

Министерство образования Республики Беларусь
Белорусский национальный технический университет

И.И.Леонович,
Н.П.Върко

**ВОДНО-ТЕПЛОВОЙ
РЕЖИМ ЗЕМЛЯНОГО
ПОЛОТНА
АВТОМОБИЛЬНЫХ ДОРОГ**

Минск, 2013

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Белорусский национальный технический университет

Кафедра «Строительство и эксплуатация дорог»

И.И.Леонович
Н.П.Вырко

ВОДНО-ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЗЕМЛЯНОГО ПОЛОТНА
АВТОМОБИЛЬНЫХ ДОРОГ

Пособие для студента специальностей 1-70 03 01
«Автомобильные дороги»
Учебное электронное издание

*Рекомендовано учебно методическим объединением по
образованию в области строительства и архитектуры в качестве
пособия для студентов специальности
1-70 03 01 « Автомобильные дороги»*

Минск
БНТУ
2013

Рецензенты:

В.Н.Яромко, доктор технических наук, профессор ГП «БелдорНИИ»

Н.М. Гурбо, кандидат технических наук, доцент кафедры
«Технология бетона и строительных материалов»

Белорусского национального технического университета.

В пособии изложены основные положения, касающиеся водно-теплового режима земляного полотна автомобильных дорог, процессов протекающих при миграции и накоплении влаги в различных грунтах, закономерностей промерзания грунтов и пучинообразования в дорожных конструкциях.

Теоретические положения пособия подкреплены расчетными примерами и некоторыми данными метеорологического характера.

Пособие предназначено для студентов специальности «Автомобильные дороги» при изучении гидрологии, грунтоведческих и цикла специальных дисциплин дорожного профиля.

©Белорусский национальный технический университет.

©Проспект Независимости 65, г. Минск, Республика Беларусь
тел. 267-93-89, факс (017) 292-91-37

©Регистрационный номер БНТУ/ЭИ ФТК 74-29.2013

Содержание

Введение

Глава 1. Земляное полотно автомобильных дорог как инженерный объект гидрологической среды.

- 1.1. Земляное полотно и его элементы.
- 1.2. Требования к земляному полотну автомобильных дорог.
- 1.3. Характеристика природных условий и дорожно-климатическое районирование территории Республики Беларусь
 - 1.3.1. Температура воздуха
 - 1.3.2. Температура грунта
 - 1.3.3. Атмосферные осадки
 - 1.3.4. Снежный покров
 - 1.3.5. Влажность воздуха
 - 1.3.6. Рельеф территории Республики Беларусь
- 1.4. Почвенно-грунтовые условия Республики Беларусь
- 1.5. Растительность
- 1.6. Расчетная влажность грунтов в естественном залегании по многолетним данным метеостанций.

Глава 2. Грунты земляного полотна и варьирование их свойств

- 2.1. Современные сведения о строении Земли
- 2.2. Геологическая хронология
- 2.3. Инженерно-геологическое районирование территории
- 2.4. Особенности рельефа поверхности земли Беларуси – антропогенный покров
- 2.5. Происхождение грунтов
- 2.6. Состав грунта
- 2.7. Форма грунтовых частиц, структура и текстура
- 2.8. Структурные связи
- 2.9. Породообразующие минералы
 - 2.9.1. Характеристика силикатов и алюмосиликатов
 - 2.9.2. Первичные и вторичные минералы
- 2.10. Грунты как основание и материал для земляного полотна

Глава 3. Вода как физический компонент грунтовой среды

- 3.1. Вода в грунтах, ее виды, свойства и форма связей
- 3.2. Влаго- и теплообмен в грунтах
- 3.3. Влагоемкость, водопроницаемость и водоподъемная способность грунтов
- 3.4. Водопоглощение, водонасыщение и водоотдача в грунтах
- 3.5. Влажность грунта и ее виды
- 3.6. Набухание, усадка, липкость, водостойкость, морозостойкость и размокаемость грунта
- 3.7. Влияние влажности грунта на его физико-механические свойства
- 3.8. Определение расчетной влажности грунта для условий Беларуси
- 3.9. Оптимальная влажность и максимальная плотность

Глава 4. Динамика развития водно-теплового режима в грунтах земляного полотна автомобильных дорог

- 4.1. Влияние климатических условий для развития водно-теплового режима земляного полотна
- 4.2. Динамика развития водно-теплового режима грунта земляного полотна
 - 4.2.1. Накопительный период
 - 4.2.2. Зимнее накопления влаги
- 4.3. Водно-тепловой режим земляного полотна
- 4.4. Миграция влаги с боковых канав в тело земляного полотна

Глава 5. Закономерности изменения водно-теплового режима земляного полотна

- 5.1. Краткий исторический обзор научных работ в области водно-теплового режима грунта земляного полотна
- 5.2. Годовой цикл изменения водно-теплового режима грунта земляного полотна автомобильных дорог
- 5.3. Типы местности по условиям увлажнения
- 5.4. Фазовые превращения воды в грунтах земляного полотна
- 5.5. Физические теории переноса тепла в полотне и дорожных одеждах
- 5.6. Аналитическая теория переноса тепла и влаги в однородных слоях земляного полотна и дорожных одеждах

5.7. Влияние влажности грунта на его прочность и процесс уплотнения

5.8. Аналитическая теория переноса тепла и влаги в слоистых системах

Глава 6. Факторы и методы оценки процессов, происходящих в грунтах различных температурных условий

6.1. Глубина промерзания грунта. Общие положения

6.2. Способы определения глубины промерзания грунта

6.4.1. Аналитический способ определения глубины промерзания грунтов

6.4.2. Статистический метод определения глубины промерзания грунтов. Обоснование выбора метода

6.3. Анализ существующих методов построения кривых обеспеченности для применения их к определению глубины промерзания

6.4. Определения глубины промерзания грунтов статическим методом

6.4.1. Определение расчетной глубины промерзания грунтов при наличии данных многолетних наблюдений

6.4.2. Определение глубины промерзания грунтов на основании карт изолиний

6.5. Влияние снежного покрова на глубину промерзания грунтов

6.6. Определение расчетной глубины промерзания грунта земляного полотна автомобильных дорог

6.7. Районирование территории Республики Беларусь по глубине промерзания грунтов

Глава 7. Пучинообразование в дорожной конструкции

7.1. Причины и следствия возникновения пучин на автомобильных дорогах

7.2. Динамика нарастания влаги в грунтах земляного полотна

7.3. Пучинообразование на автомобильных дорогах

7.4. Районирование территории Республики Беларусь по условиям пучинообразования

7.5. Прогнозирование вероятности появления пучин

7.6. Основные способы предотвращения образования пучин на автомобильных дорогах

Глава 8. Способы оптимизации водно-теплового режима земляного полотна

- 8.1. Общие сведения. Требования к грунтам земляного полотна
 - 8.2. Грунты для земляного полотна
 - 8.3. Изменение прочностных и деформативных характеристик грунтов в зависимости от водно-теплового режима земляного полотна
 - 8.4. Выбор кривой распределения для установления расчетной влажности грунта
 - 8.5. Регулирование водно-теплового режима земляного полотна
 - 8.5.1. Общие положения
 - 8.5.2. Определение величины допускаемого морозного пучения покрытия
 - 8.5.3. Дорожная конструкция типа «оболочка», обеспечивающая стабильность водно-теплового режима ядра насыпи
 - 8.5.4. Оптимизация высоты насыпи над уровнем грунтовых вод с учетом водно-теплового режима дорожной конструкции
- Литература

Глава 1 Земельное полотно автомобильных дорог как инженерный объект гидрогеологической среды

1.1. Земельное полотно и его элементы

Дорожно-транспортный комплекс занимает одно из ведущих мест в экономике нашей страны. В его состав кроме дорог общего пользования входят также ведомственные дороги. К автомобильным дорогам общего пользования относят: республиканские и местные автомобильные дороги. Республиканские автомобильные дороги включены в сеть международных дорог. Они соединяют г. Минск с административными центрами областей и районов, а также административные центры между собой.

Местные автомобильные дороги соединяют административные центры районов с сельскими населенными пунктами и сельские населенные пункты между собой и с республиканскими дорогами. Ведомственные автомобильные дороги расположены на территории хозяйственных объектов. К ним можно отнести лесные автомобильные дороги.

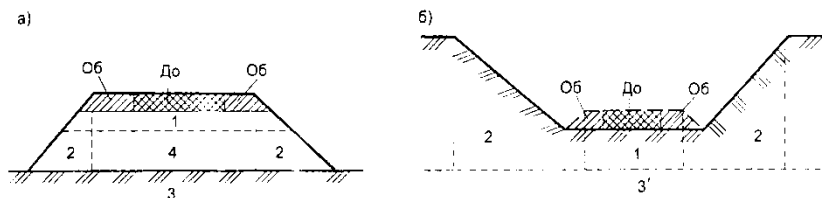


Рис. 1.1. Элементы земляного полотна: а – насыпь; б – выемка; ДО – дорожная одежда; ОБ – обочина; 1 – верхняя часть земляного полотна(рабочий слой); 2 – откосные части; 3 – основание насыпи; 3' - основание выемки; 4 – ядро насыпи

Земельное полотно устраивают в виде насыпей и выемок. Оно включает следующие элементы (рис. 1.1):

–верхнюю часть земляного полотна, которая состоит из рабочего слоя 1 (активная зона насыпи или выемки, расположенная в пределах 1,5 м от поверхности покрытия);

- нижнюю часть насыпи (ядро насыпи 4). Это часть земельного полотна, расположенная ниже рабочего слоя;
- откосные части 2 насыпки и выемки;
- основание насыпки 3. Это массив грунта, на поверхности которого возводится насыпь;
- основание выемки 3' –массив грунта, расположенный ниже границы рабочего слоя.

В состав земельного полотна входят также система поверхностного водоотвода (лотки, кюветы, канавы) и различного типа специальные удерживающие и поддерживающие защитные геотехнические устройства и конструкции, предназначенные для защиты земельного полотна от опасных геологических процессов (оползней, эрозий и т.д.).

Общий вид автомобильной дороги и ее элементы: полоса отвода, земляное полотно, боковые канавы, бровка земляного полотна, кромка проезжей части, откосы; инженерные сооружения: дорожные водопропускные трубы, мосты показаны на рис. 1.2.

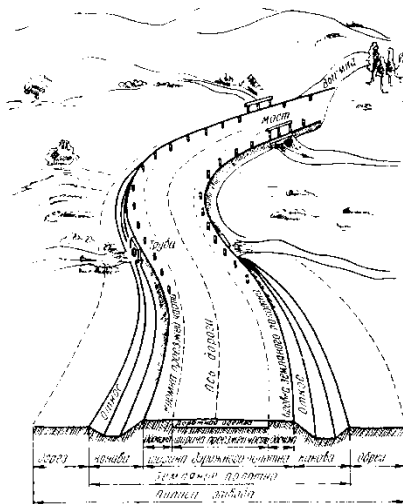


Рис. 1.2. Элементы дорожной конструкции

Таким образом, автомобильная дорога представляет собой комплекс инженерных сооружений, обеспечивающих безопасное движение автомобилей с расчетной скоростью.

Природные условия района строительства дороги характеризуются комплексом погодно-климатических факторов, в связи с этим территория Беларуси разделена на три дорожно-климатических района (рис. 1.3).

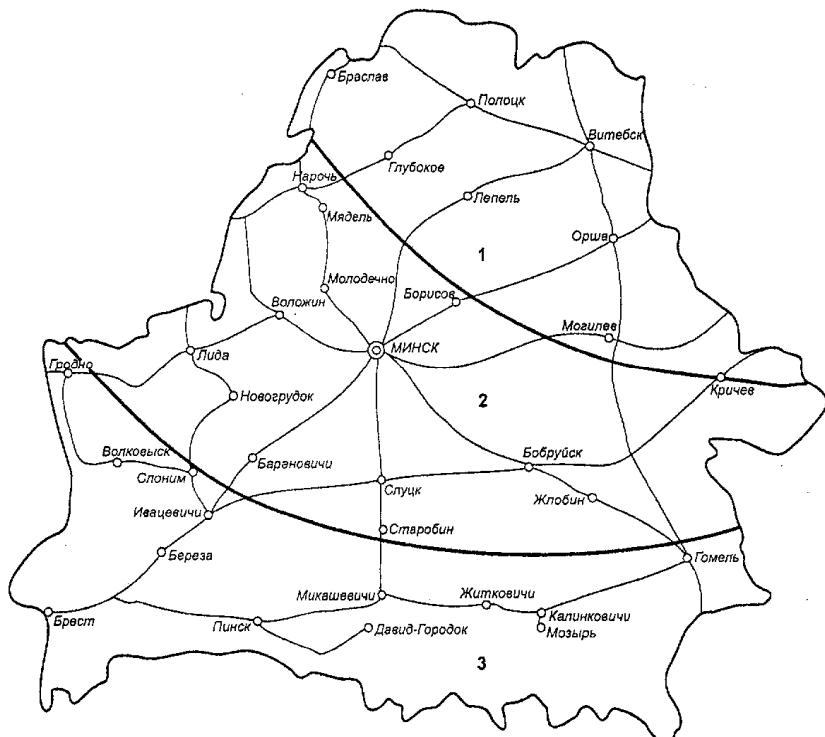


Рис. 1.3. Дорожно-климатическое районирование территории Республики Беларусь:

- - автомобильные дороги;
 - - границы дорожно-климатических районов.
- Расположение дорожно-климатических районов:
 1 – северный, влажный; 2 – центральный, умеренно-влажный;
 3 – южный, неустойчиво-влажный

1.2. Требования к земляному полотну автомобильных дорог

Земляное полотно автомобильных дорог должно быть прочным и устойчивым на протяжении всего срока эксплуатации и обеспечивать безопасность движения автомобилей с расчетными скоростями.

Для достижения требуемой прочности и устойчивости земляного полотна необходимо:

- устраивать земляное полотно из непучинистых грунтов;
- производить замену пучинистых грунтов на дренирующие;
- обеспечивать отвод поверхностных и грунтовых вод от земляного полотна;
- бровка земляного полотна должна устраиваться на определенной высоте над поверхностью земли и расчетным горизонтом грунтовых вод или при длительном стоянии поверхностных вод в соответствии [1,2].
- для понижения уровня грунтовых вод устраивать дренаж;
- выполнять требуемое уплотнение грунта земляного полотна при его строительстве;
- придать соответствующую крутизну откосов насыпей и выемок с учетом типа грунта, а некоторых случаях предусмотреть его укрепление;
- на косогах устраивать специальные инженерные сооружения в соответствии с [2,3].

Индивидуальное проектирование земляного полотна производить в соответствии с [2].

Для предохранения земляного полотна от переувлажнения поверхностными водами и размыва, а также для обеспечения производства работ по сооружению земляного полотна должна быть предусмотрена система поверхностного водоотвода (планировка территории, устройства канав, испарительных бассейнов, понижающих колодцев и т.д.) Дно канав должно иметь продольный уклон не менее 5‰ и в исключительных случаях не менее 3‰ [2].

Конструкция земляного полотна и его геометрическая форма должна обеспечивать снегонезаносимость, безопасность движения, а также отвечать эстетическим требованиям.

При проектировании земляного полотна на болотах необходимо предусмотреть:

– пересечение болот в наиболее узком и неглубоком месте, имеющем наименьшие поперечные уклоны минерального дна;

–ограничение сроков стабилизации осадки насыпи временем его возведения;

–для сохранения гидрологического режима территории устраивать трубы, когда это технически важно и экономически целесообразно.

Земляное полотно на пересечении болот необходимо проектировать с учетом их дорожно-строительной классификации.

В открытой местности земляное полотно необходимо проектировать так, чтобы была наименьшая заносимость его снегом, применяя для этого одно из мероприятий или комплекс их:

–располагать дорогу в плане по возможности вдоль господствующих ветров;

–устраивать пологие откосы от 1:2 до 1:3;

–сокращать протяжение выемок и нулевых мест, а также проектировать высоту насыпи над поверхностью снежного покрова на 0,5 м (с расчетной вероятностью превышая 5%);

–производить ограждение дороги зелеными насаждениями, а в залесенной местности с обеих сторон дороги оставлять полосы леса шириной 60 м при сплошных рубках леса.

1.3. Характеристика природных условий и дорожно-климатическое районирование территории Республики Беларусь

Природные условия района строительства дороги характеризуются комплексом погодно-климатических факторов с учетом деления территории Республики Беларусь на три дорожно-климатических районов в соответствии с таблицей 1.1.

Таблица 1.1. Дорожно-климатические районы

Дорожно-климатические районы	Примерные климатические границы	Краткая характеристика дорожно-климатического района
1 Северный	Севернее линии Поставы – Борисов – Кричев	Распространяется в пределах Поозерского оледенения, характеризуется холмисто-моренным рельефом, относительно прохладным климатом с суммой градусо-дней мороза 614-808, средней годовой температурой воздуха 4,4-5,3°C, годовым количеством осадков 750-860 мм и возможности испарения, не превышающими 600 мм в год.
2 Центральный	Южнее границы 1-го района до линии Щучин – Старобин – Гомель	Распространяется в пределах Сожского оледенения, занимает Белорусскую грядку и прилегающие к ней возвышенное плато, равнины и гряды, климат мягкий, с суммой градусо-дней мороза 387-740, средней годовой температурой 5,3- 6,5°C, годовым количеством осадков 650-750 мм и возможностями испарения порядка 635 мм в год.
3 Южный	Южнее границы 2-го района	Распространяется в пределах Днепровского оледенения, занимает Полесскую низменность, характеризуется равнинным, сильно пониженным, заболоченным рельефом, климат теплый с суммой градусо-дней 6,5-7,4°C, годовым количеством осадков 600-650 мм, и возможностями испарения 650-700 мм в год.

Внутри районов в зависимости от рельефа, почвенно-грунтовых, геологических и гидрологических условий выделяют участки

местности по характеру и степени увлажнения, делящиеся на три типа:

1 - сухие участки;

2 - сырые участки с избыточным увлажнением в отдельные периоды года;

3 - мокрые участки с постоянным избыточным увлажнением.

Республика Беларусь расположена между 23° 11' и 32° 45' В.Д. и между 51° 14' и 56° 10' С.Ш. в бассейнах среднего течения рек Днепра, Западной Двины, Западного Буга и верхнего течения реки Немана.

Площадь республики составляет 207,6 тыс.км². Она на западе граничит с Польшей, на северо-западе – с Литвой, на севере – с Латвией и Псковской областью России, на востоке – со Смоленской и Брянской областями России, на юго-востоке и юге – с Черниговской, Житомерской, Ровенской и Волынской областями Украины.

В настоящее время в Беларуси около 30% территории покрыто лесами, которые во многом определяют климатические, геологические и гидрогеологические условия местности.

В связи с этим нами проанализированы многолетние данные наблюдений метеостанций [4,5] – за климатическими ресурсами республики с точки зрения влагонакопления в грунтах земляного полотна автомобильных дорог и влияния его на параметры земляного полотна. На проектирования автомобильных дорог существенно влияют следующие климатические факторы: атмосферные осадки, глубина и скорость промерзания грунтов, скорость оттаивания грунтов, температура воздуха, снеговой покров, сила и направление ветра, испарение и т.д.

1.3.1. Температура воздуха

Беларусь входит в одну климатическую зону, умеренно теплую и влажную. Расположена на Западе Европейской части. Она испытывает сильное влияние Атлантического океана. Воздушные массы, идущие с запада на восток, приносят летом пасмурную и дождливую погоду, а зимой значительные потепления и оттепели. С продвижением на восток влияние океана постепенно ослабевает и усиливается влияние внутриматериковых воздушных масс.

Температурный режим Беларуси характеризуется постепенным понижением температуры воздуха с юго-запада на северо-восток.

Так, среднегодовая температура воздуха в Брестской области достигает 7,4°С, а в Витебской области, расположенной на северо-востоке республики, - только 4,4 °С. Самым холодным месяцем является январь. Средняя месячная температура его колеблется от -4,3 °С на западе до - 8,2 °С на востоке (рис.1.4). Средняя месячная температура самого жаркого месяца – июля – составляет 17,0 °С - 19,0 °С [4,5,8].

Начало весны, определяемое переходом средней суточной температуры через 0 °С и разрушением устойчивого снежного покрова, начинается на западе Беларуси в конце первой декады марта, а к концу апреля охватывает почти всю территорию. Продолжительность весны колеблется от пяти недель до двух месяцев. Переход средней суточной температуры через +5 °С в центральных и восточных районах Беларуси наступает через две недели после начала весны, а в западных – через три недели. Характерной особенностью для весны Белоруссии является возврат холодов и заморозков.

Окончание весны и начало лета, определяемое переходом температуры воздуха через +10 °С, начинается на юге в конце апреля, а на севере в начале мая. Длится около 3,5 – 4 месяца. Наиболее жаркая часть летнего периода с температурой воздуха +15 °С охватывает июнь, июль, август и продолжается от 2,5 месяца на севере до 3,5 – на юге. Средняя температура самого теплого месяца – июль – от +17 °С на севере до +19 °С на юге.

Когда среднесуточная температура воздуха переходит через 10 °С и начинаются заморозки на поверхности почвы наступает осень. Осень начинается примерно в середине сентября и кончается во второй декаде ноября, продолжительности ее около двух месяцев (50-55 дней).

Во второй половине ноября осень сменяется характерным предзимьем для Беларуси. Температура воздуха переходит через 0 °С с появлением снежного покрова, который неоднократно то сходит, то вновь образуется. Предзимье длится около месяца. За предзимьем наступает более холодная пора года – зима. Зима определяется переходом средней суточной температуры воздуха через -5 °С и образованием устойчивого снежного покрова. Зима наступает в середине декабря на северо-востоке Белоруссии, а к началу января охватывает всю территорию. Продолжительность зимы составляет около 3 – 4,5 месяцев. Зимой особенно ярко выражено влияние Атлантического океана. Действие его

сказывается в том, что в течение всей зимы наблюдаются частые и длительные оттепели. В декабре и феврале на каждые три дня приходится один день с оттепелью. Частые оттепели создают неблагоприятные условия протекания водно-теплового режима, т.е. создаются условия для накопления дополнительной влаги у фронта промерзания.

Число дней с оттепелью увеличивается с северо-востока к юго-западу. Годовой ход температуры воздуха и грунта на глубине 0,2 м и 0,8 м показаны на рис.1.5 для ст. Минск, Витебск, Брест, Гомель, а отрицательная сумма градусо-дней мороза - на рис.1.6.

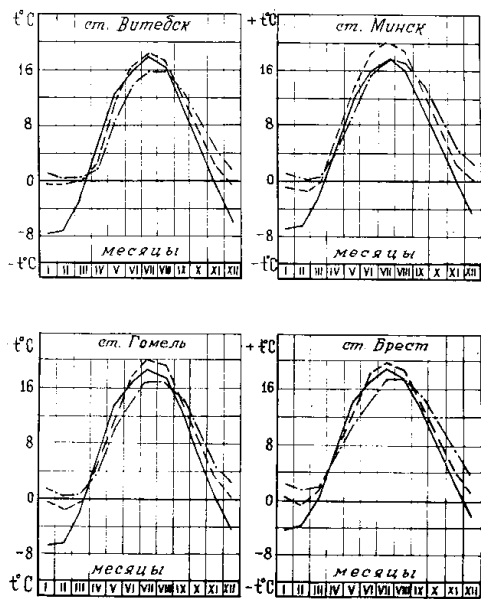


Рис.1.5. Средний месячный многолетний ход температуры воздуха и грунта:

- температура воздуха °С;
- температура грунта на глубине 0,2 м;
- · - · - температура грунта на глубине 0,8 м

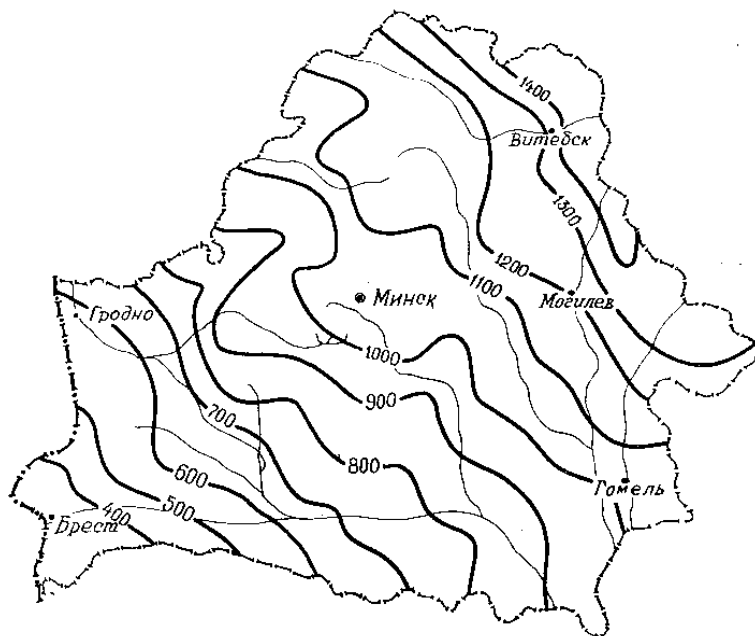


Рис.1.6. Карта изолиний сумма-градусо дней мороза

1.3.2. Температура грунта

Температурный режим грунтов представляет большой интерес, как для строительства, так и для других отраслей народного хозяйства. Он играет большую роль в процессах тепло- и массообмена.

На температурный режим грунтов помимо температуры воздуха существенное влияние оказывают местные условия: механический состав и влажность грунта, рельеф местности (экспозиция склонов) и др. Различия в температуре вследствие неоднородности грунтов могут быть очень велики (табл.1.2).

Таблица 1.2. Разности температур в грунтах различного состава (для Минска)

Глубина, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Супесчаный – суглинистый												
0,2	-0,1	-0,2	-0,2	0,6	1,7	2,1	2,4	1,7	0,8	-0,3	0,0	-0,1
0,4	-0,6	-0,6	-0,5	0,9	2,2	2,4	2,7	1,9	0,5	-0,3	-0,7	-0,8
0,8	-0,7	-0,6	-0,5	0,7	2,1	2,5	2,7	1,9	0,7	-0,2	-0,8	-0,9
1,6	-0,9	-0,7	-0,5	0,6	2,1	2,5	2,7	2,3	0,9	-0,2	-0,8	-1,2
3,2	-0,4	-0,3	-0,2	0,1	1,1	1,6	1,9	1,9	1,5	0,7	0,1	-0,3
Супесчаный – торф												
0,2	-1,0	-1,1	-0,8	1,5	2,9	3,7	3,6	3,0	1,7	-0,3	-0,7	-0,8
0,4	-3,0	-3,0	-2,0	1,1	4,1	5,6	5,4	3,9	1,6	-1,4	-2,6	-3,0
0,8	-4,4	-4,3	-3,6	0,0	4,7	6,8	7,4	6,0	3,2	-0,6	-3,4	-6,7
1,6	-3,3	-3,3	-3,1	-1,1	2,6	4,6	5,6	5,3	3,8	-1,0	-1,4	-2,9
3,2	-1,3	-1,7	-1,9	-1,7	-0,2	1,5	3,0	3,6	3,4	2,4	0,9	-0,5

Из табл.1.2 видно, что летом супесчаный грунт самый теплый, на 2-3 °С теплее суглинистого, а зимой более теплый грунт суглинистый, как более влажный, то же самое наблюдается в супесчаных грунтах и торфах.

Средняя месячная температура поверхности грунта в зимнее время очень мало отличается от температуры воздуха, а в летнее время она на 3-5 °С выше, чем средняя температура воздуха. Грунт, покрытый растительностью, летом холоднее оголенного. Разность в температуре зависит от характера растительности: чем выше и гуще растительный покров, тем ниже температура грунта под ним.

Особый интерес приобретает для нормального протекания водно-теплового режима грунтов изменения его температуры с глубиной. Температура грунта более устойчива, чем температура воздуха, и устойчивость ее повышается с глубиной. Температура грунта на больших глубинах, так же как и на малых зависит от механического состава, что хорошо видно из табл. 1.2. А годовой ход по некоторым станциям показан на рис.1.5.

Как указывалось выше, температура поверхности грунта незначительно отличается от температуры воздуха, а наступление мороза в грунте по сравнению с воздухом сильно запаздывает.

Глубина проникновения температуры 0 °С не совпадает с глубиной промерзания грунта, так как замерзание грунта

происходит при температуре ниже 0 °С и зависит от влажности грунтов, механического состава, содержания растворов солей и т.д. Глубина промерзания грунтов меньше, чем глубина проникания температуры 0 °С. Сильное влияние на глубину проникновения температуры 0 °С, а также глубину промерзания оказывает снежный покров. Так, в Беларуси в малоснежные зимы она может достигать 100-140 см, а в многоснежные – до 20см.

1.3.3 Атмосферные осадки

Распределение осадков на территории Беларуси определяется главным образом циклонической деятельностью. Внутримассовое образование осадков составляет небольшую долю. А так как циклическая деятельность постепенно затухает в направлении с северо-запада на юго-восток, то и количество осадков и продолжительность их выпадения снижается в этом направлении.

По количеству осадков и степени увлажнения почти вся территория Беларуси относится к зоне достаточного увлажнения и только южная и юго-восточная части (Гомельская и Брестская области) относятся к зоне неустойчивого увлажнения. Среднегодовое количество осадков колеблется от 550 до 700 мм. Из годового количества осадков на холодный период (ноябрь - март) приходится примерно 28-30%, а на теплый период (апрель - октябрь) – 70-72% [8]. Распределение атмосферных осадков по периодам представлено на рис. 1.7 и 1.8, а основные типы годового хода осадков показаны на рис.1.9. Из рис.1.9 видно, что наибольшее количество осадков выпадает летом (июль), наименьшее – зимой (февраль). Для решения практических задач при проектировании и строительстве автомобильных дорог важно знать распределение атмосферных осадков по их видам и числу дней с осадками различного вида. Выпадение атмосферных осадков в среднем за год для Беларуси в твердом виде колеблется от 10% на юго-западе до 15% на востоке, смешанные осадки (мокрый снег, снег с дождем) по всей территории составляют 12-13%. Число дней с осадками различного вида распределяется следующим образом: в твердом виде – 20-30%, в жидком – 55-65% и смешанном – 10-15% от годового числа дней с осадками, которое колеблется по территории Беларуси от 160 дней в южных районах до 190 дней на возвышенностях центральных районов.

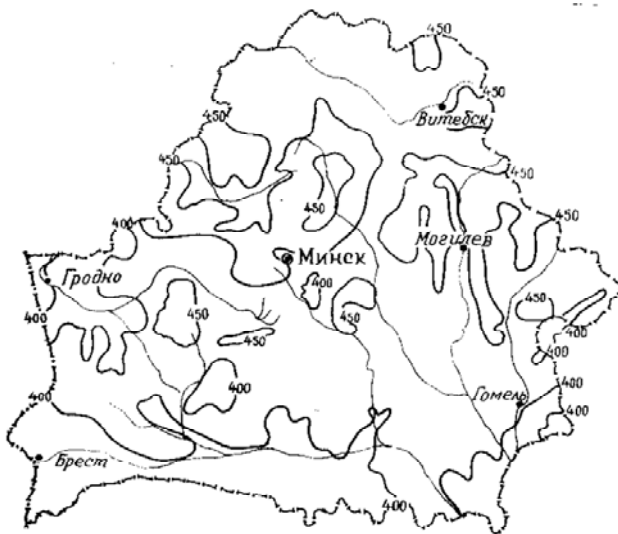


Рис.1.7. Количество осадков. Теплый период. (апрель – октябрь)

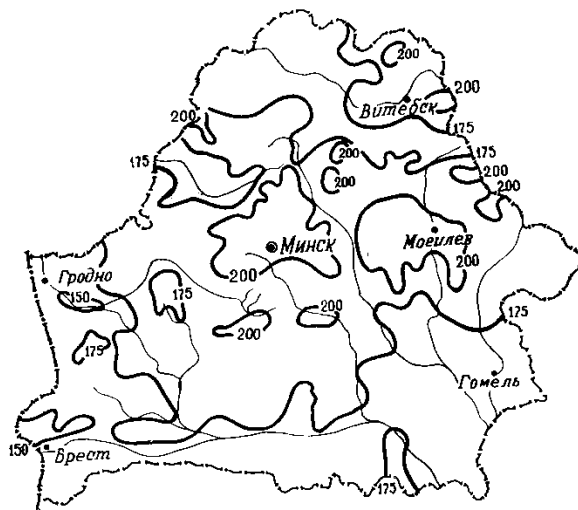


Рис.1.8. Количество осадков. Холодный период. (ноябрь – март)

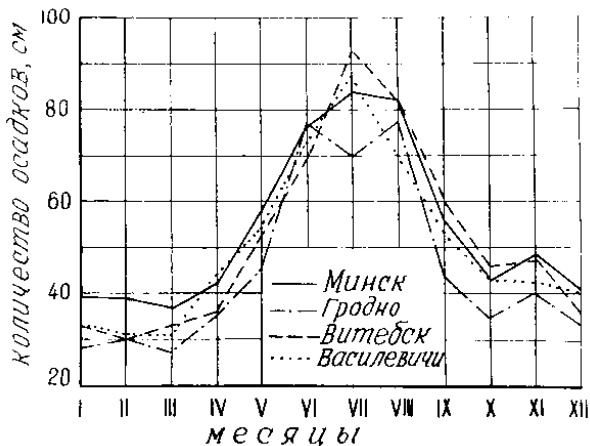


Рис.1.9. Годовой ход осадков

Общая продолжительность осадков за год колеблется по территории от 1000—1100 часов на юге, до 1300 часов на севере [8]. Интенсивность осадков за пятиминутный промежуток времени на Минской и Новогрудской высотах составляет 3—3,5 мм/мин, на все остальной территории – 2—2,5 мм/мин.

1.3.4. Снежный покров

Снежный покров является существенным фактором, влияющим на формирование климата в зимний и весенний периоды. Влияние снежного покрова обусловлено, главным образом, его отражательной способностью. Альbedo сухого свежесвыпавшего снега достигает 85—90% и тепло, получаемое от солнца, почти полностью отражается. Снежный покров определяет водно-тепловой режим почв и грунтов, влияет на такие природные процессы, как влажность грунта, глубина промерзания и скорость оттаивания. Это объясняется малой теплопроводностью снега, которая затрудняет теплообмен между грунтом и воздухом и способствует сохранению тепла в грунте. Снежный покров предохраняет грунт от глубокого промерзания и способствует впитыванию талых вод весной, за счет чего повышается влажность грунтов земляного покрова, которая снижает их прочность и устойчивость. Снежный покров должен учитываться при проектировании и эксплуатации автомобильных дорог с таким

расчетом, чтобы не происходило снежных заносов, которые требуют значительных затрат на снегозащиту и расчистку дорог.

В Беларуси снежный покров формируется с конца ноября: в начале в северо-восточной и центральной частях и на Минской возвышенности, а в декабре – на остальной территории.

Появление первого снежного покрова наступает несколько раньше осеннего перехода температуры воздуха через 0 °С, однако первый снежный покров обычно не устойчив.

Со времени образования устойчивого снежного покрова высота его постепенно нарастает, в декабре она еще очень мала (до 10 см). В январе нарастание идет более интенсивно, а во второй – третьей декаде февраля достигает максимума. На рис.1.10 показан годовой ход высоты снежного покрова в течение зимы в четырех пунктах, расположенных в северо-восточной, центральной и юго-западной частях территории республики.

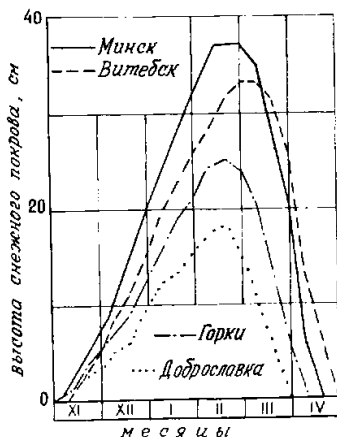


Рис.1.10. Годовой ход высоты снежного покрова

Распределение снежного покрова по территории республики довольно равномерное. Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова на защищенных от ветра местах колеблется от 20 см на юго-западе до 45 см на северо-востоке. На открытых полях и лугах высота снежного покрова на 5-10 см меньше, чем на защищенных участках. Средние значения из наибольших декадных высот снежного покрова представлены на рис.1.11.

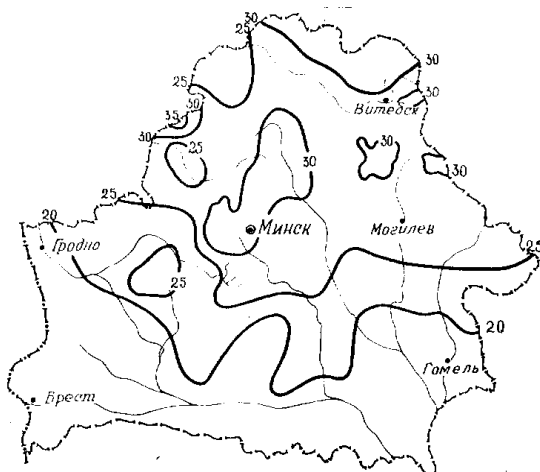


Рис.1.11. Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова (см)

Сход снежного покрова на юго-западе совпадает с весенней датой перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C , на северо-востоке снежный покров сходит на 10 дней позже даты перехода температуры через 0°C .

