый грунт, за счет выделения тепла. Из-за этого в криолитозоне нарушается сплошность мохового покрова, что ведет к разрушению химического состава почв, эрозированию и, как следствие, нарушению природного баланса экосистемы, кроме того происходят изменения в физико-механических свойствах грунта. К сожалению, многие производители вынуждены мириться с нехваткой эффективных методов эксплуатации объектов топливно-энергетического комплекса в особых климатических условиях и выплачивать существенные штрафы.

Актуальность проблемы обусловлена тем, что при оттаивании мерзлых грунтов в их механическом поведении происходит качественный скачок. Это приводит к тому, что талый грунт даёт значительную просадку в основании сооружений, что в свою

очередь ведет к потере устойчивости склонов и откосов, сложенных вечномерзлыми грунтами. Причиной этому является ослабление цементирующих свойств замерзшей воды между частицами, что ведет к большим сдвиговым и объемным деформациям и потере структуры. Вследствие этого очень остро встает вопрос эффективного использования многолетнемерзлых грунтов.

Целью данной работы является изучить тепловое воздействие резервуара на вечномерзлый грунт.

Для достижения поставленной цели необходимо решить задачи:

1. Провести литературный обзор для определения видов железобетонных резервуаров, теплофизических свойств мерзлых грунтов и методов теплотехнических расчетов.
2. Определить конструкцию и вид резервуара, материалы и теплотехнические характеристики грунта.
3. Разработать физико-математическую модель теплового воздействия в системе резервуар – мерзлый грунт.
4. Провести расчетное исследование распределения температуры грунта под резервуаром и определить момент начала протаивания.
5. Провести расчетное исследование распределения температуры под резервуаром в зависимости от влажности грунта.
6. Определить глубину залегания мерзлого грунта в ходе длительного хранения нефтепродукта в резервуаре.

ГЛАВА 1. ТЕРМОВЛАГОПЕРЕНОС В СИСТЕМЕ «РЕЗЕРВУАР – МЕРЗЛЫЙ ГРУНТ». ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

1. 1. Резервуары и их классификация

Железобетонные резервуары нефтяные представляют собой емкости различных размеров и форм, предназначенные для накопления, хранения, учета и захоронения нефтепродукта. Все резервуары можно классифицировать по нескольким группам: Несмотря на то, что на рынке использования резервуаров нефтяная отрасль является основной, так же они находят свое применение в транспортной, химической отраслях и пищевой промышленности.

По расположению:

- Вертикальные
- Горизонтальные

Вертикальные резервуары используют с целью хранения легковоспламеняющихся жидкостей (например, бензина) при объеме до 20 тыс. м³; для хранения горючих жидкостей – до 50 тыс. м³.

Объем вертикальных цилиндрических резервуаров варьируется от 100 до 50 тыс. м³ и более и изготавливаются следующими номиналами: 100, 200, 300, 400, 500, 700, 1000, 2000, 3000, 5000, 10000, 20000, 30000 и 50000 м³. Все резервуары нормального ряда (в некоторых случаях, исключая резервуары объемом 50 тыс. м³) выполнены промышленным методом из рулонных заготовок. Резервуары объемом 50 тыс. м³ возводят не только из рулонных заготовок, но и листовым способом.

Горизонтальные цилиндрические резервуары устанавливают для хранения сравнительно небольших количеств нефтепродуктов, воды и иных неагрессивных жидкостей. Такие резервуары имеют несложную форму и возможность транспортировки по железной дороге, собственно, что ограничивает диаметр до 3,25 м. В некоторых случаях диаметр резервуара может достигать до 4,0 м. Наибольшую популярность получили горизонтальные резервуары для нефтепродуктов объемом 5, 10, 25, 50, 75 и 100 м³. Горизонтальные резервуары могут быть по виду расположения: надземные и подземные; по количеству стенок: одностенные и двустенные; по количеству секций: односекционные, двухсекционные или многосекционные.

Горизонтальные резервуары изготавливаются на основании ГОСТ 17032-2010 и ТУ 5265-002-30456536-2013 [1].

По материалу, из которого изготавливают резервуар, они классифицируются следующим образом:

- железобетонные;
- металлические;
- неметаллические (резинотканевые, пластиковые, стеклопластиковые и т.д.); □ организованные в природных пустотах (шахтные, льдогрунтовые и т.д.).

Материал резервуара в большинстве случаев определяет его конструкцию, из-за чего выделяют следующие типы резервуаров:

- каркасные (металлические, железобетонные и т.д.); □ мягкие (резинотканевые, полимерные и т.д.).

Ниже приведено условное изображение мягкого резервуара в заполненном состоянии:



Рис. 1.1. Мягкий резервуар в заполненном состоянии По

конструкции:

- Каплевидные
- Цилиндрические
- Сферические
- Многокупольные
- Прямоугольные

1.1.1. Каплевидные резервуары для нефти.

Форма таких резервуаров представляет собой как бы в увеличенном масштабе каплю жидкости, свободно покоящуюся на плоскости под действием сил поверхностного натяжения.

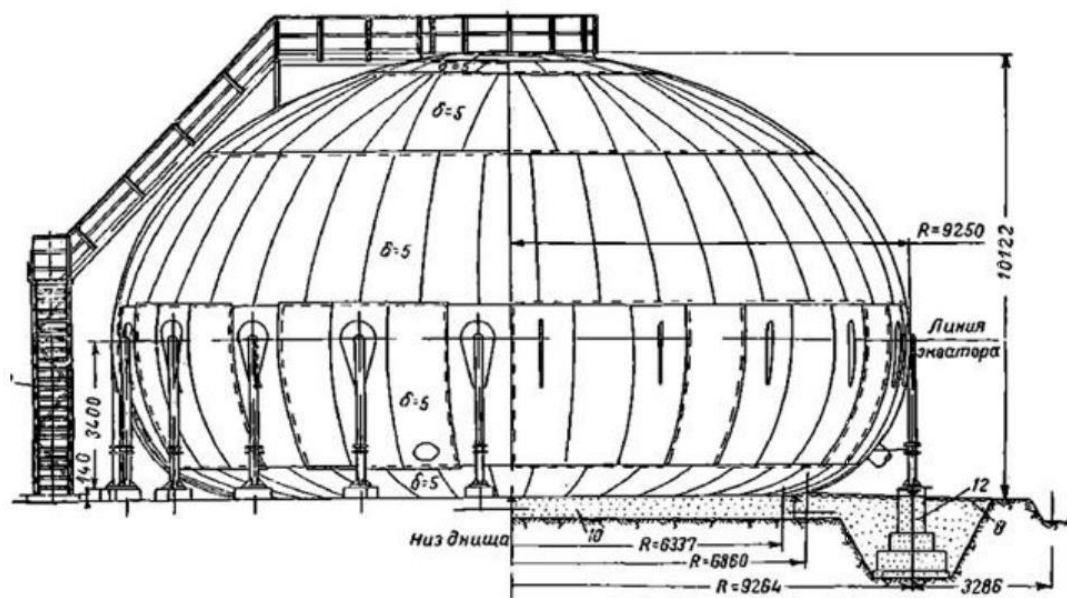


Рис. 1.2. Каплевидный резервуар

Каплевидный резервуар состоит из тонкостенной сфероидальной оболочки и днища. Оболочка, как правило, сооружается без внутреннего каркаса, вследствие чего она весьма экономична по расходу металла на 8 единицу объема резервуара. Величина давления в газовом пространстве регулируется предохранительными клапанами, установленными в наивысшей точке резервуара. Для обслуживания их устраивается лестница.

Нормально резервуары заполняются продуктом на 90% своего объема; 10% объема составляет в них газовое пространство.

Каплевидные резервуары рассчитываются на внутреннее давление от 0,4 до 2 кг/см² и вакуум — до 500 мм вод. ст.

При строительстве резервуары опираются на грунт через металлическое опорное кольцо или при помощи экваториальных опор. У каплевидного резервуара, опирающегося посредством кольцевой опоры, оболочка корпуса плавно соединяется

с днищем, которое имеет вид сферической чаши. Меридиональные фермы и нависающая часть оболочки корпуса опираются на кольцевую плиту с помощью радиальных ребер. Основанием опорной плиты и сферического днища резервуара является плотно утрамбованная песчаная подушка.

В СССР каплевидный резервуар емкостью 2000 м³ был впервые построен в 1947 г. в г. Грозном.

В каплевидных резервуарах с опорным кольцом в подэкваториальной части чрезмерно нарастают меридиональные и кольцевые усилия от давления жидкости. С целью ликвидации данного недостатка предложена конструкция каплевидного резервуара с опиранием по экваториальному поясу.

Резервуар с экваториальными опорами опирается на песчаную плотно утрамбованную подушку. По периметру песчаной подушки расположен кольцевой бетонный фундамент (или отдельно стоящие фундаменты), на который, в свою очередь, опирается система колонн, равномерно распределенных по окружности. Для обеспечения опорного контура надлежащей величины колонны присоединяются к оболочке посредством косынок.

Конструкция каплевидных резервуаров с экваториальной опорой наиболее экономична, даже несмотря на необходимость устройства кольцевого бетонного фундамента. Кроме того, у этих резервуаров отпадает утолщение нижних поясов, необходимое для резервуаров с кольцевой опорой, вызывающей изгиб оболочки.

Каплевидные резервуары в основном применяются для низкокипящих нефтепродуктов при длительном их хранении (не менее 60 дней). Такие резервуары гарантируют сокращение потерь от «малых дыханий» и дают годовую экономию в размере 3—8% от объема хранимого продукта.

Каплевидные резервуары сооружаются емкостью до 5000—6000 м³, при которой высота резервуара достигает 13—15 м; давление на грунт в этом случае под опорным кольцом может быть 2—2,5 кГ/см.

Каплевидные резервуары для хранения жидкостей с невысокой упругостью паров (как, например, нефти) могут быть большей емкости, чем это указано, так как

возможность понижения внутреннего давления в резервуаре позволяет увеличивать его основные размеры. Известны резервуары емкостью 12 720.

Их размеры следующие: диаметр 41,5 м, высота 12,7 м. Эти резервуары рассчитаны на внутреннее

избыточное давление 0,07 кГ/ см².

Институт Проектстальконструкция разработал интересные в инженерном отношении конструкции цилиндрических каплевидных резервуаров, емкостью от 2300 до 12 000 м³ и торокаплевидных резервуаров емкостью 20 000, 30 000, 40 000 и 50 000 м³. Резервуары рассчитаны на избыточное давление 0,4 кГ/ мг.[2]

1.1.2. Цилиндрические резервуары для хранения нефти.

Цилиндрические резервуары являются одним из популярнейших вариантов устройств, предназначенных для хранения нефти, нефтепродуктов и прочих подобных жидкостей. Такие приспособления представляют собой конструкции цилиндрической формы в вертикальном или горизонтальном исполнении, выполненные из высокопрочной износостойкой стали. Цилиндр является 10 наиболее эргономичной и прочной формой для хранения промышленных жидкостей, именно поэтому большинство предприятий выбирает конструкции такого типа, а не аналогичные квадратные приспособления.[3] Цилиндрический каплевидный резервуар в поперечном сечении имеет форму капли. Подобно горизонтальным цилиндрическим резервуарам с цилиндрическими днищами торцы резервуара формируются цилиндрической поверхностью тех же размеров и той же формы, что и основная часть резервуара. Внутри

оболочки имеется каркас, обеспечивающий устойчивость при частичном заполнении. Торокаплевидные резервуары представляют собой лежащую на поверхности оболочку в виде тора.[2]

1.1.3. Сферические резервуары.

Сферические резервуары, в отличие от цилиндрических и каплевидных, способны выдерживать наиболее высокое давление. Они рассчитаны обычно на давление до десяти атм. Данные резервуары, главным образом, предназначены для хранения сжиженных газов (пропана, бутана). Среди построенных резервуаров имеются резервуары емкостью 400, 600 и 800 м³. Сферические резервуары имеют высокие технико-экономические преимущества перед цилиндрическими резервуарами. Они обладают минимальной толщиной оболочки и наименьшей поверхностью на единицу объема. Общий вид сферического резервуара представлен на рисунке 1.3. При изготовлении и возведении сферических резервуаров затрачивается в 2 раза меньше материала (расход металла) по сравнению с вертикальными цилиндрическими при одинаковых условиях хранения. Сложность изготовления и сравнительно высокая стоимость сфероидальных резервуаров не могут являться препятствием к их строительству, так как достигаемая экономия в результате снижения потерь при хранении легкоиспаряющихся нефтепродуктов окупает стоимость резервуаров в первые 2—2,5 года эксплуатации.

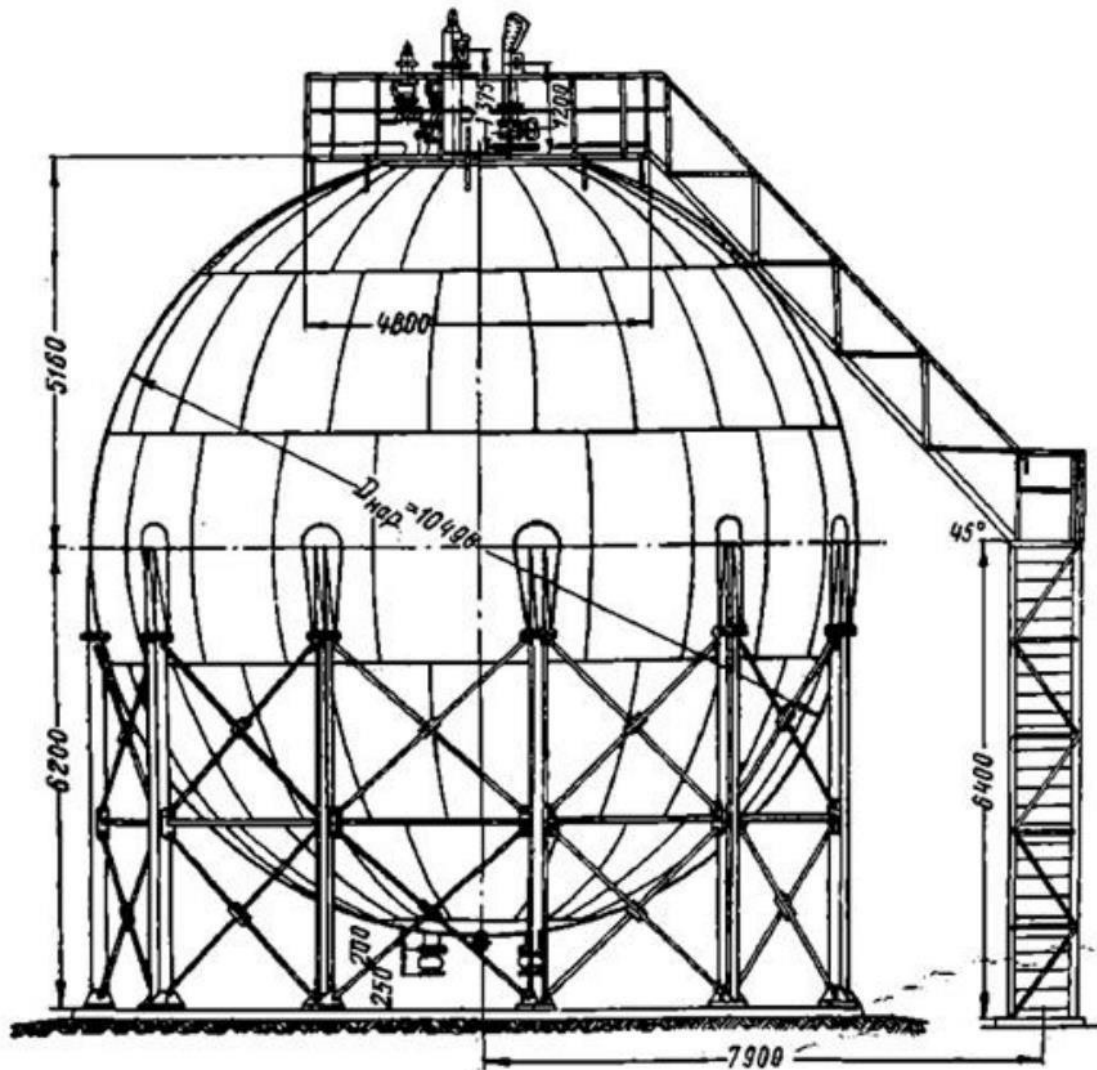


Рис.1.3 Сферический резервуар

1.1.4. Многокупольные (многоторовые) резервуары.

При необходимости сооружения сфероидальных резервуаров большой емкости применяют многокупольную или, как ее называют иначе, много-торовую форму оболочки. Емкость резервуаров такой формы доходит до 25 000 м³ при внутреннем избыточном давлении до 1 кг/см². На рис. 1.4 изображен многокупольный резервуар емкостью 10 000 м³. Оболочка резервуара состоит из поясов, несколько из которых лежат на поверхности земли. Каркас жесткости резервуара составляют радиально

расположенные фермы, которые в свою очередь опираются на колонну, расположенную в центре резервуара. Опорные стойки из труб поддерживают фермы в точках соединения куполов. Многокупольные сфероиды могут применяться на крупных нефтебазах для хранения нефтепродуктов с невысокой упругостью паров.

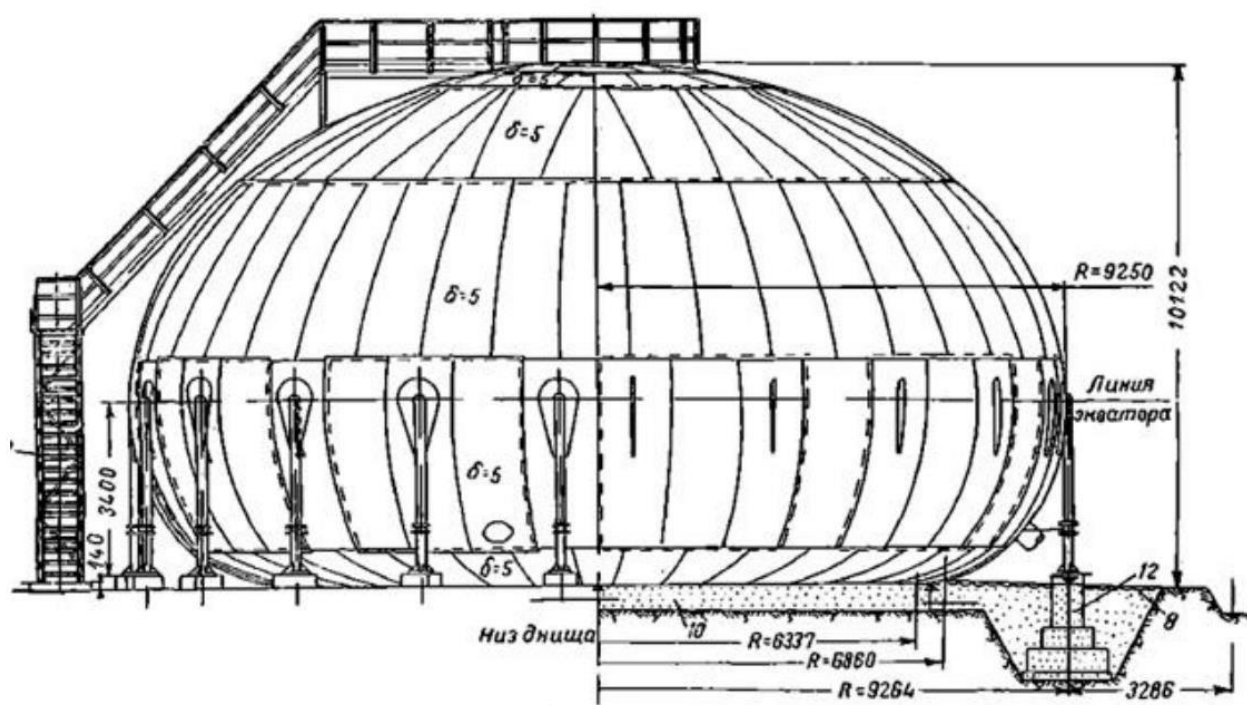


Рис. 1.4. Многокупольный резервуар

1.1.5. Прямоугольные резервуары.

