

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное бюджетное  
образовательное учреждение высшего образования  
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

А. К. Алванян, К. А. Алванян

# ГЕОКРИОЛОГИЯ

*Допущено методическим советом  
Пермского государственного национального  
исследовательского университета в качестве  
учебного пособия для студентов, обучающихся  
по направлению подготовки бакалавров  
«Геология»*



Пермь 2020

УДК 556.3 (553.34 мерзлотка)  
ББК 26.3  
А45

**Алванян А. К.**

А45 Геокриология : учебное пособие / А. К. Алванян, К. А. Алванян ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2020. – 139 с.

ISBN 978-5-7944-3466-8

Учебное пособие содержит сведения о современном состоянии криолито-генеза, составе и строении многолетнемерзлых горных пород, криогенных геологических процессах и явлениях, структурно-текстурных особенностях промерзающих и протаивающих пород и методике лабораторного определения физико-механических свойств мерзлых и протаивающих горных пород. Рассматривается решение задач по расчету: многолетнемерзлых оснований по несущей способности; чаши оттаивания под зданием; ореола оттаивания вокруг подземного трубопровода и т. д.

Цель издания – получение студентами теоретических знаний и практических навыков для решения различных задач в области распространения многолетнемерзлых горных пород.

Рекомендуется для использования в учебном процессе вузов при подготовке студентов и аспирантов геологических и географических специальностей.

**УДК 556.3 (553.34 мерзлотка)  
ББК 26.3**

*Издается по решению ученого совета геологического факультета  
Пермского государственного национального исследовательского университета*

*Рецензенты:* кафедра геологии, нефти и газа горно-нефтяного факультета  
ПНИПУ (проф. кафедры, д-р геол.-мин. наук **А. В. Растегаев**);  
доцент кафедры строительных технологий ПГАТУ, канд. геол.-  
мин. наук **В. А. Березнев**

ISBN 978-5-7944-3466-8

© ПГНИУ, 2020  
© Алванян А. К., Алванян К. А., 2020

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	5
<b>ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КРИОЛИТОГЕНЕЗА. ОБЪЕКТ, ЗАДАЧИ И СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ КРИОЛИТОЛОГИИ</b> .....	8
<b>ГЛАВА 2. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД</b> .....	9
2.1. Особенности органо-минерального и химического состава мерзлых пород .....	9
2.2. Изменение состава и строения рыхлых отложений при их эпигенетическом промерзании.....	12
<b>ГЛАВА 3. КРИОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ</b> .....	15
3.1. Классификация процессов и явлений.....	15
<b>ГЛАВА 4. ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕРЗЛЫХ ПОРОД</b> .....	18
<b>ГЛАВА 5. СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ</b> .....	23
5.1. Структурные связи и типы контактов в мерзлых породах.....	26
<b>ГЛАВА 6. ВЛАГОПЕРЕНОС И ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ В ДИСПЕРСНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ</b> .....	29
6.1. Природа и механизм миграции влаги в дисперсных породах.....	29
6.2. Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах.....	32
<b>ГЛАВА 7. ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ</b> .....	36
7.1. Принципы и приемы управления мерзлотным процессом.....	41
<b>ГЛАВА 8. ФИЗИЧЕСКИЕ, МЕХАНИЧЕСКИЕ, ВОДНОПРОЧНОСТНЫЕ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ</b> .....	48
8.1. Физические свойства мерзлых грунтов .....	48
8.1.1. Льдистость грунтов .....	48
8.1.2. Определение количества незамерзшей воды и льдистости по физическим характеристикам .....	50
8.1.3. Влажность мерзлых грунтов.....	52
8.1.4. Засоленность грунтов.....	54

8.1.5. Плотность скелета грунтов.....	56
8.1.6. Расчет физических характеристик грунта.....	58
8.1.7. Расчетные физические характеристики. Объемная масса скелета мерзлого грунта.....	61
8.1.8. Коэффициент пористости.....	62
8.1.9. Относительная плотность мерзлых песчаных грунтов.....	63
8.1.10. Определение объемной массы несвязных грунтов при максимальной и минимальной плотности.....	64
8.1.11. Определение объемной массы по объему вытесненной жидкости.....	66
8.1.12. Определение пределов пластичности.....	68
8.2. Механические свойства мерзлых грунтов.....	71
8.2.1. Сопротивление мерзлых грунтов сдвигу.....	75
8.3. Воднопрочностные свойства мерзлых пород.....	79
8.4. Теплофизические свойства.....	79
<b>ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ</b>	82
<b>Тема 1.</b> Мерзлые грунты и их физико-механические свойства.....	82
<b>Тема 2.</b> Обработка термометрических наблюдений при гидрогеологических изысканиях.....	95
<b>Тема 3.</b> Глубина заложения фундамента. Определение нормативной глубины сезонного оттаивания и промерзания.....	101
<b>Тема 4.</b> Расчет многолетнемерзлых оснований по несущей способности...	112
<b>Тема 5.</b> Определение расчетной температуры многолетнемерзлой породы под различными сооружениями.....	122
<b>Тема 6.</b> Расчет чаши оттаивания под зданием.....	125
<b>Тема 7.</b> Расчет ореола оттаивания вокруг подземного трубопровода.....	129
<b>Тема 8.</b> Расчет ореола оттаивания многолетнемерзлых пород вокруг вертикальной выработки.....	133
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	138

## ВВЕДЕНИЕ

Геокриология – это естественно-историческая наука геологического цикла, которая изучает законы формирования и развития во времени и пространстве толщ мерзлых горных пород, их состава, криогенного строения и свойств, а также мерзлотно-геологических процессов и явлений. Толщи мерзлых горных пород, достигая мощности в несколько сотен метров (до 1500 м), составляют мерзлую зону литосферы и характеризуются отрицательной температурой (до  $-15^{\circ}\text{C}$ ) и содержанием в них ледяных включений или кристаллов льда.

К настоящему времени четко определены объект и круг основных задач геокриологии, ее научная и практическая значимость, разработаны методика и методы специальных геокриологических исследований, сформировались основные разделы или научные направления и вырисовались огромные перспективы развития геокриологии в научном и практическом отношении. Так, еще В. И. Вернадский считал, что именно пределы охлаждения глубже земной поверхности являются той проблемой, с которой связано решение задач, имеющих большое научное и прикладное значение.

Объектом исследования геокриологии являются мерзлые горные породы, включая подземные скопления льда и снега. Областью существования и развития мерзлых пород, согласно разработкам А. Б. Добровольского, В. И. Вернадского и П. И. Колоскова, является криосфера, представляющая собой такую термодинамическую оболочку Земли, в которой одновременно при отрицательной температуре могут сосуществовать лед, вода и пар. Мерзлые горные породы при этом являются естественно-историческими геологическими образованиями, характеризующимися строго определенными, только им присущими законами возникновения (генезиса), существования, развития и распространения на планете.

Геокриология является частью более общей науки – криологии планет. Действительно, мерзлые горные породы как естественно-исторические геологические образования не являются чем-то исключительным, присущим только Земле. Они широко развиты в пределах других планет Солнечной системы – Марса и Плутона, а также на спутниках Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна и Плутона. Все это становится понятным и очевидным, если учесть, что космическое пространство Вселенной, температура которого близка к абсолютному нулю, является «царством холода».

Поэтому мерзлые горные породы следует рассматривать не как исключительное явление в истории Земли, а как детерминированно обусловленные естественно-исторические образования, неоднократно возникавшие в процессе ее геологического развития в различных частях планеты.

Многолетнемерзлые толщи горных пород, являясь в целом весьма специфическими образованиями, оказываются достаточно разнородными по своему составу, криогенному строению, типу криогенеза, криогенному возрасту, температурному режиму, мощности, льдистости и другим характеристикам.

Под собственно *мерзлыми породами* обычно понимают геологические образования, характеризующиеся отрицательной температурой, влажностью, превышающей влажность незамерзшей (пленочно-связанной) воды  $W_{H3}$  при данной температуре, и льдом, цементирующим минеральные частицы или заполняющим пустоты, поры и трещины в породе. К ним могут быть отнесены как дисперсные породы (обломочные, песчаные, глинистые, торфяные), так и трещиноватые или выветрелые магматические, метаморфические и сцементированные осадочные породы. Наземные (речные, озерные, морские, ледниковые и др.) и подземные (захороненные, повторно-жильные, сегрегационные, пластовые и др.) скопления льда и снега при этом рассматриваются как мономинеральные горные породы, а лед – как специфический минерал. Горные породы, имеющие отрицательную температуру и влажность, меньшую чем  $W_{H3}$  при данной температуре, но не содержащие льда (монокристаллические, метаморфические, сцементированные осадочные), называются *морозными*.

Среди всего многообразия мерзлых и морозных горных пород наиболее сложным объектом исследования являются дисперсные породы, представляющие многокомпонентные многофазные капиллярно-пористые, а нередко и коллоидные грунтовые системы. Вода  $H_2O$  в них обычно находится в трех агрегатных состояниях – в виде льда, пара и незамерзшей воды. Незамерзшая вода представляет собой часть невымерзшей связанной воды, содержание которой с понижением отрицательной *температуры* уменьшается. При этом лед и незамерзшая вода находятся в постоянном динамическом равновесии.

Учебное пособие предназначается для изучения и преподавания геокриологии в университетах (по специальности «Инженерная геология и гидрогеология»), в геологоразведочных, горных, строительных и транспортных вузах. Наряду с этим, несомненно, оно будет полезно для широкого круга геологов научно-исследовательских и производственных организаций, а также инженерно-технических работников проектно-изыскательских, строительных и горных предприятий, занимающихся вопросами исследования и хозяйственного освоения области вечной мерзлоты.

Учебное пособие составлено в соответствии с УМК «Геокриология» и методических материалов ранее издававшихся пособий на кафедре инженерной геологии и охраны недр ПГНИУ.

В ходе подготовки учебного пособия принимали участие сотрудники кафедры инженерной геологии и охраны недр ПГНИУ.

Техническая подготовка пособия к изданию осуществлялась М. В. Овсянниковым. В оформлении работы принимала участие Е. А. Шмакова.

Всем им, а также В. В. Середину и В. И. Каченову, просмотревшим учебное пособие в окончательном варианте, авторы выражает свою глубокую благодарность.

# ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КРИОЛИТОГЕНЕЗА. ОБЪЕКТ, ЗАДАЧИ И СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ КРИОЛИТОЛОГИИ

Объектом исследования криолитологии являются мерзлые или бывшие в мерзлом состоянии осадочные горные породы. Скопление льда и снега рассматриваются как горные породы, а лед – как специфический минерал.

Имеется существенная взаимосвязь криолитологии с грунтоведением, инженерной геологией и гидрогеологией, поскольку этими дисциплинами накоплены фундаментальные результаты по взаимодействию горных пород с подземными водами, данные по составу, строению и свойствам осадочных пород и их диагнетическим преобразованиям. Кроме того, криолитология обладает и своими собственными методами: *мерзлотно-фациальный, мерзлотно-формационный, мерзлотно-стадиальный виды анализа.*

*Цель* данной дисциплины – изучение геологических закономерностей образования и развития состава, строения и свойств осадочных сезонно- и многолетнемерзлых пород.

В качестве *основных задач*, отражающих одновременно и основные направления (составные части) криолитологии, можно выделить следующие:

1. Определение вещественного состава, структурно-текстурных особенностей и физических свойств мерзлых осадочных пород (петрография осадочных пород).

2. Изучение генетических типов и фаций мерзлых осадочных пород с целью установления генезиса, а также механизма и ландшафтно-геоморфологических условий образования осадка (мерзлотно-фациальный анализ).

3. Исследование формаций (комплексов фаций) осадочных мерзлых пород, т. е. географических и геологических условий образования осадков в криолитозоне (мерзлотно-формационный анализ).

4. Изучение истории формирования мерзлой осадочной породы, т. е. особенностей седиментогенеза и преобразования осадка в породу в процессе выветривания, переноса, континентального и бассейнового осадконакопления и последующего диагенеза (мерзлотно-стадиальный анализ).

5. Изучение размещения на планете и эволюции криогенного типа литогенеза на современном этапе и в прошлые геологические эпохи (региональная и историческая криолитология).

На базе отмеченных выше пяти направлений формируется еще одно направление в изучении осадочных мерзлых пород – учение о криолитогенезе. В круг непосредственных задач, определяющих соответствующие направления исследования, входят три проблемы:

1. Изучение частных и общих закономерностей формирования дисперсности и химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей, строения и свойств сезонно- и многолетнемерзлых осадочных пород, т. е. установление общих законов развития химических, физико-химических, физико-механических и геолого-географических процессов на всех стадиях криолитогенеза.

2. Выделение типов, видов и разновидностей криолитогенеза, изучение закономерностей их размещения на планете в настоящее время и в древние эпохи, и разработка теории эволюции криолитогенеза в истории Земли.

3. Исследование самых общих законов и особенностей формирования и последующего стадийного преобразования в криолитозоне химико-минерального состава различных фаций и формаций осадочных пород в целях выявления закономерностей размещения полезных ископаемых в осадочных горных породах.

## ГЛАВА 2. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

### 2.1. Особенности органо-минерального и химического состава мерзлых пород

Органо-минеральный и химический состав мерзлых пород и их дисперсность к настоящему времени изучены недостаточно. Наибольшее внимание уделялось исследованию в основном льда (как минерала и горной породы), слагающего крупные скопления и залежи. Однако при сезонном и многолетнем промерзании/протаивании происходит преобразование не только льда, но и минерального, химического и органического состава самого скелета породы. Для области распространения мерзлых пород специфичными оказываются химические процессы, которые протекают в характерной для криолитозоны кислой-нейтральной и восстановительной среде с повышенным содержанием углекислого газа, растворенной углекислоты и фульвокислот (группа гумусовых кислот, растворимых в воде, щелочах, кислотах. Имеют элементарный состав (СНО), в отличие от гуминовых. Гуминовые – растворимые в щелочах и не растворимые в кислотах). Здесь широко развиты процессы коагуляции и пептизации – дробление горных пород (фракции) на более мелкую фракцию, обуславливающее распространенность коллоидных и пылеватых частиц.

В минеральной части мерзлых пород обычно выделяют: *первичные* не растворимые в воде, *вторичные* не растворимые в воде, *вторичные растворимые* в воде минералы, *органические и органо-минеральные* соединения. Основной особенностью состава мерзлых пород является появление нового породообразующего минерала – льда, строение которого определяется условиями формирования мерзлой породы, ее генезисом. Лед может находиться в порах и обра-

зовывать прослои, линзы и криогенные конгломераты или значительные его скопления – мономинеральную породу в виде клиновидножилых, инъекционных и других видов подземного льда. Агрегаты, образующиеся в результате физического выветривания в криолитозоне, существенно отличаются от минералов вне этой зоны. Это проявляется прежде всего в повышенном содержании слабостойких к выветриванию минералов. Среди вторичных нерастворимых в воде минералов, формирующихся обычно в криолитозоне в результате разрушения и преобразования в основном слоистых и ленточных силикатов и полевых шпатов, преобладают монтмориллонит, гидрослюды.

Вторичные растворимые в воде минералы в мерзлых породах представлены соединениями гидрокарбоната кальция и магния, среднекислого кальция и натрия, а также хлористого натрия. Легкорастворимые соли (хлориды и сульфаты) находятся только в растворе, а труднорастворимые (карбонаты) – чаще всего в твердом состоянии.

Органическое вещество в криолитозоне может находиться в виде слабо-разложившихся растительных и животных остатков и продуктов их разложения – *гумуса*. Мигрируя в почвах, продукты разложения образуют специфические для северных почв горизонты. При этом для хорошо дренируемых почв в криолитозоне характерны процессы оподзоливания, тиаальферризации и иллювиального гумусирования.

Большое распространение в тундровых районах криолитозоны имеют *глеевые* почвы, формирующиеся в слабодренируемых породах. Небольшая водопроницаемость глинистых и суглинистых пород при близком залегании кровли многолетнемерзлых пород приводит к слабой дифференциации почвы на горизонте. Под торфянистой подстилкой следует глеевый горизонт, который постепенно переходит в породу. На границе с кровлей многолетнемерзлых пород часто отмечается повышенное содержание Fe и гумуса. В криолитозоне широко распространены торфяные породы, образующиеся при отмирании и разложении болотной растительности в условиях избыточного увлажнения, недостатка кислорода и низких температур.

Дисперсность органо-минерального скелета мерзлых пород, как и минеральный состав, в криолитозоне имеет свои специфические особенности. В горных районах интенсивно протекают процессы физического криогенного выветривания (криоэлювирования), в результате которых происходит дробление скальных пород до размеров крупнообломочных, песчаных и пылеватых фракций. Отложения равнинных низменных территорий в отличие от горных практически не содержат крупнообломочного материала. Однако в их мелкодисперсной фракции также преобладают пылеватые частицы. Для горных районов характерна слабая сортировка осадочного материала, а при переходе из

одного генетического типа в другой (из элювия в делювий и аллювий) он становится все более неоднородным. Основной причиной такой индифференциации является интенсивная задержка и аккумуляция крупнообломочной фракции пород в верхних частях склонов при достаточно активном выносе тонкодисперсного материала в нижней части склонов. Другая важная причина связана с преобладанием в осадочных породах процесса криогенного разрушения (физического выветривания), наиболее активно протекающего в увлажненных нижних частях склонов. Так, например, элювий Приколымья представлен узким диапазоном фракций (10–30 мм) при отсутствии в верхней части разреза мелкозема и появлении в нижней части песка и крупной пыли.

В делювии максимум также приходится на фракции 10–30 мм, однако появляется много тонких песчаных и пылеватых фракций. В аллювиальных отложениях максимум смещается на фракции 5–20 мм, значительно увеличивается содержание песка и пыли, в мелкодисперсной фракции преобладают пылеватые частицы и в целом возрастает неоднородность и несортированность пород, т. е. происходит дифференциация осадочного материала, а эффект ухудшения неоднородности и несортированности прослеживается слабо.

Интенсивное криогенное диспергирование обломочных пород, обусловленное процессами циклического промерзания – оттаивания, при слабой дифференциации продуктов выветривания приводит к характерным для северных районов полидисперсности и гетеропористости. Дифференциальные кривые распределения частиц (первичных и вторичных) по размеру для различных дисперсных пород носят обычно многомодальный характер, что отражает высокую полидисперсность их минеральной части. Наиболее часто для тонкодисперсных пород наблюдаются моды в диапазоне коллоидной, глинистой, песчаной, мелко- и крупнопылевой фракций. Полидисперсность характерна для песков, супесей, суглинков и глин, имеющих, как правило, полиминеральный состав. Породы монодисперсные, характеризующиеся одной четко выраженной модой, встречаются среди тяжелых глин и песков и в большинстве случаев являются мономинеральными.

Криогенное диспергирование песчаных пород обуславливает формирование лессовидных отложений, наиболее типичных для пород слоя сезонного оттаивания и промерзания. Гранулометрический состав лессовидных отложений довольно однородный: фракция крупной пыли (0,05–0,01 мм) составляет 60–90 %. Лессовидные породы являются одними из наиболее распространенных отложений равнин и обрамляющих предгорий.

Органо-минеральная часть мерзлых пород обычно сцементирована льдом, в результате чего образуются льдосодержащие глинистые и песчаные породы, галечники, льдобрекчии и льдоконгломераты. Поры, образуемые минеральным

скелетом этих пород, оказываются полностью или частично заполнены льдом. Поэтому для мерзлых пород одновременно с пористостью важное значение имеют пустотность, а также степень заполнения их льдом и незамерзшей водой.

Большое влияние на формирование дисперсности пород в криолитозоне оказывает их генезис. Так, аллювиальным отложениям свойственны грубые фракции, а в высокогорных районах они представлены в основном крупнообломочным материалом, сцементированным льдом. В криоаллювиальных образованиях плоскогорий преобладающей становится щебнистая фракция, а содержание пылеватой и глинистой фракций может достигать 25 %. На крутых склонах в связи с выносом тонких продуктов разрушения формируются грубообломочные породы без мелкодисперсного заполнителя, а на пологих склонах идет постоянное накопление мелкозема.

Для аллювиальных отложений криолитозоны характерна четко выраженная сортировка материала: в русле реки – обломочные и крупнозернистые отложения, на прирусловой отмели – более дисперсные, на пойме преобладают пылеватые и глинистые отложения.

Дисперсность морских и озерных отложений в криолитозоне обусловлена особенностями их седиментогенеза. Основное значение в распределении крупнообломочного материала в породах морского генезиса имеют транспортировка его речным льдом и айсберговый разнос. Ореолы его рассеивания чрезвычайно велики. Поэтому глубоководные микрофракции донных морских осадков криолитозоны нередко включают гравий, гальку и валуны.

Озерные отложения представлены суглинками и глинами, насыщенными органическим веществом с характерной ленточной слоистостью. В них встречаются прослой прибрежного песка и грубообломочных включений, переносимые речным и озерным льдом.

## **2.2. Изменение состава и строения рыхлых отложений при их эпигенетическом промерзании**

При *промерзании рыхлых отложений* в первую очередь происходит образование твердой фазы воды – льда. Гравитационная, капиллярная и слабосвязанная пресная вода кристаллизуется при близких к 0°C температурах. Прочносвязанная вода при этом замерзает в широком диапазоне отрицательных температур. Морские воды с минерализацией более 30 г/л кристаллизуются лишь при температурах от –1,5 до –2°C, а рассолы могут не замерзать даже при температуре –20°C. Причем замерзание воды обычно сопровождается резко выраженной дифференциацией солей между твердой и жидкой фазами воды. Часть солей, растворенных в воде, оказывается вовлеченной в лед, часть наиболее труд-

норастворимых – выпадает в осадок, а часть легкорастворимых – отжимается в нижележащие слои воды.

Медленное и постепенное промерзание приводит к образованию наиболее «чистых» льдов. В осадок при промерзании (в соответствии со степенью растворимости при отрицательных температурах) выпадают вначале труднорастворимые соли  $\text{CaCO}_3$  (в диапазоне температур от  $-1,5$  до  $-3,5^\circ\text{C}$ ), а затем (при температурах от  $-7$  до  $-15^\circ\text{C}$ )  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{CaSO}_4$  и др., образуя *кристаллогидраты*. Таким образом, промерзание обуславливает опреснение и рассоление мерзлых пород. Минерализация порового раствора при этом окажется еще более пониженной. Это так называемый процесс повторного криогенного опреснения, но уже за счет уменьшения доли труднорастворимых солей в растворе.

В конечном итоге эти криогенные толщи обогащаются гипсом ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), мирабилитом ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) и кальцитом ( $\text{CaCO}_3$ ), т. е. идет процесс сульфатизации и карбонатизации. Ниже границы промерзания воды оказываются сильно минерализованы – до 200 г/л.

Отжимаемые высокоминерализованные растворы отличаются большой плотностью, что приводит к их конвекции и опусканию вниз, в область более высоких температур. Именно с этим связано широкое распространение в шельфах арктических морей ниже мерзлых пород мощных (более 1000 м) криопэггов с минерализацией до 100 г/л, подстилаемых пресными водами.

Криогенное преобразование химического состава и минерализации порового раствора протекает различно для пресных и соленых вод. Преобразование пресных вод, минерализация которых не превышает 1 г/л, протекает в достаточно узком диапазоне отрицательных температур (от 0 до  $-0,2^\circ\text{C}$ ) и характеризуется потерей углекислоты повышением *pH* раствора, увеличением концентрации карбонатных ионов. Данные о криогенном преобразовании химико-минерального состава рыхлых пород (как в процессе промерзания, так и в мерзлом их состоянии) крайне ограничены. Многие указывают на возможность протекания в многолетнемерзлых толщах реакций катионного обмена, гидратации и гидролиза в системе «минеральная порода – незамерзшая вода».

*Лед* – один из самых распространенных, легких и простых по химическому составу минералов, характеризующийся высокой изменчивостью и неустойчивостью. Он бесцветен, имеет стеклянный блеск, спайностью не обладает, показатель преломления 1,3, плотность  $0,917 \text{ г/см}^3$ , твердость 1,5.

Возникновение льда – дисперсно распыленного в породе минерала – это процесс термодинамического и физико-химического уравнивания системы (породы) с внешней средой, характеризующийся отрицательной температурой. Жидкая фаза влаги при этом уже не может находиться в равномерном состоя-

нии, а потому частично или полностью переходит в твердое (равновесное) состояние.

В зависимости от генезиса, условий накопления и преобразования, геометрической формы и других признаков составлено большое количество классификаций подземных льдов.

Классификация подземных льдов  
(по А. И. Попову и Н. И. Толстихину, 1974 г.)

1. *Льды, формирующиеся в земной коре (эндогенные):*

- повторно-жильные, жильные, инъекционные;
- сегрегационные, лед-цемент;
- пещерные;
- горных выработок.

2. *Льды, погребенные (экзогенные):*

- снежные (глетчерные, фирновые);
- водные (наледные, речные; озерные и болотные; морские).

*Повторно-жильные льды* формируются по морозобойным (температурным) трещинам. Обычная глубина морозных трещин в многолетнемерзлых породах составляет 3–5 м. Ширина жил по поверхности может достигать 10 м, длина – десятков метров. Вертикальная протяженность сингенетических жил может составлять 30–40 м и более, а эпигенетических – 6–10 м.

*Жильные льды* образуются в результате замерзания воды в различного генезиса трещинах магматических, метаморфических и осадочных пород.

*Инъекционные льды* встречаются обычно в виде пластовых и линзовидных залежей и обязаны своим происхождением воде, поступающей под гидростатическим напором в ослабленные участки промерзающей породы.

*Миграционно-сегрегационные льды* формируются в результате миграции влаги из талой в мерзлую часть промерзающей или оттаивающей породы, образуя различные типы криотекстур.

*Лед-цемент и миграционно-сегрегационный лед* являются наиболее распространенными типами подземных льдов. Образуются при промерзании увлажненных тонкодисперсных и грубообломочных рыхлых пород.

*Пещерные льды и льды горных выработок* могут образовываться в результате замерзания затекающей свободной воды или перекристаллизации снежных заносов, а также вследствие конденсации и аблимации водяных паров.

*Погребенные льды* могут иметь различный генезис. Это могут быть захороненные речные, наледные, озерные, болотные, морские и т. д.

## ГЛАВА 3. КРИОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

### 3.1. Классификация процессов и явлений

Экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне обусловлены развитием теплофизических, физико-химических и механических процессов в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах.

Экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне разделяются на три крупные группы.

К 1-й группе относятся **собственно криогенные процессы**, развитие которых вызвано сезонными и многолетними колебаниями тепло- и массообмена на земной поверхности и в подстилающих горных породах. Это *морозобойное растрескивание и криогенное выветривание*, связанные с многократным повторением циклов промерзания и оттаивания пород; *морозное пучение пород и наледообразование*, обусловленные сезонным и многолетним промерзанием пород, подземных и поверхностных (при образовании наледей) вод, увеличением пород при льдовыделении; *термокарст*, связанный с сезонным и многолетним оттаиванием сильно льдистых пород и подземных залежей льдов, с изменением свойств, осадком и размоканием пород при оттаивании.

Развитие 2-й группы – **флювиальных, абразионных и водно-балансовых** процессов – вызвано механическим и тепловым воздействиями на мерзлые и оттаивающие породы водных масс, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности почвы и многолетними колебаниями водного баланса поверхности. В эту группу входят *термоабразия, термоэрозия и заболачивание*. Развитию всех этих процессов всегда предшествует оттаивание пород, сопровождающееся нарушением структурных связей в породах, изменением их физико-механических и теплофизических свойств.

3-я группа процессов объединяет **гравитационные** процессы, такие как *солифлюкция, сходы, оползание; осыпание, десертция, курумообразование* и другие, с которыми связано формирование специфического состава и строения склоновых отложений.

*Морозное пучение дисперсных пород.* Морозное пучение дисперсных пород обусловлено увеличением объема замерзающей влаги и льдонакоплением (вследствие миграции воды) при промерзании. Наибольшие деформации пучения наблюдаются при промерзании в *открытой системе* хорошо теплопроводных, чаще всего пылеватых и водонасыщенных, супесчаных и суглинистых пород при малых скоростях промерзания и близком расположении водоносного горизонта (*миграционный механизм пучения*).

Нередко пучение связано с промерзанием грубодисперсных пород в условиях *закрытой системы*, когда возникают напорные горизонты грунтовых вод (*инъекционный механизм пучения*).

В целом в природных условиях пучение пород может быть связано с сезонным промерзанием пород сезонно-талого и сезонно-мерзлого слоев (*сезонное пучение*) и многолетним промерзанием пород (*многолетнее пучение*).

*Многолетнее пучение.* Пучение грунтов является наиболее распространенным криогенным процессом, в результате которого на участках развития тонкодисперсных пород и торфяников формируются различные по форме и размерам бугры пучения. По типу формирования бугры пучения (локальные) подразделяются на *сегрегационные* и *инъекционные*, но возможно их смешанное образование.

*Сегрегационные* бугры пучения, как правило, сопровождают новообразование многолетнемерзлых пород на талых участках пойм и озерных котловин.

*Инъекционные* возникают обычно за счет инъекции воды (или разжиженного грунта) под действием гидростатического давления, развивающегося в закрытых системах при их промерзании. Они связаны преимущественно с промерзанием подозерных (обводненных) несквозных таликов, окруженных со всех сторон многолетнемерзлыми породами. На Севере и в Центральной Якутии их называют *булгуньями*, за рубежом – *пинго*. Размеры булгуньяхов зависят от количества воды в замкнутых таликах и могут достигать по высоте 30–60 м и по основанию – 100–200 м.

*Гидролакколиты* образуются при инъекции воды под влиянием гидродинамического напора надмерзлотных и межмерзлотных вод.

*Термокарст* – при протаивании льдистых пород и вытаивании подземного льда наблюдаются просадки земной поверхности. Процесс протекает как при сезонном, так и при многолетнем протаивании мерзлых пород. Механизм процесса состоит в уплотнении оттаивающих сильно льдистых пород или пород, содержащих мономинеральные залежи льда.

Необходимым условием развития термокарста является наличие подземных льдов в виде мономинеральных залежей или текстурообразующего льда в рыхлых отложениях.

Процесс развития термокарста по-разному протекает в случаях оттока воды из термокарстового понижения и обводнения понижений. В том случае, когда вода не скапливается в понижении (*сточный термокарст*), процесс носит затухающий характер. Формы термокарстового рельефа и микрорельефа существенным образом зависят от того, какие типы льдов и льдистых пород подвергаются оттаиванию, а также от особенностей распространения льда в мерзлых породах.

*Склоновые процессы и явления* вызываются действием сил гравитации, которые приводят к развитию оползней, курумов, солифлюкции и др.

*Курумы* – весьма распространенные в области вечной мерзлоты склоновые образования, сложенные дресвяно-щебенисто-глыбовым материалом скальных и полускальных пород. Курумы приурочены к склонам крутизной от 3 до 40°. Основным и постоянно действующим механизмом перемещения курумов является термогенная и криогенная десерпция.

*Термогенная десерпция* обусловлена периодическим (суточным и сезонным) колебанием температуры, приводящим к циклическому расширению и сокращению размера обломков пород и пульсационному смещению грубообломочного материала вниз по склону.

*Криогенная десерпция* связана с поднятием обломков в направлении, перпендикулярном к склону (за счет образования линз и прослоев льда в теле курума), а затем с последующим опусканием по вертикали обломков вместе с заполнителем в результате вытаявания льда.

Процессы вязкого и вязкопластичного смещения дисперсного материала в пределах криолитозоны широко развиты и на задернованных склонах, и в пределах почти ровных аккумулятивных поверхностей. Наиболее распространен среди них процесс *солифлюкции*, или вязкопластического (медленного) течения рыхлых отложений на склонах, происходящий под действием составляющей собственного веса, направленной по падению склона и вызывающей в грунте пластические деформации. Интенсивность солифлюкции зависит от крутизны склона, глубины оттаивания пород, состава отложений, прочности дернового покрова, характера рельефа и т. д.

Выделяют два вида медленной солифлюкции – *покровную* и *дифференциальную*.

*Покровная солифлюкция* – движение грунтов, осуществляемое более или менее равномерно и достаточно медленно, характеризуется скоростями 2–10 см/год и проявляется на склонах крутизной до 15°. Основной особенностью покровной солифлюкции является то, что движение материала происходит без существенного изменения внутренней структуры грунта. Влажность отложений не превышает предела текучести.

*Дифференциальная солифлюкция* ярко проявляется на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа: солифлюкционные языки, террасы, полосы и пр.

Причиной образования этих форм является дифференциация скоростей смещения как по всему склону, так и в пределах одного солифлюкционного потока.

В пределах криолитозоны широко развита так называемая *быстрая солифлюкция*, или вязкое течение оттаивающих дисперсных пород на склонах,

развивающаяся на склонах крутизной 15–25<sup>0</sup> при сильном переувлажнении пород слоя сезонного оттаивания. Она сопровождается нарушением внутренних связей грунта, а также разрывами дернового покрова. Влажность отложений превышает предел текучести.

#### ГЛАВА 4. ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

Под *криогенной текстурой* мерзлой породы понимается сложение ее ледяного каркаса, состоящего из включений и прослоев льда различной формы и размеров, ориентировки и пространственного взаиморасположения, при котором структура минерального скелета разделена на структурные отдельности. Понятие *текстуры мерзлой породы* в отличие от криогенной текстуры включает изучение текстурных особенностей не только ледяных включений, но и органо-минеральной части.

Текстура *тонкодисперсных пород* формируется в процессе их литификации. В зависимости от химико-минеральной и фациальной изменчивости пород при различных способах промерзания (сингенетическом, характеризующемся криогенным преобразованием осадка в породу с одновременным его накоплением, и эпигенетическом, характеризующемся промерзанием литифицированных пород) проявляются специфические особенности криогенного текстурообразования. Криогенная текстура породы существенно зависит от ее текстуры и структуры до промерзания. Наличие в первоначально не мерзлых породах текстурных признаков (слоистости, трещиноватости и др.) приводит к формированию *унаследованных криогенных текстур*. В однородных по составу и строению дисперсных породах в процессе промерзания образуются *наложенные криогенные текстуры*.

Большое разнообразие встречаемых в природе видов криогенных текстур обусловлено различными механизмами криогенного текстурообразования, основными из которых являются миграционно-сегрегационный, напорно-миграционный, инъекционный и ортотропно-компрессионный. В зависимости от процесса льдообразования в криогенных текстурах может быть сегрегационный, инъекционный, аблимационный и другие виды льда. Основным механизмом формирования наложенных криогенных текстур является миграционно-сегрегационный. Для их формирования необходимо развитие не только тепло-, массообменных и физико-механических процессов, но и физико-химических процессов (коагуляции, агрегации, усадки, набухания и др.), которые существенно преобразуют первичную структуру породы. В результате происходят развитие напряжений, разрывы структурных связей и сегрегация льда.

*Криогенные текстуры скальных пород* определяются главным образом их трещиноватостью, особенностями заполнения трещин влагой и ее замерзанием.

Это, как правило, унаследованные криогенные текстуры. Размеры, форма, ориентировка и пространственное взаиморасположение ледяных включений в них соответствуют геометрии трещин. В магматических изверженных породах (гранитах, диоритах, андезитах и др.) формируются трещинные и трещинно-жильные криогенные текстуры. В трещинах лед содержится в виде пленок, корок и скоплений кристаллов, льда-цемента рыхлого заполнителя, полностью или частично заполняя пустые полости. Для трещинно-жильных криогенных текстур характерно более полное заполнение льдом полостей трещин, которые имеют вид хорошо выдержанных в пространстве жил.

Таблица 4.1

Классификация криогенных текстур в многолетнемерзлых скальных породах (по А. А. Каган, Н. Ф. Кривоноговой)

<b>Текстура</b>	<b>Описание текстуры</b>	<b>Основные типы пород, для которых характерна криотекстура</b>
Трещинная	Лед по трещинам в виде пленок, корок по стенам или цемента и шпиров в заполнителе трещин	Магматические (граниты, диабазы, андезиты, базальты)
Трещинно-жильная	Лед заполняет всю площадь сечения, образуя прожилки	Метаморфические (роговики, кварциты, кристаллические сланцы, гипсы)
Пластово-трещинная	Ледяные жилки по трещинам напластования создают основной облик криотекстуры; льдосодержание трещин других систем имеет подчиненное значение	Осадочные (доломиты, известняки, мергели, алевролиты, аргиллиты)
Пластово-трещинно-поровая	Ледяные жилки по трещинам напластования и лед-цемент в порах породы; льдосодержание трещин других систем имеет подчиненное значение	Осадочные (песчаники, глинистые сланцы, мергели)
Пластово-трещинно-карстовая	Ледяные жилки по трещинам напластования и пустотам выщелачивания и растворения создают основной облик криотекстуры; льдосодержание трещин других систем имеет подчиненное значение	Осадочные (известняки, доломиты, гипсы, каменная соль)

В осадочных сцементированных породах выделяются пластово-трещинные, пластово-трещинно-поровые, пластово-трещинно-карстовые типы криогенных текстур (см. табл. 4.1). Размеры прослоев льда в унаследованной текстуре определяются раскрытием трещины и изменяются от долей миллиметра до десятков сантиметров. По мощности льда выделяются тонко-, средне-, толсто-трещинные и трещинно-жильные криогенные текстуры.

По взаиморасположению и ориентировке в пространстве выделяют упорядоченно-сетчатые (или закономерно-сетчатые) и беспорядочно-сетчатые (незакономерно-сетчатые) криогенные текстуры. Последние, как правило, приурочены к зонам тектонического дробления и интенсивного выветривания, а упорядоченно-сетчатые криотекстуры удалены от этих зон. Различия состава и строения льда унаследованных криогенных текстур скальных пород в первую очередь связаны с различными механизмами льдообразования. Миграционно-сегрегационный тип льда в скальных породах встречается лишь в тонкодисперсном влагонасыщенном материале заполнителя трещин. А. А. Гаган и Н. Ф. Кривоногова выделяют следующие механизмы льдообразования:

1) *инфильтрационный*, обусловленный инфильтрацией поверхностных и подземных вод; лед отличается полизернистостью с хаотической ориентировкой кристаллов (аллотриоморфнозернистый);

2) *инъекционный*, связанный с гидродинамическим внедрением воды в трещины и ее замерзанием в них; чаще всего инъекционный лед в крупных трещинах прозрачный, а сами текстуры называются унаследованно-расширенными;

3) *цементный*, характерный для трещиноватых массивов, промерзающих ниже уровня подземных вод, а также для обводненных скальных пород сезонно-талого слоя;

4) *аблимационный (сублимационный)* лед имеет зернистую структуру, формирующуюся вследствие замерзания парообразной влаги в более крупных трещинах, сообщающихся с дневной поверхностью или другими источниками питания.

***Криогенные текстуры в литифицированных породах рыхлого чехла*** в зависимости от их состава и строения, а также условий промерзания весьма разнообразны. По ориентировке и пространственному взаиморасположению прослоев льда выделяется несколько основных типов криогенных текстур – массивные, слоистые, сетчатые и ячеистые. В зависимости от размеров прослоев льда и расстояния между ними отмечаются различные виды криогенных текстур (см. табл. 4.2).

Одним из основных процессов, определяющих разнообразие типов и видов миграционно-сегрегационных текстур, является процесс миграции влаги. Плотность миграционного потока влаги и время его действия определяют мощность сегрегационного прослоя, а интенсивность – развитие усадочных напряжений и деформаций, их частоту и ориентировку. Плотность потоков влаги возрастает с увеличением дисперсности пород. Поэтому толсто-шлировые криогенные текстуры чаще встречаются в глинистых породах. Типы криогенных текстур в большей степени определяются минеральным составом пород. Так, при увеличении содержания в глинах минералов группы монтмориллонита (по сравне-

нию с каолинитом) тип криогенной текстуры изменяется от горизонтально-слоистого до ячеистого. С увеличением в породах минералов группы монтмориллонита плотность потока влаги и мощность прослоев льда уменьшаются, а с увеличением в них минералов группы каолинита, наоборот, возрастают.