Особый интерес для автомобильных дорог представляет запас воды в снежном покрове, так как он определяет весенний сток воды, величину половодья, запас влаги в грунтах и т.д., что естественно, сказывается на увеличении влажности грунтов земляного полотна, и соответственно снижение его прочности. Запас воды в снежном покрове возрастает с юга на север от 30 до 90 мм. В лесу и лесных полянах запас воды в снегу обычно больше, чем в поле на 15-40 мм. Запас воды в снежном покрове в лесу зависит от характера и состава леса. Наблюдения [8] показали, что больше всего накапливается снега в лиственном лесу (155% по сравнению с полевым участком) и на полянах (152%), в сосновом лесу – 120-130%, в еловом лесу снега накапливается значительно меньше, так как часть его задерживается хвоей.

Число дней со снежным покровом в среднем за зиму составляет 70-90 дней на юго-западе территории, 100-120 дней в центральной части и 120-135 дней на северо-востоке, рис.1.12.

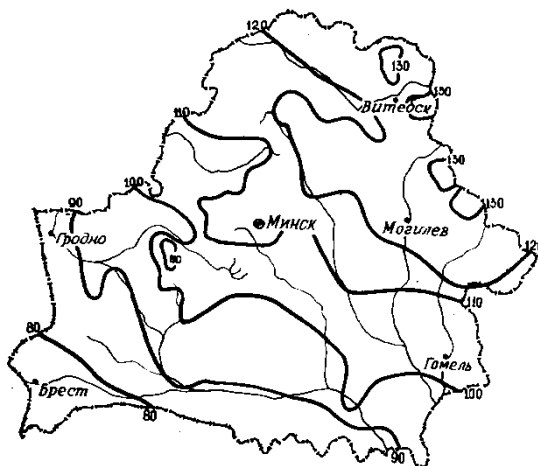


Рис.1.12. Число дней со снежным покровом

1.3.5. Влажность воздуха

Влажность воздуха – один из элементов увлажнения грунтов. О влажности воздуха можно судить по величине упругости водяного пара, относительной влажности воздуха и недостатку насыщения воздуха водным паром. Минимальная величина упругости водяного пара на территории Беларуси наблюдается в январе месяце, а максимальная – в июле. В январе месяце на северо-востоке республики упругость водяного пара составляет 3,3—3,4 мб, а на западе – 4,0—4,2 мб (рис.1.13). В теплый период наибольшая упругость водяного пара наблюдается на юго-востоке – 15,2—15,4 мб и на северо-западе – 14,1—14,2 мб (рис.1.14) [8]. Амплитуда колебания упругости водяного пара составляет: в летние месяцы – 1 мб, зимой – 0,2—0,3 мб.

Относительная влажность воздуха, характеризующая степень насыщения воздуха водяным паром, величина очень изменчива; максимальные среднесуточные значения ее наблюдаются в ноябре-декабре (88-90%), минимальные – в мае (65-70%).

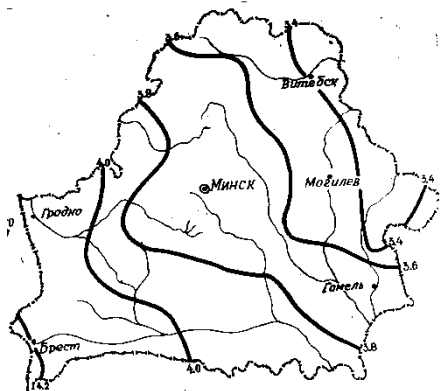


Рис.1.13. Средняя месячная упругость водяного пара (мб). Январь

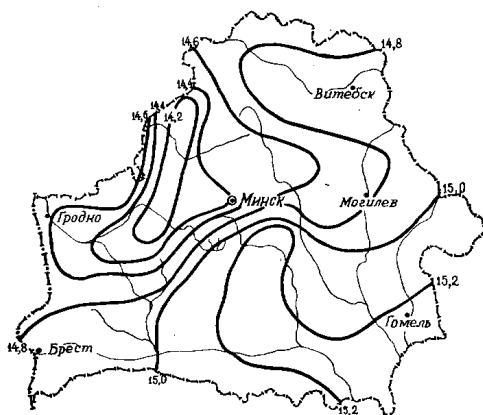


Рис.1.14. Средняя месячная упругость водяного пара (мб). Июль

Суточная амплитуда относительно влажности в летние месяцы колеблется от 25 до 40%, в зимние – от 5 до 10%.

Годовое число влажных дней с относительной влажностью в 13 час 80% и выше меняется по территории от 110 на юге до 145 дней на северо-востоке [8].

Недосток насыщения воздуха в зимний период (декабрь-февраль) колеблется от 0,5 до 0,7 мб, а летом (июнь) – средняя месячная величина составляет 6 мб на севере Беларуси и 8 мб на юго-востоке.

Годовой ход недостатка насыщения предоставлен на рис.1.15. Средняя же амплитуда недостатка насыщения зимой мала и различается по территории незначительно. В летние месяцы амплитуда возрастает с севера на юг и в сильной степени зависит от

рельефа местности. В пониженных и заболоченных местах она больше, чем на возвышенных и сухих, на защищенных больше, чем на открытых.

Из приведенной характеристики климатических условий Беларуси видно, что климат мягкий и с большим количеством осадков, что создает неблагоприятные условия для протекания водно-теплового режима земляного покрова.

1.3.6. Рельеф территории Республики Беларусь

Для территории Беларуси типично наличие холмисто-рядовых возвышенностей и заболоченных низин, обилие озер. Такой характер поверхности республики является следствием четвертичного оледенения, распространявшегося на всю северо-западную часть Европы. Ледник, двигавшийся со стороны Скандинавских гор, нес за собой большое количество продуктов разрушения горных пород, которые после его стаивания и образовали холмисто-равнинный рельеф территории.

В северной половине республики в направлении с юго-запада на северо-восток протягивается Белорусская гряда (высотой 200-300м), распадающаяся на ряд отдельных возвышенностей (Гродненская, Волковысская, Новогрудская, Оршано-Витебская и др.). Наиболее высокой является средняя часть гряды, носящая название Минской возвышенности, высшие точки которой находятся в 30 км к западу от Минска – высота Дзержинская (346 м) и в 30 км к северо-востоку – Лысая (341 м). На северо-запад республики заходят отроги Балтийской моренной гряды, отделенные от Белорусской гряды полосой заболоченных низин (Неманская, Нарочано-Вилейская, Полоцкая), покрытых водноледниковыми и речными песками и суглинками. Высоты колеблются от 80 до 170 м. Здесь много озер и моренных холмов. Наиболее обширной равниной северо-западной половины Беларуси является сильно заболоченная Полоцкая низина. К югу от нее по течению Уллы и Березины (левых притоков Западной Двины) примыкает Чашникская низина, а на востоке к берегам Западной Двины примыкает Суражская низина. Между Свенцянской и Оршанской грядами находится Нарочано-Вилейская низина. К югу от нее по течению Немана располагается Неманская низина, в западной части которой отмечается наименьшая в пределах Беларуси абсолютная высота, равная 85 м. На юго-западе республики к южному склону Белорусской гряды

примыкает мелкохолмистая Прибугская равнина высотой 150-200 м. К юго-востоку от Белорусской гряды протягивается зона приледниковых равнин, из которых наиболее обширная – Центрально-Березинская равнина, расположенная в верхних частях бассейнов рек Березины, Птичи и Друти, наклонена она к югу и постепенно сливается с Полесьем. Здесь много моренных гряд и сравнительно мало оврагов.

Южная часть Беларуси представляет собой плоскодонную впадину (100-150 м), слегка наклоненную на восток, к Днепру. Это - Белорусское Полесье (северная часть Полесской низменности), охватывающее преимущественно бассейн реки Припяти. В ледниковую эпоху Полесье служило местом стока талых ледниковых вод и накопления рыхлых, главным образом, песчаных отложений. Поверхность низменности сильно заболочена. Реки протекают по ней в низких берегах и при малейшем повышении уровня воды разливаются на огромное пространство. Монотонно-равнинный характер местности разнообразится редкими всхолмлениями, береговыми песчаными валами и гривами. Западная часть Полесья – Брестское Полесье приподнято над уровнем моря на 150 м. Это наиболее высокая водораздельная часть низменности, а, вообще, моренных холмов и возвышенностей в Полесье немного. Наиболее значительные из них Волинская и Мозырская гряды.

Рельеф восточной половины республики равнинный, платообразный. Наиболее высокими являются лессовое Оршано-Могилевское плато, прорезанное речными долинами и оврагами. В средней части высота его достигает 240 м.

1.4. Почвенно-грунтовые условия Республики Беларусь

Почвы республики очень разнообразны. Такое большое разнообразие почвенных разностей является результатом проявления целого ряда процессов почвообразования, их сочетаний, различных количественных отношений и т.д.

На территории республики развиваются в основном четыре процесса почвообразования: подзолистой, дерновой, болотной и солончаковый.

Подзолистый процесс является противоположный дерновому. Подзолистый – обедняет почву, а дерновый обогащает ее. Так как оба эти процесса чаще всего совершаются одновременно, то чистых

подзолистых почв в республике почти нет, а широко распространены, так называемые дерново-подзолистые почвы.

Данные о площадях распространения важнейших групп почв и их занятости под лесом приведены в табл.1.3 [14].

Таблица 1.3. Распространение важнейших почв на территории Беларуси

Основные грунты почвенных разностей	Распространение в %	
	по территории Беларуси	из них покрыты лесом
Дерновые почвы	0,5	5,7
Дерново-подзолистые		
а) на глинах и тяжелых суглинках	0,5	6,2
б) на суглинках средних и легких	21,6	6,5
в) на супесях	19,1	21,3
г) на песках	16,7	63,6
Дерново-подзолистые заболоченные почвы	12,2	52,2
Дерновые и торфяно-болотные почвы	23,8	30,5
Аллювиально-луговые почвы	1,7	-
Под водой, дорогами и постройками	3,9	-
Итого:	100	

Из табл.1.3 видно, преобладающим типом почв являются дерново-подзолистые, которые составляют 57,9% площади республики.

Дерново-подзолистые почвы, развивающиеся на глинах и тяжелых суглинках, составляют 0,5% от площадей республики. Данные почвы обладают плохой водопроницаемостью и высокой влагоемкостью, что ведет к их заболачиванию. По морфологии относятся к сильноподзоленным дерново-подзолистым почвам.

Дерново-подзолистые почвы, развивающиеся на средних и легких суглинках, занимают 21,6% от общей площади республики. Располагаются обычно на повышенных местах, имеют среднюю водопроницаемость и влагоемкость.

По морфологии относятся к среднеподзоленным дерново-подзолистым почвам. Следующий тип дерново-подзолистых почв, развивающихся на супесчаных породах, в Беларуси распространены также широко – 19,1% от всей площади. Почвы эти характеризуются высокой степенью водопроницаемости. Дерново-подзолистые почвы, развивающиеся на песчаных породах, занимают 16,7% от площади республики. Они обладают очень высокой водопроницаемостью. Эти почвы по морфологии относятся к слабоподзоленным дерново-подзолистым почвам, так как почвенные горизонты в них сильно растянуты в глубину и не имеют четкого выражения. Песчаные дерново-подзолистые почвы широко распространены под лесом – 63,6% их площади.

Дерново-подзолистые заболочиваемые, дерновые и торфяно-болотные почвы занимают соответственно 12,2 и 23,8% от общей площади республики. Развиваются они обычно на пониженных местах в связи с избытком увлажнения. Остальные типы почв распространены на небольших площадях и поэтому мы на них не будем останавливаться. Различие процессов почвообразования и разнообразия формирования почв зависит от механического состава почвообразующих пород. Дерново-подзолистые почвы разделены на четыре группы по механическому составу почвообразующих пород, на которых эти почвы развиваются, а именно:

- на тяжелых суглинках и глинистых породах;
- на средних и легких суглинистых породах;
- на супесчаных породах;
- на песчаных породах.

Физико-механические свойства подстилающих пород (грунты) и их территориальное расположение изучено недостаточно, хотя они имеют очень важное значение не только для строительства дорог, но и для сельского хозяйства. Поэтому нам пришлось использовать результаты исследований, приводимые академиком П.П.Роговым, кафедрой сухопутного транспорта леса и дорожных машин БТИ им.С.М. Кирова, кроме того нами определены физико-механические свойства грунтов в тех районах, где в свое время были заложены опытные участки по исследованию водно-теплового режима земляного полотна. Схематическая карта территориального расположения грунтов приведена на рис.1.16. Она составлена на основании почвенной карты академика П.П.Роговым.

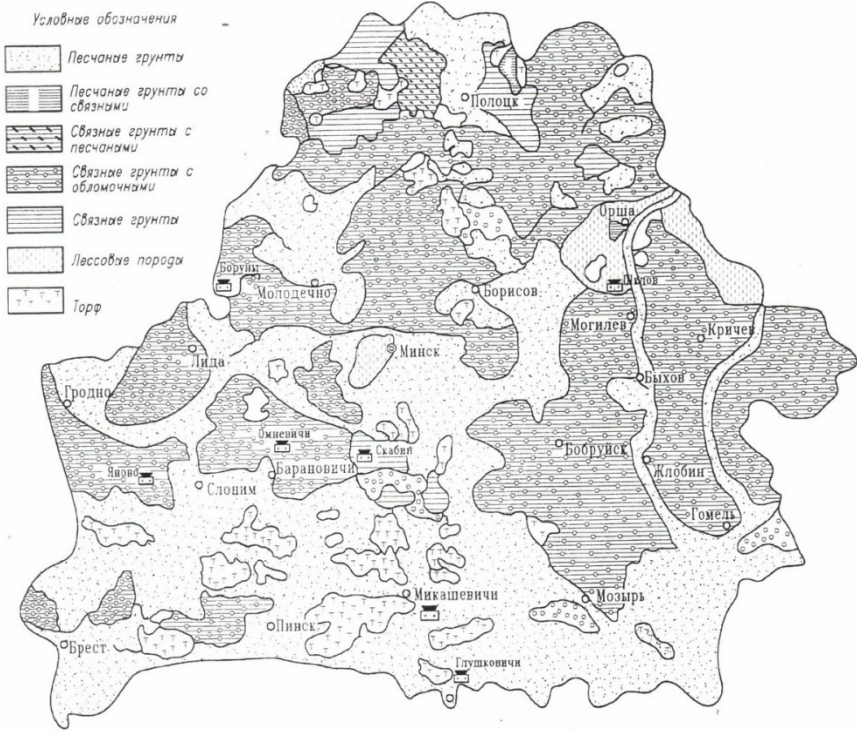


Рис.1.16. Схематическая карта почво-грунтов Беларуси (по П. П. Роговому)

Таблица 1.4. Водные свойства грунтов (для метрового слоя)

Тип грунта	Условия наблюдений	Водопроницаемость, мм/мин	Полная влагоемкость, %	Полевая влагоемкость, %	Водоудерживающая способность в % от полной влагоемкости	Водоотдача в % от полной влагоемкости
Суглинистые	поле	0,19	26,9	24,6	91,5	8,5
	лес	0,24	28,0	24,2	86,5	13,5
Супесчаные	поле	0,23	24,1	16,00	66,5	33,5
	лес	0,51	24,6	12,8	52,0	48,0
Песчаные	поле	0,99	19,9	8,5	42,7	57,3
	лес	2,93	20,4	7,9	38,7	61,3

Из табл.1.4 видно, что водопроницаемость в суглинистых местах очень мала, а в супесчаных и особенно в песчаных сильно возрастает. В лесу водопроницаемость выше, чем в поле. Полная влагоемкость грунтов (заполнение водой всех пустот) различна, но в меньшей степени, чем водопроницаемость. Разница между полем и лесом невелика.

Полевая влагоемкость грунтов, т.е. то количество воды, которое грунт удерживает в себе во взвешенном состоянии в основном силами капиллярности, так же различна в этих грунтах, при чем в суглинистых в три раза выше, чем в песчаных. Водоудерживающая способность грунтов так же различна— суглинистые грунты удерживают до 91,5% воды, в то время как песчаные только 42,7% (супесчаные грунты занимают промежуточные значения – 66,5%). Отсюда можно сделать вывод, что для возведения земляного покрова необходимо использовать супесчаные и песчаные грунты, а избегать суглинистые, ввиду того, что суглинистые грунты способны быстро переувлажняться, а следовательно и терять свою несущую способность.

1.5. Растительность

На основе выполненных работ О.С. Полянская составила сводный очерк растительности республики [12]. В данной работе вся территория республики по характеру естественной растительности относится к таежной зоне, в частности к ее южной окраине. В пределах Беларуси О.С. Полянская устанавливает три подзоны лесной зоны: на севере – елово-широколиственные леса с преобладанием ели и дуба, южнее - елово-широколиственные леса с преобладанием ели, дуба и граба, на юге – леса Полесского типа, характеризующиеся преобладанием дуба, граба и других широколиственных и хвойных пород без ели. Главными лесообразующими породами на территории республики являются: сосна, ель, дуб. Распределение на территории главных лесообразующих пород находится в зависимости от климатических условий, рельефа и почвообразующих пород. В общей сложности леса занимают свыше одной четверти площади территории. Наиболее значительные массивы их распространены в Полесье и к северу от него в бассейне р. Березины. Преобладают хвойные породы, на долю которых приходится 70%; 25% составляют осино-березовые и ольховые леса и лишь 5% занимают широколиственные леса. По запасам лесных насаждений наиболее богаты Гомельская и Минская области, беднее других – Гродненская область. Помимо леса значительное пространство территории республики заняты лугами, травяными, лесными и торфяными болотами; около одной трети территории приходится на культурную растительность.

Луга представлены суходольными в области междуречий и заливными на поймах рек и на низинных болотах. Последние занимают в 3 раза большую площадь и распространены главным образом в Полесье и на севере Витебской области.

Болотная растительность наиболее широко представлена характерными для верховых болот сфагновыми мхами. Распространены они, преимущественно, в междуречьях севера Беларуси. Верховые болота обычно покрыты кустарниками вереска, водяники и богульника, а из древесных – карликовой сосной.

Низинные болота занимают в несколько раз большую площадь, чем верховые. В бассейнах Припяти, Нижнего Сожа и по Неману

они составляют около 90% всех болот. В растительном покрове этих болот преобладают осока с примесью разнотравья. Из древесных пород распространены низкорослая береза, черная ольха и несколько видов ивы.

1.6. Расчетная влажность грунтов в естественном залегании по многолетним данным метеостанций

При проектировании и строительстве автомобильных дорог необходимо знать расчетную влажность грунта (одну из основных характеристик грунта), которая обуславливает его прочность и устойчивость. Для определения расчетной влажности грунта использовались многолетние данные наблюдений 24 агрометеостанций за изменением влажности на глубине 50 см. В расчет принимались агрометеостанции, на которых не менее 10 лет велись наблюдения. Эти станции равномерно распределены по территории республики. Обработка данных наблюдений [14] заключалась в следующем: по данным наблюдений агрометеостанций составляются статистические ряды из абсолютных значений влажности грунта в наиболее неблагоприятные весенние и осенние периоды для каждого года. Для каждого статистического ряда определялись параметры кривой обеспеченности: средняя многолетняя влажность, коэффициенты вариации и асимметрии.

Средняя многолетняя влажность определялась по выражению:

$$W_{cp} = \frac{\sum W_i}{n} \quad (1.1)$$

Коэффициент вариации (изменчивости ряда) определяется по формуле:

$$C_V = \sqrt{\frac{\sum (K_i - 1)^2}{n - 1}} \quad (1.2)$$

а коэффициент асимметрии (для биномиальной кривой) кривой находится по формуле:

$$C_S = 2C_V \quad (1.3)$$

Все расчеты по 24 агрометеостанциям выполнены по форме, представленной в таблице 1.5 (агрометеостанция г.Минска).

Модульный коэффициент каждого года наблюдения определен по формуле:

$$K_i = \frac{W_i}{W_{cp}} \quad (1.4)$$

Процент обеспеченности – Р

$$P = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100\% \quad (1.5)$$

В вышеприведенных формулах приняты следующие обозначения:

W_i – влажность грунта i -го года, %;

n – число всех членов ряда;

m – порядковый номер данного члена ряда.

По известным значениям средней влажности W_{cp} , коэффициентам вариации C_V и асимметрии C_S в зависимости от принимаемой обеспеченности вычислены значения расчетных влажностей W_p грунта по следующему уравнению:

$$W_p = (\phi C_V + 1) W_{cp}, \quad (1.6)$$

где ϕ – отклонение от середины ординат интегральной кривой, принимаемое по таблицам С.И. Рыбника.

Таблица 1.5. Определение расчетной влажности W_p по данным аэрометеостанции: Минск

№	Годы наблюдения	Влажность грунта W_i , %	Модульный коэффициент нт, $K_i = \frac{W_i}{W_{гг}}$	Ki - I		$(K_i - I)^2$	Процент обеспеченности, P
				+	-		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1963в	26	1,2591	0,2591		0,0671	1,72
2	1958в	26	1,2591	0,2591		0,0671	5,17
3	1960в	26	1,2591	0,2591		0,0671	8,72
4	1969в	25	1,2106	0,2106		0,0444	12,06
5	1960в	24	1,1622	0,1622		0,0263	15,52
6	1967в	24	1,1622	0,1622		0,0263	18,96
7	1959в	23	1,1138	0,1138		0,0130	22,41
8	1966в	23	1,1138	0,1138		0,0130	25,86
9	1960в	23	1,1138	0,1138		0,0130	29,31
10	1968в	23	1,1138	0,1138		0,0130	32,76
11	1969в	23	1,1138	0,1138		0,0130	36,21
12	1961в	22	0,0654	0,0654		0,0043	39,65
13	1960в	22	0,0654	0,0654		0,0043	43,10
14	1958о	21	1,0169	0,0169		0,0003	46,55
15	1968о	20	0,9685		0,0315	0,0010	50,00
16	1961в	20	0,9685		0,0315	0,0010	53,44
17	1959о	20	0,9685		0,0315	0,0010	56,90
18	1964в	19	0,9201		0,0799	0,0064	60,34
19	1965о	19	0,9201		0,0799	0,0064	63,79
20	1967в	19	0,9201		0,0799	0,0064	67,24
21	1968в	19	0,9201		0,0799	0,0064	70,69
22	1964о	18	0,8717		0,1283	0,0165	74,14
23	1965о	18	0,8717		0,1283	0,0165	77,59
24	1959о	18	0,8717		0,1283	0,0165	81,03
25	1968о	17	0,8232		0,1768	0,0313	84,48
26	1966о	17	0,8232		0,1768	0,0313	87,93
27	1964о	16	0,7748		0,2252	0,0507	91,38
28	1966о	15	0,7264		0,2736	0,0749	94,83
29	1967о	13	0,6295		0,3705	0,1372	98,28
Сумма		599		2,0290	2,0219	0,7757	

Примечание: в таблице приняты следующие условные обозначения: в – весна; о – осень.

Средняя многолетняя влажность грунта:

$$W_{cp} = \frac{599}{29} = 20,65\%$$

Коэффициент вариации C_V :

$$C_V = \sqrt{0,7757/28} = 0,17$$

Коэффициент асимметрии C_S :

$$C_S = 2 \cdot 0,17 = 0,34.$$

Имея численные значения W_{cp} , C_V и C_S определим ординаты кривой обеспеченности максимальной влажности грунта. Все расчеты сведены в таблицу 1.6.

Таблица 1.6. Ординаты кривой обеспеченности максимальной влажности грунта при $W_{cp} = 20,65\%$

$$C_V = 0,17$$

$$C_S = 0,34$$

Обеспеченность, %						
	1	3	10	25	50	99,9
При $C_V = 1$ и $C_S = 0,34$	2,572	2,01 2	1,318	0,632	-0,058	-2,60
При $C_V = 0,17$ и $C_S = 0,34$	0,437	0,34 2	0,224	0,107	-0,010	-0,442
$\Phi C_V + 1$	1,437	1,34 2	1,224	1,107	0,99	0,558
$W_p =$ $(\Phi C_V + 1)W_{cp}$	30	28	25	23	20	12

Из табл.1.6 видно, что на агрометеостанции Минск расчетная влажность на глубине 50 см, равная 30%, имеет обеспеченность 1%, т.е. в многолетнем ряду эта величина W_p может повториться 1 раз за 100 лет, $W_p = 27\%$ может повториться 1 раз в 20 лет, а $W_p = 20\%$ - каждые 2 года.

Таблица 1.7 - Параметры кривой обеспеченности (средняя максимальная влажность грунта, коэффициенты вариации и асимметрии)

№	Название агрометеостанции	Средняя максимальная влажность, $W_{ср}$ (%)	Коэффициент вариации C_v	Коэффициент асимметрии и C_s
1	Бобруйск	11,2	0,44	0,88
2	Брест	9,2	0,33	0,66
3	Василевичи	12,2	0,49	0,98
4	Вилейка	11,8	0,35	0,70
5	Витебск	19,4	0,22	0,44
6	Волковыск	13,6	0,20	0,40
7	Горки	21,4	0,22	0,44
8	Гомель	21,4	0,31	0,62
9	Ганцевичи	10,9	0,49	0,98
10	Гродно	18,0	0,21	0,42
11	Житковичи	13,8	0,34	0,68
12	Ивацевичи	11,4	0,47	0,94
13	Лепель	15,7	0,17	0,34
14	Лельчицы	8,3	0,31	0,62
15	Минск	20,65	0,17	0,34
16	Марьина-Горка	14,2	0,39	0,78
17	Новогрудок	24,0	0,23	0,46
18	Полоцк	19,3	0,30	0,60
19	Пинск	19,3	0,20	0,40
20	Пружаны	10,9	0,26	0,52
21	Славгород	14,8	0,30	0,60
22	Слуцк	18,5	0,47	0,94
23	Чечерск	14,9	0,26	0,52
24	Шарковщина	27,1	0,12	0,24

Аналогичные расчеты были произведены для всех 24 агрометеостанций. Результаты вычислений приведены в табл.1.7, 1.8

По вычисленным значениям средней многолетней влажности грунта, коэффициент вариации C_v и коэффициент асимметрии C_s (табл.1.8) и таблицам ординат интегральной кривой распределения получены значения абсолютной расчетной влажности для грунтов в естественном залегании разной обеспеченности (табл.1.8).

Таблица 1.8. Расчетная влажность грунтов в естественном залегании (в %)

№	Название агрометеостанции	Обеспеченность, %								
		1	3	5	10	20	25	50	95	99,9
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Бобруйск	26	22	20	18	15	14	10	4	2
2	Брест	18	16	15	13	12	11	9	5	3
3	Василевичи	30	26	23	20	17	16	11	4	1
4	Вилейка	23	21	19	17	15	14	11	6	3
5	Витебск	31	28	27	25	23	22	19	15	10
6	Волковыск	21	19	18	17	16	15	13	9	7
7	Горки	34	31	30	28	25	24	21	14	10
8	Гомель	40	36	33	30	27	25	21	12	6
9	Ганцевичи	27	23	21	18	15	14	10	4	1
10	Гродно	28	26	25	23	21	20	18	12	9
11	Житковичи	27	24	22	20	18	17	13	7	4
12	Ивацевичи	27	23	21	19	15	14	11	4	2
13	Лепель	23	21	20	19	18	17	16	12	9
14	Лельчицы	15	14	13	12	10	9	8	5	2
15	Минск	30	28	27	25	24	23	20	15	12
16	М-Горки	30	26	24	22	18	17	13	6	3
17	Новогрудок	39	35	34	31	28	27	24	16	11
18	Полоцк	35	32	30	27	24	23	19	11	6
19	Пинск	29	27	26	24	22	21	19	13	9
20	Пружаны	19	17	16	15	13	12	11	8	4
21	Славгород	27	24	23	21	18	17,5	14	8	5
22	Слуцк	44	38	35	30	25	23	17	7	2
23	Чечерск	25	23	22	20	18	17	14	9	6
24	Шарковщина	35	34	33	31	30	29	27	22	18

Чтобы установить надежность применимости биномиальной кривой обеспеченности для определения расчетных влажностей грунта, сравним теоретические (расчетные) данные с опытными (наблюдаемыми), для чего построим теоретическую кривую обеспеченности. Для построения теоретической кривой обеспеченности на клетчатке вероятности отложим по оси ординат значение модульного коэффициента ($K_s = \Phi C_v + 1$) из табл.1.7, а по оси абсцисс соответствующие им проценты обеспеченности и нанесем по этим точкам плавную кривую, рис.1.17. Нанесенные

данные фактических наблюдений за влажностью грунта из табл.1.5 показывают достаточно хорошее соответствие расчетных и опытных данных, что еще раз подтверждает выводы проф.А.К. Бируля и В.М. Сиденко о возможности применения статистического метода к определению расчетных влажностей грунта.



Рис.1.17. Кривая обеспеченности расчетной влажности грунта на глубине 50 см для метеостанции Минск на клетчатке вероятности

Переход от полученных значений влажности грунта в естественном залегании к расчетным влажностям грунтов земельного полотна произведены на основании методов, разработанных проф.Н.А. Пузаковым, А.К. Бируля и В.М. Сиденко.

Глава 2 Грунты земляного полотна и варьирование их свойств

2.1. Современные сведения о строении Земли

Строение Земли по М.М.Филатову, показано на рис. 2.1[16].

Земля имеет сложную форму *геоида*, центрo-симметричное строение и состоит из нескольких *геосфер*. Ее делят на три части: тонкую наружную *кору*, огромную, большой толщины, *мантию* – равную около 5/6 объема всей Земли и 2/3 по массе; *ядро* в середине.

Материковая кора имеет три слоя: осадочный, гранитный и базальтовый.

Мощность *осадочного слоя* достигает 15 км и более. В некоторых местах этот слой может отсутствовать.

Гранитный слой состоит из разных метаморфических и магматических пород (преимущественно гранит, гнейс) кристаллического сложения. Слой назван гранитным потому, что скорость распространения сейсмических масс такая же, как в граните.

Под этим слоем залегает *базальтовый слой*. Состав этого слоя пока изучен недостаточно.

Слой земной коры от поверхности до мантии называют *литосферой*.

Переходную зону от ядра к земной коре составляет очень мощная оболочка Земли – *мантия*. Мантия делится на верхнюю *перидотитовую* и нижнюю *промежуточную* оболочки. Условно граница проходит на глубине 900 – 1200 км.

Ядро занимает 16% земного шара по объему и 31,5% по массе. Ядро делят на две части: внешнее и внутреннее ядро (субъядро). В связи с тем, что поперечные волны сквозь внешнее ядро не проходят, поэтому полагают, что оно *жидкое*, *субъядро твердое* – так как скорость сейсмических волн, проходящих через него, остается постоянной.

Диаметр ядра около 2500 км, а давление достигает 3,5 млн. атм. Температура ядра 5000^{°C}, а температура вытекающей из вулкана магмы – 1200 – 4000^{°C}.

Плотность земного шара равна $5,5 \text{ г/см}^3$ – значительно превышает плотность горных пород ($2,5 - 2,8$), слагающих Земную кору. Поэтому полагают, что плотность центральной части должна равняться 12 кг/см^3 , т.е. примерно плотности железа и никеля (Fe, Ni).

Большой интерес представляет геологическая хронология формирования горных пород и грунтов.

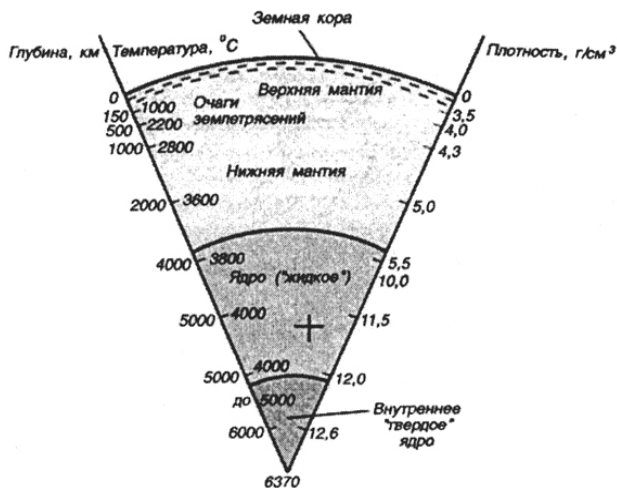


Рис.2.1. Схема строения Земли.

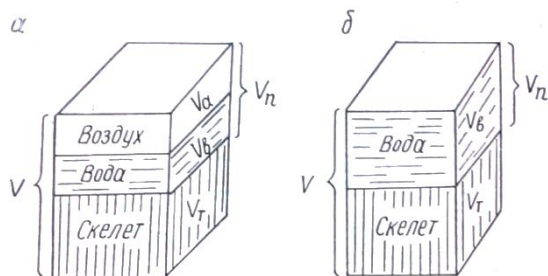


Рис.2.2. Схема составных частей трехфазного (а) и двухфазного (б) грунта: V – объем всего грунта; V_т – объем скелета грунта; V_п – объем пор грунта; V_а – объем воздуха в порах; V_в – объем воды в порах..

2.2. Геологическая хронология

Геохронология – это подразделение геологического времени на условные отрезки, которые имеют определенные названия (эра, период, эпоха, век) и расположение их в определенном порядке [17].

Возраст Земли составляет примерно 4,5...5,0 млрд. лет. Возраст первого материка приблизительно равен 4 млрд. лет. Жизнь на Земле зародилась примерно 2,3 млрд. лет назад. Среднегодовая температура поверхности Земли (земного шара) в то время составляла 72°C. В эпоху господства пресмыкающихся (около 200 млн. лет назад) она была близка к 20°C. В настоящее время среднегодовая температура земного шара равна 14,8°C.

За последние 500 тыс. лет земной шар испытал *четыре периода оледенения*. Последний раз ледник ушел 16 тыс. лет назад; его остатки находим в Гренландии и Антарктиде. Таяние льда на этих материках ежегодно повышает уровень мирового океана на 2 мм.

Геологическое время Земли подразделяется на пять эр: архейскую, протерозойскую, палеозойскую, мезозойскую, кайнозойскую [11].

Архейская эра – это самая древняя эра в геологической истории Земли, продолжившаяся около 1 млрд. лет. Это время формирования земной коры, появления на ней первой воды, накопление первых мощных толщ *осадочных пород*. На геологических картах архейская эра обозначается AR.

Протерозойская эра (PR) продолжалась 600 – 800 млн. лет. Для нее характерен теплый тропический климат, обширное распространение моря, где происходило накопление известняков. Продолжительность наращивания земной коры; на ее поверхности со временем накапливались мощные вулканические и осадочные толщи.

Палеозойская эра (PZ) продолжалась 300-350 млн. лет. Ее подразделяют на периоды: *кембрийский (К); ордовикский (О); силурийский (S); девонский (Д); каменноугольный (С); пермский (P)*. В палеозойской эре сформировались две складчатости: каледонская и герцинская. Климат палеозоя, в основном, отличался тропическими и субтропическими режимами, которые закончились резким похолоданием в пермский период. Породы данной эры характеризуются – известняками, мергелями и доломитами. На

континентальных платформах они представлены глинами, песками и рыхлыми песчанками.

В силурийский период произошло мощное горообразование с поднятие материков и обмелением морей. Образовалась каледонская складчатость.

В девонском периоде произошло резкое сокращение морских бассейнов и увеличение поверхности суши.

В каменноугольный период началось наступление моря на сушу, древние каледонские горы сгладились и большая часть Европейской равнины оказалась затопленной морем. Свое название получил из-за обилия в его отложениях угля.

Мезозойская эра (MZ) продолжалась 50 – 250 млн. лет. Она включает три периода:

- триасовый (Т) – в котором происходило чередование сухих и влажных периодов, интенсивно протекала вулканическая деятельность;
- юрский (Ю) – время бурного развития пресмыкающихся, таких как динозавры (длина 25 м, масса свыше 60 т);
- меловой – мощное горообразование и увеличение материков.

Кайнозойская эра(KZ) – поздняя геологическая эра, которая началась примерно 250 млн. лет назад и продолжается до сегодняшнего дня. Ее делят на три периода: *палеогеновый (P)*; *неогеновый (N)*; *четвертичный (O) или антропоген (A)*.

В эту эпоху образовались океаны – Атлантический, Индийский, Северно-ледовитый. Интенсивно формировалась альпийская складчатость, с которой связано рождение Альп, Кавказа, Крыма и других горных систем.

Палеоген отличался теплым тропическим климатом, который при неогене сменился прохладным. В настоящее время большие пространства суши Арктики и Антарктики покрыты льдом толщиной до 3 км в Гренландии. За последний миллиард лет на Земле было четыре эпохи, когда лед занимал большую поверхность земного шара. В четвертом из этих периодов оледенения живем мы. За последний миллиард лет, как минимум, девять раз ледяные щиты надвигались на Северную Америку и Европу. Их толщина достигала 2 км.

Таким образом, в ходе эволюции земной коры возросла ее неоднородность, что определило различия между океаническими и континентальными полушариями Земли. Проявился наиболее общий закон развития нашей планеты – усложнение вещественного

состава и структуры земной коры, усиливалась дифференциация и разновременность протекания глубинных процессов в ходе геологической истории.

2.3. Инженерно-геологическое районирование территории

Водно-тепловые процессы, происходящие в грунтах в различных природно-климатических зонах, имеют свои особенности и одну и ту же или близкую историю геологического развития. В связи с этим целесообразно изложить в данной работе инженерно-геологическое районирование территории, которое приведено в работе «Природа Беларуси». Энциклопедия, том 1, Минск, 2009, с. 171.