Прямоугольные металлические резервуары — это горизонтальные емкости, обычно выполняемые из нержавеющей стали, которые широко используются для хранения запасов питьевой и технической воды, в том числе в качестве пожарных резервуаров. Возможно использование прямоугольных резервуаров и как хранилищ для нефтепродуктов, однако в этом случае емкости необходимо предварительное натяжение покрытия, иначе ее газонепроницаемость будет под вопросом.

Конструкция резервуаров обычно усилена ребрами жесткости и предусматривает возможность подземной установки.

Стандартный модуль имеет полезный объем от 5 до 200 (м³) кубических метров. Предусмотрена возможность блокировки с другими модулями для строительства резервуаров любой емкости. Модуль комплектуется горловинами, лестницами и патрубками для присоединения трубопроводов.

В качестве пожарных емкостей прямоугольные резервуары входят в состав противопожарной системы безопасности предприятий всех сфер промышленности, обеспечивая объекты также и технической водой. Именно резервуары прямоугольной формы способны обеспечить максимально эргономичное использование места в помещении или на внешней площадке: небольшие по размерам, стальные горизонтальные резервуары устанавливаются на поверхности или рядах параллельных балок, позволяя эффективно использовать поверхность над или под ними.

Еще более экономны подземные прямоугольные резервуары, заглубленные в грунт и оставляющие поверхность площадки свободной для использования.

В плоских стенках неминуемо возникают изгибающие напряжения, поэтому для обеспечения герметичности и надежности подобного резервуара требуется применение в производстве особых технологий, например, устройства температурно-усадочных швов, использование металлических компенсаторов и т.д. При расчете проекта прямоугольного резервуара необходимо учитывать тип жидкости, которая будет в нем храниться, условия эксплуатации и многие другие факторы.



Рис. 1.5. Прямоугольный резервуар

Также можно различать емкости в зависимости от дальнейшего предназначения

и использования:

— Емкости и резервуары для воды (горизонтальные и вертикальные, наземные и подземные, объемом от 1 до 200 куб. м., используются для хранения технической и питьевой воды);

— Емкости и резервуары для ГСМ (стальные вертикальные и стальные горизонтальные резервуары, готовятся в основном по индивидуальным проектам для хранения химикатов, нефтепродуктов, также могут использоваться для хранения воды);

— Емкости и резервуары для хранения пищевых продуктов (пищевое производство,

бъем от 1 до 100 куб. м.);

— Емкости для зерновых культур (объем от 1 до 100 куб. м.);

— Резервуары и емкости для сыпучих материалов (хранение БСУ, сухих смесей,

цемента, объемом от 1 до 100 куб. м) [5].

По степени погружения в грунт резервуары для хранения нефти делятся на:

- наземные
- подземные
- полуподземные

Так же существуют и

- подводные

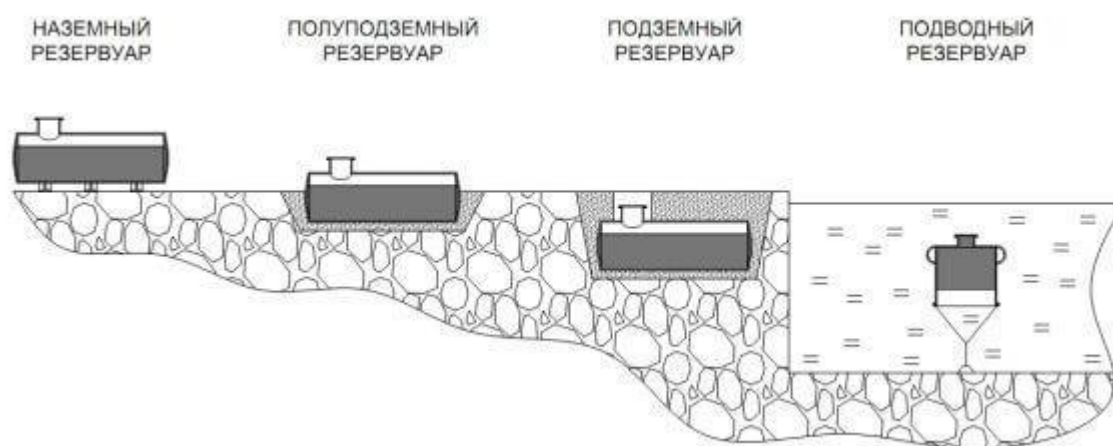


Рис. 1.6. Классификация резервуаров по степени погружения.

Наземным резервуаром называется такой, у которого днище находится на одном уровне планировочной отметки прилегающей территории или немного выше. Наземным также может называться резервуар, который заглублен в грунт менее чем на половину высоты резервуара.

Полуподземным резервуаром называется такой, который заглублен более чем на половину своей высоты, и при этом наивысший возможный уровень жидкости в резервуаре находится не выше 2 м над планировочной отметкой прилегающей территории [28].

Подземным называется такой резервуар, когда наивысший возможный уровень жидкости в резервуаре находится на 0,2 м ниже планировочной отметки прилегающей территории. Хранение нефтепродуктов в подземных резервуарах характеризуется большей безопасностью, так как авария с несущими конструкциями одного резервуара, взрыв его или пожар не могут угрожать соседним резервуарам. Кроме того, потери нефтепродукта при аварии резервуара могут быть сведены к минимальным путем перекачки в другие резервуары, в то время как при аварии наземных резервуаров жидкость растекается по окружающей территории и сбор ее бывает затруднен. Далее, сохраняется более стабильный температурный режим хранения нефтепродуктов.

В зависимости от объема продукта хранения резервуары подразделяются на три класса опасности:

- класс I — особо опасные резервуары: объемами 10000 м³ и более, а также резервуары объемами 5000 м³ и более, расположенные непосредственно по берегам рек, крупных водоемов и в черте городской застройки;
- класс II — резервуары повышенной опасности: объемами от 5000 до 10000 м³;
- класс III — опасные резервуары: объемами от 100 до 5000 м³.

Существуют различные типы крышек для резервуаров:

1. Стационарные крыши
2. Плавающие крыши
3. Понтоны

1.2. Мерзлые и талые грунты

1.2.1. Существование незамерзшей воды

В начале XX-го века G. J. Vouyoucos [6], опираясь на свои исследования, показал, что в грунте некоторое количество воды, вплоть до температуры -78°C , остается незамерзшей. В дальнейшем данный факт был подтвержден Н. А.

Цытовичем, согласно которому часть грунтовой воды не испытывает фазового превращения, в то время как грунт достиг отрицательной температуры. При этом формируется, так называемая, незамерзшая вода. Количество незамерзшей воды зависит от величины отрицательной температуры и нелинейно убывает с понижением последней. Наличие такой воды в вечномерзлых и мерзлых грунтах сохраняется до температуры -70°C [7].

Экспериментальные методы (в первую очередь, дилатометрический [12], криоскопический и др.) первой половины прошлого века, целью которых было количественное определение незамерзшей воды в грунтах, не обладали высокой точностью. Они по большей части отражали качественную оценку явления, а количество в грунте незамерзшей воды при конкретной отрицательной температуре дать не могли. Внедрение калориметрического метода в 1953-1957 гг. З. А. Нерсесовой [8, 7, 9] стало ключевым фактором в решении данной проблемы. Этот метод предоставил возможность получить для различных видов грунтов кривые содержания незамерзшей воды в зависимости от отрицательной температуры (рис. 1.16).

Экспериментальные данные, которые представлены на рис. 1.16., дают возможность говорить о том, что каждому виду грунта в соответствии с

величиной отрицательной температуры характерна своя кривая содержания незамерзшей воды. К примеру в песке едва ли не вся вода замерзает при температуре $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в суглинке и глине большое количество воды оказывается в незамерзшем состоянии вплоть до температуры $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже.

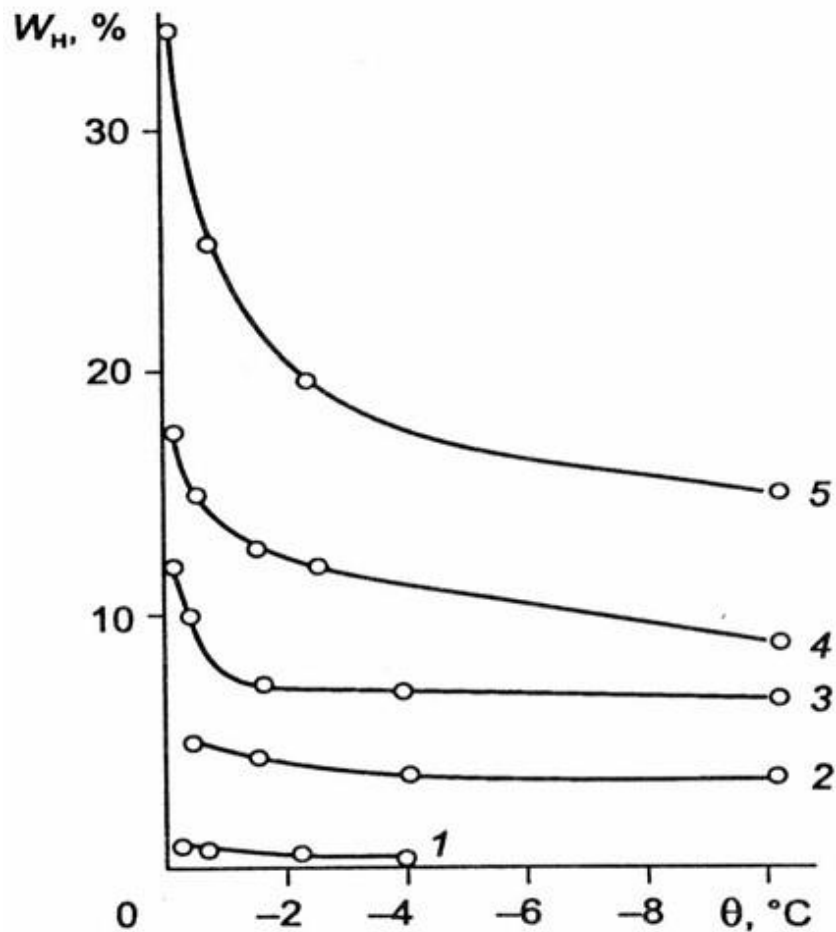


Рис. 1.16. Кривые содержания незамерзшей воды в зависимости от отрицательной температуры

[8]. 1 — кварцевый песок; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — глина; 5 — глина, содержащая

монтмориллонит

Помимо температуры, важнейшими факторами, которые влияют на количественное содержание незамерзшей воды, являются: активная удельная поверхность частиц, складывающих грунт, при этом чем больше дисперсность грунта тем больше суммарное количество незамерзшей воды

тем больше, т.к. при большой дисперсности грунта, который содержит глинистые и в особенности коллоидные частицы, удельная площадь их поверхности, связывающая поровую воду, велика; влияние засоленности мерзлого грунта на фазовый состав влаги мерзлых пород определяется не только концентрацией, но и видом и химическим составом солей [10]; суммарная влажность, как показали исследования отечественных и зарубежных ученых [6], практически не оказывает влияния на количество незамерзшей воды, выраженное в процентах к весу сухого грунта, что, в то же время, не относится к торфяным грунтам, т.к. у них наблюдается четкая зависимость между содержанием незамерзшей воды и начальным содержанием влаги.

1.2.2. Эффект переохлаждения и понижение температуры замерзания

Два важных явления, сопровождающих замерзание грунта, — это эффект переохлаждения и снижение температуры замерзания. В то время как чистая вода при атмосферном давлении замерзает при температуре 0 °С, вода, находящаяся в порах грунта, имеет более низкую температуру кристаллизации. Эти явления подробно исследовались G. J. Vouyoucos, M. M. McCool и П. И. Андриановым [7]. Было показано, что при равномерном охлаждении образца грунта, кристаллизации поровой воды не наблюдается до некоторого отрицательного значения температуры, ниже нуля. В этом случае поровая вода, будучи в жидкой фазе при отрицательной температуре, находится в переохлажденном состоянии. При дальнейшем замораживании грунта при некоторой температуре $t_{п}$ происходит резкое повышение температуры, соответствующее начальному моменту

кристаллизации порой влаги с одновременным высвобождением скрытой теплоты фазового перехода. Рост температуры происходит до некоторого значения t_3 , соответствующего равновесной температуре замерзания грунта, которое, как правило, ниже $0\text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 1.17). При температуре t_3 происходит замерзание свободной воды в грунте, при этом время, в течение которого величина t_3 остается постоянной, зависит от начальной влажности, типа грунта и интенсивности отвода тепла. Как видно из рис. 1.17, при дальнейшем снижении температуры ($t < t_3$), темп охлаждения грунта не возобновляется (каков он был на отрезке $t_H - t_P$), а график на данном участке имеет выпуклость. Это доказывает, что теплота фазового перехода продолжает выделяться и при более низких температурах.

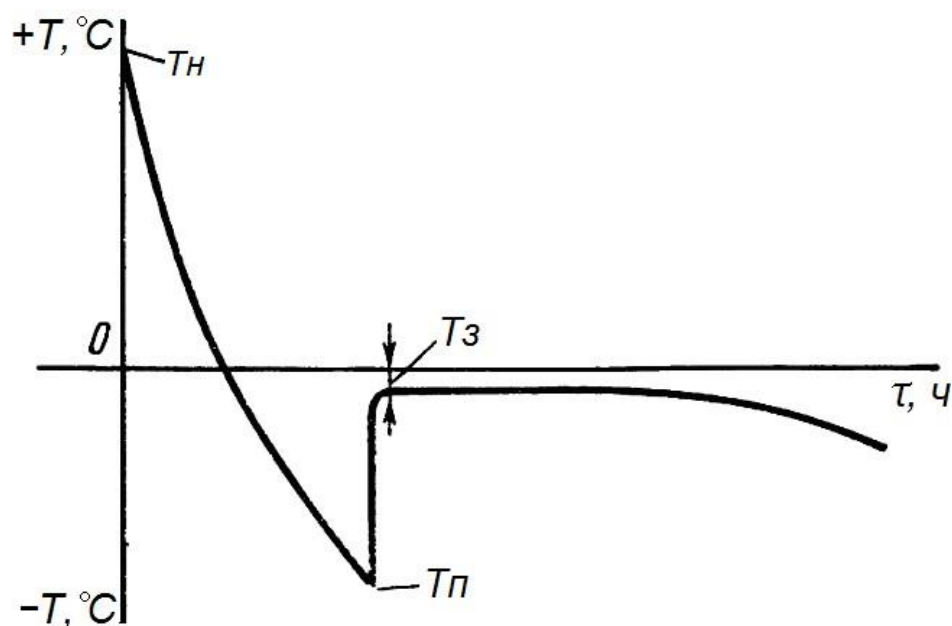


Рис. 1.17. Кривая охлаждения и замерзания грунта

Величина t_P не является постоянной для конкретного типа грунта; она зависит в первую очередь от интенсивности охлаждения: чем она выше, тем выше t_P , однако чем медленнее охлаждать грунт, тем дольше можно поддерживать его в переохлажденном состоянии и тем более низкой температуры t_P можно достичь. Немаловажным фактором является также

механическое воздействие на переохлажденный грунт — встряхивание, вибрация и т. п. вызывают мгновенное кристаллообразование. Остальными факторами, в меньшей степени влияющими на температуру t_p , являются: минералогический состав, дисперсность частиц, особенности поровой воды и т. д.

Значение температуры начала кристаллизации t_3 поровой воды в дисперсных породах определяется величиной энергии связи грунтовой влаги с минеральной поверхностью, т. е. чем больше суммарная площадь поверхности минеральных частиц, тем больше эта энергия и чем тоньше пленка связанной воды, тем ниже значение температуры начала кристаллизации. Так, в песках, содержащих большое количество свободной воды, температура t_3 практически одинакова с температурой кристаллизации объемной воды. Поэтому при $t_3 \approx 0$ °С в песках замерзает вся свободная вода. При дальнейшем охлаждении температура грунта будет понижаться постепенно, примерно до $-0,5$ — -1 °С, что свидетельствует о замерзании связанной воды; при этом продолжается выделение небольших количеств теплоты кристаллизации. В глинистых породах, характеризующихся большей дисперсностью минеральных частиц, а, следовательно, большей активной удельной поверхностью, температура замерзания t_3 связанной воды существенно ниже, чем в песках, и может достигать, к примеру в монтмориллонитовых глинах, значений порядка $-2,5$ — $-3,5$ °С, при влажности 41–45% [10].

1.2.3. Физические свойства мерзлых грунтов

Основные физические характеристики мерзлых грунтов — влажность, льдистость, объемный вес грунта ненарушенного сложения и удельный вес минеральных частиц.

Вода, содержащаяся в мерзлом грунте [11], представлена ледяными включениями, льдом-цементом и незамерзшей водой. Поэтому различают влажность за счет ледяных включений W_B , льда-цемента W_C и незамерзшей воды W_H . Следовательно: $W_C = W_B + W_C + W_H$, где W_C — суммарная влажность.

Выделяют также величину $W_{II} = W_C + W_H$, определяющую влажность минеральных слоев грунта. В тех случаях, когда влажность мерзлого грунта W_{II} нельзя определить опытным путем, ее можно приближенно принять равной $W_{II} \approx W_P$, где W_P — влажность на границе раскатывания.

Значение влажности W_B , W_C , W_H , W_{II} и W_P выражают обычно в долях единицы или процентах — как отношение веса данного вида воды к весу скелета грунта, для W_C берется отношение веса всех видов воды к весу скелета грунта.

Суммарная льдистость определяется количеством всех видов льда, содержащихся в мерзлом грунте. Различают весовую льдистость I — отношение веса льда к весу скелета, и объемную льдистость i' , т. е. отношение объема льда к объему мерзлого грунта. Суммарная льдистость включает льдистость за счет льда-цемента L_C и ледяных включений L_B [11]:

$$L_C = L_C + L_B, \quad (1.1)$$

где

$$L_B = \frac{\gamma_U W_B}{\gamma_L + \gamma_U (W_C - 0,1 \cdot W_H)} ;$$

$$\gamma_U W_C$$

$$L_{ц} = \frac{\gamma_{л} + \gamma_{у}(W_{с} - 0,1 \cdot W_{н})}{\gamma_{у}} ;$$

— удельный вес минеральных частиц, кг/см³.

$\gamma_{л}$ — удельный вес льда, кг/см³.

Относительная льдистость — это отношение веса льда к весу воды всех категорий:

$$i_0 = \frac{W_{с} - W_{н}}{W_{с}}$$

Каждый вид влажности-льдистости характеризует свойства грунта в мерзлом состоянии и после оттаивания. Повышенное содержание незамерзшей воды свидетельствует об относительно малой прочности и о повышенной сжимаемости и деформируемости мерзлых грунтов. Наличие ледяных включений замедляет процесс оттаивания вследствие увеличения количества скрытой теплоты. Объемный вес мерзлого грунта ненарушенного сложения $\gamma_{м}$ определяется как отношение веса естественного грунта к его объему. Удельный вес $\gamma_{у}$ минеральных частиц мерзлого грунта определяется как вес 1 см³ материала частиц грунта.