При больших скоростях промерзания формируется в основном *массивная криогенная текстура*, причем чем меньше дисперсность породы, тем меньшие скорости промерзания требуются для образования массивной криогенной текстуры. С уменьшением скорости промерзания в тонкодисперсных породах происходит переход от массивной к *шлировым криогенным текстурам*. При этом чем меньше скорость промерзания, тем большее время необходимо для роста прослоев льда и их мощности. При неглубоком залегании грунтовых вод в условиях открытой системы создается наиболее благоприятная обстановка для формирования *горизонтально-слоистой толсто-шлировой криогенной текстуры*. В процессе криогенного текстурообразования особенно велика роль первоначального строения и сложения пород.

Таблица 4.2

Классификация шлировых криогенных текстур  
(по Е. А. Втюриной, Б. И. Втюрину)

Тип  (по расположению шлиров и характеру ледяного цемента)	Подтип  (по ориентировке шлиров льда)	Вид  (по интервалу между шлирами: редко-слоистый и крупно-сетчатый (более 100 мм); средне-слоистый среднесетчатый (10–100 мм); частослоистый и мелкосетчатый (1–10 мм); микрослоистый и микро-сетчатый (менее 1 мм))	Разновидность  (по толщине ледяных шлиров: толсто-шлировая (более 10 мм); среднешлировая (5–10 мм); тонкошлировая (1–5 мм); микро-шлировая (менее 1 мм))
Слоистый	Горизонтально-косо-, вертикально-слоистый	Редко-, средне-, часто-, микро-слоистый	Толсто-, средне-, тонко-, микрошлировая
Сетчато-слоистый		Средне-, часто-, микросетчато-слоистый	
Сетчатый	Горизонтально-, косо-, вертикально-сетчатый, беспорядочно-сетчатый	Крупно-, средне-, мелко-, микро-сетчатый	
Ячеистый	–	Крупно-, среднемелкоячеистый	

*Льдообразование в грубообломочных нелитифицированных породах* главным образом обусловлено замерзанием талых и дождевых вод, проникающих при инфильтрации и несущих с собой тонкодисперсный материал. Замерзание этой воды в грубообломочных породах с отрицательной температурой часто приводит к распучиванию обломков и формированию *базального льда-цемента (гольцового льда)*. При уменьшении глубины сезонного оттаивания такой лед иногда может захороняться в многолетнемерзлой толще. На контактах

отдельных глыб и обломков могут образоваться замкнутые воздушные пространства, в которых нарастает аблимационный лед.

*Грубообломочный материал с дисперсным заполнителем* чаще всего имеет массивную, корковую или сложную линзовидно-слоистую криогенную текстуру, в которой прослой льда изогнуты, не выдержаны по простиранию и часто наследуют форму обломков.

*В неоднородных нелитифицированных породах* происходит формирование *унаследованных криогенных текстур* в разрывах сплошности пород, трещинах и пустотах.

Различают криогенные текстуры сезонно-талого и сезонно-мерзлого слоев, которые существуют лишь в зимний период, и текстуры многолетнемерзлых пород. Главное значение в их формировании имеют температурный режим промерзания и химико-минеральный состав пород. Механизм текстурообразования в слоях сезонного промерзания и оттаивания в основном миграционно-сегрегационный.

Для пород *сезонно-мерзлого слоя* характерно двухчленное криогенное строение, обусловленное изменением режима промерзания пород с глубиной. В породах сезонно-талого слоя дополнительно выделяется еще горизонт криогенных текстур, возникающий вследствие промерзания снизу, со стороны многолетнемерзлой толщи.

В верхней части многолетнемерзлых пород эпигенетические криогенные текстуры формировались при меньших градиентах температур и скоростях промерзания, чем в слое сезонного оттаивания. Небольшие скорости промерзания и градиенты температур приводят к формированию здесь меньших миграционных потоков влаги, но действующих большее время, вызывая при этом рост более мощных сегрегационных прослоев. В многолетнемерзлых породах ниже глубины нулевых годовых амплитуд развитие криогенного текстурообразования при эпигенетическом промерзании происходило при меньших градиентах температуры и скоростях промерзания. Формирование криогенных текстур прежде всего происходит в результате напорно-миграционного и инъекционного механизмов льдовыделения, которые отражаются как на виде текстуры (на размерах сегрегационных прослоев льда и частоте расположения), так и на их типе. *Горизонтально-слоистая криогенная текстура*, формирующаяся в условиях свободного подтока влаги, с ростом гидродинамического давления переходит в блоковую криогенную текстуру с вертикальными шпирями льда, ориентированными по направлению инъекций влаги.

Криогенные *текстуры сингенетически промерзающих отложений* образуются при одновременном (в геологическом смысле) промерзании и диагенетическом преобразовании свежееотложенных осадков в породу. Криогенное

строение многолетнемерзлых пород при сингенетическом типе промерзания формируется за счет перехода в многолетнемерзлое состояние нижней части сезонно-талого слоя. Криогенные текстуры в нем формируются при промерзании снизу и гораздо реже (при высоких среднегодовых температурах) – при промерзании сверху.

Криогенное строение сингенетических пород существенно зависит от режима промерзания снизу и оттаивания сверху. Для пород с высокими значениями среднегодовых температур (т. е. для южного типа сингенетически промерзающих отложений) характерно небольшое льдонакопление как за счет зимнего промерзания снизу, так и за счет летнего оттаивания сверху. Это связано в первую очередь с малыми градиентами температур в кровле многолетнемерзлых пород как в зимний, так и в летний периоды. Наоборот, в породах с низкой среднегодовой температурой (т. е. для северного типа сингенетически промерзающих отложений) характерна особенно большая льдистость многолетнемерзлых пород ниже слоя сезонного оттаивания.

## ГЛАВА 5. СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

Широкий спектр физико-химических и физико-механических процессов, сопровождающих промерзание и протаивание дисперсных пород, вызывает значительные структурные преобразования их органо-минерального скелета. Это выражается в изменении размера, формы, соотношения и ориентации структурных элементов (первичных частиц, минеральных и органо-минеральных элементов). В процессе промерзания может происходить как уменьшение размеров элементов структуры, обусловленное проявлением диспергационных эффектов, так и увеличение (процессы коагуляции и агрегации).

При быстром промерзании грунта (около  $-40$ – $-60^{\circ}\text{C}$ ) и *отсутствии миграции влаги* одновременное зарождение центров кристаллизации и рост кристаллов льда обуславливают преобладающее проявление процесса дезинтеграции частиц и агрегатов. Разрушаются крупнозернистые частицы и агрегаты минерального скелета (песчаной и крупнопылеватой фракций) как более неоднородные и имеющие большее число дефектов, чем структурные элементы меньшего размера. При повышении температуры замораживания (выше  $-30^{\circ}\text{C}$ ) процесс укрупнения агрегатов преобладает над процессом их разрушения. Так, для полиминерального суглинка после промерзания при температуре  $-30^{\circ}\text{C}$  так же, как и при  $-60^{\circ}\text{C}$ , характерно увеличение содержания крупнопылеватых и песчаных агрегатов, но за счет агрегации более мелких структурных элементов. Снижение интенсивности обуславливает возможность миграции внутриагре-

гатной влаги к центрам льдообразования и улучшает условия пластической перестройки минеральных элементов, что способствует их сближению и укрупнению в результате коагуляции и агрегирования. Быстрые фазовые переходы вызывают лишь дробление минеральных отдельных и повышение дисперсности промерзающих пород.

В случае *миграции влаги* к фронту кристаллизации ведущая роль в преобразовании структуры промерзающих грунтов принадлежит процессам массопереноса в промерзающую зону, дифференциации и деформированию грунтовой массы при образовании и росте сегрегационных прослоев льда, обезвоживанию и усадке талой части грунта. Перестройка структуры при этом приводит к значительному уплотнению и упрочнению минерального скелета, что, наряду с формированием льдоцементационного сцепления, вызывает резкое возрастание прочности породы в целом. В талой обезвоживающей зоне промерзающих пород при этом происходят дегидратация структурных элементов, а также сближение и формирование более крупных агрегатов и блоков. Отмечаются уменьшение пористости и уплотнение минерального скелета, переориентация частиц и агрегатов вдоль направления миграционного потока и формирование щелевидной пористости. Форма структурных отдельных обусловлена минеральным составом и кристаллохимическими особенностями строения породообразующих глинистых минералов.

В промерзающей части глинистых пород (т. е. в области значительных фазовых переходов) перестройке подвергается структура, уже преобразованная за счет предварительного обезвоживания и усадки в талой зоне. Вымерзание воды в крупных порах и рост ледяных кристаллов при понижении температуры вызывают распучивание минерального скелета и дифференциацию грунтовой массы. Структурный облик минерального скелета приобретает рыхлость, хотя прочность породы в целом при цементации льдом заметно возрастает. В процессе фазовых переходов могут проявляться частичное дробление и переориентация грунтовых блоков и агрегатов в результате деформаций распучивания, но внутри этих агрегатов ориентация элементарных (первичных) частиц обычно сохраняется. Вследствие роста ледяных включений преимущественно в крупных порах и по границам структурных отдельных поры сохраняют щелевидную форму, но увеличиваются в размерах. В процессе дальнейшего промерзания (понижения температуры) фазовые переходы воды осуществляются во все более мелких внутриагрегатных и межчастичных порах, что приводит к дезинтеграции грунтовых частиц и дезориентации их в пределах агрегатов и блоков породы. В итоге промерзшая порода характеризуется разупорядоченной структурой, близкой к той, которая имела место до промерзания (в немерзлой породе).

Количественные микроструктурные изменения при промерзании обусловлены составом и первоначальным строением. Минеральный состав определяет форму структурных отдельностей, образующихся в ходе промерзания. Исходная (до промерзания) дисперсность определяет развитие структурообразовательных процессов в промерзающих грунтах посредством влияния на интенсивность влагообмена льдообразования и обезвоживания пород. Не меньшее влияние оказывает химический состав пород. В условия глубокого обезвоживания в глинистых породах, содержащих *Na*-ион, отмечается преобладающее проявление процессов коагуляции и агрегирования структурных элементов. Промерзание глин, содержащих многовалентные катионы ( $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ ), сопровождается диспергацией структурных отдельностей.

При затрудненном влагообмене в плотных грунтах малой влажности отмечаются процессы дезинтеграции структурных элементов. В относительно рыхлых влагонасыщенных породах преобладают процессы коагуляции и агрегирования.

Образование в промерзающих дисперсных породах льда в качестве структурного элемента коренным образом меняет исходную (немерзлую) структуру породы. Отличительным признаком микростроения крупнообломочных и песчаных пород является наличие в них льда-цемента, скрепляющего ранее несвязную рыхлую породу. В зависимости от начального влагосодержания в песчаных породах, например, образуются *манжетный* (контактный), *пленочный* (корковый), *поровый* и *базальный* типы льда-цемента (рис. 5.1). Криогенное микростроение глинистых пород (супесей, суглинков, глин) характеризуется наличием микротекстур, подобных макротекстурам мерзлых пород (массивные, слоистые, сетчатые, ячеистые).

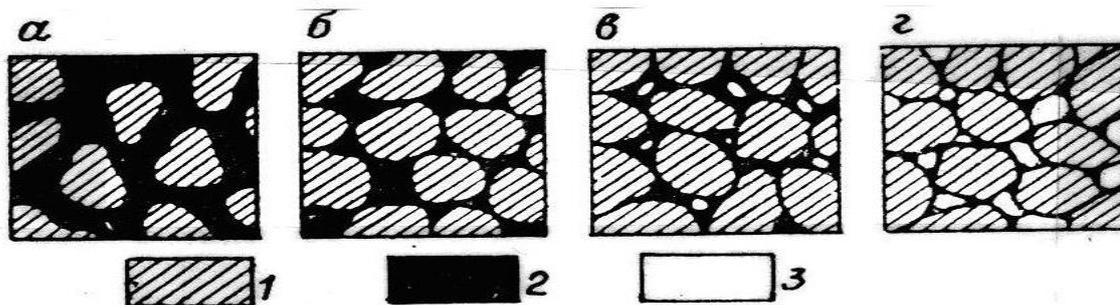


Рис.5.1. Основные типы льда-цемента в мерзлых породах:  
*а* – базальный; *б* – поровый; *в* – пленочный; *г* – контактный;  
 1 – грунтовые частицы, агрегаты; 2 – лед-цемент;  
 3 – свободные ото льда и воды поры

Микростроение засоленных песчаных пород характеризуется повышенным содержанием незамерзшей воды, появлением нового структурного элемента – кристаллов солей, которые выпадают из порового раствора и цементируют минеральный скелет, образуя новый тип контактов – кристаллизационный. Струк-

турообразовательные процессы значительно сложнее протекают в глинистых породах, где, кроме того, развиты процессы ионного обмена, которые в зависимости от состава солей приводят либо к агрегации, либо к диспергации минерального скелета.

Формирование криогенного микростроения также определяется условиями промерзания (скоростью промерзания, градиентами температуры, наличием или отсутствием подтока влаги). При медленном промерзании у агрегатов наблюдается более однородное микростроение.

При оттаивании также идет преобразование структуры мерзлых пород. В большинстве случаев, особенно при быстром протаивании дисперсных пород, наблюдается общая тенденция к увеличению дисперсности за счет дезинтеграции более крупных элементов. Протаивание сопровождается ослаблением структурных связей, разупрочнением и уменьшением водопрочности элементов грунтовой системы.

### **5.1. Структурные связи и типы контактов в мерзлых породах**

В ходе промерзания и в мерзлом состоянии в породах за счет сложных процессов структурообразования формируются специфические типы контактов и структурные связи. В скальных и части осадочных сцементированных пород преобладают связи химической природы, а в тонкодисперсных льдистых породах связь между отдельными ее элементами осуществляется чаще всего за счет молекулярных и ионно-электростатических взаимодействий (или водно-коллоидными связями).

Образование структурных связей в такой многофазной и многокомпонентной дисперсной системе, как мерзлая порода, всегда происходит не только между грунтовыми поверхностями, но и поверхностями льда и грунтовых частиц. Формирование структурных связей идет обычно не по всей поверхности слагающих породу элементов, а только в местах их сближения, т. е. на контактах. Каждый тип или разновидность контакта характеризуется своим механизмом образования и природой взаимодействующих сил, геометрией и величиной контактного взаимодействия.

В первом приближении все разнообразия контактов в дисперсных породах, находящихся при отрицательной температуре и содержащих в своем составе лед, можно подразделить на точечные, площадные и объемные, характеризующиеся различной площадью контактного взаимодействия органических и минеральных частиц и льда, и на агрегационные, коагуляционные и сухие контакты, различающиеся по энергии взаимодействия и расстоянию между контактирующими ледяными и грунтовыми частицами (рис. 5.2).

Разделение контактов по энергии их взаимодействия в значительной мере определяется расстоянием между взаимодействующими грунтовыми частицами.

Так, в случае прямого взаимодействия двух грунтовых частиц образуются наиболее прочные сухие контакты. Они характеризуются валентным и ионно-электростатическим взаимодействием, а также непосредственным соприкосновением элементов мерзлой породы.

*Сухие минеральные контакты* обычно возникают при диагенетическом преобразовании пород за счет повышения давления с глубиной и дегидратации глинистых осадков.

*Минерально-цементационные контакты* формируются при перекристаллизации и выделении из поровых растворов новой фазы. Это связано с перенасыщением поровых растворов в ходе диагенеза (в том числе и при замерзании пород, что повышает концентрацию этих растворов) и выделением из них цементирующих веществ, которые создают прочные «мостики» между грунтовыми частицами, образуя жесткую пористую структуру минеральной компоненты. При сильном понижении отрицательной температуры дисперсной породы (ниже  $-100 \div -150^{\circ}\text{C}$ ) могут возникать *минерально-ледовые контакты*.

Это происходит тогда, когда практически вся связанная вода вымерзает или мигрирует в другие участки породы и образуются близкие к сухим контакты «минерал – лед». Они являются обратимыми при оттаивании и наименее прочными среди других видов сухих контактов.

Характерной особенностью водных контактов является наличие между взаимодействующими элементами мерзлой породы пленок незамерзшей (связанной) воды. *Коагуляционные контакты* определяются в основном действием молекулярных и ионно-электростатических сил. *Агрегационные контакты* формируются преимущественно в результате дальнедействующих молекулярных сил, а в некоторых случаях – за счет магнитных и дипольных (кулоновских) взаимодействий. Агрегационные контакты присущи суглинистым, супесчаным и песчаным породам в диапазоне высоких отрицательных температур ( $0 \div -5^{\circ}\text{C}$ ).

По площади контакта	По энергии взаимодействия и природе контактов						
	Агрегационные (дальние коагуляционные)		Коагуляционные (ближние коагуляционные)		Сухие (безводные)		
	I	II	I	II	I	II	III
Точечные							
Площадные							
Объемные							

Рис. 5.2. Структурные связи и типы контактов в мерзлых породах

## ГЛАВА 6. ВЛАГОПЕРЕНОС И ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ В ДИСПЕРСНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

### 6.1. Природа и механизм миграции влаги в дисперсных породах

Перемещение влаги в *неводонасыщенных* дисперсных породах характеризуется сложным механизмом переноса массы и многообразием движущих сил влагообмена. Применительно к геокриологическим задачам наибольший интерес представляют вопросы миграции связанной и капиллярной воды и пара. С самой общей термодинамической точки зрения причиной миграции воды и пара в дисперсных породах является неравновесное состояние системы «грунт – влага», вызываемое изменением во времени и пространстве термодинамических параметров (температуры, давления, концентрации ионов, влажности, электрического, магнитного и гравитационного потенциалов и др.). Измерить непосредственно движущие силы каждого из механизмов в отдельности возможно далеко не всегда. Этим, в частности, объясняется стремление найти единую (обобщенную) силу, более или менее полно учитывающую совокупное действие отдельных составляющих миграционного потока. В результате стал развиваться энергетический (термодинамический) подход к массопереносу в коллоидных капиллярно-пористых телах, к которым относится и грунтовая система.

Вся вода в грунтах, *исключая свободную (гравитационную)*, удерживается за счет свободной поверхностной энергии минерального скелета породы  $E_n$ . При взаимодействии минералов с водой, а точнее, с водным раствором, часть этой энергии  $E_s$  затрачивается на связывание ионов двойного электрического слоя и молекул воды. Разность  $E_n - E_s = E_n$  представляет собой часть неизрасходованной на взаимодействие с водным раствором свободной поверхностной энергии грунтовой системы. Очевидно, что основной движущей силой влагопереноса по жидкой фазе (т. е. миграции влаги в грунтах) является  $\text{grad } E_n$ , т. е. градиент этой энергии. Под  $E_n$  понимается величина удельной свободной энергии Гиббса, которую нередко называют *абсолютным химическим* или *изобарно-изотермическим потенциалом* для связанной воды  $\mu_w$ . Учитывая, что абсолютные значения величин многих термодинамических функций, в том числе, и  $\mu_w$ , неопределимы, отыскивается не абсолютный, а относительный термодинамический потенциал связанной воды:  $\mu_w = \mu_w - \mu_0$ . При этом  $\mu_0$  является абсолютным химическим потенциалом для свободной воды. Так как  $\mu_w < \mu_0$ ,  $\mu_w$  имеет отрицательный знак.

Относительный термодинамический потенциал грунтовой влаги наиболее полно отражает величину понижения энергии свободной воды при ее взаимодействии с твердым телом. Он представляет собой работу, которую нужно совершить, чтобы обратимо и изотермически перевести 1 г свободной воды в связанную влагу. Потенциал влаги, характеризующий энергию связи воды в грунтовой

системе с помощью взятой с обратным знаком работы, измеряется в единицах работы, отнесенной к единице массы воды (например, в Дж/кг, Дж/моль и др.).

Термодинамический потенциал грунтовой влаги является суммой ряда частных потенциалов:

$$M_w = \psi_w + \psi_o + \psi_z + \psi_p + \psi_\varepsilon + \psi_m + \dots, \quad (6.1)$$

где  $\psi_w$  – каркасный или капиллярно-адсорбционный потенциал, т. е. работа, которая затрачивается на перевод единицы массы воды из раствора, тождественного грунтовому, в связанную влагу (этот потенциал включает сорбционные и менисковые явления);  $\psi_o$  – осмотический потенциал, т. е. работа, которую нужно затратить, чтобы перевести единицу массы влаги из объема чистой воды в объем, содержащий раствор, тождественный по составу и строению с грунтовым раствором;  $\psi_z$  – гравитационный потенциал, т. е. работа по переносу раствора, аналогичного грунтовому, из одной точки по высоте на другую;  $\psi_p$  – гидростатический (или внешнего газового давления) потенциал, выражающий работу, произведенную над грунтовой влагой под воздействием внешнего давления;  $\psi_\varepsilon$ ,  $\psi_m$  – соответственно электрический и магнитный потенциалы влаги.

Потенциал грунтовой влаги  $\mu_w$  зависит от влагосодержания породы ( $W_{об}$  г/см<sup>3</sup>). По аналогии с объемной теплоемкостью для температурного поля А. В. Лыковым было введено понятие объемной изотермической массоемкости, или дифференциальной влагоемкости грунта  $C_w$ , которая показывает, какое количество воды необходимо добавить в грунт, чтобы изменить значение потенциала воды на единицу. Она является переменной величиной, зависящей от потенциала грунтовой влаги, состава и структурно-механических особенностей дисперсной породы, и определяется по соотношению

$$C_w(T) = \delta W_{об} / \delta \mu_w, \quad (6.2)$$

где  $T$  – температура по Кельвину. Потенциал грунтовой влаги и дифференциальная влагоемкость в породах могут изменяться на один-два порядка.

С потенциалом влаги связано введенное Б. В. Дерягиным понятие о *расклинивающем давлении* тонких пленок связанной воды  $P_p$ , которое представляет собой перепад давления при переходе через плоскую межфазную поверхность от жидкости, находящейся в тонком слое, к воде, граничащей с ним. В том случае, если  $P_p$  по абсолютному значению окажется больше, чем силы взаимодействия между двумя минеральными частицами  $P_{сц}$  и внешняя нагрузка на них  $g$ , то они будут отдаляться друг от друга за счет расклинивающего действия пленочной воды, мигрирующей сюда под действием поверхностных сил минеральных частиц.

Миграция воды в дисперсных породах может осуществляться в капиллярном (для собственно капиллярной воды) и пленочном (для слабосвязанной во-

ды) видах. Причем перемещение капиллярной влаги в основном осуществляется молярным (объемным) путем за счет менисковых (лапласовых) сил. В мерзлых дисперсных породах большую роль играет миграция связанной воды, осуществляемая обычно в пленочном виде. В том случае, когда доля пленочного переноса оказывается сопоставимой с долей капиллярного влагопереноса по микропорам породы, нередко говорят о смешанном капиллярно-пленочном механизме переноса. Роль же пленочного механизма миграций влаги в общем переносе воды особенно резко возрастает при уменьшении влагосодержания породы. В этом процессе существенно то, что влага в пленочном состоянии передвигается в грунте не сплошной массой (объемное перемещение), а от частицы к частице (молекулярное диффузионное перемещение).

С молекулярно-кинетических позиций перемещение связанной воды в дисперсных породах при наличии неоднородного силового поля определяется разностью скачков молекул воды в прямом и обратном направлениях по линии действия градиентов сил. Скачкообразные перемещения представляют собой самодиффузию частиц и называются т р а н с л я ц и о н н ы м и . Для совершения трансляционного скачка из одних узлов решетки в другие необходимо, чтобы кинетическая (колебательно-вращательная) энергия частицы  $E_k$  оказалась больше энергии связи (взаимодействия) ее с другими частицами  $E_{св}$ , т. е.  $E_k > E_{св}$ . При этом следует учитывать, что при нагревании вещества кинетическая энергия частиц растет, а энергия связи между ними уменьшается.

Расчетные данные показывают, что, например, каждая молекула воды при температуре 25°C совершает в секунду  $\sim 6 \cdot 10^8$  скачков. Скачки отделены друг от друга промежутками времени пребывания молекулы около центра равновесия, равными  $1,7 \cdot 10^{-9}$  с. Молекула воды за период пребывания в положении равновесия (между скачками) совершает около 1000 колебаний.

Трансляционные движения молекул и ассоциатов  $H_2O$  касались химически чистой свободной воды. Они не учитывали ни явления г и д р а т а ц и и и о н о в , т. е. взаимодействия ионов электролита в водном растворе с молекулами воды, ни эффекта связывания молекул воды активными центрами минеральной поверхности грунтовых частиц. При их учете энергия связи каждой молекулы воды возрастает на величину энергии связывания ионом молекулы  $H_2O$  ( $\Delta E_n$ ), с одной стороны, и на величину энергии связи, молекулы минеральной поверхностью ( $\Delta E_m$ ) – с другой.

Таким образом, перемещение (миграция) связанной воды в дисперсных породах может рассматриваться как разность трансляционных скачков молекул  $H_2O$  в прямом и обратном направлениях. Интенсивность же трансляционных скачков молекул возрастает при повышении температуры и уменьшении энергии связи молекул воды минеральной поверхностью частиц или иона-

ми диффузного слоя, т. е. при увеличении подвижности пленочной воды. В дисперсных породах применяют обобщенные термодинамические (феноменологические) законы. По аналогии с такими явлениями, как перенос тепла и электричества (законы Фурье и Ома), диффузия пара, фильтрация воды (законы Фика и Дарси) и др.

## 6.2. Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах

Влагоперенос в мерзлых породах с общих термодинамических позиций может быть обусловлен градиентом *каркасно-капиллярного, осмотического, температурного, электрического* и других потенциалов – частных составляющих общего термодинамического потенциала незамерзшей воды, что вызывает появление в грунтовой системе градиента незамерзшей воды ( $\text{grad } W_{\text{H}_3}$ ). Выражение для плотности стационарного потока незамерзшей воды в мерзлой породе имеет вид

$$\Gamma_w^M = -\lambda_w^M \text{grad} \mu_w, \quad (6.3)$$

где  $\lambda_w$  – коэффициент влагопроводности мерзлой породы.

*Пароперенос* и режим течения парогазовой смеси в порах дисперсной породы определяются главным образом соотношением между длиной свободного пробега молекул ( $L = 0,5 \cdot 10^{-5}$  см) и размерами пор – капилляров породы  $r$ . Если  $r < 10^{-5}$  см, то закономерности паропереноса будут подчиняться теории *кнудсеновского* течения (*для газов – течение при котором столкновения молекул друг с другом крайне редки*), характеризуясь молекулярным (эффузионным) механизмом переноса. В мерзлых породах эффузионный механизм паропереноса практически не работает, поскольку ультрапоры и наиболее узкие участки точечных капилляров дисперсных пород, где может быть развита эффузия пара, в большей своей части оказываются заполнены связанной (незамерзшей) водой. При  $r > 10^{-5}$  см возникают диффузия и молярный пароперенос. Причем если  $r > 10^{-3}$  см, то преобладает вязкостный режим течения, т. е. перенос пара осуществляется молярным (объемным) путем. Плотность стационарного потока парогазовой смеси при этом определяется законом Пуазейля (*ламинарное течение вязкой жидкости в тонкой цилиндрической трубке*) и оказывается прямо пропорциональной градиенту общего давления и обратно пропорциональной вязкости газа. Наибольшее значение молярный пароперенос приобретает в крупнообломочных породах.

Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах под *действием градиента температуры*. Создание и поддержание в мерзлой породе градиента температуры приводит к возникновению градиентов потенциалов связанной воды ( $\text{grad} \mu_w$ ) и парообразной влаги ( $\text{grad} \mu_p$ ), а также градиентов концентраций

насыщенных водяных паров ( $grad d_H$ ). Эти потенциалы, в свою очередь, вызывают перемещение незамерзшей воды и пара из мест с большим в места с меньшим потенциалом влаги, т. е. от участков с более высокой в участки с более низкой отрицательной температурой.

При существовании  $grad t$  в мерзлой породе происходит не только перемещение влаги, но и сегрегационное льдовыделение (*при сезонном промерзании пылеватых и глинистых отложений – образование прослоев льда через определенный промежуток*) и развитие ряда сложных физико-химических и физико-механических процессов. По мере продвижения влаги в сторону более низких отрицательных температур плотность потока влаги в мерзлой породе снижается, что приводит к вымерзанию избыточного количества незамерзшей воды.

Сильное обезвоживание высокотемпературной части мерзлого слоя приводит к развитию интенсивных усадочных процессов вплоть до возникновения сети усадочных трещин. Выше этой зоны вначале происходит зарождение отдельных микрошлиров льда, которые, постепенно утолщаясь и удлиняясь, сливались между собой, образовав сплошной сегрегационный прослой льда. Образец мерзлой породы при этом увеличился в размере на толщину этого ледяного прослоя, т. е. зафиксирована деформация пучения. В мерзлых образцах *каолинитовой глины* (по сравнению с образцами *монтмориллоновой глины*) при близких значениях  $grad t$  наблюдается более быстрый рост ледяного прослоя, что объясняется существованием в каолинитовой глине больших градиентов незамерзшей воды и больших коэффициентов диффузии влаги, которые и обеспечивают более высокие значения плотности потока  $W_{нз}$ .

В целом же в условиях «закрытой» системы (без подложки льда к образцу) миграция влаги идет за счет перераспределения лишь собственных запасов влаги мерзлого грунта и носит затухающий характер.

В условиях «открытой» системы (при наличии примороженного слоя льда у высокотемпературной части мерзлого образца) по сравнению с «закрытой» плотность миграционного потока  $W_{нз}$  под действием  $grad t$  существенно возрастает. Это приводит к формированию более мощного прослоя сегрегационного льда.

Приведенные выше экспериментальные данные получены в опытах длительностью менее месяца. В природных же условиях, где мерзлые породы характеризуются сложной криогенной текстурой с чередованием прослоев сегрегационного льда и минеральной породы, существующих не одну сотню и тысячу лет, по-видимому, также следует ожидать (при наличии достаточных  $grad t$ ) роста одних прослоев льда за счет других. Иными словами, прослой льда, формирующиеся при более низкой отрицательной температуре, будут расти за счет высокотемпературных прослоев льда путем перераспределения

льдистости. В результате возможно и изменение первоначальной криогенной текстуры мерзлых пород. Наиболее вероятен такой процесс в мерзлых породах сезоннопротаивающего и сезоннопромерзающего слоев, характеризующихся большими значениями  $gradt$ .

**Влагоперенос в мерзлых породах при их взаимодействии с воздушной средой.** При морозном иссушении дисперсных пород внешней движущей силой переноса незамерзшей воды является перепад давления водяных паров между воздушной средой  $P_{cp}$  и поверхностью раздела «грунт – воздушная среда»  $P_{нов}$ . По мере сублимации льда в мерзлой породе и выноса влаги в окружающую воздушную среду в породе формируется иссушенная зона, которая обнаруживается визуально по более светлой окраске. Граница фронта сублимации (мощность иссушенной зоны) в льдонасыщенных песках выражена наиболее четко и не размыта, как, например, это наблюдается в глинистых породах. Интенсивность сублимации льда в дисперсных породах не остается постоянной во времени, а закономерно снижается по мере углубления фронта сублимации. С увеличением содержания в грунтах глинистых и пылеватых частиц, минералов группы монтмориллонита, а также многовалентных катионов и степени засоления интенсивность сублимации возрастает. Это связано с увеличением  $W_{H3}$  на фронте сублимации, а, следовательно,  $gradW_{H3}$  и плотности потока незамерзшей воды. В песках, где незамерзшая вода практически отсутствует, перенос влаги осуществляется целиком за счет паропереноса. Наличие градиента влагосодержания в глинистых породах указывает на существенную роль в процессе внутреннего влагопереноса незамерзшей воды к поверхности. Доля миграции незамерзшей воды в глинах может составлять существенную величину, достигая 50–70 % от общего потока влаги (пар + вода).

Скорость продвижения фронта сублимации в мерзлом грунте, фиксирующаяся визуально по изменению оттенка иссушенного грунта, а также по первому изгибу кривой распределения суммарной влажности по высоте образца, прямо пропорциональна величине  $I_c$  и обратно пропорциональна плотности скелета  $\gamma_0$  и начальному суммарному влагосодержанию ( $W_{нач} = W_{ест}$ ) породы.

**Особенности влагопереноса и льдообразования в мерзлых породах под действием градиента механических напряжений, электрического поля и других внешних сил.** В массивах мерзлых дисперсных пород в результате как естественно-исторического хода их развития, так и различных инженерных воздействий возникает и существует градиентное поле механических напряжений. Наличие перепада этих напряжений вызывает перемещение влаги в мерзлых породах из участков повышенного к участкам пониженного сжимающего давления, из участков с пониженным – к участкам с повышенным

растягивающим или сдвиговым напряжением. Среди механических напряжений, возникающих в мерзлых породах, широкое развитие имеют сдвиговые напряжения. В плоскостях сдвига, где фиксируются максимальные напряжения между грунтовыми частицами и минимальные значения термодинамических потенциалов влаги  $\mu_w$ , незамерзшая вода испытывает растягивающие напряжения, что и обеспечивает поступление сюда дополнительного ее количества под действием  $\text{grad}\mu_w$ .

В удаленных от зоны сдвига слоях грунт подвергается обезвоживанию. В зоне сдвига наблюдаются перестройка криогенной текстуры и формирование микро- и макрошлиров льда.

**Миграция влаги и льдообразование в мерзлых породах под действием градиента электрического поля.** Механизм миграции влаги в этом случае представляется следующим. Электрическое поле, наложенное на образец мерзлого грунта, нарушает динамическое равновесие жидкой и твердой фазы воды и приводит к перемещению гидратированных катионов двойного электрического слоя к катоду. В этом же направлении движутся и окружающие катионы слоистой связанной воды, увлекая за собой остальную жидкость.

Силы такого переноса вызывают перемещение в первую очередь наименее связанной воды от анода к катоду. Нарушающееся при этом равновесие твердой и жидкой фаз воды восстанавливается за счет того, что в анодной зоне некоторая часть льда переходит в воду и восполняет ее убыль. Поступившая в катодную зону незамерзшая вода оказывается избыточной, т. е. превышает равновесное содержание  $W_{\text{нз}}$  при данной температуре. Перераспределение влаги в мерзлом грунте под действием электрического поля оказывается весьма существенным. В катодной зоне (уже на шестые сутки опыта) при напряжении 2–3 В/см и средней температуре образца глины порядка  $-2^\circ\text{C}$  грунт был вспучен и в нем содержалось большое количество вновь образовавшихся ледяных шлиров. Этими экспериментальными данными была подтверждена также линейная зависимость скорости электрокинетического перемещения незамерзшей воды от напряжения электрического поля.

**Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах под действием осмотических сил** (в безградиентном температурном поле). Этот процесс неразрывно связан с диффузией солей в мерзлой породе, миграцией химических элементов в мерзлых толщах. Действительно, при взаимодействии мерзлых пород с солевыми растворами происходит одновременное развитие двух взаимообусловленных процессов – миграции ионов солей и незамерзшей воды. При этом может иметь место как нормальный, так и обратный осмос влаги. При нормальном осмосе миграция влаги в направлении, противоположном потоку ионов, приводит к осмотическому осушению, сопровождающемуся усадкой

породы образца. Однако этот процесс имеет место лишь при взаимодействии мерзлых пород с высококонцентрированными растворами. Чаще всего в мерзлых породах происходит обратный осмос воды, т. е. миграция ее в одном направлении с потоком ионов. Связано это с тем, что общий термодинамический потенциал контактирующего раствора оказывается выше, чем у незамерзшей воды мерзлого образца.

Экспериментальные исследования показывают, что при контакте насыщенных растворов или кристаллов солей с мерзлыми образцами каолинитовой глины при температуре  $-4^{\circ}\text{C}$  происходит осмотический перенос незамерзшей воды из породы в контактирующую с ней соль. При этом кристаллы соли растворяются, переходя в раствор, а мерзлая порода вблизи контакта иссушается. По мере уменьшения концентрации контактирующего с мерзлой породой раствора нормальный осмотический поток влаги уменьшается, достигая при некоторой критической концентрации нулевого значения. При критической концентрации раствора общий термодинамический потенциал воды в грунте равен осмотическому потенциалу воды в растворе и наступает состояние термодинамического равновесия. Критические значения концентрации контактирующего с породой раствора  $C_{кр}$  определяются составом, строением пород, а также внешними термодинамическими условиями. Величина  $C_{кр}$  возрастает с повышением дисперсности и понижением отрицательной температуры. Для песков, взаимодействующих с раствором NaCl,  $C_{кр}$  составляет менее 0,1 г·моль/л, для глин – более 5 г·моль/л.

## **ГЛАВА 7. ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИ ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ**

Под *геокриологическим прогнозом* (по В. А. Кудрявцеву) понимается научное предсказание развития и изменения геокриологических условий, которые произойдут в будущем либо в связи с естественным ходом развития природы, либо в связи с хозяйственным освоением территории.

В соответствии с данным определением различают *два вида прогноза: эволюционный (естественно-исторический) и техногенный*. Первый включает прогнозную оценку изменения характеристик многолетнемерзлых пород и протекающих в них процессов под влиянием естественной динамики климата, неотектоники, уровня мирового океана, процессов денудации и осадконакопления, ледяных покровов, гидрогеологических, гидрологических и геоботанических условий.

*Техногенный прогноз* включает в себя оценку изменения геокриологических условий под влиянием разнообразных техногенных нарушений природного комплекса (начиная от локальных изменений ландшафтных и геокриологи-

ческих условий и кончая глобальными преобразованиями природы – созданием искусственных водохранилищ, загрязнением промышленными отходами атмосферы, поверхностных и подземных вод, изменениями их температурного режима и др.). Одним из важнейших разделов техногенного прогноза является инженерно-геокриологический прогноз, который составляется для решения таких практических задач, как выбор строительных площадок и трасс линейных сооружений, оценка вариантов размещения строительных объектов и выбор принципов их строительства, выбор способов прокладки транспортных магистралей и способов разработки месторождений полезных ископаемых. На основе инженерно-геокриологического прогноза рекомендуются мероприятия, исключающие или ограничивающие последствия нарушения природного равновесия геосистем, разрабатываются способы управления мерзлотным процессом. При этом в соответствии с характером техногенных воздействий прогнозируются: изменения температурного режима пород; динамика, масштабы проявления процессов многолетнего промерзания и протаивания горных пород; изменение их состава, строения и свойств; развитие криогенных, геологических процессов, возможность их активизации и возникновения новых, время их стабилизации, условия, вызывающие прогрессирующее развитие. Во всех случаях инженерно-геокриологический прогноз должен составляться с учетом результатов эволюционного прогноза. Характер и постановка задач определяются в зависимости от региональных особенностей территории, детальности исследований (масштаба геокриологической съемки и изысканий) и их целенаправленности.

Цель, основные задачи и методы прогнозирования на разных этапах (стадиях) инженерно-геокриологических исследований приведены в табл. 7.1, из которой видно, что при прогнозе в мелком и среднем масштабах одним из основных результатов прогнозирования должна быть оценка чувствительности и устойчивости территории с многолетнемерзлыми породами к техногенным воздействиям. При этом под «чувствительностью» следует понимать реакцию геосистемы на воздействия, степень ее изменения, а под «устойчивостью» – способность геосистемы противостоять воздействиям без изменения ее состояния и структуры. Чувствительность геосистемы (*природного комплекса*) не зависит от техногенных воздействий, она является ее свойством, способностью реагировать на воздействия. Оно всегда характеризуется степенью (*величиной*) изменения отдельных (*или ряда*) геокриологических характеристик под влиянием отдельных (*или суммы*) воздействий.

Техногенный геокриологический прогноз по особенностям воздействия строительства на природную среду подразделяется:

а) на общий прогноз, предусматривающий оценку изменения составляющих природного комплекса без учета теплового и механического воздействия самого сооружения;

б) инженерный прогноз, включающий оценку результатов непосредственного воздействия сооружений на геокриологическую обстановку.

При составлении *общего геокриологического прогноза* характеризуются возможные изменения мерзлотных условий на предполагаемой территории строительства в результате проведения таких мероприятий, как нарушение растительного покрова, условий снегонакопления, замена грунтов оснований, планировка поверхности, изменение условий поверхностного и грунтового стока, устройство искусственных покрытий, газонов, насаждение деревьев, кустарников и т. д. Необходимость составления общего геокриологического прогноза при решении инженерных задач, связанных с хозяйственным освоением криолитозоны, обусловлена тем, что тепловыделяющие или теплопоглощающие сооружения при любых видах строительства занимают лишь часть площади нарушенных территорий.

При *инженерном* прогнозировании оцениваются особенности теплового и механического воздействия сооружений с многолетнемерзлыми породами.