Условия, при которых происходит одна и та же или близкая история геологического развития и находящаяся в одних природно-климатических зонах, называют региональными.

Под *зональными* понимают закономерности развития геологических процессов, которые связаны с климатом, т.е. с тепло- и влагообменом.

Под *типизацией* территорий понимают выделение их отдельных частей, соответствующих некоторым, заранее установленным типам режимов, характеризующиеся наиболее общими признаками. Всего на Земле выделено примерно 80 инженерно-геологических типов территорий, для каждого из которых предусматривается единая методика изучения, единые инструкции по изысканиям, строительные нормы и другие нормативные документы.

В качестве самостоятельных инженерно-геологических единиц выделяют [6,7]: регионы, области, районы, подрайоны.

Регионы – это территории, выделяемые по геоструктурным признакам в результате анализа истории геологического развития данной территории за все доступное для нас время.

Области – это часть регионов, имевшие разное развитие в новейшее время.

Районы – это территория, отличающаяся однообразием геологического строения, выражающегося в одинаковой последовательности залегания горных пород, мощности и петрографическом составе.

В пределах одного района могут быть выделены инженерно-геологические *подрайоны*. Например, если часть района расположена в зоне вечной мерзлоты, она выделяется в подрайон. В

пределах подрайона могут быть выделены участки, в пределах которых могут быть выделены элементы.

Таким образом, следует отметить, что современные инженерно-геологические условия формировались на протяжении всей истории геологического развития регионов. При этом большое влияние на их развитие оказывали тектонические движения, их характер, направленность, интенсивность и постоянство.

2.4. Особенности рельефа поверхности земли Беларуси - антропогенный покров

Антропогенный покров – это толща горных пород, на которую воздействует человек при строительстве и разработке полезных ископаемых.

На территории Беларуси антропогенные отложения распространены повсеместно и имеют значительную толщину (300 м и более).

Этот покров образовался (до 90%) в результате продвижения пяти ледников, образовав соответствующую зону или толщи (вертикальные зоны). Различают три вертикальные зоны: первая, вторая и третья [14].

Первая зона: глубина – 1...2 м; объектом изучения является почва; на которой устраивают дороги, аэродромы и другие сооружения.

Вторая зона: глубина от 2 до 20 м, в которой залегают осадочные породы, преимущественно в рыхлом состоянии. Вид строительства – промышленное, гидротехническое, транспортное, коммунальное и др.

Третья зона: глубина – сотни метров; объект изучения – горные породы с преобладание твердых разновидностей; вид строительства – тоннели, метро, разработка полезных ископаемых.

Высота дневной поверхности Беларуси (кровли антропогенного покрова) составляет в среднем 159 м над уровнем моря. Низменные пространства (3/5 территории) находятся на абсолютных отметках 100...150 м, равнинные – 150...220 м. Перепад дневной поверхности составляет 266 м (80 м – в долине реки Неман, 346 м – на горе Дзержинской). Рельеф характеризуется преобладанием плоских и пологоволнистых равнин речных долин.

Северная часть Беларуси (Белорусское Поозерье) относится к области ледниково-аккумулятивного рельефа, в формировании

которого главную роль сыграл последний из покрывавших территорию Беларуси в антропогене ледников – Поозерский. Большую часть данной области занимает почти плоская Полоцкая низина, отметки которой составляют 130...150 м. Со всех сторон низину окружают холмистые гряды и возвышенности.

Центральная часть республики имеет наиболее высокое положение. От района Гродно – Волковыск в северо-восточном направлении простирается Белорусская гряда, созданная преимущественно Сожским ледником. В пределах данной гряды преобладают отметки 200...250 м. Наивысшей частью является Минская возвышенность, на которой выделяется гора Дзержинская. В северо-западном направлении расположена Ошмянская возвышенность (320 м). В западной части Белорусской гряды выделяются Гродненская (247 м), Волковыская (242 м), Слонимская (226 м), Новогрудская (323 м) возвышенности. На востоке республики расположена Оршанская возвышенность (212 м).

Южная часть республики включает Брестское, Припятское, Мозырское и Гомельское Полесье. В основном, поверхность Белорусского Полесья представляет пониженную заболоченную пологую слабоволнистую равнину. Над плоской поверхностью возвышаются многочисленные ледниковые гряды и холмы. Отметки поверхности не превышают 150...160 м. Для Белорусского Полесья характерны обширные болотные массивы.

2.5. Происхождение грунтов

Грунт – это верхняя рыхлая горная порода, изменившаяся под влиянием внешних природных факторов, представляющая собой смесь минеральных частиц разной крупности. Он является основным дорожно-строительным материалом, средой для возведения дорожных сооружений.

Верхний слой грунта, изменившийся под влиянием воздуха, воды, тепла и микроорганизмов, называют *почвой*, главным качеством которой является плодородие. Почва является неудовлетворительным дорожно-строительным материалом и, как правило, не может быть использована для дорожного строительства.

Земная кора толщиной более 100 км в основном состоит из твердых горных пород и называется *литосферой*.

Поверхность земли неровная, у которой – 1/3 всей площади занято морями, океанами. Оболочка воды, покрывающая поверхность земли, называется *гидросферой*.

Слой воздуха, окружающий моря, океаны и поверхность земли, называется *атмосферой*.

Между литосферой, гидросферой и атмосферой существует постоянное взаимодействие, которое вызывает изменение в строении наружной оболочки земли.

Наблюдениями в глубоких скважинах до 5 км и более установлено, что по мере углубления в толщу коры земли температура повышается в среднем через каждые 35 м на 1°C и называется *геотермической ступенью*. Она не является постоянной величиной и в отдельных местах земного шара эта ступень достигает 100 м.

Одновременно с повышением температуры в глубине земли повышается давление. На глубине 10 км температура достигает 300°C , давление более 2500 атм., а на глубине 40 км температура достигает 1000°C и давление около 10000 атм. Внутри земной коры в условиях высокой температуры находится расплавленная масса – *магма*, которая местами выходит на поверхность земли и застывает.

В настоящее время известно около 1000 видов горных пород. По происхождению они разделяются на три группы: изверженные, метаморфические и осадочные [16, 17, 18].

Изверженные (магматические) породы образуются в результате застывания расплавленной магмы на поверхности или в верхних слоях земной коры. К этой группе относятся: граниты, порфиры, сиениты, диабазы и др. В составе изверженных горных пород участвуют все известные химические элементы, из которых наиболее существенны O_2 , Si , Al , Fe , Ca , Mg , K , Na , Ti и H . Количество этих веществ в породах принято обозначать в виде процентного содержания соответствующих окислов: SiO_2 , Al_2O , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , H_2O , Na_2O . С химическим составом породы связана их устойчивость против воздействия природных факторов, а также некоторые технические свойства пород, например, сцепление поверхности частиц грунта с вяжущими материалами, применяемыми при строительстве автомобильных дорог.

Метаморфические породы образуются в толще земной коры в результате совместного воздействия на породы высокой температуры, высокого давления горячих газов и паров, которые выделяются из магмы (гнейс, сланцы, мрамор, кварциты).

Осадочные горные породы образовались в результате разрушения изверженных горных пород.

Разрушение и видоизменение горных пород происходит от интенсивного воздействия на породы воды, воздуха и колебаний температуры. Продукты разрушения породы в виде обломков, тонких щелистых частиц и растворенные в воде химические вещества могут перемещаться на большие расстояния водой, ветром и под действием силы тяжести. Накопленные на дне водных бассейнов и на суше минеральные массы, расположенные отдельными слоями или пластами, получили название *осадочных пород*. Отдельные слои отличаются друг от друга свойствами, составом и окраской. Осадочные породы наиболее распространены в дорожно-строительном деле и служат основанием земляного полотна.

По происхождению осадочные породы делятся на три группы: обломочные, органогенные и химические.

Обломочные породы образовались в первый период процесса выветривания под воздействием изменения температуры, воды и ветра. К ним относятся валуны, галька, гравий, пески, лёс, глина, суглинки.

Органогенные породы образовались с участием остатков отмирания животных и растительных организмов. К ним относят - чистый известняк ($CaCO_3$), доломитовые известняки ($MgCO_3$) - каменный уголь, торф.

Химические породы образовались в результате химического взаимодействия между различными слоями (гипс, ангидрид, известковый туф и др.).

Все горные породы, независимо от их происхождения образуют конечные продукты распада – песок (наиболее распространенный кварцевый SiO_2), пыль крупную (кристаллический кварц, мелкая аморфная кремниевая кислота) и глину (водная алюмокремниевая кислота или каолин с примесью окиси железа и других металлов).

В зависимости от степени разрушения горной породы грунты подразделяются на следующие основные группы:

скальные – изверженные, метаморфические и осадочные породы с жесткой связью между минералами, залегающие в виде сплошных массивов, имеющие предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии более 5 МПа;

полускальные – с жесткой связью между зёрнами, имеющими прочность при сжатии в водонасыщенном состоянии менее 5 МПа;

рыхлые связные – несцементированные грунты, обломки кристаллические и осадочных пород, сыпучие в сухом состоянии, е пластичные (гравийные, песчаные грунты);

мягкие связные – связные в сухом состоянии, тонкозернистые, пластичные (глинистые грунты).

Две последние группы называют рыхлыми грунтами, которые чаще других применяются в дорожном строительстве.

Особую группу составляют грунты органического происхождения – торф, растительный грунт и чернозем.

Торф – грунт буро-черного цвета состоит из разложившихся при недостаточном доступе воздуха и большой влажности болотных растений, имеют незначительные примеси минеральных веществ.

Растительный грунт и чернозем – серого, бурого, каштанового или почти черного цвета (чернозем). Эти грунты имеют разнообразные механические свойства. Растительный грунт в своем составе имеет перегноя (гумуса) до 4%, а чернозем – до 20%.

Грунты в дорожном деле имеют большое значение. Нижнее строение, основание дорог состоит из грунта, от качества которого зависят устойчивость и размеры земляного полотна дороги; тип и конструкция верхнего строения пути, конструкция одежды на грунтовых дорогах; сопротивление движению и скорости движению; стоимость и затраты труда на строительство дороги; расходы на ремонт и содержание дороги в период эксплуатации и выбор типа транспорта для вывозки грунтов. Поэтому при изыскании и проектировании дорог, необходимо обращать особое внимание на определение вида дорожных грунтов, их свойства и принимать соответствующие технические меры, чтобы при возможно минимальных расходах средств и затрат труда построить дорогу высокого качества и обеспечить ее экономичную и надежную эксплуатацию.

Грунт в естественном состоянии является сложной системой, которая состоит из твердых минеральных частиц, воды и воздуха (рис. 2.2). Вода и воздух заполняют поры между твердыми минеральными частицами. Системы, состоящие из двух и более веществ, распределенных одно в другом, называются *дисперсными системами*. Дисперсные системы разделяются на *однофазные* или *гомогенные* (газовая смесь, истинный раствор) и *многофазные*, или *гетерогенные* (суспензия твердых частиц в воде).

В многофазных дисперсных системах твердые частицы имеют поверхность, которая взаимодействует с окружающей жидкой средой.

Дисперсные многофазные системы состоят из непрерывной дисперсной среды и распределенного в ней раздробленного вещества (дисперсная фаза).

Грунты состоят из большого количества мелких минеральных частиц и воды. Даже грунты, кажущиеся сухими, имеют на твердых частицах тонкую пленку воды. Поэтому грунты являются многофазной дисперсной системой, в которой дисперсной средой является вода, а дисперсной фазой – твердые раздробленные минеральные частицы.

Степень раздробленности дисперсной фазы (степень дисперсности) сильно влияет на физические свойства дисперсных систем, что можно проследить по табл. 2.1.

Таблица 2.1 – Название и физические свойства дисперсных систем в зависимости от степени дисперсности

Размер частиц в мм	>0,005	0,005 – 0,0001	0,0001 – 0,000001	< 0,000001
Название системы	Грубые дисперсные	Тонкие дисперсные	Коллоидные системы	Не видимы в ультрамикроскоп
Основные физические свойства	Видимы простым глазом при слабом увеличении (в лупу)	Не видимы простым глазом, но видимы в микроскоп	Не видимы в микроскоп, но видимы в ультрамикроскоп	Не видимы в ультрамикроскоп
	Задерживаются на бумажных фильтрах		Проходят через бумажные фильтры	
	Не обнаруживают теплового движения	Обнаруживают тепловое движение		
	Не способны к диффузии		Скорость диффузии чрезвычайно мала	Способны к диффузии

Песчаные грунты относятся к грубым дисперсным системам, а глинистые – к тонким и даже коллоидным системам.

Коллоидные системы называют *гидрофильными*, если они обладают способностью связывать воду, или *гидрофобными*, когда частицы коллоидной системы слабо взаимодействуют с водой.

Дисперсные системы, состоящие, из частиц различной хрупкости, называют полидисперсными в отличие от монодисперсных систем, в которых частицы имеют равные размеры.

Грунты очень разнообразны по размерам частиц, поэтому их относят к полидисперсным системам. В зависимости от раздробленности по размерам частиц значительно изменяется поверхность раздела между твердыми частицами (дисперсной фазой) и водой (дисперсной средой) показано в табл.2.2.

Таблица 2.2 – Поверхность вещества в объеме 1 см³ в зависимости от степени раздробленности

Степень раздробленности	Длина ребра куба		Число кубов	Суммарная поверхность
	см	мм		
Грубодисперсные частицы	1	10	1	6 см ²
	1x10 ⁻³	0,01	10 ⁹	0,6 м ²
Тонкодисперсные частицы	1x10 ⁻⁴	0,001	10 ¹²	6 м ²
	1x10 ⁻⁵	0,0001	10 ¹⁵	60 м ²
Коллоидные частицы	1x10 ⁻⁶	0,00001	10 ¹⁸	600 м ²
	1x10 ⁻⁷	0,000001	10 ²¹	6000 м ²

Отклонение величины суммарной поверхности частиц к занимаемому ими объему называют *удельной поверхностью*.

Удельная поверхность твердого вещества в дисперсных системах оказывает сильное влияние на механические и химические свойства системы.

Грунт, являясь полидисперсной системой, состоит из частиц различной крупности. Соотношение количества крупных и мелких частиц сильно сказывается (влияет) на механические и водные свойства грунта как дорожно-строительного материала.

2.6. Состав грунта

Природные грунты состоят из разнообразных компонентов, которые могут находиться в твердом, жидком и газообразном состоянии. Поэтому все элементы, составляющие грунт делят на

три основных группы: твердые минеральные частицы, вода и воздух, которые называют компонентами или фазами грунта. [6.7.13] рис 2.2.

Первая (твердая) фаза грунта образуется при разрушении горных пород и минералов, поэтому твердые минеральные частицы имеют различную форму, состав и размер (от нескольких сантиметров-галечники-до мельчайших частиц коллоидного порядка). Влияние породы частиц твердой фазы грунта на его физико-химические и физико-химические свойства возрастает с уменьшением размеров этих частиц и возрастает удельная поверхность грунта, усиливается проявление физико-химических сил, действующих на поверхности этих частиц. На ряд свойств грунтов особое влияние оказывают коллоидные частицы, содержащиеся в грунте, а также минералогический и химический составы. Например, минералы кварц, полевой шпат почти не взаимодействуют с водой, в то время как монтмориллонит сильно взаимодействует с водой и т. д. Все это следует учитывать при использовании грунта для возведения земляного полотна автомобильных дорог. Поэтому без учета степени дисперсности грунта соотношение фаз не может само по себе служить основанием достаточным для суждения о свойствах грунта.

Так, крупнообломочные грунты и крупнозернистые пески почти не изменяют своих свойств при заполнении их пор водой, в то время как свойства глинистых грунтов сильно зависят от степени водонасыщения, потому что в глинистых грунтах поры очень малы и вода, заполняющая их почти полностью связана молекулярными силами с поверхностью частиц. В песчаных грунтах почти вся вода свободна и подвижна.

Вторая фаза(жидкая) – непосредственно соприкасается с твердой фазой грунта и оказывает чрезвычайно важное влияние на свойства грунта, его поведение под нагрузкой.

Вода, занимающая промежутки между твердыми минеральными частицами, никогда не бывает химически чистой. В ней могут быть растворены минеральные соли, уголекислота, а также может находиться коллоидно-раздробленные вещества. Содержание растворимых солей и кислот(электролитов) в жидкой фазе резко влияет на степень гидротации, дисперсность и другие свойства глинистой части грунтов[10]

Состав жидкой фазы грунта зависит от процесса выветривания и почвообразования. Содержание растворимых солей в грунтовых

водах постепенно увеличивается по мере продвижения с севера на юг.

Важным показателем физико-химической природы грунтовых вод является показатель концентрации водородных ионов – рН.

В зависимости от количества и состава растворенных веществ грунтовые воды могут иметь нейтральную, щелочную и кислую реакцию. Данный показатель рН изменяется от 1 до 13.

Показатель рН характеризует соотношение свободных ионов H^{+1} и OH^{-1} [7]. В зависимости от этого характер реакций будет таким: нейтральная реакция $H^{+1} = OH^{-1}$ при $pH = 7$; щелочная реакция $H^{+1} < OH^{-1}$ при $pH > 7$; кислотная реакция $H^{+1} > OH^{-1}$ при $pH < 7$.

Наличие растворимых солей в жидкой фазе грунта оказывает заметное влияние на процесс промерзания и оттаивания грунтов. Известно, что раствор поваренной соли в воде снижает точку замерзания, и поэтому глинистые грунты замерзают не $0^{\circ}C$, а при $-1,5^{\circ}C$ и ниже при прочих равных условиях.

В зависимости от соотношения твердой, жидкой и газообразной фаз в грунтах различают: трех-, двух- и однофазные системы.

В трехфазной системе твердая фаза распределена в смешанной водно-воздушной среде, в двухфазной системе промежутки между твердыми частицами (поры) целиком заполнены водой. В таком состоянии находятся грунты расположенные ниже уровня грунтовых вод, а также, слои насыщенные капиллярной водой, такие грунты еще называют грунтовой массой.

В однофазной системе из грунта полностью удалены вода и воздух (путем искусственного высушивания или когда поры грунта полностью заполнены газом, так как газ в порах не оказывает заметного влияния на взаимодействие зерен между собой под нагрузкой. Однако в природных условиях грунт всегда имеет некоторое количество воды и) газов. Даже скальные породы содержат воду и воздух благодаря наличию в них волосных трещин и пор. Поэтому грунт нужно рассматривать как трехфазную систему.

Соотношение между количеством воды и воздуха, находящегося в порах, может измениться под действием естественных и искусственных факторов (высушивание, уплотнение и т.д.). В результате изменяется и фазовый состав грунта.

Очень важным с инженерной точки зрения является соотношение твердой, жидкой, газообразной фаз в грунте. Так, при сильном увеличении влаги прочность и устойчивость грунта

уменьшается, а при достижении оптимальной влажности грунт при уплотнении приобретает максимальную плотность. Поэтому учет соотношения между твердой, жидкой и газообразной фазами имеет большое значение при определении поведения грунта в инженерных сооружениях, хотя произвести этот учет очень сложно. Обычно принимают, что все грунтовые частицы внутри некоторого объема грунта находятся в одинаковых средних условиях по отношению к окружающей среде, полагая, что частицы и окружающая среда обладают некоторыми постоянными средними свойствами.

2.7. Форма грунтовых частиц, структура и текстура грунтов

Первоначальное возникновение структуры в грунтах связано с образованием трещин в бесструктурной массе под влиянием температуры и влажности, замерзания и передвижения воды в тончайших трещинах, а также с условиями отложения и дальнейшего формирования осадков (диагенеза).

В результате действия сил молекулярного притяжения и процесса коагуляции тонкодисперсные и коллоидные частицы грунта связываются между собой. Если эти силы проявляются внутри отдельных комочков, мало связанных между собой и если эти силы проявляются внутри отдельных комочков, мало связанных друг с другом, то грунт способен расчлениваться на эти комочки, т. е. приобретает структуру.

Под *структурой грунта* следует понимать размер, форму, характер поверхности и взаимосвязи слагающих его элементов (отдельных частиц, агрегатов, цемента), а также количественное соотношение между ними [17,19,20].

Размеры, форма и взаимное расположение минеральных зерен в грунтах могут быть весьма разнообразны. Разнообразие форм и размеров зависит от состава и структуры материнской породы, условия выветривания, характера переноса и последующих преобразований. В одних случаях они приближаются к шарообразным, в других являются угловатыми. Одни частицы могут быть многогранными, другие — округлыми. Для одних зерен характерна изометричность, т. е. зерна имеют близкие размеры по любым трем взаимно перпендикулярным направлениям, другие могут быть продолговатыми, игольчатыми или пластинчатыми.

Поверхность зерен может быть гладкой или шероховатой, покрытой мельчайшими углублениями и выступами или многочисленными царапинами и штрихами. Крупные гравийные и песчаные зерна часто имеют форму многогранников, размеры которых почти одинаковы по всем направлениям.

При длительном переносе ветром или потоками воды крупные частицы песка, истираясь, приобретают округлую форму.

Слюдяные пески также могут иметь форму мелких листочков или чешуек. Мелкие пылеватые частицы имеют форму угловатых зерен и пластинок, причем наличие пластинчатых частиц особенно характерно для глинистых фракций грунта.

В зависимости от расположения зерен структуру рыхлых обломочных и песчаных грунтов называют раздельно-зернистой, а глинистые – агрегатной. В рыхлых, обломочных и песчаных грунтах между зернами, слагающими эти породы, имеются пространства, называемые порами.

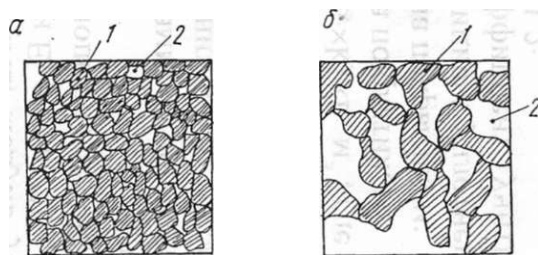


Рис.2.3. Схематическое изображение раздельно- зернистой структуры:
а - плотная структура; б - рыхлая структура; 1- минеральные частицы;2 — поры между минеральными частицами

Наличие пор и плотность, расположения зерен является важнейшим признаком, определяющим поведение грунтов в дорожных конструкциях. По плотности укладки зерен различают плотную и рыхлую раздельно-зернистые структуры (Рис. 2.3, а возможные комбинации расположения шаров и соотношение их диаметров показано на Рис. 2.4. и Рис. 2.5)

Плотная раздельно-зернистая структура характеризуется минимальной пористостью, а также осадкой при действии нагрузки. Плотно сложенные водонасыщенные пески переходят в плавунное состояние только после их разрыхления.

Рыхлая раздельно-зернистая структура характеризуется большей пористостью, чем плотная. Под статической нагрузкой

сжимается мало. При действии вибрирующей и динамической нагрузки рыхлые грунты способны давать значительные осадки благодаря уменьшению пористости и более плотному расположению минеральных частиц.

Пески в рыхлом водонасыщенном состоянии под действием вибрирующей нагрузки могут переходить в плавунное состояние, которое будет продолжаться до тех пор, пока из песка удалится избыток воды, соответствующий уменьшению объема пор песка при перестройке его структуры.

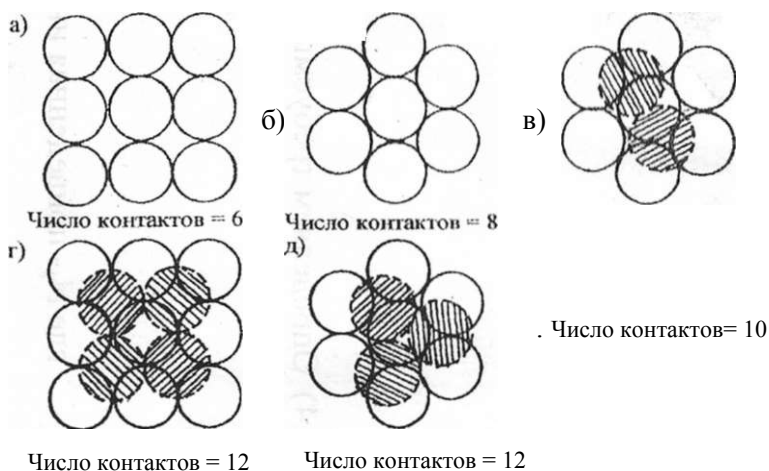


Рис.2.4. Возможные комбинации расположения шаров: а - статически неустойчивая укладка; б, в, г - статически устойчивая (наиболее вероятная); д - статически устойчивая (редчайшая)

По плотности укладки зерен различают: плотную и рыхлую раздельно-зернистую структуры. Плотная структура характеризуется минимальной пористостью.

Приняв допущения, что грунт представлен шарообразными частицами одного размера, можно вывести пять теоретически возможных взаиморасположений этих частиц, при которых пористость изменяется от «max» до «min» (рис.2.3).

В каждом из перечисленных случаев есть одно из двух соотношений между диаметром шара и вписанной в пространство между шарами окружностью (рис. 2.4):

$$\frac{D}{D_1} = 2,4; \quad \frac{D}{D_2} = 6,4. \quad (2.1)$$

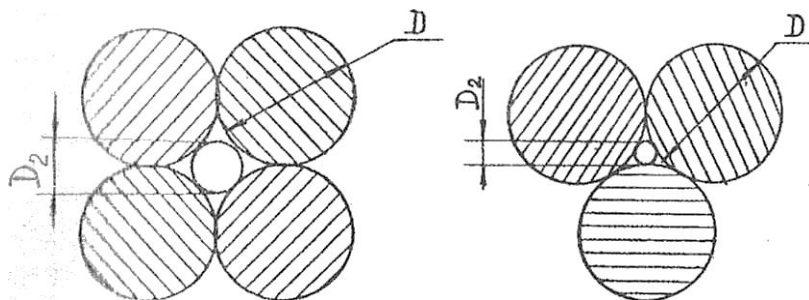


Рис. 2.5. Соотношение между диаметром шара и цилиндрической порой

Хотя поперечное сечение поровых каналов принимают круглым, в действительности их геометрическая форма приближается к треугольнику. По длине они также изменяются и имеют сужения и расширения. Но поскольку в вершинах треугольника нет движения фильтрационного потока воды из-за образования застойных зон и пленок молекулярно связанной воды, поры считают цилиндрическими. Наиболее распространенные значения пористости для различных грунтов представлены в табл. 2.1.

Таблица 2.1. Значение пористости грунтов

Наименование пород	Пористость пород, %		
	минимальная	максимальная	наиболее распространенная
Гравелистые	19	55	22...38
Песчаные	20	81	26...48
Лессовые	34	64	36...50
Иловатые	35	90	38...70
Глинистые	22	91	32...60

В инженерной практике известны случаи, когда рыхлые водонасыщенные пески внезапно приходили в движение и растекались по наклонной поверхности. При расположении

земляного полотна железных и автомобильных дорог на таких песках под действием подвижного состава может произойти разрушение дорожной конструкции. Следовательно, при строительстве дорог особое внимание должно быть обращено на геологические и грунтовые исследования трассы и, если это необходимо, должно быть произведено закрепление рыхлых песков или их уплотнение и т. д.

Глинистые грунты в отличие от обломочных и песчаных грунтов обладают *агрегатной структурой*. Эта структура отличается от раздельно-зернистой тем, что отдельные гранулометрические элементы в глинистых грунтах соединены вместе и образуют более крупные и сложные вторичные элементы или агрегаты.

Размеры агрегатов могут быть разными: от микроскопических до частиц, видимых невооруженным глазом. Следовательно, в зависимости от величины агрегатов различают микро- и макроагрегаты, а также промежуточное положение между микро- и макроагрегатами.

В зависимости от соотношения и наличия в грунтах частиц разного размера образующиеся в них агрегаты подразделяются на две группы: монодисперсные и полидисперсные.

Монодисперсные агрегаты образуются в том случае, если слагающие породу частицы относительно одинаковы по размерам. В природных условиях они встречаются у некоторых типов чистых каолиновых глин. Такие структуры часто называют *губчатыми* или *ячеисто-хлопьевидными* (по М. М. Филатову).

Ячеисто-хлопьевидная структура образуется благодаря процессу коагуляции. *Коагуляция* - процесс слипания частиц в дисперсных системах, особенно вколлоидной, ведущий к уменьшению числа частиц дисперсной фазы и к увеличению их массы. Если же глинистые частицы осаждаются без объединения в хлопья, то образуется простая ячеистая структура. В результате уплотнения хлопьевидных осадков и горизонтального расположения агрегатов образуется уплотненная ячеисто-хлопьевидная структура.

Полидисперсные агрегаты образуются при наличии в осаждающемся осадке частиц разного размера, песчаных, пылеватых и глинистых, а образовавшаяся при этом структура носит название сложной каркасной структуры.

В результате коагуляции глинистые частицы образуют хлопья, которые служат элементами для построения особой губчатой или

сетчатой структуры осадка. Между отдельными хлопьями в осадке остаются промежутки — ячейки, заполненные водой, заземленными газами или частицами более крупного размера.

Природная структура грунтов, их состав и состояние в основном и определяют деформационно-прочностные свойства грунтов и их работу как оснований дорожных конструкций. Причем весьма важной характеристикой" будут структурная прочность грунтов и устойчивость структурных связей под влиянием внешних воздействий. При инженерно-геологической оценке горных пород помимо их структуры необходимо учитывать и текстуру.

Под текстурой (сложением) грунта понимается совокупность признаков, характеризующих неоднородность породы в пласте; обычно определяется расположением и соотношением механических (гранулометрический состав), минералогических и структурных элементов в пласте данной породы. Текстура обуславливает анизотропность свойств породы в разных направлениях. Различают следующие виды текстур: *слоистую, сланцеватую, плиточную, листовую, микро-, косо- и диагональнослоистую, линзовидную, буттовую, гнездовую, солитовую* и др. Текстура пород создается при их образовании (слоистая, листовая, линзовидная, косо- и диагональнослоистая и др.).

В природных условиях нельзя встретить грунты, имеющие идеально шаровидную форму, однако, несмотря на это, можно наблюдать рыхлое или плотное сложение грунтов.

Расположение грунтовых частиц и текстура являются общей характеристикой строения грунтовой толщи. Зная текстурные особенности грунтов, можно предупредить явления оползания откосов выемок, неравномерную сжимаемость грунта в основании сооружений, проявление механической суффозии и другие нежелательные, процессы, отрицательно влияющие на работу инженерных сооружений.

2.8. Структурные связи

В большинстве горных пород между частицами, слагающими эту породу, существуют связи, которые в грунтоведении называют *структурными связями*.

Структурные связи возникают при самом образовании породы или в процессе превращения осадка в твердую породу, т. е.

диагенеза. В первом случае структурные связи называют *первичными*, а во втором - *вторичными*. Первичные связи характерны для изверженных пород, а вторичные - для осадочных. В некоторых случаях при наличии глинистых частиц в осадочных породах могут возникать первичные связи. У многих глин вторичные связи возникают в процессе их диагенеза за счет старения и перекристаллизации коллоидов.

В изверженных, метаморфических и отвердевших осадочных породах проявляются жесткие связи между зернами. Прочность этих связей вполне достаточна при работе этих горных пород в дорожных конструкциях. Поэтому мы рассмотрим структурные связи в обломочных, песчаных и глинистых породах.

По своей природе структурные связи в грунтах можно разделить на следующие основные виды [21,22]: кристаллизационные, конденсационные и коагуляционные.

К р и с т а л л и з а ц и о н н ы е структурные связи в породах имеют различную природу. В изверженных породах они возникают по мере охлаждения магмы и выкристаллизации из нее минералов. В кристаллической решетке минералов связь между положительными и отрицательными ионами, расположенными в узлах кристаллической решетки,— химическая. Связи между отдельными минералами, слагающими изверженную породу, очень сложные и полностью не изучены. В целом структурные связи в изверженных и некоторых метаморфических породах (гнейсах, кремнистых песчаниках и др.) очень жесткие, породы водостойчивы, в невыветренном состоянии временное сопротивление сжатию у них более 100 МПа [20].

Кристаллизационные структурные связи хрупкие, при разрушении не восстанавливаются.

Особым типом кристаллизационной связи в грунтах является связь, образованная льдом. Грунты с такой связью называются *мерзлыми грунтами*.

К о н д е н с а ц и о н н ы е структурные связи возникают в обломочных осадочных горных породах в процессе их диагенеза.

Образование конденсационных связей происходит в результате выделения из порового раствора различных химических веществ, биогенного осаждения кальцита, гидратов окислов железа, алюминия и других веществ, которые играют роль цемента между минеральными частицами. Цементация минеральных частичек горных пород может произойти в результате склеивающего

действия различных органо-минеральных соединений и т. д. Поэтому конденсационные структурные связи, обуславливающие цементацию рыхлых горных пород, часто называют цементационными. Цементационные структурные связи присущи алевролитам, аргиллитам, конгломератам, брекчиям, песчаникам, мергелям и т. д.

Конденсационные структурные связи могут быть водостойкими (цементирующее действие отвердевших коллоидов кремнезема, гидроокислов железа, аммония и др.) и водонестойкими (цементация за счет гипса, карбонатов и других растворимых солей).

К о а г у л я ц и о н н ы е структурные связи возникают в осадочных породах при осаждении в водоемах терригенного материала. Тонкодисперсные и коллоидные частицы, около которых имеются толстые пленки физически связанной воды, испытывая броуновское движение, соударяются. При этом происходит прорыв водных пленок, по углам и ребрам частиц, между которыми в местах контактов проявляются силы межмолекулярного взаимодействия (силы Ван-дер-Ваальса), частицы слипаются, т.е. коагулируют, что убыстряет процесс осаждения. Несмотря на то, что в местах соударения частиц и происходит прорыв водной пленки физически связанной водой, все же между слипшимися минеральными частицами остаются тонкие водные прослойки, которые в качестве «смазки» снижают проявление сил межмолекулярного взаимодействия и тем самым прочность связей между частицами. Поэтому коагуляционные структурные связи характеризуются низкой прочностью и выраженной пластичностью. Они легко разрушаются под действием воды.

Коагуляционные структурные связи обычно присущи молодым глинистым породам. В более древних глинистых породах наряду с первичными коагуляционными связями возникают более прочные структурные связи иного порядка.

В литературе и строительной практике часто можно встретить название структурных связей, данное Н.Я. Денисовым. Коагуляционные структурные связи он назвал *первичным сцеплением*, а конденсационные (цементационные)- *сцеплением упрочнения*.

Основной составной частью грунтов являются минеральные частицы. От происхождения минеральных частиц (минералов)

зависят физико- механические свойства грунтов. Поэтому очень важно знать какие же минералы входят в грунт и являются пародообразующими.

2.10. Породообразующие минералы

2.10.1. Характеристика силикатов и алюмосиликатов

Минералами называются природные химические образования (соединения) или самородные элементы, являющиеся продуктами сложных физико-химических процессов, протекающих в земной коре.

В образовании минералов наиболее активно принимают участие следующие соединения:

- 1) кремнезем SiO_2 ;
- 2) глинозем Al_2O_3 ;
- 3) окись и закись железа FeO , Fe_2O_3 ;
- 4) окислы щелочноземельных и щелочных металлов Mg , CaO , Na_2O и K_2O

Породообразующими называются минералы, входящие в состав большинства горных пород. К основным породообразующим минералам относятся силикаты и алюмосиликаты, которые по кристаллохимической структуре разделяются на пять групп:

1. Островные силикаты (отдельные кольца) - минералы группы оливина, граната и др. Могут быть представлены (рис 2.6):

- 1) единичным изолированным тетраэдром $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{4-}$ (рис. 2.6 (1));
- 2) диортогруппой $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$ (рис. 2.6 (2));
- 3) группой из трех тетраэдров, связанных в кольцо $(\text{Si}_3\text{O}_9)^{6-}$ (Рис. 2.6 (3));
- 4) группой из четырех тетраэдров, связанных в кольцо $(\text{Si}_4\text{O}_{12})^{8-}$ (рис 2.6 (4));
- 5) группой из шести тетраэдров, связанных в кольцо $(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{12-}$ (рис. 2.6 (5)), например: турмалин, берилл $\text{Be}_2\text{Al}_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})$.

2. Цепочечные силикаты (одиночная одномерная цепочка) - пироксены: авгит, анстатит, гиперстен и др. (рис. 2.6 (6)).

3. Ленточные силикаты и алюмосиликаты (сдвоенная цепочка, лента) - амфиболы: роговая обманка и др. (рис. 2.6 (7)).

4. Листовые (слоистые) силикаты и алюмосиликаты (двухмерные) - слюды (мушкет, биотит), тальк, серпентин, каолинит и др. (рис. 2.6 (8)).

5. Каркасные силикаты и алюмосиликаты (трехмерные): кварц, полевые шпаты (ортоклаз, микроклин и др.), цеолиты (рис. 2.6 (9)).