1.2.4. Теплофизические свойства мерзлых грунтов

К теплофизическим свойствам мерзлых грунтов относят коэффициент теплопроводности, удельную (объемную) теплоемкость и коэффициент температуропроводности. 1.2.4.1. Теплопроводность

Коэффициент теплопроводности характеризует способность мерзлого грунта переносить тепловую энергию и равен потоку тепла, проходящего по нормали через единицу площади в единицу времени при

температурном перепаде, равном единице. Коэффициент теплопроводности мерзлых пород является функцией коэффициентов теплопроводности и количеств слагающих его компонентов: органического скелета, воды, льда.

Поскольку коэффициенты теплопроводности слагающих компонентов сравнительно мало зависят от температуры, коэффициент теплопроводности самих пород в талом или полностью промерзшем состоянии также считают не зависящим от температуры. Таким образом, различают коэффициент теплопроводности талых пород λ_T (чаще всего его определяют при температуре $+4$ или $+20$ °С) и коэффициент теплопроводности мерзлых пород λ_M (при температуре от -10 до -15 °С).

Коэффициент теплопроводности промерзающих или протаивающих пород $\lambda_M(t)$, в отличие от талых или полностью промерзших, существенно зависит от температуры. Это объясняется тем, что при промерзании непрерывно изменяется соотношение между содержанием льда и незамерзшей воды с резко различными коэффициентами теплопроводности. Полагая, что изменение величины $\lambda_M(t)$ от температуры пропорционально содержанию способной к замерзанию влаги, получена следующая зависимость [11]:

$$\lambda_M(t) = \lambda_M + (\lambda_T - \lambda_M) \frac{W_H}{W} = \lambda_T + (\lambda_M - \lambda_T) \left(1 - \frac{W_H}{W}\right) \quad \text{Вт/м}\cdot\text{К} \quad (1.2)$$

где W_H — количество незамерзшей воды.

Еще один метод, предложенный О. Johansen [6], позволяет найти теплопроводность как функцию коэффициентов теплопроводности породы в сухом и насыщенном состояниях:

$$\lambda = (\lambda_{sat} - \lambda_{dry})\lambda_e + \lambda_{dry}, \quad (1.3)$$

где λ_{sat} – теплопроводность породы в насыщенном состоянии ;

$$\lambda_{sat} = 0,75^n \lambda_s^{(1-n)} \text{ в незамерзшем состоянии ;}$$

$$\lambda_{sat} = 2,2^n \lambda_s^{(1-n)} 0,269^{Wu} \text{ в незамерзшем состоянии;}$$

Wu – содержание незамерзшей воды (доли единицы)

n – пористость грунта;

λ_s – эффективная теплопроводность минеральной составляющей,

$$\lambda_s = 7,7^q \cdot 2,0^{1-q}, \text{ если } q > 0,20 \text{ и } \lambda_s = 7,7^q \cdot 3,0^{1-q}, \text{ если } q < 0,20;$$

q – доля кварца к общему минеральному содержанию (доли единицы);

λ_{dry} – теплопроводность грунта в сухом состоянии,

$$\lambda_{dry} = \frac{0,137\gamma_d + 64,7}{2700 - 0,947\gamma_d} \text{ – если грунт ненарушенного сложения,}$$

$$\lambda_{dry} = 0,39n^{-2,2} \text{ – в случае нарушенного сложения;}$$

γ_d – плотность грунта в сухом состоянии,

кг /м³ ; λ_e – число Керстена,

$$\lambda_e = 0,7 \cdot \log S_r + 1,0 \text{ – для крупнодисперсных немерзлых пород,}$$

$$\lambda_e = \log S_r + 1,0 \text{ – для тонкодисперсных,}$$

$$\lambda_e = S_r \text{ – для любых мерзлых пород ;}$$

$S_r = \theta^{i+n\theta_u}$ – степень насыщения (доли единицы).

Данный метод дает наиболее точные результаты для мерзлых и немерзлых, крупно и мелкодисперсных грунтов с различной степенью насыщения свыше 0,1 [6]. 1.2.4.2. Теплоемкость

Объемная теплоемкость грунтов в талом и промерзшем состоянии (при температуре от -10 до -15 °С) является аддитивными величиной и суммой произведений теплоемкостей, составляющих грунт частей на их массу.

Удельная теплоемкость талой породы определяется выражением:

$$w^c, \quad (1.4) \quad — \\ c_T = c_{\text{мин}} + c_{\text{в}100}$$

где $c_{\text{мин}}$ — удельная теплоемкость органо-минерального скелета породы кДж/ (кг·К); W_c — суммарная влажность, %; $c_{\text{в}}$ — удельная теплоемкость воды, кДж/(кг · К). Удельная теплоемкость льда $c_{\text{л}}$ примерно в два раза меньше удельной теплоемкости воды $c_{\text{в}}$. Поэтому удельная теплоемкость мерзлой породы меньше удельной теплоемкости талой [11]:

$$c_M = c_{\text{мин}} + c_{\text{в}100} \frac{W_c}{100} - W_{\text{л}} c_{\text{л}}, \quad (1.5)$$

Первые два члена правой части формулы 1.5 представляют собой удельную теплоемкость талой породы, а третий — величину уменьшения ее теплоемкости вследствие замерзания части воды. При снижении температуры промерзающего грунта тепло выделяется не только за счет охлаждения его компонентов (минеральный скелет, незамерзшая вода, лед), но и за счет фазовых переходов вода → лед. В количественном отношении выделение тепла при кристаллизации поровой влаги условно отождествляется с выделением тепла от охлаждения компонентов породы (рис. 18). Поэтому теплоту фазовых переходов часто учитывают введением эффективной объемной теплоемкости пород

$C_{эф} = c_m + L_f \gamma_{ск.м} d \frac{W_{dt}^{H(t)}}{dt} -$ изменение количества незамерзшей воды при изменении температуры пород на dt .

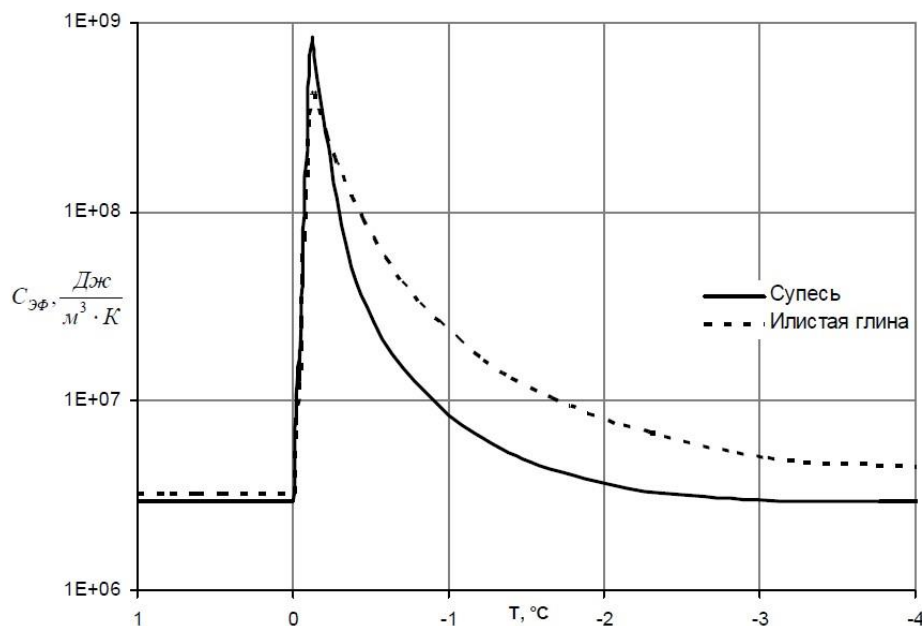


Рис. 18. Изменение эффективной теплоемкости с изменением температуры для илистой глины и

супеси [9]

Эффективная теплоемкость мерзлых песков, в которых при отрицательной температуре вся влага находится в замерзшем состоянии, не отличается от их аддитивной теплоемкости. Эффективная теплоемкость супесей, суглинков и особенно глин может во много раз превосходить аддитивную теплоемкость в области температур, близких к температуре замерзания, и практически мало отличается от нее при температурах ниже -8 — -10°C .

Теплофизические характеристики грунта (теплопроводность и объемная теплоемкость) опытным путем определяют в соответствии с ГОСТ 26263-84.

1.2.4.3. Температуропроводность

Температуропроводность является показателем инерционности температурного поля и выражается через коэффициент

температуропроводности a , [м²/с] который связан с коэффициентами соотношением $a = \lambda/C_{об}$. По известным значениям коэффициентов теплопроводности и объемной теплоемкости мерзлого грунта, нетрудно вычислить коэффициент температуропроводности мерзлых пород a_m . Он больше, чем коэффициент температуропроводности талых грунтов:

$$a_m = (1,3 - 1,5)a_t. \quad (1.6)$$

Коэффициент температуропроводности мерзлых грунтов изменяется в меньших пределах, чем коэффициент теплопроводности и объемная теплоемкость.

Нижний предел изменения a_m составляет $(1,5 - 2,0) \cdot 10^{-3}$ м²/ч; верхний предел равен $5 \cdot 10^{-3}$ м²/ч у песков, $4 \cdot 10^{-3}$ м²/ч у супесей и $3 \cdot 10^{-3}$ м²/ч у суглинков и глин. Коэффициент температуропроводности промерзающих — протаивающих грунтов в значительной степени зависит от температуры и является эффективной характеристикой:

$$a_{эф} = \frac{\lambda^{M(t)}_{двн(t)}}{c^{M-L\gamma_{СК.M}}_{M_{эф}(t)}}. \quad (1.7)$$

Вблизи температуры начала замерзания поровой влаги объемная эффективная теплоемкость становится бесконечно большой величиной, а эффективная температуропроводность стремится к нулю, что приводит к возникновению так называемой нулевой завесы в промерзающих грунтах (рис. 1.19).

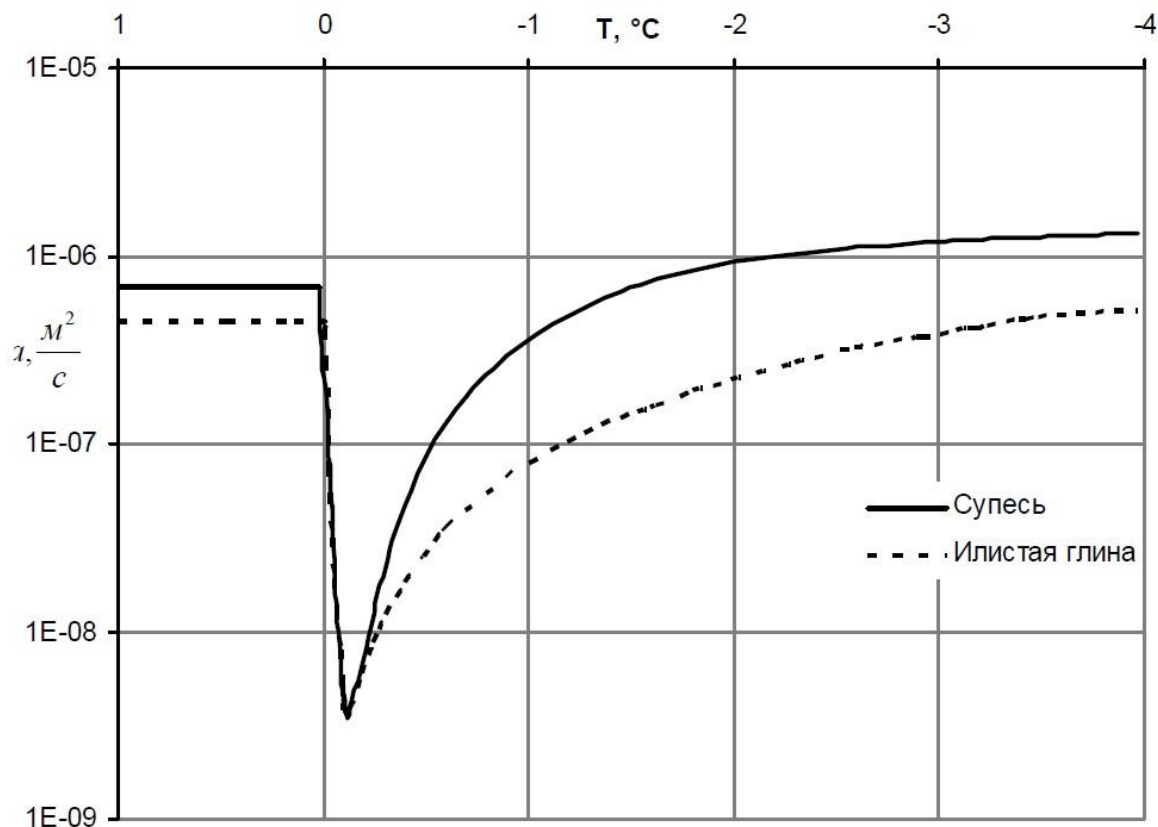


Рис. 1.19. Изменение эффективной температуропроводности с изменением температуры для илистой глины и супеси в зависимости от изменения содержания незамерзшей воды в этих грунтах [9]

1.3. Современные представления о влагопереносе в грунтах

1.3.1. Основные понятия

Термовлагоперенос – процесс миграции влаги в грунтах под действием температурного градиента – широко распространен в природных условиях. Наличие в объеме грунта температурного градиента существенно усложняют общий массоперенос за счет дополнительных потоков пара, воды и тепла, что влечет за собой перераспределение влаги от более нагретой области к более холодной и существенно меняет свойства грунтов.

При этом на влагу действуют две разнонаправленные движущие силы: под действием $gradT$ — парожидкостной перенос и под действием $gradW$ — "изотермический" влагоперенос. На начальной стадии влагопереноса первая из них значительно превышает вторую, в результате чего происходит довольно активный перенос влаги от горячего торца к холодному. Но по мере увеличения $gradW$ вторая сила увеличивается и постепенно замедляет этот процесс. Когда действие сил уравнивается, термоперенос влаги заканчивается; профиль влажности по длине образца становится стационарным. Термовлагоперенос характеризуется его основными параметрами, так называемыми, "абсолютными" характеристиками грунта — коэффициентами влагопереноса (D_w) и термопереноса (D_T), а также такими интегральными характеристиками эффективности термопереноса влаги как: скорость перераспределения влаги ϑ , максимальный поток влаги q_{WT} , перепад влажностей $(\Delta W)_{\text{хг}}$ и доля перераспределившейся влаги Σ_{WT} . Большинство работ по изучению процесса термовлагопереноса выполнены в

основном почвоведцами [13]. В разное время его изучали: G.J. Vouyoucos, 1915; А.Ф. Лебедев, 1929; J.R. Philip, D.A. de Vries, 1957; A.J. Peck, 1960; R.K. Mattes, H.D. Bowen, 1963; А.В. Лыков, 1972; Б.М. Мичурин, 1975; И.А. Брилинг, И.С. Пашковский, 1982; А.М. Глобус, 1983, Б.В. Дерягин, 1989; В.А. Королев, 1987; А.Т. Cahill, M.B. Parlange, 1998; D. Haga et al., 1999; D. Smiles et al., 2002; W.G. Gray, C.T. Miller, 2005; R. Juanes, 2008 и др [14].

1.3.2. Природа неизотермического влагопереноса

Одной из возможных причин, вызывающих движение воды под действием градиента температуры, является также изменение объема заземленного газа в температурном поле. Критерий устойчивости пузырьков к изменению температуры по А.Дж. Пэку [Peck, 1960]:

$$P_s^4 \leq 32\pi\sigma^3 N \delta P_s / \delta\theta,$$

где P_s – эквивалентное капиллярное давление; N – число пузырьков равного радиуса в единице объема почвы; θ – объемная влажность; σ – поверхностное натяжение воды на разделе фаз.

Но наличие устойчивых пузырьков заземленного газа часто недостаточно для того, чтобы изменение температуры могло вызвать транзитный перенос влаги. Для этого необходимо, чтобы некоторая достаточно протяженная последовательность пор была заполнена жидкостью, содержащей заземленный газ [Лыкосов, Палагин, 1978; Smedema, Zwerman, 1967]. Поэтому термоперенос влаги, связанный с влиянием температуры на заземленный газ, может быть сколько-нибудь значительным только при высоких влажностях. Следовательно, этот механизм термопереноса влаги может функционировать лишь эпизодически [Jin, Jury, 1996; Nariprasad et al., 2001] и, по мнению А.М. Глобуса [Глобус, 1983], может быть исключен из рассмотрения без ущерба для общности анализа.

Другой возможный механизм связан с термокапиллярным движением жидкой фазы. А.М. Глобус [Глобус, 1983] различает термокапиллярно-менисковое и термокапиллярно-пленочное течение жидкости.

Термокапиллярно-менисковым он называет движение жидкости под действием градиента давления, вызванного градиентом температуры:

$$T \left(\frac{dP_s}{dx} \right) = \left(\frac{P_s}{\sigma} \right) \left(\frac{\delta\sigma}{\delta T} \right) \left(\frac{dT}{dx} \right),$$

при условии, что направление градиента температуры совпадает с направлением капилляра. Для возникновения термокапиллярно-менискового потока ($J_{\text{ТКМ}}$)

необходимо наличие менисков на концах столбика жидкости:

$$J_{\text{ТКМ}} = -K_{\text{и}} \left(\frac{dP_{\text{э}}}{dx} \right) = -K_{\text{и}} \left(\frac{P_s}{\sigma} \right) \left(\frac{\delta\sigma}{\delta T} \right) \left(\frac{dT}{dx} \right),$$

где $K_{\text{и}}$ – коэффициент изотермической влагопроводности; $P_{\text{э}}$ – эквивалентное давление, определяемое классическими капиллярными явлениями.

В 1950 г. Б.В. Дерягин и М.К. Мельникова указали на то, что если вдоль поверхности раздела жидкость-газ существует градиент температуры, то с ним связана тангенциальная сила, приложенная к поверхности жидкости [Дерягин, Мельникова, 1950]. Это вызывает термокапиллярно-пленочное движение жидкости. В чистом виде термокапиллярно-пленочный поток осуществляется там, где пленка не граничит с менисками жидкости.

Отношение потоков $J_{\text{ТКП}}$ и $J_{\text{ТКМ}}$:

$$= J_{\text{ТКП}} / J_{\text{ТКМ}} = 34 - h/r,$$

ТКП

где h – толщина пленки; r – радиус мениска.

Теория термокапиллярно-пленочного и термокапиллярно-менискового течений разработана лишь для капилляров цилиндрической формы, для дисперсных сред такая теория отсутствует [14].