Для оценки влияния техногенных воздействий на геокриологическую обстановку применяются различные методы, из которых наибольшее развитие получили методы математического моделирования.

При составлении инженерного геокриологического прогноза с использованием одного метода или их комплекса должен соблюдаться единый методический подход, сущность которого сводится к последовательному изучению закономерностей формирования геокриологических условий с оценкой роли и влияния каждого фактора природной среды.

## Этапы, задачи и методы геокриологического прогноза

Этапы инженерно-геологических исследований	Цель геокриологического прогнозирования	Основные задачи геокриологического процесса	Методы прогнозирования
I этап – инженерно-геологическое обоснование генеральных схем развития народного хозяйства на базе инженерно-геологических исследований природных регионов и зон в обзорных масштабах (1: 2 500 000, 1: 1 000 000)	Оценка влияния геокриологической обстановки на природные ресурсы	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Прогноз естественной динамики геокриологических условий.</li> <li>2. Оценка чувствительности геокриологической обстановки к техногенным воздействиям.</li> <li>3. Оценка возможности управления мерзлотным процессом для эффективного использования природных ресурсов</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Метод аналогий на основе изучения опыта освоения.</li> <li>2. Логическое и математическое моделирование.</li> <li>3. Экспертные оценки</li> </ol>
II этап – инженерно-геологическое обоснование многоотраслевого освоения отдельных регионов на базе государственной инженерно-геологической съемки в масштабе 1:500 000 (1:100 000)	Обеспечение рационального использования территорий (оптимизация, размещение и приемы строительства сооружений)	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Оценка устойчивости геокриологической обстановки и допустимых техногенных воздействий.</li> <li>2. Оценка обратного воздействия изменений геокриологической обстановки на развитие ландшафтов.</li> <li>3. Прогноз эффективности мероприятий, обеспечивающих надежность сооружений и охрану природной среды</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Метод аналогий на основе изучения опыта строительства.</li> <li>2. Математическое и физическое моделирование (в т. ч. режимные наблюдения).</li> <li>3. Экстраполяция.</li> <li>4. Классификация ММП и мерзлотных процессов</li> </ol>
III этап – инженерно-геологическое обеспечение проектирования промышленных и других объектов на базе инженерно-геологических изысканий (1:50 000 до 1:2000)	Инженерно-геокриологическая оценка строительных площадок и трасс	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Прогноз влияния инженерной подготовки территории на геокриологическую обстановку.</li> <li>2. Прогноз теплового и механического взаимодействия сооружений с грунтами основания.</li> <li>3. Прогноз геокриологической обстановки в связи с применением приемов мелиорации грунтов и рекультивации ландшафтов</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Математическое и физическое моделирование.</li> <li>2. Метод аналогий на основе изучения опыта строительства</li> </ol>

В зависимости от продолжительности отрезка времени, для которого прогнозируются изменения геокриологических условий, прогноз подразделяется на *кратко-, долго- и сверхдолгосрочный*. *Краткосрочный* прогноз составляется на период до 10 лет и характеризует изменения геокриологических условий под влиянием короткопериодных (3; 11 лет) колебаний климата. *Долгосрочный* прогноз составляется на период от 10 до 100 лет и ориентирует на изменение геокриологических и связанных с ними гидрогеологических и инженерно-геологических характеристик, соответствующих новому установившемуся температурному и влажностному режиму пород на освоенных территориях. *Сверхдолгосрочный* прогноз составляется для особо ответственных сооружений на период, превышающий 100 лет, в основном для оценки изменений геокриологических условий под влиянием естественной динамики природной среды или региональных и глобальных ее преобразований, приводящих к изменению теплового состояния пород на больших территориях, а также для оценки длительного воздействия сооружений на геокриологическую обстановку.

При *городском строительстве* температурный режим грунтов формируется под влиянием многих факторов, условно разделенных Г. В. Порхаевым и В. К. Щелоковым на *три группы – общие, локальные и специфические*. К *общим факторам* относятся составляющие внешнего тепло- и массообмена на застроенной территории: радиационный баланс, турбулентный теплообмен, затраты тепла на испарение и конденсацию влаги на земной поверхности. К *локальным факторам*, обуславливающим значительное изменение температурного режима грунтов в пределах сравнительно небольшой площади, относится тепловое воздействие на грунты оснований зданий, сооружений, коммуникаций. К *специфическим* – характерные только для определенных территорий. Для одних районов – это гидрогеологические особенности, для других – условия атмосферной циркуляции и т. д.

При *линейном строительстве* в задачи техногенного геокриологического прогноза входит оценка изменения температурного режима грунтов в полосе трассы вне области влияния линейного сооружения (*общий прогноз*) и в области теплового и механического влияния сооружения (*инженерный прогноз*). Для железных и автомобильных дорог обосновываются необходимые параметры насыпей, выемок, искусственных сооружений (высота, материал насыпи и т. п.) для обоснования выбора принципа использования грунтов как оснований земляного полотна. Для трубопроводов производится оценка мощности и динамика ореолов протаивания или промерзания грунтов при выбранном способе прокладки, технологическом режиме эксплуатации и конструктивных особенностях.

При *гидротехническом строительстве* основными задачами прогноза являются: обоснование выбора способа проектирования тела плотины (в мерзлом

или талом состоянии); расчет охлаждающих систем, необходимых для сохранения ядра плотины в мерзлом состоянии; расчет динамики многолетнего оттаивания грунтов под водохранилищем; оценка интенсивности переработки берегов и др. Большое значение при гидротехническом строительстве имеет оценка изменения природных, в том числе и геокриологических, условий на территории, примыкающей к водохранилищу.

При *подземном строительстве* наиболее важной задачей является прогнозная оценка температурного режима грунта с целью выбора наиболее безопасного и экономического метода отработки полезного ископаемого, проходки шахтных стволов, тоннелей, горных выработок.

Техногенный геокриологический прогноз для целей *агробиологического освоения* территории включает задачу обеспечения наиболее оптимального почвенного климата, расчет температурного режима грунтов и глубин слоя сезонного промерзания и протаивания, а также времени существования положительных и отрицательных температур на поверхности почвы и различной глубине.

Формулировка задач прогноза изменения показателей свойств зависит прежде всего от результатов прогноза изменения температурного режима пород. При этом рассматриваются два случая: 1) когда среднегодовая температура пород изменяется (повышается или понижается) в пределах отрицательных значений и происходит изменение соотношения незамерзшей воды и льда в породах; 2) когда изменяется знак среднегодовой температуры и происходит изменение агрегатного состояния, состава и строения породы.

Прогноз *криогенных геологических процессов* базируется на установлении зависимостей характера развития каждого процесса от факторов, обуславливающих этот процесс.

Наибольшее количество работ посвящено методам оценки *пучиноопасности грунтов*. Количественные характеристики величины пучения грунтов и неравномерности пучения по площади могут быть получены с помощью методов расчета, прогноз вероятности развития солифлюкции может быть осуществлен с помощью приближенных формул. Методы прогноза термоэрозии рассмотрены в работах разных авторов.

## **7.1. Принципы и приемы управления мерзлотным процессом**

При освоении криолитозоны постоянно приходится решать вопросы, связанные с необходимостью изменения геокриологических условий в нужном для народного хозяйства направлении. Постановка задач об управлении геокриологическим процессом уже сама по себе требует знания тех природных условий и той геокриологической обстановки, которые существуют на данный момент в

естественных условиях и которые будут в дальнейшем подвергнуты искусственному преобразованию.

Комплекс работ, проводимых с целью управления геокриологическим процессом, осуществляется в определенной последовательности. *Первоочередным и обязательным* является изучение природных, в том числе и геокриологических, условий территории освоения. Изучение геокриологических условий базируется на выявлении частных и общих закономерностей формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород и их характеристик в зависимости от комплекса природных условий и от каждого элемента геолого-географической среды. Эта задача представляет собой непосредственную цель геокриологической съемки и успешно решается в процессе ее проведения. Поэтому очевидно, что геокриологическая съемка должна входить составной частью в комплексные исследования по управлению мерзлотным процессом. Завершается этот этап составлением геокриологических карт.

Следующий этап работы включает характеристику и типизацию планируемых при освоении территории техногенных нагрузок и воздействий, выявление сопутствующих им изменений природных условий. Этот этап исследований проводится с целью получения исходных данных для геокриологического прогноза.

Далее на основе выявленных закономерностей формирования геокриологических условий и учета техногенных воздействий составляется геокриологический прогноз, при котором оцениваются вероятные изменения среднегодовой температуры, состава и свойств грунтов, глубин их сезонного и многолетнего оттаивания и промерзания, характера развития криогенных процессов.

В задачи следующего этапа исследований входит выявление участков, на которых могут сформироваться геокриологические условия, не отвечающие предъявляемым к ним требованиям. При проектировании зданий и сооружений это могут быть участки, на которых не представляется возможным реализовать принятый принцип строительства. На этих участках на основе результатов прогноза обосновывается необходимость целенаправленного изменения геокриологических условий (распространения и условий залегания многолетнемерзлых пород, температурного режима, глубин сезонного промерзания и оттаивания, состава, строения, свойств сезонно- и многолетнемерзлых пород, развития криогенных процессов).

Такое целенаправленное изменение отдельных характеристик мерзлых пород может быть осуществлено с применением различных методов и приемов мелиорации. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо выбрать наиболее приемлемые, рациональные способы. Для этой цели прежде всего необходимы исследование приемов водно-тепловой мелиорации и обоснование

возможности применения в данном районе того или иного метода для направленного изменения природной обстановки с целью формирования нужных мерзлотных условий. Должна быть дана оценка экономичности использования мероприятий с учетом времени, отведенного для их проведения.

Необходимо отметить, что каждый прием наряду со своим основным (прямым) воздействием на отдельные элементы природной обстановки косвенным образом в большей или меньшей степени обуславливает изменения всех прочих элементов геологической среды. В некоторых случаях это может приводить к нежелательным изменениям геокриологических условий. Итогами этого этапа являются составление проекта мероприятий по целенаправленному изменению мерзлотных условий, районирование территории с выделением участков, характеризующихся одинаковыми мерзлотными условиями и требующих определенных приемов (или комплекса приемов) по управлению мерзлотным процессом.

На заключительном этапе исследований дается характеристика каждого из выделенных участков мелиорируемой территории по тем искусственно созданным геолого-географическим и геокриологическим условиям, которые будут иметь место после осуществления мелиорации. Составляются послемелиоративные геокриологические карты.

Для целенаправленного изменения геокриологических условий; проводят ряд мероприятий в следующей последовательности:

1. Изучение геокриологических условий территории в процессе проведения геокриологической съемки.
2. Характеристика и типизация техногенных воздействий и нагрузок.
3. Прогноз изменения геокриологических условий.
4. Обоснование необходимости целенаправленного изменения геокриологических условий.
5. Составление проекта мероприятий по целенаправленному изменению геокриологических условий.
6. Составление послемелиоративных карт.

Классификационная схема приемов управления мерзлотным процессом

Системы приемов	Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
<i>Группа приемов, регулирующих внешний теплообмен</i>			
Регулирующих соотношение составляющих радиационного баланса	Суммарная коротковолновая радиация $Q+q$	А. Прозрачность атмосферы. Б. Угол наклона поверхности к горизонту. В. Экспозиция местности	Устройство навесов, затенение путем насаждения деревьев, кустарников; изменение угла наклона поверхности и планировка местности; экранирование поверхности теплопрозрачными пленками
	Отраженная коротковолновая радиация $(Q+q)A$	А. Характер и высота покрова на поверхности. Б. Цвет поверхности. В. Шероховатость поверхности. Г. Влажность поверхностного слоя почвы	Удаление естественных покровов; искусственное окрашивание поверхности (зачернение, забеление); рыхление, укатка, увлажнение, осушение поверхностного слоя пород
	Эффективное излучение земной поверхности $I_{эф}$	А. Температура воздуха и упругость водяного пара. Б. Цвет поверхности, ее шероховатость, характер и высота покрова. В. Температура излучаемой поверхности	Дымление; экранирование поверхности светопрозрачными пленками, снегом и другими покровами; удаление с поверхности грунта растительного и снежного покровов; непосредственное регулирование температуры поверхности
Регулирующих соотношение составляющих теплового баланса	Турбулентный теплообмен с приземным воздухом, $p$	А. Профиль ветра. Б. Мера шероховатости поверхности. В. Температура поверхности пород. Г. Влажность поверхностного слоя пород	Устройство ветровых преград (щиты, лесопосадки); изменение шероховатости поверхности; естественное оттаивание мерзлых пород при послойной разработке; непосредственное регулирование температуры и влажности поверхностного слоя пород

Системы приемов	Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
	Теплота фазовых превращений влаги $LE$	А. Влажность и условия подтока влаги в поверхностном слое пород. Б. Профиль ветра. В. Мера шероховатости поверхности. Г. Температура поверхности пород	Рыхление и укатка поверхностного слоя пород; оттаивание мерзлых пород при послойной разработке; покрытие поверхности слабоблагопроницаемым материалом (мульча, синтетические пленки); пропитка поверхностного слоя пород склеивающими веществами (торфяной клей, лигнин); обработка верхнего слоя пород поверхностно-активными веществами; регулирование скорости ветра и температуры поверхности пород
	Теплообмен с нижележащими породами $B$	А. Температура поверхности пород. Б. Температурный режим пород (градиенты температур в грунте). В. Состав, влажность и свойства пород	Регулирование мощности и свойств снежного и растительного покровов; перекрытие грунта теплоизоляционными материалами (пенопласты, снежно-ледяные, воздушно-ледяные, водно-ледяные)
<i>Группа приемов, регулирующих теплообмен в грунте посредством преобразования состава и свойств мелиорируемых пород</i>			
Изменяющих состав, свойства и тепловое состояние мелиорируемых пород	Состав органо-минеральной части пород	А. Гранулометрический, химико-минералогический состав породы и состав обменных катионов Б. Содержание органического вещества	Полная или частичная замена мелиорируемых пород; кольматация, цементация, битумизация, силикатизация, пропитка грунта синтетическими смолами; вымывание (вынос) из породы мелкозема, направленное изменение состава и содержания обменных катионов в породе; многократное изменение теплового состояния пород: известкование кислых почв и гипсование солонцеватых; гумусирование почвы и внесение минеральных и бактериальных удобрений

Системы приемов	Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
Изменяющих состав, свойства и тепловое состояние мелиорируемых пород	Влажность (льдиность) пород и состав почвенного воздуха	А. Гранулометрический, химико-минералогический состав пород. Б. Трещиноватость и пористость пород. В. Условия питания, фильтрации и стока подземных вод. Г. Тепловое состояние, температурный режим пород, а также условия промерзания и миграции влаги в породе	Обводнение (орошение) и осушение (дренаж) пород; морозный дренаж; электроосмос и электрохимическое закрепление пород; изменение состава и содержания обменных катионов в породе; кольматация, цементация, битумизация, силикатизация, пропитка грунтов синтетическими смолами; глубокое рыхление и искусственное уплотнение грунтов; изменение уровня подземных вод; замораживание или оттаивание пород и регулирование скорости их промерзания
Изменяющих свойства и тепловое состояние мелиорируемых пород	Свойства и тепловое состояние пород	А. Структурно-текстурные особенности пород (в т. ч. характер подземных льдов и криогенная текстура пород). Б. Тепловое состояние и температурный режим пород. В. Условия промерзания/оттаивания пород	Глубокое рыхление пород; уплотнение грунтов с помощью камуфлетного взрыва; уплотнение и разуплотнение грунтов с помощью вибраторов; замораживание/оттаивание пород; изменение условий промерзания пород и непосредственное регулирование их температурного режима
<i>Группа приемов, изменяющих температурный режим и тепловое состояние мелиорируемых пород посредством использования дополнительных источников и стоков тепла</i>			
Использующих естественные источники и стоки тепла	Теплоноситель – вода	А. Коэффициент фильтрации пород в талом состоянии. Б. Характер подземных льдов, криогенные текстуры пород. В. Продольный уклон местности. Г. Температура используемой воды, тепловые свойства пород и их температурный режим. Д. Расход воды в фильтрационном потоке	Фильтрационно-игловой; фильтрационно-дренажный; дождевально-инфильтрационный; кондуктивно-инфильтрационный (тепловые ванны)

Системы приемов	Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
	Теплоноситель – воздух	А. Состав, влажность и свойства грунта. Б. Характер подземных льдов, криогенные текстуры пород и их температурный режим. В. Величина поверхности охлаждающей системы. Г. Объем (расход) воздуха в охлаждающей системе и его температура	Естественное вымораживание пород при взаимодействии атмосферного воздуха с обнаженной поверхностью грунтового массива; охлаждающие устройства (проветриваемые подполья, вентиляционные каналы, вентиляционные трубы)
Использующих искусственные источники и стоки тепла	Пар, огонь, различного рода «тепловые штампы»	А. Состав, влажность и свойства грунта. Б. Льдистость и криогенные текстуры пород и их температурный режим. В. Объем (расход) протекающего через грунт теплоносителя и его параметры. Г. Размеры «тепловых штампов» и их температура	Паровая иглооттайка; способы гидрооттайки, использующие искусственно подогретую воду, поверхностный сток горячих вод; оттаивание «поджигом» и огневыми горелками; оттаивание накладными и погруженными в буровую скважину горелками; укладка горячего камня (бута)
	Электрическая энергия	А. Льдистость, криогенные текстуры, количество незамерзшей влаги, температурный режим и свойства пород. Б. Величина напряжения, подаваемого на электроды. В. Форма и размер электродов	Объемный прогрев пород посредством электротока, протекающего через грунт; электрогрелки
	Термохимические смеси	А. Состав, влажность, свойства пород и их температурный режим. Б. Вид термохимических смесей. В. Количество (объем) используемых смесей	Холодильные машины; охлаждающие установки различного типа; зеротеры; использование теплового эффекта физико-химических реакций

## ГЛАВА 8. ФИЗИЧЕСКИЕ, МЕХАНИЧЕСКИЕ, ВОДНОПРОЧНОСТНЫЕ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

### 8.1. Физические свойства мерзлых грунтов

Мерзлые грунты представляют собой сложные многокомпонентные системы. Для суждения о их физическом состоянии при данных условиях температуры и о возможности изменения свойств при оттаивании необходимо, кроме наименования грунта, установленного по визуальным признакам, по данным гранулометрического анализа или по числу пластичности знать также засоленность и минимум четыре основные физические характеристики (определяемые опытным путем): *плотность твердых минеральных частиц  $\gamma_s$ , объемную массу мерзлого грунта ненарушенного сложения и при естественной влажности  $\gamma_0$ , суммарную влажность грунта по отношению к массе сухого грунта  $W_c$  (в долях единицы), влажность за счет незамерзающей воды  $W_n$ .*

С помощью перечисленных физических характеристик можно рассчитывать общую влажность  $W_{об}$ , льдистость  $L$ , объемную массу скелета  $\gamma_{ск}$ , коэффициент пористости  $\varepsilon$ , а также для единицы объема грунта – массу незамерзшей воды и льда и объем газов. Основные характеристики физических свойств являются важными показателями и при исследовании механических свойств мерзлых грунтов, зависящих от температуры, льдистости и продолжительности действия нагрузки.

Учитывая большое разнообразие мерзлых грунтов по составу и строению, не представляется возможным ограничиться какой-либо одной методикой для определения той или иной характеристики. Наиболее универсальным является метод совмещенного определения основных физических характеристик. Он позволяет получить наиболее достоверные и согласующиеся между собой значения суммарной влажности, объемной массы, льдистости, количества незамерзшей воды.

#### 8.1.1. Льдистость грунтов

Лед, содержащийся в грунтах, как указывалось выше, разделяют на лед-цемент и лед-прослойку, или сегрегационный. Лед-цемент обычно в грунтах не виден невооруженным глазом, но он цементирует грунт. Придавая ему дополнительную механическую прочность, сегрегационный лед легко обнаруживается невооруженным глазом в виде прослоек, линз, прожилок и других форм сплошных ледяных тел.

Осадки при оттаивании за счет сегрегационного льда могут достигать значительных величин, поэтому его объем учитывается отдельно при расчете осадок.

Мерзлые грунты вследствие их текстурных особенностей могут отличаться большой неоднородностью строения и содержать крупные ледяные тела. В тех случаях, когда в мерзлом грунте имеются крупные линзы или прослойки льда, необходимо замерять их толщину по стенке шурфа или в монолитах, извлеченных из скважин, и рассчитывать объем ледяных тел, выражая его в виде отношения к объему всего мерзлого грунта.

Н. А. Цитович мерзлые грунты по льдистости разделяет на три категории – сильнольдистые, слабольдистые и льдистые.

*К сильнольдистым* (льдистость более 50 %) относятся пылеватые разности суглинков и глин, переходящие при оттаивании в текучее, текуче-пластичное или пластичное состояние, что, как правило, обуславливает их просадочность. Сильнольдистые грунты обладают малой несущей способностью в оттаявшем состоянии и большей сжимаемостью ( $a_0 \geq 0,05 \text{ см}^2/\text{кгс}$ ).

*Слабольдистые* (льдистость менее 25 %) суглинки и глины при оттаивании приобретают обычно тугопластичную или полутвердую консистенцию и обладают малой сжимаемостью ( $a_0 < 0,01 \text{ см}^2/\text{кгс}$ ).

*Льдистые* грунты (льдистость 25–50 %) имеют свойства, промежуточные между двумя вышеприведенными категориями.

Зная суммарную влажность мерзлого грунта, влажность минеральных прослоек, объемную массу скелета и принимая плотность льда равной  $0,9 \text{ г/см}^3$ , можно определить объем льда прослоек в единице объема мерзлого грунта:

$$V_{л. п} = (W_c - W_r) \gamma_c / 0,9, \quad (8.1)$$

где  $\gamma_c$  – объемная масса скелета мерзлого грунта,  $\text{г/см}^3$ .

В зависимости от способа количественного выражения содержания льда в мерзлом грунте различают льдистость массовую (весовую), относительную и объемную.

*Суммарную массовую* льдистость  $L_B$  выражают в процентах или долях единицы отношения массы льда к массе сухого грунта. Для единицы объема мерзлого грунта ненарушенного сложения и естественной влажности массовая льдистость выразится в виде зависимости:

$$L_B = g_l / \gamma_c, \quad (8.2)$$

где  $g_l$  – масса льда в единице объема грунта, г.

Зная суммарную влажность мерзлого грунта и влажность за счет незамерзшей воды, массовую льдистость можно получить из выражения

$$L_B = W_c - W_H. \quad (8.3)$$

*Суммарная относительная* льдистость – отношение массы льда к массе всей воды (воды и льда), содержащейся в грунте, или, что то же самое, отношение массовой льдистости к массовой влажности:

$$L_0 = 1 - W_H / W_c. \quad (8.4)$$

Суммарная объемная льдистость – отношение в процентах или долях единицы объема льда, содержащегося в грунте, к объему мерзлого грунта. По аналогии с объемной влажностью талого грунта суммарная объемная льдистость мерзлого грунта может быть найдена по формуле

$$L_v = (W_c - W_n) \gamma_0 / \gamma_l (1 + W_c). \quad (8.5)$$

Объемную льдистость можно рассчитать отдельно за счет льда цемента  $L_{Vц}$  и льда прослоек  $L_{Vпр}$  по формулам

$$L_{Vц} = \gamma_y (W_r - W_n) / [\gamma_l + \gamma_y (W_c - 0,1 W_n)], \quad (8.6)$$

$$L_{Vпр} = (W_c - W_r) / [\gamma_l + \gamma_y (W_r - 0,1 W_n)], \quad (8.7)$$

где  $\gamma_l$  – плотность льда, г/м<sup>3</sup>.

Определение объемной льдистости за счет прослоек сегрегационного льда рекомендуется выполнять в поле. Для этого по всей высоте слоя грунта в шурфе или по высоте керна, извлеченного из скважины, прикладывается мерная линейка и замеряются все ледяные прослойки, линзы и т. д. толщиной более 0,5 мм. Затем суммируется их мощность и относится к высоте всего слоя грунта, в пределах которого измерялись ледяные тела. Измерение рекомендуется производить в двух-трех местах, например по двум стенкам шурфа, и принимать среднюю объемную льдистость, полученную из нескольких определений.

Льдистость, как и влажность, является очень важной характеристикой физического состояния и свойств мерзлых грунтов. Она используется при теплофизических расчетах, в расчетах несущей способности грунтов в мерзлом состоянии и осадок при оттаивании.

Вытаивающие ледяные тела вызывают дополнительную деформацию грунтов, оттаивающих в основании сооружений, однако полного смыкания макропор при этом не происходит. Поэтому, согласно нормативным документам, рекомендуется при расчете осадок вводить коэффициент  $k_v$ , учитывающий неполное смыкание макропор при оттаивании грунтов. В зависимости от средней толщины ледяных прослоев принимается: при толщине ледяных прослоев – менее 1 см – 0,4; от 1 до 3 см – 0,6; более 3 см – 0,8.

### **8.1.2. Определение количества незамерзшей воды и льдистости по физическим характеристикам**

Полевой метод количественной оценки незамерзшей воды и льдистости по таким характеристикам, как влажность и пластичность, предложен А. Н. Давыдочкиным. Количество незамерзшей воды принимается им в зависимости от максимальной молекулярной влагоемкости или близкой к ней величины –

влажности при нижнем пределе пластичности  $W_p$ , которая включает в себя незамерзшую (прочносвязанную) и рыхлосвязанную воду.

Приближенно массовая (весовая) влажность за счет незамерзшей воды равна

$$W_n = W_p k_n, \quad (8.8)$$

где  $k_n$  – поправочный коэффициент, учитывающий количество незамерзшей воды, зависящий от вида грунта, числа пластичности и температуры. В табл. 8.1 приведены значения  $k_n$  для основных разновидностей грунтов. Они рассчитаны с учетом количества незамерзшей воды, определенного калориметрическим методом, при различных температурах грунтов.

Таблица 8.1

Значения коэффициента  $k_n$

Грунт	Число пластичности, $W_p$	Температура $^{\circ}\text{C}$					
		-0,3	-0,5	-1,0	-2,0	-4	-10
Супеси	$W_p > 7$	0,6	0,5	0,4	0,35	0,3	0,25
Суглинки	$7 < W_p \leq 13$	0,7	0,65	0,6	0,5	0,45	0,4
Суглинки	$13 < W_p \leq 17$	*	0,75	0,65	0,55	0,5	0,45
Глины	$W_p > 17$	*	0,95	0,9	0,65	0,6	0,55

*Примечание:* Звездочкой обозначено, что при данной температуре вся вода в порах грунта находится в немерзлом состоянии.

Массовая льдистость, количество незамерзшей воды и суммарная влажность связаны выражением

$$L_b = W_c - W_n. \quad (8.9)$$

Приведенный способ можно рекомендовать для приближенной оценки льдистости незасоленных грунтов.

Засоленные грунты имеют температуру замерзания более низкую, чем незасоленные. Температура замерзания засоленных суглинков и супесей в зависимости от концентрации порового раствора изменяется следующим образом:

Концентрация порового раствора, доли единицы	0,005	0,01	0,03	0,05
Температура замерзания, $^{\circ}\text{C}$	-0,2	-0,5	-1,4	-2,2

Количество незамерзшей воды в засоленных мерзлых грунтах зависит от их состава и засоленности. Если засоленность грунта более 0,5 %, то содержание незамерзшей воды определяется в основном количеством раствора, находящегося при данной температуре в равновесной концентрации со льдом:

Температура, °С	-0,5	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7
Равновесная концентрация, доли единицы	0,005	0,012	0,026	0,045	0,062	0,100	0,135	0,168

При засоленности грунта более 0,005 влажность за счет незамерзшей воды  $W_{нз}$  Д. И. Федорович рекомендует рассчитывать по формуле

$$W_{нз} = W_n + Z / 1,3R_p, \quad (8.10)$$

где  $Z$  – засоленность в долях единицы;  $R_p$  – равновесная концентрация порового раствора.

В тех случаях, когда засоленность превышает 0,015, количество незамерзшей воды более точно можно рассчитать по формуле

$$W_n = W_h + Z / R_p, \quad (8.11)$$

где  $W_h$  – максимальная гигроскопическая влагоемкость.

Количество незамерзшей воды можно определять по графику, по способу Н. А. Давыдочкина значение  $W_n$  получается несколько большим, чем по указанному графику. Содержание жидкой фазы воды для некоторых грунтов в зависимости от температуры приведено в табл. 8.2.

Таблица 8.2

Содержание жидкой фазы воды в зависимости от температуры для основных типов рыхлых незасоленных пород (% к массе сухой породы)

Грунт	Максимальная молекулярная влагоемкость, $W_m$ , %	Температура, °С				
		-0,2 -0,5	-1 -2	-4,5 -5	-9 -10	ниже -10
Пески	1–7	0,5	0,5	0	0	0
Супеси	9–13	3–10	3–10	3–6	3–6	–
Суглинки	15–23	10–20	5–15	5–10	4–8	4–8
Глины	23–35	15–25	10–20	10–15	5–10	5–10
Глины, содержащие монтмориллонит	>30	30–40	20–30	15–25	15–20	15–20

### 8.1.3. Влажность мерзлых грунтов

Для характеристики влажности мерзлых грунтов приняты две формы выражения: обычная форма выражения влажности – суммарная (естественная) влажность мерзлых грунтов, по которой понимается отношение массы всех ка-

тегорий воды (воды и льда) к массе сухого грунта в процентах или долях единицы, и *общая* влажность, выражающая в процентах или в долях единицы отношение массы всех категорий воды (воды и льда) к массе всего грунта (масса скелета с водой и льдом). Общая влажность изменяется от 0 до 1 или от 0 до 100 % (для чистого льда  $W_{об} = 1$ , или 100 %), в то время как суммарная влажность может достигнуть сотен и тысяч процентов. Общая и суммарная влажность связаны между собой зависимостью

$$W_{об} = W / (1 + W). \quad (8.12)$$

Способ выражения влажности в виде  $W_{об}$  в практике исследования мерзлых грунтов широкого распространения не получил.

Как правило, в мерзлых грунтах прослойки льда перемежаются с прослойками минеральных агрегатов, причем в последних содержится со льдом и незамерзшая вода.

Для полноты характеристики влажности мерзлого грунта в целом и отдельных его фаз выделяются:

- суммарная влажность мерзлого грунта  $W_c$ ;
- влажность мерзлых прослоек минеральных агрегатов, не содержащих видимых невооруженным глазом ледяных тел,  $W_r$ ;
- влажность за счет незамерзшей воды  $W_n$ . Этот вид влажности выражает в процентах или долях единицы отношение массы воды в незамерзшем состоянии при данной отрицательной температуре к массе сухого грунта;
- влажность за счет сегрегационного льда  $W_b$ ;
- влажность за счет льда-цемента  $W_{ц}$ .

Выделенные виды влажности мерзлых грунтов связаны между собой следующей зависимостью:

$$W_c = W_r + W_b = (W_{ц} + W_c) + W_b, \quad (8.13)$$

где  $W_c$ ,  $W_n$ ,  $W_r$  определяются опытным путем, а  $W_{ц}$  и  $W_b$  вычисляются по формулам

$$W_{ц} = W_r - W_n; \quad W_b = W_c - W_r, \quad (8.14)$$

$W_{ц}$  и  $W_b$  правильнее называть массовой (весовой) льдистостью соответственно за счет льда-цемента и льда прослоек, а их сумму – суммарной массовой льдистостью  $L_b$ .

Влажность мерзлых грунтов принято выражать в долях единицы от массы сухого грунта, а талых грунтов – в процентах.

Мерзлые грунты в природной обстановке, в силу их текстурных особенностей, могут быть весьма неоднородными, и влажность их в различных частях даже небольшого образца может резко колебаться. Эти важные особенности

строения мерзлых грунтов в значительной степени усложняют методику определения влажности.

Обычный для немерзлых грунтов точечный способ определения влажности путем отбора небольших (40–50 г) навесок грунта в бюксы с последующим высушиванием может оказаться слишком грубым для многих мерзлых грунтов. Этот способ можно рекомендовать только для тех случаев, когда видимые ледяные тела в грунте отсутствуют.

Мерзлые грунты отличаются неоднородностью по степени насыщенности ледяными телами. Поэтому для определения их влажности следует рекомендовать методы, при которых отбираются возможно большие навески – 500–1000 г и более.

Учитывая, что метод определения влажности в некоторых случаях требует и соответствующего способа отбора проб, далее дается их совместное описание.

#### **8.1.4. Засоленность грунтов**

*Под засоленностью* понимается содержание в грунте водорастворимых солей, выраженное в процентах к массе абсолютно сухого грунта (включая и массу водорастворимых солей).

Грунты называют засоленными в том случае, когда содержание водорастворимых солей в них превышает (в %): для песков – 0,1, супесей 0,15, суглинков 0,2, глин 0,25. Засоленным грунтам, широко распространенным в области вечной мерзлоты, особенно на побережье арктических морей, присущ ряд специфических особенностей. Они могут не замерзать при весьма значительном охлаждении, сохранять пластично-мерзлое состояние при охлаждении до  $-3$ – $-5^{\circ}\text{C}$  и ниже, имеют более низкую несущую способность, более высокую деформативность и т. д. Поэтому засоленность не только находит отражение в наименовании мерзлых грунтов, но и учитывается при изучении их физико-механических свойств, а также при их оценке как естественных оснований сооружений.

Засоленность грунтов определяют методом водной вытяжки. Для ее приготовления можно использовать монолиты или грунты нарушенного сложения с влажностью, близкой к естественной, или подсохшие до воздушно-сухого состояния.

Для приготовления водной вытяжки отбирается навеска с таким расчетом, чтобы в ней содержалось 100 г скелетных частиц.

Поэтому нужно предварительно определить влажность грунта, лучше методом средней пробы, и рассчитать навеску сырого грунта по формуле:

$$g_{\text{в}} = g_{\text{с}}(1 + W), \quad (8.15)$$

где  $g_{\text{в}}$ ,  $g_{\text{с}}$  – масса соответственно влажного и сухого грунта, г;

$W$  – влажность грунта, доли единицы.

Навеску грунта переносят в широкогорлую стеклянную колбу или склянку объемом 1000 см<sup>3</sup> и приливают пятикратное количество дистиллированной воды, т. е. 500 мл. Вода не должна содержать углекислоту, так как в присутствии CO<sub>2</sub> происходит растворение карбонатов кальция и магния, что ведет к увеличению сухого остатка, т. е. завышению засоленности грунтов и искажению результатов анализа. Колбу или склянку с суспензией плотно закрывают резиновой пробкой и энергично взбалтывают в течение 5 мин, после чего вытяжку фильтруют через сухой складчатый фильтр. Фильтр помещают в воронку диаметром 15–20 см так, чтобы он лежал на 0,5–1,0 см ниже края воронки; под складной фильтр подкладывается беззольный фильтр диаметром 9 см. Однако нельзя допускать, чтобы фильтр был выше воронки, в этом случае раствор поднимается по капиллярам бумаги, образует «выцветы» солей на краю фильтра, что снизит концентрацию их в фильтрате.

Перед тем как вылить вытяжку на фильтр, колбу с суспензией встряхивают, чтобы взмутить навеску, и на фильтр стараются перенести по возможности весь грунт. Грунт забивает поры фильтра, задерживает коллоидные частицы, тем самым способствуя получению прозрачного фильтрата.

Поскольку первые порции фильтрата обычно бывают мутными, их нужно перефильтровывать; для этого первые мутные порции собирают в ту же колбу, в которой проводили взбалтывание. Как только суспензия будет вылита на фильтр, нижний конец воронки трубки закрывают пальцем и подставляют под нее ту же колбу, из которой вылили вытяжку с грунтом. Фильтрат собирают в колбу до тех пор, пока он не пойдет совершенно прозрачным. Прозрачный фильтрат собирают в чистую плоскодонную колбу объемом 500–700 мг, а мутный фильтрат из первой колбы выливают на фильтр, т. е. присоединяют к общей вытяжке. Во время фильтрования вытяжку следует закрывать покровным стеклом. Прозрачный фильтрат переносят в предварительно взвешенную фарфоровую чашку объемом 200–300 мл и выпаривают на водяной бане, при этом нужно следить за тем, чтобы фильтрат не кипел и не разбрызгивался. С целью ускорения выпаривания фильтрат можно разлить на три-четыре чашки.

Чашки с сухим остатком вытирают, высушивают в сушильном шкафу при температуре 105<sup>0</sup>С в течение 3 ч, охлаждают в эксикаторе и взвешивают. Все взвешивания грунта, чашек и сухого остатка производятся на технических весах с точностью до 0,01 г. в соответствии с табл. 8.3.

Массы сухого или плотного остатка, содержащиеся во всех чашках, суммируют и вычисляют засоленность грунта (в %) по формуле:

$$Z = (gz / gc) 100, \quad (8.16)$$

где  $gz$  – масса сухого остатка водной вытяжки, г.

## Определение сухого остатка водной вытяжки

№ п/п	Лабораторный № грунта	Масса влажного грунта $g_b$ , Г	Влажность грунта $W$ , %	№ чашки	Масса чашки $g_0$ , Г	Масса чашки с сухим остатком, Г				Масса сухого остатка $g_z = g_1 - g_0$ , Г	Засоленность грунта $Z = (g_z/g_c) 100$ , %
						I взвешивание	II взвешивание	III взвешивание	Принятое значение $g_1$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

**8.1.5. Плотность скелета грунтов**

Под плотностью грунта  $\gamma_y$  понимается плотность (удельный вес) его скелета; она выражается как отношение массы частиц грунта, высушенных до постоянной массы, к их объему или к объему вытесненной ими жидкости. Плотность зависит только от минерального состава и не зависит от дисперсности. Однако существует связь между гранулометрическим составом и плотностью грунтов. Пески, например, состоят в основном из кварца, а в глинах содержатся вторичные глинистые минералы (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит), а также различные рудные минералы и др.

Д. Е. Польшин и В. П. Ушаков на основании статистической обработки большого количества показателей плотности, полученных опытным путем для грунтов различного состава, установили ее средние значения для полиминеральных не засоленных грунтов четвертичного возраста. Этими значениями плотности можно пользоваться в тех случаях, когда для расчетов не требуется высокая точность данной характеристики. Однако следует иметь в виду, что плотность мономинеральных рыхлых продуктов выветривания, а также различных петрографических типов магматических, осадочных и метаморфических пород и продуктов их выветривания может значительно отклоняться от средних показателей.

Определение плотности мерзлых грунтов, как и талых, производится с помощью пикнометров.

*Подготовка грунта к анализу.* Воздушно-сухой грунт просеивается или протирается через сито с отверстиями 2 мм. Оставшиеся на сите крупные частицы раздробляются, добавляются к мелкой пробе, и грунт тщательно перемешивается шпателем или ложечкой.

*Определение плотности.* Подготовленный грунт рассыпается слоем примерно в 1 см, из сектора ложечкой отбирается навеска средней пробы 15–20 г

песчаного грунта или 12–15 г связного и помещается в предварительно взвешенную (масса  $g_0$ ) мерную колбу (пикнометр) объемом 100 см<sup>3</sup>. Грунт с колбой взвешивается на технических весах с точностью до 0,01 г (масса  $g_1$ ) и вычисляется масса воздушно-сухого грунта  $g_{вс} = g_1 - g_0$ . Одновременно из подготовленного грунта отбирается проба на гигроскопическую влажность  $W$  (в %). Масса абсолютно сухого грунта  $g_c$  определится из выражения

$$g_c = g_{вс} / (1 + 0,01 W), \quad (8.17)$$

В колбу приливают 40–50 см<sup>3</sup> дистиллированной воды, взбалтывают до полного смачивания всего грунта и кипятят в течение 30 мин (пески и супеси) или 1 ч (глины и суглинки). После кипячения колбу с грунтом охлаждают до постоянной температуры, доливают до черты дистиллированной водой, имеющей такую же температуру, как и в колбе с грунтом, и взвешивают (масса  $g_2$ ). Затем колбу освобождают от содержимого, тщательно ополаскивают, наполняют до черты дистиллированной водой и взвешивают (масса  $g_3$ ).

Плотность рассчитывается по формуле

$$\gamma_u = g_c / [g_c - (g_2 - g_3)]. \quad (8.18)$$

Записи производятся в рабочем бланке по форме, приведенной в табл. 8.5.