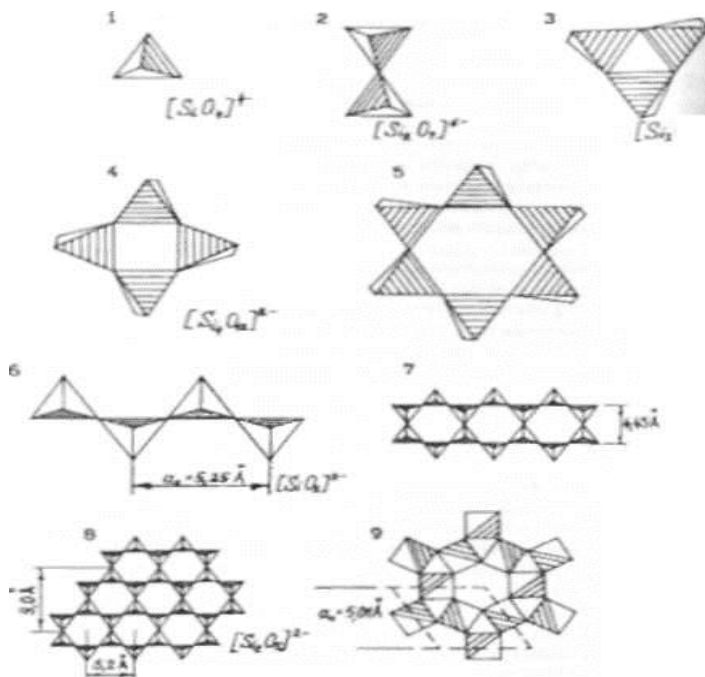


Рис. 2.6. Кремнекислородные радикалы силикатов и их структуры

Силикаты можно расположить в 2 ряда по признакам сжимаемости и степени выветривания (рис. 2.7).



Рис 2.7. Классификация силикатов

Атомы в кристаллах силикатов расположены закономерно наподобие узлов пространственной решетки. Благодаря этому минералы имеют вид правильных многогранников.

Если минералы не имеют внешних признаков правильного строения, их называют некристаллическими, или аморфными.

Силикаты представляют собой 1/3 всех известных минералов и составляют примерно 85% состава земной коры.

Наибольшее распространение и значение имеют следующие минералы.

Полевые шпаты - не растворимые в воде, характеризуются большой твердостью (6,0 по шкале Мооса), совершенной спайностью, стеклянным блеском. Различают два основных вида полевых шпатов: 1) калиево-натриевые (ортоклаз); 2) кальциево-натриевые (плагиоклаз). Ортоклазы входят в состав гранитов, гнейсов, сиенитов

Слюда - сложные кислоты алюмосиликатов. Различают два основных вида: 1) биотит (черная анода); 2) мусковит (белая слюда). Имеют совершенную спайность, твердость 2 - 3, стеклянный блеск, плотность 2,7...3,1 г/см³.

Кальцит - минерал вторичного происхождения. Цвет белый, блеск стеклянный, излом по спайности, плотность 2,7 г/см³,

твердость 3, входит в состав мрамора, вскипает при действии 10%-ной соляной кислоты.

Кварц SiO_2 . Твердость 7, спайность отсутствует, излом раковистый, плотность $3,5 \text{ г/см}^3$.

Бурый железняк или лимонит ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Цвет коричневый, твердость 1 ...5,5, плотность $3,5 \text{ г/см}^3$.

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Твердость 2, блеск стеклянный, слоистость весьма совершенная, плотность $2,3 \text{ г/см}^3$.

Самый твердый минерал - **алмаз** - в 1000 раз тверже кварца и в 140 раз тверже корунда

2.10.2. Первичные и вторичные минералы

В процессе химического выветривания верхние слои земной коры обогащаются различными соединениями, в результате чего минералы подразделяются на первичные и вторичные.

Первичные представляют собой минералы, полностью перешедшие в состав горных пород в неизменном виде. К ним относятся кварц, полевой шпат, слюды и др.

Вторичные образуются в процессе химических изменений первичных минералов. К ним относятся глинистые минералы, которые подразделяются на три основные группы: 1) каолинита; 2) монтмориллонита; 3) гилрослюды.

В **группу каолинита** входят минералы: каолинит, галлузити др. Они обладают прочной неподвижной кристаллической решеткой, небольшой набухаемостью при увлажнении и малой способностью к поглощению различных веществ. В основе структуры каолинита

$\text{Al}_2(\text{OH})_4[\text{Si}_2\text{O}_5]_{19}$ лежит листовая группировка кремнекислородных и алюмокислородных атомов (рис. 2.8).

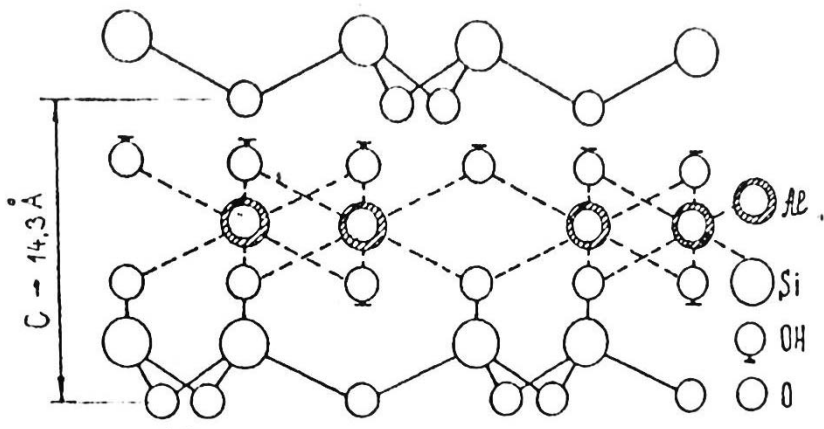


Рис. 2.8. Схематическое изображение структуры каолинита

Образование листа начинается атомами кислорода, потом следуют слой кремния, слои кислородных атомов с участием гидроксильных групп, слой атомов алюминия; завершается слоем гидроксильных групп. Такая структура создает структурный пакет. Элементарная ячейка сложена двумя пакетами. Два смежных пакета обращены друг к другу разноименными слоями, несущими противоположные заряды, - этим объясняется отсутствие способности набухать в одном направлении. При замораживании каолинит вспучивается в 10 раз больше, чем монтмориллонит.

В *группу монтмориллонита* входят минералы: монтмориллонит, бейделит и др. Монтмориллонит в отличие от каолинита характеризуется более высокими дисперсностью (раздробленностью) частиц, пластичностью и водопоглощением. При увлажнении грунтов, содержащих монтмориллонит, их объем может увеличиваться в 10...20 раз. Такие грунты при увлажнении приобретают чрезмерную липкость, сильное набухание и большую осадку при высыхании.

Пакет

монтмориллонита $\{(M_{0,033}Al_{1,07})(OH)_2[Si_2O_5]_2^{0,033}\} \cdot nH_2O$ [19] (рис. 2.9) начинается и заканчивается слоями атомов кислорода, за которыми идут слои атомов кремния, затем слои кислородных атомов с участием гидроксильных групп; в центре располагается слон атомов алюминия.

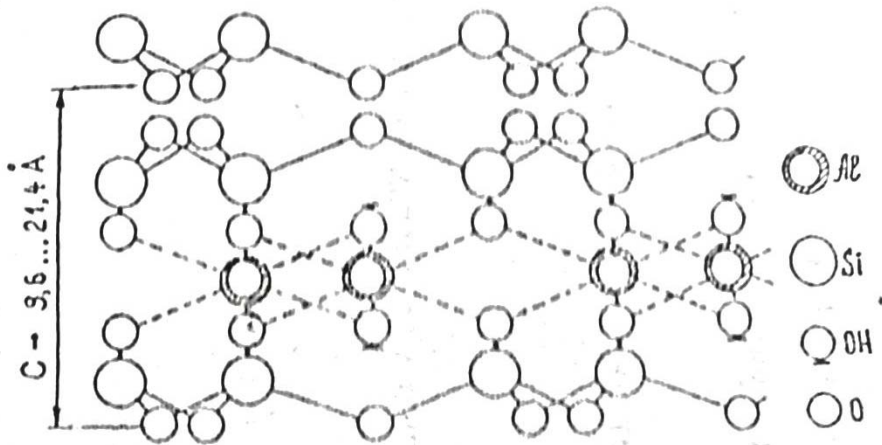


Рис. 2. 9. Схематическое изображение структуры монтмориллонита

Пакеты обладают симметричным строением. Поскольку по их краям располагаются атомы кислорода, несущие отрицательный заряд, два соседних пакета будут отталкиваться друг от друга, и молекуле воды легче проникнуть между пакетами, чем внутрь структуры пакета.

Гидрофлюиды по своим свойствам занимают промежуточное положение между каолинитом и монтмориллонитом.

2.10. Грунты как основание и материалы для земляного полотна

Грунтами называются поверхностные слои земной коры в пределах современной коры выветривания, используемые в качестве оснований и материалов при строительстве сооружений.

Грунты района пролегания трассы используются для дорог как материалы для возведения земляного полотна и как основание одежды и дорожных сооружений. Кроме того, грунт широко используется как материал для проезжей части грунтовых дорог и грунто – гравийный дорожных одежд. Таким образом, грунты являются самым распространенным материалом дорожного строительства.

Тип и свойства грунтов оказывают важнейшее влияние на условия проложения трассы и проектирования дорожных

сооружений и потому детально изучаются в курсах грунтоведения и механики грунтов и инженерной геологии.

От физико-механических свойств грунтов зависят конструкции земляного полотна и дорожных одежд, система водоотвода. От свойств грунтов и трудности их разработки зависит выбор типа и производительность дорожных машин, а следовательно, организация и методы производства земляных работ.

В случае использования грунта как основания естественное залегание его обычно не нарушается, но грунт можно упрочить теми или иными методами на месте его залегания.

Если грунт используют как материал для земляных сооружений, то нарушаются условия его залегания и отчасти его свойства, обусловленные весьма длительными физико-механическими природными процессами.

Следует указать, что грунт-важнейший материал для дорожного строительства-не может быть так стандартизирован, как большинство материалов, применяемых для сооружений. Во многих районах (например в районах древнего оледенения, в горных местностях) свойства грунта меняются на коротких участках трассы. Кроме того, на сравнительно коротких участках могут изменяться природные условия - микрорельеф и микроклимат.

Поэтому при проектировании и возведении земляного полотна общие типовые решения необходимо уточнять в порядке рабочего проектирования в зависимости от природных условий, в том числе от свойств грунта.

Прочность грунта, измеряемая его сопротивлением действия нагрузок, зависит от следующих основных факторов: гранулометрического состава его наиболее дисперсной части, плотности, влажности и температуры.

Гранулометрический состав сохраняет обычно свое постоянство на данном участке полотна.

Степень уплотнения грунта, измеряемая его плотностью, может в благоприятных условиях сохраняться или колебаться в узких пределах длительное время. Плотность грунта полотна, начиная с некоторой глубины, со временем постепенно растет под действием веса вышележащих слоев и других факторов.

Наиболее сильному сезонному колебанию подвергается влажность грунта. К ее стабилизации или уменьшению годовых

колебаний направлены усилия проектировщиков, строителей и эксплуатационников.

Основные требования, предъявляемые к грунту земляного полотна, - это прочность и водоустойчивость, причем водоустойчивость понимается как сопротивление грунта прониканию в него воды или размыву его водой. Водоустойчивыми грунтами называют и такие, которые сохраняют определенную прочность при колебании влажности в значительных пределах (например, пески).

Теоретически все грунты могут быть использованы как материал для возведения земляного полотна, однако с проведением тех или иных конструктивных и технологических мероприятий.

Наиболее устойчивыми в полотне считаются гравелистые крупно-и среднезернистые пески, супеси (не пылеватые) и легкие суглинки.

Однако устойчивость грунтов в полотне необходимо рассматривать в обстановке водно-теплового режима данного района. Один и тот же грунт в разных районах и на разных участках дорог будет обладать разной устойчивостью.

Оценивая грунты с точки зрения их работы в проектируемых насыпях и выемках, необходимо учитывать их свойства как в естественном залегании, так и изменение этих свойств в процессе производства работ. Прочность грунтов в естественном залегании определяет трудоемкость разработки грунта, а следовательно, способы производства земляных работ и стоимость работ.

При проектировании данного участка полотна следует рассматривать свойства грунта в комплексе с природными условиями, влияющими на устойчивость и прочность полотна.

Все разнообразные грунты, используемые в дорожном строительстве, можно классифицировать по определенным признакам. В настоящее время пользуются дорожной классификацией грунтов по гранулометрическому составу и по числу пластичности.

Тип грунта по гранулометрическому составу устанавливается на основе лабораторного анализа.

Свойства грунтов, особенно в самых верхних слоях, зависят и от их физико-химического состава.

Свойства грунтов более полно отражают показатели их пластичности и, в частности, легко определяемый в лабораторных и полевых условиях верхний предел пластичности.

В табл. 3.3 показано, как по верхним пределам пластичности можно отнести грунт к общеизвестным его типам по дорожной классификации.

Рассмотрим наиболее часто встречающиеся грунты с точки зрения пригодности их для возведения насыпей и устройства в них выемок.

Таблица 2.3. Показатели пластичности грунтов.

Наименование грунта	Глинистых частиц, %	Число пластичности	Верхний предел пластичности, F, %
Песчаный	< 3	< 1	< 16
Супесчаный	3-12	1-7	16-26
Суглинистый	12-18	7-10	26-34
Тяжело суглинистый	18-25	10-17	34-42
Глинистый	>25	>17	>42

Под названием скальный грунт (скала) разумеют различные каменные горные породы, находящиеся или в естественном залегании или перенесенные с места их образования геологическими процессами. Скала может залегать в виде массивов разной прочности. В зависимости от сложения характеризуется как сплошная, слоистая, трещиноватая. Скальные грунты могут образовать нагромождения (скопления) более или менее крупных обломков горных пород, которые могут быть сцементированы мелкозернистыми грунтами конгломератов большей или меньшей прочности.

Обломки горных пород образуют и рыхлые скопления, в которых они не связаны другим материалом (осыпи).

Скальные грунты разделяются по прочности на очень мягкие (мел, опока, мергель), мягкие (известняки) и твердые (известняки, песчаники, граниты, базальты). Выветрившиеся массивы и слои твердых пород теряют свою прочность и должны быть отнесены к мягким и очень мягким скальным грунтам.

При использовании этих грунтов (горных пород) как основания для земляного полотна и дорожных сооружений соблюдаются следующие условия:

а) толщина слоя должна быть достаточна, чтобы выдержать вес возводимого сооружения без прогиба и разрыва слоя;

б) прочность скального грунта должна быть достаточна для того, чтобы выдержать давление от возводимого сооружения без недопустимой осадки и разрушения слоя;

в) залегание слоя должно быть таково, чтобы после возведения сооружения не произошло передвижения в сторону слоя или его частей и нарушения его равновесия;

г) возведение сооружения не должно нарушать водный режим нижележащих горных пород, вследствие чего могло бы возникнуть чрезмерное насыщение водой и размокание слабых горных пород и потеря ими прочности.

Скальные грунты в виде скопления обломков успешно используются для возведения насыпей. Такие насыпи устойчивы, нечувствительны к изменению, хорошо сопротивляются действию текучей воды, подмыву, размыву и ударам волн. Такие насыпи хорошо пропускают через себя воду и используются как водопропускные сооружения под названием фильтрующих насыпей (дамб).

Однако такие скальные грунты, как маргель, опока, мел, глинистые сланцы, глинистые известняки, не могут применяться в насыпях в местах более или менее интенсивного увлажнения водой. Эти горные породы с большей или меньшей скоростью насыщаются водой, размокают, и насыпь может расползтись. В первую очередь разрушаются откосы, на которых появляются оплывы переувлажненного грунта. Эти же горные породы, обладающие повышенным водонасыщением, неморозостойкие и склонны к постепенному растрескиванию и разрушению при замерзании. Эти породы могут быть использованы для возведения насыпей при условии полного предохранения их от воздействия воды как внутри насыпи, так и в особенности снаружи, на поверхности полотна откосах. Последнее может быть осуществлено путем покрытия откосов плохо проницаемым для воды грунтом, например, глиной или тяжелым суглинком. В выемках, устроенных в вышеперечисленных грунтах, происходит выветривание откосов. Свежеразработанные грунты образуют, казалось бы, вполне прочный вертикальный откос выемки. Однако интенсивное выветривание впоследствии приводит к осыпанию и сплыву грунта.

Каменистые грунты (осыпи, морены, речные отложения) состоят из более или менее крупных обломков горных пород в смеси с песком и глиной. Так как обломки горных пород в

процессе их переноса с мест естественного залегания подверглись уже действию воды и других факторов выветривания, то в большинстве случаев в каменистых грунтах (кроме осыпей) горные породы отличаются достаточной прочностью и неразмокаемостью. Каменистые грунты, без избытка песчано-глинистой фракции, представляют хороший материал для насыпей и обеспечивают устойчивое полотно.

Гравий представляет смесь окатанных обломков горных пород размером 2-40 мм с песчано-глинистыми частицами (последних не более 50%). Гравий в природе чрезвычайно разнообразен по составу и свойствам в зависимости от происхождения и способа залегания.

Поскольку гравий представляет ценный материал для устройства одежд, то для возведения насыпей он применяется лишь на отдельных участках. Гравийный материал водопроницаем, сравнительно мало меняет свои свойства под влиянием увлажнения, в насыпном массиве устойчив.

Слои гравия однородного состава и достаточной толщины по своей устойчивости и прочности являются хорошими основаниями для насыпей. Неблагоприятны косые напластования в толщах гравия глинистых прослоек, которые могут значительно переувлажняться за счет поступления воды из гравия, что может вызвать скольжение грунта по наклонной поверхности прослойка.

Песчаные грунты представляют малосвязные, рыхлые обломочные грунты с частицами размером менее 2 мм. Песчаные грунты как правило, обладают хорошей водопроницаемостью и незначительной высотой капиллярного поднятия воды. При насыщении водой прочность их, как правило, мало изменяется. Поэтому песчаные грунты представляют хороший материал для возведения насыпей в местах с неблагоприятными гидрологическими условиями-при высоком уровне грунтовых вод и подтоплении насыпи водой. Однако ввиду малой связности песчаные грунты слабо сопротивляются размыву текучей воды и выдуванию ветром. Поэтому откосы песчаных насыпей и выемок должны укрепляться против размывания и выдувания. Плотные песчаные грунты с малым содержанием пылеватых и глинистых частиц представляют надежное основание для насыпей.

Песчано-пылеватые грунты, содержащие 15-50% пылеватой фракции, малосвязны. При насыщении водой устойчивость этих грунтов сильно снижается, а на откосах могут образоваться

сплавы. В местах повышенного увлажнения песчано-пылеватые грунты для устройства полотна не рекомендуются.

Супесчаные грунты содержат глинистые частицы, придающие им связность. Водопроницаемость их удовлетворительная. Увлажнение супесчаных грунтов ослабляет их устойчивость, но в меньшей мере, чем грунтов суглинистых и глинистых, содержащих большое количество глинистых частиц. Супесчаные грунты являются хорошим материалом для устройства полотна как в сухих, так и влажных местах.

Супесчаные мелкозернистые грунты содержат по сравнению с предыдущими повышенное количество пылеватых частиц. Вследствие этого грунт неустойчив в увлажненном состоянии и склонен к пучинообразованию. Для обеспечения устойчивости полотна, отсыпанного из этого грунта, принимают меры против его переувлажнения и к защите откосов от размыва.

Пылеватый грунт, содержащий пылеватых частиц больше, чем песчаных, - малосвязный пучинистый грунт, легко принимающий состояние пльвуна при увлажнении. В полотно может быть допущен только в сухих местах с принятием мер против увлажнения и размыва откосов.

Суглинистый грунт - связный, водопроницаемость низкая. Представляет хороший грунт для полотна, но требует защитных мер против избыточного увлажнения. Откосы удовлетворительно сопротивляются размыву текучей водой. Способен увлажняться водой снизу по капиллярам.

Тяжелосуглинистый грунт ввиду повышенного против предыдущего грунта содержания глинистых частиц более связный, менее водопроницаем и более пластичен, чем суглинистый. Вполне удовлетворительный грунт для возведения полотна при условии принятия мер против его избыточного увлажнения.

Суглинистый пылеватый грунт, содержащий пылеватых частиц больше, чем песчаных, - связный плохо водопроницаемый грунт, весьма склонен к пучинообразованию, теряет устойчивость при увлажнении. Может быть допущен лишь в нижние слои полотна в сухих местах

Глинистый грунт - связный и плотный, практически водонепроницаемый, весьма пластичный, медленно насыщается водой и теряет свою устойчивость, весьма медленно высыхает. Может быть допущен в полотно в сухих местах.

Кроме перечисленных выше грунтов, вошедших в дорожную классификацию по гранулометрическому составу, в природе имеется ряд грунтов, свойства которых зависят не только от крупности частиц, но и от содержания разного рода минеральных и органических примесей и от структуры грунта.

Водно-тепловой режим грунтов и особенно их отношение к воде весьма существенно зависят от степени дисперсности грунта и содержания поглощающего комплекса.

Лессовые и лессовидные грунты по гранулометрическому составу относятся к суглинистым пылеватым и частично к глинистым. Характерной особенностью, обусловленной их происхождением, является наличие в них макропор (0.5-5 мм), вследствие чего общая пористость этих грунтов велика. Лессы отличаются обычно большим содержанием пылеватых частиц (70-90%) и значительной примесью известковых солей. Вертикальные макропоры придают лессу характерную структуру. Ввиду связности и наличия этой структуры, лессовидные грунты способны образовать в благоприятных условиях вертикальные откосы большой высоты. Однако при увлажнении лесс теряет связность и ведет себя как пылеватый грунт. Под нагрузкой увлажненные лессовидные грунты дают значительную просадку, а откосы увлажненного лесса обваливаются.

При нарушении структуры, будучи разработаны, отсыпаны в насыпь и уплотнены при оптимальной влажности, лессовые грунты теряют свою макропористую структуру и ведут себя как пылеватые суглинки.

В сухих местностях полотно из лесса сильно раздувается ветром, а потом нуждается в укреплении откосов и обочин.

Изучение деформации сооружений, возведенных на лессе и из лесса в разных климатических зонах СНГ, привело к выводу о весьма существенной зависимости устойчивости лесса от климатических условий. Рекомендуется избегать глубоких выемок в лессе ввиду ненадежности откосов при увлажнении лесса поверхностной водой. Не рекомендуется также возведение высоких насыпей на лессовидных грунтах ввиду возможности увлажнения основания скопляющейся у насыпи (в резервах) поверхностной водой и просадки увлажненного лесса под действием веса насыпи. Эти рекомендации относятся к местностям умеренного увлажнения. С ливневыми осадками и скоплением у полотна воды от таяния снега.

Вследствие размокания лесса не укрепленные водоотводные канавы и резервы в лессе способны разрушаться с образованием оврагоподобных логов. Вода из нагорных канав вследствие большой водопроницаемости лесса может фильтровать к откосам выемок. Лессы легко размываются, и полотно из этих грунтов требует укрепления откосов.

При постройке автомобильных дорог в районах с более или менее развитым почвенным покровом обычно приходится полотно на большом протяжении, за исключением высоких насыпей и глубоких выемок, устраивать в пределах глубин почвенного слоя, пользуясь почвой как материалом для полотна и как основанием дорожных покрытий. В процессе строительства, а затем и эксплуатации полотна или грунтовой дороги почвы, сформированная под действием определенных почвообразующих факторов, теряет разделение на горизонты, структуру и часть своих свойств. Дальнейшее существование почвы как естественно - исторического тела с определенным водным и физико-химическим режимом прекращается, и вступает в действие новой водно-тепловой режим полотна. Однако физические свойства почвы продолжают и далее в значительной степени обуславливать поведение грунта в полотне и на проезжей части грунтовой дороги.

Одним из важных со строительной точки зрения свойств почв является более или менее резкое различие свойств сравнительно тонких слоев в вертикальном разрезе. Вследствие этого при отсыпке земляного полотна в тело насыпи поступает, как правило, смесь верхних слоев с разными свойствами.

Поскольку почвы формируются под действием комплекса природных почвообразующих факторов и в особенности климатических условий, в расположении типов почв на земной поверхности наблюдается такая же зональная закономерность, как и в расположении ландшафтных зон.

Глава 3 Вода как физический компонент грунтовой среды

3.1 Вода в грунтах, ее виды, свойства и форма связей

Вода является основным компонентом водно-теплового режима земляного полотна автомобильных дорог.

Вода в грунтах может находиться в парообразном, жидком и твердом состояниях. При этом вода находится в постоянном физическом и химическом взаимодействии с минеральными и органическими частицами грунта. В зависимости от характера связи со скелетом грунта, агрегатного состояния, подвижности воды, вода, содержащаяся в грунтах, подразделяется на несколько категорий (по А.Ф. Лебедеву) [23]:

1. вода в форме пара;
2. гигроскопическая вода;
3. пленочная вода;
4. гравитационная вода: капиллярная вода, подвешенная вода; гравитационная вода, находящаяся в состоянии падения;
5. вода в твердом состоянии;
6. химически связанная вода (вода в кристаллической решетке минералов): конституционная, кристаллизационная и цеолитная вода.

Исходя из исследований последних лет, на основании классификации А.Ф. Лебедева, предложено следующее подразделение воды в грунтах [46]:

1. вода в форме пара;
2. связанная вода: а) химически связанная вода (вода, входящая в состав минералов), б) физически связанная вода (вода, связанная на поверхности минералов);
3. свободная вода: капиллярная, иммобилизованная и гравитационная вода;
4. вода в твердом состоянии;

Вода в форме пара всегда содержится в свободных порах грунта. Под влиянием изменения температуры и давления парообразная влага по отношению к окружающей среде, и что материалы частиц

и окружающей среды обладают некоторыми постоянными средними свойствами [15].

Известно, что твердая фаза грунта образуется при разрушении горных пород и минералов, поэтому твердые минеральные частицы грунтов имеют различную форму, состав и размер (от нескольких сантиметров, галечники, до мельчайших частиц коллоидного порядка). Влияние природы частиц твердой фазы грунта на его физико-механические и физико-химические свойства возрастает с уменьшением размеров этих частиц. С уменьшением размеров частиц возрастает удельная поверхность грунта и усиливается проявление физико-химических сил, действующих на поверхности данных частиц. На ряд свойств грунтов особенное влияние оказывают коллоидные частицы, содержащиеся в нем. Весьма существенным фактором, влияющим на свойства грунтов является его минералогический и химический составы. Например, минералы кварц, полевошпатовый шпат мало взаимодействуют с водой, в то время как монтмориллонит – сильно взаимодействует и т.д. Все это следует учитывать при использовании грунтов для возведения земляного полотна автомобильных и железных дорог. Поэтому, без учета степени дисперсности грунта соотношение фаз не может само по себе служить достаточным основанием для суждения о свойствах грунта.

Так, крупнообломочные и крупнозернистые пески почти не изменяют своих свойств при заполнении их пор водой, в то время как свойства глинистых грунтов сильно зависят от степени водонасыщения, потому что в глинистых грунтах поры очень малы и вода, заполняющая их почти полностью, связана молекулярными силами с поверхностью частиц. В песчаных грунтах вода почти вся свободна и подвижна.

В непосредственном соприкосновении с твердой фазой грунта находится ее жидкая фаза, которая оказывает чрезвычайно важное влияние на свойства грунта и на его поведение под нагрузкой.

Может превращаться в капельно-жидкое состояние – конденсироваться или, наоборот, жидкая вода превращается в парообразное состояние. Несмотря на то, что содержание воды в форме пара в грунте незначительно (не более 0,001% от общего веса грунта) она играет важную роль в процессах образования других видов воды (путем конденсации пара на поверхности грунтовых частиц), а также является единственной формой воды, которая способна передвигаться в грунте при незначительной его

влажности. Передвижение парообразной влаги происходит из мест с большей упругостью пара в места с меньшей упругостью. Следовательно, перемещение пара направлено из мест с более высокой температурой к местам, где грунт охлаждается.

Парообразная вода в грунтах находится в постоянном динамическом равновесии с другими видами воды и с парами воды в атмосфере.

Связанная вода содержится в грунтах в различных видах и формах и удерживается внутри минералов, слагающих грунт, и на их поверхности силами, значительно превышающими силу тяжести. Как указывалось выше, связанная вода разделяется на химически связанную воду, входящую в состав минералов, и воду, связанную на поверхности минералов, – физически связанную воду.

Химически связанная вода подразделяется на *конституционную*, *кристаллизационную* и *цеолитную*. Конституционная вода входит в состав кристаллической решетки минералов в виде ионов H^+ и OH^- , участвуя в их строении, например $Ca(OH)_2$.

Кристаллизационная вода участвует в строении кристаллических решеток некоторых минералов в виде молекул воды в строго определенных количествах, например, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

Цеолитная вода – часть кристаллизационной воды, которая может выделяться и вновь поглощаться без разрушения кристаллической решетки некоторых минералов – цеолитов, представляющих собой водные алюмосиликаты. Общая формула цеолитов – $(Na_2Ca)O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot mH_2O$, при этом m изменяется от 1 до 8.

Физически связанная вода содержится главным образом в тонкодисперсных глинистых породах и удерживается на поверхности минеральных частиц силами, имеющими электрическую природу. Прочность связи воды с поверхностью минеральных частиц уменьшается по мере удаления слоя воды от поверхности частицы. По силе этой связи различают прочно связанную и рыхлосвязанную воду. Прочносвязанная, или адсорбированная вода соответствует гигроскопической воде по терминологии А.Ф. Лебедева. Образование слоя прочносвязанной воды сопровождается значительным энергетическим эффектом с выделением до 42 Дж на 1 г воды [22]. Выделяющееся при этом тепло называется теплотой смачивания. Выделение тепла указывает на прочную связь воды с поверхностью минеральных частиц.

Адсорбированная вода связана с поверхностью минеральной частицы зарядами внутренней части двойного электрического слоя, т.е. зарядами ядра и катионов адсорбированного слоя. Адсорбированная вода трудноподвижная, она удерживается на поверхности грунтовых частиц силами в тысячи атмосфер. По своим свойствам она резко отличается от свойств *свободной – гравитационной воды*. Она обладает значительной вязкостью, упругостью и прочностью на сдвиг. По своим свойствам она приближается к твердому телу. Плотность ее колеблется в пределах от 1,2 до 2,4 г/см³, замерзает при температуре от 0° до –7–8°С.

Содержание *прочносвязанной воды* зависит от степени дисперсности грунта, его минералогического состава, содержания обменных ионов, минерализации порового раствора, влажности окружающей среды и степени нарушенности естественного сложения. Максимальное количество (прочносвязанной) воды, поглощенное грунтом из окружающей среды с выделением тепла называют *максимальной гигроскопичностью*, или *максимальной гигроскопической влагоемкостью*, которую определяют путем высушивания образца грунта до постоянного веса при температуре 100–105°С и нахождением отношения массы воды к массе сухого грунта.

В естественных условиях влажность грунта почти всегда выше его максимальной гигроскопической влагоемкости.

Содержание гигроскопической влажности в крупнозернистых песках не превышает 1–2%, а в глинистых изменяется в пределах 10–15% [19]. Глинистые грунты с влажностью, равной максимальной гигроскопической влагоемкости, находятся в твердом состоянии.

Гигроскопическая влажность используется в качестве вспомогательной величины при расчетах, например, при гранулометрическом анализе грунта.

Поверхность минеральных частиц грунта обычно связывает значительно больше воды, чем максимальная гигроскопическая влагоемкость. Эту часть связанной воды называют *рыхлосвязанной водой* (вода поверхностных слоев по В.Д.Ломтадзе).

Рыхлосвязанная вода по своим свойствам отличается от прочносвязанной. Плотность ее близка к плотности свободной воды, она может передвигаться от одной грунтовой частицы к другой под влиянием сил молекулярного притяжения.

Рыхлосвязанная вода представляет воду диффузных оболочек. Она образует вокруг грунтовых частиц пленку, толщина которой может достигать сотен и тысяч диаметров молекул воды, поэтому ее еще называют *пленочной водой*.

Характерными свойствами рыхлосвязанной, воды являются: более медленное передвижение ее по сравнению с передвижением свободной воды, в основном она передвигается от мест, где толщина пленок большая, к местам, где пленки тоньше; пониженная способность растворять соли; замерзание при температуре ниже 0°C ; гидростатического давления рыхлосвязанная вода не передает.

По мере удаления от поверхности грунтовых частиц молекулярные силы притяжения быстро уменьшаются, и вода диффузных оболочек превращается в свободную воду.

Рыхлосвязанная вода вместе с прочносвязанной, по А.Ф. Лебедеву, называется *молекулярной* водой. Максимальное количество молекулярной воды, удерживаемой данной породой в данных условиях, А.Ф.Лебедев назвал *максимальной молекулярной влагоемкостью*. Эта влагоемкость примерно соответствует влажности нижнего предела пластичности.

Величина максимальной молекулярной влагоемкости зависит от гранулометрического и минералогического состава грунтов, минерализации парового раствора, от состава поглощенных катионов и т.д.

Максимальная молекулярная влагоемкость может быть определена тремя методами, разработанными А.Ф.Лебедевым: методом центрифугирования, методом влагоемких сред и методом высоких колонн.

Метод центрифугирования состоит в удалении из образца грунта избытка воды путем воздействия на ее центробежной силы равной $70000g$, развиваемой центрифугой. При удалении избытка воды в грунте остается только связанная вода, соответствующая величине максимальной молекулярной влажности.

Метод влагоемких сред основан на удалении из образца грунта воды с помощью гидрофобного материала (фильтровальной бумаги).

В методе высоких колонн избыток воды удаляется путем свободного истечения ее из образца грунта, помещенного в стеклянную или металлическую трубку. Влага, остающаяся в грунте

после истечения, характеризует величину максимальной молекулярной влагоемкости.

Определение максимальной молекулярной влагоемкости производят для расчета водоотдачи песков и для типизации пород как классификационный показатель при инженерно-геологических исследованиях.

Наличие в грунтах рыхлосвязанной воды придает им липкость, пластичность, набухание, усадку и др.

Свободная вода, содержащаяся в порах грунта, не подвержена действию молекулярных сил, связывающих воду с поверхностью грунтовых частиц. Она передвигается в капельно-жидком состоянии под действием сил тяжести, а также сил поверхностного натяжения. Свободная вода подразделяется на *капиллярную, иммобилизованную и гравитационную*.

Капиллярная вода является переходным типом между связанной и свободной – гравитационной водой.

Капиллярная вода не подчиняется закону силы тяжести и передвигается в капиллярных порах снизу вверх от уровня грунтовых вод, под влиянием подъемной силы, которая является следствием поверхностного натяжения, развивающегося в вогнутом мениске воды на границе раздела вода-воздух. Она заполняет капиллярные пустоты в породах. В зависимости от того, сообщается ли капиллярная вода с уровнем грунтовых вод или нет, она подразделяется по А.Ф. Лебедеву на *капиллярно-подвешенную* и *собственно капиллярную*. Капиллярно-подвешенная вода не сообщается с уровнем грунтовых вод. Она удерживается в мелких порах и трещинах капиллярными силами. Собственно капиллярная вода сообщается с уровнем грунтовых вод. Она поднимается от уровня грунтовых вод вверх по капиллярам под действием силы поверхностного натяжения на границе раздела воды и воздуха, образуя выше уровня грунтовых вод зону капиллярного насыщения, отделяясь от зоны аэрации капиллярной каймой. Величина капиллярного подъема для различных грунтов различна и зависит от гранулометрического и минералогического составов, структуры грунта, химического состава воды и других факторов. В табл. 3.1 приведены значения предельной высоты подъема воды для некоторых типов грунтов.

Таблица 3.1. – Высота капиллярного подъема воды

ГРУНТ	Высота капиллярного подъема воды, м
Песок крупнозернистый	0,02 – 0,03
Песок среднезернистый	0,12 – 0,35
Песок мелкозернистый	0,35 – 1,2
Супесь	1,2 – 3,5
Суглинок	3,5 – 6,5
Глина	6,5 – 12,0

Величина капиллярного подъема имеет существенное значение в дорожном строительстве, так как может обусловить увлажнение земляного полотна и в сочетании с другими факторами, образование пучин.

Заложение фундаментов зданий в зоне капиллярного поднятия сопряжено с появлением сырости в подземных или цокольных помещениях, а при подземных водах характеризующихся агрессивностью – с постепенным разрушением фундаментов. Вредное действие капиллярных вод можно устранить путем устройства дренажа, гидроизоляции, путем замены грунта при устройстве земляного полотна дорог и т.д.

Для проектирования мероприятий, предотвращающих капиллярное влагонакопление необходимо знать капиллярные свойства грунтов: максимальную высоту и скорость капиллярного поднятия воды. Эти показатели определяются: в лаборатории путем непосредственного наблюдения за поднятием воды в стеклянных трубках, заполненных исследуемым грунтом, или в специальных приборах – капилляриметрах; в полевых условиях также путем непосредственных наблюдений за увлажнением грунта выше уровня грунтовых вод в шурфах, канавах и т.д.

Влажность грунта, соответствующая полному заполнению капилляров под водой, в капиллярной зоне называется *капиллярной влагоемкостью грунта*. Определяется она путем изучения влажности образца, взятого в капиллярной зоне. При инженерно-геологических исследованиях определяется довольно редко.

Гравитационной водой называют воду, заполняющую различные крупные пустоты в горных породах и передвигающуюся в них под

действием силы тяжести и разности напоров, или передаваемого на нее внешнего давления. Гравитационная вода, движущаяся в грунтах сверху вниз под влиянием силы тяжести, называется *просачивающейся водой* (атмосферная влага), а движущаяся в разных направлениях под влиянием разности напоров, – потоками подземных вод.

Гравитационная вода передает гидростатическое давление, оказывает при движении механическое воздействие на грунты. Механическое действие движущейся воды вызывает явление суффозии, заключающееся в выносе мелких частиц грунта на откосах выемок и котлованов, что может обусловить неустойчивость откосов и последующую деформацию склонов.