В движение влаги в грунте также может вносить вклад термоосмос и термосамодиффузия жидкой фазы. Явление термоосмоса было открыто и описано Б.В. Дерягиным [Дерягин, Сидоренков, 1941]. При напорной фильтрации воды через пористые фильтры знак разности температуры перед и за фильтром зависит от разности напоров и скорости потока. Таким образом, предполагается, что в зависимости от разности напоров в движение вовлекаются слои внутрипоровой жидкости в разной мере удаленные от поверхности твердой фазы и вследствие этого имеющие разные термодинамические свойства [Дерягин и др., 1965]. При определенных условиях раздел между движущейся и неподвижной жидкостью может проходить по контактной зоне между слоем воды, обладающем структурой объемной жидкости и слоем с измененной структурой, связанной с твердой фазой. В этой контактной зоне разупорядочение структуры больше, чем в обоих слоях, поэтому жидкость в этой зоне обладает большей энтропией и теплосодержанием, чем объемная. Выход из фильтра жидкости, содержащейся в этой зоне и в более отдаленных от твердой фазы слоях, должен сопровождаться повышением температуры, в вход – ее понижением [Дерягин, Чураев, 1984; Дерягин и др., 1989]. В случае наложения на изобарический фильтр разности температур, не превышающей определенной величины, возникающий термоосмотический поток будет направлен в сторону с меньшей температурой. Согласно оценкам А.М. Глобуса в почвах этот процесс не играет существенной роли при $grad T \approx 1 - 5$ град/см [Глобус, 1983].

Многообразие возможных механизмов жидкостного термопереноса влаги и наличие в ненасыщенных почвах всех необходимых условий для

диффузии пара стимулировали гипотезы о том, что два этих главных типа теплопереноса не только протекают параллельно, но и взаимодействуют.

Впервые мысль о том, что сочетание процессов микроиспарения и конденсации внутри пор с жидкостным потоком может ускорять результирующий перенос влаги, была высказана С.С. Морозовым. Качественную модель комбинированного процесса теплопереноса выдвинул В.О. Смит [Smith, 1943; Wintercorn, 1958], предположивший, что испарение влаги с одной стороны элементарной поровой ячейки, диффузия пара и конденсация на другой стороне вызывают нарушение капиллярного равновесия жидкой фазы и служат "триггером", инициатором теплопереноса жидкости.

Суммируя все ранее полученные данные по процессам влагопереноса, А.В.Лыков вывел следующее общее уравнение [Лыков, 1972]:

$$J_{WT} = -\lambda_m \nabla \theta - \left(\frac{\lambda_m}{C_m} \right) \delta_T \nabla T - k_p \nabla P,$$

где θ – некоторый обобщенный потенциал переноса влаги; P – общее давление газа в пористом теле; λ_m – коэффициент термовлагопроводности; k_p – коэффициент фильтрации газа; C_m – дифференциальная влажпроводность; δ_T – термоградиентный коэффициент. Это уравнение общего вида и практически применяться не может. Но оно указывает на три независимые компонента потока ("изотермический", термопаровой и терможидкостной) [15].

Первая теория неизотермического движения влаги в поровых материалах была представлена в работе Дж.Р. Филиппа и Д.А. де Врайса [Philip, de Vries, 1957] (в дальнейшем ФДВ). Модель ФДВ состоит из

уравнения влагопереноса, которое учитывает как паровую, так и жидкую фазы, и уравнения энергии. Эта ранняя модель рассчитана для диффузии пара с учетом зависимости давления пара от температуры и матричного потенциала (эффект Кельвина). Перенос жидкости включает как гравитационную инфильтрацию, так и перенос, связанный с градиентами матричного потенциала, возникающими как следствие градиентов влажности и температуры. Уравнение энергии учитывало теплопроводность и скрытую теплоту испарения при переносе паром. Для учета местных колебаний температурных градиентов в воздушной фазе и для потока пара сквозь так называемые жидкие «острова», в модель ФДВ вводятся коэффициенты усовершенствования для перемещения паров воды. Хотя было показано, что модель ФДВ качественно описывает большинство ранних экспериментальных данных для неизотермического влагопереноса в поровой среде, для сопоставления результатов экспериментов с прогнозами модели был предложен коэффициент усовершенствования в качестве эмпирической связи для паров воды с целью изменить первоначальную модель ФДВ, что было использовано при реализации математического обеспечения модели [Jansson, 1991; Simunek, Sejna, van Genuchten, 1998]. Однако такие изменения не дали удовлетворительного соответствия между прогнозами модели ФДВ и полевыми данными [Cahill, Parlange, 1998; de Vries, 1987], в то время как лабораторные колонковые исследования предоставили лишь ограниченное подтверждение теории ФДВ [Thomas, He, 1995; Gray, Miller, 2005]. Большой успех был достигнут с модифицированной моделью ФДВ, основанной на влаго- и теплопереносе, учитывающей влияние осмотического давления. Эта модель переноса связанной воды и тепла,

основанная на теории ФДВ, преобразованная для учета влияния осмотического давления и сопряженная с моделью переноса растворенных веществ, была разработана И.Н. Нассаром и Р.Хортоном [Nassar, Horton, 1992].

Экспериментальные результаты неизотермического исследования в трубке длиной 10 см [Nassar et al., 1992] оказались вполне совместимыми с общей тенденцией расчета профилей влажности и температуры, особенно в тех экспериментах, где начальная объемная влажность была равна или выше 0,11. Однако если в начале опыта грунты были относительно сухими, прогнозы содержания влаги в грунте превышали измеренное значение непосредственно вблизи горячего торца трубки.

Учитывая сильную связь различных процессов массо- и энергопереноса, проводились разнообразные исследования в попытке оценить относительный вклад разных механизмов переноса влаги в неизотермических условиях [Milly, 1982; Milly, 1984; Monji et al., 1990; Boulet et al., 1997; Yamanaka et al., 1998]. Милли использовал преобразованную модель [Milly, 1982; Milly, 1984], в которой учитывался гистерезис задержки кривых грунт-вода, в результате чего сделал вывод, что изотермальный диффузионный поток пара (за счет эффекта Кельвина) выше, чем термический диффузионный поток пара (за счет зависимости давления пара от температуры) при влагопереносе вблизи грунтовой поверхности. Вышеупомянутое исследование показывает, что средние значения потоков при длительном испарении (1 месяц) не чувствительны к проявлениям неизотермических эффектов. Интересно заметить, что некоторые экспериментальные исследования [Monji et al., 1990; Rose, 1968; Jackson, 1973] показали, что вблизи дневной поверхности потоки воды в виде жидкости и пара имеют величины одного порядка. Также интересны

другие исследования [Wescot, Wierenga, 1974; Cahill, Parlange, 1998], в которых отмечено, что поток водяного пара вблизи дневной поверхности составляет приблизительно половину от величины массопереноса.

Влияние активных изменений влажности вблизи дневной поверхности на испарение воды из грунта было предметом ряда полевых исследований [Monji et al., 1990; Boulet et al., 1997; Yamanaka et al., 1998]. Например, Н.Монти и др. [Monji et al., 1990] наблюдали, что в период с 8 до 12 часов утра объемная влажность в верхнем сантиметровом слое грунта увеличивалась, в это же время поток испарения так же увеличивался. Вышеупомянутый результат свидетельствует, что жидкая вода из области ниже примерно 1 см является источником питания как для воды, участвующей в испарении, так и для накопления жидкой воды в области, близкой к верхнему сантиметровому слою грунта. Хотя увеличение влажности объясняется движением жидкости под действием температурных градиентов, формулировка модели ФДВ не дает качественное объяснение такого поведения. В более поздних экспериментальных исследованиях в засушливых условиях Дж. Боулет и др. [Boulet et al., 1997] отмечали наличие относительно сухого слоя грунта (верхние 25 см), через который влагоперенос осуществлялся, главным образом, в виде пара, в то время как ниже этого слоя преобладал жидкостный влагоперенос. В более поздних исследованиях Т. Яманака и др. [Yamanaka et al., 1998], опираясь на полевые измерения и численное моделирование, сообщали о наличии зоны испарения в нижней части сухого приповерхностного слоя, который в тонкодисперсных грунтах был толще, чем в грубодисперсных. Относительный вклад парового и жидкостного

потоков во влагоперенос из внутренней части грунта к дневной поверхности изучали Т.Сараванапаван и Дж. Д.Салвучи [Saravanaravan, Salvucci, 2000], используя численную модель ФДВ. Их результаты указывают, что в то время как диффузия пара преобладает в общем влагопереносе вблизи дневной поверхности, жидкостный перенос регулирует испарение в дневное время в более глубоких слоях очень сухих грунтов.

Значительные расхождения были отмечены А.Т.Кахиллом и М.Б. Парленджем [Cahill, Parlange, 1998] при сравнении измеренных потоков пара с их оценками по теории ФДВ. Эти авторы заключили, что теории ФДВ неполны в отношении описания переноса пара. М.Б. Парлендж и др. предположили, что сжатие и расширение воздуха вблизи дневной поверхности может способствовать переносу водяных паров путем конвекции. Они утверждали, что упущение этого механизма из теории ФДВ может объяснить отклонения расчетов ФДВ [Cahill, Parlange, 1998] от измеренных значений потоков пара. В более поздних исследованиях Д.Ор и Дж.

М.Врейт [Or, Wraith, 2000] сомневались в вышеупомянутых измерениях, утверждая, что содержание влаги, как область рефлектометрии определяемая временем, следует считать важным температурным влиянием на объемную диэлектрическую проницаемость грунта. Преобладающее мнение в отношении неізотермического влагопереноса в грунтах [Cahill, Parlange, 1998; Niemi et al., 2003; Juanes, 2008] то, что хотя теории ФДВ являются на сегодняшний день основой для большинства моделей грунтового- атмосферного

взаимодействия, они дают неудовлетворительное сравнение величин потоков водяных паров, измеренных в полевых условиях, с теоретическими в условиях умеренного содержания влаги в грунте.

В исследовании Дж.Гриволла, Дж.М. Гастора и Ё.Кохена представлена новая формулировка модели влаго- и энергопереноса в ненасыщенной пористой среде [Grifoll et al., 2005]. В дополнение к механизмам, рассмотренным ФДВ, эта модель оценивает конвективный перенос в газовой и жидкой фазах воды в дополнение к дисперсии пара и ощутимой тепловой дисперсии жидкости, без введения эмпирических коэффициентов усовершенствования для паропереноса как это делается в моделях типа ФДВ. Конвекция в газовой фазе учитывается как благодаря изменениям доли жидкости, так и температурному влиянию на плотность газа. На границе раздела грунт – атмосфера учитываются условия потоков энерго- и массопереноса. Представленная модель ограничивается постоянным атмосферным давлением, что позволяет не рассматривать возможные последствия его изменения. Для модели ФДВ, описывающей совместный перенос энергии, жидкой и парообразной воды в ненасыщенной пористой среде в неизотермических условиях, потребовалась оценка изменения капиллярного давления с температурой. Дж.Р. Филип и Д. де Врайс предположили, что относительное изменение капиллярного давления с температурой равносильно изменению поверхностного натяжения воды [de Vries, Philip, 1987]. Стивен А.Грант и Дж.Бэкманн уделили особое внимание изучению именно этого аспекта и установили, что фактически изменение капиллярного давления примерно в 4 раза больше [Grant, Bachmann, 2002; Grifoll et al., 2005]. Для объяснения этого расхождения ими было предложено 4 механизма: расширение воды, расширение вовлеченного

воздуха, влияние растворенных веществ на поверхностное натяжение воды и чувствительные к температуре краевые углы смачивания. Однако, С.А. Грант и Дж. Бэкманн считают, что не одно из этих объяснений не характеризует все относящиеся к делу экспериментальные данные. Влияние температуры на капиллярное давление является линейно убывающей функцией температуры [Grant, Salehzadeh, 1996]. Маловероятно, что механизм, обусловленный термическим расширением грунтового раствора или его составляющих, может описать влияние температуры на капиллярное давление. Более подходящими механизмами являются влияние растворенного вещества на поверхностное натяжение грунтового раствора или изменения краевых углов смачивания под воздействием температуры.

Чтобы обсудить коэффициент смачивания как соответствующий показатель влияния температурной зависимости капиллярного давления, важно понимать, что в целом краевой угол смачивания поровой среды относительно воды или грунтового раствора является ненулевым. Большинство исследований влияния температуры на капиллярное давление проводилось для промежуточных значений влажности. В этом случае предполагалось, что водные пленки и мениски существовали одновременно [Де Гроот, Мазур, 1964; Рабочев, Рекс, 1981; Prasad et al., 2001]. Из этого можно сделать важные выводы о краевых углах смачивания на поверхности раздела твердая фаза – жидкость. При первоначально сухом состоянии фронт смачивания продвигается скачкообразно к частице с наименьшим диаметром, в то время как на поверхности могут существовать очень тонкие невидимые водные пленки. При первоначально влажном состоянии капиллярное поднятие происходит как процесс утолщения пленки [Lu et al., 1994]. Установлено, что диапазон толщины

пленок колеблется между 3,0 и 27,0 нм. С увеличением краевого угла смачивания толщина пленки уменьшается. Этот эффект наблюдался на стеклянных, кварцевых и слюдяных поверхностях. Б.В.Дерягин и Н.В.Чураев [Derjaguin, Churaev, 1986] отметили также, что увеличение температуры ведет к утоньшению водных пленок и увеличению краевых углов смачивания. Обычное поведение поверхности при адсорбции водяного пара (образование капель или пленок) может быть выведено из изотерм адсорбции водяного пара [Schrader, 1993]. Однако, хотя влияние температуры явно наблюдается для покоящихся капель на сравнительно сухих грунтовых частицах, проведено очень мало исследований для изучения влияния температуры на краевой угол смачивания поверхностей в контакте с водой. Точное объяснение наблюдаемого явления до сих пор не найдено.

1.3.3. Параметры неизотермического влагопереноса

Перенос вещества (воды) в грунтах можно характеризовать либо макроскопической (линейной) скоростью переноса ϑ (см/с), либо удельной скоростью потока массы J (удельным расходом, г/см²). Соотношение между ними

$$J = \rho_v \cdot \vartheta,$$

где ρ_v – плотность воды.

В общем случае, согласно А.М.Глобусу [Глобус, Арефьев, 1972; Глобус, 1983], суммарный неизотермический поток влаги J_{WT} складывается из изотермических и неизотермических составляющих:

$$J_{WT} = J_{ип} + J_{иж} + J_{тп} + J_{тж}$$

где $J_{ип}$ и $J_{иж}$ – изотермические потоки пара и влаги соответственно, $J_{тп}$ и $J_{тж}$ – неизотермические потоки пара и влаги соответственно.

Это уравнение можно переписать в ином виде:

$$J_{WT} = -K_{ип} \left(\frac{dP_э}{dx} \right) - K_{иж} \left(\frac{dP_в}{dx} - \frac{K_{иж}[d(\chi_{ос}P_{ос})]}{dx} \right) - K_{ткм} \left(\frac{dT}{dx} \right) - K_{ткп} \left(\frac{dT}{dx} \right) - K_{тки} \left(\frac{dT}{dx} \right) - K_{тдс} \left(\frac{dT}{dx} \right) - K_{тко} \left(\frac{dT}{dx} \right) - K_{тп} \left(\frac{dT}{dx} \right)$$

где нижние индексы, которые не были упомянуты выше, обозначают: тпк – термическая диффузия пара, ткм – термокапиллярно-менисковый поток, ткп – термокапиллярно-пленочный поток, то – термоосмос, ос – осмос, тсд – термосамодиффузия, тки – термоионно-электростатический поток; T – температура; x – координата вдоль градиента температуры (влагопереноса).

Объединяя порознь "изотермические" и "неизотермические" члены правой части уравнения (1.8), считая грунт незасоленным ($P_э \approx P_в$) и пренебрегая влажностным гистерезисом [Глобус, 1983], перепишем это уравнение в более простой форме:

$$\vartheta_{WT} = \frac{J_{WT}}{\rho_в} = -D_W \left(\frac{dW_о}{dx} \right) - Dt \left(\frac{dT}{dx} \right)$$

где ϑ_{WT} – линейная скорость влагопереноса, $W_о$ – объемная влажность грунта, D_W и D_T – соответственно, коэффициенты изотермической и неизотермической влагопроводности. В данном виде уравнение применимо для экспериментального анализа неизотермической влагопереноса в грунтах. Такой анализ может быть проведен по результатам опытного определения кинетики перераспределения влаги по длине образца, происшедшего

вследствие термовлагопереноса от нагретого к холодному торцу в разные моменты времени $t_1, t_2, t_3, \dots, t_i$.

По полученным в ходе эксперимента данным вычислялись коэффициенты D_W и D_T путем решения переопределенной системы уравнений вида:

$$\begin{aligned} \vartheta_{\text{нв}}^{\bar{,}1} &= -D_w \text{grad} W_1 - D_t \text{grad} T_1 \quad (\Delta t_1) \\ \{\vartheta_{\text{нв}}^{\bar{,}2} &= -D_w \text{grad} W_2 - D_t \text{grad} T_2 \quad (\Delta t_2), \vartheta_{\text{нв}}^{\bar{,}i} \\ &= -D_w \text{grad} W_i - D_t \text{grad} T_i \quad (\Delta t_i) \end{aligned}$$

где черта над параметрами означает осреднение величин для данного интервала времени (Δt_i). Левую часть уравнений можно вычислить графическим интегрированием экспериментальных профилей влажности:

$$\vartheta_{\text{нв}}^{\bar{,}x} = \frac{[(\int_0^x W dx)_{t_2} - (\int_0^x W dx)_{t_1}]}{t_2 - t_1}$$

где x – расстояние от холодного торца трубки ($x = 0$) до рассматриваемого сечения. Градиенты влажности и температуры находили осреднением $\text{grad} W$ и $\text{grad} T$ в моменты времени t_1 и t_2, t_2 и t_3 и т. д.

Семейства функций $[D_W(W)] = f(\gamma_T, T, C_P)$ и $[D_T(W)] = f(\gamma_T, T, C_P)$ А.М. Глобус назвал "абсолютными" характеристиками грунта, которые необходимы для описания неизотермического влагообмена. Однако во многих случаях весьма важно выяснить, приведет ли данное температурное воздействие к изменению поля влажности в системе, каковы общие закономерности этих изменений и как на них влияют различные физические свойства капиллярно-пористых материалов. Дискретные значения D_W и D_T или их непрерывные функции от влажности не позволяют непосредственно ответить на эти вопросы [17]. Поэтому А.М.Глобус предложил в качестве

интегральных характеристик эффективности теплопереноса влаги, позволяющих выявить особенности поведения различных влажных пористых сред в температурном поле, некоторые экспериментальные функции [Глобус, 1983].

При данном температурном воздействии на равномерно увлажненную колонку через каждое ее сечение за время t в общем случае проходит некоторый результирующий поток влаги $(q_{WT})_t = J_{WT} t$.

Координата сечения, для которого q_{WT} максимально, отвечает сечению, где влажность в момент t равна исходной W . Обозначим эту координату x .

Экспериментально установлено, что в моменты, достаточно

отдаленные как от начала опыта, так и от установления стационарного состояния, x обычно находится вблизи середины колонки, а профиль влажности со временем как бы вращается вокруг x или узкой зоны, прилегающей к x . Поэтому q_{WT} рассчитывается для среднего сечения колонок.

Функция $[q_{WT}(W)]_t$ настолько характерна для данной пористой среды, что А.М.Глобус предложил рассматривать ее как основную термогидрофизическую характеристику грунта (ОТГХ). С течением времени в закрытой системе устанавливается стационарный профиль влажности.

Величина

$$\Sigma_{WT} = \frac{W \int_{x_0}^{x_\infty} dx}{Wl} = \frac{\int_{x_0}^{x_\infty} W dx}{Wl},$$

где x — координата профиля W ; $W_{x_\infty} = W$; l — длина образца, характеризует долю перераспределенной влаги от всей находящейся в системе.