Таблица 8.4

Плотность различных горных пород  $\gamma$ , г/см<sup>3</sup>

Порода	Предельные значения	Наиболее вероятные значения
Алевролит	2,40–3,04	2,63–2,73
Песчаник	2,40–3,20	2,60–2,70
Известняк	2,41–2,98	2,70–2,75
Доломит	2,55–3,19	2,77–2,88
Гранит	2,63–2,75	2,64–2,67
Аргиллит	2,63–2,86	–
Мрамор	2,64–2,82	2,68–2,72
Ангидрит	2,72–2,99	2,87–2,98
Габбро	3,00–3,20	–

При определении плотности проводятся два параллельных опыта для каждого образца; допустимое расхождение между ними не должно превышать 0,02 г/см<sup>3</sup>.

## Определение плотности грунтов

№ пикнометра	Масса пикнометра $g_0$ , Г	Масса пикнометра с воздушно-сухим грунтом $g_1$ , Г	Масса воздушно-сухого грунта $g_{вс} = g_1 - g_0$ , Г	Гигроскопическая влажность грунта $W$ , %	Масса абсолютно сухого грунта $g_c = g_{вс}/(1 + 0,01 W)$ , Г	Масса пикнометра с водой и грунтом $g_2$ , Г	Масса пикнометра с водой $g_3$ , Г	Плотность $\gamma_y = g_c/[g_c - (g_2 - g_3)]$ , $г/см^3$	
								Параллельные определения	Среднее значение
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Изложенная методика справедлива для незасоленных грунтов. При определении плотности грунтов, содержащих водорастворимые соли, вместо воды применяются нейтральные жидкости (керосин, лигроин), а кипячение заменяется вакуумированием.

**8.1.6. Расчет физических характеристик грунта**

Масса образца мерзлого (талого связного) грунта-монолита равна

$$g_m = g_{1M} - g_0, \quad (8.19)$$

Объем грунта-монолита:

$$V_m = (g_{1M} - g_{2M}) / \gamma_v, \quad (8.20)$$

где  $\gamma_v$  – плотность воды, равная 1 г/см<sup>3</sup>.

Объемная масса грунта равна

$$\gamma_o = g_m / V_m, \quad (8.21)$$

Подставляя в формулу вместо  $g_m$  и  $V_m$  их значения, выраженные через соответствующие массы, получим

$$\gamma_o = (g_{1M} - g_0) \gamma_v / (g_{1M} - g_{2M}), \quad (8.22)$$

Суммарная (естественная) влажность равна

$$W_c = (g_m - g_c) / g_c, \quad (8.23)$$

где  $g_c$  – масса скелета грунта.

Массу скелета грунта можно рассчитать, используя следующую зависимость:

$$g_{2T} - g_0 = g_c - m \gamma_v, \quad (8.24)$$

где  $m$  – объем скелета грунта, равный  $m = g_c / \gamma_y$ ;  $\gamma_y$  – плотность грунта, принимаемая: для песков – 2,66, супесей – 2,70, суглинков – 2,71, глин – 2,74 г/см<sup>3</sup>. Подставляя значение  $m$  в выражение, находим:

$$g_c = (g_{2T} - g_0) \gamma_y / (\gamma_y - 1). \quad (8.25)$$

С целью упрощения расчета суммарной (естественной) влажности грунта формулу можно представить в виде

$$W_c = (g_m / g_c) - 1, \quad (8.26)$$

Если же в формулу вместо  $g_m$  и  $g_c$  подставить их значения, выраженные через соответствующие массы, то она приобретает следующий вид:

$$W_c = [(g_{1M} - g_0)(\gamma_y - 1) / (g_{2T} - g_0) \gamma_y] - 1, \quad (8.27)$$

Суммарная объемная льдистость равна

$$L_v = V_l / V_m, \quad (8.28)$$

где  $V_l$  – объем льда:

$$V_l = (g_{2T} - g_m) / (\gamma_v - \gamma_l). \quad (8.29)$$

Здесь,  $\gamma_l$  – плотность льда, равная 0,92 г/см<sup>3</sup>, а выражение  $g_{2T} - g_{2M}$  – разность масс одного и того же объема воды и льда.

Подставив в уравнение вместо  $\gamma_v$  и  $\gamma_l$  их значения, будем иметь

$$V_l = 12,5 (g_{2T} - g_{2M}), \quad (8.30)$$

Подставив в значения  $V_l$  из выражения и значения  $V_m$  из формулы, получим объемную льдистость в долях единицы:

$$L_v = 12,5 (g_{2T} - g_{2M}) \gamma_v / (g_{1M} - g_{2M}), \quad (8.31)$$

Суммарная массовая (весовая) льдистость:

$$L_b = g_l / g_c, \quad (8.32)$$

где  $g_l$  – масса льда.

Выражая  $V_l$  через соответствующие массы, получим

$$g_l = (g_{2T} - g_{2M}) \gamma_l / (\gamma_v - \gamma_l), \quad (8.33)$$

или, подставляя вместо  $\gamma_v$  и  $\gamma_l$  их значения, получим

$$g_l = 11,5 (g_{2T} - g_{2M}), \quad (8.34)$$

После подстановки значений  $g_l$  и  $g_c$ , выраженных через соответствующие массы, будем иметь

$$L_b = 11,5 (g_{2T} - g_{2M}) (\gamma_y - 1) / (g_{2T} - g_0) \gamma_y, \quad (8.35)$$

Суммарная относительная льдистость:

$$L_0 = L_B / W_c, \quad (8.36)$$

Если  $L_0$  в формуле выразить через соответствующие массы, то она приобретает вид

$$L_0 = 11,5(g_{2T} - g_{2M})(\gamma_y - 1) / (g_{2T} - g_0) \gamma_y W_c, \quad (8.37)$$

Наиболее точные значения льдистости по совмещенному способу получаются в том случае, когда суммарная влажность грунтов высокая. Чем выше суммарная влажность и льдистость грунтов, тем выше точность определения суммарной льдистости.

Количество незамерзшей воды  $W_H$  рассчитывается по формуле

$$W_H = W_c - L_B, \quad (8.38)$$

В песчаных и крупнообломочных грунтах, имеющих температуру ниже  $-0,5^\circ\text{C}$ , количество незамерзшей воды практически можно принимать равным нулю, и массовая льдистость будет равна суммарной влажности.

Записи результатов экспериментальных исследований производятся в рабочем бланке (см. табл. 8.6).

Таблица 8.6

Совмещенное определение основных физических характеристик

Лабораторный №	Наименование и № выработки	Глубина выработки, м	Прибор №	Масса сосуда с водой $g_0$ , г	Масса сосуда с водой и мерзлым грунтом, $g_{1M}$ , г	Масса мерзлого грунта $g_M = g_{1M} - g_0$ , г	Масса сосуда с грунтом после слива воды, $g_{2M}$ , г	Объем мерзлого грунта $V_M = g_{1M} - g_{2M}$ , $\text{см}^3$	Объемная масса грунта $\gamma_0 = g_w / V_M$ , $\text{г}/\text{см}^3$	Масса сосуда с водой и размокшим грунтом, $g_{2T}$ , г
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Плотность грунта $\gamma_y$ , $\text{г}/\text{см}^3$	Масса скелета грунта $g_c = [(g_{2T} - g_0) \gamma_y] / (\gamma_y - 1)$ , г	Суммарная влажность $W_c = (g_M / g_c - 1)$	Объем льда $V_L = 12,5(g_{2T} - g_{2M})$ , $\text{см}^3$	Масса льда $g_L = 0,92V_L$ , г	Льдистость суммарная, доли единицы			Количество незамерзшей воды $W_H = W_c - L_B$	Примечание
					объемная $L_V = V_L / V_M$	массовая $V_B = g_L / g_c$	относительная $L_0 = L_B / W_c$		
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21

Граничные и средние значения объемных масс и суммарной влажности некоторых генетических типов и литологических разновидностей мерзлых грунтов приведены в табл. 8.7.

Таблица 8.7

Объемная масса и суммарная влажность грунтов

Грунт	Граничные и средние значения	
	$\gamma_0$ , г/см <sup>3</sup>	W, %
<i>Район Воркуты (по Г. П. Мазурову)</i>		
Покровные суглинки и пылеватые супеси	1,78–2,0, ср. 1,91	19–39, ср. 25,8
Суглинки и супеси верхней морены	1,91–2,06, ср. 2,06	16,4–25,8, ср. 21,4
То же, нижней морены	1,99–2,19, ср. 2,07	9,1–29,5, ср. 17
<i>Район Петровска-Забайкальского (по В. П. Ушакову)</i>		
Суглинок	1,35–2,15	16–85
Супесь	1,56–2,24	11–65
Песок	1,57–2,32	6–40
<i>Район Якутска (по Н. А. Цитовичу)</i>		
Суглинок	1,4–1,80	31–70
Супесь	1,5–2,40	13–60
Песок	1,7–2,00	20–30

### 8.1.7. Расчетные физические характеристики. Объемная масса скелета мерзлого грунта

Для мерзлых грунтов различают объемную массу скелета или твердой фазы мерзлого грунта ненарушенного сложения в целом  $\gamma_c$  и объемную массу скелета минеральных прослоек  $\gamma_{c\text{ мн}}$ . Объемная масса скелета мерзлого грунта в целом рассчитывается по формуле

$$\gamma_c = \gamma_0 / [1 + (W_n + 0,09 L_v)], \quad (8.39)$$

В случае отсутствия данных о льдистости приближенное значение  $\gamma_c$  можно вычислить по формуле

$$\gamma_c = \gamma_0 / (1 + W_c), \quad (8.40)$$

Выражение не учитывает количества незамерзшей воды и плотности льда, поэтому значения  $\gamma_c$  получаются завышенными.

Объемную массу скелета мерзлых крупнообломочных грунтов рассчитывать по приведенным формулам не рекомендуется, ее определяют опытным путем. Для этого грунт после определения объема образца-глыбы путем замера по методу вытесненной жидкости высушивается и взвешивается. Частное от деления массы сухого грунта на его объем в мерзлом состоянии и даст объемную массу скелета.

Объемную массу скелета мерзлых песчаных и глинистых грунтов также желательно определять опытным путем; это обязательно при расчете осадок.

Объемную массу скелета мерзлых минеральных прослоек рассчитывают по формуле

$$\gamma_{с. мн} = \gamma_{0. мн} / (1 + W_{мн}), \quad (8.41)$$

где  $\gamma_{0. мн}$  – объемная масса минеральной прослойки, г/см<sup>3</sup>.

Объемная масса скелета мерзлого грунта является важным показателем, характеризующим сжимаемость грунта в основании сооружения после оттаивания под нагрузкой. Получив физические характеристики песчаных и глинистых грунтов, в первую очередь нужно обратить внимание на значение  $\gamma_c$ . Если  $\gamma_c > 1,6$  г/см<sup>3</sup>, то грунт при оттаивании может дать осадку, недопустимую для большинства зданий и сооружений (за исключением некоторых, малочувствительных к неравномерным осадкам малоответственных построек).

При  $1,2 < \gamma_c < 1,6$  грунты характеризуются в одних случаях как основания с допустимой, а в других – с недопустимой осадкой в зависимости от конструктивной схемы зданий или сооружений.

### 8.1.8. Коэффициент пористости

Под коэффициентом пористости мерзлых грунтов  $\epsilon_m$  понимается отношение объема пор  $n$  к объему скелета  $m$  в единице объема мерзлого грунта, т. е.  $\epsilon_m = n / m$ . В соответствии с двумя значениями объемной массы мерзлого грунта различают и два вида коэффициента пористости: мерзлого грунта  $\epsilon_m$  и мерзлых минеральных прослоек  $\epsilon_{мн}$ , определяемых по формулам

$$\epsilon_m = (\gamma_y - \gamma_c) / \gamma_c; \quad \epsilon_{мн} = (\gamma_y - \gamma_{с. мн}) / \gamma_{с. мн.}, \quad (8.42)$$

Из механики грунтов известно, что при полном заполнении пор грунта водой коэффициент пористости равен

$$\epsilon = \gamma_y W, \quad (8.43)$$

Соответственно при полном заполнении пор мерзлого грунта льдом и водой коэффициент пористости можно представить в виде суммы

$$\epsilon_m = \gamma_y L_B / \gamma_l + \gamma_y W_H / \gamma_v, \quad (8.44)$$

Принимая  $\gamma_l = 0,92$ , а  $\gamma_v = 1$ , выражая  $L_B$  через влажность  $W_c$  и влажность за счет незамерзшей воды  $W_H$  согласно уравнению и подставляя их значения в выражение после некоторых преобразований, получим формулу. Для грунта, все поры которого заполнены льдом и незамерзшей водой,

$$\epsilon_m = \gamma_y (W_c - 0,1 W_H) / 0,92, \quad (8.45)$$

### Степень заполнения объема пор грунта льдом и незамерзшей водой

Степень заполнения объема пор грунта льдом и незамерзшей водой характеризуется коэффициентом влажности  $G$ , который выражается как частное от деления объема льда и незамерзшей воды на объем пор в долях единицы или в процентах и рассчитывается по формуле

$$G = \gamma_c (1,09 L_B + W_H) / n, \quad (8.46)$$

где  $n$  – пористость грунта в долях единицы:

$$n = (\gamma_y - \gamma_c) / \gamma_y, \quad (8.47)$$

Коэффициент влажности может колебаться от 0 до 1 или от 0 до 100 %.

Подставляя в формулу вместо  $n$  его значение, получим

$$G = 1,09 W_c \gamma_y / \varepsilon_M, \quad (8.48)$$

Степень заполнения пор водой немерзлых и оттаявших грунтов определяется, как для обычных талых грунтов:

$$G = \gamma_y W / \varepsilon, \quad (8.49)$$

где  $\varepsilon$  – коэффициент пористости немерзлого или талого грунта.

Для расчета  $\gamma_c$ ,  $n$ ,  $\varepsilon$  и  $G$  характеристики  $\gamma_y$ ,  $\gamma_0$ ,  $W_c$  должны определяться на одном и том же образце мерзлого грунта.

Объем газов  $V_G$ , массы льда  $g_L$ , незамерзшей воды  $g_H$  и скелета  $g_c$  можно рассчитать по следующим формулам:

$$V_G = (\varepsilon_M / \gamma_y - W_c / \gamma_L) \gamma_c; \quad g_L = \gamma_c W_c L_0, \quad (8.50)$$

$$g_H = \gamma_c W_c (1 - L_0); \quad g_c = \gamma_0 / (1 + W_c). \quad (8.51)$$

### 8.1.9. Относительная плотность мерзлых песчаных грунтов

При оценке мерзлых песчаных и крупнообломочных грунтов как естественных оснований для различного рода сооружений и зданий учитывается их относительная плотность. Относительная плотность зависит от текстурных особенностей мерзлого грунта и характеризует его способность уплотняться при оттаивании под нагрузкой в основании сооружений.

Для характеристики относительной плотности песчаных и крупнообломочных немерзлых грунтов пользуются известной из механики грунтов формулой:

$$D = (\varepsilon_{\max} - \varepsilon_M) / (\varepsilon_{\max} - \varepsilon_{\min}), \quad (8.52)$$

где  $\varepsilon_{\max}$  – коэффициент пористости грунта при минимальной плотности ( $D = 0$ );

$\varepsilon_{\min}$  – то же, при максимальной плотности ( $D = 1$ ).

Входящие в уравнение коэффициенты пористости:

$$\varepsilon_{\max} = (\gamma_y - \gamma_p) / \gamma_p; \quad \varepsilon_{\min} = (\gamma_y - \gamma_H) / \gamma_H; \quad \varepsilon_M = (\gamma_y - \gamma_c) / \gamma_c, \quad (8.53)$$

где  $\gamma_n$  – объемная масса скелета песчаного грунта в талом состоянии при максимальной плотности;

$\gamma_p$  – то же, при минимальной плотности.

Как видно из этих уравнений, для получения  $D$  необходимо знать четыре характеристики грунта:  $\gamma_y$ ,  $\gamma_c$ ,  $\gamma_n$ ,  $\gamma_p$ . Если в уравнение вместо  $\varepsilon_{\max}$ ,  $\varepsilon_{\min}$ ,  $\varepsilon_m$  подставить их значения, то  $\gamma_y$  сократится, и тогда можно обойтись тремя характеристиками. При этом формула предстанет в следующем виде:

$$D = \gamma_n (\gamma_c - \gamma_p) / \gamma_c (\gamma_n - \gamma_p), \quad (8.54)$$

Дальнейшее подразделение очень рыхлых мерзлых песков производится по числовым значениям показателя рыхлости

$$R = 1 - D, \quad (8.55)$$

Подставляя в это выражение вместо  $D$  его значение из уравнения, получаем формулу

$$R = (\gamma_n - \gamma_c) \gamma_p / (\gamma_n - \gamma_p) \gamma_c, \quad (8.56)$$

Мерзлые песчаные и крупнообломочные грунты считаются: плотными – при  $R \leq 0,33$ , средней плотности – при  $0,33 < R \leq 0,67$ , рыхлыми – при  $0,67 < R \leq 1$ , очень рыхлыми – при  $R > 1$ . Величина  $R > 1$  может иметь место только у сильнопросадочных грунтов. В инженерных расчетах оснований величина  $R$  широкого применения не получила.

#### **8.1.10. Определение объемной массы несвязных грунтов при максимальной и минимальной плотности**

*Подготовка грунта.* Оттаявший и высушенный до воздушно-сухого состояния песчаный грунт пропускают через сито с отверстиями диаметром 10 мм. Из грунта, прошедшего через сито, отбирают среднюю пробу массой 2,2–2,4 кг и для разрушения агрегатов растирают в фарфоровой ступке деревянным или резиновым пестом.

Если испытуемый грунт доставлен в недостаточном количестве, массу средней пробы можно уменьшить до 1,2–1,4 кг. В этом случае для проведения параллельного определения объемной массы твердой фазы в предельно плотном состоянии грунт после опыта извлекается из цилиндра для стандартного уплотнения, высушивается до воздушно-сухого состояния, перемешивается и растирается в ступке.

*Определение объемной массы скелета грунта в максимально рыхлом состоянии.* В предварительно взвешенный мерный градуированный цилиндр объемом  $1000 \text{ см}^3$  насыпают около  $300\text{--}400 \text{ см}^3$  грунта. Цилиндр с грунтом слегка встряхивают и наклоняют под возможно меньшим углом к горизонту. Затем цилиндр постепенно приводят в вертикальное положение при постоянном мед-

ленном вращении вокруг оси, не допуская встряхивания грунта. Приведя цилиндр в вертикальное состояние, выравнивают поверхность грунта до горизонтальной путем спокойного наклона цилиндра в ту или другую сторону. Затем измеряют объем грунта. Опыт повторяют три раза, для расчета принимают максимальный объем грунта. Точность измерения объема грунта в цилиндре должна быть не менее  $1 \text{ см}^3$ . Цилиндр с грунтом взвешивается с точностью до  $0,5 \text{ г}$  и рассчитывается объемная масса скелета в предельно рыхлом состоянии:

$$\gamma_p = (g_1 - g_0) / V, \quad (8.57)$$

где  $g_0$  – масса цилиндра, г;  $g_1$  – масса цилиндра с грунтом, г;  
 $V$  – объем грунта,  $\text{см}^3$ .

*Определение объемной массы скелета грунта при максимальной плотности.* Из подготовленного указанным способом воздушно-сухого грунта в большую фарфоровую чашку отбирается навеска  $g_1 = 1000 \pm 1 \text{ г}$ . Грунт увлажняется до оптимальной влажности (8–12 %); чем дисперснее грунт, тем выше должна быть его влажность. Для простоты расчетов без большой погрешности в опыте влажность можно принимать равной 10 %. Для получения грунта с этой влажностью к навеске песка в 1000 г следует прилить  $100 \text{ см}^3$  воды. Грунт в чашке тщательно перемешивается шпателем для равномерного распределения влаги.

Для стандартного уплотнения грунта до предельно плотного состояния применяется специальный прибор, состоящий из металлического стакана с массивным дном объемом  $500 \text{ см}^3$  (диаметр 80 мм, высота 10 мм), съемного кольца высотой 30 мм, надеваемого на стакан во время уплотнения грунта, уплотнителя в виде штока с площадкой-штампом и металлической гирей массой 2 кг, свободно перемещающейся по штоку на высоту 30 см.

Приготовленный грунт загружается в стакан с надетым на него кольцом примерно на  $1/3$  объема. На грунт устанавливается уплотнитель и производится уплотнение грунта 33 ударами гири, падающей с высоты 30 см. Затем уплотнитель снимают, досыпают грунт примерно до  $2/3$  объема стакана, снова устанавливают уплотнитель и вновь уплотняют грунт. Наконец, грунт засыпают почти на полный объем стакана с направляющим концом и снова производят уплотнение. Общее количество ударов должно быть равно 100. После этого уплотнитель убирают, снимают направляющее кольцо и грунт срезают ножом или металлической линейкой заподлицо с краями стакана. Ссыпавшийся и оставшийся на поверхности стакана грунт тщательно сметается кисточкой, а стакан с грунтом взвешивается с точностью до  $\pm 1 \text{ г}$ . Масса стакана без кольца должна быть известна до начала опыта.

Объемная масса влажного песка при предельно плотном сложении равна

$$\gamma_{o, \text{пл}} = (g_2 - g_0) / V, \quad (8.58)$$

где  $g_2$  – масса стакана с уплотненным грунтом, г;

$g_0$  – масса стакана, г;  $V$  – объем стакана ( $500 \text{ см}^3$ ).

Объемная масса скелета песка при максимальной плотности равна

$$\gamma_{\text{п}} = \gamma_{0, \text{пл}} / (1+W), \quad (8.59)$$

Документация опыта ведется на бланках, показанных в табл. 8.8–8.9.

Таблица 8.8

Определение объемной массы скелета грунта в предельно рыхлом состоянии

№ опыта	Масса мерного цилиндра $g_0$ , г	Масса мерного цилиндра с грунтом $g_1$ , г	Масса грунта, $g_1 - g_0$ , г	Объем грунта $V$ , $\text{см}^3$				Объемная масса скелета в предельно рыхлом состоянии $\gamma_{\text{р}} = (g_1 - g_0) / V$ , $\text{г}/\text{см}^3$	
				Параллельное определение			Максимальный объем $V$	Параллельное определение	Среднее значение
				I опыт	II опыт	III опыт			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Таблица 8.9

Определение объемной массы скелета грунта при максимальной плотности

№ опыта	Масса сухого грунта, взятого для определения $g_1$ , г	Влажность уплотняемого грунта $W$	Объем стакана $V$ , $\text{см}^3$	Масса стакана $g_0$ , г	Масса стакана с уплотненным грунтом $g_2$ , г	Масса уплотненного грунта $g_2 - g_0$ , г	Объемная масса уплотненного грунта $\gamma_{0, \text{пл}} = (g_2 - g_0) / V$ , $\text{г}/\text{см}^3$	Объемная масса скелета грунта при максимальной плотности $\gamma_{\text{п}} = \gamma_{0, \text{пл}} / (1+W)$ , $\text{г}/\text{см}^3$	
								Параллельное определение	Среднее значение
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

### 8.1.11. Определение объемной массы по объему вытесненной жидкости

Для определения объемной массы цементированных льдом грунтов в забое либо в стенке шурфа после очистки оттаявшего или выветрившегося слоя вырубается образец – глыба грунта произвольной формы массой 2–3 кг и в мерзлом состоянии доставляется к месту испытания.

Мерзлая порода с температурой ниже  $-3^{\circ}\text{C}$  при опускании в воду, температура которой близка к  $0^{\circ}\text{C}$ , покрывается тонкой коркой льда, защищающей об-

разец от проникновения воды. Поэтому вода является вполне подходящей средой для определения объема образца мерзлого грунта.

Объем образца определяют в 3–5-литровом сосуде со впаянной в него сливной трубкой, снабженной краником или резиновым шлангом с зажимом (см. рис. 8.1). Техника эксперимента сводится к следующему.

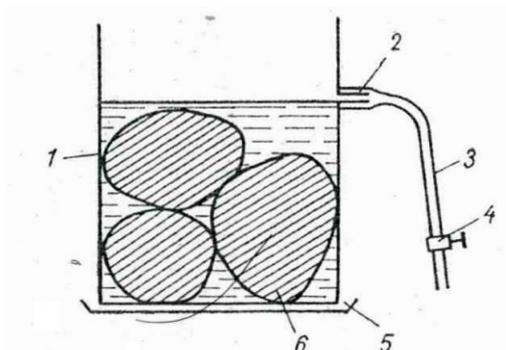


Рис. 8.1. Прибор для совмещенного определения основных физических характеристик мерзлых грунтов

1 — сосуд; 2 — штуцер; 3 — сливной шланг; 4 — зажим; 5 — площадка весов; 6 — грунт

В сосуд наливают воду выше сливного отверстия. Когда уровень воды придет в спокойное состояние, избыток ее сливают. Образец — глыба мерзлого грунта взвешивается на обычных чашечных весах с точностью до 1 г, затем подвешивается на прочной нитке — капроновой жилке и осторожно погружается в сосуд, наполненный водой до сливного отверстия. Грунт вытесняет часть воды, которая собирается в банку, подставленную под сливную трубку, и взвешивается. Объемную массу грунта получают делением

массы образца в воздухе на объем вытесненной жидкости.

При температуре грунта ниже  $-5 - 7^{\circ}\text{C}$  образуется мерзлая корка, способная вызвать некоторую неточность опыта, но эта ошибка может быть легко устранена повторным взвешиванием образца после его извлечения из сосуда —  $g_1$ . Количество образовавшегося на образце льда  $g_{\text{л}}$  находится по разности масс  $g_{\text{л}} = g_1 - g$ . Объемная масса грунта с поправкой на корку льда составит

$$\gamma_0 = g / (V_{\text{в}} - 1,09 g_{\text{л}}) , \quad (8.60)$$

где  $g$  — масса образца в воздухе, г;

$V_{\text{в}}$  — объем (масса) воды, вытесненной из сосуда,  $\text{см}^3$ .

Если определение производится в незамерзающей жидкости, то

$$\gamma_0 = g \gamma_{\text{ж}} / g_{\text{ж}} , \quad (8.61)$$

где  $g_{\text{ж}}$  — масса незамерзающей жидкости, г.

Запись результатов экспериментов производится на рабочем бланке (см. табл. 8.10).

После определения объемной массы образец грунта нужно высушить до постоянной массы и взвесить, а затем разделить массу сухого грунта на объем мерзлого грунта и получить объемную массу скелета.

## Определение объемной массы по объему вытесненной жидкости

№ выработки	Глубина выработки, м	Масса мерзлого грунта (глыбы) $g_r$ , Г	Масса вытесненной жидкости $g_b$ , Г	Масса грунта с коркой льда $g_l$ , Г	Масса льда $g_l = g_l - g_r$	Объемная масса грунта $\gamma_0 = g/(g_{gr} - 1,09 g_l)$	Объемная масса скелета грунта $\gamma_c = \gamma_0 : (1 + W)$	Коэффициент пористости $\varepsilon = (\gamma_y - \gamma_c)/\gamma_c$
1	2	3	4	5	6	7	8	9

**8.1.12. Определение пределов пластичности**

Для определения нижнего предела пластичности подготовленный грунт тщательно перемешивается и переносится в обойму-кольцо, которое состоит из рабочей части высотой 30 мм, диска-вкладыша и предохранительного кольца. Обойма кольца предварительно смазывается тонким слоем вазелина и ставится на стеклянную пластинку. Грунт укладывается в обойму послойно и утрамбовывается деревянным цилиндрическим пестом. При укладке грунта необходимо следить за тем, чтобы в нем не образовывалось пространства, заполненного заземленным воздухом. Грунт должен заполнять обойму на 1–2 мм ниже краев предохранительного кольца. Уплотнение грунта производится с помощью винтового пресса. Перед уплотнением штамп пресса смазывается тонким слоем вазелина, на поверхность грунта в обойме укладывается листок фильтровальной бумаги, а под обойму – картонная пластинка. Уплотнение грунта винтовым прессом производится до начала пластического течения, т. е. до начала выдавливания грунта из-под штампа.

Уплотненный грунт срезается с нижней части обоймы вровень с краями. В обойму вставляется выступ диска, и образец проталкивается вверх на высоту выступа (5 мм), весь излишний грунт срезается вровень с краями. Поверхность грунта приглаживается плоской поверхностью ножа или стеклянной пластинкой. Затем кольцо с диском и грунтом переносится на площадку пенетрометра. С помощью кремальеры подводится конус, который должен касаться поверхности грунта, оставляя на нем очень слабый след (черту) при сдвигании кольца. Для определения глубины погружения конуса (отпечатка) резко нажимают на кнопку в течение 5 с. По шкале с нониусом определяют глубину погружения конуса с точностью до 0,1 мм. Глубина отпечатка при определении нижнего предела пластичности должна составлять 5–7 мм, т. е. влажность грунта должна быть несколько выше влажности при нижнем пределе пластичности. После

снятия отсчета конус поднимается, обойма с грунтом передвигается на 1–1,5 см и делается второй отпечаток. Всего нужно получить несколько погружений конуса (не менее трех), и на график наносится средняя глубина отпечатка.

После испытания из обоймы отбираются в предварительно взвешенные с точностью до 0,1 г бюксы две параллельные пробы грунта на влажность.

В оставшийся в чашке подготовленный грунт (можно туда же перенести и остаток грунта из обоймы) добавляют воду и тщательно перемешивают его до получения совершенно однородной пасты, которую затем снова загружают в обойму. Аналогично предыдущему определяют глубину отпечатка конуса и отбирают пробы на влажность. Глубину отпечатка в этом случае нужно иметь примерно 18–28 см. Опыт выполняется с двукратной повторностью, поэтому шпателем извлекают грунт из обоймы, перемешивают в фарфоровой чашке с оставшимся в ней после первого заполнения обоймы грунтом и производят контрольное испытание грунта конусом с отбором пробы на влажность. В дальнейшем используется среднее значение влажности и глубины погружения конуса. Значения влажности при нижнем и верхнем пределах пластичности находят графическим способом.

При влажности, соответствующей нижнему пределу пластичности, конус массой 300 г с углом  $30^{\circ}$  погружается на 4 мм, а при влажности верхнего предела пластичности – на 22,5 мм и на 32 мм, по П. О. Бойченко. Глубины погружения конуса при нижнем и верхнем пределах пластичности и соответствующие этим погружениям влажности определяют с помощью графика, на котором по горизонтальной оси отложены в логарифмическом масштабе глубины погружения конуса ( $\lg h$ , мм), а по вертикальной – логарифмы влажности ( $\lg W$ , %). Зависимость между логарифмами влажности и глубины погружения конуса прямолинейная. Поэтому для определения влажности при нижнем и верхнем пределах пластичности нужно иметь на графике две точки. Полученные вышеуказанным способом значения влажности и соответствующие им глубины погружения конуса наносятся на график и соединяются прямой линией. Влажность при нижнем пределе пластичности  $W_p$  соответствует глубине погружения конуса 4 мм, а влажность при верхнем пределе пластичности  $W_T$  – 22,5 мм.

Рекомендуемые масштабы сетки на графике отображаются выражениями

$$Xh = 180 (\lg h - 0,477) , \quad (8.62)$$

$$XW = 300 (\lg W - 1) , \quad (8.63)$$

где  $Xh$  и  $XW$  – величина отрезков от начала координат по горизонтальной и вертикальной осям, мм. При указанных выше масштабах логарифмической сетки графика значения пределов пластичности можно получить с точностью до 0,1–0,2 %.

Данные определения пределов пластичности записываются в журнал по форме, показанной в табл. 8.11.

Таблица 8.11

Определение пределов пластичности

№ образца	№ опыта	Глубина погружения конуса $h$ , мм		Влажность $W$ , %		Предел пластичности		Число пластичности, $W_p$
		Параллельное погружение	Среднее	Параллельное погружение	Среднее	$W_T$	$W_p$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Число пластичности  $W_p$  получают как разность влажностей между верхним и нижним пределами пластичности, т. е.  $W_p = W_T - W_p$ .

Влажность при верхнем пределе пластичности  $W_T$ , определенная стандартным методом с помощью балансного конуса Г. Н. Васильева, а также  $F_B$ , установленная по методу П. О. Бойченко при глубине погружения конуса 22,5 мм, является заниженной. Консистенция грунта при глубине погружения балансного конуса на 10 мм соответствует верхнему пределу пластичности, по В. В. Охотину, при высоте падения чашки с грунтом в его приборе, равной 30 см. К этой консистенции Г. Н. Васильев и сделал привязку глубины погружения балансного конуса при влажности верхнего предела пластичности. Однако В. В. Охотин на основании исследований пришел к выводу о том, что влажность при верхнем пределе пластичности занижена (высота падения чашки с грунтом 30 см велика) и снизил высоту падения чашки в новой модели своего прибора до 15 см. Консистенция грунта при этом соответствует глубине погружения конуса массой 300 г с углом при вращении  $30^\circ$  на 32 мм. П. О. Бойченко, следуя В. В. Охотину, принял влажность грунтовой пасты при этой глубине погружения конуса за верхний предел пластичности  $F$ . Консистенция грунта, соответствующая стандартному значению  $W_T$ , определяемому с помощью балансного конуса, имеет место при глубине погружения конуса П. О. Бойченко 22,5 мм ( $F_B = W_T$ ). Взаимосвязь между влажностями при верхнем пределе пластичности  $F$ , нижнем пределе пластичности  $A$ , числом пластичности  $N$ , определенными по методике П. О. Бойченко, и  $W_T$ ,  $W_p$ ,  $W_p$ , установленными по стандартной методике, выражается следующими уравнениями П. О. Бойченко:

$$W_T = F_B = 0,88F; \quad (8.64)$$

$$W_p = 0,75 N; \quad N = F - A = 1,14 W_T - A = 1,14 W_T - W_p, \quad (8.65)$$

Классификация связных грунтов по числу пластичности и гранулометрическому составу приведена в табл. 8.12.

Таблица 8.12

Классификация связных грунтов по числу пластичности и гранулометрическому составу

Грунт	Разновидность грунта	$W_p$		Содержание песчаных и гравийных частиц (0,05–40 мм), %
		По методике ГОСТ 5184 - 64	По методике Бойченко	
Глина	Тяжелая	$> 35$	40	Не регламентируется
	Легкая	35–24	40–28	
Суглинок	Тяжелый	24–18	28–22	$< 35$
	Средний	18–14	22–18	$< 40$
	Легкий	14–10	18–15	$< 45$
Супесь	Тяжелая	10–6	15–11	$< 50$
	Легкая	$< 6$	$< 11$	$< 50$
Пылеватая супесь	Тяжелая	10–6	15–11	$< 50$
	Легкая	$< 6$	$< 11$	$< 50$

## 8.2. Механические свойства мерзлых грунтов

Изучение механических свойств мерзлых грунтов необходимо при возведении на них различного рода сооружений, когда мерзлые грунты являются естественным основанием. Они обладают повышенной прочностью и водонепроницаемостью по сравнению с талыми грунтами.

Основным фактором, определяющим способность мерзлых грунтов противостоять нагрузке, являются силы сцепления, под которыми понимаются силы взаимодействия между компонентами мерзлых грунтов (скелетными частицами и их агрегатами, льдом и незамерзшей водой). Для мерзлых грунтов наибольшее значение имеют связи, обусловленные цементацией льдом. Поэтому эти связи выделяются как самостоятельная часть сцепления. Сцепление мерзлых грунтов условно можно считать состоящими:

1. Из собственно *молекулярного* сцепления, обусловленного силами притяжения между элементарными частицами и их агрегатами, разделенными незамерзшей водой. Эта часть сцепления зависит от дисперсности и плотности грунта.

2. *Структурного* сцепления, являющегося следствием различных природных процессов, протекающих в ходе формирования мерзлой горной породы (генезиса и диагенезиса). Это сцепление устраняется в основном при нарушении естественного сложения мерзлых грунтов. Прочность искусственно приго-

товленных образцов в ряде случаев в 1,5–2 раза меньше прочности грунтов естественного сложения, что свидетельствует о необходимости учета генетических особенностей мерзлых грунтов и о недопустимости оценки их прочности по данным испытания искусственно приготовленных образцов.

3. *Льдоцементационного* сцепления, обусловленного цементацией льда. Эта часть сцепления наименее стабильная и может резко изменяться в связи с колебанием температуры грунта, полностью исчезая при его оттаивании.

Сопrotивляемость мерзлых грунтов (главный фактор); с понижением температуры сопротивляемость возрастает вследствие преобразования структуры и агрегатного состояния воды. При этом изменяются не только характер связей между агрегатами молекул самой воды, но и связи воды с минеральным скелетом и льдом, прочность цементации грунта льдом. При понижении температуры количество льда в грунте увеличивается, а прочность его и цементирующая способность возрастают.

Механические свойства мерзлого грунта зависят также от *гранулометрического и химико-минералогического состава, количества воды* в незамерзшем состоянии, находящейся в сосуществовании со льдом, *текстурных и структурных особенностей* и пр. Характеристики механических свойств грунтов принято разделять на *прочностные* и *деформационные*.

*К первым* относятся сопротивления сдвигу (*сцепление и трение*), сопротивление вдавливанию шарового штампа (*эквивалентное сцепление*), сопротивление одноосному и трехосному сжатию, касательная прочность смерзания грунта с материалом фундамента, касательные силы морозного пучения.

*Ко вторым* относятся характеристики сжимаемости и ползучести мерзлых грунтов и сжимаемости при оттаивании под нагрузкой. В зависимости от характера связи между напряжениями и деформациями различают *линейные деформации*, прямо пропорциональные напряжениям, и *нелинейные*, связанные с напряжением нелинейной зависимостью.

Деформации бывают *упругие*, или обратимые, т. е. восстанавливающиеся после снятия нагрузки, и *пластические*, или остаточные, не восстанавливающиеся после снятия нагрузки.

По скорости протекания процесса деформирования различают деформации *мгновенные* (условно-мгновенные, протекающие в течение 10 с после приложения нагрузки) и деформации, развивающиеся во времени, т. е. *вязкие*. Те и другие деформации могут состоять из упругой (обратимой) и пластической (необратимой) частей, а также быть линейными и нелинейными. Обратимая, но развивающаяся во времени деформация называется *упруго вязкой*, или деформацией упругого последствия; она восстанавливается во времени (обратное упругое последствие).

Процессы изменения напряженно-деформированного состояния материала во времени называются *реологическими* процессами. Они могут проявляться или в виде *ползучести* (крипа), т. е. нарастания деформации во времени при неизменном напряжении, или в виде *релаксации* (расслабления), т. е. снижения напряжения, необходимого для поддержания постоянной деформации, или в виде *снижения прочности* материала при длительном действии нагрузки.

Ползучесть (развитие деформаций во времени) включает в себя: *первую стадию* – затухающей ползучести, *вторую* – пластического течения с примерно постоянной скоростью деформации и *третью* – стадию прогрессирующего течения с возрастающей скоростью. Если площадь сечения образца при испытании увеличивается, то наступает затухание ползучести.

У мерзлых грунтов деформация складывается из начальной условно-мгновенной деформации и деформации, развивающейся во времени.

Лед и незамерзшая вода в мерзлом грунте сохраняют равновесное состояние, соответствующее данным условиям температуры и давления. Нагрузка, приложенная к мерзлому грунту, вызывает нарушение равновесного состояния фазового состава влаги и частичное подтаивание льда в местах контактов минеральных частиц или их агрегатов, что ведет к увеличению количества воды в незамерзшем состоянии. Появление в мерзлом грунте градиентов давления вызывает перемещение незамерзшей воды из более напряженной зоны в менее напряженную, где она частично замерзает, при этом происходят пластическое течение льда и отжатие воздуха из грунта.

По представлению С. С. Вялова, процессы течения льда и передвижение влаги сопровождаются нарушением структурных связей, перемещением твердых частиц и переориентацией кристаллов льда, что приводит к расслаблению структурного и льдоцементационного сцепления. Способность мерзлого грунта к пластическому течению и снижению прочности во времени зависит также от состава грунта, льдистости, засоленности и температуры. *Глинистым грунтам, например, реологические свойства присущи и в талом состоянии.*

*Прочность* – это способность материала сопротивляться разрушению и образованию остаточных деформаций, изменяющих форму тела. У мерзлого грунта характеристика прочности является величиной переменной. В зависимости от продолжительности действия нагрузки на мерзлый грунт различают следующие переменные величины прочности:

1) *Предел прочности*, т. е. напряжение, вызывающее разрушение мерзлого грунта:

*условный предел прочности* – напряжение, при котором деформация составляет более 150 % деформации начала стадии прогрессирующего течения;

условно-мгновенная прочность  $R_{\text{мгн}}$ , соответствующая напряжению, вызывающему разрушение в течение 10 с после приложения нагрузки. Понятие условно-мгновенной прочности равнозначно понятию «временное сопротивление».