В зоне насыщения гравитационные воды образуют водоносные горизонты. Грунтовая вода встречается в различных грунтах при условии, если слой с большей водопроницаемостью подстилается слоем с меньшей водопроницаемостью (водоупором). В природных условиях грунтовая вода обычно движется над водоупором, по уклону.

Иногда свободная вода может быть заключена в замкнутых пустотах породы и находится в состоянии покоя, такую воду называют *иммобилизованной* водой.

Свободная вода (гравитационная) обладает обычными признаками, свойственными воде на поверхности земли. Ее количество в грунтах зависит от типа грунта, его гранулометрического состава, пористости и других факторов. В плотных глинистых грунтах гравитационная вода содержится в незначительных количествах и может отсутствовать совсем, в них содержится, в основном, связанная вода. В крупнообломочных грунтах свободная вода преобладает над другими видами воды.

По *химическому составу* свободная вода может быть различной.

Она содержит растворенные соли и газы, а также различные вещества в коллоидальном состоянии. Растворенные в воде соли находятся в подвижном равновесии с минеральной частью грунта. Из катионов в воде чаще всего растворяются Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , а из анионов – Cl^- , SO_4^{--} , и HCO_3^- . Из коллоидов чаще всего в воде находится SiO_2 . Значение pH колеблется от 6 до 9 – 10.

Свободная вода замерзает при температуре ниже 0°C , при которой она теряет свои свойства и переходит в новый вид воды в грунтах – воды в твердом состоянии.

Вода в твердом состоянии появляется в грунтах при отрицательных температурах, при которых гравитационная и часть связанной воды замерзают, образуя кристаллы льда или ледяные прослойки и жилы. Кристаллы льда цементируют отдельные минеральные частицы, превращая рыхлые породы в твердые. Свойства мерзлых грунтов резко отличаются от свойств талых грунтов [24]. Изучением свойств мерзлых грунтов занимается особая наука – *мерзлотоведение*.

3.2 Влаго- и теплообмен в грунтах

Влагообмен в грунтах может осуществляться передвижением воды и диффузией пара.

Влияние диффузии пара значительно только тогда, когда она сопровождается испарением и конденсацией. Перемещение влаги в парообразном состоянии происходит благодаря наличию разности температур в грунтах из мест с большей упругостью пара в места с меньшей его упругостью. В летнее время перемещение парообразной влаги происходит из верхних, более нагретых слоев грунта, в нижние менее нагретые, а зимой, наоборот, из нижних слоев – в верхние, так как нижние слои грунта имеют температуру более высокую, чем верхние. Это приводит к увеличению влажности грунта на границе промерзания.

Передвижение воды в грунтах может осуществляться в виде фильтрации или миграции, или одновременно фильтрации и миграции.

Фильтрация воды связана с действием внешних сил, обычно гравитационных, а миграция – действием внутренних сил, обычно капиллярных и молекулярных.

Передвижение воды под действием сил тяжести происходит, в основном, в грунтах с крупными порами, где действием капиллярных и молекулярных сил незначительно, т.е. происходит передвижение свободной воды. Направление движения ее под действием сил тяжести всегда происходит в сторону более низких мест, а скорость передвижения в крупных порах более высокая, чем в мелких.

Передвижение воды под действием молекулярных сил происходит благодаря ослаблению действия последних. Это объясняется следующим образом. Когда влажность грунта выше максимальной его гигроскопичности, силы притяжения молекул

воды к поверхности грунтовых частиц ослабевают и на поверхности грунтовых частиц вода располагается в виде тонких пленок. Подвижность этой пленочной воды значительно ниже, чем свободной. Она передвигается от грунтовых частиц, имеющих на своей поверхности более толстую пленку воды, а следовательно, и меньшее молекулярной притяжение верхних молекул воды, в места, где эти пленки имеют меньшую толщину, а молекулы воды находятся под более высоким молекулярным притяжением. Направление движения пленочной воды не зависит от влияния силы тяжести.

Перемещение капиллярной вода связано с наличием сил поверхностного натяжения, а также зависит от гранулометрического состава грунта, степени уплотнения грунта, температуры грунта, размера пор и т.д. В дорожном земляном полотне вода из канав может по капиллярам передвигаться в боковом направлении, однако скорость ее будет значительно меньше, чем скорость передвижения воды в направлении сверху вниз. Это связано с влиянием собственного веса воды.

По теории Онзагера, все явления переноса, в том числе фильтрации и миграции, выражаются идентичными линейными законами:

скорость фильтрации V_{ϕ} определяется законом Дарси

$$V_{\phi} = -k_{\phi} \frac{dP_{внеш}}{dx}; \quad (3.1)$$

скорость миграции $V_{мг}$ – законом Букингема

$$V_{мг} = -k_{мг} \frac{dP_{вн}}{dx}; \quad (3.2)$$

где k_{ϕ} , $k_{мг}$ – коэффициент фильтрации и миграции;

$\frac{dP_{внеш}}{dx}$ и $\frac{dP_{вн}}{dx}$ – градиенты внешнего и внутреннего давлений.

На основании решения уравнения для скорости миграционного потока А.В. Лыковым получено выражение для миграционного потока $i_{мг}$ в виде

$$i_{\text{ме}} = \rho_g V_{\text{ме}} = -\rho k_g \left(\frac{\partial W}{\partial x} + \delta_m \frac{\partial V}{\partial x} \right), \quad (3.3)$$

где ρ_g и ρ – соответственно плотность воды и грунта;

k_g – коэффициент влагопроводности грунта;

δ_m – термоградиентный коэффициент.

По исследованиям А.В. Лыкова, М.Г. Мурашко, В.П. Яблонской коэффициент влагопроводности в основном зависит от влажности и дисперсности грунта, а термоградиентный коэффициент — от температуры и влажности.

При увеличении влажности грунта увеличивается и значение k_g и δ_m , а при влажности грунта, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости значения $k_g \approx 0$ и $\delta_m \approx 0$ и миграция влаги отсутствует.

Теплопередача в грунтах осуществляется тремя различными процессами: *молекулярной теплопроводностью (кондукцией), излучением и массообменом.*

Процесс переноса тепла теплопроводностью характеризуется тем, что его возникновение обусловлено наличием вещественной среды и тем, что теплообмен совершается только между соприкасающимися частицами тела. В этом процессе перемещение частиц не происходит, а тепло передается от частицы к частице. Когда частицы меняют свое положение в пространстве и являются носителями тепла, то такой процесс теплообмена носит название *массообменного или конвекции.* Такой процесс характерен в движущихся жидкостях и газах, когда передача тепла осуществляется посредством теплопроводности при условии, что вся масса текущей жидкости не обладает одинаковой температурой.

Процесс теплообмена посредством излучения характеризуется тем, что некоторая часть внутренней энергии тела преобразуется в энергию излучения и в такой форме передается через пространство. Встречая на своем пути другое тело, лучистая энергия полностью или частично вновь превращается в теплоту.

Эти различные формы теплообмена редко встречаются в отдельности и в большинстве своем проявляются совместно. В связи с этим распределение температуры грунта по глубине является результатом воздействия всех тепловых эффектов, а также

и влагопереноса. Поэтому для решения вопросов тепло- и влагопереноса А.В. Лыковым предложена и развита теория тепло- и влагопроводности. Им составлена система дифференциальных уравнение тепло- и влагопроводности (3.4), (3.5), решение которой представляет большой практический интерес

$$\left. \begin{aligned} c\rho_d \frac{\partial t}{\partial \tau} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial x} + \varepsilon_\phi L \rho_d \frac{\partial W}{\partial \tau} \right) \\ \frac{\partial W}{\partial \tau} &= k_\phi \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + k_m \delta_m \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} \end{aligned} \right\}, \quad (3.4) \text{ и } (3.5)$$

где c — удельная теплоемкость грунта;

ρ_d — плотность сухого грунта;

L — теплота льдообразования;

λ — коэффициент теплопроводности;

ε_ϕ — критерий фазового перехода, который показывает соотношение между переносом влаги в грунте в виде пара и в виде жидкости.

Значение ε_ϕ изменяется в пределах $0 \leq \varepsilon_\phi \leq 1$. Если $\varepsilon_\phi = 0$ — перенос только в виде жидкости, а если $\varepsilon_\phi = 1$ — только пара.

Теплопередача в промерзающем грунте, где при изменении температуры непрерывно происходят фазовые переходы вода — лед, также подчиняется уравнениям (3.4; 3.5)

3.3. Влагоемкость, водопроницаемость и водоподъемная способность грунтов

Влагоемкостью грунта называется способность его вмещать и удерживать в себе определенное количество воды при возможности свободного ее вытекания под действием силы тяжести.

Различают *максимальную*, или *полную влагоемкость*, когда все поры грунта заполнены водой; *капиллярную влагоемкость*, когда вода в грунте заполняет только капиллярные поры в результате поднятия капиллярной воды снизу, от свободного уровня воды; *плёночную* или *максимальную молекулярную влагоемкость*, которая соответствует количеству физически связанной воды,

удерживаемой частицами грунта, гигроскопическую влагоемкость, соответствующую количеству прочносвязанной (адсорбированной) воды. Способы определения влагоемкости грунтов изложены в руководствах по методике лабораторных исследований свойств грунтов [31].

По степени влагоемкости горные породы разделяются на очень влагоемкие (торф, ил, глина, суглинки), слабо влагоемкие (мел, мегель, лессовые породы, супеси, мелкозернистые пески) и невлагоемкие (скальные породы, галечники, гравий, крупнозернистые пески).

Водопроницаемостью грунта называют способность его пропускать через свою толщу воду, находящуюся под влиянием силы тяжести или под действием гидростатического напора.

Скорость просачивания воды через толщу грунта в основном зависит от гранулометрического состава и пористости грунта. Однако, не всякая порода, обладающая большой пористостью является водопроницаемой, так глины, имеющие пористость до 50% и выше являются водонепроницаемыми. Различают горные породы *водопроницаемые* (галечники, гравий, пески), *полупроницаемые* (глинистые пески, торф, пористые известняки и др.) и *водонепроницаемые породы* (глины, массивные горные породы и др.).

Водопроницаемость грунтов количественно характеризуется *коэффициентом фильтрации*, представляющим собой отношение расхода воды в единицу времени через единицу площади поперечного сечения грунта при гидравлическом градиенте, равном единице; (или скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице); размерность его см/с, м/ч, м/сут.

За последние годы большое распространение при гидрогеологических расчетах наряду с коэффициентом фильтрации получил коэффициент водопроницаемости, который представляет способность водоносного горизонта мощностью H , и шириной 1 м фильтровать через себя воду в единицу времени при напорном градиенте, равном единице. Размерность его $m^2/сут$, $m^2/ч$. Следовательно, коэффициент фильтрации и коэффициент водопроницаемости определяют водопроницаемость грунтов и дают ее количественную характеристику.

Скорость фильтрации воды зависит от ее вязкости и с повышением температуры увеличивается. Она зависит от размера зерен грунта и для песчаных грунтов примерно пропорциональна

квадрату среднего диаметра зерна. Песчаные грунты лучше пропускают воду, чем глинистые. Эта способность песчаных грунтов широко используется в дорожном строительстве при устройстве дренирующих слоев в основаниях покрытий.

Водоподъемная способность грунтов – это их способность поднимать капиллярную воду от уровня свободной воды вверх или в сторону. Она зависит от гранулометрического, агрегатного и минералогического состава грунта, степени первоначального увлажнения его и других факторов. Высота капиллярного подъема воды для различных типов грунтов приведена в табл. 3.1.

Фильтрационные свойства грунтов определяются в лаборатории и полевых условиях. В лабораторных условиях для определения коэффициента фильтрации предложен ряд приборов, принцип работы которых состоит в том, что изучаемая порода помещается в прибор и через нее под равными напорными градиентами пропускается вода, расход которой учитывается, а затем по формулам производится расчет.

Для песков коэффициент фильтрации может быть ориентировочно рассчитан по эмпирическим формулам в зависимости от гранулометрического состава.

В полевых условиях для определения фильтрационных свойств грунтов применяют опытные откачки из шурфов и скважин и опытные наливов (нагнетания) воды в шурфы и скважины. Определив расход откачиваемой (нагнетаемой) воды и величину понижения (повышения) ее уровня, а также другие исходные данные, рассчитывают по формулам коэффициент фильтрации.

Коэффициент фильтрации является основным расчетным показателем, используемым при решении разнообразных гидрогеологических и инженерно-геологических задач (водоснабжения, подсчета запасов подземных вод, расчета дренажных сооружений, расчета фильтрационных потерь при гидротехническом строительстве и др.).

3.4. Водопоглощение, водонасыщение и водоотдача грунтов

По способности грунтов поглощать воду различают две величины: *водопоглощение* и *водонасыщение*.

Водопоглощение характеризует способность грунта поглощать (впитывать) и удерживать воду при обычных условиях.

Водонасыщение характеризует максимальную способность грунта поглощать воду при вакууме или под давлением (до 150 атм).

Количественно водопоглощение соответствует объему широких открытых пор, а водонасыщение – объему всех открытых пор. Водопоглощение W_1 и водонасыщение W_2 может быть определено по следующим выражениям:

по массе

$$W_{1,2} = \frac{q_g - q_c}{q_c}, \text{ доли ед.}; \quad (3.6)$$

по объему

$$W_{1,2} = \frac{(q_g - q_c)\rho}{q_c}, \text{ доли ед.}; \quad (3.7)$$

где q_g – масса влажного образца грунта, г;

q_c – масса абсолютно сухого образца грунта, г;

ρ – плотность образца грунта, г/см³.

Отношение величины водопоглощения W_1 к величине водонасыщения W_2 называется *коэффициентом водонасыщения* k_g .

Коэффициент водонасыщения характеризует, какую часть общего объема пор в грунте составляют более широкие поры, в которые вода проникает при обычных условиях увлажнения, в сравнении с объемом пор, залитых водой под давлением. Он также является косвенным показателем морозостойкости грунтов. Значение коэффициента водонасыщения колеблется в пределах 0,5—0,8.

Если $k_g < 0,8$ – грунт является морозостойким.

Знание гранулометрического состава грунтов необходимо для решения целого ряда практических задач: классификации изучаемых пород; ориентировочного определения степени их водопроницаемости; установления возможности их вымыва в откосах выемок и насыпей; устройства дренажей; оценки грунтов для отсыпки насыпей, приготовления бетона и в других случаях. Гранулометрический состав грунтов можно определить одним из методов, приведенных в учебном пособии [31].

Гранулометрический состав следует рассматривать, в основном, как классификационную характеристику, удобную для предварительного выделения основных типов грунтов в районе исследований.

Для более полной и правильной оценки свойств грунтов необходимо также учитывать их генезис, минералогический и химический составы, физическое состояние и другие особенности.

3.5 Влажность грунта и ее виды

Влажность грунта – это количество воды, содержащейся в порах грунта, выражение в % от массы грунта, высушенного до постоянной массы при температуре 105⁰С.

$$W = \frac{m_1 - m_2}{m_2 - m_3} \cdot 100, \% \quad (3.8)$$

где m_1 – масса бюксы с влажным грунтом, г; m_2 – масса бюксы с сухим грунтом, г; m_3 – масса пустой бюксы, г.

Влажность определенную таким способом называют *весовой*, а способ – *весовым*. Влажность, которую имеют грунты в естественном залегании, называют *естественной влажностью*.

Влажность грунта, выраженную по отношению к массе сухого грунта, объему всего грунта или к объему минеральных частиц, называют *абсолютной влажностью грунта*.

В естественных условиях естественная влажность не всегда соответствует полной влагоемкости. Поэтому для характеристики физического состояния грунта необходимо знать степень заполнения пор грунта водой. Для этого определяют степень влажности по формуле

$$S_e = \frac{W}{W_{\max}}, \quad (3.9)$$

где W – естественная влажность грунта; W_{\max} – полное водонасыщение.

Степень влажности грунта или коэффициент влажности, представляет собой отношение объема пор, заложенных водой, к

общему объему пор в данном объеме грунта можно определить по формуле

$$S_2 = \frac{W \rho(1-n)}{n}, \quad (3.9.1)$$

где ρ – плотность грунта, г/см³, n – пористость грунта.

По величине S_2 песчаные грунты подразделяются на [15]:

маловлажные – $S_2 < 0,5$;

влажные – $0,5 \leq S_2 \leq 0,8$;

очень влажные (насыщенные водой) – $0,8 \leq S_2 \leq 1,0$.

По степени влияния на физико-механические свойства грунта различают влажность: *недостаточную, оптимальную, избыточную и вредную (опасную)*.

Недостаточная влажность находится в пределах от гигроскопической до максимальной молекулярной влажности. При этой влажности песчаные грунты находятся в сыпучем состоянии, глинистые – в твердом. Первые легко разрабатываются, но затрудняют проезд, и сильно пылят, вторые – разрабатываются трудно, плохо уплотняются. При этой влажности глинистые грунты в инженерных сооружениях довольно устойчивы.

Оптимальная влажность находится в интервале между максимальной молекулярной влажностью и границей раскатывания. При уплотнении грунта, имеющего оптимальную влажность, получают максимальную плотность при сравнительно небольшой затрате труда (работы). Уплотненный грунт при этой влажности приобретает большую устойчивость под нагрузкой и малую водопроницаемость. Значения оптимальной влажности для различных видов грунтов приведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2. – Значения оптимальной влажности

Грунты	Значения оптимальной влажности (% массы грунта)
Крупнообломочные:	
щебеночные	3...5
древесные	5...7
Песчаные:	
гравелистые	4...6
крупные	6...8
средней крупности	7...9
Песчаные мелкие и пылеватые, мелкие одномерные	8...10
Супеси:	8...14
суглинки легкие	12...16
суглинки тяжелые	16...22
глины	18...26

Избыточная влажность находится в интервале от влажности предела раскатывания до влажности предела текучести. При этой влажности грунт приобретает повышенную липкость. В связи с этим затрудняется его разработка. Эти отрицательные явления связаны с избыточным увлажнением и с тем, что часть воды находится в свободном состоянии.

Опасная (вредная) влажность соответствует влажности выше предела текучести. Грунт при этой влажности имеет максимальную устойчивость под нагрузкой. Уплотнять грунт при данной влажности, а также разрабатывать его резанием невозможно.

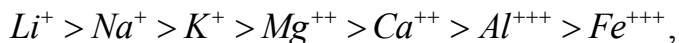
3.6. Набухание, усадка, липкость, водостойкость, морозостойчивость и размягчаемость грунтов

Под *набуханием* понимают увеличение объема грунта при его увлажнении. Набухание присуще глинистым грунтам. Оно связано с гидрофильностью глинистых минералов, слагающих связные грунты и наличием большой удельной поверхности последних.

Набухание – результат гидратации грунта; оно обусловлено в основном образованием в грунте рыхлосвязной воды. Оболочки связной воды, образующиеся вокруг коллоидных и глинистых частиц в результате увлажнения грунта, уменьшают силы сцепления между ними, раздвигают их и этим вызывают увеличение объема грунта. Как правило, тяжелые глинистые грунты имеют максимальную величину набухания, а супеси и пески почти не набухают.

Набухание зависит от минералогического и гранулометрического состава грунта, состава обменных катионов, от сложения грунта, от соотношения между концентрацией растворимых солей в паровом растворе породы и в свободной воде воздействующей на породу и других фактов.

Из глинистых минералов *наибольшим набуханием характеризуются минералы группы монтмориллонита, наименьшим – минералы группы каолинита*. Чем выше дисперсность частиц, слагающих грунт, тем больше набухание. По способности увеличивать набухание наиболее часто встречающиеся в дисперсных грунтах катионы можно расположить в следующей последовательности



т.е. наибольшей способностью к набуханию обладают одновалентные катионы, наименьшей – трехвалентные.

В глинистых грунтах с нарушенной структурой набухание больше, чем с ненарушенной. Это объясняется тем, что ненарушенные структурные связи способствуют уменьшению набухания.

Наибольшее набухание происходит в дистиллированной воде и по мере увеличения концентрации солей порового раствора и воды увлажняющей грунт (внешнего раствора), набухание происходить не будет. Если же внешний раствор имеет концентрацию солей

выше, чем поровой раствор, то может произойти вместо набухания – усадка, т.е. уменьшение объема вследствие уменьшения толщины гидратных оболочек (как при высыхании).

Показателями набухания являются: *величина набухания*, выражаемая в процентах от первоначального объема грунта; *влажность набухания*, т.е. влажность грунта, соответствующая максимальной величине набухания, при которой прекращается процесс поглощения влаги; *давление набухания*, т.е. то давление, которое развивается в грунте при набухании.

Явления набухания имеют практическое значение при вскрытии глинистых пород в котлованах, в горных выработках, при строительстве дорожных выемок, каналов и других гидротехнических сооружений.

Усадкой грунта называется уменьшение его объема при высыхании. Явление усадки противоположно набуханию. В результате усадки грунт становится плотнее и после высыхания – даже твердым, при усадке происходит не только механическое уплотнение грунта, но и перераспределение химических компонентов грунта. Следовательно, усадка – сложный физико-химический процесс, приводящий к изменению характера структурных связей между частицами.

Величину усадки грунта принято характеризовать по уменьшению линейных размеров или объема образца. В соответствии с этим различают относительную линейную b_l и объемную b_v усадку

$$b_l = \frac{l_1 - l_2}{l_1}; \quad (3.10)$$

$$b_v = \frac{V_1 - V_2}{V_1}; \quad (3.11)$$

Величины относительной линейной и объемной усадки выражаются в процентах.

Усадка грунта протекает лишь до определенной плотности, при которой наступает равновесие между силами, возникающими при усадке и стремящимися сблизить частицы, и силами сопротивления структуры грунта. Поэтому в качестве показателя усадки

глинистого грунта часто используется величина влажности на пределе усадки W_y и соответствующий ей коэффициент пористости ε_y . Величина ε_y характеризует ту плотность, которую может приобрести данный грунт в результате усадки. Влажность предела усадки W_y определяют графически по перегибу кривой "объем грунта – влажность" или путем расчета по формуле

$$W_y = \frac{\varepsilon_y \rho_d}{\rho}, \quad (3.12)$$

где ρ_d – плотность сухого грунта с начальной влажностью;

ρ – плотность грунта.

Величина усадки зависит от начальной влажности грунта, количества и химико-минералогического состава глинистых частиц и от наличия более крупных фракций грунта. Глины и суглинки дают большую величину усадки, а супеси – крайне малую.

Липкость (прилипаемость) – это способность грунтов при определенном содержании воды прилипнуть к рабочим органам землеройных машин или к поверхности различных предметов. Липкость наиболее характерна для связных грунтов. Она проявляется при влажности, близкой максимальной молекулярной влагоемкости. Количественной характеристикой липкости грунтов является максимальное усилие в ньютонах на квадратный сантиметр, необходимое для отрыва прилипшего предмета от грунта при различной его влажности. Наиболее характерными показателями являются *влажность начального прилипания, влажность максимального прилипания и максимальное значение липкости*. Липкость определяется в лабораторных условиях. Определение липкости имеет существенное значение при строительстве дорог, аэродромов и других объектов.

Под водостойкостью грунтов понимается их способность сохранять механическую прочность и устойчивость при взаимодействии с водой.

Это взаимодействие может быть статическим и гидродинамическим. При статическом взаимодействии воды и грунта происходит явления набухания и размокания, а при гидродинамическом – *размыв грунта*. Следовательно,

водостойкость грунта можно характеризовать по их *размокаемости* и *размываемости*.

Под *размокаемостью* понимается способность грунтов при взаимодействии со спокойной водой терять связность и превращаться в рыхлую бесформенную с частичной или полной потерей несущей способности. Это явление обусловлено образованием около минеральных частичек гидратных оболочек, полностью устранивающих внутренние структурные связи. Способностью к размоканию обладают дисперсные грунты, а также твердые осадочные породы с растворимым или глинистым цементом.

Показателями размокаемости являются: *время* и *характер размокания*. Время размокания – время, в течение которого образец грунта, помещенный в воду, распадается на структурные элементы. Характер размокания отражает качественную картину распада образца грунта (крупные или мелкие комочки, пыль и т.д.). Кроме этих показателей, иногда определяют конечную влажность размокшего образца, которую называют *влажностью размокания*.

Размокаемость глинистых грунтов зависит от их состава, начальной влажности, наличия цементационных связей и их водостойкости, степени выветриваемости, нарушенности естественной структуры. Определение скорости размокания грунтов представляет собой испытание грунтов на устойчивость под водой. Образцы грунтов, находящиеся в воде под нагрузкой, размокают быстрее, чем образцы, не испытывавшие давления.

Под *размываемостью* грунтов следует понимать их способность отдавать агрегаты и элементарные частицы движущейся воде, воздействующей на поверхности грунтовой толщи. Размываемость грунтов характеризуется двумя показателями: размывающая (критическая) скорость водного потока и интенсивность размыва. *Размывающая скорость водного потока* есть средняя скорость потока, при которой начинается отрыв отдельных частиц и агрегатов и волочение их по потоку. Размерность – м/с.

Интенсивность размыва – отношение средней толщины размывого слоя грунта при данной скорости размыва к длительности размыва. Размерность – мм/мин.

Размыв связных грунтов происходит под динамическим воздействием водного потока на отдельные частицы и их агрегаты, которое вызывает разрушение связей этих частиц и агрегатов с грунтовым массивом и последующий их отрыв от массива. В силу

этого процесс размыва глинистых грунтов определяется как гидравлическими параметрами потока, так и свойствами грунта. Размываемость связных грунтов зависит от дисперсности, химико-минералогического состава, пластичности, влажности, твердости, сцепления и других характеристик.

Между размокаемостью глинистых пород и их размываемостью существует тесная связь: в большинстве случаев быстро размокаемые грунты обладают *высокой размываемостью*.

Размываемость связных грунтов в сильной степени зависит от величины их сцепления. С увеличением сцепления увеличивается сопротивление грунтов размыву.

Величины размокаемости и размываемости грунтов используются при оценке устойчивости откосов дорожных насыпей и выемок, стенок котлованов и других земляных сооружений.

Для определения водостойкости грунтов проводят специальные полевые наблюдения и лабораторные работы. Размокаемость грунтов чаще всего определяют на образцах определенного размера и формы при различной их влажности, а размываемость – в специальных гидравлических лотках. Методика проведения исследований изложена в специальных руководствах [25,26,27].

Под *размягчаемостью* грунтов понимают способность пород с твердыми кристаллизационными и конденсационными связями снижать свою прочность под действием воды без видимых признаков их разрушения. Сущность данного явления, как и размокания грунтов, заключается в ослаблении связей между частицами грунта вследствие проникновения в промежутки между ними молекул воды. Размягчаемость грунтов зависит от их минералогического состава, прочности связи между зернами, их пористости и ряда других факторов.

Размягчаемость характеризуется *коэффициентом размягчаемости*, представляющим собой отношение временного сопротивления породы сжатию после насыщения водой к временному сопротивлению породы сжатию до насыщения. *Размягчаемыми* породами считаются такие породы, для которых коэффициент размягчаемости меньше 0,75, а *неразмягчаемыми* – для которых коэффициент размягчаемости равен или больше 0,75 [15].

Размягчаемость породы является косвенным показателем их способности сопротивляться выветриванию и воздействию замерзающей воды.

Все сильно размягчающиеся породы быстро выветриваются и не обладают значительной морозостойкостью.

Под *морозостойкостью* пород понимают их способность во влажном состоянии противостоять разрушающему действию замерзающей в порах и трещинах воды. Степень морозоустойчивости оценивается числом циклов испытаний, выдержанных горной породой без заметных признаков разрушения, и потерей прочности от замораживания.

3.7. Определение расчетной влажности грунтов для условий Беларуси

Для решения многих инженерных задач, связанных с проектированием и строительством автомобильных дорог (определение расчетного модуля упругости грунтов; прогнозирования и расчета пучинообразования, регулирования водно-теплого режима и т.д.) требуется знать расчетную влажность грунтов, которая представляет собой наиболее неблагоприятное ее значение, соответствующее принятой обеспеченности. Определяя ее нами принят статистический метод, в основу которого положены наблюдения, проводимые на метеорологических агростанциях за осенний и весенний периоды. При этом была доказана возможность их объединения (однородность) используя критерий Колмогорова – Смирнова.

$$\Delta P_{\beta} = \sqrt{\frac{1}{2} \ln \frac{2}{v} \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right)}, \quad (3.13)$$

где ΔP_{β} – максимальная резкость вероятности непревышения, характеризующая различие между двумя эмпирическими выборками; v – уровень значимости (0,01 – 0,05); n_x и n_y – объемы соответствующих сопоставляемых совокупностей.

Если $\Delta P_{\beta} > \Delta P_{0,01}$ – однородность рассматриваемой совокупности отвергается;

$\Delta P_{0,05} < \Delta P_{\beta} < \Delta P_{0,01}$ – однородность сомнительна;

$\Delta P_9 < \Delta P_{0,05}$ – рассматриваемая совокупность однородна (где ΔP_9 – максимальная эмпирическая разность).

Расчеты по определению максимальной разности (вероятности превышения) приведены в табл. 3.3.

Таблица 3.3. – Максимальные разности (вероятности превышения)

Название агрометеостанции	Число мест наблюдений за влажностью грунта		Максимальная вероятность превышения ΔP_β при уровне значимости		Максимальная эмпирическая разность ΔP_9	Совокупность однородна (да, нет)
	Осень n_x	Весна n_y	$\beta=0,01$	$\beta=0,05$		
Вилейка	16	18	1,26	0,885	0,614	Да
Витебск	20	21	1,22	0,825	0,373	Да
Гродно	18	18	1,25	0,745	0,446	Да
Минск	12	12	1,33	0,980	0,455	Да
Слуцк	13	12	1,31	0,960	0,374	Да
Чечерск	14	13	1,30	0,945	0,272	Да
Шарковщина	12	18	1,29	0,925	0,238	Да

Из табл. 3.3, видно, что для всех агрометеостанций $\Delta P_9 < \Delta P_{0,05}$; следовательно, весенние и осенние влажности грунтов однородны и они могут быть объединены в один статистический ряд.

В практике гидрологических расчетов наибольшее распространение получили следующие кривые распределения; кривая Пирсона III-его типа; двойного экспоненциального и трехпараметрического Г-распределения для выбора кривой распределения был использован критерий Колмогорова–Смирнова [28] с той только разницей, что $n_y = \infty$, так как теоретическая кривая распределения соответствует статистическому ряду с числом членов стремящихся к бесконечности. Достоверность выбора кривой обеспеченности проверена на семи агрометеостанциях в характерных районах Беларуси табл. 3.4.

Таблица 3.4 – Достоверность выбора кривой обеспеченности

Название агро-метеостанций	Число лет наблюдений n_x	Максимальная вероятность превышения, при уровне значимости		Максимальная эмпирическая разность ΔP_9 (вероятность превышения) при распределений типа		Наиболее близко подходит кривая распределения
		$\beta = 0,01$	$\beta = 0,05$	Пирсона I II-го типа	Двойное экспоненциальное распределение	
Вилейка	34	0,940	0,288	0,103	0,111	Пирсона II I-го типа
Витебск	30	0,975	0,383	0,168	0,213	
Гродно	18	1,000	0,630	0,110	0,120	
Минск	29	0,980	0,400	0,112	0,122	
Слуцк	26	1,010	0,460	0,178	0,204	
Чечерск	14	1,500	0,730	0,163	0,217	
Шарковщина	18	1,100	0,630	0,116	0,135	

Из данных табл. 3.4 видно, что для расчета влажности грунта может быть использована как кривая Пирсона III-го типа, так и двойного экспоненциального распределения. Однако, наиболее близкое значение получаем для кривой Пирсона III-го типа, которую мы предлагаем принимать при анализе влажности грунтов. Используя кривую Пирсона III-го типа, нами определена расчетная влажность грунта открытого поля, а для установления расчетной влажности грунтов земляного полотна определяем переходный коэффициент от влажности грунта открытого поля к влажности грунта земляного полотна. Среднее значение переходного коэффициента для условий Беларуси равно 0,83.

Разделение песков по плотности выполняется на основе определения коэффициента пористости на образцах с ненарушенной структурой и служит основой для установления нормативного давления на песчаные грунты при проектировании на них инженерных сооружений. От действия этих сооружений в

грунтах возникают вертикальные и горизонтальные напряжения. Под действием вертикальных напряжений происходит главным образом уплотнение грунтов, в то время, как под действием горизонтальных напряжений (сдвиг) в песках пористость может увеличиваться или уменьшаться в зависимости от плотности их сложения. У рыхлых песков пористость после сдвига в зоне деформации уменьшается, а у плотных песков – увеличивается.

По-видимому, имеется такая плотность сложения песка (пористость), которая при деформации сдвига изменяться не будет. Это промежуточное значение плотности сложения характеризуется так называемой *критической пористостью*, являющейся границей между плотным и рыхлым сложением песка.

Таким образом, под критической пористостью понимают такую пористость песка, которая не изменяется в процессе его сдвига.

Считается, что пески с естественной пористостью выше критической являются неустойчивыми, а меньше критической – устойчивыми.

Пески с естественной пористостью выше критической под действием внешних нагрузок могут уплотняться, вызывая деформации и разрушения расположенных на них сооружений. Особенно опасны в этом отношении водонасыщенные пески, которые могут переходить в плавунное состояние вследствие возрастающего гидродинамического давления, вызываемого выжимаемой из пор водой [23].

Пески с естественной пористостью меньше критической устойчивы даже в водонасыщенном состоянии. Это можно объяснить тем, что при сдвиге в этих песках возникает гидродинамическое давление, направленное внутрь грунта, вследствие заполнения увеличивающихся пор водой.

Критическая пористость определяется в специальных приборах, для изучения сопротивления грунтов сдвигу. Испытывается несколько образцов песка различной плотности с известной влажностью и плотностью. В процессе испытаний устанавливается характер деформаций (растяжение или сжатие) в зоне сдвига. По результатам опыта строят график зависимости характера вертикальной деформации от объемной массы. Величина критической плотности $\rho_{кр}$ соответствующей критической пористости $n_{кр}$, будет соответствовать точке пересечения полученной прямой с осью абсцисс.

Таблица 3.5. – Степень уплотненности глинистых грунтов

Коэффициент пористости глинистого грунта естественного сложения	Коэффициент уплотненности	Степень уплотненности глинистого грунта
$\varepsilon < \varepsilon_f$	$k_d < 0$	Недоуплотненное состояние
$\varepsilon = \varepsilon_f$	$k_d = 0$	Начальная степень уплотнения
$\varepsilon_p < \varepsilon < \varepsilon_f$	$1 > k_d > 0$	Средняя степень уплотнения (соответствующая пластичному состоянию)
$\varepsilon = \varepsilon_p$	$k_d = 1$	Уплотненное состояние (соответствующее переходу в полутвердое состояние)
$\varepsilon < \varepsilon_p$	$k_d > 1$	Переуплотненное состояние (твердое и полутвердое)

Зная значение $\rho_{кр}$, можно вычислить критическую пористость, по следующим формулам:

$$n_{кр} = \frac{\rho - \rho_{кр}}{\rho} \text{ или } \varepsilon_{кр} = \frac{\rho - \rho_{кр}}{\rho_{кр}}, \quad (3.14)$$

При оценке пригодности песчаных грунтов в качестве основания инженерных сооружений иногда определяют степень плотности песков или относительной плотности и их уплотненности.

Эти показатели используются главным образом для классификационных целей.

Для оценки относительной плотности песчаных грунтов используют следующую формулу

$$D = \frac{\varepsilon_{\max} - \varepsilon}{\varepsilon_{\max} - \varepsilon_{\min}} = \frac{n_{\max} - n(100 - n_{\min})}{(n_{\max} - n_{\min})(100 - n)}, \quad (3.15)$$

где n_{\max} и n_{\min} — пористость и коэффициент пористости песчаных грунтов в самом рыхлом их состоянии, определяемый для максимально, разрыхленной пробы грунта (что достигается, например осторожным насыпанием сухого грунта в мерный сосуд с высоты ≤ 5 см);

n и ε — пористость и коэффициент пористости в естественном состоянии определяется по формулам (3.14).

3.8. Пластичность грунтов

Пластичностью грунта называют способность его изменять форму (деформироваться) под действием внешних сил без разрыва сплошности массы и сохранять полученную форму после прекращения действия внешних сил. Различные грунты обладают различной пластичностью, которая зависит от содержания в грунте глинистых частиц и влаги. В зависимости от влажности связные грунты могут быть в *твердом, полутвердом, пластичном* или *текучемсостоянии*. Переход грунта из одного состояния (консистенции) в другое происходит при вполне определенных влажностях, которые принято называть характерными влажностями или пределами, пластичности.

Пластичность глинистых грунтов зависит от влажности, степени дисперсности, минерального состава, состава обменных катионов, концентрации порового раствора и других факторов. Глинистые грунты становятся пластичными только при определенном содержании в нем воды, при малом количестве воды – они твердые, при большом – текучие. Для установления способности грунтов принимать пластичное состояние определяют границы (пределы) пластичного состояния грунта: текучести и раскатывания, т.е. находят характерные влажности.

Влажность, выраженная в процентах, при которой грунт из пластичного состояния переходит в текучее, называется *границей текучести* или *верхним пределом пластичности*. При этой влажности поры грунта в значительной степени заполнены свободной водой и связь между частицами нарушена. Влажность

границы текучести W_T определяется по ГОСТ 5184-64 [30,31] с помощью балансирного конуса.