Функция $\Sigma_{WT} = f(W_{cp})$ является весьма специфической для данной среды, и

А.М. Глобус предложил использовать ее для сравнительной оценки эффективности термопереноса влаги в различных средах. Опыт показывает, что хотя в определенном интервале W длительность установления стационарного профиля влажности весьма велика и для колонок длиной 10 см может достигать месяца, значение Σ_{WT} , начиная с нескольких суток, меняется весьма слабо. Поэтому для расчета Σ_{WT} в сравнительных целях можно использовать и квазистационарные профили влажности, полученные за более короткие сроки.

В ряде задач представляет интерес перепад влажности между «холодной» и «горячей» границами системы, поскольку он влияет, например, на тепловое сопротивление слоя. Эта величина $(\Delta W)_{\text{хг}}$ («градиент влажности» по Смитсу), полученная для одинаковых условий, является сравнительной характеристикой и также позволяет выявить особенности термопереноса влаги в различных пористых средах. Наконец, при стационарном профиле влажности условие $\delta W/\delta t$ соблюдается в любом сечении колонки, а так как при $x = 0$ и $x = L$ J_{WT} равен нулю, это означает, что J_{WT} равен нулю и во всех остальных сечениях. Иными словами, в каждом сечении соблюдается условие $J_W = -J_T$. Тогда имеем:

$$-\left(\frac{dW}{dt}\right)_{t \rightarrow \infty} = \frac{D_T}{D_w} = dT \quad D_w \quad \delta_w(W, T),$$

где δ_w – «влажностный» термоградиентный коэффициент [Лыков, 1954].

Термоградиентный коэффициент δ_w измеряется в 1/град. От величины δ_w зависит скорость суммарного термовлагопереноса q , определяемая уравнением [16]:

$$\delta \quad \delta T$$

$$q = -K_m \left[\left(\frac{\partial W}{\partial x} \right) - \delta_w \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) \right]$$

Как правило, величину δ_w определяют из стационарного профиля влажности [Лыков, 1978; Никитина, 1964]. Однако в каждой колонке индивидуальные значения δ_w относятся не только к разным W , но и к разным T . Напротив, функции $q_{WT}(W)$, $\Sigma_{WT}(W_{cp})$, $(\Delta W)_{хг}(W)$ относятся к совершенно определенным условиям влажности и температуры.

Таким образом, наряду с «абсолютными» характеристиками среды при неизотермическом влагообмене типа D_W и D_T закрытые системы позволяют получить ряд интегральных эмпирических характеристик типа q_{WT} , Σ_{WT} , $(\Delta W)_{хг}$, а также значения диапазона исходных влажностей, в котором градиент температуры приводит к эффективному термомпереносу влаги $(\Delta W)_{эт}$. Простота определения этих характеристик и их способность выявлять интегральные различия между разными капиллярно-пористыми средами объясняют достаточно быстрое распространение их при исследованиях неизотермического влагообмена в пористых средах [Давидовский, 1965]. При анализе этих характеристик в ряде случаев могут быть сделаны и определенные выводы относительно преобладающих механизмов термомпереноса влаги [Глобус, Ассер, 1965].

ГЛАВА 2. ФИЗИКО- МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ «РЕЗЕРВУАР – МЕРЗЛЫЙ ГРУНТ»

Разработанная в работе расчетная схема теплосилового взаимодействия резервуара с окружающим грунтом учитывает влияние параметров теплопереноса. Нестационарная одномерная теплофизическая модель теплопереноса в грунте была получена путем адаптации теплофизической модели, рассмотренной в работе [19]. В адаптированной нами модели учитывались особенности реальных процессов передачи тепла и миграции влаги (воды) как в талом, так и в мерзлом грунтах. Кристаллизация жидкой влаги, содержащейся в поровом пространстве грунта, происходит в некотором спектре температур, границы которого определяются кривой незамерзшей воды для данного типа грунта.

2.1. Физическая модель теплопереноса в грунте

Грунт рассматривается как трехфазная среда, состоящая из следующих фаз:

влаги, льда, сухого скелета грунта. Изменение массы каждой i - фазы (влаги, лед, скелет грунта) определяется физическим законом сохранения массы, записанном применительно к многофазной среде [20]:

$$\frac{d}{dt} \int_V \rho_i dV + \int_S \rho_i v_n dS - \int_V \sum_{j=1}^N J_{ji} dV, \quad (2.1)$$

где $i=1,2,\dots,N$ – номер фазы; ρ_i - приведенная плотность i -ой фазы; J_{ji} – интенсивность перехода j -й фазы в i -ю в единице объема в единицу времени. $\rho_i v_n$ - поток массы i -

ой фазы через поверхность S .

Считая температуру фаз смеси одинаковой, учитывая аддитивность внутренней энергии, а также условие малости мощности внутренних сил, уравнение баланса внутренней энергии запишется в виде [20]:

$$(2.2) \quad \frac{d}{dt} \int_V \rho \sum_{i=1}^N \rho_i U_i dV + \int_S \rho \sum_{i=1}^N \rho_i U_i v_n dS = \int_S q_n dS,$$

где U_i - удельная внутренняя энергия i -ой фазы; $\rho_i \rho_i^n U_i$ - удельный поток внутренней энергии i -ой фазы; q^n - плотность теплового потока.

Приведенные плотности жидкой влаги ρ_w , льда ρ_l и сухого скелета грунта ρ_c

выражаются через объемные доли и истинные плотности:

$$\rho_w = \frac{m_w}{V} = \rho_w^{(0)} \rho_w, \quad \rho_l = \frac{m_l}{V} = \rho_l^{(0)} \rho_l, \quad \rho_c = \frac{m_c}{V} = \rho_c^{(0)} \rho_c$$

где, ρ_w, ρ_l, ρ_c - объемные доли влаги, льда, сухого скелета грунта ; $\rho_w^{(0)}, \rho_l^{(0)}, \rho_c^{(0)}$ - истинная плотность влаги, льда, сухого скелета грунта.

Перенос жидкой влаги в грунтах описывается законом изотермической влагопроводности [21]

$$v_w = -D \frac{\partial \rho_w}{\partial x}, \quad (2.3)$$

где D - коэффициент диффузии жидкой влаги в грунте, зависящий от θ и θ_l

В качестве движущей силы влагопереноса принят градиент влагосодержания. Данный закон справедлив для описания переноса жидкой влаги в тонкодисперсных грунтах, ввиду незначительного влияния сил гравитации на движение в них влаги. Следует отметить что в законе влагопереноса не учитывается вклад термовлагопроводности, так как согласно [22], влияние термовлагопроводности становится значительным при температурных градиентах $4 - 5$ °C/см и более.

Пористость грунта характеризуется коэффициентом $m = V_n / V$, где V_n - объем

порового пространства в грунте, занимающего объем V .

Принятая физическая модель среды учитывает интенсивность фазового перехода "вода- лед" в поровом пространстве грунта с учетом обобщенных данных об изменении приведенной плотности незамерзающей воды при понижении температуры в грунтах (обозначена - J_{ij}).

Удельные плотности тепловых потоков q^n вычисляются по закону Фурье, при этом коэффициент теплопроводности грунта определяется по рассчитанным в процессе вычислений приведенной плотности жидкой влаги, приведенной плотности льда и температуре грунта.

2.2. Уравнение баланса массы фаз в контрольных объемах

Уравнение баланса массы фаз (2.1) для промежутка времени ($t^{(n)}, t^{(n+1)} = t^{(n)} + \Delta t$) в каждом фиксированном ij -ом контрольном объеме (КО) V_{ij} запишем в следующем

виде:

- для жидкой влаги

$$\frac{\rho_{ijB}^{(n+1)} - \rho_{ijB}^{(n)}}{\Delta t} \cdot V_{ij} = - \sum_{k=1}^2 v_{ijkB}^n \cdot \Delta S_{ijk} + I_{ЛВ} \cdot V_{ij} \quad (2.4)$$

-для льда

$$\frac{\rho_{ij(nЛ)} - \rho_{ij(nЛ)}}{\Delta t} \cdot V_{ij} = I_{ВЛ} \cdot V_{ij} - \rho_{ij(nc)} \cdot V_{ij} \quad (2.5)$$

$$\rho_{ij(nc)} \cdot V_{ij} \quad (2.6)$$

Правые части уравнений (2.4)-(2.6) вычисляются как средние для соответствующего промежутка времени $(t^{(n)}, t^{(n+1)})$, Индекс $k=1,2$ соответствует S – южной и N – северной граням ij -го контрольного объема.

В уравнениях (2.4) – (2.6) используются приведенные плотности: $\frac{m^B}{V_{ij}}$ -

влаги, $\frac{m^L}{V_{ij}}$ - льда, $\frac{m^c}{V_{ij}}$ -сухого скелета грунта.

Величина интенсивности фазового перехода в поровом пространстве контрольного объема V_{ij} характеризуется величинами: $I_{ЛВ}$ – интенсивностью плавления льда, $I_{ВЛ}$ – интенсивностью замерзания жидкой влаги в порах.

Для расчета скорости потока жидкой влаги ρ_{ijk}^n через грани ij –го КО, записанного в правой части уравнения (3.3), рассмотрим ij –ый, а

также граничащие на юге (S) и на севере (N) контрольные объемы (Рисунок 2.1.). Нижние индексы GS , GN – соответствуют серединам соответствующих граней рассматриваемого контрольного объема. Скорости потока жидкой влаги через соответствующие грани КО, в соответствии с (2.3), будут вычисляться как:

- для южной грани S

$$v_{ijGS} = \frac{2D_{ij}(\rho_{ij} - \rho_{ijGS})}{\rho_{ijGS}}; \quad (2.7)$$

- для северной грани N

$$v_{ijGN} = \frac{2D_{ij}(\rho_{ijGN} - \rho_{ij})}{\rho_{ij}}, \quad (2.8)$$

где D_{ij} – коэффициент диффузии жидкой влаги в ij -ом КО; ρ_{ij} – объемное содержание влаги в ij -ом КО; ρ_{iGS} , ρ_{iGN} – объемное содержание влаги, соответствующие серединам соответствующих граней (S, N) ij -го КО. Величина объемного содержания

ρ_{ijB} влаги, в ij -ом КО, определяется через её приведенную и истинную плотности $\rho_{ij}^{(0)}$ и ρ_B .

$$\rho_{ijGN} = \frac{1}{\rho_{ijGN}} \frac{D_{ij}(\rho_{ij} - \rho_{ijGN})}{D_{ijGN}(\rho_{ijGN} - \rho_{ij})} \quad (2.10)$$

Объемные доли влаги на границах КО определяются из условия непрерывности скорости потоков влаги через грани. Записывая условие непрерывности для грани S получим: $\theta_{ij} - \theta_{ijGS} = \theta_{ijGS} - \theta_{i,j-1}$

$$v_{ijGS} = -D_{ij} \cdot \frac{\theta_{ij} - \theta_{ijGS}}{\Delta y_{i,j-1/2}} = -D_{i,j-1} \cdot \frac{\theta_{ijGS} - \theta_{i,j-1}}{\Delta y_{ij}/2};$$

откуда

$$\theta_{ijGS} = \frac{D_{ij} (\theta_{ij} - \theta_{i,j-1}) + D_{i,j-1} (\theta_{i,j-1} - \theta_{ij})}{D_{ij} + D_{i,j-1}}; \quad (2.9)$$

Аналогично вычисляется θ_{iGN} :

$$\theta_{iGN} = \frac{D_{ij} (\theta_{ij} - \theta_{i,j-1}) + D_{i,j-1} (\theta_{i,j-1} - \theta_{ij})}{D_{ij} + D_{i,j-1}}$$

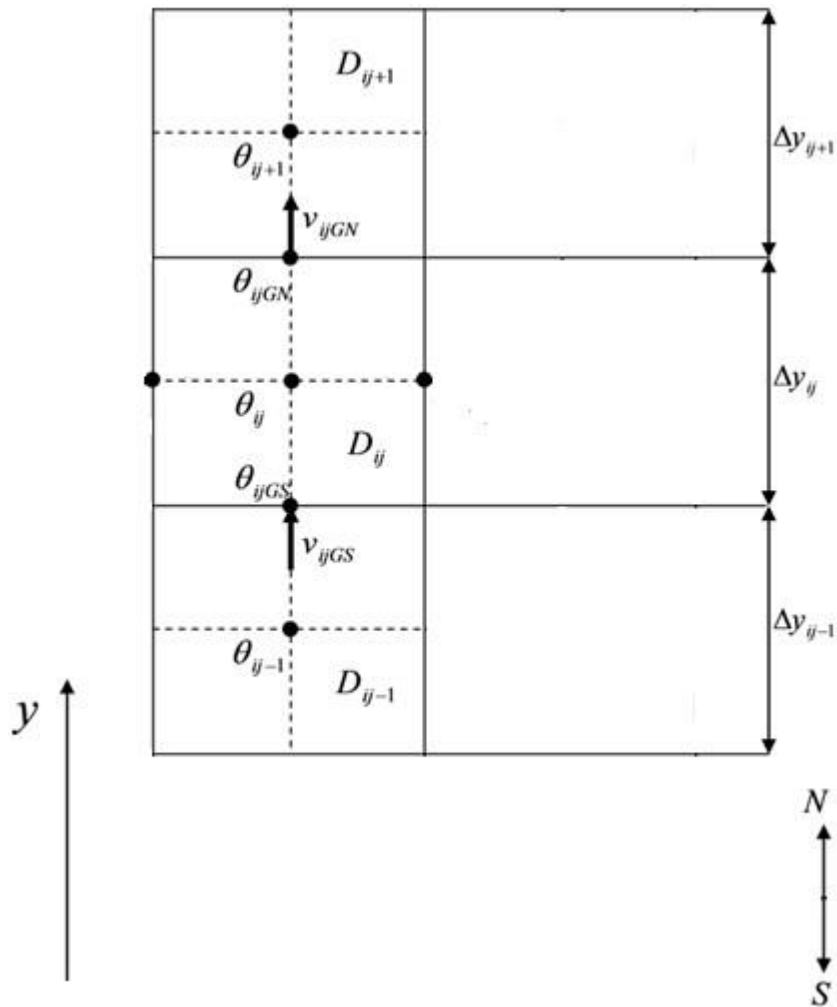


Рис. 2.1. Схема контрольных объемов к расчету скорости потока жидкой влаги

В случае талого грунта коэффициент диффузии D зависит от объемного содержания жидкой влаги θ , а в случае промерзающего и мерзлого грунта зависит также и от θ_L – объемного содержания льда. В общем случае зависимость D от θ и θ_L записывается в виде [21]:

$$D(\theta) = D_T(\theta) / (1 - n\theta - \theta_L) \quad (2.11)$$

где $D_T(\theta)$ – зависимость коэффициента диффузии для талого грунта; n – опытная константа, зависящая от вида грунта.

Аппроксимировать зависимость $D_T(\theta)$ для грунтов различного

гранулометрического состава и плотности можно используя данные В.А. Кудрявцева (рисунок 2.2).

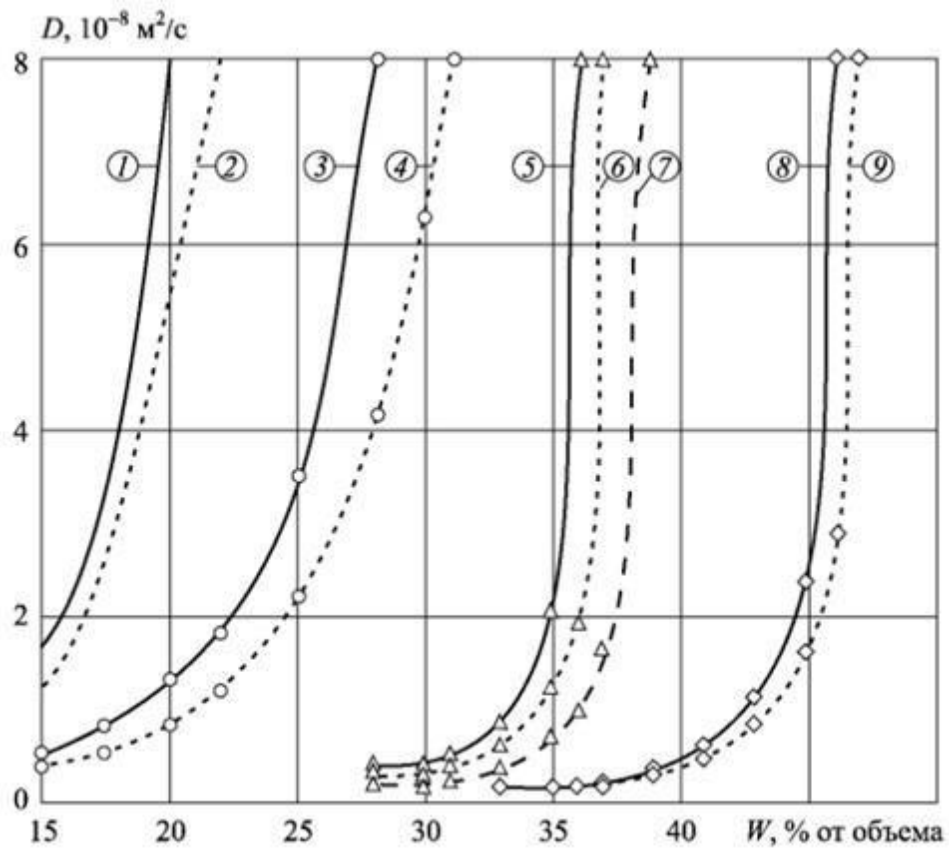


Рис. 2.2. Зависимость коэффициента диффузии жидкой влаги в талых грунтах различного гранулометрического состава и плотности от влажности по данным В.А. Кудрявцева: 1, 2, 3, 4 - супесь при плотности 1.98, 1.93, 1.82, 1.77 г/см³; 5, 6, 7, 8, 9 - глина при плотности 1.69, 1.65, 1.55, 1.41, 1.35 г/см³ соответственно

Интенсивность кристаллизации жидкой влаги в поровом пространстве можно записать как:

$$I_{ВЛ} = \overline{\square \square \square}_{t_{\square \square}} \quad (2.12)$$

□

а интенсивность плавления льда:

$$I_{ЛВ} \overline{\rho_{л\sigma} - \rho_{л\sigma}^{(n)}} \Delta t, \quad (2.13)$$

где $\rho_{л\sigma}$ – изменение приведенной плотности жидкой влаги за счет плавления льда в поровом пространстве за время Δt ; $\rho_{л\sigma}^{(n)}$ – изменение приведенной плотности льда за счет замерзания воды в порах за время Δt .