2) Длительная прочность  $R_t$  – напряжение, вызывающее разрушение на заданный промежуток времени  $t$ ;

предел длительной прочности  $R_{\text{дл}}$ , или предельно длительное сопротивление, – наибольшее напряжение, при котором не возникает прогрессирующего течения или разрушения при неограниченном времени действия нагрузки. Предел длительной прочности является основной характеристикой прочности мерзлых грунтов.

Изменение прочностных показателей мерзлых грунтов во времени учитывается в расчетах оснований сооружений, а также при экспериментальных исследованиях мерзлых грунтов.

Прочность обычных мерзлых грунтов области вечной мерзлоты характеризуется нормативным сопротивлением мерзлых грунтов нормальному давлению  $R^H$  с учетом вида грунтов и их температуры. В тех случаях, когда возводятся особо ответственные сооружения или же грунты оснований сильнольдистые, заторфованные, засоленные и т. д., а также с целью уточнения величин нормативных давлений, приведенных в табл. 8.13, выполняются экспериментальные полевые испытания.

Таблица 8.13

Нормативное сопротивление мерзлых грунтов нормальному давлению  $R^H$ , кгс/см<sup>2</sup>

Грунты	Температура грунта, °С								
	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3	-3,5	-4 и ниже	
Крупнообломочные и песчаные крупные и средней крупности	9	12	14	16	18	19	21	23	
Песчаные мелкие и пылеватые	7	9	11	13	14	16	17	18	
Супеси и пылеватые супеси	5	7	9	10	11	13	14	15	
Суглинки и глины, включая пылеватые	4	6	7	8	9	10	11	12	
Все виды грунтов с прослойками льда при $0,2 < L_{\text{пр}} < 0,4$	3	4	5	6	7	8	8	9	

Примечание.  $L_{\text{пр}}$  – льдистость за счет сегрегационного льда (в долях единицы).

### 8.2.1. Сопротивление мерзлых грунтов сдвигу

Сопротивление грунта действию местной нагрузки характеризуется условиями предельного равновесия и зависит от сопротивления сдвигу.

На сопротивление мерзлых грунтов сдвигу влияют род грунта, его температура, внешнее давление и продолжительность действия нагрузки. Мерзлые грунты, как показывают соответствующие эксперименты, можно рассматривать как переуплотненные в процессе промерзания породы, и для них зависимость между сопротивлением сдвига  $\tau$  (кгс/см<sup>2</sup>) и нормальным напряжением  $p$  (кгс/см<sup>2</sup>) в общем случае нелинейна, но для практических целей с небольшой погрешностью эта зависимость может приниматься по уравнению Кулона

$$\tau = c + tg \varphi p, \quad (8.66)$$

где  $c$  – сцепление, кгс/см<sup>2</sup>;  $\varphi$  – угол внутреннего трения, град. Эти характеристики для мерзлых грунтов непостоянны и могут сильно изменяться в зависимости от их текстурных особенностей, температуры охлаждения, продолжительности испытания и других факторов.

Природа сил трения и сцепления в грунтах и методы определения этих характеристик различными авторами трактуются по-разному. Н. А. Цитович считает, что обычное принимаемое в механике грунтовое разделение общей величины сопротивления сдвигу на внутреннее трение и сцепление является условным, так как природа этих сил принципиально одинакова и обусловлена силами молекулярного взаимодействия. Однако в случае трения эти силы проявляются в сближении агрегатов и частиц грунта, происходящем только в процессе действия нормального давления, что и выражается в увеличении сопротивления сдвигу.

Вторая составляющая сопротивлению сдвигу (сцепление) обусловлена молекулярными связями, присущими грунту в данном его состоянии и не зависит от нормального давления. Если же действие нормального давления на грунт изменяет его физическое состояние, обуславливая его уплотнение и упрочнение, то при этом необратимо изменяется и сцепление.

Согласно изложенному *под трением* понимается та часть сопротивления сдвигу, которая непосредственно зависит от нормального давления, а *под сцеплением* – часть сопротивления сдвигу, которая не зависит непосредственно от нормального давления и изменяется только в связи с изменением физического состояния грунта при его обжатии.

В настоящее время имеют распространение три основные методики определения сопротивления сдвигу с последующим разделением на сцепление и трение. Применение той или иной из них обуславливается физическим состоянием испытываемого грунта.

*Первый* метод применяется для определения сопротивления сдвигу переуплотненных грунтов. Сдвиг производится при различных нормальных нагрузках  $p_1, p_2, \dots, p_n$ , но не превышающих  $p_n$ , при которой предварительно были уплотнены образцы до полной стабилизации, т. е.  $p_n > p_2 > p_1$ . В этом случае состояние грунта в известном диапазоне нормальных нагрузок не изменяется, а, следовательно, остается неизменным и сцепление ( $c = \text{const}$ ). Поэтому если с возрастанием нормального давления имеет место изменение величины сопротивления сдвигу, то оно может быть обусловлено только изменением трения, и разделение на трение и сцепление в данном случае не представляет трудности.

*Второй* метод предназначается для определения сопротивления сдвигу уплотненных грунтов. Срез производится при тех же нормальных нагрузках ( $p_1, p_2, \dots, p_n$ ), при которых полностью уплотнялись образцы до среза.

*Третий* метод служит для определения сопротивления сдвигу неуплотненных грунтов с учетом плотности и влажности в зоне сдвига.

В последних двух случаях плотность грунта, а следовательно, и сцепление являются переменными, т. е. сопротивление сдвигу меняется как за счет изменения трения, так и за счет изменения сцепления, что осложняет оценку  $c$  и  $\varphi$ , особенно для грунтов с незавершенным уплотнением.

Исследования Н. К. Пекарской и Н. А. Цитовича показали, что суглинистые грунты при температуре  $-1^{\circ}\text{C}$  и ниже находятся в переуплотненном состоянии, т. е. имеют постоянное и практически не зависящее от давления сцепление. Обжатие перед опытом на срез мерзлых грунтов с температурой ниже  $-1^{\circ}\text{C}$  не вызывает увеличения сцепления.

В серии опытов на сдвиг мерзлых грунтов с температурой от  $-0,7$  до  $-1,2^{\circ}\text{C}$  при нормальных давлениях  $p_1=4, p_2=8$  и  $p_3=12$  кгс/см<sup>2</sup> средние значения сопротивления сдвигу соответственно оказались  $\tau_1=6,3, \tau_2=7,3$  и  $\tau_3=8,5$  кгс/см<sup>2</sup>, в то время как сцепление изменялось мало:  $c_1=5,5, c_2=4,55$  и  $c_3=5,8$  кгс/см<sup>2</sup>. Сопротивление мерзлых грунтов быстрому сдвигу зависит от нормальной нагрузки и, следовательно, обуславливается не только сцеплением, но и трением.

При температуре грунта выше  $-1^{\circ}\text{C}$ , т. е. в зоне интенсивных фазовых превращений воды, где при весьма малом изменении температуры грунта заметно увеличивается или уменьшается относительное содержание льда, обжатие грунта сопровождается увеличением сцепления по некоторой аналогии с немерзлыми грунтами ( $c \neq \text{const}$ ).

Рассмотрим важнейшие факторы, влияющие на величину сопротивления сдвигу.

*Состояние грунта* при испытании и конкретные условия его работы следует учитывать при определении сопротивления сдвигу, выборе методики (пе-

реуплотненных, уплотненных и недоуплотненных образцов), оценке экспериментальных данных, разделении сопротивления сдвигу на трение и сцепление.

В связи с тем что большинство мерзлых грунтов при температуре  $-1^{\circ}\text{C}$  и ниже могут рассматриваться как переуплотненные ( $c = \text{const}$ ), зависимость сопротивления сдвигу от нормального давления в данном случае может быть связана только с изменением внутреннего трения – с обратимым сближением частиц, что облегчает разделение на сцепление и трение.

Песчаные грунты можно отнести к категории переуплотненных при температуре ниже  $-0,3^{\circ}\text{C}$ .

Дисперсные мерзлые грунты, преимущественно глины, при температуре от  $-1^{\circ}\text{C}$  и выше следует относить к группе грунтов с переменным сцеплением.

*Строение мерзлых грунтов.* Сопротивление мерзлых грунтов сдвигу зависит от их текстуры. Мерзлые грунты массивной текстуры характеризуются, при прочих равных условиях, меньшей величиной трения и сцепления, чем те же грунты сетчатой текстуры. Так, например, глинистый грунт массивной текстуры с температурой  $-2^{\circ}\text{C}$  при мгновенном сдвиге имел  $\varphi = 19^{\circ}$ ,  $c_{\text{граф}} = 5,8 \text{ кгс/см}^2$ ; для того же грунта толстосетчатой текстуры получено  $\varphi = 38^{\circ}$ ,  $c_{\text{граф}} = 8,2 \text{ кгс/см}^2$ , ( $c_{\text{граф}}$  – начальное сцепление, полученное по графику сдвига). При этом прослежено, что сопротивление сдвигу, а также трение и сцепление мерзлых грунтов сетчатой текстуры тем больше, чем больше содержится в нем льда-прослоек.

*Режим температуры* при испытаниях. Сопротивляемость мерзлых грунтов нагрузке чрезвычайно чувствительна к изменениям температуры, особенно в области температур интенсивных фазовых изменений воды. Так, для суглинистого грунта при температуре  $-1^{\circ}\text{C}$  и нормальном давлении  $p = 4 \text{ кгс/см}^2$  сопротивление сдвигу равнялось в среднем  $\tau = 6,3 \text{ кгс/см}^2$ , а при температуре  $-2^{\circ}\text{C}$  и том же нормальном давлении  $\tau = 9,2 \text{ кгс/см}^2$ . Если же температура будет выше  $-1^{\circ}\text{C}$ , то различия в значении  $\tau$  могут быть еще более значительными.

*Продолжительность испытаний.* Из экспериментальных исследований известно, что при длительном действии нагрузки в мерзлых грунтах развиваются реологические процессы, сопровождающиеся снижением прочности. Значения сцепления и угла внутреннего трения изменяются от мгновенных ( $c_{\text{мгн}}$  и  $\varphi_{\text{мгн}}$ ) до предельно-длительных ( $c_{\text{дл}}$  и  $\varphi_{\text{дл}}$ ). При этом  $\tau_{\text{мгн}}$  может быть в 5–6 раз более  $\tau_{\text{дл}}$ . Закономерность снижения прочности мерзлого грунта во времени показана на рис. 8.2, 8.3.

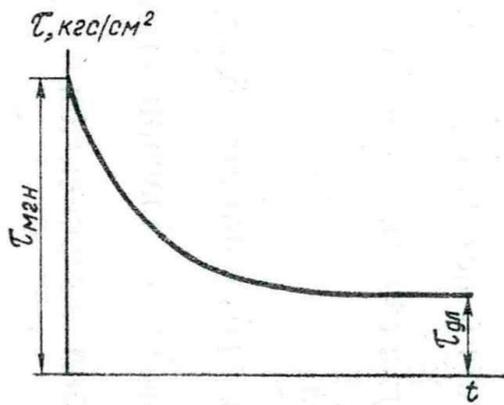


Рис. 8.2. Зависимость сопротивления мерзлого грунта сдвигу от продолжительности действия сдвигающего усилия (схема)

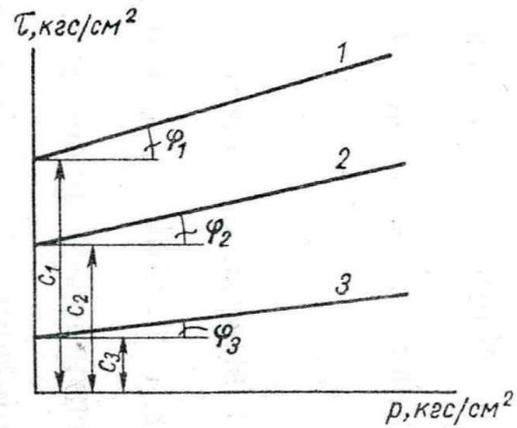


Рис. 8.3. Диаграмма сдвигов мерзлого грунта в зависимости от продолжительности действия сдвигающего усилия (схема)  
1 –  $t_1$ ; 2 –  $t_2$ ; 3 –  $t_3$

При длительном сдвиге выясняется влияние времени действия нагрузки на величину сопротивления. Н. К. Пекарская рекомендует это осуществлять путем проведения определений с серией однотипных образцов при различных по продолжительности для каждого образца сдвигающих усилиях  $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ , соответствующих продолжительности  $t_1, t_2, \dots, t_n$ , но при одном и том же нормальном давлении  $p$ . По результатам этих исследований строится график изменения сопротивления сдвигу во времени.

Проводя подобное испытание при различных нормальных нагрузках  $p_1, p_2, \dots, p_n$ , можно получить изменение во времени как величины сопротивления сдвигу, так и его составляющих. При этом для каждой нормальной нагрузки будет своя зависимость сопротивления сдвигу от времени. Если по полученным значениям  $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$  при соответствующих нормальных нагрузках  $p_1, p_2, \dots, p_n$  построить диаграммы сдвигов, то можно определить и соответствующие им значения  $c_1, c_2, \dots, c_n$ , а также  $\varphi_1, \dots, \varphi_n$  (см. табл. 8.14–8.16).

Таблица 8.14

Нормативные сопротивления мерзлых грунтов сдвигу по бетонным и деревянным поверхностям фундаментов, кгс/см<sup>2</sup>

Грунт	Температура грунта, °С							
	–0,5	–1,1	–1,5	–2,0	–2,5	–3,0	–3,5	–4 и ниже
Песчаный, всех разновидностей	0,8	1,3	1,6	2,0	2,3	2,6	2,9	3,3
Глинистый, включая пылеватый	0,5	1,0	1,3	1,5	1,8	2,0	2,3	2,5

Таблица 8.15

Нормативное сопротивление сдвигу грунта по грунту, кгс/см<sup>2</sup>

Грунт	Температура грунта, °С							
	-0,5	-1,1	-1,5	-2,0	-2,5	-3,0	-3,5	-4 и ниже
Песчаный	1,2	1,7	2,1	2,4	2,7	3,0	3,2	3,4
Глинистый и пылеватый	0,8	1,2	1,5	1,7	1,9	2,1	2,3	2,5

Таблица 8.16

Нормативное сопротивление сдвигу мерзлых засоленных грунтов по поверхностям смерзания с железобетонными фундаментами, кгс/см<sup>2</sup>

Грунт	Засоленность Z, %	Температура грунта, °С						
		-1,1	-1,5	-2,0	-2,5	-3,0	-3,5	-4 и ниже
Песчаные	0,5	0,6	0,75	0,85	1,0	1,2	1,35	1,45
	1,0	–	–	0,45	0,6	0,75	0,85	1,0
	1,5	–	–	–	–	–	–	0,4
Глинистые и пылеватые	0,5	0,5	0,6	0,7	0,85	1,0	1,1	1,2
	1,0	–	–	0,35	0,5	0,6	0,7	0,8
	1,5	–	–	–	–	–	–	0,3

### 8.3. Воднопрочностные свойства мерзлых пород

*Размываемость* и *размокаемость* относятся к водопрочным характеристикам мерзлых пород и необходимы для оценки термоэрозионной опасности. Они используются при оценке скорости переработки берегов.

**Размываемость** – это свойство, характеризующее их способность отдавать агрегаты и элементарные частицы грунта текучей воде в результате одновременного теплового и механического воздействия воды. Размываемость мерзлых пород зависит от характера структурных связей в породе, льдистости и типа криогенной текстуры.

**Размокаемость** – способность мерзлых пород терять связность и превращаться в рыхлую массу при взаимодействии с водой. Размокание мерзлой породы является результатом растворения льда и ослабления связей между грунтовыми частицами при набухании.

### 8.4. Теплофизические свойства

*Теплофизические свойства* пород при кондуктивной передаче тепловой энергии оцениваются тремя основными характеристиками: теплоемкостью, теплопроводностью и температуропроводностью.

Под теплоемкостью пород подразумевают количество тепла, которое необходимо сообщить единице массы или объема породы, чтобы изменить ее температуру на 1 °С.

При этом различают удельную или объемную теплоемкость. Существует также понятие эффективной теплоемкости, в которой учитывается и скрытая теплота фазового перехода. Коэффициент теплопроводности ( $\lambda$ , Вт/м\*К) характеризует породу в отношении ее способности переносить тепловую энергию и численно равен потоку тепла, проходящего через единицу площади породы в единицу времени при температурном градиенте, равном 1.

Температуропроводность пород выражается через коэффициент температуропроводности ( $a$ , м<sup>2</sup>/с), который является показателем инерционности температурного поля и связан с коэффициентами теплоемкости и теплопроводности следующим соотношением:  $a = \lambda / C_{об}$ .

Таблица 8.17

Расчетные значения теплофизических характеристик талых и мерзлых грунтов

Объемная масса $\gamma_0$ , т/м <sup>3</sup>	Суммарная влажность $W_c$ , доли ед.	Коэффициент теплопроводности грунта $\lambda$ , Вт/ (м·К)						Объемная теплоемкость грунта, Дж/(м <sup>3</sup> ·К)	
		Пески		Супеси		Суглинки и глины		$c_T$	$c_M$
		$\lambda_T$	$\lambda_M$	$\lambda_T$	$\lambda_M$	$\lambda_T$	$\lambda_M$		
1,2	0,05	0,40	0,52	—	—	—	—	285	260
1,2	0,10	0,62	0,79	0,38	0,45	—	—	320	270
1,4	0,05	0,57	0,69	—	—	—	—	330	300
1,4	0,10	0,87	1,08	0,52	0,69	0,44	0,68	370	315
1,4	0,15	1,00	1,25	0,71	0,88	0,56	0,84	410	330
1,4	0,20	—	—	0,84	1,05	0,65	0,94	450	345
1,4	0,25	—	—	0,92	1,16	0,72	1,00	490	360
1,6	0,05	0,75	0,91	—	—	—	—	380	340
1,6	0,10	1,05	1,35	—	—	—	—	430	360
1,6	0,15	1,25	1,60	0,93	1,10	0,72	0,98	470	370
1,6	0,20	1,36	1,73	1,05	1,29	0,88	1,12	520	395
1,6	0,25	1,41	1,82	1,16	1,44	0,96	1,24	565	410
1,6	0,30	—	1,93	1,20	1,55	1,00	1,30	610	430
1,6	0,35	—	—	1,30	1,65	1,05	1,35	650	445
1,6	0,40	—	—	—	1,72	1,10	1,41	700	465

1,6	0,60	–	–	–	–	–	1,50	–	500
1,8	0,10	1,30	1,60	–	–	–	–	480	400
1,8	0,15	1,55	1,90	1,19	1,31	1,00	1,23	530	420
1,8	0,20	1,65	2,10	1,34	1,52	1,12	1,38	580	440
1,8	0,25	1,75	2,23	1,43	1,70	1,24	1,53	640	460
1,8	0,30	–	2,23	1,48	1,82	1,28	1,61	690	480
1,8	0,35	–	–	1,51	1,93	1,33	1,66	740	500
1,8	0,40	–	–	–	2,00	1,40	1,72	795	520
1,8	0,60	–	–	–	–	–	1,80	–	560
2,0	0,15	1,76	2,20	1,40	1,50	–	–	590	470
2,0	0,20	2,00	2,42	1,56	1,75	1,24	1,50	650	490
2,0	0,25	2,26	2,72	1,73	1,93	1,35	1,65	705	510
2,0	0,30	–	–	1,80	2,10	1,44	1,75	770	530
2,0	0,35	–	–	–	–	1,53	1,86	820	555

**Примечание.** Значения  $C_M$  в таблице даны для температуры  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В интервале температур от  $-0,5$  до  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$   $C_M$  определяется в зависимости от количества незамерзшей воды при заданной температуре по формуле  $C_M = (1/W_c)[C_M(W_c - W_n) + C_T W_n]$ .

*Морозостойкость* обусловлена способностью горных пород выдерживать без разрушения многократное замораживание, чередующееся с оттаиванием. Морозостойкость оценивается числом циклов замораживания и оттаивания пород и соответствующей потерей их прочности.

## ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ

### ТЕМА 1. МЕРЗЛЫЕ ГРУНТЫ И ИХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Грунты всех видов называются *мерзлыми*, если они имеют отрицательную температуру и содержат в своем составе лед. По температуре грунты подразделяют по ГОСТ 25100-95 на немерзлые (талые) ( $t \geq 0^\circ\text{C}$ ) и охлажденные ( $t < 0^\circ\text{C}$ ). Наименование видов мерзлых грунтов принимают по ГОСТ 25100–95 в соответствии с характеристиками, которые они приобретают после оттаивания.

Мерзлые грунты по их состоянию подразделяются на следующие: твердомерзлые, пластичномерзлые, сыпучемерзлые. В основу выделения этих видов положена различная сжимаемость пород под нагрузкой.

Мерзлые породы характеризуются криогенной текстурой, под которой понимается сложение мерзлого грунта, обусловленное замерзанием содержащейся в ней воды и характеризуемое формой, величиной и расположением ледяных включений. Различают массивную ( $L_B \leq 0,03$ ), слоистую и сетчатую текстуры ( $L_B > 0,03$ ); здесь  $L_B$  – льдистость за счет ледяных включений.

*Дополнительными характеристиками* мерзлых пород по сравнению с обычными являются перечисленные ниже физико-механические свойства:

- 1) плотность мерзлого грунта;
- 2) суммарная влажность, включая все виды воды в мерзлом грунте;
- 3) суммарная льдистость;
- 4) степень заполнения пор мерзлого грунта льдом и водой;
- 5) относительное сжатие мерзлого грунта при переходе его в оттаявшее состояние;
- 6) теплофизические характеристики грунтов – коэффициент теплопроводности и объемная теплоемкость пород в талом и мерзлом состоянии;
- 7) мгновенная и длительная прочность.

#### 1. Физические свойства мерзлых грунтов

Под *плотностью* мерзлого грунта понимается масса единицы его объема в естественном ненарушенном состоянии ( $\text{г/см}^3$ ). В настоящее время рекомендуется определение плотности способом гидростатического взвешивания (ГОСТ 5180-84) по формуле

$$\rho = \frac{m \rho_p \rho_w}{\rho_p (m_1 - m_2) \rho_w + (m_1 - m_2)}, \quad (1.1)$$

где  $m$  – масса образца грунта до парафинирования, г;

$m_1$  – масса парафинированного образца, г;

$m_2$  – результаты взвешивания образца в воде, г;

$\rho_p$  – плотность парафина, 0,900 г/см<sup>3</sup>;

$\rho_w$  – плотность воды при температуре испытаний, г/см<sup>3</sup>.

**Суммарная влажность** – это отношение веса всех видов воды, содержащихся в мерзлом грунте, к весу скелета грунта (в долях единицы). Она определяется по формуле

$$W_c = W_B + W_r = W_B + W_{ц} + W_H, \quad (1.2)$$

где  $W_B$  – влажность за счет ледяных включений, прослоев и линз;

$W_r$  – влажность мерзлых минеральных прослоев, складывающаяся из влажности за счет льда-цемента  $W_{ц}$ , находящегося в порах грунта и цементирующего его минеральные частицы, и влажности за счет незамерзшей воды  $W_H$ , содержащейся в мерзлом грунте при данной температуре.

Таблица 1.1

Грунты	Число пластичности грунтов, $I_p$	Коэффициент $k_w$ при температуре грунта, °С								
		-0,3	-0,5	-1	-2	-3	-4	-5	-8	-10
Пески и супеси	$I_p \geq 0,02$	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Супеси	$0,02 < I_p \leq 0,07$	0,6	0,5	0,4	0,35	0,33	0,3	0,28	0,26	0,25
Суглинки	$0,07 < I_p \leq 0,13$	0,7	0,65	0,6	0,5	0,48	0,45	0,43	0,41	0,4
Суглинки	$0,13 < I_p \leq 0,17$	*	0,75	0,7	0,55	0,53	0,5	0,48	0,46	0,45
Глины	$I_p > 0,17$	*	0,95	0,9	0,65	0,63	0,6	0,58	0,56	0,55

*Примечание:* знаком \* обозначено, что вся вода в порах грунта незамерзшая.

Для определения суммарной влажности могут быть использованы два способа – бороздки и средней пробы. Для определения влажности мерзлых минеральных прослоев – точечный, для определения количества незамерзшей воды – калориметрический способ. В тех случаях, когда влажность мерзлых минеральных прослоев нельзя определить опытным путем, для глинистых пород ее можно принять равной  $W_r \approx W_p$ , где  $W_p$  – нижний предел пластичности. Количество незамерзшей воды в этом случае может быть определено по формуле

$$W_H = K_w W_p, \quad (1.3)$$

где  $k_w$  – коэффициент, принимаемый по табл. 1.1. в зависимости от вида грунта и его температуры.

Для засоленных грунтов количество незамерзшей воды определяется по формуле

$$W_H = k_w W_p + 0,9 (K_{пр} / K_p W_r), \quad (1.4)$$

где  $K_{пр}$  – концентрация порового раствора или степень минерализации воды в порах грунта, определяемая по формуле

$$K_{пр} = z/z + 100W_p, \quad (1.5)$$

где  $z$  – засоленность мерзлого грунта, %;

$K_p$  – равновесная концентрация порового раствора (в долях единицы), определяемая по табл. 1.2.

**Суммарная влажность** мерзлых грунтов слоистой и сетчатой криогенной текстуры по ГОСТ 5180-84 определяется методом средней пробы по формуле (в %):

$$W_c = (m_3 - m_2) / (m_4 - m_2) \cdot [(100 + W) - 100], \quad (1.6)$$

где  $m_2$  – масса тары, г;

$m_3$  – масса образца грунта (с тарой), г;

$m_4$  – масса перемешанного грунта (с тарой), г;

$W$  – влажность перемешанного грунта, %.

Таблица 1.2

Температура грунта $t$ , °С	-0,3	-0,5	-1	-2	-3	-4	-6	-8	-10
Равновесная концентрация порового раствора $K_p$ , доли единиц	0,003	0,005	0,012	0,026	0,045	0,062	0,100	0,135	0,168

**Суммарная льдистость**  $L_c$  – это отношение объема льда, содержащегося в грунте, к объему мерзлого грунта, выраженное в долях единицы. Она определяется по формуле

$$L_c = L_b + L_{ц}, \quad (1.7)$$

где  $L_{ц}$  – льдистость за счет льда-цемента.

$L_b$  – льдистость за счет ледяных включений – определяется по формуле

$$L_b = \rho_s W_b / (\rho_n + \rho_s (W_c - 0.1 W_n)), \quad (1.8)$$

где  $W_c$ ,  $W_b$ ,  $W_n$  – соответственно влажность суммарная, влажность за счет включений, линз и прослоев льда, и влажность незамерзшей воды, выраженные в долях единицы.

$\rho_s$  – плотность минеральных частиц грунта, г/см<sup>3</sup>;

$\rho_n$  – плотность льда, равная 0,90 г/см<sup>3</sup>.

Льдистость за счет льда-цемента определяется по формуле

$$L_{ц} = [(W_r - W_n) / 0.9] \cdot \rho_{d.m}, \quad (1.9)$$

где  $\rho_{d.m}$  – плотность сухого грунта, вычисляемая по формуле

$$\rho_{d.m} = \rho / (1 + W_c), \quad (1.10)$$

где  $\rho$  – плотность породы.

Степень заполнения пор мерзлого грунта льдом и незамерзшей водой

G определяется по формуле

$$G = (1,1 W_{ц} + W_{н}) \cdot \rho_s / e \cdot \rho_w, \quad (1.11)$$

где  $W_{ц}$ ,  $W_{н}$ ,  $\rho_s$  – обозначения те же, что в формулах (1.1) – (1.10);  
 $e$  – коэффициент пористости минеральных прослоев мерзлого грунта;  
 $\rho_w$  – плотность воды, равная 1 г/см<sup>3</sup>.

По льдистости за счет видимых включений грунты делят по ГОСТ 25100-95 согласно табл. 1.3.

Таблица 1.3

Льдистость за счет видимых ледяных включений

Разновидность грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений, доли единиц	
	Скальные и полускальные	Дисперсные
Слабольшедистый	< 0,01	< 0,02
Льдистый	0,01–0,05	0,20–0,40
Сильнольдистый	> 0,05	0,40–0,60
Очень сильнольдистый	–	0,60–0,90

**Показатель относительного сжатия** мерзлого грунта при переходе его в оттаявшее состояние используется с целью сопоставления сжимаемости грунтов сетчатой и слоистой текстуры, при выборе строительных площадок. Вычисляется по формуле

$$h = \delta (1,1W_c - W_r) / \delta (1,1W_c - W_r) \rho_w. \quad (1.12)$$

## 1.2. Теплофизические свойства грунтов

В табл. 1.4 отражены основные теплофизические характеристики горных пород.

Таблица 1.4

Расчетные значения теплофизических характеристик талых и мерзлых грунтов

Объемный вес скелета грунта $\rho_{ск.т}$ $\rho_{ск.м}$ , гс/м <sup>3</sup>	Суммарная влажность грунта $W_c$ , доли единиц	Коэффициент теплопроводности грунта, Вт/(м· К)								Объемная теплоемкость грунта	
		Песок		Супесь		Суглинок и глина		Торф		Дж/(м <sup>3</sup> · К)	
		$\lambda_t$	$\lambda_m$	$\lambda_t$	$\lambda_m$	$\lambda_t$	$\lambda_m$	$\lambda_t$	$\lambda_m$	$C_t$	$C_m$
0.1	9	–	–	–	–	–	–	0,7	1,15	950	550
0.1	6	–	–	–	–	–	–	0,35	0,6	650	400
0.1	4	–	–	–	–	–	–	0,2	0,35	450	300

0.1	2	–	–	–	–	–	–	0,1	0,2	250	200
0.2	4	–	–	–	–	–	–	0,7	1,15	900	570
0.2	2	–	–	–	–	–	–	0,2	0,45	500	350
0.3	3	–	–	–	–	–	–	0,8	1,2	990	570
0.3	2	–	–	–	–	–	–	0,35	0,6	750	500
0.4	2	–	–	–	1,8	–	1,8	0,8	1,2	900	650
0.7	1	–	–	–	1,8	–	1,75	–	–	855	500
1	0.6	–	–	–	1,75	–	1,65	–	–	820	520
1.2	0,4	–	–	–	1,65	1,35	1,55	–	–	740	505
1.4	0,35	–	–	1,55	1,6	1,35	1,45	–	–	800	560
1.4	0,3	–	–	1,5	1,55	1,25	1,35	–	–	720	520
1.4	0,25	1,65	1,85	1,35	1,45	1,15	1,3	–	–	660	490
1.4	0,2	1,35	1,6	1,15	1,3	0,95	1,05	–	–	590	450
1.4	0,15	1,2	1,4	0,95	1,1	0,75	0,85	–	–	520	420
1.4	0,1	0,95	1,1	0,8	0,9	0,6	0,65	–	–	450	415
1.4	0,05	0,65	0,7	0,55	0,6	0,4	0,45	–	–	380	350
1.6	0,3	–	–	1,6	1,7	1,45	1,55	–	–	835	590
1.6	0,25	2,15	2,35	1,55	1,65	1,3	1,45	–	–	750	560
1.6	0,2	1,85	2,05	1,4	1,5	1,15	1,3	–	–	670	510
1.6	0,15	1,55	1,75	1,25	1,35	0,95	1,05	–	–	590	480
1.6	0,1	1,25	1,4	1	1,1	0,75	0,8	–	–	515	430
1.6	0,05	0,9	0,95	0,7	0,75	0,5	0,55	–	–	435	400
1.8	0,2	2,3	2,45	1,6	1,7	1,35	1,55	–	–	755	575
1.8	0,15	1,95	2,25	1,45	1,55	1,2	1,35	–	–	660	540
1.8	0,1	1,7	1,9	1,25	1,35	0,9	1,05	–	–	575	485
1.8	0,05	1,25	1,3	0,85	0,85	0,6	0,65	–	–	485	450
2	0,1	2,35	2,5	1,5	1,6	1,1	1,2	–	–	640	540
2	0,05	1,8	1,85	–	–	–	–	–	–	540	500

Обозначения:  $\lambda_T, \lambda_M$  – коэффициент теплопроводности талого и мерзлого грунта соответственно,

$C_T, C_M$  – объемная теплоемкость талого и мерзлого грунта соответственно.

$\rho_{ск.Т}, \rho_{ск.М}$  – объемный вес скелета грунта в талом и мерзлом состоянии соответственно.

Примечания:

1. Значения теплофизических характеристик крупнообломочных грунтов допускается определять по настоящей таблице, как для песков.

2. Значения теплофизических характеристик засоленных грунтов допускается определять по настоящей таблице без учета засоленности:

– коэффициент теплопроводности  $\lambda$ , характеризующий степень проводимости тепла горной породой, Вт/(м·К);

– объемная теплоемкость  $C$ , характеризующая интенсивность изменения температуры породы при ее нагревании или охлаждении, Дж/(м·К).

Расчетные значения теплофизических характеристик грунтов определяются по табл. 1.4 в зависимости от объемного веса скелета грунта, суммарной влажности и вида грунта.

### 1.3. Механические свойства мерзлых грунтов

Для мерзлых грунтов основное определяющее значение в прочностных свойствах имеет сцепление упорядочения, обусловленное цементационным действием льда и наличием незамерзшей воды.

Лед обладает резко выраженными реологическими свойствами, к которым относятся ползучесть, релаксация, изменение прочности во времени. Силы сцепления в мерзлом грунте не остаются постоянными, а изменяются во времени под влиянием приложенной нагрузки:  $C = f(T, t^\circ, p)$ .

Сцепление в мерзлом грунте может быть определено при помощи шарикового штампа по формуле

$$C_T = 0,18p / \pi D S_T, \quad (1.13)$$

где  $p$  – нагрузка шарикового штампа, кг с/см<sup>2</sup>;

$D$  – диаметр шарикового штампа, см;

$S_T$  – величина осадки шарикового штампа в различные промежутки времени.

Индекс «т» указывает, что  $C_T$  и  $S_T$  изменяются во времени. При приложении нагрузки в течение 5–10 с вычисляемое по формуле (1.13) сцепление будет мгновенным. Длительное сцепление  $C_{дл}$  можно определить по формуле

$$C_{дл} = 0.8C_8, \quad (1.14)$$

где  $C_8$  – сцепление при 8-часовом действии нагрузки.

В связи с тем что величина сцепления мерзлых грунтов под действием нагрузки изменяется с течением времени, при оценке мерзлых грунтов различают мгновенную прочность, которая измеряется десятками и сотнями кг с/см<sup>2</sup> и близка к прочности бетона, и длительную прочность, которая в несколько раз меньше предела прочности при мгновенной нагрузке.

Под предельно длительной прочностью понимается такое максимальное напряжение в грунте, при котором не возникает незатухающих деформаций ползучести в грунте. Предельную нагрузку, которую безопасно приложить к мерзлым грунтам, можно определить по формуле

$$R''=5,7C_{\text{дл}} + \rho H_{\text{ф}}, \quad (1.15)$$

где  $C_{\text{дл}}$  – предельно длительное сцепление грунта, кг с/см<sup>2</sup>;

$\rho$  – объемная масса грунта, г/см<sup>3</sup>;

$H_{\text{ф}}$  – глубина наложения фундамента, м.

$R$  – расчетное давление на мерзлый грунт, характеризующее предельно длительное сопротивление грунта под подошвой фундамента или торцом сваи, по табл. 1.5–1.12. Как видно из таблиц, значение  $R$  зависит от вида и температуры грунта, а также от льдистости за счет включений  $L_{\text{в}}$

Таблица 1.5

## Расчетные давления на мерзлые грунты R под нижним концом свай

Грунты	Глубина погружения свай, м	Расчетные давления свай R, кг/см <sup>2</sup> при температуре, °С											
		-0,3	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3	-3,5	-4	-6	-8	-10
При льдистости грунтов $L_B < 0,2$													
1. Крупнообломочные	При любой глубине	25	30	35	40	43	45	48	53	58	63	68	73
2. Пески крупные и средней крупности	То же	15	18	21	24	25	27	28	31	34	37	46	55
3. Пески мелкие и пылеватые	3–5	8,5	13	14	15	17	19	19	20	21	26	30	35
	10	10	15,5	16,5	17,5	20	21	22	23	25	30	35	40
	15 и более	11	17	18	19	22	23	24	25	27	33	38	43
4. Супеси	3–5	7,5	8,5	11	12	13	14	15	17	18	23	27	30
	10	8,5	9,5	12,5	13,5	14,5	16	17	19	20	26	30	35
	15 и более	9,5	10,5	14	15	16	18	19	21	22	29	34	39
5. Суглинки и глины	3–5	6,5	7,5	8,5	9,5	11	12	13	14	15	18	23	28
	10	8	8,5	9,5	11	12,5	13,5	14,5	16	17	20	26	30
	15 и более	9	9,5	11	12,5	14	15	16	18	19	22	29	35
При льдистости грунтов $0,2 \geq L_B \geq 0,4$													
6. Все виды грунтов, указанные в п. 1–5	3–5	4	5	6	7,5	8,5	9,5	10	11	11,5	15	16	17
	10	4,5	5,5	7	8	9	10	10,5	11,5	12,5	16	17	18
	15 и более	5,5	6	7,5	8,5	9,5	10,5	11	13	13,5	17	18	19

Расчетные давления на мерзлые грунты под подошвой столбчатого фундамента

Грунты	Расчетные давления R, кгс/см <sup>2</sup> при температуре грунта, °С											
	-0,3	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3,0	-3,5	-4	-6	-8	-10
При льдистости грунтов $L_b < 0,2$												
1. Крупнообломочные и средней крупности	5,5	9,5	12,5	14,5	16	18	19,5	20	22	26	29,5	33
2. Пески мелкие и пылеватые	4,5	7	9	11	13	14	16	17	18	22	25,5	28,5
3. Супеси	3	5	7	8	10,5	11,5	13	14	15	19	22,5	25
4. Суглинки и глины	2,5	4,5	5,5	6,5	8	9	10	11	12	15,5	19	22
При льдистости грунтов $L_b \geq 0,2$												
5. Все виды грунтов, указанные в п.1–4	2	3	4	5	6	7	7,5	8,5	9,5	12,5	15,5	17,5

Таблица 1.7

Расчетные давления на мерзлые засоленные грунты R  
под нижним концом свай

Засоленность грунта z, %	Расчетные давления R, кгс/см <sup>2</sup> при температуре, °C											
	-1			-2			-3			-4		
	Глубина заложения свай, м											
	3-5	10	15 и более	3-5	10	15 и более	3-5	10	15 и более	3-5	10	15 и более
Пески мелкие и средние												
0,1	5	6	8,5	6,5	8,5	9,5	8	9,5	10,5	9	11,5	12,5
0,2	1,5	2,5	3,5	2,5	3,5	4,5	3,5	4,5	6	5	6	7,5
0,3	–	–	–	1,5	2	3	2,5	3,5	4,5	3,5	4,5	5,5
0,5	–	–	–	–	–	–	1,5	2	3	2,5	3	4
Супеси												
0,15	5,5	6,5	7,5	8	9,5	10,5	10,5	12	13,5	13,5	15,5	17
0,3	3	3,5	4,5	5,5	6,5	8	7,5	9	10,5	10	11,5	13
0,5	–	–	–	3	3,5	4,5	4,5	5,5	6,5	6,5	7,5	9
1	–	–	–	–	–	–	2	2,5	3,5	3,5	4,5	5,5
Суглинки												
0,2	4,5	5	6,5	7	8	9,5	9,5	10,5	12	11,5	13	14
0,5	1,5	2,5	4,5	3,5	4,5	5,5	5,5	6,5	7,5	7,5	8,5	10
0,75	–	–	–	2	2,5	3,5	3,5	4,5	5,5	5	6	7,5
1	–	–	–	1,5	2	3	3	3,5	4,5	4	5	6,5

Примечания:

1. Приведенные значения R даны для засоленных мерзлых грунтов при их льдистости за счет включений  $L_B \leq 0,2$ .