Конус этот нагружается в подготовленную для опыта грунтовую массу под влиянием собственного веса. Увеличивая или уменьшая влажность этой пасты, добиваются погружения конуса на глубину 10 мм за время 5 с. Влажность грунта, способствующая этому моменту, принимается за значение влажности, отвечающей *верхнему пределу пластичности* (границе текучести).

Влажность, выраженная в процентах при которой грунт из пластичного состояния переходит в твердое состояние называется *границей раскатывания* или *нижним пределом пластичности*. Грунт на пределе раскатывания содержит преимущественно связанную воду. Влажность границы раскатывания W_P определяется по ГОСТ 5183—64 [29,31]. Сущность метода определения нижнего предела пластичности состоит в раскатывании увлажненного глинистого грунта в жгут толщиной 3 мм. Влажность, при которой жгут указанной толщины начинает крошиться, терять способность к пластичным деформациям, считается нижним пределом пластичности.

Пределы пластичности используются для решения следующих практических задач: для классификации глинистых грунтов; для определения нормативного давлений на глинистые грунты при проектировании фундаментов сооружений на них; для приближенного определения степени уплотненности глинистых пород, их водопроницаемости и других свойств глинистых пород.

Разность между значениями влажностей, соответствующих пределу текучести и раскатывания, называется числом пластичности

$$J_L = W_T - W_P, \quad (3.16)$$

Число пластичности представляет собой тот интервал влажности, в пределах которого грунт находится в пластичном состоянии. Оно является важной классификационной характеристикой грунтов.

Таблица 3.6. – Характеристики консистенции грунтов

Грунты	Консистенция грунтов	Значения J_L
Супеси	Твердая	$J_L < 0$

	Пластичная	$0 < J_L \leq 1,00$
	Текучая	$J_L > 1,00$
Суглинки и глины	Твердая	$J_L < 0$
	Полутвердая	$0 < J_L \leq 0,25$
	Тугопластичная	$0,25 < J_L \leq 0,50$
	Мягкопластичная	$0,50 < J_L \leq 0,75$
	Текучепластичная	$0,75 < J_L \leq 1,00$
	Текучая	$J_L > 1,00$

Число пластичности используется также для расчета коллоидной активности (по Скемptonу) или показателя пластичности глинистой фракции (по В.А. Приклонскому) [5].

$$k_p = \frac{J_L}{M}, \quad (3.17)$$

где J_L – число пластичности, %;

M – процентное содержание глинистых частиц ($d < 0,005$ мм), %.

Этот показатель характеризует способность минералов глинистых фракций связывать воду в пределах пластичного состояния грунта. Чем выше этот показатель, тем выше эта способность. По величине показателя k_p все связные грунты подразделяются на три группы:

1. Грунты с высокой коллоидной активностью $k_p > 1,25$;
2. Грунты со средней коллоидной активностью $0,75 < k_p < 1,25$;
3. Грунты с низкой коллоидной активностью $k_p < 0,75$.

В грунтах с высокой коллоидной активностью преобладают минералы группы монтмориллонита, а с низкой – минералы группы каолинита.

По величине верхнего предела пластичности и содержанию глинистых частиц рассчитывается показатель гидрофильности глинистой фракции.

$$k_h = \frac{W_T}{M}, \quad (3.18)$$

Чем выше показатель гидрофильности, тем более в данных условиях гидрофильны минералы, слагающие глинистую фракцию грунтов.

При влажности, равной или немного меньшей предела раскатывания, грунт хорошо разрабатывается и уплотняется. С переходом грунта в пластичное состояние производство таких работ затрудняется, а при переходе его в текучее становится невозможным. При текучем состоянии грунт почти полностью теряет устойчивость.

Характерной влажностью грунта также является максимальная молекулярная влагоемкость – влажность, при которой достигается полное насыщение грунта физически связанной водой, максимальную молекулярную влагоемкость считают теоретическим началом пластичного состояния грунта. В зависимости от величины максимальной молекулярной влагоемкости W_M грунты можно подразделить следующим образом; пески – менее 7; супеси – 7-15; суглинки – 15-30; глины – более 30%.

Зная характерные влажности W_T и W_P и естественную влажность, можно определить консистенцию грунта, измеряемую величиной относительной консистенции или индексом текучести

$$J_L = \frac{W - W_P}{W_T - W_P}, \quad (3.19)$$

Показатель консистенции J_L является классификационным показателем глинистых грунтов.

3.9 Оптимальная влажность и максимальная плотность

При уплотнении грунта, имеющего оптимальную влажность получают максимальную плотность (прочность) при сравнительно небольшой затрате энергии (работы). Это является одним из важнейших свойств влажного грунта. Физические свойства грунтов имеют большое практическое значение и подразделяются на: общие физические, физико-механические, водные и тепловые.

К общим физическим свойствам относятся влажность, плотность, пористость и удельная поверхность грунта; к физико-механическим — прочность и деформируемость, пластичность, гибкость, усадка, набухание, связность.

К водным свойствам грунтов относятся водоудерживающая, водопропускная (водопроницаемость) и водоподъемная (капиллярная) способности; к тепловым — теплоемкость, теплопроводность и теплопоглощительная способность грунтов.

Для оценки физических свойств грунтов их характеристики подразделяют на два класса. *Первый* — прочность и деформируемость грунтов, определяемые на образцах с ненарушенной структурой, *второй* — показатели, характеризующие состав и состояние грунта, определяемые на образцах с нарушенной структурой.

Главными показателями второго класса являются состав (минералогический, петрографический, химический и гранулометрический), состояние и консистенция глинистых грунтов. Состояние грунтов характеризуется влажностью, плотностью и пористостью.

Из общей характеристики физических свойств грунтов, важными являются показатели второго класса, т. е. состав и состояние, которые имеют большое практическое значение при оценке грунтов, как естественных оснований различных сооружений; а также при оценке устойчивости земляного полотна и уплотнения грунта. При этом следует иметь в виду, что грунт состоит из твердых минеральных частиц и расположенных между ними пустот — пор, которые могут быть заполнены воздухом (газом) или водой. Следовательно, твердые минеральные частицы, вода и воздух являются основными компонентами, составляющими грунт. Грунт представляет собой трехфазную систему. Учитывая изложенное, на основе элементарного представления о грунте в трехфазном состоянии (без учета структурных особенностей) можно написать выражение для единичного объема грунта согласно [15].

$$\frac{\rho_d}{\rho_s} + \frac{W_w \rho_d}{100} + \frac{V}{100} = 1, \quad (3.20)$$

где ρ_d — плотность сухого грунта, г/см³;

W_w — весовая (массовая) влажность грунта, %;

V – объем воздуха, %;

ρ_s – плотность частиц грунта, г/см³;

1 – единичный объем грунта (1 см³).

Отсюда, учитывая, что плотность воды $\rho_0=1$, получим выражение

$$\rho_d = \frac{\rho_s \left(1 - \frac{V}{100} \right)}{1 + \frac{W_w \rho_s}{100}}; \quad (3.21)$$

Для достижения максимальной плотности грунтов при небольших изменениях внешних давлений порядка 0,5–0,7 МПа можно рассматривать грунты как линейно-деформируемые тела, т. е. с достаточной для практических целей точностью можно принимать зависимость между общими деформациями и напряжениями для грунтов как линейную [32,33].

Для дисперсных грунтов их деформацию во времени можно описать линейной теорией наследственной ползучести Больцмана–Вольтера, согласно которой связь между напряжениями и деформациями определяется выражением

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{E} \left[\sigma(t) + \int_0^t k(t-\tau) \sigma(\tau) d\tau \right], \quad (3.22)$$

где $\varepsilon(t)$ – относительная деформация;

σ – напряжение;

E – модуль упругости грунта;

$k(t-\tau)$ – ядро интегрального уравнения, которое в данном случае представляет функцию влияния напряжений $\sigma(t)$ в момент времени τ на деформацию в момент времени t ;

t – время наблюдения;

τ – время, предшествующее моменту наблюдения.

При использовании уравнения (3.22) модуль упругости грунта E следует заменить на общий модуль деформации (упругой и остаточной) E_0 [34].

В общем виде решение интегрального уравнения (3.22) относительно напряжения $\sigma(t)$ следующее

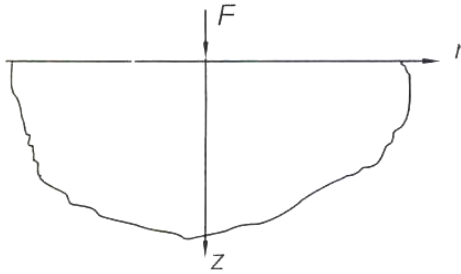


Рис. 3.1 Квазиоднородное вязкоупругое полупространство

$$\sigma(t) = E \left[\varepsilon(t) \int_0^t R(t-\tau) \varepsilon(\tau) t \tau \right], \quad (3.23)$$

где $R(t-\tau)$ – резольвента интегрального уравнения (3) или ядро релаксации.

Вид ядра ползучести и резольвенты соответственно

$$k(t-\tau) = \delta e^{-\beta(t-\tau)}, \quad (3.24)$$

$$R(t-\tau) = \delta e^{-(\delta+\beta)(t-\tau)}, \quad (3.25)$$

где δ , β – параметры, определяемые по опытным кривым ползучести.

Функции $k(t-\tau)$ и $R(t-\tau)$ должны быть положительными и монотонно убывающими.

Для решения уравнений (3.22) и (3.24) грунт земляного полотна профессором Макаревичем С.С. рассматривается как квазиоднородное вязкоупругое полупространство (рис. 3.1). Напряжения и перемещения в данном полупространстве от сосредоточенной силы F (рисунок 3) удобно искать в цилиндрической системе координат, через функцию напряжений $\varphi = \varphi(r, z)$, с которой напряжения и перемещения связаны зависимостями (3.26):

$$\left. \begin{aligned}
 \mathbf{y}_z &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{M} \nabla^2 \phi - \frac{\partial \phi^2}{\partial r^2} \right) \\
 \mathbf{y}_\theta &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{M} \nabla^2 \phi - \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) \\
 \mathbf{y}_z &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(2 - \mathbf{M}) \nabla^2 \phi - \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right] \\
 \tau_z &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(1 - \mu) \nabla^2 \phi - \frac{\partial \phi^2}{\partial z^2} \right] \\
 U &= \frac{1 + \mu}{E_0} \cdot \frac{\partial^2 \phi}{\partial r \partial z} - \frac{1 + \mu}{E_0} \int_0^t \frac{\partial^2 \phi}{\partial r \partial z} (k(t - \tau) d\tau)
 \end{aligned} \right\} ,$$

(3.26)

где σ_z , σ_r , σ_θ — нормальные напряжения, действующие соответственно по площадкам, перпендикулярным осям z и r , и касательной к окружности радиусом r (см. рис. 3.2);

E_0 — общий модуль деформации грунта;

τ_{rz} — касательные напряжения в плоскости rz ;

U — горизонтальное перемещение (по оси r);

W — вертикальное перемещение (по оси z);

∇^2 — оператор Лапласа, который в цилиндрической системе координат имеет вид:

$$\nabla^2 = \frac{\partial}{\partial r^2} + \frac{\partial}{\partial z} + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial r}; \quad (3.27)$$

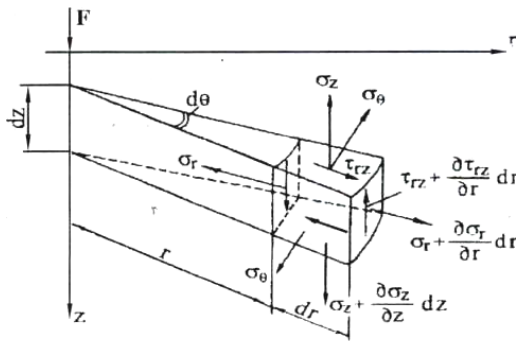


Рис. 3.2. Схема напряжений в цилиндрической системе координат

В качестве функций напряжений принята функция, определяемая по формуле

$$\phi = CR + B(Z \ln(R + Z) - R), \quad (3.38)$$

где $R = \sqrt{r^2 + z^2}$ — функция, удовлетворяющая бигармоническому уравнению $\nabla^2(\nabla^2\phi) = 0$.

Далее мы будем рассматривать напряжения и перемещения по оси z , поэтому, подставляя в уравнение (3.26) функцию напряжений φ , получим:

$$\left. \begin{aligned} y_z &= 3C \frac{r^2 z}{R^5} - 2(2 - \mu)C \frac{z}{R^3} + B \frac{z}{R^3} \\ \tau_{rz} &= 3C \frac{r^3}{R^5} - 2C \frac{r}{R^3} - 2C(1 - \mu) \cdot \frac{r}{R^3} + B \frac{r}{R^3} \end{aligned} \right\}; \quad (3.29)$$

Для определения постоянных B и C используем граничные условия при $z=0$, $R=z$, $\tau_{rz}=0$. Тогда

$$\tau_{rz}(z=0) = \frac{1}{r^2} (3C - 2C + 2C\mu - 2C + B) = 0;$$

Откуда

$$B = C(1 - 2\mu); \quad (3.30)$$

Подставив выражение (3.30) уравнение для σ_z из системы (3.29) получим

$$y_z = -3C \frac{z^3}{R^5}; \quad (3.31)$$

Чтобы найти параметр C проведем сечение, параллельное поверхности грунта, т. е. $z = \text{const}$, и запишем условие равновесия отсеченной части

$$F + \int_A y_z dA_1 = 0;$$

или

$$F + 2\pi \int_0^R y_r dr = 0, \quad (3.32)$$

где A_1 – площадь сечения.

Подставляя в выражение (3.32) значение σ_z согласно (3.31) найдем

$$F - 2\pi C = 0;$$

Откуда

$$C = \frac{F}{2\pi}; \quad (3.33)$$

Тогда согласно уравнению (3.30) получим

$$B = \frac{F}{2\pi}(1 - 2\mu); \quad (3.34)$$

Подставляя постоянные B и C в уравнение (3.29) получим:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_z &= -\frac{3Fz^3}{2\pi R^5} \\ \tau_{rz} &= -\frac{3Frz^2}{2\pi R^5} \end{aligned} \right\}; \quad (3.35)$$

Если в уравнение вертикального перемещения в системе (3.26) подставить значение функции и постоянные B и C получим

$$W = \frac{1 + \mu}{2\pi E_0 R} \left[\frac{z^2}{R^2} + 2(1 - \mu) \right] \left[F + \int_0^t Fk(t - \tau) d\tau \right]; \quad (3.36)$$

Если сила F не меняется во времени, то получим следующее выражение

$$W = \frac{F(1+\mu)}{2\pi E_0 R} \left[\frac{z^2}{R^2} + 2(1-\mu) \right] \left[1 + \int_0^t k(t-\tau) d\tau \right]; \quad (3.37)$$

Приняв ядро ползучести (3.24) в виде экспоненты, которое при постоянной нагрузке будет иметь вид $k(t) = \delta_0 e^{-\beta_0 t}$, получим

$$W = \frac{F(1+\mu)}{2\pi E_0 R} \left[\frac{z^2}{R^2} + 2(1-\mu) \right] \left[1 + \frac{\delta_0}{\beta_0} (1 - e^{-\beta_0 t}) \right]; \quad (3.38)$$

Постоянные δ_0 и β_0 определяются из опытов на ползучесть.

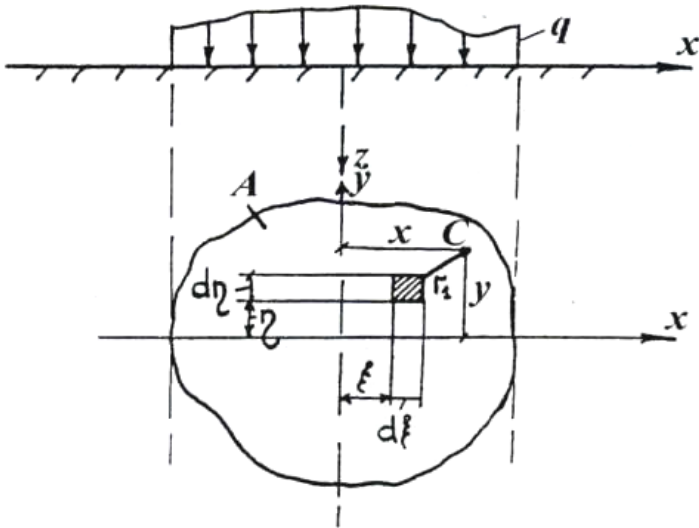


Рис. 3.3. Расчетная схема определения перемещения поверхности полупространства от сплошной нагрузки q

На поверхности грунта при $z=0$ и $R=z$ вертикальные перемещения будут равны:

$$W = \frac{F(1-\mu^2)}{\pi E_0 r} \left[1 + \frac{\delta_0}{\beta_0} (1 - e^{-\beta_0 t}) \right]; \quad (3.39)$$

Анализ формул (16) и (20) показывает, что перемещение (осадка) в точке приложения силы F становится бесконечно большим (ой), но, учитывая, что практически сила действует не в точке, а через какую-то площадку, решение данной задачи может быть получено на основании принципа суперпозиции. При уплотнении грунта земляного полотна давление на грунт передается через площадку, которую можно принять как плоскость, ограничивающую полупространство, т. е. действует сплошная нагрузка d , распределенная на некоторой площади A рис. 3.3.

На выделенную элементарную площадку $dA = d\xi d\eta$ действует сила $dF = qdA = qd\xi dr$, которую будем считать сосредоточенной (q — сплошная распределенная нагрузка). Перемещение (осадку) поверхности полупространства dW от силы dF в точке $C(x, y)$, заменив

$r_1 = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2}$, можно определить по формуле

$$dW = \frac{dF(1 - \mu^2)}{\pi E_0 \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2}} \left[1 + \frac{\delta_0}{\beta_0} (1 - e^{-\beta_0 t}) \right]; \quad (3.40)$$

Чтобы получить перемещение точки $C(x, y)$ от действия нагрузки q необходимо уравнение (21) проинтегрировать по площади A , тогда

$$W = \iint_A \frac{d\xi d\eta}{\sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2}} \cdot \frac{q(1 - \mu^2)}{\pi E_0} \left[1 + \frac{\delta_0}{\beta_0} (1 - e^{-\beta_0 t}) \right]; \quad (3.41)$$

Интеграл из формулы (22) можно обозначить J

$$J = \iint_A \frac{d\xi d\eta}{\sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2}}; \quad (3.42)$$

Этот интеграл зависит только от геометрической формы площади A , по которой распределена нагрузка. При уплотнении грунта земляного полотна можно принять, что нагрузка (давление) распределена по площади прямоугольника шириной b и длиной l . Тогда интеграл (3.42) можно выразить через элементарные функции и определить численным методом для различных значений отношения l/b . Результаты этих определений [34] приведены в таблице 3.7.

Подставляя различные значения отношения l/b из таблицы 1 в формулу (3.41) получим перемещения соответствующих точек прямоугольной площадки загрузки, выраженные через ее ширину.

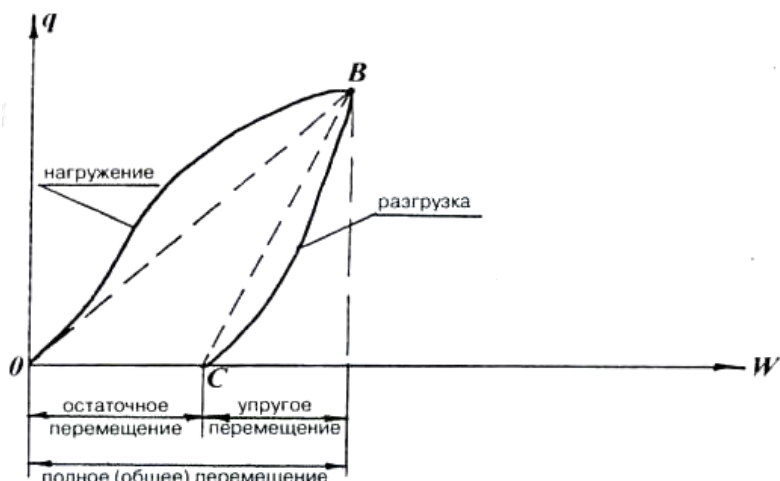


Рис.3.4. Зависимость между вертикальными перемеще

нием и давлением на поверхности уплотняемого грунта

Так, при прямоугольной площадке загрузки в ее центре с отношением сторон $l/b=10$ получим (3.43)

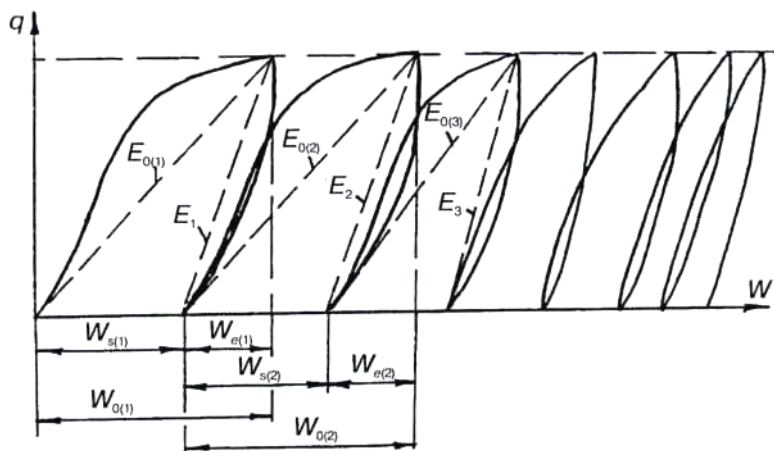


Рис. 3.5. Характер накопления деформаций при циклически повторяющейся нагрузке-разгрузке

Таблица 3.7. Значения отношения J/b при определении вертикальных перемещений

Отношение сторон l/b	Значение отношения J/b			
	в угловых точках прямоугольника	в центре прямоугольника	среднее значение перемещения	при загрузении абсолютно жестким
1	1,759	3,518	2,984	2,765
2	2,403	4,806	4,084	3,833
3	2,796	5,592	4,806	4,524
4	3,079	6,158	5,341	5,058
5	3,298	6,596	5,749	5,403
10	3,974	7,948	7,068	6,660

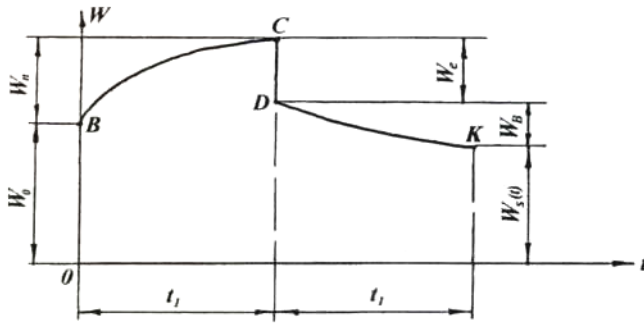


Рис. 3.6. Кривые ползучести для определения постоянных δ_0 и β_0 (δ и β)

$$W = 7,948 \frac{q(1-\mu^2)}{\pi E_0} \left[1 + \frac{\delta_0}{\beta_0} (1 - e^{-\beta_0 t}) \right]; \quad (3.43)$$

Определяемые по формулам (3.35;3.39) перемещения являются полными и включают в себя как упругие, так и остаточные деформации. Характерная зависимость между вертикальным перемещением W и давлением на поверхности уплотняемого грунта q показана на рисунке 3.4. Кривую нагружения OB можно заменить прямой, которая описывается общим модулем деформации грунта E_0 , а кривую разгрузки — прямой BC , которая будет характеризовать модуль упругости грунта E .

При уплотнении грунтов земляного полотна нагрузки по одному следу многократно повторяются, что ведет к накоплению деформаций в грунте [35]. При этом происходит постепенное уменьшение в пределах цикла как остаточных, так и упругих деформаций [36] Это можно объяснить постепенным возрастающим уплотнением грунта. Остаточные деформации уменьшаются быстрее чем упругие, и при достаточно большом числе циклов нагрузки-разгрузки приобретают характер упругих (рис 3.5.)

Суммарное остаточное вертикальное перемещение поверхности грунта при N циклах $WS(N)$ определяется по формуле

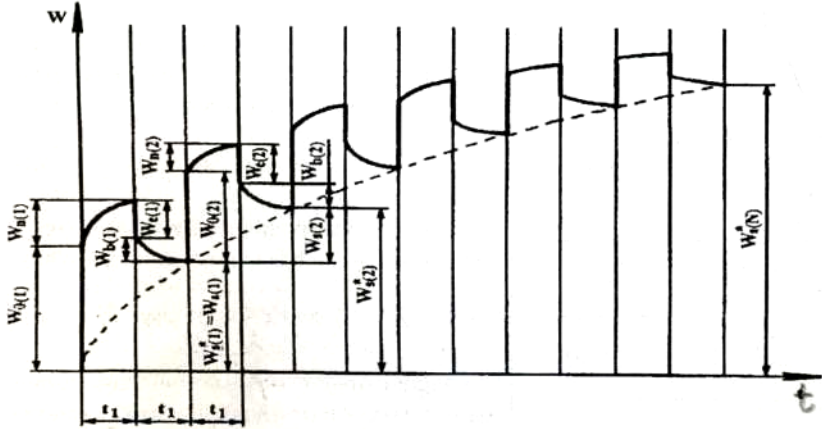


Рис. 3.7. Накопление остаточных деформаций при N циклах нагрузки-разгрузки

$$W_s^*(N) = \frac{q(1-\mu^2)}{\pi} I \times \sum_{i=1}^N \left[\frac{1}{E_{0(i)}} \left(1 + \frac{\delta_{0(i)}}{\beta_{0(i)}} (1 - e^{-\beta_{0(i)}t}) \right) - \frac{1}{E_i} \left(1 + \frac{\delta_i}{\beta_i} (1 - e^{-\beta_i t_i}) \right) \right], \quad (3.44)$$

где $E_{0(i)}$ – общий модуль деформации грунта при i -ом цикле;

E_i – модуль упругости грунта при i -ом цикле;

μ – коэффициент Пуассона;

$\delta_{0(i)}$, $\beta_{0(i)}$ – параметры, характеризующие общую деформацию ползучести при i -ом цикле;

δ_i , β_i – параметры, характеризующие вязкоупругую деформацию при i -ом цикле.

Для определения постоянных δ_0 и β_0 необходимо при полевых испытаниях грунта построить кривую BC (рис. 3.6), а для определения δ и β – кривую DK при $t=0,5t_1$ и $t=t_1$ (где t – время действия нагрузки при контакте с грунтом). Время t_1 определяют по формуле

$$t_1 = \frac{l_k}{v}, \quad (3.45)$$

где l_k – длина контакта катка с грунтом, м;

v – скорость движения катка, м/с.

Характер накопления остаточных вертикальных перемещений при N циклах нагрузки-разгрузки показан на рис. 3.7.

Зная суммарную величину остаточных вертикальных деформаций (перемещений) при N циклах нагрузки-разгрузки можно с учетом исследований [36] определить максимальную (требуемую) плотность грунта земляного полотна при уплотнении

$$\rho_{\max} = \rho \frac{1 - \frac{1}{W_w} (W_w - 0,11\sqrt{W_w}) W_s^*(N)}{1 - \frac{W_s^*(N)}{H_0}}, \quad (3.46)$$

где ρ – плотность грунта в исходном состоянии, г/см³;

W_w – влажность грунта, %;

H_0 – толщина эквивалентного слоя грунта, определяемая по формуле

$$H_0 = \frac{1 - \mu^2}{1 - 2\mu} wb, \quad (3.47)$$

здесь w – коэффициент, зависящий от формы и размеров площадки загрузки, определяемый по формуле

$$w = \frac{J}{b} \pi, \quad (3.48)$$

$\frac{J}{b}$ – отношение, определяемое по таблице 3.7.

Величина h_{\max} определяется по формуле

$$h_{\max} = H_0 \left(1 - \frac{\rho}{(1 - W_w) \rho_s} \right), \quad (3.49)$$

где ρ_s – плотность частиц грунта, г/см³.

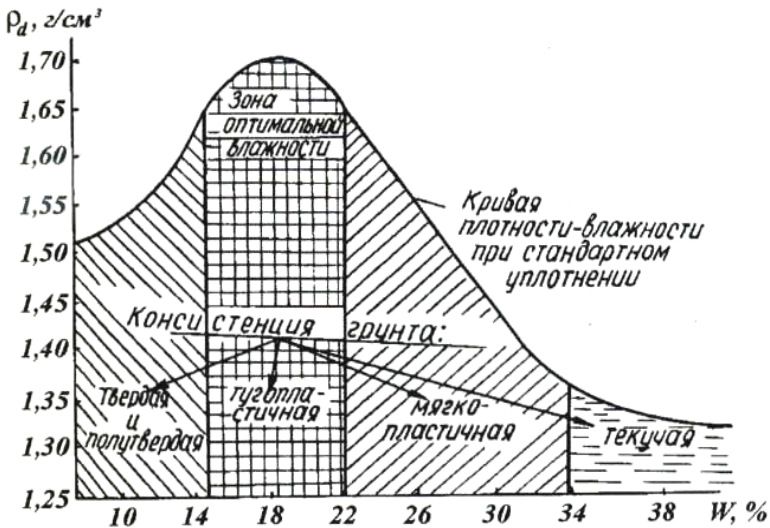


Рис. 3.8. Изменение консистенции и плотности суглинистого грунта в зависимости от его влажности

Толщину уплотняемого слоя можно найти, если определить деформацию слоя при нагружении (верхняя граница) и деформацию верхней границы грунта при разгрузке при N -ом цикле.

Деформация поверхности слоя при нагружении при N -ом цикле определяется по формуле

$$W_2^{(N)} = W_1^{(N)} = \frac{1 + \mu_1}{E_0^{(N)} h^2} \times \quad (3.50)$$

$$\times \left[(A(t) + 2B(t)(1 - \mu_1)) e^{-\alpha} \alpha l_0(\alpha p) d\alpha + \int_0^t \int_0^\infty (A(t) + 2B(t)(1 - \mu_1)) e^{-\alpha} \alpha^2 l_0(\alpha p) \delta_0^{(N)} e^{-\beta_0^{(N)} \tau} d\alpha d\tau \right];$$

Деформация верхней границы при разгрузке при N -ом цикле определяется по формуле

$$W_{i(s)}^{(s)} = \frac{1 + \mu_1}{E_0^{(s)} h^2} \times \quad (3.51)$$

$$\times \left[\int_0^s (A(t) + 2B(t)(1 - \mu_1)) e^{-\alpha} \alpha^2 l_0(\alpha p) + \int_0^t \int_0^\infty (A(t) + 2B(t)(1 - \mu_1)) e^{-\alpha} \alpha^2 l_0(\alpha p) \delta_1^{(s)} e^{-\beta_1^{(s)} \tau} d\alpha d\tau \right];$$

где h – толщина слоя грунта;

$A(t)$, $B(t)$ – коэффициенты, которые являются функциями, зависящими от нагрузки, характеристики грунтов слоя, параметра интегрирования α и времени t ;

α – параметр интегрирования;

$l_0(\alpha p)$ – функция Бесселя первого рода нулевого порядка.

Остаточная деформация грунта на границе слоя при N -ом цикле будет определяться по формуле

$$W_{1(s)}^{(N)} = W_1^{(N)} - W_{1(e)}^{(N)}; \quad (3.52)$$

Остаточная деформация нижней границы верхнего слоя при N -ом цикле вычисляется по формуле

$$W_{2(s)}^{(N)} = W_{2(s)}^{(N)} - W_{2(s)}^{(N)}; \quad (3.53)$$

Приравняв остаточную деформацию к толщине слоя грунта при N -ом цикле, определим толщину по формуле

$$W^{(N)} = W^{(N-1)} + W_{1(s)}^{(N)} - W_{2(s)}^{(N)}; \quad (3.54)$$

Тогда общую толщину уплотняемого слоя грунта при K циклах можно записать в виде

$$W_{s(k)} = \sum_{N=1}^K W_{1(s)}^{(N)} - \sum_{N=1}^K \left(W_1^{(N)} - W_{1(e)}^{(N)} \right) \quad (3.55)$$

Представленная математическая модель дает возможность исследовать процессы деформации и уплотнения грунта земляного полотна, что позволяет установить оптимальную толщину уплотняемого слоя и уменьшить трудозатраты и сроки уплотнения грунта земляного полотна, а также определить максимально возможную плотность сухого грунта в зависимости от его влажности.

Глава 4. Динамика развития водно-теплового режима в грунтах земляного полотна автомобильных дорог

4.1. Влияние климатических условий на развитие водно-теплового режима земляного полотна

Природные и климатические условия оказывают существенное влияние на развитие водно-теплового режима земляного полотна так как он по определению есть – закономерное изменение температуры и влажности земляного полотна в течение года и отражает водно-тепловые процессы, в нём протекающие.

Температурный режим – это закономерное изменение температуры в различных точках земляного полотна во времени. Он есть функция температуры околоземного слоя воздуха и закономерностей её изменения. С температурным режимом земляного полотна и материала дорожной одежды тесно связана их влажность, которая также закономерно изменяется в течение года. Например, с уменьшением температуры воздуха уменьшается испарение, а в результате может переувлажняться грунт земляного полотна. Это приводит к снижению прочности земляного полотна, к снижению эксплуатационных качеств дороги.

Температура грунта более устойчива, чем температура воздуха, а с глубиной – эта устойчивость повышается. С наступлением морозов, т.е. отрицательной температуры в грунте по сравнению с воздухом сильно запаздывает, поэтому глубина промерзания грунта не совпадает с проникновением в него температуры 0°C . Это связано с тем, что вода в порах грунта содержит раствор солей. Поэтому глубина промерзания грунтов меньше, чем глубина проникновения нулевой температуры.

Основными теплофизическими свойствами грунта, которые играют важную роль при его промерзании, являются: теплоёмкость, теплопроводность и теплоустойчивость.

Теплоёмкость – это способность грунта аккумулировать или отдавать тепловую энергию при теплообмене. Теплота сообщённая грунту, расходуется, согласно первому закону термодинамики, на изменение его внутренней энергии и на работу, связанную с расширением грунта. Сообщение грунту теплоты вызывает приращение его температуры.

Различают объёмную и удельную теплоёмкость.

Объёмная теплоёмкость численно равна количеству тепла, необходимого для изменения температуры единицы объёма грунта на 1°C и определяется по формуле:

$$C_v = \rho_d \cdot C_d, \left(\frac{\text{Дж}}{\text{м}^3 \cdot \text{К}} \right),$$

где ρ_d – плотность сухого грунта, $\text{кг}/\text{м}^3$; C_d – удельная теплоёмкость грунта, $\text{Дж}/\text{кг} \cdot \text{К}$.

Удельная теплоёмкость грунта численно равна количеству тепла необходимого для изменения температуры единицы его массы на 1°C .

$$C_T = C_S + \frac{W}{100} \cdot C_W,$$

$$C_M = C_S + \frac{W_{\text{НВ}}}{100} \cdot C_W - \frac{W - W_{\text{НВ}}}{100} \cdot C_{\text{Л}},$$

где C_T , C_M – удельная теплоёмкость грунта в талом и мёрзлом состоянии, $\text{Дж}/\text{кг} \cdot \text{К}$; C_S – удельная теплоёмкость частиц грунта, равная:

щебень, гравий - $C_S = 837 \text{ Дж}/\text{кг} \cdot \text{К}$;

песок - $C_5 = 711$ Дж/кг·К;

супесь - $C_5 = 753$ Дж/кг·К;

суглинок - $C_5 = 795 \dots 837$ Дж/кг·К;

глина - $C_5 = 879 \dots 921$ Дж/кг·К;

C_W, C_L – удельная теплоёмкость воды и льда (зависит от температуры);

W – весовая влажность, %;

$W_{не}$ – среднее содержание незамёрзшей воды в процессе промерзания, %.

Теплопроводность – способность грунта проводить тепло от нагретых его участков к более холодным. Она оценивается коэффициентом теплопроводности, представляющим собой величину, равную количеству тепла, проходящую за единицу времени через нормальное к направлению теплового потока сечение грунта площадью 1 м^2 .

Теплоустойчивость – способность грунта сохранять свои прочностные и деформационные свойства при повышении температуры окружающей среды.

Морозостойкость – способность сопротивляться воздействию отрицательных температур. Она оценивается изменением прочности грунтов после определённого числа циклов замораживания и оттаивания.

Существенное влияние на глубину промерзания грунта оказывает снежный покров, который в Республике Беларусь может достичь 20-100 см.

Одним из факторов влияющих на прочность и устойчивость земляного полотна является атмосферные осадки, которые выпадают на поверхность земляного полотна. Они могут расходоваться на сток, просачивания в грунт (инфильтрация) и испарение. Возможность и интенсивность поступления влаги в грунт определяется водопроницаемостью.

Тепловой поток происходит: летом сверху вниз, осенью-снизу вверх, зимой- снизу вверх, а весной- сверху и снизу. Сезонное направление тепловых потоков показано на рис. 4.1.