Используя безразмерную функцию незамерзшей воды $f(T)$ [9],

устанавливающую однозначную взаимосвязь между количеством льда и влаги при температуре T . Запишем выражения для $\rho_{л\sigma}$, $\rho_{л\sigma}^{(n)}$ в следующем виде:

$$\rho_{л\sigma} = \rho_{\sigma(n)} \cdot f(T_{(n+1)}) + \rho_{\sigma(n)} \cdot \rho_{л(n)} \quad (2.14)$$

$$\rho_{л\sigma}^{(n)} = (f(T_{(n+1)}) - f(T_{(n)})) \cdot (\rho_{\sigma(n)} + \rho_{л(n)}) \quad (2.15)$$

2.3. Уравнение баланса внутренней энергии многофазной среды в контрольных

объемах

Уравнение баланса внутренней энергии многофазной среды (2.2), для трехфазной среды, состоящей из влаги, льда и сухого скелета грунта применительно к ij -му контрольному объему запишем в виде:

$$(\rho_{ijc} \cdot U_{ijc} + \rho_{ijл} \cdot U_{ijл} + \rho_{ijв} \cdot U_{ijв})_{(n+1)} - (\rho_{ijc} \cdot U_{ijc} + \rho_{ijл} \cdot U_{ijл} + \rho_{ijв} \cdot U_{ijв})_{(n)}$$

Δt

$\cdot V_{ij}$

$$\begin{aligned}
 & 2 \\
 & = - \sum_{k=1}^2 \rho_{ijkB} \cdot v_{ijkBn} \cdot U_{ijkB} \cdot \Delta S_{ijk} \\
 & - \sum_{k=1}^2 q_{ijk}^n \cdot \Delta S_{ijk} \quad (2.16)
 \end{aligned}$$

Правая часть уравнения (2.16) вычисляется как среднее для соответствующего промежутка времени $(t^{(n)}, t^{(n+1)} = t^{(n)} + \Delta t)$. Индекс $k=1,2$ соответствует S-южной, N- северной граням ij -го контрольного объема. U_{ijc} , $U_{ijл}$, $U_{ijв}$ – удельные внутренние энергии сухого скелета грунта, льда влаги. q_{ijk}^n – удельный тепловой поток через k -ю грань ΔS_{ijk} контрольного объема V_{ij} .

Удельная внутренняя энергия сред, не испытывающих фазовых переходов, определяется с точностью до постоянных. Удельная внутренняя энергия сухого скелета грунта в ij -ом КО:

$$U_{ijc} = C_{ijc} \cdot T_{ij}, \quad (2.17)$$

где C_{ijc} – удельная теплоемкость сухого скелета грунта ij -го КО; T_{ij} – температура соответствующего КО. Удельная внутренняя энергия льда в ij -ом КО:

$$U_{ijл} = C_{л} \cdot T_{ij} + U_{л0}, \quad (2.18)$$

где, $C_{л}$ – удельная теплоемкость льда; $U_{л0}$ – несущественная константа, которая принимается равной нулю. Удельная внутренняя энергия влаги в ij -ом КО:

$$U_{ijв} = C_{в} \cdot (T_{ij} - T_o) + U_{в0}, \quad (2.19)$$

где, C_B – удельная теплоемкость воды; U_{B0} - существенная константа.

Константа U_{B0} определяются из условия нормировки при фазовом переходе [20]

$$i_B \square i_{Л} \square l_{ЛВ}, \quad (2.20)$$

где $i_{Л}, i_B$ – удельные энтальпии льда и воды при условиях фазового перехода; $l_{ЛВ}$ – удельная теплота фазового перехода "лед -вода". С

учетом (3.24) выражение для U_{B0}

запишется в виде:

$$U_{B0} \square l_{ЛВ} \square C_{Л} \square T_0 \square \frac{P^0}{\rho_{(o)}} \square \frac{P^0}{\rho_{(e)}}, \quad (2.21) \square_{Л}$$

где T_0, P_0 - температура и давление фазового перехода; $\rho_{(o)}, \rho_{(e)}$ - истинные плотности льда и воды.

Учитывая (2.17) – (2.19), уравнение баланса энергии для КО запишется как:

$$\begin{aligned} & \left(\rho_{ijc} \cdot c_c + \rho_{ijЛ}^{(n+1)} \cdot c_{Л} + \rho_{ijB}^{(n+1)} \cdot c_B \right) \cdot T_{ij}^{(n+1)} - \left(\rho_{ijc} \cdot c_c + \rho_{ijЛ}^{(n)} \cdot c_{Л} + \rho_{ijB}^{(n)} \cdot c_B \right) \cdot T_{ij}^{(n)} \\ & \quad + \sum_{k=1}^2 (\rho_{ijB} \cdot v_{ijk} \cdot U_{ijk} \cdot \Delta S_{ijk}) \cdot V_{ij} - \Delta t = 0 \end{aligned} \quad (2.22)$$

Плотности тепловых потоков через грани (S, N) контрольного объема рассчитываются по закону Фурье (Рисунок 2.3):

-для грани S

$$q_{ijGS} = \lambda_{ij} \frac{T_{ij} - T_{ijGS}}{\Delta y_{ij}/2}; \quad (2.23)$$

-для грани N

$$q_{ijGN} = \lambda_{ij} \frac{T_{ijGN} - T_{ij}}{\Delta y_{ij}/2}, \quad (2.24)$$

где λ_{ij} – теплопроводность грунта в ij -ом КО. Температуры на гранях S и N определяем из условий равенства тепловых потоков через грани. Так, например, для грани S имеем

$$q_{ijGS} = -\lambda_{ij-1} \cdot \frac{T_{ijGS} - T_{ij-1}}{\Delta y_{ij-1}/2} = -\lambda_{ij} \cdot \frac{T_{ij} - T_{ijGS}}{\Delta y_{ij}/2}$$

откуда:

$$T_{ijGS} = T_{ij-1} - \frac{\lambda_{ij} (T_{ij} - T_{ijGS})}{\lambda_{ij-1}} \quad (2.25)$$

Аналогично выражаем температуру на грани N

$$T_{ijGN} = T_{ij} + \frac{\lambda_{ij} (T_{ijGN} - T_{ij})}{\lambda_{ij+1}} \quad (2.26)$$

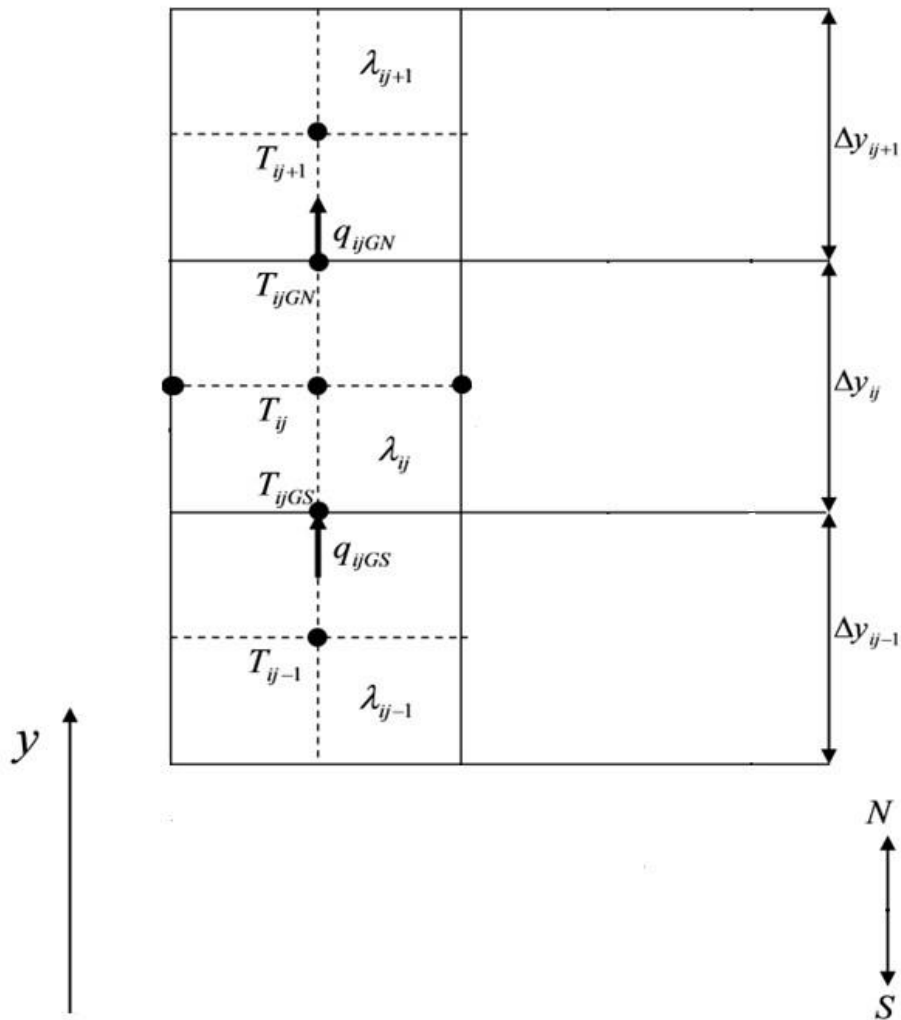
λ_{ij}


Рис. 2.3. Схема контрольных объемов к расчету плотности теплового потока

Коэффициент теплопроводности талого грунта λ_T зависит от типа грунта, плотности его скелета и количества влаги, содержащейся в поровом пространстве. Например, для определения λ_T глинистого грунта можно использовать данные [24], представленные на рисунке 2.4.

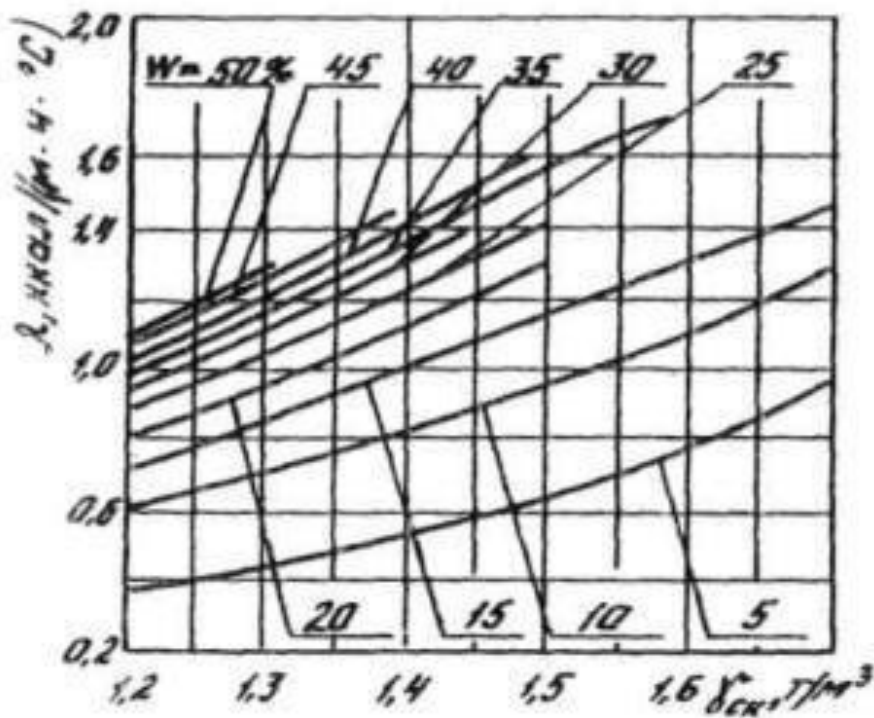


Рис. 2.4. Зависимость коэффициента теплопроводности талых глинистых грунтов различной

плотности от влажности по данным Гаврильева

В мерзлом грунте значение коэффициента теплопроводности λ_M также определяется типом грунта, плотностью его скелета и суммарным количеством жидкой влаги и льда содержащихся в его порах. На рисунке 2.5 показана зависимость λ_M для глинистого грунта различной плотности скелета и суммарной влажности.

В случае промерзающего грунта (количество незамерзшей воды лежит в интервале значений, определяемых функцией незамерзшей воды) коэффициент теплопроводности λ_{TM} определяется по формуле, предложенной ИВАНОВЫМ.

$$\lambda_{TM} = \lambda_T (\lambda_M + \lambda_T) \frac{f(T) + f(T_{ocm})}{(T_H) + f(T_{ocm})}, \quad (2.27)$$

где T_H – температура начала фазового перехода, T_{ocm} – температура соответствующая нижней границе спектра температур фазового перехода.

Таким образом, с учетом (2.27) коэффициент теплопроводности грунта рассчитывается по следующей зависимости:

$$\lambda_{T, T_H} = \lambda_{T_M} \cdot f \left(\frac{T}{T_H} \right) \cdot f \left(\frac{T}{T_{ocm}} \right) \quad (2.28)$$

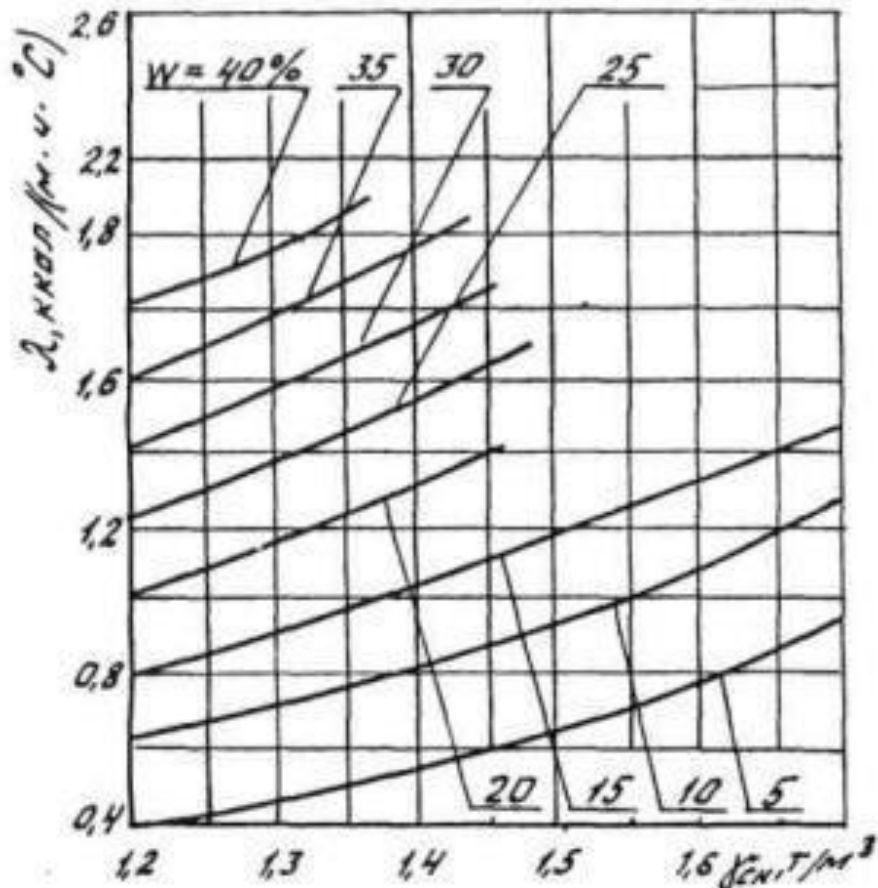


Рис. 2.5 Зависимость коэффициента теплопроводности мерзлых глинистых грунтов различной

плотности от суммарной влажности по данным Гаврильева

2.4. Граничные и начальные условия задачи нестационарного теплопереноса в грунтах

Начальное распределение температур грунта, а также приведенных плотностей

влаги и льда задается во всей расчетной области (рисунок 2.6).

$$T = T_0(\tau = 0, y)$$

$$\rho_v = \rho_v(\tau = 0, y)$$

$$\rho_l = \rho_l(\tau = 0, y)$$

Теплофизическая модель теплопереноса (2.4)–(2.6), (2.16) замыкается заданием уравнений переноса жидкой влаги (2.7), (2.8) и фазовых переходов, теплофизическими и гидродинамическими характеристиками грунтов, а также граничными условиями теплообмена.

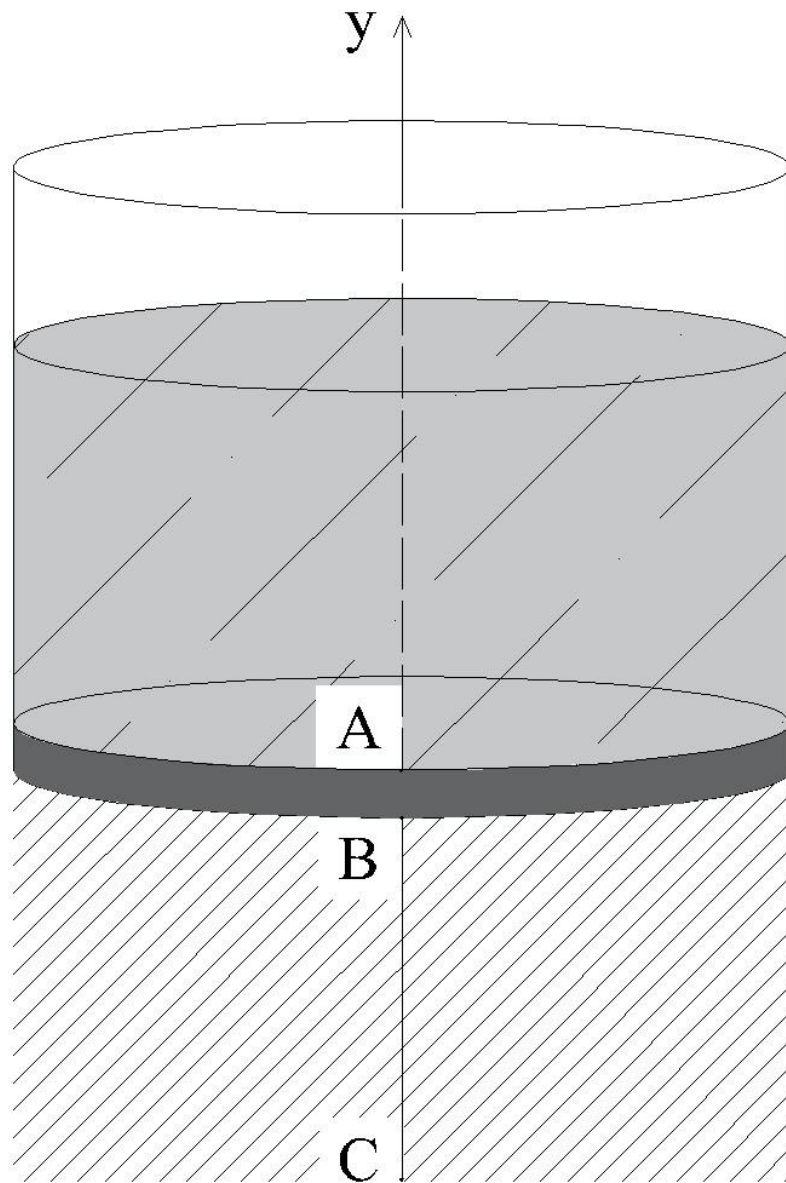


Рис. 2.6. Расчетная область задачи тепломассообмена

На границе BC задаются нулевые значения плотности теплового потока $q^n \equiv 0$ и скорости переноса влаги $v^n \equiv 0$. На нижней границе C задаются температура грунта (T) и значение объемного влагосодержания (Π).

Интенсивность влагообмена на верхней границе (B) полагается известной. Теплообмен грунта с нефтепродуктами на границе B рассчитывается с учетом толщины дна резервуара.