2. Значения R под подошвой столбчатого фундамента допускается принимать по настоящей таблице, как для свай глубиной погружения 3–5 м.

Таблица 1.8

Расчетные сопротивления мерзлых грунтов и грунтовых растворов  
сдвигу по поверхности смерзания  $R_{см}$

Грунты	Расчетные сопротивления $R_{см}$ , кгс/см <sup>2</sup> при температуре грунта, °C											
	-0,3	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3	-3,5	-4	-6	-8	-10
Песчаные	0,5	0,8	1,3	1,6	2	2,3	2,6	2,9	3,3	3,8	4,4	5
Глинистые	0,4	0,6	1	1,3	1,5	1,8	2	2,3	2,5	3	3,4	3,8

Таблица 1.9

Расчетные сопротивления мерзлых грунтов сдвигу по грунту  
или грунтовому раствору  $R_{сд}$

Грунты	Расчетные сопротивления $R_{сд}$ , кгс/см <sup>2</sup> при температуре грунта, °C											
	-0,3	-0,5	-1	-1,5	-2	-2,5	-3	-3,5	-4	-6	-8	-10
Песчаные	0,8	1,2	1,7	2,1	2,4	2,7	3	3,2	3,4	4,2	4,8	5,4
Глинистые	0,5	0,8	1,2	1,5	1,7	1,9	2,1	2,3	2,5	3	3,4	3,8

Таблица 1.10

Расчетные сопротивления мерзлых засоленных грунтов сдвигу  
по поверхностям смерзания  $R_{см}$

Засоленность грунта Z, %	Расчетные сопротивления $R_{см}$ , кгс/см <sup>2</sup> при температуре, °С			
	-1	-2	-3	-4
Пески мелкие и средние				
0,1	0,7	1,1	1,5	1,9
0,2	0,5	0,8	1,1	1,4
0,3	0,4	0,7	0,9	1,2
0,5	–	0,5	0,8	1
Супеси				
0,15	0,8	1,2	1,6	2,1
0,3	0,6	0,9	1,3	1,7
0,5	0,3	0,6	1	1,3
1	–	–	0,5	0,8
Суглинки				
0,2	0,6	1	1,3	1,8
0,5	0,3	0,5	0,9	1,2
0,75	0,25	0,45	0,8	1,1
1	0,2	0,4	0,7	1

Таблица 1.11

Расчетные давления на лед R под нижним концом свай  
и расчетные сопротивления льда сдвигу по поверхности смерзания  
с грунтовым раствором  $R_{сд.п.г.}$

Температура льда, °С	Расчетные давления, кгс/см <sup>2</sup>	
	R	$R_{сд. п.г.}$
-1	0,5	0,2
-1,5	1	0,3
-2	1,4	0,35
-2,5	1,98	0,45
-3	2,3	0,5
-3,5	2,6	0,6
-4	2,3	0,65

Таблица 1.12.

Расчетные давления на мерзлые грунты R и сопротивления  
сдвигу  $R_{см}$  мерзлых грунтов, с примесью растительных остатков  
и заторфованных

Грунты	Значения R и $R_{см}$ , кгс/см <sup>2</sup> при температуре грунта, °С						
	Расчетные давления на мерзлые грунты R под подошвой столбчатого фундамента и нижним концом свай						
Песчаные:							
0,03 < q ≤ 0,1	2,5	5,5	9	12	15	17	19
0,1 < q ≤ 0,25	1,9	4,3	6	8,6	10	11,5	13
0,25 < q ≤ 0,6	1,3	3,1	4,6	6,5	7,5	8,5	9,7

Глинистые: $0,05 < q \leq 0,1$	2	4,8	7	10	11,6	13,3	15
$0,1 < q \leq 0,25$	1,5	3,5	5,4	7	8,2	9,4	10,5
$0,25 < q \leq 0,6$	1	2,8	4,3	5,7	6,7	7,6	8,6
Торф	0,6	2	3,2	4,5	5,2	5,9	6,7
Расчетные сопротивления мерзлых грунтов сдвигу по поверхности смерзания $R_{см}$							
Песчаные: $0,03 < q \leq 0,1$	0,9	1,3	1,6	2,1	2,5	2,8	3,2
$0,1 < q \leq 0,25$	0,5	0,9	1,2	1,6	1,85	2,1	2,4
$0,25 < q \leq 0,6$	0,35	0,7	0,95	1,3	1,5	1,7	1,95
Глинистые: $0,05 < q \leq 0,1$	0,6	1	1,3	1,8	2,1	2,4	2,7
$0,1 < q \leq 0,25$	0,35	0,6	0,9	1,2	1,4	1,6	1,8
$0,25 < q \leq 0,6$	0,25	0,5	0,8	1,05	1,25	1,4	1,6

Таблица 1.13

## Показатели физико-механических свойств мерзлых пород

№ вариантов	Описание пород	Температура грунта $t$ , °C	Плотность $\gamma_s$ , г/см <sup>3</sup>	Объемная масса $\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	Пластичность		Суммарная влажность $W_c$
					Верхний предел, $W_L$	Нижний предел, $W_p$	
1	Игарские ленточные глины	-0,5	2,77	1,87	0,58	0,29	0,34
2	Салехардские глины слоистой текстуры	-0,5	2,71	1,65	0,47	0,27	0,45
3	Воркутинские глины массивной текстуры	-0,6	2,65	1,85	0,28	0,10	0,28
4	Игарские суглинки массивной текстуры	-1,0	2,77	1,82	0,39	0,22	0,33
5	Надымские озерно-аллювиальные пески массивной текстуры	-2,0	2,65	2,00	–	–	0,20
6	Игарские глины сетчатой текстуры	-1,5	2,77	1,71	0,46	0,13	0,40
7	Игарские глины слоистой текстуры	-0,5	2,78	1,63	0,41	0,21	0,55
8	Игарская озерно-ледниковая супесь	-0,9	2,79	1,96	0,21	0,15	0,25
9	Надымские морские суглинки	-1	–	1,94	0,29	0,15	0,23
10	Надымские суглинки массивной текстуры	-1,5	2,70	1,84	0,29	0,16	0,31

Примечание: температура мерзлого грунта приведена на верхней границе многолетнемерзлых пород.

## Задачи

1\*. Вычислить следующие физические свойства мерзлых пород: влажность за счет включений  $W_B$  и льда-цемента  $W_{Ц}$ , количество незамерзшей воды  $W_H$ , льдистость за счет льда-цемента  $L_{Ц}$ , льдистость за счет включений  $L_B$ , степень заполнения пор мерзлого грунта льдом и незамерзшей водой  $G$ , показатель относительного сжатия  $h$ .

2\*. Определить коэффициенты теплопроводности  $\lambda_t$ ,  $\lambda_m$  и объемную теплоемкость  $C_t$ ,  $C_m$  – для мерзлых и талых грунтов.

3\*. Выбрать нормативное сопротивление мерзлых грунтов вертикальной нагрузке  $R$ .

---

\* Здесь и далее звездочка поставлена у номеров тех задач, которые предназначены для самостоятельной работы. Исходные данные для решения взять из таблицы фактического материала (табл. 1.13) по вариантам.

## ТЕМА 2. ОБРАБОТКА ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ

### 2.1. Теоретические положения

Изучение температурного режима земной коры имеет большое прикладное значение, так как позволяет решать ряд вопросов, связанных с формированием и распространением термальных вод, изучением зоны многолетней мерзлоты. В наибольшей степени от температуры зависит химический и газовый состав природных вод. Проведение термометрических наблюдений позволяет определить глубину зоны активной циркуляции подземных вод, расшифровать генезис воды, выявить зону разгрузки глубинных термальных вод, определить глубину сезонного промерзания и, соответственно, летнего оттаивания мерзлых пород. Термометрические наблюдения имеют большое значение при поисках и разведке подземных вод в зоне мерзлоты.

Термометрические наблюдения проводятся путем регулярных режимных замеров температур в специальных скважинах. Скважины, предназначенные для наблюдений, по окончании бурения некоторое время «выстаиваются» для установления в них естественного температурного поля. Устье скважин специально оборудуется, закрывается крышкой и обкладывается теплоизоляционным материалом для устранения влияния внешних факторов. При замерах температуры в скважину опускаются термометры или специальные датчики, которые соединяются в единую систему в виде так называемых «кос», где термометры или датчики располагаются через определенные интервалы (0,3; 0,5; 1; 2 м и т. д.), зависящие от степени детальности исследований. Замеры температуры снимаются 10, 5, 3 раза в месяц, частота замеров определяется устойчивостью температурного режима. Чем устойчивее температурный режим исследуемой местности, тем реже производятся замеры, и наоборот. Фактический материал, полученный при наблюдениях, подвергается графической обработке.

В верхних слоях земной коры по особенностям температурного режима выделяются три зоны: 1 – верхняя (внешняя) геотермозона; 2 – зона постоянных температур; 3 – внутренняя геотермозона.

Температурное поле верхней зоны формируется под влиянием солнечной радиации. В пределах этой зоны выделяются слои суточных, сезонных и годовых колебаний температуры. Суточные колебания температуры наблюдаются до глубины 2 м (в среднем не более 1 м), сезонные температурные изменения распространяются до глубины 8–10 м, а годовые температурные изменения прослеживаются до глубины 15–30 м. Приведенные цифры относятся к наблюдениям на континентах; в морях и океанах колебания температур распространяются на большую величину.

Для каждого из описанных видов колебаний за наблюдаемый период (сутки, сезон, год) отмечается один минимум и один максимум. Разница между ми-

нимальной и максимальной температурой называется *амплитудой колебаний*  $A_k$ , а время  $T$  между наступлениями максимума и минимума называется *периодом температурной волны*.

В режиме внешней зоны отмечены следующие закономерности:

- 1) амплитуды колебаний температур с глубиной уменьшаются, достигая на определенной глубине величины, близкой к нулю;
- 2) период температурной волны с глубиной не изменяется;
- 3) наступление максимальных и минимальных температур с глубиной во времени постоянно запаздывает.

*Пояс постоянных температур* отмечается на глубине, где амплитуда колебаний годовых температур практически приближается к нулю. Температура пояса постоянных температур обычно близка к среднегодовой температуре на поверхности и колеблется на территории бывшего СССР в пределах от  $-13^{\circ}\text{C}$  (Таймыр) до  $+20^{\circ}\text{C}$  (пустыни Средней Азии).

*Внутренняя геотермозона*, располагающаяся ниже пояса постоянных температур, характеризуется постоянным нарастанием температур с глубиной. Это происходит под влиянием внутреннего тепла Земли. Термический режим внутренней зоны в отдельных районах зависит от геологической структуры и тектонических особенностей, тепловых свойств пород, истории геологического развития региона и гидрогеологических условий.

Изменение температуры с глубиной характеризуется величиной *геотермического градиента*, под которой понимают повышение температуры в градусах при углублении на каждые 100 м, считая от пояса постоянных годовых температур. Величина, обратная геотермическому градиенту, называется *геотермической ступенью*.

*Геотермическая ступень* – это величина углубления по вертикали в метрах, при которой температура повышается на  $1^{\circ}\text{C}$ . Средняя величина геотермической ступени принята равной  $33 \text{ м}/^{\circ}\text{C}$ , но практически ее значение колеблется от 1 до  $200 \text{ м}/^{\circ}\text{C}$ , изменяясь в зависимости от геологических и гидрогеологических условий рассматриваемого региона. Величина геотермического градиента изменяется от  $0,6\text{--}0,8^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$  до  $20^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ . Геотермическая ступень определяется по следующей формуле:

$$\Psi = H - h / T - t, \quad (2.1)$$

где  $\Psi$  – геотермическая ступень  $1 \text{ м}/1^{\circ}\text{C}$ ;

$H$  – глубина замера температуры, м;

$h$  – глубина слоя постоянной годовой температуры, м;

$T$  – температура на глубине  $H$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$t$  – среднегодовая температура воздуха на поверхности Земли,  $^{\circ}\text{C}$ .

## 2.2. Обработка термометрических наблюдений

Результаты термометрических определений сводятся в специальные таблицы, которые входят в ежегодники режимных наблюдений и, как правило, обрабатываются графическими методами. Наиболее распространенными методами являются графики колебания температур на разных глубинах, графики термоизоплет и графики, позволяющие определить глубину пояса постоянных температур.

По графикам колебаний температур определяются изменение амплитуды колебаний температур на разных глубинах, период температурной волны, глубина распространения зоны колебания температур (рис. 2.1).

Как видно на графике, по оси абсцисс откладывается время наблюдения, а по оси ординат – замеренные (или средние за период наблюдений) температуры. Для представления о распределении температуры горных пород на глубину в течение определенного периода строится график термоизоплет.

*Термоизоплеты* – линии равных температур для различных глубин горных пород, составляемые для определенного периода времени (обычно на год). Для построения термоизоплет по оси ординат откладывают глубины замера температур, по оси абсцисс – периоды времени. На узлы полученной сетки наносятся данные по наблюдениям за температурой на соответствующих глубинах и в соответствующее время года (рис. 2.2). Термоизоплеты строятся методом интерполяции по нанесенным на сетку величинам через 0,5; 1,0; 2,0 градуса (в зависимости от амплитуды колебаний температур). Линия, соединяющая точки перегиба термоизоплет, проведенная от точки наименьшей температуры на поверхности к такой же точке на глубине, показывает ход зимнего охлаждения почвы. Аналогичная кривая, проведенная через точки наибольшей температуры на поверхности и на глубине, показывает ход летнего прогревания. Расстояние по оси абсцисс между этими линиями для каждой глубины характеризует продолжительность периода температурной волны.

По графику термоизоплет устанавливаются сроки промерзания верхнего слоя грунта, его мощность, что позволяет выделить периоды возможного инфильтрационного питания. Графическим методом можно также определить зону постоянных годовых температур.

В основе построения графика, предложенного А. Н. Огильви, лежит закономерность уменьшения амплитуд колебаний температур с глубиной (точки, соответствующие логарифмам амплитуд температур на разных глубинах, ложатся на одну прямую линию) (рис. 2.3). Для построения графика А. Н. Огильви необходимо знать амплитуды колебаний температур минимум в трех точках. Величины логарифмов амплитуд колебаний температур откладываются по оси ординат, а по оси абсцисс откладываются соответствующие глубины. Прямая, проведенная через точки графика, в месте пересечений с осью абсцисс определяет глубину залегания пояса постоянных температур.

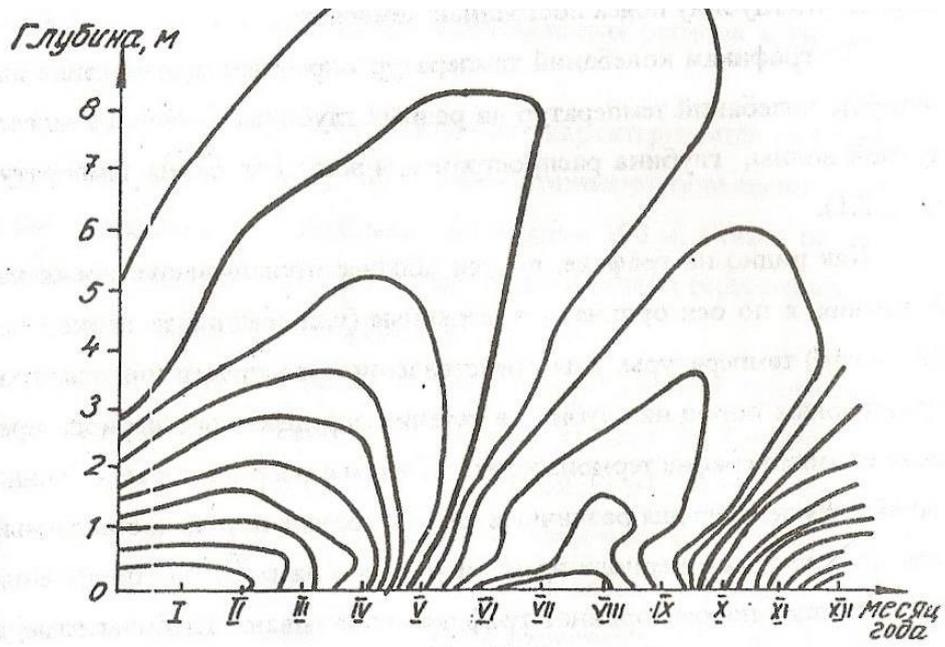


Рис. 2.1.

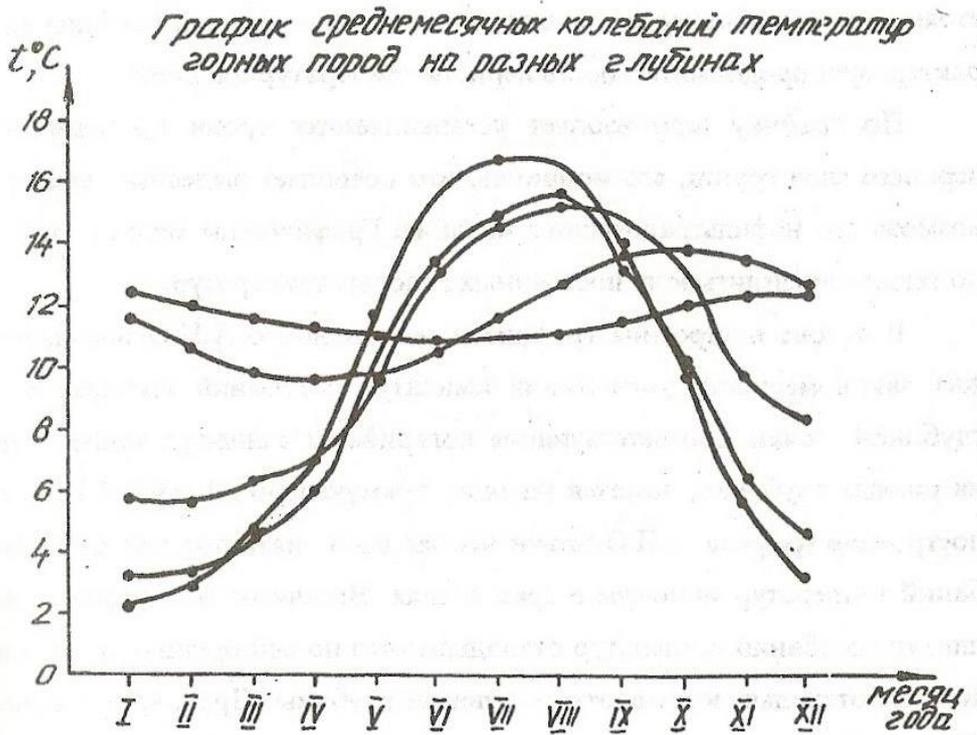


Рис. 2.2

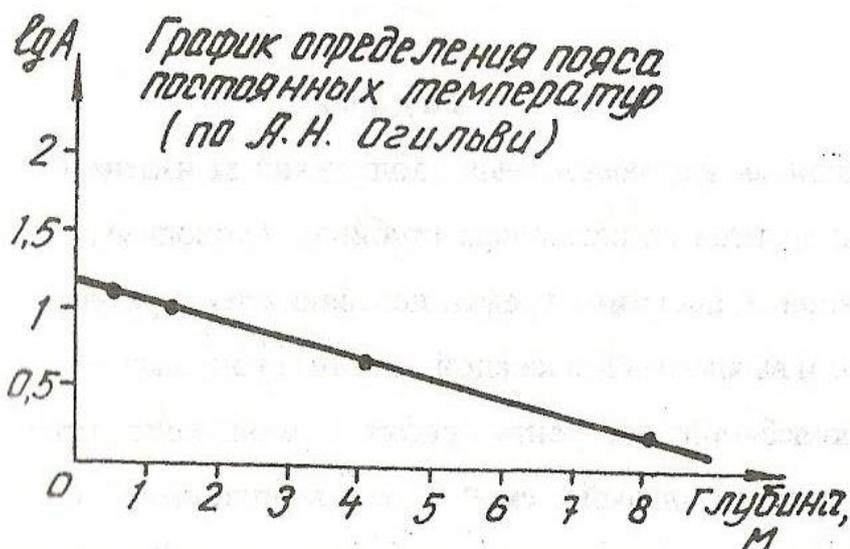


Рис. 2.3

### 2.3. Задания по построению графиков колебаний температур, карт термоизоплет и графика А. Н. Огильви

Задача: по данным круглосуточных наблюдений за изменением температур почв и грунтов на различных глубинах, проводимых термометрической станцией, построить график колебаний температур на глубинах 1, 5, 7, 11 м и вычислить для каждой из этих глубин амплитуду и период годовых колебаний; построить график термоизоплет через 1 градус (масштаб горизонтальный 1:100 (1 см = 1 мес.), вертикальный 1:200) и охарактеризовать распределение температур с глубиной; определить глубину залегания пояса постоянных годовых температур (по методу А. Н. Огильви).

Таблица 2.1

Вариант 1

Глубина, м	Температуры по скважинам термометрической станции, °С											
	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	4	6	9,5	12	14	16	17	15	12	10	7,5	5
1	5	5	7,0	10	12	14	16	16,5	14,2	12	10	8
3	8	7,7	7,7	9	10,3	12	13	14	14,3	13,5	12	10
5	10	9,7	9,8	9,9	9,8	11	12	13	13,5	13	12,5	11,5
7	11	10,5	10,2	10,3	10,3	10,5	11	12	12,3	12,3	12,3	11,6
9	11	10,8	10,5	10,5	10,2	10,5	11,7	11,2	11,3	11,4	11,6	11,6
10	11	11	11	11	10,9	10,7	10,9	11	11,1	11,2	11,3	11

Вариант 2

Глубина, м	Температуры по скважинам термометрической станции, °С											
	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	-3,7	-4,6	-7,0	-7,8	-4,5	-1,6	+0,6	+4,5	+6,7	+0,8	-0,6	-1,5
2	-0,9	-2,6	-3,9	-5,0	-4,7	-2,5	-1,5	-0,7	+0,6	-0,5	-0,4	-0,3
3	-1,0	-1,4	-2,5	-3,3	-4,3	-3,3	-2,0	-1,5	-1,0	-1,2	-1,1	-0,9
4	-1,2	-1,8	-1,7	-1,9	-3,0	-2,8	-2,2	-1,9	-1,7	-1,8	-1,5	-1,3
5	-1,5	-1,4	-1,5	-2,0	-2,2	-2,3	-2,4	-2,1	-1,8	-1,9	-1,8	-1,6
6	-1,7	-1,6	-1,1	-1,9	-2,1	-2,2	-2,4	-2,3	-2,0	-2,1	-2,0	-1,8
7	-1,8	-1,7	-1,1	-1,7	-1,9	-2,0	-2,2	-2,4	-2,2	-2,1	-2,0	-1,9
8	-1,9	-1,9	-1,7	-1,7	-1,8	-1,9	-2,1	-2,3	-2,3	-2,0	-2,0	-1,9
9	-2,0	-1,9	-1,9	-1,9	-1,9	-1,9	-2,0	-2,1	-2,2	-2,0	-2,0	-2,0
10	-2,0	-2,0	-1,9	-1,9	-1,9	-1,9	-2,0	-2,0	-2,0	-2,0	-2,0	-2,0

Вариант 3

(Графики колебаний температур построить на глубинах 0,5; 1,3; 4,2 и 8,1 м)

Глубина, м	Температуры по скважинам термометрической станции, °С											
	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,0	2,3	2,9	4,7	6,9	11,9	15,8	16,8	16,6	14,0	9,9	5,6	3,3
0,5	3,1	3,1	4,4	6,0	10,1	13,7	14,8	15,6	13,1	10,1	6,4	4,5
1,3	5,9	5,7	6,3	7,0	9,9	13,1	14,8	15,2	14,9	13,1	9,9	8,3
4,2	11,6	10,6	9,9	9,6	9,8	10,6	11,8	12,9	13,7	13,9	13,6	12,7
8,1	12,3	12,0	11,7	11,4	11,0	10,9	11,0	11,3	11,7	12,0	12,3	12,4

### ТЕМА 3. ГЛУБИНА ЗАЛОЖЕНИЯ ФУНДАМЕНТА. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НОРМАТИВНОЙ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ

При расчете конструкций инженерных коммуникаций (как, впрочем, и при расчете любых сооружений) на вечномерзлых грунтах необходимо знать глубину залегания верхней границы вечномерзлой толщи грунтов (ВГМ), т. е. величину  $H_T$  (рис. 3.1). Она определяется расчетным путем на момент максимального оттаивания с поверхности (сентябрь, а в южных районах области вечномерзлых грунтов начало октября) в наиболее теплое лето на срок 10–15 лет. Расчет ведется с помощью карт, приведенных на рис. 3.1–3.3, по формуле

$$H_T = k_w S, \quad (3.1)$$

где  $S$  – глубина оттаивания грунта, взятая по соответствующей карте для данного географического пункта. Карты даются различные – для глинистых и песчаных грунтов при определенной их влажности (15 % для глинистых и 5 % для песчаных), поэтому для перехода на фактическую влажность грунтов в рассматриваемом месте в формулу (3.1) введен коэффициент  $k_w$ , который берется из графика, указанного на картах.

Глубина сезонного оттаивания органических грунтов (торфов и мохорастительного слоя) определяется по карте, приведенной на рис. 3.1. Глубина оттаивания торфяного грунта почти не изменяется при любом увеличении влажности свыше 70–100 %. Влажность же торфяных слоев в области вечномерзлых грунтов, как правило, превышает эти значения, поэтому здесь отпадает необходимость перехода от одной влажности к другой. Влажность грунтов в данном случае просто не учитывается.

Когда требуется определить положение ВГМ в грунтах, состоящих из различных слоев, следует пользоваться методом эквивалентного слоя и расчет вести по формулам:

*для двухслойной толщи*

$$S_2 = S_2 - S_2/S_1 h_1 + h_1; \quad (3.2)$$

*для трехслойной толщи*

$$S_3 = S_3 - S_2/S_1 h_1 - S_3/S_2 h_2 + h_2 \text{ и т. д.} \quad (3.3)$$

Глубины сезонного оттаивания грунта каждого слоя ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$  и т. д.) определяются по картам с поправкой на влажность по формуле (3.1);  $h_1$ ,  $h_2$ ,  $h_3$  – мощности слоев. Если рассчитывается глубина протаивания песчаного слоя, подстилаемого глинистым грунтом, то вместо карты, данной на рис. 3.1, следует пользоваться картой, учитывающей изменение теплооттока в нижележащие слои глинистого мерзлого грунта (рис. 3.3). Поправку на влажность в этом случае берут с карты на рис. 3.2.

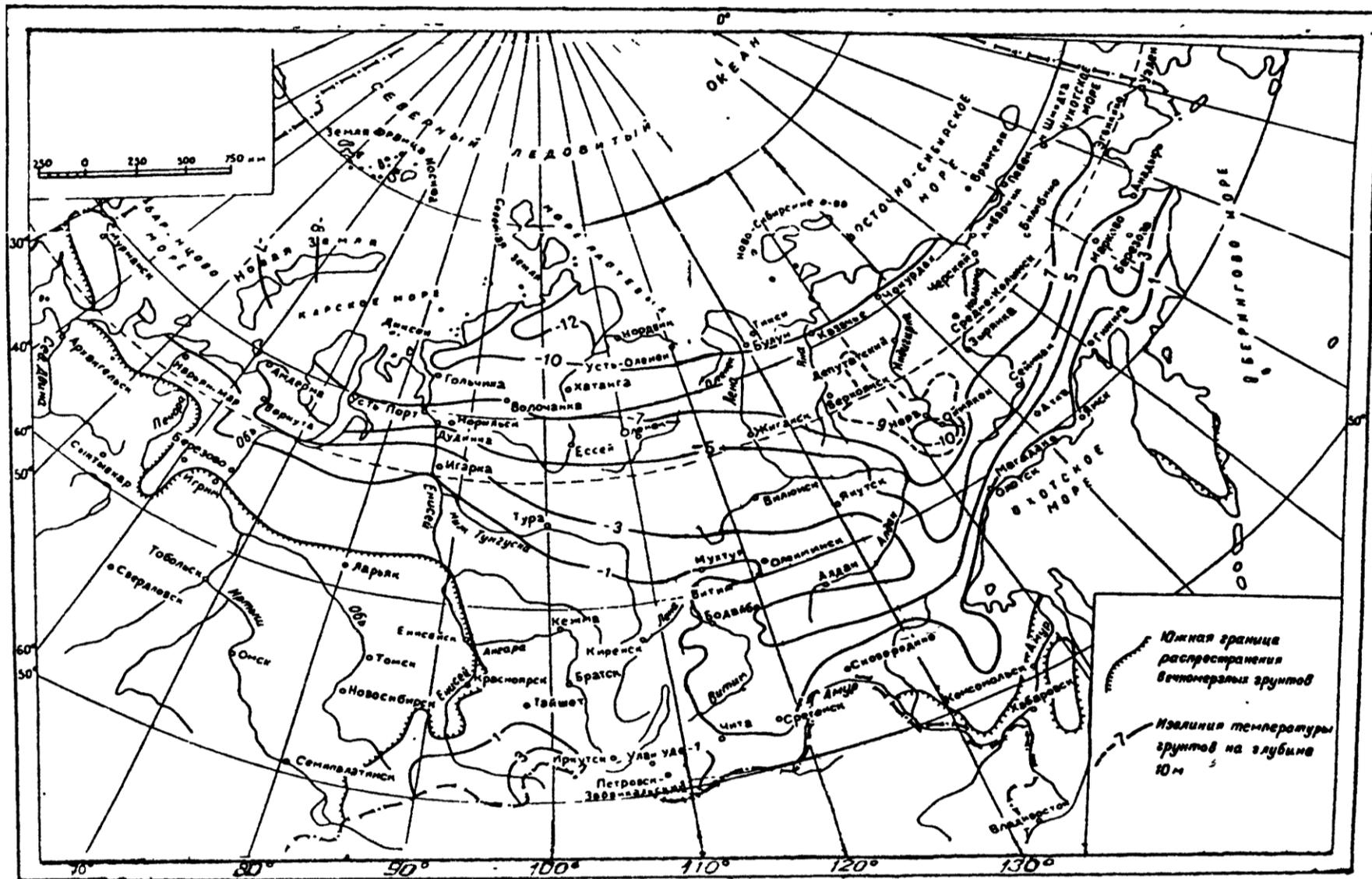


Рис. 3.1. Изолинии температуры грунта на глубине 10 м



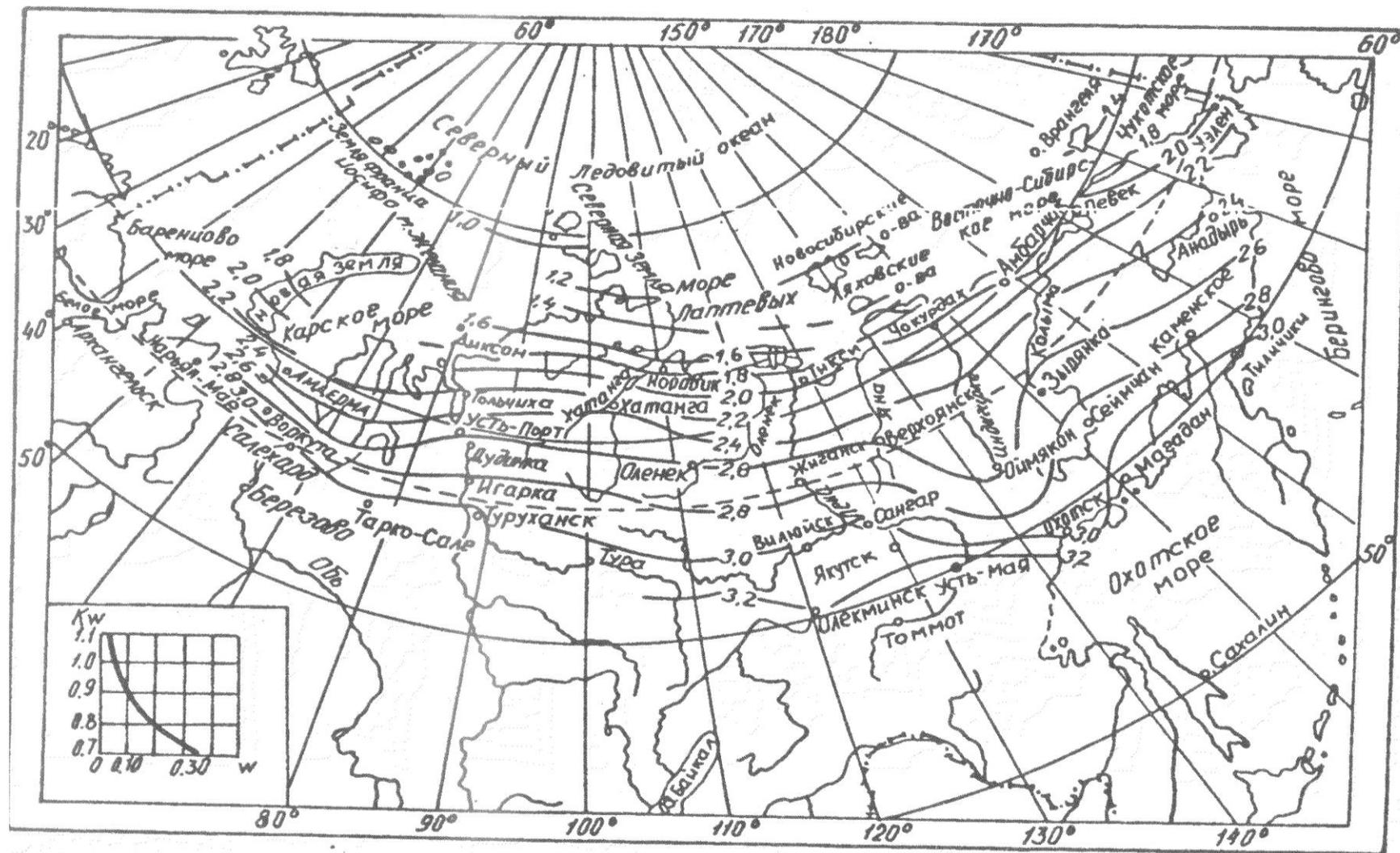


Рис. 3.3. Карта глубины сезонного оттаивания песчаных грунтов при влажности 5 %

Если рассчитывается конструкция с насыпями, например при обваловании трубопроводов или с пульсирующими опорами, то положение ВГМ под насыпями определяется с помощью формул (3.2) – (3.3). В процессе мерзлотно-грунтовых изысканий нельзя получить данные о влажности насыпей, поэтому она принимается как нормативная:

Нормативная влажность, %:

Гравийно-галечный и щебенистый грунт.....	5
Песок средней крупности.....	7
-"- мелкий.....	8
-"- пылеватый.....	10
Супесь легкая.....	10
-"- тяжелая.....	12
Суглинок легкий.....	13
-"- средний.....	15
-"- тяжелый.....	17

**Глубина промерзания** грунта с поверхности  $H_M$  на оголенных площадках (свободных от снега и со снятым растительным слоем) определяется по формуле

$$H_M = \sqrt{(-2\lambda_M t_B t_X) / \rho(W - W_H)\delta_M - 0,5C'_M t_B}, \quad (3.4)$$

где  $t_B$  – средняя температура воздуха за период промерзания грунта, °С;  
 $t_X$  – период промерзания, принимаемый равным периоду года с отрицательной среднемесячной температурой, ч;

$\rho = 80\,000$  ккал/кг – теплота льдообразования.

Остальные символы в формуле рассмотрены выше, причем  $W_H$  и  $C_M$  определяются при температуре  $0,5t_B$ . Плотность скелета мерзлого грунта следует брать в кг/м<sup>3</sup>. Если известны физические характеристики только талого грунта, то для расчета его промерзания по формуле (3.4) влажность следует увеличить на 20 %. Если надо знать, насколько промерзнет грунт, лежащий под слоем естественной теплоизоляции, например под слоем снега или торфа, то можно воспользоваться той же формулой (3.4), при этом из полученного значения следует вычесть толщину фиктивного слоя грунта  $h_{из}$ , т. е.

$$H^1 n = H_M - h_{из}, \quad (3.5)$$

где  $H^1 n$  – промерзание грунта, считая от дневной поверхности, м;

$$h_{из} - \text{фиктивный слой грунта: } h_{из} = \delta\lambda_M / \lambda; \quad (3.6)$$

$\delta$  – толщина слоя теплоизоляции, м;

$\lambda$  – коэффициент теплопроводности теплоизолирующего слоя, Вт/(м·К).  
 (значения его для расчета приведены ниже).

Коэффициент теплопроводности  $\lambda$ , Вт/(м· К):

Торф талый влажный.....	0,30
–"– мерзлый .....	0,45
Мох уплотненный талый.....	0,08
–"– мерзлый .....	0,22
Снег рыхлый .....	0,20
–"– плотный .....	0,50
Лед... ..	1,54

### Расчетная температура грунта

Температура грунта непрерывно изменяется по глубине и во времени. Она зависит от целого ряда факторов, из которых многие трудно поддаются учету. К последним, например, относятся: характер растительности, экспозиция склона по сторонам света, затененность, снеговой покров, характер самих грунтов, наличие надмерзлотных вод и др. Однако температура грунта как по величине, так и по характеру распределения сохраняется из года в год достаточно устойчиво, и решающее влияние здесь остается за температурой воздуха.

Температура грунта на разных глубинах и в различные периоды года может быть получена непосредственными измерениями в термоскважинах, которые закладываются в процессе изысканий. Но такой способ требует длительных наблюдений и значительных расходов, что не всегда оправданно. Полученные по одной-двум скважинам данные распространяются на большие площади и протяжения, значительно искажая действительность так, что расчетные данные о температуре грунта во многих случаях оказываются более надежными.

**Температура грунта вечномерзлой толщи** на любой глубине (до 10 м от поверхности) и на любой период года может быть определена по формуле

$$t_r = m t^{\circ} [1 - \exp(-z \sqrt{\pi C'_M / \lambda_M \tau r}) \cdot \cos(2\pi \tau / \pi r - z \sqrt{\pi C'_M / \lambda_M \tau r})], \quad (3.7)$$

где  $z$  – глубина, отсчитываемая от ВГМ, м;

$t_r$  – температура грунта на глубине  $z$ , град.

$\tau r$  – время, равное году (8760 ч);

$\tau$  – время, отсчитываемое вперед (через 1 января) от момента осеннего замерзания грунта до момента, для которого ведется отсчет температуры, ч;

$\exp x$  – экспонента (показательная функция  $\exp$  берется по таблицам);

$m$  – коэффициент, зависящий от периода года (для периода октябрь – май  $m = 1,5 - 0,05z$ , а для периода июнь – сентябрь  $m = 1$ ).

Самая низкая температура на заданной глубине будет тогда, когда косинус в формуле (3.7) станет равным  $-1$ , т. е. минимальная температура грунта за год на данной глубине составит

$$t_{\text{мин}} = (1,5 - 0,05z) t^{\circ} [1 + \exp(-z \sqrt{\pi C'_M / \lambda_M \tau})]. \quad (3.8)$$

Максимальная температура грунта на глубине  $z$  будет тогда, когда косинус примет значение, равное единице т. е.

$$t_{\text{макс}} = t^{\circ} [1 - \exp(-z \sqrt{\pi C'_M / \lambda_M \tau})]. \quad (3.9)$$

Во всех трех формулах значение объемной теплоемкости  $C^1_M$  следует рассчитывать для температуры грунта  $t^{\circ}$  по формуле

$$C^1_M = 1/W [C_M(W - W_B) + C_T W_H]. \quad (3.10)$$

**Температуру грунта в слое сезонного оттаивания** можно также определить расчетом, приняв во внимание, что изменение температуры в этом слое достаточно точно аппроксимируется линейной зависимостью при следующих температурных градиентах (табл. 3.1).

Рассчитав по одной из формул (3.8) – (3.9) температуру грунта на уровне ВГМ, т. е. положив в формулах  $Z=0$ , затем с помощью табл. 3.1 определяем температуру грунта на заданной глубине в слое сезонного оттаивания. В самых верхних слоях грунта, примерно до 1 м от поверхности, характер температурных колебаний очень сложен.