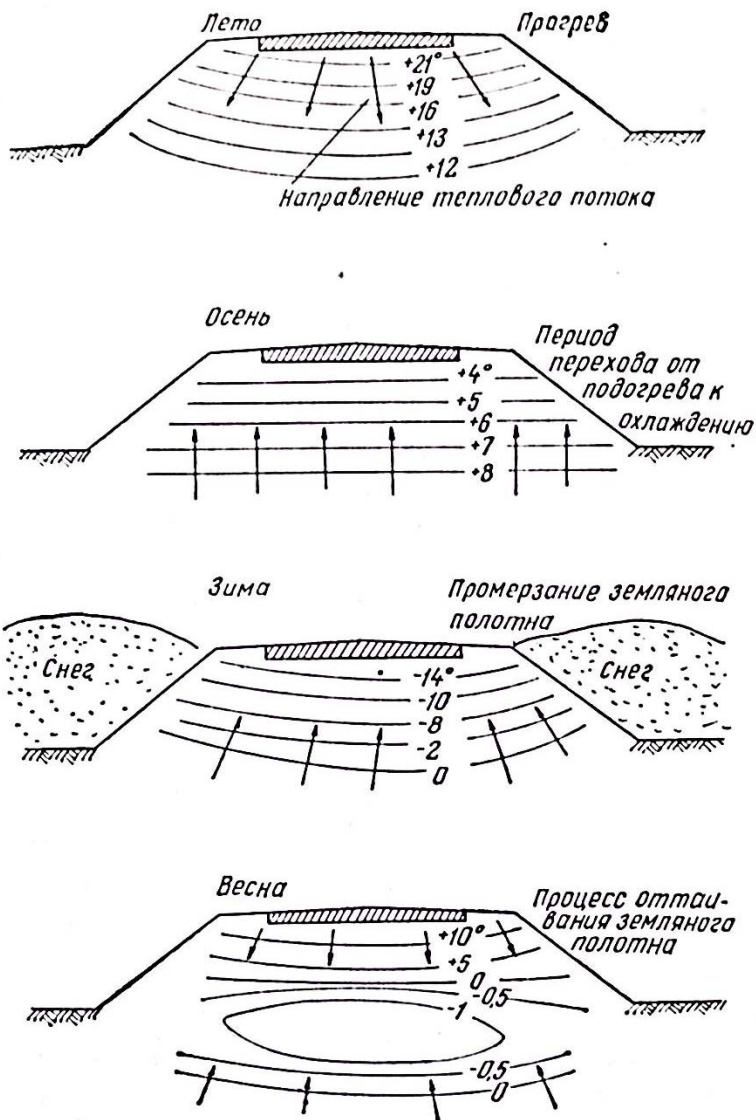


Рис 4.1 Направление теплового потока в грунтах земляного полотна

Передвижения влаги в горизонтальном направлении показано на рис. 4.2.

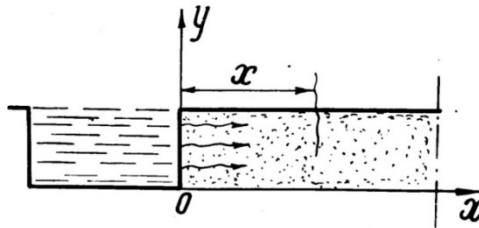


Рис 4.2. Расчётная схема для определения передвижения влаги в горизонтальном направлении

Изменение влажности грунта в зависимости от расстояния до источника увлажнения и продолжительности его действия показана на рис. 4.3.

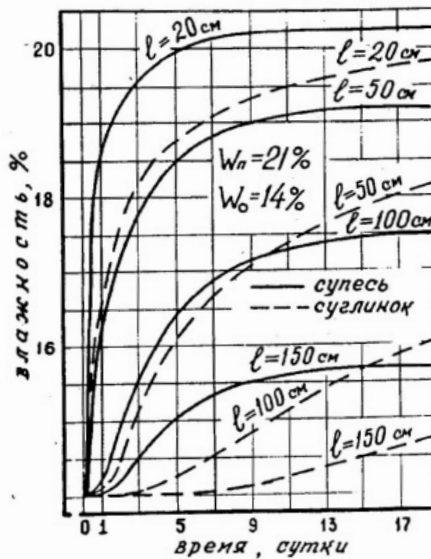


Рис 4.3. Изменение влажности грунтов в зависимости от расстояния до источника увлажнения и времени его действия

4.2. Динамика развития водно-теплового режима грунта земляного полотна

Изменение водно-тепловых процессов в земляном полотне автомобильных дорог происходит в течении года. При этом можно выделить пять периодов:

1. Накопительный - осеннее насыщение влагой грунта земляного полотна, вследствие уменьшения испарения поверхностных вод (атмосферные осадки). В этот период влажность грунта составляет $W_{oc} \leq (70 \div 75\%) W_T$, где W_T – предел текучести грунта.

2. Зимнее накопление- происходит в процессе промерзания грунта. Накопленная влага в течении накопительного периода при промерзании грунта перераспределяется. Перераспределение влаги происходит в результате действия сил кристаллизации и наличия температурных градиентов в земляном полотне. В этот период влажность грунта земляного полотна повышается и составляет примерно $W_3 = (85 \div 95\%) W_T$.

3. В третьем периоде происходит вымерзание влаги, который связан не только с погодными условиями, но и с наличием снега на обочинах и откосах дороги. В этот период влажность грунта земляного полотна находится в состоянии равновесия.

4. Период насыщения- влажность грунта земляного полотна резко увеличивается за счёт влаги поступающей с поверхности земляного полотна (атмосферные осадки) а также и оттаивание его как сверху, так и снизу. Скорость оттаивания для условий Беларуси составляет 3 см/сут. Влажность грунта $W \geq (85 \div 90\%) W_T$.

5. Период восстановления летнего водно-теплового режима. Таким образом, изменения влажности грунта в верхней части земляного полотна можно описать синусоидальным законом $W_t = W_0 \sin(\omega t + \varphi)$, где W_0 - минимальная влажность грунта в летний период (пятый); ω - частота изменений; t - время; φ - фаза. Данная закономерность относится лишь к верхней части земляного полотна глубиной до $(2.5 \div 3) D$, считая от поверхности проезжей части. (D - диаметр круга равновеликого по площади отпечатку следа колеса).

Исследования показывают, что интенсивность водонасыщения грунта происходит в первые 5 суток, а по истечении 15-25 суток почти прекращается, (рис. 4.2.). Увеличение влажности грунта в первые 5 суток достигает 60-70% (рис. 4.4.) по отношению к первоначальной.

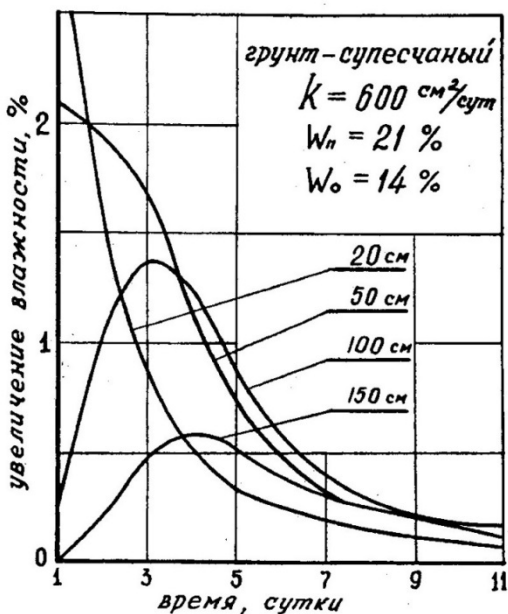


Рис. 4.4. Интенсивность нарастания влажности грунтов в зависимости от расстояния и времени его действия

Насыщение грунта влагой наступает тем раньше, чем меньше его первоначальная влажность. Проведенные исследования позволили установить максимальное расстояние от источника увлажнения, на которое способна мигрировать влага за время действия источника увлажнения в зависимости от типа грунта. Это расстояние, за 20 суток действия источника увлажнения, для

глинистых грунтов составляет 2,5-3,5 м; суглинистых - 3,0-4,0 м; супесчаных - 7,0-9,0 м и для мелкого песка - 27,0-36,0 м.

Другим важным фактором, который необходимо учитывать при проектировании дорог, является глубина промерзания грунта. Промерзание грунта оказывает большое влияние на распределение и передвижение влаги, изменение фазового состава грунта, высоту насыпи и т.д. Исследования, проведенные нами и другими исследователями, показывают, что на промерзание грунта существенное влияние оказывает тип грунта, его влажность, интенсивность и продолжительность действия отрицательной температуры, температуропроводность грунта, величина снежного покрова и другие факторы.

4.2.1. Накопительный период

Накопительный период – это период когда происходит накопление влаги за счёт атмосферных осадков выпадающих в осенний период. Это наиболее тяжёлый период с точки зрения накопления влаги. В этот период выпадает большое количество осенних дождей (более 800мм), а испарение почти отсутствует. Его относят к первому типу увлажнения грунтов, когда вода на местности и боковых канавах застаивается более 30суток. Для обеспечения необходимой прочности земляного полотна требуются специальные методы регулирования водно-теплового режима (капилляропрерывающие, гидроизолирующие и армирующие прослойки, дренаж и др.), выбор которых производится на основании технико-экономических расчетов.

4.2.2. Зимнее накопление влаги

Процессу промерзания грунтов и связанному с ним перераспределению влаги в грунтах земляного полотна посвящены многочисленные исследования. Установлено, что в процессе

промерзания грунта происходит перераспределение в нём влаги, связанное с образованием в верхних слоях грунта земляного полотна ледяных прослоек, которые зачастую вызывают его пучение.

Миграция влаги в промерзающих грунтах впервые была раскрыта русским учёным инженером В. И. Штукенбергом. Он показал, что значительное влагонакопление в грунтах наблюдается и при отсутствии грунтовых вод. Миграция влаги в зону промерзания объясняется совместным действием капиллярных и молекулярно-адсорбционных сил, действующих на поверхности частиц грунта и на поверхностивновь образующихся кристаллов льда. Эти силы называются силами кристаллизации.

Теорию пленочной миграции влаги разрабатывали также С.Тебер,

Г.Бесков, А.Ф.Лебедев, М.Н.Гольдштейн, Н.А.Пузаков и другие исследователи.

Так, С.Тебер объяснял миграцию влаги действием только сил кристаллизации. Приток воды к зоне промерзания грунта происходит, по его мнению, вследствие большей энергии связи молекул воды со льдом, чем с частицами грунта. Между тем А.Ф.Лебедев /57/ экспериментально доказал, что приток плёночной воды снизу вверх происходит в грунтах и при отсутствии льда, например в талом грунте при испарении из него влаги. Он показал, что под действием молекулярно -адсорбционных сил пленочная вода движется от более толстых пленок к более тонким.

А.Ф.Лебедев поясняет: " Дальнейшее пополнение для удержания равновесной толщины пленки будет происходить за счет свободной воды не замерзающей еще смежной зоны грунта " /57/.

Влияние сил кристаллизации на образование ледяных линз в мёрзлом грунте находится в зависимости от запасов свободной воды или притока ее из вне, приток же воды н фронту замерзания зависит от коэффициента фильтрации грунта, а так же от температурного градиента.

Из выше изложенного видно, что объяснить миграцию влаги в промерзающих грунтах только действием сил кристаллизации невозможно, потому что они сами играют подчиненную роль.

К числу дополнительных внутренних сил, действием которых можно объяснить миграции влаги, некоторые исследователи относят осмотические силы.

Так шведский инженер Г.Бесков в 1947 году тоже пришёл к выводу, что замерзание внешней пленки создает дефицит давления, который и вызывает перемещение воды к фронту промерзания.

М.Н.Гольдштейн (1948 г.) для объяснения миграции влаги в промерзающих грунтах выдвинул гипотезу, названную им "гидратационной теорией льдовыделения" /59/. "В результате замерзания частиц воды в гидратационной оболочке частиц грунта повышается концентрация раствора в оставшейся буферной пленке и возникает разность осмотических давлений, под влиянием которой происходит подтягивание в эту пленку воды из менее концентрированных оболочек нижерасположенных частиц, еще не захваченных промерзанием".

Таким образом, М.Н.Гольдштейн считает, что действием осмотического давления можно объяснить процесс миграции и причину льдообразования в грунте и его пучения. Но действие осмотических сил в процессе миграции влаги по данным ряда исследований незначительно [21], а проверка "гидратационной теории" самим М.Н.Гольдштейном не была осуществлена.

Исследования А. П. Боженовой (1957г.) показали /60/, что передвижение воды происходит под одновременным действием различных сил, причем главную роль играют адсорбционные силы и соответствующий им механизм передвижения воды. Химики считают, что движущей силой миграции влаги является градиент химического потенциала, который в криогенной системе находится в большой зависимости от температуры охлаждения.

Разность химических потенциалов между твердой и жидкой фазами при прочих равных условиях будет наибольшей в грунтах,

которые имеют минеральные частицы многовалентных катионов /113/. Поэтому грунты с многовалентными катионами характеризуются интенсивным проявлением процесса миграции и пучения /60/.

Швейцарский инженер Р.Рюкли считает, что миграция влаги идет за счет сил всасывания. Эта сила является величиной постоянной. Он вычисляет степень морозоопасности в зависимости от расстояния грунтовых вод. Р.Рюкли в основу определения притока влаги принял две гипотезы:

1. Напор, которым является всасывающая сила грунта, не зависит от температурных градиентов.

2. К движению влаги в замерзающем грунте применим закон Дарси.

Проф. Н.А.Пузаков говорит: " Основываясь на этих гипотезах, Р.Рюкли составляет дифференциальное уравнение промерзания и определяет на основании графического решения уравнения величину вспучивания грунта в зависимости от расстояния бровки до уровня вод с учетом продолжительности и интенсивности холодного периода".

Скорость притока воды к фронту промерзания Р.Рюкли рекомендует рассчитывать по следующей формуле:

$$V = K_g \cdot \frac{P_s}{\rho_w \cdot l} \quad (4.1)$$

где K_g – проницаемость грунта;

ρ_w – удельный вес воды;

P_s – сила всасывания;

l – расстояние ледяных линз от уровня грунтовых вод.

Данная формула применима, когда уровень грунтовых вод изменяется незначительно. Если же уровень грунтовых вод находится глубоко, то скорость притока воды к границе промерзания грунта

будет стремиться и нулю, т.е. приток воды от уровня грунтовых вод практически будет отсутствовать.

Если не фронт промерзания достигает уровня грунтовых вод, то вода будет подсасываться с большой скоростью, что не соответствует естественным условиям процесса пучения.

В своей теории Р.Рюкли не учитывает роль парообразного увлажнения грунта. Парообразное передвижение влаги осуществляется под действием температурных градиентов.

Анализу и экспериментальным исследованиям перемещения и конденсации водяных паров в грунтах посвящены многочисленные работы советских ученых. Проф. С.Л.Бастамов, Н.Т.Швейковский указывают на косвенную роль конденсации водяных паров, влияющих на накопление влаги в земляном полотне, главным образом вследствие замедления скорости его промерзания.

На основе многолетних наблюдений и учения проф. Н.А.Цытовича [21] о наличии в грунтах незамерзающей при отрицательной температуре воды, проф. Н.А.Пузаковым была разработана теория влагонакопления[48], которая дает возможность определить расчетную влажность для различных дорожно-климатических зон. В данной теории проф. Н.А.Пузаков учитывает комплексное влияние следующих факторов:

1. Влияние типа грунта
 - коэффициент фильтрации;
 - тройную гигроскопическую влажность;
 - максимальную молекулярную влажность;
2. Влияние климатических условий
 - климатический параметр;
 - глубина промерзания (максимальная);
 - длительность зимы;
 - скорость промерзания;
3. Влияние гидрологических условий
 - осеннюю влажность;

-глубина залегания грунтовых вод от поверхности дороги осенью, см.

Проф. Н.А.Пузаков считает, что содержание незамерзшей в грунте воды при $t = -1^{\circ}\text{C}$ равно примерно максимальной молекулярной влагоемкости /48/, а при температуре грунта -3°C количество незамерзшей воды равно тройной гигроскопичной влажности. Наиболее интенсивно перемещение влаги происходит между слоями грунта с температурой от 0°C до -3°C . При более низких температурах большая часть рыхло связанной воды замерзает и передвижение влаги практически прекращается.

Из всех грунтов - пылеватые характеризуются наиболее интенсивным накоплением влаги.

Из выше изложенного можно сделать вывод, что промерзание грунта и миграция влаги, связанная с ним является сложным физико-механическим процессом.

Согласно гипотезе, разработанной в Институте мерзлотоведения АН СССР Н.А.Цытовичем, З.А.Нерсесовой, А.П.Божиновой, Ф.Г.Бакулиным и др. [60] главную роль в процессе миграции влаги играет пленочный и пленочно-кристаллизационный механизм ее передвижения. Здесь предполагается, что кристаллы льда адсорбируют тонкие пленки воды, за счёт которых путем перегруппировки их молекул в кристаллическую решётку и происходит рост кристаллов льда.

При этом имеется непрерывная связь в виде тонких водяных нитей между пленками, адсорбированными на поверхности ледяных кристаллов и поровой водой.

Поровая вода является резервом для роста ледяных кристаллов. Передвижение воды в грунте к местам её перехода в лед происходит за счет адсорбционных сил, развивающихся на поверхности раздела твердых частиц с водой. Эта гипотеза согласуется с современными воззрениями на природу взаимодействия минеральной части грунтов с водой и поэтому является наиболее вероятной.

4.3. Водно-тепловой режим земляного полотна как фактор, влияющий на деформационные качества дорожной конструкции

Прочность и устойчивость земляного полотна автомобильных дорог в значительной мере зависит от колебаний влажности и температуры, которые в верхних слоях грунтовой толщи достигают значительной величины.

Грунты земляного полотна подвергаются промерзанию и оттаиванию в зимне-весенний период, а после схода снегового покрова - попеременному высыханию и увлажнению в результате выпадения атмосферных осадков.

Тесная связь между колебаниями температуры и влажности грунтов, при изучении зависимости прочности и устойчивости грунтов земляного полотна от условий увлажнения и нагревания (охлаждения) объединены понятием - водно-тепловой режим грунта.

Отрицательная температура, действующая на грунты земляного полотна вызывает сложные процессы перемещения воды. Эти процессы ведут к нарушению прочности и устойчивости земляного полотна и особенно весной, когда начинается оттаивание. Во время оттаивания грунт переувлажняется и имеет очень малое сопротивление к действию внешних нагрузок. Поэтому прочность и устойчивость грунтов земляного полотна зависит, главным образом, от его влажности, плотности, температуры и т.д.

Для талого состояния грунта прочность (P_a) является функцией:

$$E = f(W, \rho, C), \quad (4.2)$$

где W – влажность грунта; ρ – плотность грунта; C – коэффициент, характеризующий условия сложения (естественное сложение – выемка, искусственное сложение – насыпь) и первоначальное уплотнение грунта.

Прочность грунтов земляного полотна не остается постоянной, а изменяется по сезону года, вслед за изменением влажности и плотности грунтов. Проведенные исследования проф. А.К.Бируля /10/, проф. В.М.Сиденко /61,62/ показывают на наличие качественных и количественных закономерностей сезонного изменения основных физико-механических свойств грунта земляного полотна. Так влажность грунта увеличивается начиная с осени и достигает максимума к концу зимы (период оттаивания) и колеблется в пределах от 0,5 до 1,1 предела текучести, с изменением влажности грунта изменяется и его прочность. Прочность грунта изменяется противоположно сезонному изменению влажности, т.е. с увеличением влажности грунта прочность его падает и наоборот.

Таким образом, прочность грунта находится в непосредственной зависимости от его влажности. Как показали исследования многих ученых, грунты почти всегда находятся в трёхфазном состоянии. Соотношение каждого из компонентов в единице объема грунта определяется следующей зависимостью:

$$1 = \frac{W \cdot \rho_d}{\rho_w} + \frac{\rho_d}{\rho_s} + V_{вх} , \quad (4.3)$$

где W – влажность грунта в долях единицы; ρ_d – плотность сухого грунта; ρ_w – плотность воды; ρ_s – плотность частиц грунта; $V_{вх}$ – относительный объём воздуха в долях единицы.

Наблюдения агрометеостанций показывают, что плотность частиц грунта в условиях Беларуси изменяется незначительно и может быть принят $2,67 \text{ г/см}^3$ (супесь и суглинки).

Итак, если принять, что $\rho_w=1 \text{ г/см}^3$, а значение $\rho_s=2,67 \text{ г/см}^3$, то равенство (4.3) примет вид:

$$\rho_d = \frac{1-V}{0,37-W} \quad (4.4)$$

Из уравнения (4.4) видно, что с изменением влажности меняется грунт, т.е. существует зависимость:

$$\rho_d = f_1(W) \quad (4.5)$$

Наличие связи между влажностью и плотностью грунта даёт возможность зависимость (4.2) переписать в следующем виде:

$$E = f[W; f_1(W)] \quad (4.6)$$

т.е. прочность данного грунта косвенно характеризуется его влажностью [62].

$$E = a \cdot W^{-b} \quad (4.7)$$

где: a, b – коэффициенты, зависящие от рода грунта, его плотности и условий сложения.

По данным исследований [62] модуль деформации суглинистых грунтов можно ориентировочно определить по следующим формулам:

$$E = \frac{7,6}{W^2} \text{ (МПа) при } K_y = 0,95 \quad (4.8)$$

$$E = \frac{6,2}{W^2} \text{ (МПа) при } K_y = 0,90 \quad (4.9)$$

$$E = \frac{4,8}{W^2} \text{ (МПа) при } K_y = 0,85 \quad (4.10)$$

$$E = \frac{E_0}{K_y} \text{ (МПа) при } K_y = 1,00 \text{ (4.11)}$$

где: K_y – коэффициент уплотнения грунта.

Таким образом, по влажности грунтов можно судить о его прочности, т.е. прочность и устойчивость дорожной конструкции в первую очередь определяется изменением влажности и плотности грунта.

Поэтому при назначении расчётного значения модуля упругости или деформации необходимо иметь расчётную влажность грунтов, принимаемую в зависимости от водно-теплового режима местности и земляного полотна дороги, а также качественные и количественные закономерности сезонного изменения основных физико-механических свойств грунта. Все это говорит о том, что водно-тепловой режим может быть положен в основу анализа прочности и устойчивости дорожной конструкции /62/.

4.4. Миграция воды с боковых канав в тело земляного полотна

Теория влагонакопления, разработанные профессорами Н.А. Пузаковым и В.М. Сиденко охватывает вопросы миграции воды снизу в верх и сверху вниз, т.е. в вертикальном направлениях. Однако, в дорожной практике увлажнение грунта земляного полотна может происходить из боковых канав, и особенно тогда, когда вода в них застаивается 30 и более суток. Это происходит в том случае, когда дорога проложена на местности относящейся к III типу по увлажнению, т.е. водоотвод от земляного полотна обеспечен недостаточно. В этом случаи происходит миграция воды (влаги) е только в вертикальном положении, но и в горизонтальном.

Используя теорию разработанную профессорами Н.А. Пузаковым и В. М. Сиденко [48] установи расстояние на которое может мигрировать вода из боковых каналов в зависимости от

первоначальной влажности грунта и времени действия источника увлажнения.

Вопросами миграции влаги в ненасыщенном грунте занимались учёные и исследователи: Н.А. Пузаковым и В.М. Сиденко [48] , И.И. Судницын [51] , А.Я. Тулаев [55, 56] , Р.З. Порицкий [52, 53] , В.П. Корюков [53] , Н.И. Леонович , Н.П. Вырко [13, 54] и другие.

Первая попытка найти распределение потенциала влажности как функцию пространственных координат и времени принадлежит Ригардсу [63] , который предложил использовать формулу Дарси.

Однако, трудность применения формулы Дарси к насыщенному потоку влаги в грунтах заключается в том, что коэффициент, характеризующий влагопроводность грунта, является функцией влагосодержания последнего, так как жидкая влага может передвигаться только через ту часть порового пространства, которая занята водой. Первоначально считалось, что проводимость влажного грунта прямо пропорциональна содержанию влаги [49], однако, как показали дальнейшие исследования, влагопроводность убывает быстрее, чем влажность.

Главной причиной этого является уменьшение площади поперечного сечения, занятого водой, потому влага передвигается только через ту долю порового пространства, которая занята водой. Кроме того, с уменьшением влажности в первую очередь дренируются более крупные поры, т.е. с наименьшим сопротивлением движущейся воде, вследствие чего влагопроводность уменьшается быстрее чем влажность, примерно пропорционально квадрату диаметра пор. С уменьшением влажности, увеличивается количество скоплений воды, изолированных от общей трехмерной водной сетки, не принимающих участия в фильтрации. В работе А.А. Роде /19/ приведен анализ работ, посвящённых изучению зависимости влагопроводности грунта от его влажности. В результате чего, он пришел к выводу, что "классическое уравнение Навье-Стокса, с по-

мощью которого обычно описывается движение воды, к движению ее в пористой среде не приложимо. Поэтому приходится обратиться к уравнению Дарси, которое в общей форме может быть записано так [49]:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} \cdot V = -k \cdot \Delta \Phi, \quad (4.12)$$

где ω – влажность грунта, доли от объема грунта;

V – объём воды, передвигающейся в единицу времени (t) через поперечное сечение, перпендикулярное направлению потока с площадью, равной единице;

k – коэффициент влагопроводности, зависящий от состава, влажности, плотности и т.д.;

Φ – гидравлический потенциал;

$\Delta \Phi$ – градиент потенциала, т.е. та движущая сила, под влиянием которой и движется вода.

Физический смысл уравнения Дарси заключается в том, что скорость движения воды пропорциональна величине движущей силы, какой является градиент потенциала.

Уравнение потока жидкости должно удовлетворять не только закону Дарси, но и закону сохранения материи: «Разность между скоростями потоков, входящего и выходящего из элемента объема проводящего тела, равна скорости изменения запаса» [49].

Математически это выражается так:

$$\frac{\partial}{\partial x} V = - \frac{\partial \omega}{\partial t} \text{ или } \frac{\partial}{\partial x} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial x} = - \frac{\partial \omega}{\partial t}, \quad (4.13)$$

где ω - влажность в долях от объема;

t – время;

V – скорость потока, т.е. объём жидкости, протекающей через единицу площади поперечного сечения в единицу времени.

Приравняв уравнения (4.12) и (4.13), получаем:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} k \Delta \Phi;$$

или

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial \Phi}{\partial x}. \quad (4.14)$$

Уравнение (4.14) есть общее уравнение потока влаги в грунте.

Как указывает П. Я. Полубаринова-Кочина /50/, Н. Е. Кочин дал идею о применении к задачам о движении грунтовых вод аналитической теории линейных дифференциальных уравнений. Эта идея была принята за основу метода, развитого в работах [20,50] для описания процесса движения грунтовых вод. П. Я. Полубариновой-Кочиной /50/ для неустановившегося движения (просачивание грунтовых вод из канала) определена ордината свободной поверхности (линия депрессии) на основании дифференциального линейного уравнения.

Поэтому нами так же применено линейное дифференциальное уравнение для определения изменения влажности грунта при просачивании воды из боковых канав. На основании уравнения (4.14) получаем:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = k \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2}. \quad (4.15)$$

Уравнение (4.15) аналогично уравнению теплопроводности /12/. Для решения этого уравнения сделаны следующие допущения.

1. Грунтовый массив является однородным и имеет одинаковую плотность.
2. Передвижение влаги происходит только в горизонтальном направлении, т.е. отсутствует как испарение, так и фильтрация влаги.
3. Передвижение влаги происходит за счет градиента влажности.

Для решения уравнения (4.15) приняты следующие начальные и краевые условия (*)

Начальные условия:

$$\omega|_{t=0} = \begin{cases} 0 & -l < x < 0 \\ \omega_0 & 0 < x \leq l \\ 0 & l < x \end{cases} \quad (*)$$

Граничные условия:

$$\omega_{x=0} = \omega_{x=l}.$$

Для решения уравнения (4.15) введем новую переменную $\tau = kt$, тогда

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial \tau} \cdot \frac{\partial \tau}{\partial t} = k \frac{\partial \omega}{\partial \tau}$$

И получим

$$\frac{\partial \omega}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} \quad (4.16)$$

$$\omega|_{\tau=0} = \begin{cases} 0 & -l < x < 0 \\ \omega_0 & 0 < x \leq l \\ 0 & l < x \end{cases} \quad (**)$$

Решим это уравнение, приняв начальное условие $\omega|_{\tau=0} = \omega_0$ используя метод Фурье.

$$\omega(x,\tau) = X(x)T(\tau). \quad (4.17)$$

$$X(x)T'(\tau) = X''(x)T(\tau).$$

$\frac{T'(\tau)}{T(\tau)} = \frac{X''(x)}{X(x)}$ - обе части этого уравнения должны быть постоянными, поскольку левая часть от "x", а правая от "τ".

$$\frac{T'(t)}{T(t)} = C; \quad \frac{X''(x)}{X(x)} = C;$$

$$T(t) = C e^{Ct}.$$

Поскольку влажность не может неограниченно возрастать при возрастании t , то C должно быть отрицательным, т.е. $C = -\lambda^2$

$$T(t) = C e^{-\lambda^2 t}; \quad (4.18)$$

$$X''(x) + \lambda^2 X(x) = 0;$$

$$X(x) = A \cos \lambda x + B \sin \lambda x. \quad (4.19)$$

Подставляя (4.18) и (4.19) в уравнение (4.17) получим:

$$\begin{aligned} \omega(x,t) &= (A \cos \lambda x + B \sin \lambda x) \cdot C e^{-\lambda^2 t} = \\ &= (\alpha \cos \lambda x + \beta \sin \lambda x) e^{-\lambda^2 t}, \end{aligned} \quad (4.20)$$

Где

$$\alpha = A \cdot C; \quad \beta = B \cdot C.$$

Для каждого λ в уравнении (4.20) мы можем выбрать различные α и β , а поэтому $\alpha = \alpha(\lambda)$ и $\beta = \beta(\lambda)$

$$\omega_\lambda(x, t) = [\alpha(\lambda) \cos \lambda x + \beta(\lambda) \sin \lambda x] e^{-\lambda^2 t}. \quad (4.21)$$

Уравнение (4.21) есть частное решение уравнения (4.16). Данное уравнение (4.21) является линейным, а поэтому уравнение (4.22)

$$\omega(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \omega_\lambda(x, t) d\lambda -$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} [\alpha(\lambda) \cos \lambda x + \beta(\lambda) \sin \lambda x] e^{-\lambda^2 \tau} d\lambda, \quad (4.22)$$

тоже является решением уравнения (4.16).

Подбираем $\alpha(\lambda)$ и $\beta(\lambda)$ так, чтобы решение (4.22) удовлетворяло начальному условию (**).

$$\omega(x, \tau) \Big|_{\tau=0} = \int_{-\infty}^{+\infty} [\alpha(\lambda) \cos \lambda x + \beta(\lambda) \sin \lambda x] d\lambda = f(x) = \omega_0. \quad (4.23)$$

Разложим функцию (4.23) $f(x)$ в ряд Фурье:

$$\begin{aligned} f(x) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} f(\varepsilon) \cos \lambda(\varepsilon - x) d\varepsilon = \\ &= \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \left[\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\varepsilon) \cos \lambda \varepsilon d\varepsilon \right] \cos \lambda x + \right. \\ &\left. + \left[\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\varepsilon) \sin \lambda \varepsilon d\varepsilon \right] \sin \lambda x \right\} d\lambda. \end{aligned} \quad (4.24)$$

Сравнивая уравнения (4.23) и (4.24) получим:

$$\alpha(\lambda) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\varepsilon) \cos \lambda \varepsilon d\varepsilon.$$

$$\beta(\lambda) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\varepsilon) \sin \lambda \varepsilon d\varepsilon.$$

Тогда $\omega(x, \tau)$ примет вид.

$$\omega(x, \tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} f(\varepsilon) [\cos \lambda x \cdot \cos \lambda \varepsilon + \sin \lambda x \cdot \sin \lambda \varepsilon] e^{-\lambda^2 \tau} d\varepsilon. \quad (4.26)$$

$$\cdot \sin \lambda x] e^{-\lambda^2 x} dx = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} f(u) \cos \alpha(x-u) d\lambda du.$$

Произведем замену переменных $\lambda = \frac{\sigma}{\sqrt{x}}$ и обозначим $\frac{x-u}{\sqrt{x}} = p$

Тогда

$$\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\lambda^2 x} \cos \lambda(x-u) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{x}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\sigma^2} \cos \sigma p d\sigma = \frac{1}{\sqrt{x}} J(p).$$

Где $J(p) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\sigma^2} \cos \sigma p d\sigma$ - интеграл Пуассона.

$$J(0) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\sigma^2} d\sigma = \sqrt{\pi}.$$

$$J'(p) = - \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma e^{-\sigma^2} \sin \sigma p d\sigma =$$

замена переменных

$$\sin \sigma p = u; du = p \cos \sigma p;$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma e^{-\sigma^2} d\sigma - dV; V = -\frac{1}{2} e^{-\sigma^2}$$

$$\frac{1}{2} e^{-\sigma^2} \sin \sigma p \int_{-\infty}^{+\infty} - \frac{p}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\sigma^2} \cos \sigma p d\sigma = - \frac{p}{2} J(p).$$

$$J'(p) = - \frac{p}{2} J(p); \quad \frac{J'(p)}{J(p)} = - \frac{p}{2};$$

$$\ln J(p) = - \frac{p^2}{4} + \ln C; \quad J(p) = C e^{-\frac{p^2}{4}}.$$

Пользуясь тем, что $J(0) = \sqrt{\pi}$, получим

$$J(p) = \sqrt{\pi} e^{-\frac{p^2}{4}}.$$

Итак получим, что интеграл стоящий в фигурных скобках уравнения (4.26) равен:

(4.27)

$$\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\lambda^2 \tau} \cos \lambda(x - \xi) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{\tau}} f(p) = \sqrt{\frac{\pi}{\tau}} e^{-\frac{p^2}{4\tau}} = \sqrt{\frac{\pi}{\tau}} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4\tau}}$$

Тогда уравнение (4.26) примет вид

$$\omega(x, \tau) = \frac{1}{2\sqrt{\pi\tau}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4\tau}} d\xi \quad (4.28)$$

Уравнение (4.28) является решением уравнения (4.16) и удовлетворяет начальному условию (**).

Учитывая то, что $\tau = kt$ найденное решение (4.28) запишется так

$$\omega(x, t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi \quad (4.29)$$

Поскольку $f(\xi) = \omega_0$ и учитывая четность $f(\xi) = \omega_0$, получим

$$\begin{aligned} \omega(x, t) &= \frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi = \\ &= \frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^0 e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi + \frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi = \\ &= -\frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi + \frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi \quad (4.30) \end{aligned}$$

Теперь найдем $\omega(x, t)$ так, чтобы выполнялось условие

$$\omega|_{x=0} = \omega_0(x)$$

Сведем это граничное условие к однородному, полагая

$$u = \omega - \omega(x)$$

и

$$p_1 = \omega_0 - \omega(x)$$

тогда:

$$u(x,t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} p_1 e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi \quad (4.31)$$

Решение (4.31) удовлетворяет уравнению

$$\frac{\partial u}{\partial t} = k \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

и условиям

$$\text{начальное } \frac{u}{t} - 0 = p_1$$

$$\text{граничное } \frac{u}{x} - 0 = 0$$

Последнее вытекает из того, что:

$$\frac{u}{x} = 0 = \frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} p_1 e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi = 0,$$

поскольку $k > 0$; $t > 0$ и $e^{-\frac{\xi^2}{4kt}}$ - четная, а p_1 для $x < 0$, будет отрицательной, поскольку $p_1 = \omega_0 - \omega(x)$ и $\omega_0 \approx 0$ для $x < 0$, а первое условие проверим, сделав замену переменных

$$\frac{(x-\xi)}{2\sqrt{kt}} = Z; \xi = x - 2Z\sqrt{kt}; d\xi = -2\sqrt{kt} dZ,$$

тогда

$$u(x,t) \Big|_{t=0} = \frac{p_1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} 2\sqrt{kt} e^{-Z^2} dZ =$$

$$= \frac{P_1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-z^2} dz = P_1$$

Поскольку, $\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-z^2} dz = \sqrt{\pi}$ - интеграл Пуассона.

Следовательно,

$$\begin{aligned} \omega(x,t) &= \omega(x) - \frac{P_2}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi + \frac{P_1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi = \\ &= \omega_0 + \frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \left[\int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi - \int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi \right] + \\ &+ \frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} \left[e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} - e^{-\frac{(x+\xi)^2}{4kt}} \right] d\xi. \end{aligned} \quad (4.32)$$

Преобразуем эту формулу, используя интеграл вероятности.

Замена переменных $\frac{x-\xi}{2\sqrt{kt}} = \mu$; $\xi = x - \mu \cdot 2\sqrt{kt}$;

$$d\xi = -2\sqrt{kt} d\mu$$

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4kt}} d\xi &= \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\frac{x}{2\sqrt{kt}}} e^{-\mu^2} d\mu = \\ &= \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^0 e^{-\mu^2} d\mu + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2\sqrt{kt}}} e^{-\mu^2} d\mu = \\ &= \frac{1}{\sqrt{\pi}} \cdot \frac{\sqrt{\pi}}{2} + \frac{1}{2} \Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right) = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right), \end{aligned} \quad (4.33)$$

где $\Phi(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-\mu^2} d\mu$ - интеграл вероятности.