Запишем условие непрерывности теплового потока при прохождении границ раздела "грунт - резервуар" и "резервуар - нефтепродукты":

$$\lambda_{гр} \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\lambda_{AB} \cdot (T - T_A)}{L_{AB}} = \alpha_A \cdot (T_B - T_A) \quad (2.29)$$

Здесь T – температура грунта на поверхности раздела "грунт – резервуар"; $\lambda_{гр}$ – теплопроводность грунта; L_{AB} , λ_{AB} – толщина и коэффициент теплопроводности основания резервуара; T_A – температура нефтепродуктов на поверхности раздела "резервуар – нефтепродукты"; α_A – коэффициент конвективного теплообмена на поверхности раздела "резервуар – нефтепродукты"; T_B – температура фундамента резервуара на поверхности раздела "мерзлый грунт – резервуар". Выражая T_A из соотношения (2.29), получим:

$$(2.30) \quad T_A = \frac{\lambda_{AB} \cdot (T + \alpha_A \cdot T_B)}{\lambda_{AB} + \alpha_A L_{AB}}$$

Подставляя (2.30) в соотношение $\lambda_{гр} \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\lambda_{AB} \cdot (T - T_A)}{L_{AB}}$ на

границе В:

$$\lambda_{гр} \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\lambda_{AB} \cdot (T - T_B)}{L_{AB}} = k \cdot (T - T_B) \quad (2.31)$$

коэффициент теплопередачи от резервуара к поверхности грунта. Здесь $k = \frac{\lambda_{AB}}{L} + \alpha_A$

ГЛАВА 3. РАСЧЕТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

По разработанной модели была написана программа в программном пакете, системе компьютерной алгебры Maple и применялись следующие параметры указанные в таблице:

Таблица 1 – Входные параметры для расчетного исследования

Входные параметры		
Наименование	Обозначение	Значение
Коэффициент теплоотдачи от нефти или нефтепродукта ко дну резервуара	α	27,2 [Вт/м ² ·°С]
Локальная температура нефтепродукта вблизи дна резервуара	T_n	27 [°С]

Температура грунта	Т гр	-5 [°C]
Теплоемкость льда	С л	2100 [Дж/(кг·°C)]
Теплоемкость воды	С в	4200 [Дж/ (кг·°C)]
Теплофизические параметры грунта	Значения принимались по табл. 3 обязательного приложения 1 СНиП 2.02.04-88.	

Далее проведем численное решение задачи определения момента начала протаивания мерзлого грунта под тепловым воздействием резервуара, рассмотрим влияние различного значения суммарной влажности грунта на распределение в нем температуры с течением времени, а так же выясним, до какой глубины пройдет протаивание в ходе длительного оттаивания нефтепродукта в резервуаре с постоянным подогревом.

3.1. Определение момента начала протаивания мерзлого грунта за счет

теплового воздействия "горячего" резервуара

Для определения момента протаивания были взяты теплофизические характеристики грунта согласно табл. 3 обязательного приложения 1 СНиП 2.02.0488, а также температуру нефтепродукта указанную в таблице 1. Начальная температура расчетной области принята равной минус пять градусов. Поскольку задача является нестационарной, температурное поле выстроится автоматически в процессе расчета в течение определенного времени.

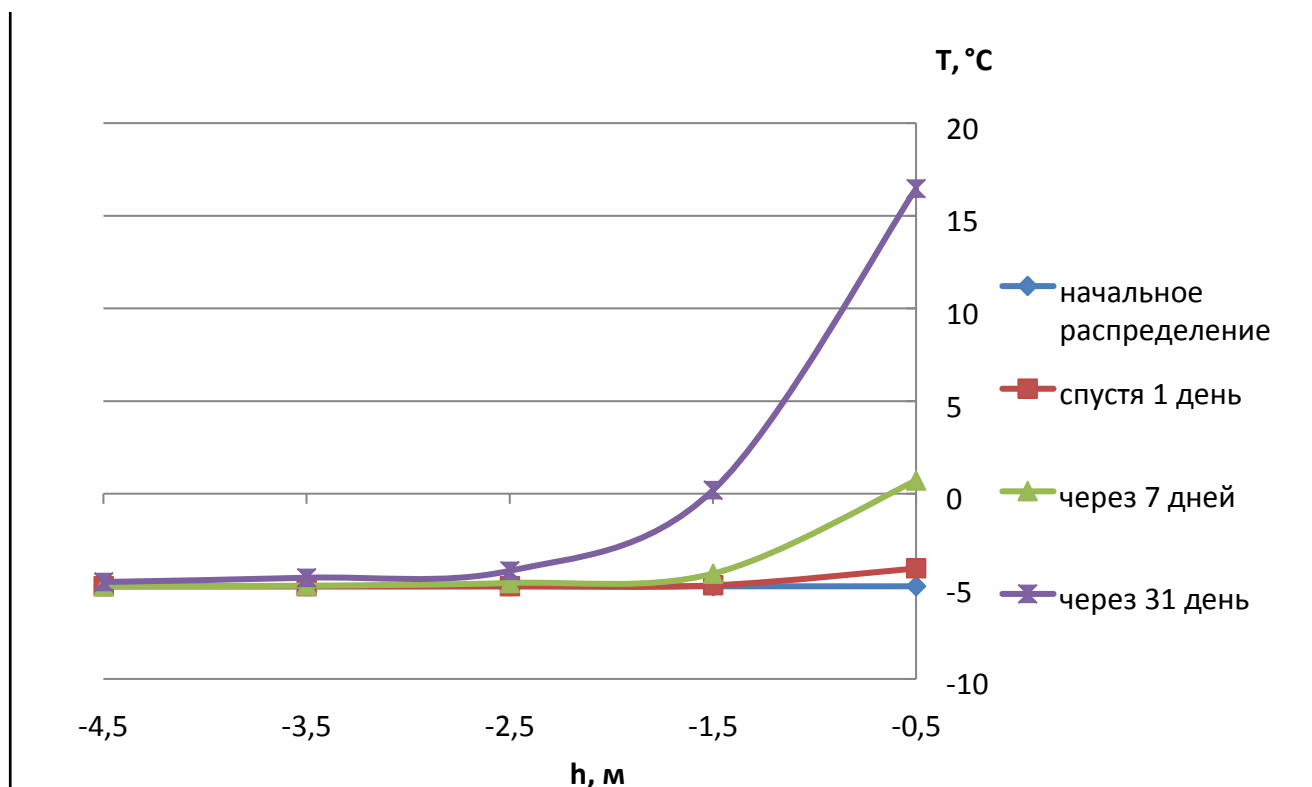


Рис.3.1. Распределение температуры по глубине грунта за счет теплового воздействия резервуара с течением времени.

Из графика видно, что под основанием резервуара уже через 7 дней грунт имеет температуру выше нуля, что определяет момент протаивания, а спустя месяц грунт имеет положительную температуру до глубины 1,5 метра.

3.2. Влияние суммарной влажности на распределение температуры в столбе грунта под действием теплового воздействия резервуара

В этом разделе рассмотрим влияние различного значения суммарной влажности грунта на распределение в нем температуры с течением времени.

Теплофизические характеристики грунта и температуры на границах оставляли прежними.

Для решения поставленной задачи был взят грунт – суглинок с суммарной влажностью 70 кг/м^3 , 210 кг/м^3 и 490 кг/м^3 . Ниже представлены решения с соответствующими значениями приведенных плотностей:

- Для 70 кг/м^3 суммарной приведенной плотности грунта

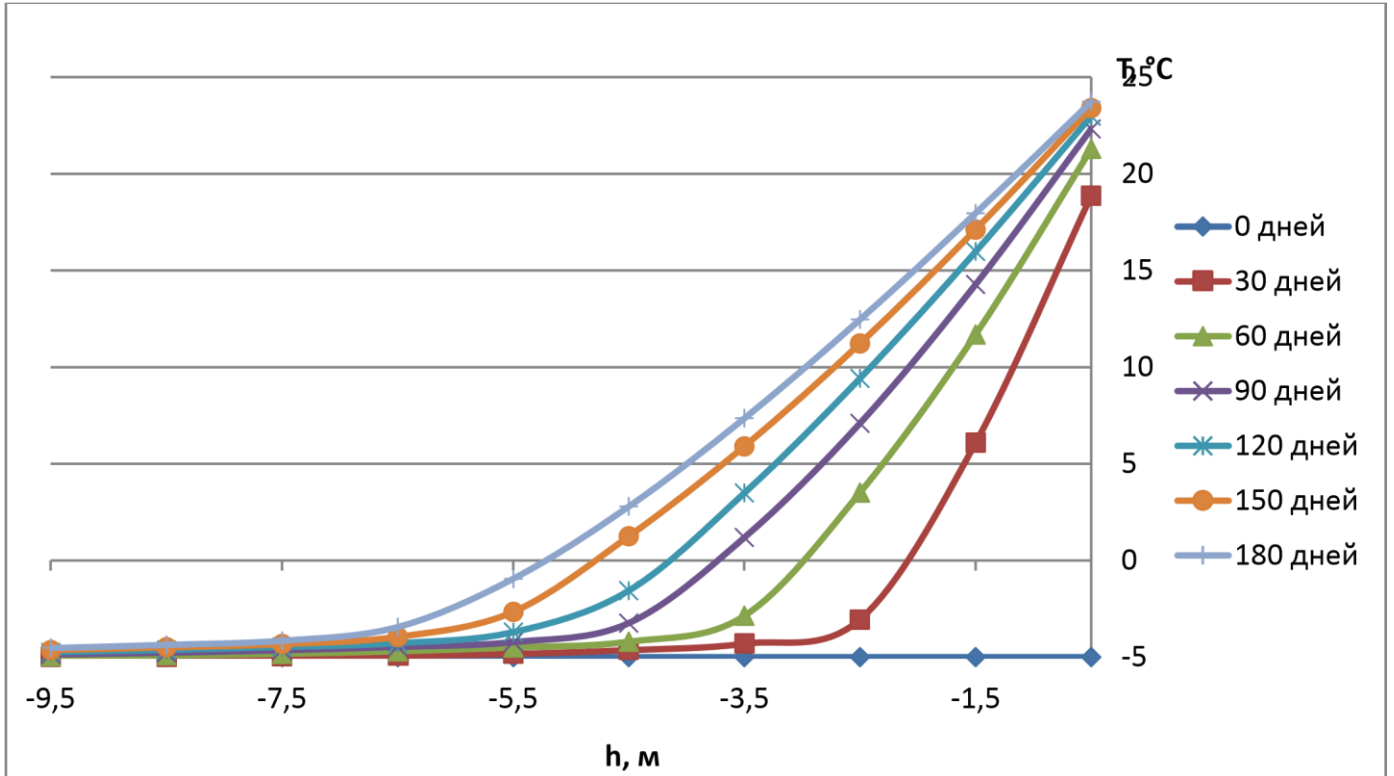


Рис.3.2. Распределение температуры по глубине грунта в различные моменты времени в случае: 70 кг/м^3 суммарной приведенной плотности

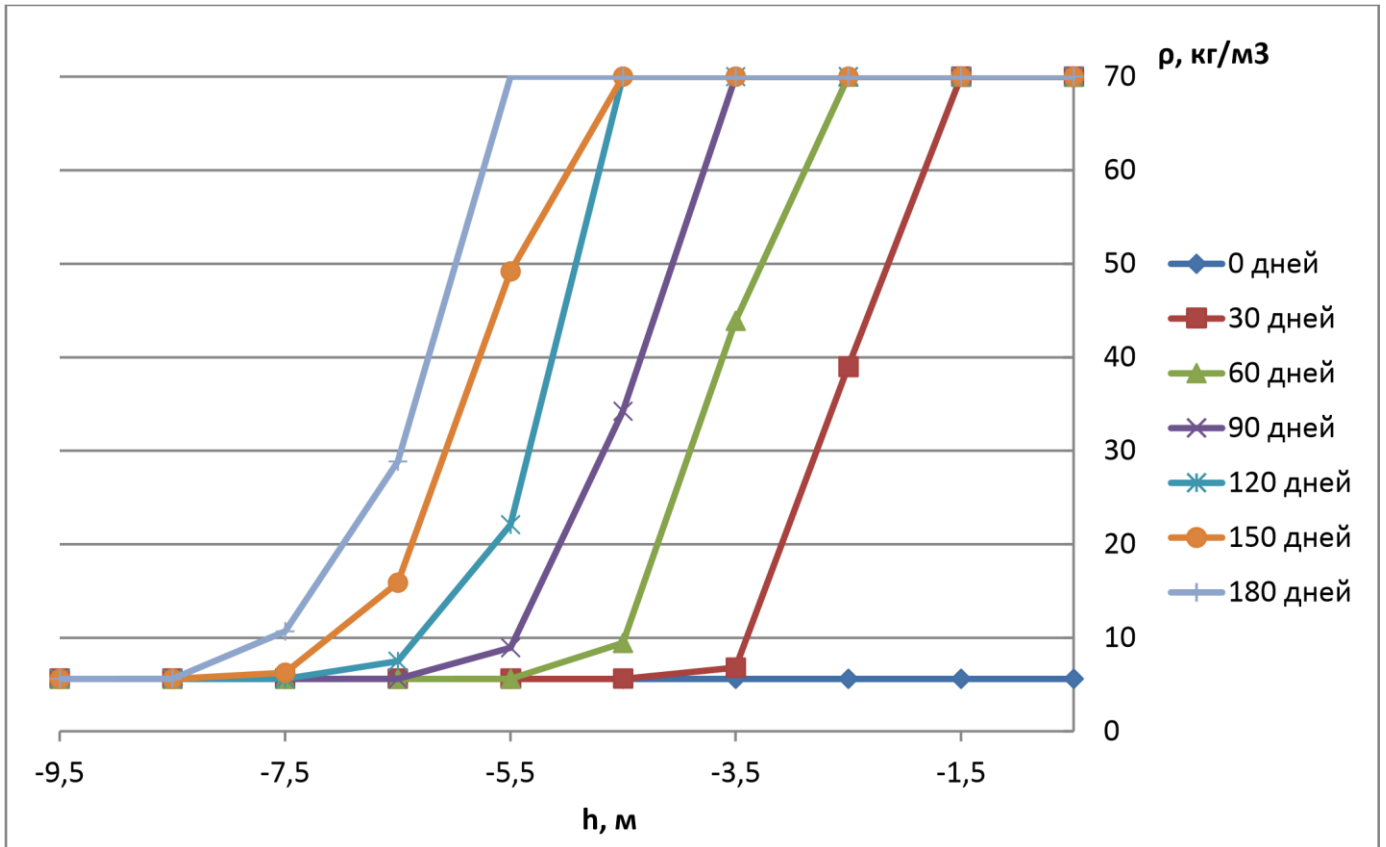


Рис. 3.3. Распределение влаги по глубине грунта в различные моменты времени в случае: 70 кг/м^3 суммарной приведенной плотности

С изменением фронта распределения влаги прямопропорционально изменяется температура по столбу грунта, так например при эксплуатации резервуара в течении 90 дней влажность грунта резко падает на отметке 3,5 м, где температура грунта приближается к 0°C . В последующих графиках наблюдается аналогичная зависимость - при повышении температуры влажность грунта уменьшается. Участок спада влажности является фазовым переходом лед-вода.

- Для 210 кг/м^3 суммарной приведенной плотности грунта

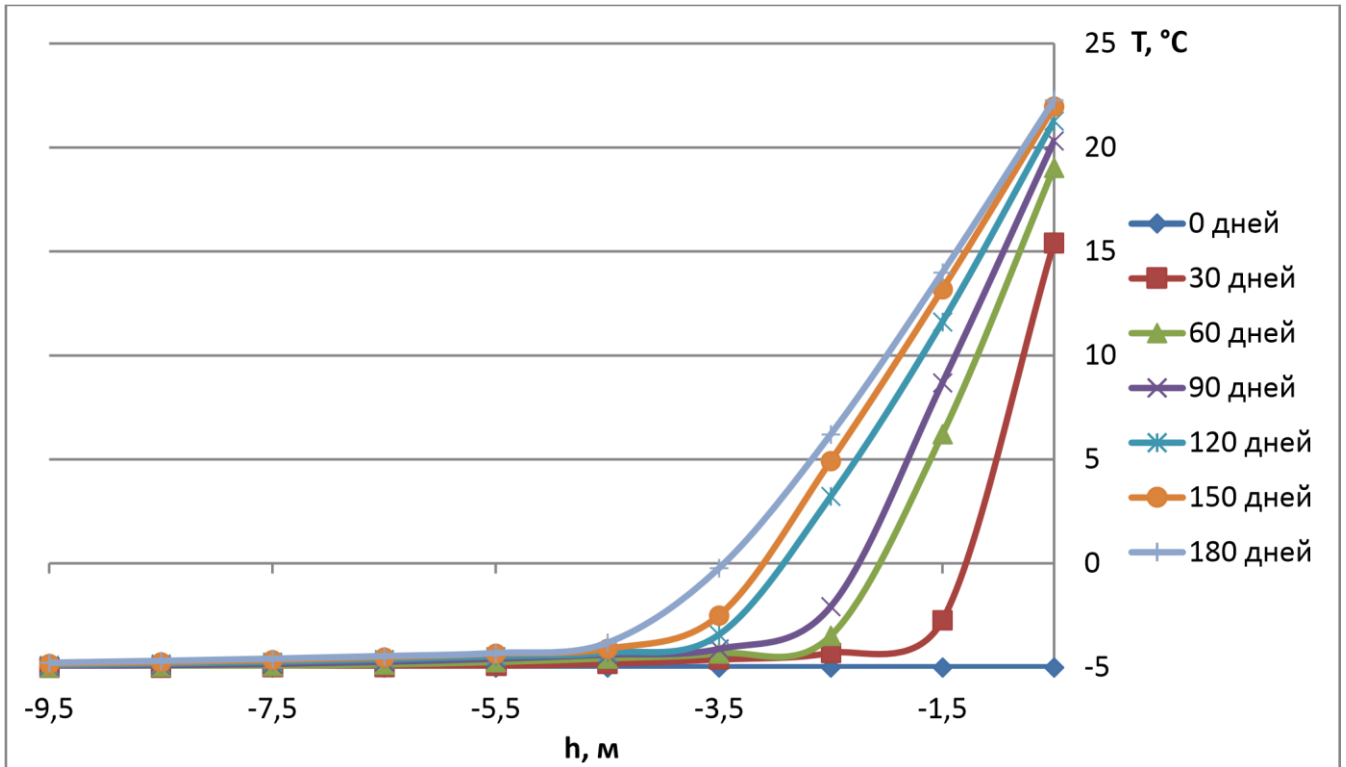


Рис. 3.4. Распределение температуры по глубине грунта в различные моменты времени в случае: 210 кг/м^3 суммарной приведенной плотности