Таблица 3.1

Температурный градиент в слое сезонного оттаивания на глубине ниже 1 м от поверхности земли

Месяцы	Температурный градиент, °С/м	Месяцы	Температурный градиент, °С/м
Январь	-4	Июль	+1
Февраль	-4	Август	+3
Март	-4	Сентябрь	+3
Апрель	-2,5	Октябрь	-0,5
Май	+2	Ноябрь	-3
Июнь	+3	Декабрь	-4

*Примечание.* Знак градиента показан в направлении к дневной поверхности.

Чтобы получить расчетную температуру грунта в метровом слое от поверхности, можно поступить следующим образом. Вычислить температуру на глубине 1 м и температуру дневной поверхности грунта, а затем путем интерполяции по этим двум значениям определить температуру на заданной глубине.

Температуру на поверхности грунта  $t_{\text{п}}$  в холодный период года можно принимать равной температуре воздуха.

В летний период

$$t_{\text{п}} = 2 + 1,15 t_{\text{в}}, \quad (3.11)$$

где  $t_{\text{п}}$  – температура на поверхности, град.;

$t_{\text{в}}$  – температура воздуха, град.

*Температура грунта при несливающейся криолитозоне* рассчитывается иначе, чем при сливающейся. Практически можно считать, что температура на уровне ВГМ будет равна  $0^{\circ}\text{C}$  в течении всего года. Расчетную температуру грунта вечномерзлой толщи на заданной глубине можно определить интерполяцией, считая, что она меняется на глубине по линейному закону от  $t^{\circ}\text{C}$  на глубине 10 м до  $0^{\circ}\text{C}$  на глубине залегания ВГМ. Температуру в талом слое  $h_{\text{т}}$  можно принимать от  $0,5$  до  $1,5^{\circ}\text{C}$ .

В слое сезонного промерзания  $h_{\text{п}}$  температуру грунта можно вычислить так же, как для слоя сезонного оттаивания сливающейся криолитозоны, т. е. в слое  $h_{\text{п}} - 1$  м по температурному градиенту (табл. 3.1), считая температуру на глубине  $h_{\text{п}}$  равной  $0^{\circ}\text{C}$  в холодный период года и  $1^{\circ}\text{C}$  в летнее время. В верхнем метровом слое грунта температура определяется по интерполяции между температурой на глубине 1 м и температурой на поверхности.

### **Глубина заложения фундаментов. Определение нормативной глубины сезонного оттаивания и промерзания по СНиП**

При использовании мерзлых грунтов в основании сооружения рекомендуется применять свайные (при небольшой глубине промерзания/оттаивания) и сборные столбчатые фундаменты. Применение ленточных фундаментов и фундаментов в виде плит допускается для малоэтажных зданий, устраиваемых на подсыпках высотой не менее 1 м.

Глубина заложения фундаментов  $H_{\text{ф}}$ , считая от уровня планировки, назначается в зависимости от принципа использования многолетнемерзлых пород в качестве основания.

При промерзании грунтов оснований с сохранением их мерзлого состояния минимальная глубина заложения фундамента  $H_{\text{ф}}$  принимается по табл. 3.2 (для столбчатых фундаментов и др.  $H_{\text{т}} + 1$  м; для свайных –  $H_{\text{т}} + 2$  м).

Таблица 3.2

## Минимальная глубина заложения фундамента

Фундаменты	Минимальная глубина заложения, Н <sub>м</sub>
Фундаменты всех типов, кроме свайных	Н <sub>т</sub> +1
Свайные фундаменты зданий	Н <sub>т</sub> +2
Сваи опор мостов	Н <sub>т</sub> +4
Фундаменты зданий на подсыпках, а также здания временного назначения	Не нормируется

Расчетная глубина сезонного оттаивания грунтов Н<sub>т</sub> определяется по формуле

$$H_t = mtN_{нт}, \quad (3.11)$$

где  $mt$  – коэффициент теплового влияния здания; он принимается для зданий с холодными подпольями равным: у наружных стен, имеющих асфальтовые покрытия, – 1,2; у наружных стен без покрытий – 1,0; у внутренних стен – 0,8;

Н<sub>нт</sub> – нормативная глубина сезонного оттаивания принимается равной наибольшей от ежегодных максимальных глубин сезонного оттаивания грунта по данным десятилетних наблюдений за фактическим оттаиванием на осушенной площадке без растительного и торфяного покрова, очищаемой весной от снега.

При отсутствии многолетних наблюдений нормативную глубину сезонного оттаивания Н<sub>нт</sub> можно определить путем теплофизического расчета по формуле

$$H_{нт} = \sqrt{2\lambda_T(t_1 - t_{нз})\tau_1/q_1 + (Q/2q_1)^2} - Q/2q_1. \quad (3.12)$$

Таблица 3.3

Температура t <sub>ср</sub> , °С	Коэффициент К <sub>ср</sub> при С <sub>м</sub> , ккал/(м <sup>3</sup> град.)		
	300	400	500
-1	6,8	5,9	5,3
-2	5,2	4,5	4
-4	3,7	3,2	2,8
-6	3	2,6	2,3
-8	2,5	2,2	1,9
-10	1,8	1,6	1,4

При использовании грунтов оснований в оттаивающем и оттаявшем состоянии минимальная глубина заложения фундамента Н<sub>ф</sub> принимается в соответствии с указаниями СНиП по формуле

$$H_{ф} = mtN_{нм}, \quad (3.18)$$

где  $mt$  – коэффициент, учитывающий влияние теплового режима здания на глубину промерзания грунта у фундаментов стен и колонн; он принимается по табл. 3.6;

$H_{нм}$  – нормативная глубина сезонного промерзания грунта; определяется по данным 10-летних натуральных наблюдений и принимается средней из ежегодных максимальных глубин промерзания.

При отсутствии многолетних наблюдений  $H_{нм}$  определяется путем теплофизического расчета по формуле

$$H_{нм} = \sqrt{2\lambda_m(t_2 + t_{нз})\tau_2/q_2}, \quad (3.19)$$

где  $t_2$  – средняя температура воздуха за период отрицательных температур (входит в формулу со знаком «плюс»);

$\tau_2$  – продолжительность периода с отрицательными температурами, ч;

$$q_2 = p(W_c - W_n)p_{сн.м} - 0,5C_m(t_2 + t_{нз}), \quad (3.20)$$

Значение  $W_n$  определяется при температуре, равной  $t=0,5t_2$ .

Таблица 3.4

Грунты	Температура начала замерзания $t_{нз}$ , °С при концентрации порового раствора $K_{п.р}$ , г/л					
	0	0,005	0,01	0,02	0,03	0,04
Песчаные	0	-0,6	-0,8	-1,6	-2,2	-2,8
Глинистые:						
а) супеси	-0,1	-0,6	-0,9	-1,7	-2,3	-2,8
б) суглинки и глины	-0,2	-0,6	-1,1	-1,8	-2,5	-3,2

Таблица 3.5

Грунты	Температура начала замерзания $t_{нз}$ , °С при плотности мерзлого грунта $\rho_m$ , тс/м <sup>3</sup>			
	0,8	1	1,2	1,4
Песчаные с примесью растительных остатков ( $q \leq 0,6$ )	–	0,3	-0,3	-0,2
Глинистые с примесью растительных остатков и заторфования ( $q \leq 0,6$ )	–	-0,3	-0,4	-0,5
Торф ( $q > 0,6$ )	-0,3	-0,4	–	–

Таблица 3.6

Сооружения	Коэффициент теплового влияния зданий и сооружений на расчетную глубину сезонного оттаивания и промерзания грунта	
	$m^T_1$	$m^M_1$
1. Здания и сооружения без холодного подполья	–	–
2. Здания и сооружения с холодным подпольем: а) у наружных стен с отмостками, имеющими асфальтовые и тому подобные покрытия б) у наружных стен с отмостками без асфальтовых покрытий в) у внутренних опор	1,2 1 0,8	– – –
3. Мосты: а) промежуточные массивные опоры с фундаментами мелкого заложения или фундаментами из свай и свай-столбов с плитой (ростверком), заглубленной в грунт при ширине опор по фасаду: от 2 до 4 м 4 м и более б) промежуточные столбчатые и свайные опоры, рамностоечные опоры с фундаментами мелкого заложения в) обсыпные рустои всех типов	1,3 1,5 1,2 1	1,2 1,3 1,1 1

### Задачи

1. Определить нормативную глубину сезонного оттаивания для площадки в г. Тикси. Площадка сложена суглинками с объемной массой  $1,83 \text{ г/см}^3$ , суммарной влажностью 0,25, нижним пределом пластичности 0,18, числом пластичности 0,16. Температура грунта на глубине 110 м равна  $-11,5^\circ\text{C}$ .

2. Определить нормативную глубину сезонного промерзания для площадки в районе Воркуты. По данным изысканий, площадка сложена суглинками с объемной массой  $1,75 \text{ г/см}^3$ , суммарной влажностью 0,27, нижним пределом пластичности 0,19 и числом пластичности 0,13. Температура грунта на глубине 10 м равна  $7^\circ\text{C}$ .

3. Определить нормативную глубину сезонного оттаивания  $N_{нт}$  и промерзания  $N_{нм}$  для площадки. Исходные данные о местоположении площадки, свойствах грунта и его температурном режиме взять из таблицы фактического материала (табл. 1.13) по вариантам.

## ТЕМА 4. РАСЧЕТ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОСНОВАНИЙ ПО НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ

Расчет многолетнемерзлых оснований по несущей способности производят по формуле

$$N \leq \Phi / K_H, \quad (4.1)$$

где  $N$  – расчетная нагрузка на основание в наиболее невыгодной комбинации, включая вес фундамента, а при столбчатом фундаменте – и вес грунта, лежащего на его уступах,  $H$ ;

$K_H$  – коэффициент надежности, принимаемый равным 1,2 для всех видов фундаментов, кроме свай с высоким ростверком для мостов, где он принимается в зависимости от числа свай в кусте от 1,4 до 1,75.

Несущую способность основания вертикально нагруженной висячей свай и столбчатого фундамента рассчитывают по формуле (расчетная схема приведена на рис. 4.1):

$$\Phi = m(RF + \sum_{i=1}^n R_{cmi} F_{cmi}), \quad (4.2)$$

где  $m$  – коэффициент условий работы грунтового основания (табл. 4.1);

$R$  – расчетное давление (Па) на мерзлый грунт под нижним концом свай или под подошвой столбчатого фундамента – функция расчетной температуры для  $t_z$  (для свай) или  $t_m$  (для столбов); назначается по данным лабораторных определений, а при их отсутствии по табл. 4.2 и 4.3;

$F$  – площадь торца свай или подошвы столбчатого фундамента,  $m^2$ ;

$N$  – число слоев многолетнемерзлого грунта, на которое в расчетной схеме разделяется основание;

$R_{cmi}$  – расчетное сопротивление (Па) мерзлого грунта или грунтового раствора сдвигу по поверхности смерзания фундамента для середины  $i$ -го слоя – функция расчетной температуры  $t_z$ ; назначается по данным лабораторных определений, а при их отсутствии по табл. 4.4;

$F_{cmi}$  – для свай – площадь поверхности смерзания  $i$ -го слоя многолетнемерзлого грунта с боковой поверхностью свай, для столбчатых фундаментов – площадь поверхности смерзания с нижней ступенью башмака,  $m^2$ .

Значения коэффициента условий работы  $m$ 

Фундаменты	Значения $m$ при заглублении фундамента в ММП	
	<2 м	≥2 м
Сваи буроопускные и опускные бурозабивные, забивные и бурозасадные	–	1,1
Столбчатые фундаменты при $t^{\circ} = -2^{\circ}\text{C}$	–	1,2
при $t^{\circ}$ выше $-2^{\circ}\text{C}$	1,2	1,1
при $t^{\circ}$ выше $-2^{\circ}\text{C}$	1,1	1,0

Примечание.  $t^{\circ}$  – температура ММП на глубине 10 м.

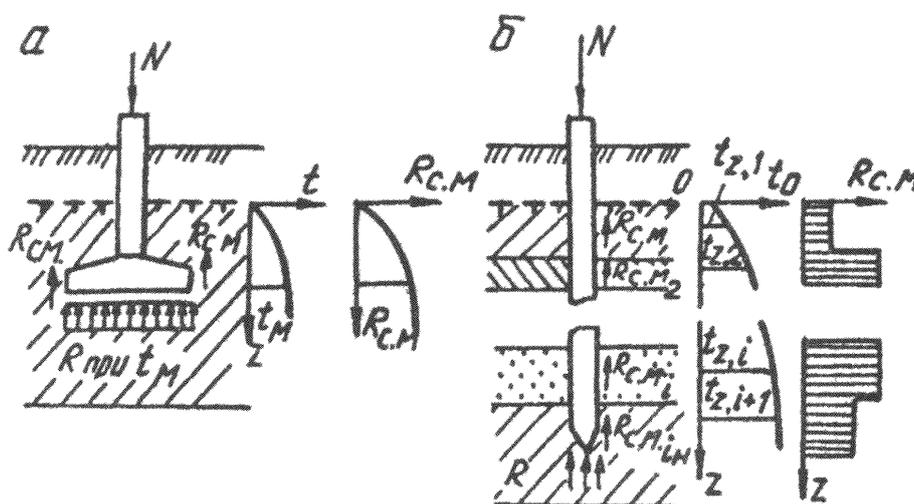


Рис. 4.1. Схема к расчету несущей способности столбчатого (а) и свайного (б) фундаментов при центральной нагрузке

Для однородных ММП несущую способность основания висячей сваи определяют по формуле

$$\Phi = m(R_F + R_{с.м} F_{с.м}), \quad (4.3)$$

где  $R_{с.м}$  – расчетное сопротивление мерзлого грунта или грунтового раствора сдвигу по поверхности смерзания – функция расчетной температуры  $t_s$ ; назначается по данным лабораторных определений, а при их отсутствии по табл. 4.4;

$F_{с.м}$  – площадь боковой поверхности сваи ниже подошвы слоя сезонного оттаивания,  $\text{м}^2$ .

Таблица 4.2

## Расчетное сопротивление мерзлых грунтов под нижним концом сваи

Грунты	Глубина погружения сваи, м	R (МПа) при различной температуре грунта, °С											
		-0,3	-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-2,5	-3,0	-3,5	-4,0	-6,0	-8,0	-10,0
При льдистости грунтов $L_v < 0,2$													
Крупнообломочные пески:	При любой глубине	2,50	3,00	3,50	4,00	4,30	4,50	4,80	5,30	5,80	6,30	6,80	7,30
		1,50	1,80	2,10	2,40	2,50	2,70	2,80	3,10	3,40	3,70	4,60	5,50
	крупные и средней крупности	3-5	0,85	1,30	1,40	1,50	1,70	1,00	1,90	2,00	2,10	2,60	3,00
мелкие и пылеватые	10	1,00	1,55	1,65	1,75	2,00	2,10	2,20	2,30	2,50	3,00	3,50	4,00
	$\geq 15$	1,10	1,70	1,80	1,90	2,20	2,30	2,40	2,50	2,70	3,30	3,80	4,30
	Супеси	3-5	0,75	0,85	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,70	1,80	2,30	2,70
10		0,85	0,95	1,25	1,35	1,45	1,60	1,70	1,90	2,00	2,60	3,00	3,50
$\geq 15$		0,95	1,05	1,40	1,50	1,60	1,80	1,90	2,10	2,20	2,90	3,40	3,90
Суглинки и глины	3-5	0,65	0,75	0,85	0,95	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,80	2,30	2,80
	10	0,80	0,85	0,95	1,10	1,25	1,35	1,45	1,60	1,70	2,00	2,60	3,00
	$\geq 15$	0,90	0,95	1,10	1,25	1,40	1,50	1,60	1,80	1,90	2,20	2,90	3,50
При льдистости грунтов $L_v \geq 0,2$													
Все виды грунтов, указанные выше	3-5	0,40	0,50	0,60	0,75	0,85	0,95	1,00	1,10	1,15	1,50	1,60	1,70
	10	0,45	0,55	0,70	0,80	0,90	1,00	1,05	1,15	1,25	1,60	1,70	1,80
	$\geq 15$	0,55	0,60	0,75	0,85	0,95	1,05	1,10	1,30	1,35	1,70	1,80	1,90

Таблица 4.3

## Расчетное сопротивление мерзлых грунтов под подошвой столбчатого фундамента

Грунты	R (МПа) при различной температуре грунта, °С											
	-0,3	-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-2,5	-3,0	-3,5	-4,0	-6,0	-8,0	-10,0
При льдистости грунтов $J_v < 0,2$												
Крупнообломочные и пески крупные и средние	0,55	0,95	1,25	1,45	1,60	1,80	1,95	2,00	2,20	2,60	2,95	3,30
Пески мелкие и пылеватые	0,45	0,70	0,90	1,10	1,30	1,40	1,60	1,70	1,80	2,20	2,55	2,85
Супеси	0,30	0,50	0,70	0,80	1,05	1,15	1,30	1,40	1,50	1,90	2,25	2,50
Суглинки и глины	0,25	0,45	0,55	0,65	0,80	0,90	1,10	1,10	1,20	1,55	1,90	2,20
При льдистости грунтов $J_v \geq 0,2$												
Все виды грунтов, указанные выше	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,75	0,85	0,95	1,25	1,55	1,75

### Несущая способность оснований столбчатых фундаментов, нагруженных внецентренно-сжимающей нагрузкой

При действии на фундамент горизонтальных или внецентренно-сжимающих нагрузок возникает опасность поворота фундамента и выпора грунта. Это происходит только в том случае, когда глубина заложения подошвы фундамента меньше пятикратной ширины подколонника. При большей нагрузке заложения столбчатый фундамент ведет себя, как свайный: поворота фундамента не происходит, но подколонник испытывает большие моментные нагрузки, которые должны быть учтены при выборе его сечения и процента армирования (если фундамент железобетонный).

Таблица 4.4

Расчетное сопротивление мерзлых грунтов и грунтовых растворов сдвигу по  
поверхности смерзания

Грунты	R <sub>c.m</sub> (МПа) при различной температуре грунта (°C)											
	-0,3	-0,5	-1,0	-1,5	-2,0	-2,5	-3,0	-3,5	-4,0	-6,0	-8,0	-10,0
Песчаные	0,05	0,08	0,13	0,16	0,2	0,23	0,26	0,29	0,33	0,38	0,44	0,5
Глинистые	0,04	0,06	0,10	0,13	0,15	0,18	0,20	0,23	0,25	30	0,34	0,38

Устойчивость фундамента против поворота рассчитывают по формуле (4.4), где несущая способность  $\Phi$  определяется следующим образом:

$$\Phi = m(R + q - 0,5 \cdot 10^5) l_{\phi} b_{\phi}, \quad (4.4)$$

где  $q$  – пригрузка со стороны предполагаемого выпора грунта, МПа:

$$q = g \rho_m h_{\phi}, \quad (4.5)$$

здесь  $g$  – ускорение свободного падения,  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ ;  $\rho_m$  – плотность мерзлого грунта,  $\text{кг/м}^3$ ;  $h_{\phi}$  – глубина заложения подошвы фундамента, м;  $l_{\phi}$  и  $b_{\phi}$  – приведенные размеры сторон прямоугольной подошвы фундамента, м:

$$l_{\phi} = l_{\phi} - 2e_i, \quad (4.6)$$

$$b_{\phi} = b_{\phi} - 2e_b, \quad (4.7)$$

здесь  $l_{\phi}$  и  $b_{\phi}$  – размеры сторон прямоугольной подошвы фундамента, м;  $e_i$  и  $e_b$  – эксцентриситеты приложения равнодействующей всех нагрузок относительно осей прямоугольной подошвы фундамента, м:

$$e_i = (M_i - M_{c.m}) / N, \quad (4.8)$$

$$e_b = (M_b - M_{c.m}) / N, \quad (4.9)$$

где  $M_i$  и  $M_b$  – моменты внешних сил от расчетных нагрузок относительно тех же осей  $N$ , м;

$N$  – расчетная вертикальная нагрузка от сооружения на основание, включая вес фундамента и грунта, лежащего на его уступах  $H$ ;

$M_{с.м}$  – часть момента от внешних сил, воспринимаемого касательными силами смерзания ММП с боковыми поверхностями нижней ступени фундамента:

$$M_{с.м} = mR_{с.м} h_b l_\phi b_\phi, \quad (4.10)$$

где  $h_b$  – высота нижней ступени фундамента, м.

При эксцентриситете нагрузки относительно только одной оси фундамента ( $e_b = 0$ )  $M_{с.м}$  можно определять по формуле

$$M_{с.м} = mR_{с.м} h_b l_\phi (b_\phi + 0,5 l_\phi). \quad (4.11)$$

### Расчет оттаивающих оснований по деформациям

Данный расчет производят исходя из условия  $S \leq Su$ ,

где  $S$  – совместная деформация основания и здания или сооружения (определяется расчетом);  $Su$  – предельно допустимая величина совместной деформации основания и здания или сооружения (принимается по данным табл. 4.6).

Следует отметить два обстоятельства. Во-первых, считается, что под действием тепла от сооружения оттаивание происходит крайне медленно и оттаивающий массив грунта успевает консолидироваться в процессе самого оттаивания, поэтому под  $S$  понимается стабилизированная деформация основания. Во-вторых, под  $S$  и  $Su$  понимаются различные виды деформаций: средние  $S$  и максимальные  $S_{max}$  осадки основания, измеряемые в метрах; относительную разность осадок близрасположенных фундаментов  $\Delta S/L$ , измеряемую в долях единицы ( $\Delta S$  – абсолютная разность осадков двух фундаментов;  $L$  – расстояние между ними); крен фундамента  $i$ , измеряемый тангенсом угла наклона подошвы фундамента к горизонту.

Осадку  $S$  одиночного фундамента на оттаивающем основании определяют по формуле (расчетная схема показана на рис. 4.2)

$$S = b_\phi p_o M_{от} \sum_{i=1}^n a_i (k_i - k_{i-1}) (1 - Jc_i) + \sum_{i=1}^n [(A_i + a_i p_{\phi i}) (1 - Jc_i) + k_{li} Jc_i] h_i, \quad (4.13)$$

где  $b_\phi$  – ширина фундамента, м;

$p_o$  – среднее дополнительное (к природному) давление на грунт под подошвой фундамента, МПа;

$M_{от}$  – коэффициент, определяемый по табл. 4.7 в зависимости от отношения  $H_{сж}/b_\phi$  ( $H_{сж}$  – мощность сжимаемой зоны, численно равная расстоянию от подошвы фундамента до границы оттаивания или до кровли монолитных скальных пород, м);

$n$  – число слоев, на которые разделяют при расчете толщину оттаявшего грунта;

$a_i$  – коэффициент сжимаемости  $i$ -го слоя оттаявшего грунта,  $\text{Мпа}^{-1}$ ;

$k_{i-1}, k_i$  – коэффициенты, определяемые по табл. 4.8, в зависимости от  $z_{i-1}/b_\phi$  и  $z_i/b_\phi$  ( $z_{i-1}$  и  $z_i$  – расстояния от подошвы фундамента соответственно до кровли и подошвы  $i$ -го слоя);

$L_{сi}$  – разность между суммарной льдистостью  $i$ -го слоя грунта и суммарной льдистостью образца грунта, взятого из этого слоя, доли единицы;

$A_i$  – коэффициент оттаивания  $i$ -го слоя грунта, характеризующий его осадку при оттаивании без нагрузки;

$p_{бi}$  – давление в середине  $i$ -го слоя от собственного веса, МПа:

$$p_{бi} = g p_T [h_\phi + 0,5(z_i + z_{i-1})] \cdot 10^6, \quad (4.14)$$

где  $k_m$  – коэффициент, который учитывает неполное смыкание макропор при оттаивании мерзлого грунта и зависит от средней толщины ледяных включений;

$\Delta_n$  (при  $\Delta_n \leq 1 \text{ см}$   $k_n = 0,7$ , при  $\Delta_n > 3 \text{ см}$   $k_n = 0,9$ , при промежуточных значениях  $\Delta_n$  и  $k_n$  определяют интерполяцией);

$h_i$  – толщина  $i$ -го слоя оттаивающего грунта, м; в верхней части сжимаемой зоны принимается не более  $0,4 b_\phi$ .

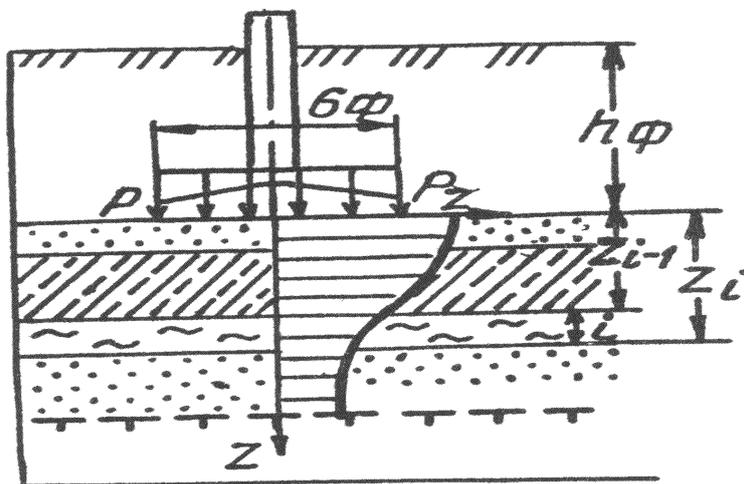


Рис. 4.2. Схема к расчету осадки фундамента на оттаивающем основании

Таблица 4.6.

Пределные деформации основания  $S_u$ 

Сооружения	Пределная относительная осадка фундаментов $(\Delta S/L)_u$ , доли ед.	Пределный крен фундамента, $i_u$	$S_u$ , м
Производственные и гражданские одноэтажные и многоэтажные здания с полным каркасом	- железобетонным	-	0,08*
	- стальным	-	0,12*
Здания и сооружения, в конструкциях которых не возникают усилия от неравномерных осадок	0,006	-	0,15*
Многоэтажные бескаркасные здания с несущими стенками из	- крупных панелей	0,005	0,10
	- крупных блоков или кирпичной кладки без армирования	0,005	0,1
Сооружения элеваторов из монолитных железобетонных конструкций	- на одной фундаментной плите	0,002	0,4
	- сборных	0,003	0,3
Дымовые трубы различной высоты $H_d$	< 100 м		
	100–200 м	-	0,40
	200–300 м	-	$1/(2H_d)$
	> 300 м	-	$1/(2H_d)$
	-	$1/(2H_d)$	0,10

\*Максимальные значения  $S_u$ 

Таблица 4.7.

Значения коэффициента  $M_{от}$ 

$H_{сж}/b_f$	$M_{от}$	$H_{сж}/b_f$	$M_{от}$
0–0,25	1,85	1,0–1,5	1,60
0,25–0,5	1,85	1,5	1,50
0,5–1,0	1,65	-	-

Таблица 4.8

## Значения коэффициента k

2z/ b <sub>ф</sub> или z/г	Для круглых фундаментов радиусом 2г	Для прямоугольных фундаментов с различным отношением сторон l <sub>ф</sub> / b <sub>ф</sub>						
		1	1,4	1,8	2,4	3,2	5	≥10
0,0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,4	0,090	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,104
0,8	0,179	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,208
1,2	0,266	0,299	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,311
1,6	0,348	0,380	0,394	0,397	0,397	0,397	0,397	0,412
2,0	0,411	0,446	0,472	0,482	0,486	0,486	0,486	0,511
2,4	0,461	0,499	0,538	0,556	0,565	0,567	0,567	0,605
2,8	0,501	0,542	0,592	0,618	0,635	0,640	0,640	0,678
3,2	0,532	0,577	0,637	0,671	0,696	0,707	0,709	0,763
3,6	0,558	0,606	0,676	0,717	0,750	0,768	0,772	0,831
4,0	0,579	0,622	0,708	0,756	0,796	0,820	0,830	0,892
4,4	0,596	0,650	0,735	0,789	0,837	0,867	0,883	0,949
4,8	0,611	0,668	0,759	0,819	0,873	0,908	0,932	1,001
5,2	0,624	0,683	0,780	0,884	0,904	0,948	0,977	1,050
5,6	0,635	0,697	0,798	0,867	0,933	0,981	1,018	1,095
6,0	0,645	0,708	0,814	0,887	0,958	1,011	1,056	1,138
6,4	0,653	0,719	0,828	0,904	0,980	1,031	1,090	1,178
6,8	0,661	0,728	0,841	0,920	1,000	1,065	1,122	1,215
7,2	0,668	0,736	0,852	0,935	1,019	1,088	1,152	1,251
7,6	0,674	0,744	0,863	0,948	1,036	1,109	1,180	1,285
8,0	0,679	0,751	0,872	0,960	1,051	1,128	1,205	1,316
8,4	0,684	0,757	0,881	0,970	1,065	1,146	1,229	1,347
8,8	0,689	0,762	0,888	0,980	1,078	1,162	1,251	1,376
9,2	0,693	0,768	0,896	0,989	1,089	1,178	1,272	1,404
9,6	0,697	0,772	0,902	0,998	1,100	1,192	1,291	1,431
10,0	0,700	0,777	0,908	1,005	1,110	1,205	1,309	1,456
11,0	0,705	0,786	0,922	1,022	1,132	1,233	1,349	1,506
12,0	0,710	0,794	0,933	1,037	1,151	1,257	1,384	1,550

Среднее дополнительное давление на грунт под подошвой фундамента рассчитывают по формуле

$$\rho_0 = \rho - g \rho_T h_{\text{ф}} \cdot 10^{-6}, \quad (4.15)$$

где  $\rho$  – давление под подошвой фундамента с учетом веса фундамента, а для столбчатого фундамента и с учетом веса грунта, лежащего на его полках, МПа;

$g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;

$\rho_T$  – плотность оттаявшего грунта, кг/м<sup>3</sup>;

$h_{\text{ф}}$  – глубина заложения фундамента.

## Задачи

1. Требуется определить несущую способность основания вертикально нагруженной свайей сваи длиной  $h_{\phi} = 12$  м и сечением  $0,3 \times 0,3$  м. Способ погружения свай – бурозабивной. Расчетная глубина сезонного оттаивания  $H_T = 2$  м. Многолетнемерзлый грунт на глубинах от 2 до 6 м представлен супесью, ниже – суглинком. Распределение расчетной температуры  $t_z$  по глубине основания (основание ниже подошвы слоя сезонного оттаивания разбито на пять слоев мощностью по 2 м) приведено ниже:

$z, \text{ м} \dots\dots\dots$	1	3	5	7	9	10
$t_z, \text{ }^\circ\text{С} \dots\dots\dots$	-0,3	-1,6	-2,1	-2,2	-2,0	-1,9

2. Требуется проверить условие устойчивости против поворота столбчатого фундамента, расположенного в мерзлом суглинистом грунте на глубине  $h_{\phi} = 2,5$  м. Размеры подошвы фундамента в плане  $l_{\phi} = 1,2$  м и  $b_{\phi} = 1,2$  м; высота нижней ступени фундамента  $h_b = 0,3$  м. Вертикальная расчетная нагрузка на основание, включая собственный вес фундамента и вес грунта на уступах,  $N = 8 \cdot 10^5$  Н (без учета веса фундамента и грунта  $N^* = 7,5 \cdot 10^5$  Н); эксцентриситет приложения вертикальной нагрузки от здания относительно одной из осей подошвы фундамента  $e = 0,15$  м; плотность мерзлого грунта  $\rho_m = 1820$  кг/м<sup>3</sup>; начальная температура грунта  $t^\circ = -3,5$  °С. Расчетные температуры грунта:  $t_m = -1,3$  °С;  $t_z = -1,2$  °С. Расчетная глубина сезонного оттаивания  $H_T = 1,5$  м.

3. Требуется определить осадку прямоугольного фундамента на оттаивающем основании. Ширина фундамента  $b_{\phi} = 1$  м, длина  $l_{\phi} = 32$  м, глубина заложения подошвы  $h_{\phi} = 3$  м. Глубина оттаивания ММП составляет 11 м, что соответствует мощности сжимаемой зоны  $H_{сж} = 11 - 3 = 8$  м. Давление под подошвой фундамента  $p$  составляет 0,4 МПа. Грунты основания до глубины 5 м представлены среднезернистыми песками с плотностью  $\rho_T = 1700$  кг/м<sup>3</sup>, коэффициентом сжимаемости  $a = 0,02$  МПа<sup>-1</sup>, коэффициентом оттаивания  $A = 0,01$ , льдистостью  $L_c = 0$ ; ниже 5 м – суглинками с плотностью  $\rho_T = 1800$  кг/м<sup>3</sup>, коэффициентом сжимаемости  $a = 0,03$  МПа<sup>-1</sup>, коэффициентом оттаивания  $A = 0,016$ , льдистостью  $L_c = 0,05$ , со средней толщиной ледяных включений  $\Delta_{л} = < 1$  см.

## ТЕМА 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСЧЕТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛОЙ ПОРОДЫ ПОД РАЗЛИЧНЫМИ СООРУЖЕНИЯМИ

Расчетной называется такая температура, которая соответствует минимальной несущей способности основания. Для столбчатых фундаментов это будет максимальная в течение года температура многолетнемерзлого грунта на глубине заложения его подошвы  $t_m$ ; для свайных фундаментов – средняя по длине сваи и максимальная (из всех возможных значений средней температуры в году) температура многолетнемерзлого грунта. Для свайных фундаментов эта температура называется эквивалентной  $t_э$ . Эквивалентная температура определяет несущую способность сваи только по боковой поверхности. Несущую способность торца сваи определяет температура  $t_z$  на глубине  $z$  ( $z$  – глубина, отсчитываемая от подошвы слоя сезонного оттаивания) в момент установления эквивалентной температуры.

Расчетные температуры  $t_m$ ,  $t_э$  и  $t_z$  определяют по следующим формулам:

1. Для зданий с охлаждающими устройствами:

а) под серединой здания:  $t_{с.м,э,z} = (t'_o - t_{н.з})\alpha + (t_o - t'_o)k_c + t_{н.з}$ ;

б) под краем здания:  $t_{к.м,э,z} = (t'_o + t_o - 2t_{н.з})\alpha/2 + (t_o - t'_o)k_k + t_{н.з}$ .

2. Для зданий с ограниченной зоной оттаивания:

а) под серединой здания:  $t_{с.м,э,z} = (t_o - t_{н.з}) k_c + t_{н.з}$ ;

б) под краем здания:  $t_{к.м,э,z} = (t_o - t_{н.з})\alpha/2 + (t_o - t_{н.з}) k_k/2 + t_{н.з}$ .

3. Для мостов, опор линий электропередач, антенно-мачтовых сооружений и наземных трубопроводов:  $t_{м,э,z} = (t_o - t_{н.з}) \alpha k_t + t_{н.з}$ ,

где  $t'_o$  – среднегодовая температура многолетнемерзлого грунта на подошве слоя сезонного оттаивания под зданием, °С;

$t_o$  – температура многолетнемерзлого грунта, °С (на глубине 10 м она принимается за среднегодовую и определяется по данным инженерных изысканий с учетом прогноза ее изменения при застройке территории);

$t_{н.з}$  – температура начала замерзания/оттаивания грунтов основания, °С;

$\alpha$  – коэффициент сезонного изменения температур (принимается по табл. 5.1);

$k_c$ ,  $k_k$ ,  $k_t$  – коэффициенты теплового влияния здания и сооружения (табл. 5.2, 5.3).

Показатели  $C_m$  и  $\lambda_m$  определяются по формуле

$$A = \sum_{i=1}^n A_i R_i / \sum_{i=1}^n h_i,$$

где  $A$  – среднее значение характеристики грунта ( $C_m$  или  $\lambda_m$ );

$A_i$  – характеристика грунта  $i$ -го слоя;

$h_i$  – мощность  $i$ -го слоя;

$n$  – число слоев в интервале глубин от 0 до  $Z$ .

Таблица 5.1

Значения коэффициентов сезонного изменения температур

$Z \sqrt{\frac{C_m}{\lambda_m}} \cdot \tau^{1/2}$	$\alpha_m$	$\alpha_z$	$\alpha_s$
0	0.000	0.00	0.00
25	0.400	0.50	0.30
50	0.650	0.80	0.45
75	0.750	0.95	0.55
100	0.850	1.05	0.60
125	0.900	1.10	0.70
150	0.950	1.10	0.75
175	0.950	1.10	0.80
200	0.980	1.10	0.81
250	0.990	1.10	0.83
300	0.997	1.10	0.86
350	0.999	1.10	0.88

*Примечание.* Для вычисления  $t_m$  принимается  $\alpha_m = \alpha$ ; для вычисления  $t_z - \alpha z = \alpha$ ; для вычисления  $t_s - \alpha s = \alpha$ ;  $z$  – расстояние от подошвы слоя сезонного оттаивания до уровня, на котором определяется температура, м;  $C_m$  – среднее значение теплоемкости мерзлого грунта в интервале глубин от 0 до  $z$ , Вт·г/(м<sup>3</sup>·°С);  $\lambda_m$  – среднее значение теплопроводности мерзлого грунта в интервале глубин от 0 до  $z$ , Вт/(м·°С)

Таблица 5.2.

Значения коэффициентов теплового влияния здания

$z/b_{зд}$	$k_{ст}$	$k_{кт}$	$k_{сэ}$	$k_{кэ}$
0,05	0,06	0,04	0,06	0,03
0,10	0,13	0,06	0,07	0,04
0,15	0,18	0,09	0,08	0,05
0,20	0,24	0,12	0,13	0,06
0,30	0,34	0,19	0,18	0,09
0,50	0,50	0,30	0,28	0,16
1,00	0,70	0,50	0,44	0,28
2,00	0,85	0,70	0,62	0,44

*Примечание.* Для вычисления  $t_m$  и  $t_z$  принимается  $k_{ct}=k_c$  и  $k_{kt}=k_t$ ; для вычисления  $k_3-k_{c3}=k_c$  и  $k_{k3}=k_k$ .

Таблица 5.3

Значения коэффициента теплового влияния сооружения

Фундаменты опор	Коэффициент $k_t$ при $z$ (м)		
	<2	2–6	>6
Массивные и свайные с ростверком, заглубленным в грунт	0,7	0,9	1,0
Свайные с ростверком, расположенным над грунтом, и сборные под опоры рамно-стоечного типа	0.9	1,0	1.0

**Задачи**

1. Определить расчетные температуры ММП для столбчатых фундаментов в основании здания с вентилируемым подпольем. Среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания вне здания  $t_o = 0,6^\circ\text{C}$ , температура начала замерзания грунта,  $t_{н,з} = -0,2^\circ\text{C}$ ; среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания под зданием  $t'_o = -3,1^\circ\text{C}$ ; объемная теплоемкость и коэффициент теплопроводности мерзлого грунта  $C_m = 522 \text{ Вт}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$  и  $\lambda_m = 1.74 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$ ; расчетная глубина сезонного оттаивания грунта под зданием  $H_T = 1,5 \text{ м}$ ; ширина здания  $b_{зд} = 14 \text{ м}$ ; глубина заложения подошвы фундаментов  $h_\phi = 2,5 \text{ м}$ .

2. Определить расчетные температуры ММП для оснований мостового перехода. Среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания вне сооружения  $t_o = -0.8^\circ\text{C}$ ; температура начала замерзания грунта  $t_{н,з} = -0,4^\circ\text{C}$ ; среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания под сооружением  $t'_o = -3,5^\circ\text{C}$ . Объемная теплоемкость и коэффициент теплопроводности мерзлого грунта  $C_m = 488 \text{ (Вт}/\text{м}^\circ\text{C})$  и  $\lambda_m = 1,4 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$ ; расчетная глубина сезонного оттаивания под сооружением  $H_T = 1,3 \text{ м}$ ; расстояние между опорами  $b = 15 \text{ м}$ , глубина заложения подошвы фундаментов  $b_\phi = 5 \text{ м}$ .

## ТЕМА 6. РАСЧЕТ ЧАШИ ОТТАИВАНИЯ ПОД ЗДАНИЕМ

Для расчета основания здания, возводимого по принципу П, по деформациям необходимо знать форму чаши оттаивания ММП на конец эксплуатационного периода. Принято считать, что в любой момент времени температурные поля в талой и мерзлой зоне стационарны. Это дает основание выразить координаты чаши спаивания под зданием  $x$  и  $y$  через функцию конфигурации стационарного температурного поля (рис. 6.1):

$$f(x, y) = f(0, H_c),$$

где  $f(x, y)$  – функция конфигурации;

$H_c$  – глубина оттаивания ММП под серединой здания на момент времени  $\tau$ , ч.