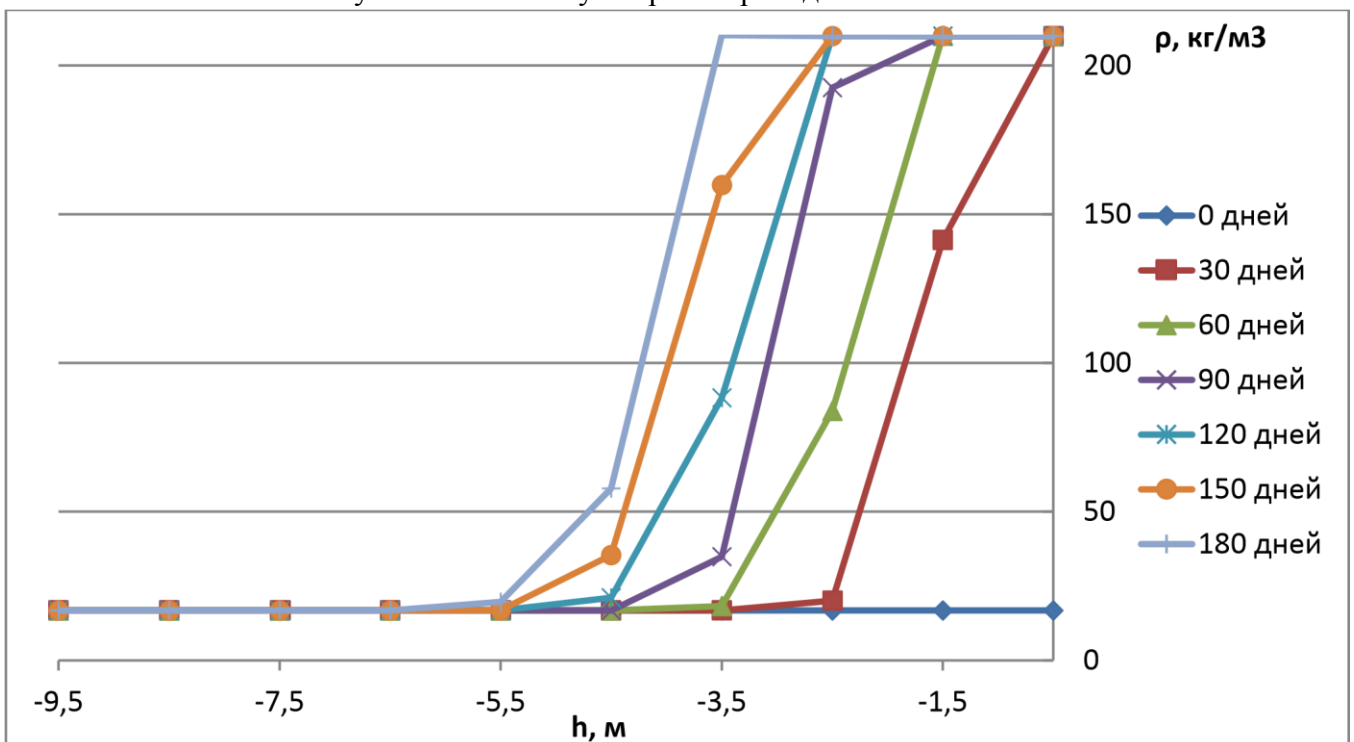


Рис. 3.5. Распределение влаги по глубине грунта в различные моменты времени в случае: 210 кг/м^3 суммарной приведенной плотности

- Для 490 кг/м^3 суммарной приведенной плотности грунта

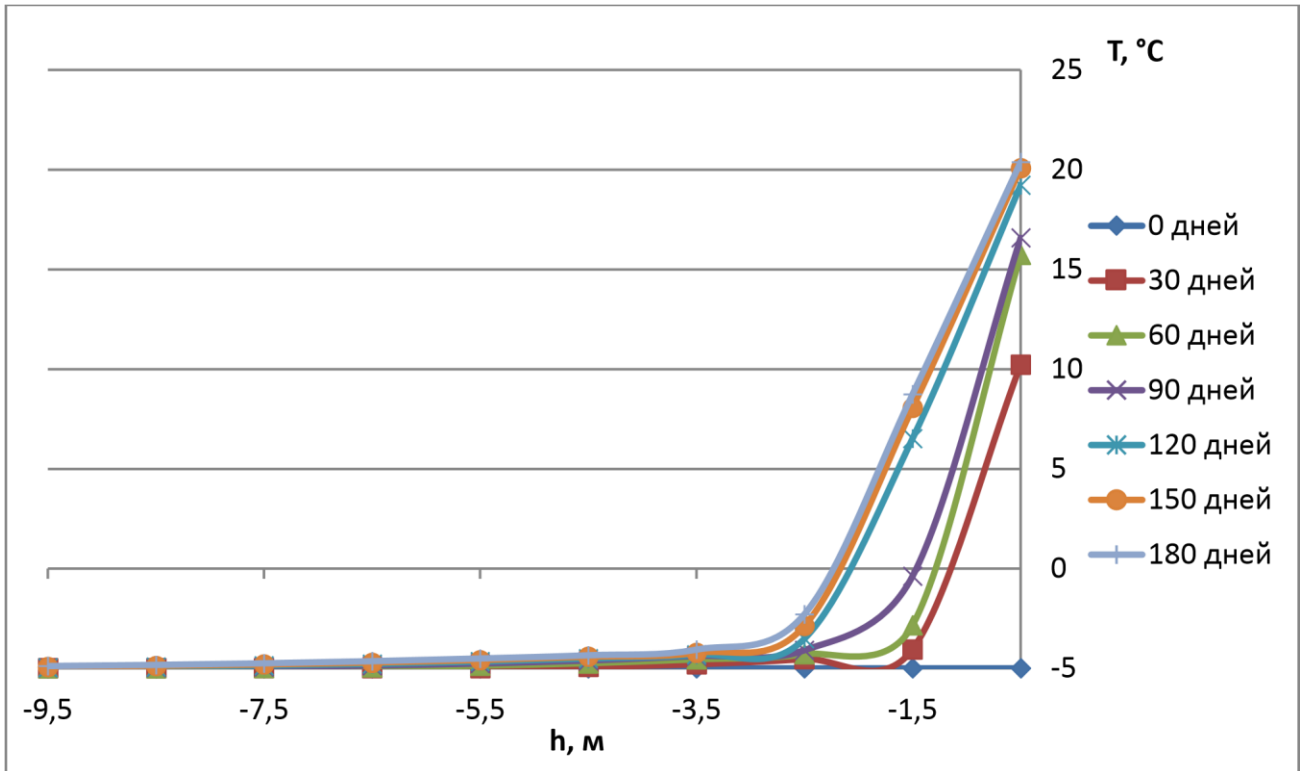


Рис. 3.6. Распределение температуры по глубине грунта в различные моменты времени в случае: 490 кг/м^3 суммарной приведенной плотности

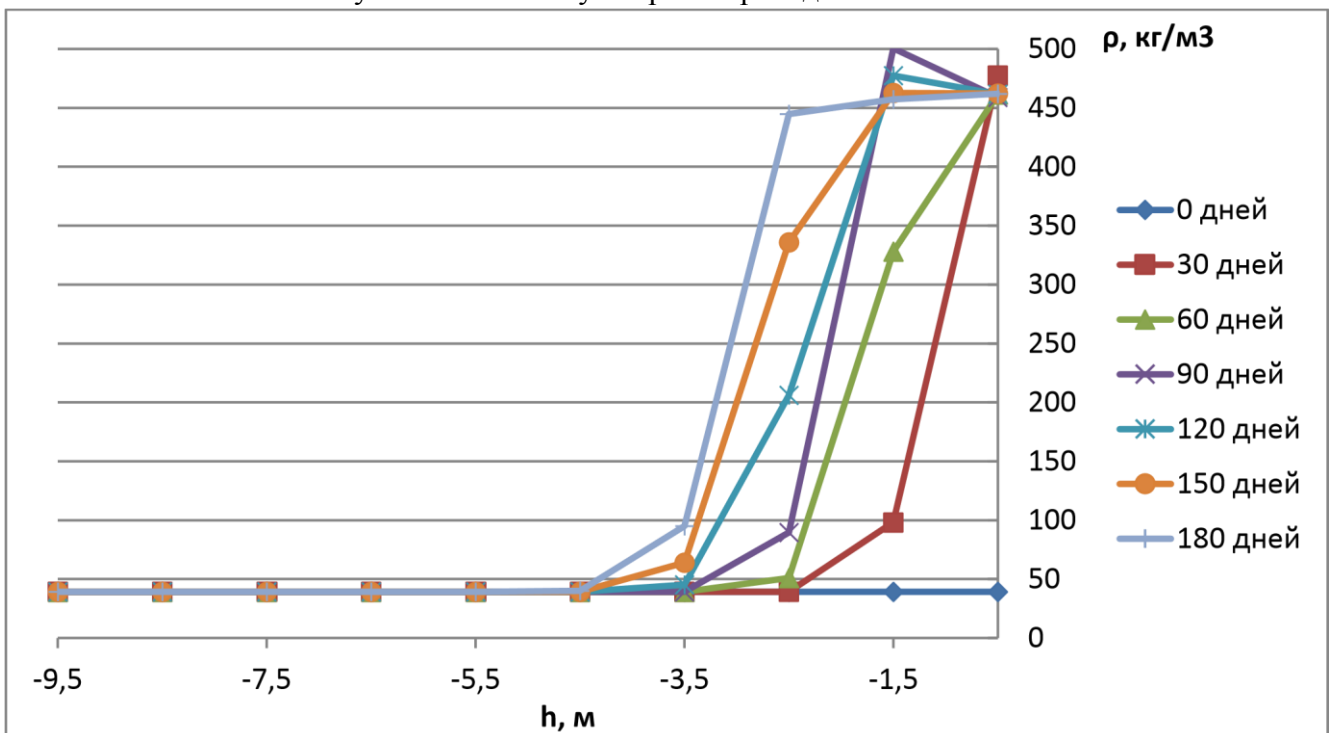


Рис. 3.7. Распределение влаги по глубине грунта в различные моменты времени в случае: 490 кг/м^3 суммарной приведенной плотности

Исходя из полученных графиков можно судить о том, что на оттаивание льда, расходуется некоторое количество тепла, изымаемое из общей суммы энергии, поступающей в грунт. На фазовые превращения воды затрачивается большая энергия. Поэтому, чем больше влажность грунтов, тем больше затраты на фазовые превращения.

Вследствие этого, при протаивании более влажных грунтов затрачивается большая доля энергии и протаивание идет медленнее, чем в более сухих грунтах.

3.3. Определение глубины несущего мерзлого грунта в ходе длительного хранения нефтепродукта в резервуаре

Ссылаясь на Межотраслевые правила по охране труда при погрузочно-разгрузочных работах и размещении грузов ПОТ РМ-007-98. (утв. постановлением Минтруда РФ от 20 марта 1998 г. № 16). Срок хранения нефтепродуктов в резервуаре для северной зоны составляет от 2 до 6 лет, зависимости от вида топлива, нефтепродукта.

Рассматривался временной промежуток в 3 года.

Необходимо было определить за данный промежуток времени глубину залегания несущего мерзлого грунта.

Для построения модели был взят суглинок, в качестве грунта, с теми же теплофизическими параметрами, что и в предыдущем расчете (параграфе), и с суммарной приведенной плотностью 140 кг/м^3 .

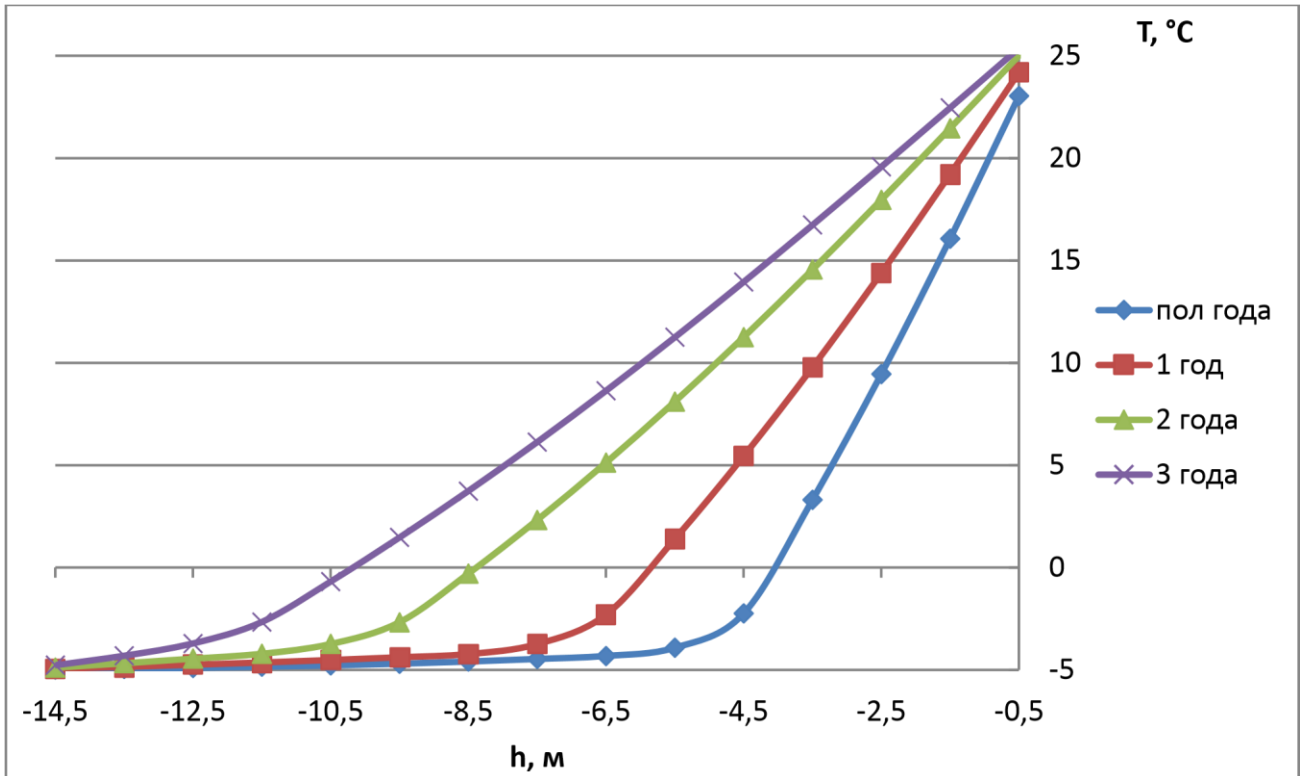


Рис. 3.8. Распределение температуры по глубине грунта в ходе трехлетнего хранения нефтепродукта в резервуаре

Из графика видно, что спустя пол года грунт протаял до 4 метров в глубину, спустя год – около 6 метров, спустя два года – 8,5 метров, а уже через три года мерзлый грунт встречается на глубине ниже 10 метров от резервуара.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

1. Разработана нестационарная теплофизическая модель теплового взаимодействия в системе «резервуар – мерзлый грунт» с учетом миграции влаги.
2. Сформулированные начальные и граничные условия, в сочетании с разработанной общей теплофизической моделью, которые позволяют ставить и решать задачи определения протаивания мерзлого грунта под резервуаром, распределения температуры в грунте с течением времени.
3. По разработанной модели была написана программа в программном пакете, системе компьютерной алгебры Maple.
4. Выполнено расчетное исследование теплового воздействия горячего нефтепродукта в резервуаре на мерзлый грунт с течением времени, определен момент начала протаивания мерзлого грунта с заданной влажностью: под основанием резервуара уже через 7 дней грунт имеет температуру выше нуля, что определяет момент протаивания, а спустя месяц грунт имеет положительную температуру до глубины 1,5 м.
5. Установлено влияние влажности грунта на распределение температуры с течением времени, так например грунт с заданной приведенной плотностью равной 490 кг/м^3 протаивает в 2,5 раза медленнее чем грунт с заданной приведенной плотностью равной 70 кг/м^3 .

6. Определена глубина залегания мерзлого грунта равная глубине 10 м и ниже в ходе трехлетнего хранения нефтепродукта в резервуаре при заданной влажности грунта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. СтальПартнер. Виды резервуаров. [Электронный ресурс] / - Режим доступа: <http://stalpartner.ru/> (дата обращения: 18.11.2017).
2. Нефтепереработка. Виды резервуаров по форме для хранения нефтепродуктов. [Электронный ресурс] / - Режим доступа: <http://neftepererabotka-info.ru/sferoidalnyerezervuary.php> (дата обращения: 28.03.2018).
3. Завод емкостного оборудования. [Электронный ресурс] / - Режим доступа: <http://zavodeosamara.ru/produkcija/emkostnoeoborudovanie/rezervuarycilindricheskie> (дата обращения: 21.04.2018).
4. Самарский резервуарный завод [Электронный ресурс] / - Режим доступа: <http://reservoir.ru/reservoir/konstruktivnyie-elementyi-rezervuarov/> (дата обращения: 22.04.2018).
5. PRIDE. Проектирование строительство и монтаж. Металлоконструкции и техническое оборудование. [Электронный ресурс] / - Режим доступа: смкпрайд.рф/services/metallokonstruktsii-i-tehnologicheskoe-oborudovanie/ (дата обращения: 01.05.2018).
6. Bouyoucos G.J. Effect of temperature on some of the most important physical processes in the soil. Mich Agric Exp Stn Tech Bull 22:1–63, 1915
7. СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах.
8. Цытович Н. А. Механика грунтов. М.: Гос. изд. литературы по строительству, архитектуре и стр. матер., 1963. 636 с.

9. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов: учебное пособие. М.: Высшая школа, 1973. 448 с.
10. Шабаров А. Б. Гидрогазодинамика: учебное пособие. 2-е изд., пере-раб. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 2013. 460 с.
11. Chuangchid P. et. al. Analysis of heat and moisture transfer beneath freezer foundations — Part 1 // Contributed by the Solar Energy Division of the American Society of Mechanical Engineers for Publication in the ASME journal. Manuscript received by the ASME Solar Energy Division, October 2003; final revision, October 2003.
12. Chuangchid P. et. al. Analysis of heat and moisture transfer beneath freezer foundations — Part 2 // Contributed by the Solar Energy Division of the American Society of Mechanical Engineers for Publication in the ASME journal. Manuscript received by the ASME Solar Energy Division, October 2003; final revision, October 2003.
13. Федяева Е.А. Сравнительный анализ термовлагопереноса в песках разного гранулометрического состава // Тез. VIII Научно-практич. конф. молодых специалистов "Инженерные изыскания в строительстве", ПНИИИС. - М.: 2012.
14. Королев В.А., Федяева Е.А. Закономерности термовлагопереноса в лессовых грунтах // Инженерная геология. 2013.
15. Королев В.А., Федяева Е.А. Сравнительный анализ термовлагопереноса в дисперсных грунтах разного гранулометрического состава // Инженерная геология. 2012.
16. Лыков А.В. Тепломассообмен. М.: Энергия, 1978.
17. Федяева Е. А. Закономерности неизотермического влагопереноса в песчаных и пылеватых грунтах. Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. 2014.
18. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ, 2013
19. Пульдас Л.А. Нестационарные тепловые режимы в гражданских зданиях: автореф. дис. канд. техн. наук. Тюмень, 2008. 20с.

20. Нигматулин Р.И. Динамика многофазных сред. Ч.1. – М.: Наука, Гл. ред. физ.-мат. лит., 1987. – 464с.
21. В.А. Кульчицкий, В. А. Макагонов и др. Аэродромные покрытия. Современный взгляд. М.: Физ.-мат. литература, 2002. 528 с.
22. Лыков, А. В. Теоретические основы строительной теплофизики / А.В. Лыков. – Минск: Наука и техника, 1961. – 520 с.
23. Кульчицкий В. А., Макагонов В. А. и др. Аэродромные покрытия. Современный взгляд. М.: Физ.-мат. литература, 2002. 528 с.
24. Гаврильев Р.И. Теоретические оценки теплопроводности сегрегационного льда. Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН.
25. Кислицын А.А. Основы теплофизики: лекции и семинары. Тюмень: Издательство Тюменского государственного университета, 2002. - 152с.
26. Тугунов П.И. Тепловая изоляция нефтепродуктопроводов и резервуаров. - М.: Недра, 1985.- 152с.
27. Тугунов П.И., Новоселов В.Ф., Коршан А.А., Шаммазов А.М. Типовые расчеты при проектировании и эксплуатации нефтебаз и нефтепроводов: Учебное пособие для вузов. Под ред. Коршака А.А., 3-е изд., испр. – УФА: ДизайнполиграфСервис, 2008. – 658 с.
28. Шарифулин А.В., Байбекова Л.Р., Смердова С.Г. Сооружения и оборудование для хранения транспортировки и отпуска нефтепродуктов: учебное пособие. Федер. агенство по образованию, Казан. гос. технолог. ун-т. – Казань: КГТУ, 2011. -136 с.