Для участка с многолетнемерзлыми грунтами *сливающегося типа*

$$f(x, y) = \frac{1}{\pi} \left( \operatorname{arc\,tg} \frac{0,5b - x}{y} + \frac{0,5b + x}{y} \right) x,$$

*несливающегося типа*

$$f(x, y) = \frac{1}{\pi} \left\{ \operatorname{arc\,tg} \frac{\exp[\pi/H(0,5b_{зд} - x)] - \cos \pi y/H}{\sin \pi y/H} - \operatorname{arc\,tg} \frac{\exp[-\pi/H(0,5b_{зд} + x)] - \cos \pi y/H}{\sin \pi y/H} \right\}$$

где  $H = 5(H_c - H_0) + H_0$  ( $H_0$  – глубина залегания верхней границы ММП на момент начала оттаивания  $\tau=0$  м);

$b_{зд}$  – ширина здания, м.

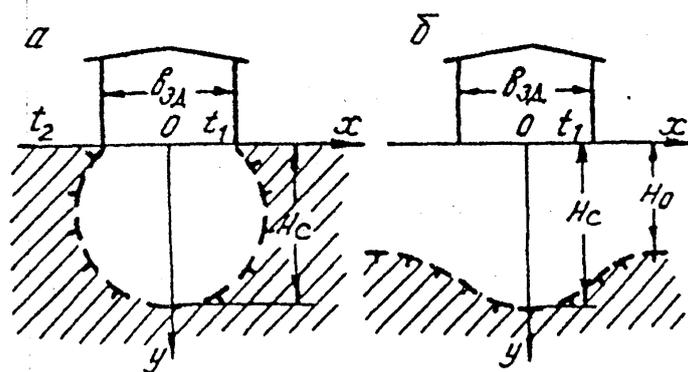


Рис. 6.1. Схема к расчету чаши оттаивания в многолетнемерзлых породах сливающегося (а) и несливающегося (б) типов

Для участков с вечномерзлыми грунтами сливающегося и несливающегося типов соответственно

$$H_c = klc\xi b_{зд};$$

$$H_c = (kl\Delta\xi_c + \xi_o)b_{зд};$$

где  $kl$  – безразмерный коэффициент равный 0,2;

$c$  – безразмерная глубина оттаивания под серединой здания, определяется по номограмме (рис. 6.2) в зависимости от безразмерной температуры  $\beta$  и безразмерного времени оттаивания  $J$ ;

$\Delta\xi_c$  – относительное приращение глубины оттаивания под серединой здания, определяется по номограмме (рис. 6.3) в зависимости от  $J_p$  и  $\xi_o$ ;

$\xi_o$  – отношение глубины залегания верхней границы ММП на момент начала оттаивания  $H_o$  к ширине здания  $b_{зд}$ ;

$$\beta = \lambda_{m_0}/\lambda_{\tau}tl;$$

$$J = \lambda_{\tau}tl/qfb_{зд}^2,$$

где  $\lambda_{\tau}$  и  $\lambda_m$  – коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунта, Вт/(м·°С);

$t_0$  – среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного оттаивания вне контура здания, °С;

$tl$  – среднегодовая температура поверхности грунта под зданием, С;

$\tau$  – продолжительность расчетного периода, ч;

$qf$  – удельная теплота таяния мерзлого грунта, Вт·ч/м<sup>3</sup>;

$$qf = q(W_c - W_n)\rho_{с.м},$$

где  $q$  – удельная теплота фазовых превращений воды,  $q = 93$  Вт·ч/кг;

$W_c$  – суммарная влажность мерзлого грунта, доли ед.;

$\rho_{с.м}$  – плотность сухого мерзлого грунта, кг/м<sup>3</sup>;

$W_n$  – количество незамерзшей воды в грунте, доли ед., устанавливается по результатам лабораторных определений, а при их отсутствии вычисляется по формуле

$$W_n = kwW_p,$$

где  $kw$  – коэффициент, принимаемый в зависимости от числа пластичности  $J_p$  и температуры грунта  $t^{\circ}$ ;

$W_p$  – влажность на границе раскатывания, доли ед. Величину  $tl$  рассчитывают по формуле

$$tl = \frac{a^4 t_{зд} + \lambda_{\tau} \cdot t^{\circ} a^5}{a^4 + a^5},$$

где  $t_{зд}$  – температура воздуха в помещении, °С;

$a^4$  и  $a^5$  – вспомогательные коэффициенты;

$$a^4 = b_{зд}/(1/\alpha_v + R^{\circ});$$

$$a^5 = 2\lambda_T / \pi I_n (b_{зд} - \delta_y) / \delta_y,$$

где  $R^\circ$  – термическое сопротивление пола ( $\text{м}^2 \cdot ^\circ\text{С} / \text{Вт}$ );

$\delta_y$  – полуширина цокольного ограждения, м (при его отсутствии принимается равной 0,4 м).

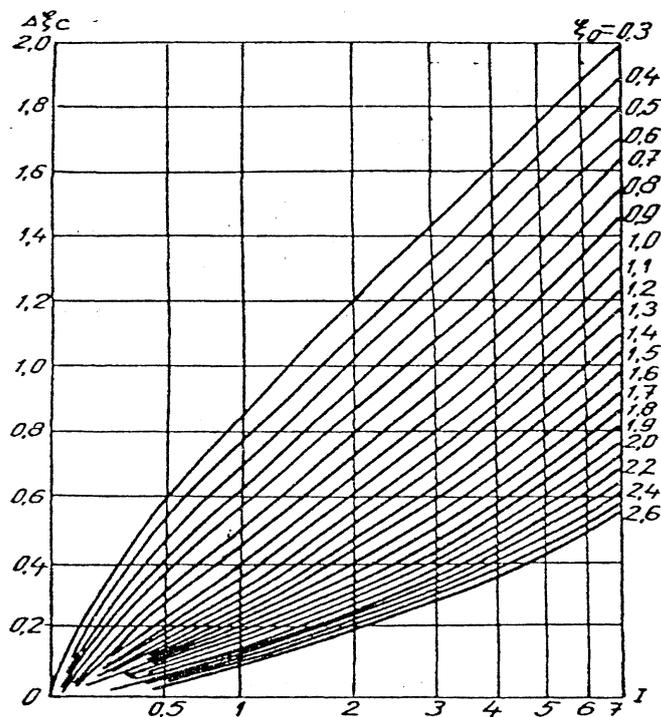


Рис. 6.2. Номограмма для определения глубины оттаивания под серединой здания, расположенного на участке с многолетнемерзлыми породами сливающегося типа

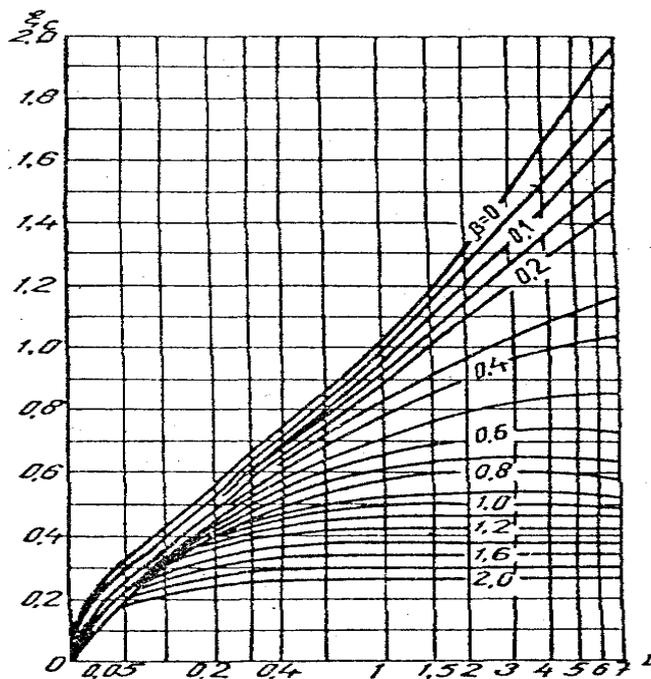


Рис. 6.3. Номограмма для определения глубины оттаивания под серединой здания, расположенного на участке с многолетнемерзлыми породами несливающегося типа, а также для определения глубины предварительного оттаивания

## Задачи

1. Определить глубину оттаивания  $H_c$  под серединой здания, расположенного на участке с ММП сливающегося типа, к концу срока эксплуатации  $\tau = 438\,000$  ч, если длина здания  $l_{зд}=100$  м, ширина  $b_{зд}=12$  м, термическое сопротивление пола  $R^o=1,4$  ( $m^2\cdot C$ )/Вт; полуширина цокольного ограждения  $\delta_y=0,3$  м; коэффициент теплообмена на поверхности пола  $\alpha_b=8,7$  Вт/( $m^2\cdot C$ ); температура воздуха в помещении  $t_{зд}=18$  °С.

*Вариант 1.* Грунт – супесь с суммарной влажностью  $W_c=0,25$ ; числом пластичности  $I_p=0,03$ ; влажностью на границе раскатывания  $W_p=0,1$ ; плотностью сухого мерзлого грунта  $\rho_{см}=1450$  кг/ $m^3$ ; коэффициентами теплопроводности талого грунта  $\lambda_\tau=1,82$  Вт/( $m\cdot C$ ), мерзлого  $\lambda_m=1,96$  Вт/( $m\cdot C$ ), среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания вне контура здания  $t^o=2$  °С.

*Вариант 2.* Грунт – суглинки с суммарной влажностью  $W_c=0,31$ , числом пластичности  $I_p=0,15$ , влажностью на границе раскатывания  $W_p=0,2$ , плотностью сухого мерзлого грунта  $\rho_{см}=1380$  кг/ $m^3$ ; коэффициентами теплопроводности талого грунта  $\lambda_\tau=1,76$  Вт/( $m\cdot C$ ), мерзлого  $\lambda_m=1,84$  Вт/( $m\cdot C$ ). Среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания вне контура здания  $t^o=0,5$  °С.

*Вариант 3.* Грунт – глина с суммарной влажностью  $W_c=0,35$ , числом пластичности  $I_p=0,22$ , влажностью на границе раскатывания  $W_p=0,14$ , плотностью сухого мерзлого грунта  $\rho_{см}=1380$  кг/ $m^3$ ; коэффициентами теплопроводности талого грунта  $\lambda_\tau=1,51$  Вт/( $m\cdot C$ ), мерзлого  $\lambda_m=1,69$  Вт/( $m\cdot C$ ). Среднегодовая температура ММП на подошве слоя сезонного оттаивания вне контура здания  $t^o=-3$  °С.

2. Определить глубину оттаивания грунта под серединой здания, расположенного на участке с ММП нессливающегося типа, за срок эксплуатации  $\tau=438\,000$  ч. Размеры здания в плане: ширина  $b_{зд}=18$  м; длина  $l_{зд}=36$  м. Полутолщина цокольного ограждения  $\delta_y=0,3$  м; термическое сопротивление пола  $R^o=1,4$  ( $m^2\cdot C$ )/Вт; коэффициент теплообмена на поверхности поля  $\alpha_b=8,7$  Вт/( $m^2\cdot C$ ), температура воздуха в здании  $t_{зд}=12$  °С.

*Вариант 1.* Грунт – мелкий песок, суммарная влажность  $W_c=0,2$ , плотность сухого мерзлого грунта  $\rho_{см}=1500$  кг/ $m^3$ ; коэффициенты теплопроводности талого грунта  $\lambda_\tau=1,86$  Вт/( $m\cdot C$ ), мерзлого  $\lambda_m=2,12$  Вт/( $m\cdot C$ ). Глубина залегания верхней границы ММП на начало оттаивания  $H_o=9$  м.

*Вариант 2.* Грунт – супесь с суммарной влажностью  $0,25$ ; числом пластичности  $0,05$ ; влажностью на границе раскатывания  $W_p=0,05$ ;

плотностью сухого мерзлого грунта  $\rho_{см}=1600 \text{ кг/м}^3$ ;  $\lambda_{\tau}=1,51 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ,  $\lambda_{м}=1,69 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ . Глубина залегания верхней границы ММП на начало оттаивания  $H_0=12 \text{ м}$ .

*Вариант 3.* Грунт – суглинок, с суммарной влажностью 0,3; числом пластичности 0,12; влажностью на границе раскатывания  $W_p=0,1$ , плотностью сухого мерзлого грунта  $\rho_{см}=1600 \text{ кг/м}^3$ ;  $\lambda_{\tau}=1,69 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ ,  $\lambda_{м}=1,81 \text{ Вт/(м}\cdot\text{°C)}$ . Глубина залегания верхней границы ММП на начало оттаивания  $H_0 = 9 \text{ м}$ .

3. Определить положение границы зоны оттаивания к концу срока эксплуатации здания  $\tau=68 \text{ лет}=526 \text{ 000 ч}$ . Размеры здания в плане: ширина 24 м, длина 48 м. Температура воздуха внутри помещения  $16 \text{ °C}$ . Термическое сопротивление пола  $1,2 \text{ м}^3\cdot\text{ч}\cdot\text{град/ккал}$ . Грунты основания – супесь с  $\rho_{см}=1,82 \text{ кг/м}^3$ ;  $W_0=0,20$ ,  $WL=0,1$ ;  $I_p=0,03$ . Температура грунта на глубине 10 м равна  $-3,2\text{°C}$ .

## **ТЕМА 7. РАСЧЕТ ОРЕОЛА ОТТАИВАНИЯ ВОКРУГ ПОДЗЕМНОГО ТРУБОПРОВОДА**

Подземные трубопроводы – мощные источники тепла, оказывающие большое влияние на температурное поле грунта. В результате температура вмещающей среды повышается и она теряет прочность. На практике часто наблюдается деформация зданий, основания которых оказываются в зоне такого влияния. Особенно опасно распространение ореола оттаивания вокруг трубопровода под подошву фундаментов. Кроме того, образование больших ореолов оттаивания опасно и для устойчивости самого трубопровода, поскольку это может привести к его осадке или всплытию. Таким образом, расчет ореола оттаивания вокруг подземного трубопровода есть неременное условие при его проектировании.

Различают низкотемпературные и высокотемпературные трубопроводы. Первые рассчитывают исходя из образования стационарного температурного поля вокруг трубы, вторые – из нестационарного. К первому или второму виду трубопровод относят исходя из значения безразмерной температуры  $\beta t$ . Если  $\beta t \geq 0,2$ , то трубопровод относят к низкотемпературному виду.

### **Расчет ореола оттаивания вокруг низкотемпературного трубопровода**

Глубину оттаивания ММП под центром трубы (рис. 7.1) определяют по формуле

$$h_n = r_{тр} \sqrt{m^2 + 1} \cdot [(en + 1)/(en - 1)],$$

где  $h_n$  – глубина оттаивания под центром трубы, м;

$r_{тр}$  – радиус трубы, м;

$m$  – отношение глубины заложения трубы  $h$  к ее радиусу  $r_{тр}$ ;

$n$  – безразмерный параметр.

Мощность мерзлого грунта над центром трубы  $h_b$  вычисляют по формуле

$$h_b = r_{тр} \sqrt{m^2 - 1} \cdot [(en + 1)/(en - 1)].$$

Радиус ореола оттаивания вокруг трубы  $r_{от}$  находится по формуле

$$r_{от} = 0,5(h_n - h_b).$$

Для расчета смещения вниз центра ореола оттаивания по отношению к центру трубы используют формулу

$$\Delta_{от} = 0,5(h_n + h_b) - h,$$

$$n = 2\pi\lambda_t\beta tRt / 1 + \beta t,$$

где  $\lambda_t$  – теплопроводность грунта в талом состоянии, Вт/м·°С;

$\beta t$  – безразмерная температура,  $\beta t = -\lambda_m t_o / v\lambda_t t_c$ ,

где  $\lambda_m$  – теплопроводность грунта в мерзлом состоянии, Вт/м·°С;

$t_o$  – среднегодовая температура грунта на подошве слоя сезонного оттаивания, °С (вне застроенной территории принимается равной температуре грунта на глубине 10 м);

$v$  – коэффициент, учитывающий работу теплопровода с неполным сечением (определяется по табл. 7.1, для напорных трубопроводов  $v = 1$ );

$t_c$  – температура транспортируемой среды, °С;

$Rt$  – термическое сопротивление теплопередаче, Вт/м·°С,

$Rt = 1/2\pi\lambda_t \cdot \ln(m + \sqrt{m^2 - 1})$ .

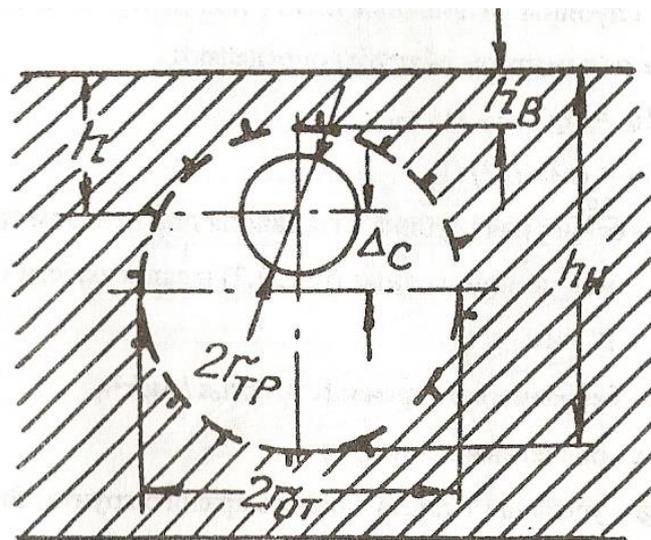


Рис. 7.1. Схема к расчету ореола оттаивания многолетнемерзлых пород вокруг трубопровода

## Определение ореола оттаивания вокруг высокотемпературного трубопровода

Глубины оттаивания ММП под центром и мощностью мерзлого грунта под центром  $h_H$  трубы определяют:

$$h_H = (\xi t - m - 1) * r_{TP},$$
$$h_b = (h^2 - r_{TP}^2) / h_H,$$

где  $\xi t$  – безразмерная глубина оттаивания под центром трубы, определяемая по номограмме (рис. 7.2) в зависимости от параметров  $m$ ,  $\beta t$  и  $It$ ;

$$It - \text{безразмерное время: } It = \nu \lambda t_c \tau / 4 g f r_{TP}^2,$$

здесь  $\tau$  – расчетный период, ч;

$gf$  – удельная теплота таяния мерзлого грунта, Вт·ч/м<sup>3</sup>, рассчитывается по формуле

$$gf = g(W_c - W_H) \rho_{с.м.}$$

Радиус оттаивания  $r_{от}$  и величину смещения центра ореола оттаивания вниз по отношению к центру трубы  $\Delta_{от}$  рассчитывают по формулам при подстановке вниз значений  $h_H$  и  $h_b$ .

Изложенная методика позволяет рассчитывать высокотемпературные трубопроводы (например, теплопроводы в неветилируемых подземных каналах). Для этого используют вышеперечисленные формулы, в которых за радиус трубы  $r_{TP}$  принимается эквивалентный радиус  $r_{ЭК}$ , за температуру среды  $t_c$  – температура высшей поверхности канала  $t_k$ , за глубину заложения трубы  $h$  – расстояние от дневной поверхности до оси канала. При этом  $\nu = 1$ . Величину  $r_{ЭК}$  определяют по формуле  $r_{ЭК} = (h_k + b_k) / \pi$ , где  $h_k$  и  $b_k$  – высота и ширина канала, м.

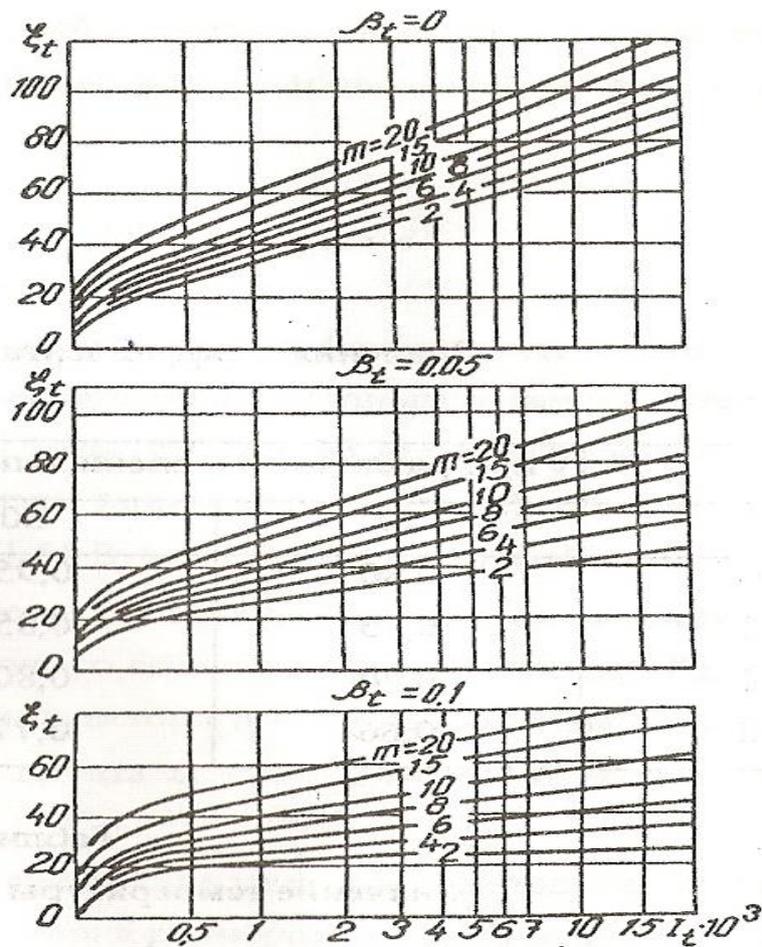


Рис.7.2. Номограмма для определения ореола оттаивания многолетнемерзлых пород высокотемпературного трубопровода

Таблица 7.1.

Значения коэффициента  $\nu$

$t_0, ^\circ\text{C}$	$\nu$ при различной степени заполнения трубы, %		
	10	30	100
0	0,80	0,95	1,0
-2	0,75	0,85	1,0
-4	0,70	0,80	1,0
-6	0,66	0,77	1,0

Таблица 7.2.

Значение температуры  $t_k$

Глубина заложения от верха канала, м	$t_k$ при различных размерах канала $h_k \times b_k$ , м					
	0,4x0,5	0,4x0,6	0,4x0,75	0,5x1,0	0,65x1,0	0,8x1,5
0,5	12/20	12/20	13/22	16/27	24/41	27/46
0,7	12/20	14/24	14/14	20/34	28/41	30/51
1,0	13/22	15/25	15/25	21/35	28/47	30/51
1,5	14/25	17/30	17/30	22/38	21/53	35/60

Температуру внешней поверхности канала, где прокладывается прямая и обратная магистрали теплопровода, определяют при помощи табл.7.2

### Задачи

1. Рассчитать ореол оттаивания вокруг подземного канализационного коллектора, работающего неполным сечением (степень заполнения коллектора 30 %). Радиус  $r_{\text{тр}} = 0,15$  м; глубина заполнения коллектора  $h=1,5$  м; температура воды (теплоносителя)  $t_c = 9^\circ\text{C}$ ; температура грунта  $t_o = -2^\circ\text{C}$ ;  $\lambda_t = 1,51$  Вт/м·°C;  $\lambda_m = 1,67$  Вт/м·°C.

2. Рассчитать ореол оттаивания вокруг подземного нефтяного трубопровода, работающего сечением 50 % заполнения. Радиус  $r_{\text{тр}} = 1,5$  м; глубина заполнения коллектора  $h = 1,5$  м; температура потока нефти  $t_c = 7^\circ\text{C}$ ; температура грунта  $t_o = 0^\circ\text{C}$ ;  $\lambda_t = 1,69$  Вт/м·°C;  $\lambda_m = 1,81$  Вт/м·°C.

3. Определить ореол оттаивания вокруг подземного неветилируемого канала теплопровода размером  $0,4 \times 0,6$  м, уложенного на глубине 1 м (считая до верха канала)  $h = 1 + 0,2 = 1,2$  м за 20 лет его эксплуатации:  $\tau = 175200$  ч. Параметры теплоносителя  $70-95^\circ\text{C}$ . Грунт – суглинок с суммарной влажностью  $W_c = 0,25$ ; плотностью сухого мерзлого грунта  $\rho_{\text{с.м.}} = 1000$  кг/м<sup>3</sup>;  $\lambda_t = 1,51$  Вт/м·°C,  $\lambda_m = 1,69$  Вт/м·°C, числом пластичности  $I_p = 0,13$ ; влажностью на границе раскатывания  $W_p = 0,15$ ; температура грунта  $t_o = -0,7^\circ\text{C}$ .

## ТЕМА 8. РАСЧЕТ ОРЕОЛА ОТТАИВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ВОКРУГ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ВЫРАБОТКИ

Вертикальные горные выработки (скважины, шахтные стволы), проходимые в ММП, испытывают дополнительное механическое воздействие, обусловленное оттаиванием породы вокруг выработки под влиянием проходящих по ней жидкости (вода, нефть) или воздуха с положительной температурой. Это воздействие часто становится причиной деформации конструкций, поэтому должно учитываться при проектировании. Величина воздействия зависит от размеров ореола оттаивания ММП, формирующегося вокруг выработки за период ее эксплуатации.

### Определение ореола оттаивания вокруг глубокой скважины

Определяется по формуле

$$r_T = \eta a r_{\text{скв}},$$

где  $r_T$  – радиус оттаивания вокруг скважины на глубину  $u$ , м;

$r_{\text{СКВ}}$  – внешний радиус скважины, м;

$\eta$  – безразмерный параметр, определяемый по номограмме (рис. 8.1), в зависимости от безразмерных величин  $b$ ,  $M$  и  $Na$ , вычисляемых по формулам

$$b = \lambda_T / r_{\text{СКВ}} \alpha u;$$

$$M = \lambda_M (t_{\text{Н.З}} - t_0) / \lambda_T (t_c - t_{\text{Н.З}});$$

$$Na = \lambda_T (t_c - t_{\text{Н.З}}) \cdot \tau / r_{\text{СКВ}}^2 q \rho c \cdot m (W_c - W_n),$$

где  $\alpha u$  – коэффициент теплообмена жидкости с внутренней поверхностью скважины, принимается равным  $116 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{°С}$ ;

$t_{\text{Н.З}}$  – температура начала замерзания (оттаивания) грунта,  $\text{°С}$ ;

$t_0$  – температура грунта на глубине  $y$ ,  $\text{°С}$ ;

$t_c$  – температура транспортируемой жидкости,  $\text{°С}$ ;

$\tau$  – продолжительность оттаивания, ч;

$q$  – удельная теплота фазовых переходов воды,  $q = 93 \text{ Вт} \cdot \text{ч/кг}$ .

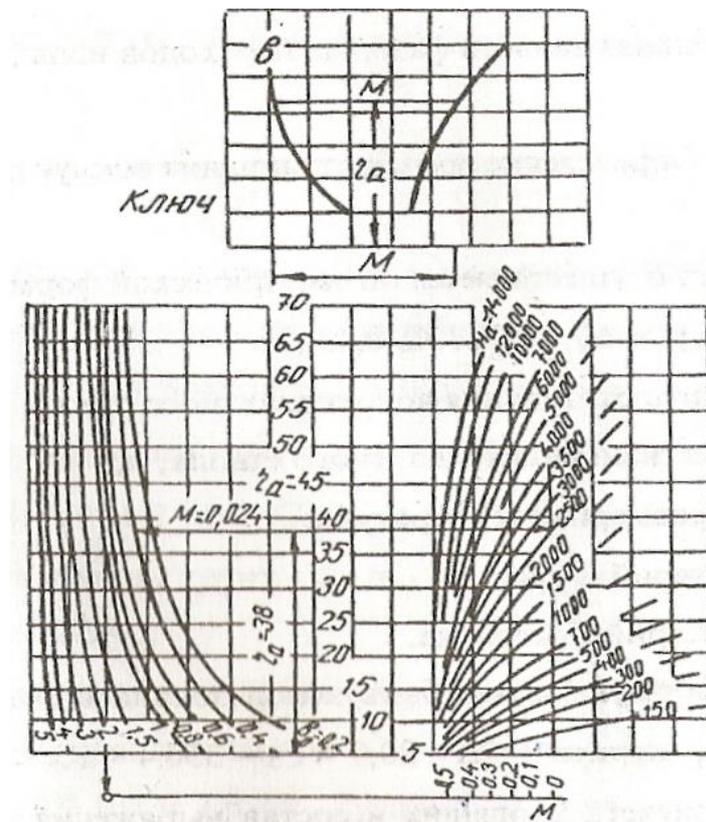


Рис. 8.1. Номограмма для расчета радиуса оттаивания многолетнемерзлых пород вокруг скважины

### Определение ореола оттаивания вокруг шахтного ствола

Расчет осуществляется по эмпирической формуле Ф. Я. Новикова

$$r_T = r_i [1 + \Delta 0,05 (F_0 / K_0) 0,43],$$

где  $r_T$  – радиус оттаивания вокруг шахтного ствола на глубине  $y$ , м;

$r_i$  – расчетный радиус шахтного ствола, м;

$\Delta$  – безразмерная температура;

$F_o$  – критерий Фурье;

$K_o$  – критерий Коссовича.

Эта формула может быть использована в следующих интервалах значений критериев:

$$2 < \Delta < 20, 0 < F_o < 350, 4 < K_o < 25.$$

Для расчета входящих в состав выражения величин используют следующие формулы:

$$\Delta = (t_c - t_{н.з}) / (t_{н.з} - t_o);$$

$$F_o = \lambda_T \tau / C_T r_i^2;$$

$$K_o = q \rho_{с.м} (W_c - W_n) / C_T (t_c - t_o);$$

$$r_i = r_n \exp [(-\lambda_T / \alpha u r_y) \cdot (r_n / r_y) \cdot (-\lambda_T / \lambda_k)],$$

где  $t_c$  – среднегодовая температура воздуха в стволе, °С;

$\tau$  – время, ч;

$C_T$  – объемная теплоемкость талого грунта, Вт·ч/(м<sup>3</sup>·°С);

$r_n$  и  $r_y$  – радиусы внешней и внутренней поверхности крепи, м;

$\alpha u$  – коэффициент теплообмена между воздухом и внутренней поверхностью шахтного ствола:

$$\alpha u = 0,467 \nu 0,8 r_y^{-0,2},$$

здесь  $\nu$  – скорость воздуха в шахтном стволе, м/ч;

$\lambda_k$  – коэффициент теплопроводности материала крепи, Вт/м·°С.

### Задачи

1. Вычислить радиус оттаивания  $r_T$  на глубине 100 м вокруг скважины, по которой транспортируется жидкость с температурой  $t_c = 99^\circ\text{C}$  за время, равное  $\tau = 3048$  ч;  $r_{скв} = 0,054$  м. Грунт – песок ( $W_n = 0$ ); плотность сухого мерзлого грунта  $\rho_{с.м} = 1000$  кг/м<sup>3</sup>; влажность мерзлого грунта  $W_c = 0,14$ ;  $\lambda_T = 1,2$  Вт/м·°С;  $\lambda_M = 1,7$  Вт/м·°С; температура начала замерзания (оттаивания) грунта  $t_{н.з} = -0,1^\circ\text{C}$ ; температура грунта на глубине 100 м  $t_o = -3^\circ\text{C}$ .

2. Вычислить радиус оттаивания  $r_T$  на глубине 30 м вокруг скважины, по которой транспортируется газ с температурой  $20^\circ$ , за время, равное 1255 ч,  $r_{скв} = 0,3$  м. Грунт – суглинок (влажность на пределе раскатывания  $W_p = 0,3$ ) твердой консистенции. Плотность сухого мерзлого грунта  $W_c = 0,55$ ;  $\lambda_T = 1,5$  Вт/м·°С;  $\lambda_M = 1,95$  Вт/м·°С; температура начала замерзания (оттаивания) грунта  $t_{н.з} = -0,3^\circ\text{C}$ ; температура грунта на глубине 30 м  $t_o = -1,5^\circ\text{C}$ .

3. Определить радиус оттаивания ММП вокруг шахтного ствола на глубине 100 м за период его эксплуатации 50 лет (438 000 ч). Внешний радиус

ствола  $r_n = 4$  м; внутренний  $r_y = 3$  м; скорость воздуха в стволе  $v = 7200$  м/ч, среднегодовая температура воздуха  $t_c = 7^\circ\text{C}$ . Материал крепи – бетон  $\lambda_k = 1,16$  Вт/м $\cdot$ °C. Грунт – песок ( $W_n$ ), плотность сухого мерзлого грунта  $\rho_{с.м} = 1400$  кг/м $^3$ ; суммарная влажность мерзлого грунта  $W_c = 0,15$ ;  $\lambda_T = 1,2$  Вт/м $\cdot$ °C,  $C_T = 520$  Вт $\cdot$ ч/(м $^3$  $\cdot$ °C); температура начала замерзания (оттаивания) грунта  $t_{н.с} = -0,1^\circ\text{C}$ , температура грунта на глубине 100 м  $t_o = -1^\circ\text{C}$ .

4. Определить радиус оттаивания ММП вокруг шахтного ствола на глубине 150 м, за период его эксплуатации 25 лет (219 000 ч). Внешний радиус ствола  $r_n = 2,5$  м; внутренний  $r_y = 2,0$  м; скорость воздуха в стволе  $v = 6500$  м/ч, среднегодовая температура воздуха  $t_c = 4^\circ\text{C}$ . Материал крепи – бетон  $\lambda_k = 1,16$  Вт/м $\cdot$ °C. Грунт – выветрелый гранит, плотность сухого мерзлого грунта  $\rho_{с.м} = 1700$  кг/м $^3$ ; суммарная влажность мерзлого грунта  $W_c = 0,05$ ;  $\lambda_T = 1,5$  Вт/м $\cdot$ °C,  $C_T = 820$  Вт $\cdot$ ч/(м $^3$  $\cdot$ °C); температура начала замерзания (оттаивания) грунта  $t_{н.с} = -1,5^\circ\text{C}$ , температура грунта на глубине 150 м  $t_o = -4^\circ\text{C}$ .

#### **Определение давления оттаявшей породы на крепь вертикальной горной выработки**

В вертикальных горных выработках, пройденных в ММП, закономерности проявления горного давления имеют особенности, обусловленные изменениями в состоянии и свойствах ММП в результате их оттаивания. Для выявления этих закономерностей А. В. Надеждин провел физическое моделирование процесса механического взаимодействия вертикальной горной выработки с оттаивающими и мерзлыми породами. Было установлено, что зависимость горного давления  $p_r$  от глубины выработки  $h$  полностью совпадает с аналитическим решением задачи о давлении сыпучей среды на вертикальные параллельные стенки, полученным К. Терцаги в 1961 г.:

$$p_r = (g\delta\rho/2 \operatorname{tg}\varphi_0) \cdot [1 - e^{(-2\xi h \operatorname{tg}\varphi_0/\delta)}],$$

где  $p_r$  – горизонтальное давление на крепь горной выработки, Па;

$g$  – ускорение свободного падения;

$\delta$  – расстояние между параллельными стенками, м;

$\rho$  – плотность породы, кг/м $^3$ ;

$\varphi_0$  – угол трения породы о стенки крепи, град.;

$\xi$  – коэффициент бокового распора,  $\xi = \operatorname{tg}^2(45 - \varphi/2)$ ;

$h$  – глубина расположения расчетного сечения, м; при  $r \leq 2r$ ,  $\delta = r_t = r_i$ , при  $r_t > 2r$ ,  $\delta = r_i$  (здесь  $r_t$  – радиус оттаивания вокруг выработки, м;  $r_i$  – внешний радиус выработки, м).

Для связных пород по формуле, преобразованной А. В. Надеждиным,

$$p_r = g\delta\rho/2 \operatorname{tg}\varphi_0 \{1 - e^{[2\xi(h-h_{\text{пр}}) \operatorname{tg}\varphi_0/\delta]}\},$$

где  $h_{\text{пр}}$  – предельная глубина устойчивого обнажения стенок выработки, определенная по формуле

$$h_{\text{пр}} = r_i \operatorname{tg}(45 - \varphi/2)/(1 - \xi) \cdot \ln g\rho r_i / g\rho r_i - 2c(1 - \xi),$$

где  $c$  – сцепление оттаявшей породы, Па.

Горное давление в связных породах для сечений на глубинах  $h < h_{\text{пр}}$  рассчитывают по формуле Терцаги, а на глубинах  $h \geq h_{\text{пр}}$  – по формуле Надеждина.

Крепь вертикальных горных выработок в ММП подвергается воздействию не только боковой, но и вертикальной нагрузки. Это обусловлено тем, что оттаявшая порода в процессе уплотнения перемещается вниз и передает касательные усилия на крепь. Если сцепление породы с крепью достаточно велико, то перемещения породы не происходит и вес оттаявшей породы полностью воспринимается крепью и мерзлым массивом. Формула для определения максимально возможной вертикальной нагрузки  $P_v$  оттаявшей породы на крепь горной выработки имеет вид  $P_v = \pi r_i \delta g \rho h$ .

### Задачи

1. Определить горное давление  $P_r$  и вертикальную нагрузку оттаявшей породы  $P_v$  на крепь вертикального шахтного ствола на глубине  $h = 48$  м в конце его эксплуатации. Ствол пройден в многолетнемерзлых суглинках мощностью 91 м. Внешний радиус ствола  $r_i = 8$  м. Характеристика оттаявшей породы:  $\varphi = 16^\circ$ ,  $\varphi_0 = 13^\circ$ ;  $c = 16\,000$  Па;  $\rho = 2\,070$  кг/м<sup>3</sup>.

2. Ствол шахты пройден в многолетнемерзлых глинах мощностью 50 м. Определить горное давление  $P_r$  и вертикальную нагрузку оттаявшей породы  $P_v$  на крепь вертикального шахтного ствола на глубине 20 м. Внешний радиус ствола  $r_i = 4,5$  м. За время эксплуатации вокруг ствола образуется радиус оттаивания  $r_r = 12$  м. Характеристика оттаявшей породы:  $\varphi = 13^\circ$ ,  $\varphi_0 = 10^\circ$ ;  $c = 23\,000$  Па;  $\rho = 2075$  кг/м<sup>3</sup>.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геокриология СССР* / под ред. Э. Д. Ершова. М.: Недра. 1988–1989. Т. 1–5.
2. *Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л.* Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980.
3. *Данилов И. Д.* Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983.
4. *Ершов Э. Д., Данилов И. Д., Чевеверев В. Г.* Петрография мерзлых пород. М.: МГУ, 1987.
5. *Ершов Э. Д.* Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979.
6. *Ершов Э. Д.* Криолитогенез. М.: Недра, 1982.
7. *Ершов Э. Д.* Общая геокриология. М.: Недра, 2000.
8. *Ершов Э. Д.* Физика, химия и механика мерзлых пород. М.: МГУ, 1986.
9. *Лабораторные методы исследования мерзлых пород*/под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1975.
10. *Мазуров Г. П.* Физико-механические свойства мерзлых грунтов. Л.: Стройиздат, 1975. 276 с.
11. *Методика мерзлотной съемки.* М.: МГУ, 1979.
12. *Общее мерзлотоведение* / под ред. В. А. Кудрявцева. М.: МГУ, 1976.
13. *Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях* /под ред. В. А. Кудрявцева. М.: МГУ, 1974.
14. *Руководство по выполнению лабораторных работ по дисциплине «Инженерное мерзлотоведение».* УГГГА, Екатеринбург, 2000.
15. *Цитович Н. А.* Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1973.

*Учебное издание*

**Алванян Антон Карапетович**  
**Алванян Карине Антоновна**

## **ГЕОКРИОЛОГИЯ**

Учебное пособие

Редактор *М. А. Шемякина*  
Корректор *Н. А. Антонова*  
Компьютерная верстка: *О. К. Кардакова*

Фото на обложке:  
Алтайские горы (интернет-ресурс)

---

Подписано в печать 20.05.2020. Формат 60×84/16.  
Усл. печ. л. 8,14. Тираж 100 экз. Заказ 73

---

Издательский центр  
Пермского государственного  
национального исследовательского университета.  
614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография ПГНИУ.  
614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15