Аналогично получим:

$$\frac{1}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} e^{-\frac{(x+s)^2}{4kt}} ds = \frac{1}{2} - \frac{1}{2} \Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right). \quad (4.34)$$

Поскольку начальное условие

$$\omega|_{t=0} = \begin{cases} 0 & -l < x < 0 \\ \omega_0 & 0 < x \leq l \\ 0 & l < x \end{cases}$$

то

$$\frac{\omega_0}{2\sqrt{\pi kt}} \int_0^{+\infty} \left[e^{-\frac{(x-s)^2}{4kt}} - e^{-\frac{(x+l-s)^2}{4kt}} \right] ds =$$

- данное выражение преобразуется так после замены $\frac{x-s}{2\sqrt{kt}} = \mu$ и соответственно $\frac{x+l-s}{2\sqrt{kt}} = \mu_1$

$$\begin{aligned} &= -\frac{\omega_0}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{x-l}{2\sqrt{kt}}}^{\frac{x-l}{2\sqrt{kt}}} e^{-\mu^2} d\mu - \int_{\frac{x+l}{2\sqrt{kt}}}^{\frac{x+l}{2\sqrt{kt}}} e^{-\mu_1^2} d\mu_1 = \\ &= \frac{\omega_0}{2} \left[-\Phi\left(\frac{x-l}{2\sqrt{kt}}\right) + \Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right) - \Phi\left(\frac{x+l}{2\sqrt{kt}}\right) + \Phi \right]. \quad (4.35) \end{aligned}$$

Учитывая решения (4.33), (4.34), (4.35) и произведя преобразование уравнения (4.32) окончательно получим решение уравнения (4.35), которое имеет вид

$$\begin{aligned} \omega(x,t) &= \omega_n \left[1 - \Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right) \right] + \\ &+ \frac{\omega_0}{2} \left[2\Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{kt}}\right) - \Phi\left(\frac{x-l}{2\sqrt{kt}}\right) - \Phi\left(\frac{x+l}{2\sqrt{kt}}\right) \right], \quad (4.36) \end{aligned}$$

где ω_n - полная влагоемкость грунта, % ;

ω_0 - естественная влажность грунта, % ;

l - расстояние от источника увлажнения, см ;

k – коэффициент влагопроводности грунта, см²/сутки;

t – время увлажнения, сутки;

x – текущая координата, см.

Полученное решение (4.36) дифференциального уравнения (4.15) дает возможность для любого промежутка времени, на любом расстоянии от источника увлажнения определить влажность грунта.

Для данного уравнения была специально подготовлена программа на ЭВМ.

Для составления программы были приняты следующие исходные данные и интервал их измерения:

ω_H – Полная влагоемкость грунта ω_H изменялась от 15% до 30% через 3%.

ω_0 – начальная влажность грунта ω_0 – от 5% до 25% через 3%.

t – Время увлажнения – от 0 до 20 суток через 1 сутки. Время увлажнения 20 суток принято из тех соображений, что третий тип местности по увлажнению считается тот, когда вода в канавах стоит 20 суток.

l – Расстояние от источника увлажнения, l равно 400 см. Текущая координата x 20, 50, 100, 150, 400 см.

k – коэффициент влагопроводности k – 120, 600, 10080 см²/сут.

В общей сложности на ЭВМ было просчитано более десяти тысяч вариантов. В результате чего получены данные для всех типов грунтов, характеризующих изменение влажности грунта в зависимости от первоначальной влажности грунта, от расстояния до источника увлажнения и от продолжительности действия последнего. По полученным данным построен график рис. 4.3;4.4.

Анализируя полученные данные, а также график по передвижению (миграции) влаги в грунтах (горизонтально) можно сделать следующие заключения. Интенсивное передвижение влаги происходит в первые пять суток, а затем постепенно уменьшается (рис.4.3) – подтверждаются выводы, сделанные И. А. Носич /62/. Замедление передвижения влаги объясняется тем, что по мере передвижения она смачивает грунт и переходит в связанное состояние. После этого может происходить лишь медленное пленочное передвижение влаги. При достижении влажности более, чем наименьшая влагоемкость передвижение идет за счет градиента влажности. Увеличение влажности за первые пять суток происходит на 60-70% (рис.4.4), а в зависимости от первоначальной влажности грунта подчиняется с некоторым допущением прямолинейной зависимости (рис.4.5).

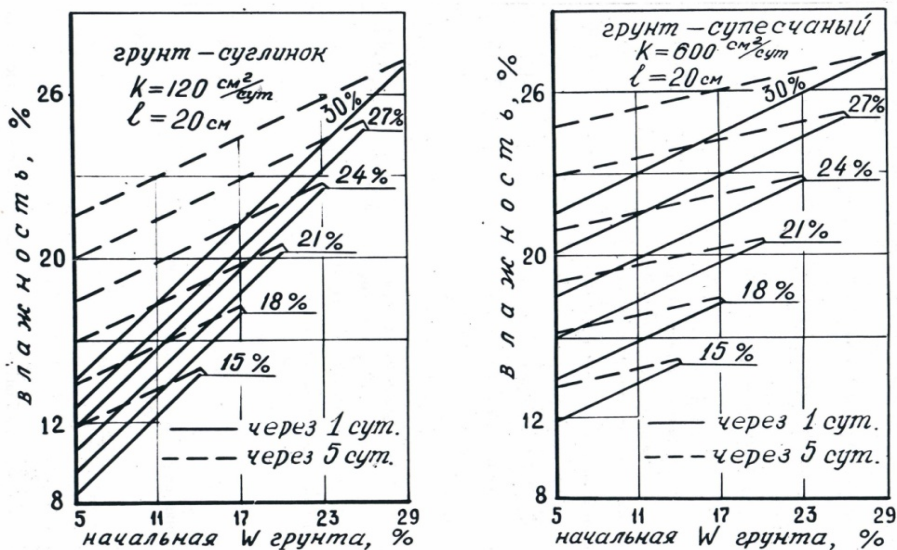


Рис. 4.5. Изменение влажности грунта в горизонтальном направлении из боковых канав в зависимости от первоначальной его влажности

Глава 5 Закономерности изменения водно-теплового режима земляного полотна

5.1. Краткий исторический обзор научных работ в области водно-теплового режима земляного полотна

Изучению свойств грунтов земляного полотна автомобильных дорог, впервые в 1924 году, были посвящены исследования профессора Г.Д.Дубелира, которые проводились в Санкт-Петербургском автодорожном институте. Им была разработана методика изучения водного баланса грунтов и изменение состояния грунтов земляного полотна в зависимости от гидрологических и грунтовых условий и конструктивных особенностей поперечного профиля дороги. Эти исследования дали возможность качественно и количественно сформулировать основные процессы, происходящие в грунтах, т.е. водно-тепловой режим земляного полотна. Однако, следует указать, что исследования проводимые на опытной дорожной станции ЛАДИ имели и недостатки, к которым следует отнести: отсутствие покрытия и автомобильного движения на опытной дороге, т.е. не учитывались эксплуатационные факторы, которые, естественно, влияют на водно-тепловой режим земляного полотна, заключается в том, что они являются началом научного подхода к решению этой сложной задачи. Результаты этих исследований изложены в работах С. В. Бельковского[101] и Н. А. Пузакова[102], опубликованных в 1935 году.

Исследованию водно-теплового режима грунтов земляного полотна посвящены работы М. П. Кудрявцева [103], в которых он предложил эмпирическую таблицу ведущих отметок возвышения бровки земляного полотна над поверхностью земли. М. Н. Кудрявцев не дает научной методологии для определения возвышения бровки земляного полотна, однако это была первая попытка дать рекомендации по назначению высоты насыпи, которые нашли отражение в технических условиях Гушосдора НКВД СССР, изданных в 1939 году.

Исследования по вопросам строительства устойчивого земляного полотна автомобильных дорог были начаты СоюзДорНИИ в 1936 г. и проводились на стационарных «пучинных станциях». Основным методом полевых исследований был принят стационарный метод наблюдений над распределением влажности, плотности грунтов земляного полотна, промерзанием, оттаиванием, пучением и осадкой насыпей разной высоты.

Общие выводы исследований, проведенных на пучинных станциях под руководством проф. Н. В. Орнатского, А. Я. Тулаева, Л. А. Преферансовой [108], а также исследований по уплотнению насыпи под руководством Н.Н. Иванова и М. Я. Телегина [109] легли в основу утвержденных в 1938 году Гушосдором технических условий на строительство автомобильных дорог и мостов, в котором указывалось, что земляное полотно должно быть построено таким образом «чтобы прочность и устойчивость его были обеспечены при всех условиях независимо от меняющегося в течении года температурного и водного режима».

Результаты исследований, проведенных ДорНИИ за период 1937-1940 г. г. и 1943-1945 г. г. изложены в работах В. М. Безрук [104], Н. В. Орнатского [106], Л. А. Преферансовой [105], Н. А. Пузакова [107], Н.Т. Швейковского [110], которые вошли в сборник статей под названием «Регулирование водного режима дорожных оснований», выпущенного в 1946 году под редакцией проф. Н. Н. Иванова. В этом сборнике дан глубокий анализ всех работ, выполненных на «пучинных станциях», а также содержатся широко научные обобщения по водно-тепловому режиму грунтов земляного полотна и его регулированию.

На основе обобщения проведенных исследований проф. Н. А. Пузаков, применяя общие законы физики и термодинамики, сформулировал основы метода количественного прогноза зимнего влагонакопления в грунтах [69] и обосновал способы его регулирования в различных условиях [107]. В частности проф. Н. А. Пузаков указывает, что водный режим земляного полотна зависит от климатических условий, расположения грунтовых вод, рода и плотности грунта. Однако, тип и форму покрытия он не учитывает. Местность по увлажнению и постоянно сырую. Для всех типов местности проф. Н. А. Пузаков разработал теорию влагонакопления, которая позже была проверена путем

сопоставления фактического морозного пучения грунтов и фактического влагонакопления в них с теоретическими вычисленными расчетными их величинами. Это позволило уточнить и дополнить теорию влагонакопления и дать более обоснованные расчетные значения параметров грунтов, необходимых для проектирования дорожных конструкций.

Проф. Н. В. Орнатский[106] выдвинул идею комплексного проектирования подстилающих слоев как аккумуляторов напорной влаги, выделяющейся из грунта земляного полотна при оттаивании и дал расчет толщины этого слоя; им же была разработана методика определения толщины теплорегулирующих (шлаковых) подушек, впервые разработанная Г. М. Шахунянцем[111].

Из работ учёных железнодорожников, посвященных земляному полотну железных дорог, следует отнести работы М. Н. Гольдштейна [59], Г. М. Шахунянца[112] и другие. Хотя эти работы посвящены земляному полотну железных дорог отличному от автомобильных дорог, однако ряд вопросов представляет большой интерес для автодорожников и эти работы могут быть с успехом использованы ими. Особенно работы М. Н. Гольдштейна [59], который выдвинул гидратационную теорию пучения, а также на основании лабораторных исследований показал, что при влажности равной или близкой к нижнему пределу пластичности, льдовыделение не наступает и влажность грунта не увеличивается. При более высоких влажностях грунта равных, примерно, нижнему пределу пластичности плюс четверть числа пластичности в линзы льда переходит относительно небольшое количество воды [59].

В. Н. Пономаров[113] сделал оценку эффективности противопучинных мероприятий (шлаковых и песчаных подушек, дренажа и др. по данным В. П. Пономарева накапливающаяся влага в пределах зоны промерзания распределяется по глубине следующим образом: «в верхнем слое мощностью $1/3$ расстояния от поверхности земляного полотна до глубины промерзания влагонакопление составляет 50-60% от общей его величины; в средней трети зоны промерзания-30%; в нижней трети-10%. Соответственно и распределяется величина пучения».

Глубокие исследования водно-теплового режима земляного полотна и дорожных одежд проведены профессорами А. Н. Пузаковым, В. М. Сиденко, И. А. Золоторем, А. Я. Тулаевым,

которые нашли отражение в работе [48]. Некоторые положения данной работы такие, как «Фазовые превращения воды в полотне и одеждах при водно-тепловом режиме земляного полотна» необходимые для раскрытия процесса промерзания грунтов земляного полотна и пучинообразования.

Значительный вклад по исследованию водно-тепловому режиму имеют работы профессоров А. К. Бируля[12], В. М. Сиденко [61,62,80-82], И. А. Носиче, которые легли в основу районирования территории Украины, в полотне и слоях одежды подробно изложены в работе [48].

Профессор В. М. Сиденко [61,62] разработал теорию влагонакопления в верхней части земляного полотна и динамику влажности в грунтовых основаниях дорожных одежд в степных районах УССР. Эти исследования позволили дать практические рекомендации рационального решения технических и экономических задач проектирования устойчивого земляного полотна в степных районах УССР [10].

Большая ценность в исследовании водно-тепловому режиму принадлежит проф. А. К. Бируля и проф. В. М. Сиденко [12] и И. А. Носич[114] установлено, что основным источником увлажнения грунтов земляного полотна для степных районов УССР является парообразное передвижение влаги. И. А. Носич экспериментально установил, что увлажнение грунтов земляного полотна из кюветов идет интенсивно первые 5-10 суток, и, по его мнению, вода из кюветов почти не влияет на увлажнение грунтов земляного полотна под покрытием. Проф. В. М. Сиденко [61,62] установил, что влажность грунта является основным показателем при назначении расчетной прочности грунтов.

На дорогах Северо-Европейской части СССР систематические наблюдения за водно-тепловым режимом и состоянием земляного полотна в различные периоды года выполняются Ленинградским филиалом ДорНИИ[115] и Архангельским лесотехническим институтом под руководством доцента В. В. Щелкунова.

5.2. Годовой цикл изменения водно-теплового режима грунта земляного полотна автомобильных дорог

Закономерное изменение в течении времени влажности и температуры в приземном слое воздуха и в верхних слоях грунтов называют водно-тепловым режимом.

В грунтах земляного полотна с течением времени устанавливается свой водно-тепловой режим, который в какой-то мере отличается от водно-теплового режима окружающей местности, но подчиняющийся общим закономерностям изменения влажности и температуры, свойственной данной климатической зоне.

В прилегающем слое к поверхности земляного полотна, местности воздух и верхние слои грунта находятся в тесной взаимосвязи между собой, т. е. тепловой режим местности после устройства земляного полотна несколько изменяется, поэтому дорожники проектируют так дорожную конструкцию и располагают ее на местности, чтобы водно-тепловой режим земляного полотна и местности в наибольшей степени способствовали устойчивости дорожной конструкции и их надежной работе. В связи с этим перед началом строительства дороги по метеорологическим данным района пролегания трассы составляют дорожно-климатический график (рис 5.1), на котором показывают ход температуры воздуха, атмосферные осадки, направление ветра, глубина промерзания грунтов, начало весны, осень, зима и др.

Водный режим местности можно характеризовать ее водным балансом, в котором сравнивается приход и расход влаги в тесной увязке с изменением температуры. Основные источники влаги показаны на рис 5.2, которые могут быть в жидком и твердом виде. В последующем они образуют поверхностный сток, а часть их просачивается в грунт и пополняет запасы грунтовой воды, а часть осадков испаряется.

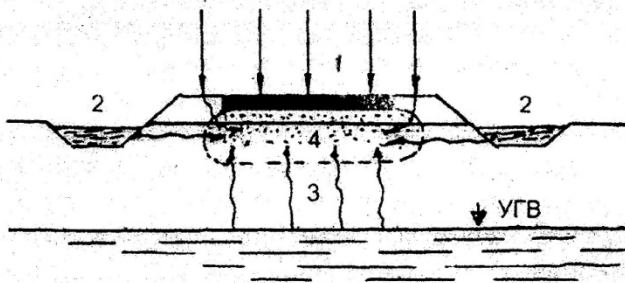


Рис. 5.2. Источники увлажнения земляного полотна

1 – атмосферные осадки; 2 – поверхностная вода (вода в боковых канавах); 3- капиллярная вода от уровня грунтовых вод; 4 – парообразная вода

При соответствующем сочетании температуры и увлажнения грунта испаряется и грунтовая вода. На место испарившейся воды из верхних слоев грунта, вода в пленочном или капиллярном виде поднимается из нижних, более влажных или грунтовых вод и в свою очередь испаряется в атмосферу.

Вода в жидком виде или парообразном состоянии передвигается из мест более теплых в более холодные, и из мест, где упругость пара большая в месте с меньшей упругостью. В месте с подъемом воды снизу вверх передвигаться и растворенные в ней соли, которые после испарения воды откладываются в верхних слоях. Изменения температуры воздуха существенно влияют на режим влажности грунта земляного полотна. При повышении температуры повышается возможность испарения влаги из грунта, потому что изменяется дефицит влаги (сухость воздуха увеличивается). При относительной влажности воздуха 100% испарения из грунта не происходит, т. е. насыщение водяными парами воздуха прекращается. Испарение тем больше, чем больше сила ветра, в связи с тем, что при передвижении воздуха насыщение водяными парами приземного слоя не происходит.

Растительный покров значительно способствует осушению грунта, так как часть влаги забирают растения (транспирация).

Круглосуточный цикл водно-теплового режима верхнего слоя земляного полотна (грунтового основания) в общем случае показано на рис. 5.3, а для опытных участков на рис. 5.4.

В цикле круглогодичного хода водно-теплового режима выделено пять периодов (гл.4). В дополнение к изложенному в гл. 4 можно указать, что в Беларуси в октябре-ноябре месяцах происходит повышение влажности грунта земляного полотна, в связи с уменьшением испарения. В ноябре-январе- происходит накопление влаги в рабочем слое земляного полотна, за счет передвижения влаги снизу вверх и боковых комков. В январе-феврале грунт промерзает и происходит некоторое вымерзание влаги (испарение льда) на участках оголенных от снега и при отсутствии достаточных источников поступления влаги снизу и боков. В феврале-апреле промерзание грунта достигает максимальной величины и резкое повышение влажности (водонасыщение с накоплением ледяных линз и образование пучин. В апреле-мае месяцах происходит оттаивание грунта с большим количеством воды и резким падением прочности грунта.

Изменения влажности в грунтовом основании существенно влияет на его прочность.

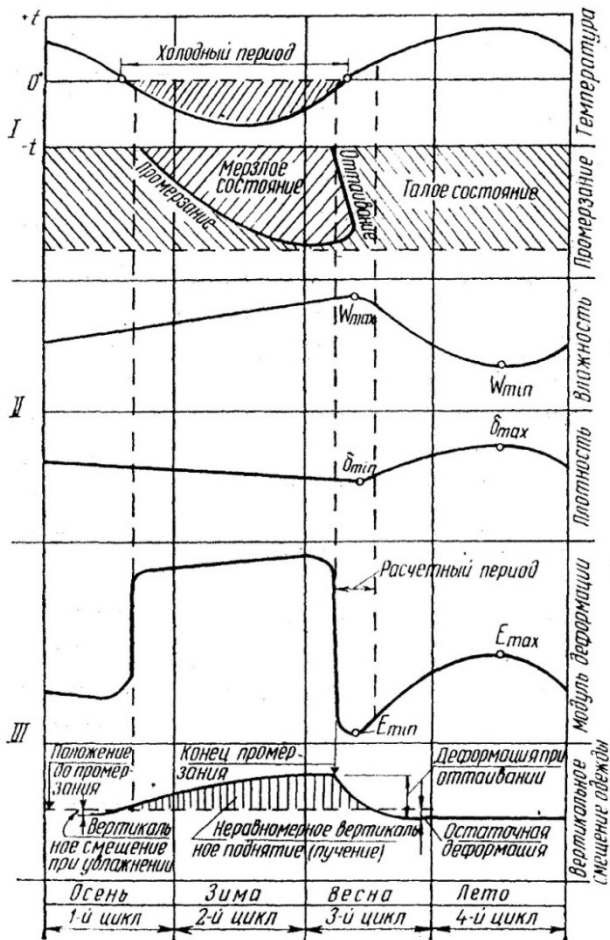


Рис. 5.3. Закономерности сезонных изменений водно-теплового режима и прочности грунта полотна в активной зоне: I — тепловой режим дорожной конструкции; II — водный режим дорожной конструкции; III — режим прочности дорожной конструкции

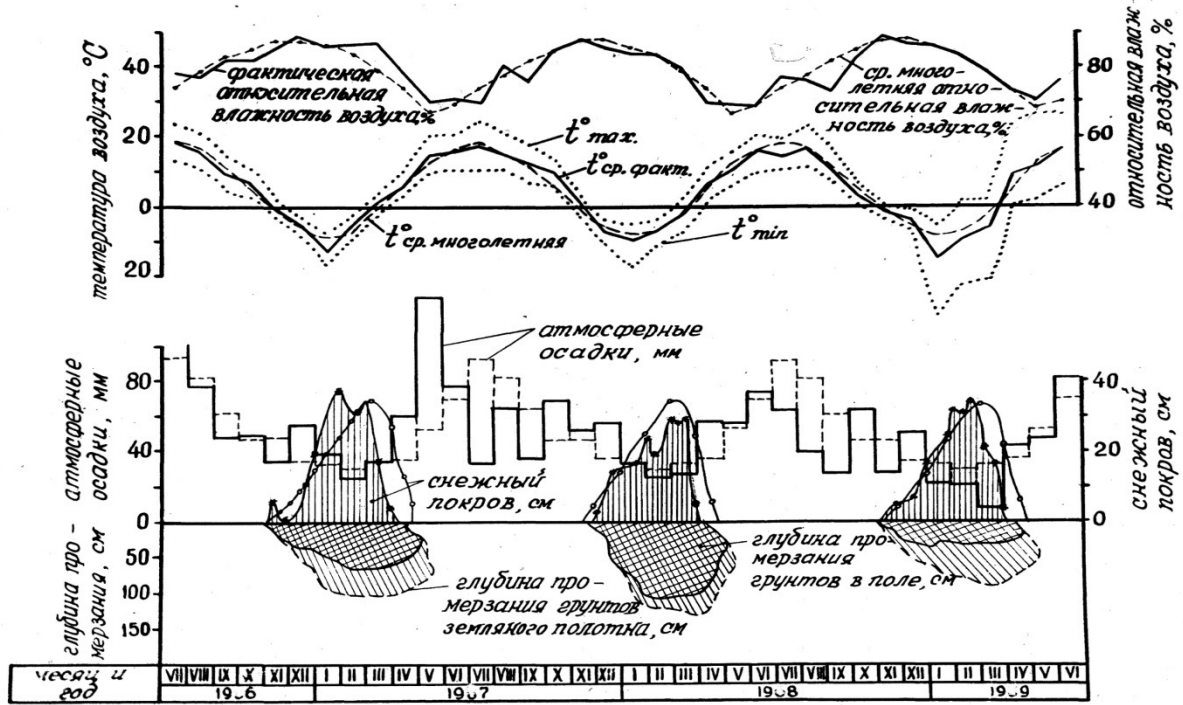


Рис. 5.4. Круглогодовой цикл водно-теплового режима верхнего слоя грунта земляного полотна по данным агрометеостанции Витебск

Исследование прочности и его взаимодействие с нагрузкой показывает, что влажность грунта в основании не должна быть выше верхней границы твердопластичного состояния и составлять $0,6Wt$ (где Wt – влажность грунта предела текучести).

Характеристиками водно-теплового режима земляного полотна является: степень насыщения грунта водой, миграция влаги, обусловленный, разностью температур, уровень грунтовых вод, теплоизолирующий слой дорожной одежды и др.

Абсолютное значение (величина) модуля упругости грунтового основания на различных участках дороги в разные сезоны года.

Расчетные значения модуля упругости принимается с учетом предельных значений влагонасыщения земляного полотна.

Температурный режим – это закономерное изменение температуры в различных точках дорожной одежды во времени. Он является функцией температуры околосреднего слоя воздуха. С температурным режимом связано изменение влажности грунта земляного полотна и материала дорожной одежды. Уменьшение температуры воздуха влечет снижение испарения, а в осенний период к переувлажнению грунта.

Годовой ход температуры грунтов разделяется на два периода: нарастания температуры и ее снижения. Летом тепловой поток направлен вниз и к обочинам, и наиболее высокая температура грунтов наблюдается под покрытием. Осенью на непродолжительный период наблюдается осеннее температурное равновесие.

В это время происходит изменение направления температурных градиентов, и тепловой поток направлен снизу вверх. Перед началом промерзания грунта земляного полотна температура грунтов под обочинами немного выше, чем под покрытием, и тепловой поток направлен от обочины к покрытию. Такое состояние грунта сохраняется до конца зимы. К этому времени до начала оттаивания грунтов происходит изменение направления теплового потока. Это обуславливает то, что температура грунта на обресе в зимний период значительно выше, чем под остью, а температура грунтов обреза и обочин почти одинакова. Таким образом, в земляном полотне, кроме вертикальных температурных градиентов: грунт – воздух, имеются и горизонтальные

градиенты:грунты обочин - грунты под покрытием. Это явление имеет большое значение для зимнего перераспределения влаги.

Температура грунта более устойчива, чем температура воздуха, и эта устойчивость повышается с глубиной. Поэтому наступление отрицательной температуры в грунте по сравнению с воздухом сильно запаздывает.

5.3 Типы местности по условиям увлажнения

Тип местности – характеризуют по характеру поверхностного стока и степени увлажнения, которые являются критерием и учитываются при проектировании земляного полотна и дорожных одежд автомобильных дорог.

По характеру и степени увлажнения территория Республики Беларусь делится на три типа (табл. 5.1).

Таблица 5.1- Классификация типов местности

Тип местности	Источники увлажнения	Характерные признаки
1(сухие места)	Атмосферные осадки	Поверхностный сток обеспечен. Подземные воды не оказывают влияния на увлажнение грунтов. Почвы без признаков заболачивания.
2 (сырые места)	Кратковременно стоящие (менее 30сут.) поверхностные воды; атмосферные осадки	Поверхностный сток не обеспечен.Рельеф местности равнинный. Весной и осенью возможен застой воды на поверхности. Подземные воды не оказывает влияния на увлажнение грунтов. Почва с признаками заболачивания.
3 (мокрые места)	Грунтовые или длительно стоящие (более 30 сут.) поверхностные воды; атмосферные осадки	Источники увлажнения оказывают влияние на увлажнение почв и грунтов независимо от условий поверхностного стока. Почвы заболоченные.

Подземные воды не оказывают влияния на увлажнение верхней толщи грунтов в случае, если их уровень их уровень в предсезонный период залегает ниже глубины промерзания. Не менее чем на 2,0 м при глинах, суглинках тяжелых пылеватых и

тяжелых; на 1,5 м – в суглинках легких пылеватых и тяжелых пылеватых; на 1,0 м – в супесях легких, легких крупных и песках пылеватых. Поверхностный сток обеспечен при уклонах поверхности грунта в пределах полосы отвода более 2 ‰.

Увлажнение местности определяют природные условия. Влияние климата преломляется через местные природные факторы: рельеф местности, геологическое строение (характер и условия залегания грунтов) и глубина стояния грунтовых вод. Изменчивость погодных условий не нарушает общего характера увлажнения, а определяет лишь количественное содержание влаги в грунтах, т. е. степень их увлажнения.

Важную роль в увлажнении местности играет рельеф. С одной стороны рельеф обуславливает распределение тепла и света, т. е. просушивает грунты, а с другой- распределяет атмосферные осадки.

Также важными факторами, влияющими на увлажнение местности является ее геологическое строение, которые обуславливает тип грунтов и характер их залегания, и условия впитывания влаги.

Подземные воды оказывают влияние на увлажнение грунтов в зависимости от глубины их залегания от поверхности Земли и толщины грунта залегающего над ними.

Все три типа местности по увлажнению характерны для местности с ненарушенным естественным залеганием грунтов. В земляном полотне формируется свой водно-тепловой режим, отличающийся от водно-теплого режима местности. Для ограничения влияния окружающей местности на водно-тепловой режим земляного полотна применяются специальные инженерные решения, регулирующие этот режим и тем самым обеспечивающие прочность дорожной конструкции в целом независимо от времени года, т. е. обеспечивает выполнение основного принципа проектирования земляного полотна: «обеспечение неизменяемости параметров, устойчивости и прочности земляного полотна и дорожной одежды, и в целом дорожной конструкции в течении всего срока эксплуатации дороги, независимо от изменения погодно-климатических условий местности».

5.4. Фазовые превращения воды в грунтах земляного полотна

В связи с тем, что грунты и материалы дорожной одежды являются многокомпонентные и многофазные динамические дисперсные гетерогенные системы в них непрерывно происходят изменения параметров: давления, температуры, концентрации вещества. В данных системах необратимые термодинамические процессы фазовых превращений с лабильным равновесием. При таком равновесии при минимальном, бесконечно малом приращении параметров ведет к конечному изменению системы.

Если рассмотреть грунт как двухкомпонентную систему, имеющую только твердую (минеральные частицы, скелет) и жидкую (влага), причем влага может быть трехфазная – водяной пар (паровоздушная смесь), жидкую и твердую (лед). Профессор В. М. Сиденко [48] выделил три схемы.

Первая схема. В порах грунта имеется одна фаза воды - паробразная; пределы колебания влажности и температуры $0 < W < W_{MG}$, $t > t_L$ (где t_L – температура льдообразования; W_{MG} – максимальная гигроскопическая влажность). Миграция влаги происходит в однофазном состоянии – в форме ненасыщенного пара с относительной влажностью порового воздуха.

Вторая схема. В порах имеются две фазы воды – паробразная и жидкая: $W_{MG} \leq W < W_{ПВ}$, $t < t_L$ (где $W_{ПВ}$ – полная влагоемкость грунта). Миграция влаги происходит в двухфазном состоянии – пар + жидкая фаза.

Третья фаза. В порах грунта имеются три фазы воды - паробразная, жидкая и твердая; $W_{MG} \leq W < W_{ПВ}$, $t < t_L$. Миграция влаги происходит в двухфазном состоянии – в форме насыщенного пара и незамерзшей для данной температуры (термоактивной) влаги.

При фазовых превращениях для оценки термодинамического равновесия применяют уравнение термодинамики

$$C = K - \Phi + П,$$

где C – число степеней свободы; K , Φ – соответственно число компонентов и фаз; $П$ – число параметров, влияющих на равновесие системы.

При взаимодействии воды со скелетом грунта или материала по мере изменения влаго- и термо- содержания системы число степеней свободы изменяется.

Для первой схемы имеют $K = 2$, $\Phi = 1$. Для ненасыщенного пара $P = f(\varphi, t)$, следовательно $\Pi = 2$ и $C = 2 - 1 + 2 = 3$. При изменении одновременно двух параметров – относительной влажности и температуры порового воздуха фазовое равновесие ненасыщенного водяного пара и прочносвязанной (адсорбированной) влаги сохраняется.

Для второй схемы $K = 2$, $\Phi = 2$. Число параметров, которое влияет на фазовые равновесия, можно принять равным 2 — температура и влажность. Тогда $C = 2 - 2 + 2 = 2$. Одновременное изменение W не нарушает фазового равновесия между жидкообразной влагой и паром, но в определенном интервале.

Для третьей схемы, $K = 2$, $\Phi = 3$, $\Pi = 2$, $C = 2 - 3 + 2 = 1$. Одна степень свободы указывает, что для фазового равновесия необходима определенная связь между незамерзшей водой и льдом. Такая связь для мерзлых грунтов установлена под названием принципа равновесного состояния незамерзшей воды и льда (Н. А. Цытович, З.А. Нерсесова, Н. А. Пузаков и др.).

Взаимосвязь фаз поровой влаги в равновесном состоянии можно представить в виде диаграммы (рис. 5.5). Линия 01 характеризует равновесное состояние водяного пара и жидкой влаги и указывает на существование связи между температурой и давлением для насыщенного пара. Ниже этой линии расположена область однофазной миграции ненасыщенного пара ($0 < W < W_{MT}$), $C = 2$.

Область 01—02 характеризует наличие в грунте (материале) жидкой фазы влаги. До $t > t_{лв}$ в порах отсутствует льдовыделение, при $t \leq t_{лв}$ в порах имеется лед и незамерзшая термоактивная вода. Линия 02 означает кривую фазового равновесия $W_H \leftrightarrow W_L$. Это кривая кристаллизации (плавления) льда. Для области $t > t_{лв}$, $C = 2$, для области $t < t_{лв}$, $C = 1$. Линия 03 характеризует фазовое равновесие порового льда и насыщенного пара (кривая сублимации), $C = 1$. Из диаграммы видно, что фазовое равновесие насыщенного пара с водой и льдом в наибольшей степени зависит от давления системы. В процессе влагонакопления и льдообразования в полотне и дорожной одежде происходит постепенное фазовое превращение поровой воды из парообразного состояния (на диаграмме область a правее линии 1 — W_{MT}) в твердое (область 2—0—3).

Термодинамическое неустойчивое равновесие системы ненасыщенный водяной пар – адсорбционная влага поддерживается

двумя противоположно направленными процессами конденсации и испарения, происходящими с равными скоростями.

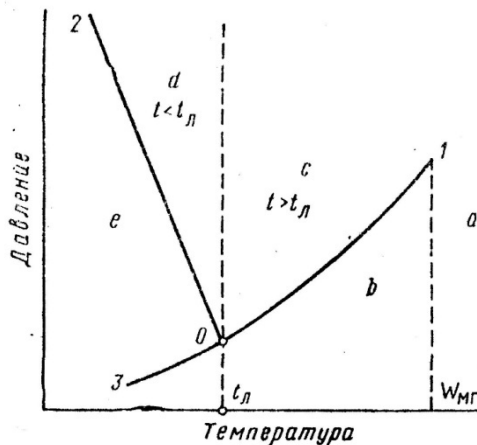


Рис. 5.5. Диаграмма равновесного состояния паровой воды: *a* – ненасыщенный водяной пар; *b* – насыщенный водяной пар; *c* – незамерзшая вода; *d* – термоактивная вода; *e* – лед

Ненасыщенный водяной пар и адсорбционная влага находятся в молекулярном (равенство химических потенциалов) и тепловом (равенство температурных фаз) неустойчивом равновесии.

С увеличением $W \rightarrow W_{MG}$ происходит фазовое превращение ненасыщенного водяного пара в прочносвязанную влагу. Этот процесс сопровождается выделением внутренней энергии в виде теплоты адсорбции (смачивания) и теплоты конденсации.

При возрастании влажности от 0 до W_{MG} теплота смачивания быстро падает и при температуре грунта около -30° не превышает 1-2% теплоты кристаллизации воды. Еще меньшая роль этого внутреннего источника тепла относительно теплоты конденсации пара. При $t = 0^\circ$ С вследствие конденсации водяного пара выделяется около 595 ккал/кг. Поэтому в интервале $0 < W < W_{MG}$ теплота смачивания составляет от 0,02 до 0,6% теплоты конденсации водяного пара.

Исследованиями А. А. Роде, В. А. Бакаева [49] установлено, что адсорбционная вода промерзает при очень низких температурах (-80°C и ниже) только в области полимолекулярной адсорбции капиллярной конденсации. Поэтому при $0 < W < W_{MG}$ и $t > t_L$ льдообразование отсутствует и основная роль в фазовом теплообменном процессе принадлежит водяному пару.

Термодинамические особенности фазовых превращений можно описать уравнениями Клайперона-Клаузиуса и Кирхгофа. Для процесса испарения

$$\frac{dT}{dp} = \frac{AT(v_{II} - v_{жс})}{\rho},$$

где T – абсолютная температура;

P – давление;

A – тепловой эквивалент работы;

ρ – теплота фазового превращения;

$v_{II}, v_{жс}$ – удельный объем пара и адсорбционной влаги.

При конденсации (испарении) водяного пара скрытая теплота увеличивается с понижением температуры.

С увеличением влажности $W \leq W_{ПВ}$ при $t > t_L$ соблюдается термодинамическое равновесие системы насыщенный пар – жидкая фаза. На этой стадии происходит только одна форма фазовых превращений – конденсация (испарение водяного пара в жидкую фазу с двумя степенями свободы; $C = 2$). Одновременное изменение температуры и давления не нарушает лабильное равновесие системы. Скрытая теплота испарения увеличивается с понижением температуры.

Более сложно протекает процесс фазовых переходов в пределах $W_{MG} < W < W_{ПВ}$ и $t > t_L$. В термодинамическом равновесии находятся насыщенный водяной пар – термоактивная влага (конденсация – испарение), термоактивная влага – лед (кристаллизация – оттаивание) и насыщенный пар – лед (сублимация – облимация).

Фазовые превращения системы термоактивная влага \leftrightarrow лед протекают главным образом в зоне существенных превращений, величина скрытой теплоты льдообразования остается неизменной, в промерзающем грунте фазовые переходы отсутствуют. В неводонасыщенных системах при $W_{MG} < W < W_{ПВ}$ и $t < t_L$ одновременно проте-

кают три вида фазовых превращений — пар конденсируется в лед и в термоактивную влагу, а последняя переходит в лед, что сопровождается выделением теплоты конденсации пара (ρ при 0°C равно 595 ккал/кг) и кристаллизации льда ($\rho = 80 \text{ ккал/кг}$). Если для водонасыщенных систем с низкими коэффициентами паропроницаемости количество диффундирующего пара незначительное и его можно не учитывать, то для неводонасыщенных систем с этим источником нельзя не считаться, тем более что при конденсации пара выделяется почти в 7 раз больше тепла, чем при кристаллизации.

При плавлении льда выражение $v_{\text{п}} - v_{\text{ж}}$ представляется как разность объемов фаз термоактивной влаги и льда $v_{\text{ж}} - v_{\text{л}}$, а при испарении влаги — $v_{\text{п}} - v_{\text{ж}}$. Разность $v_{\text{ж}} - v_{\text{л}} < 0$ и $\frac{dT}{dp} < 0$.

Следовательно, температура плавления (замерзания) падает с ростом давления фазовых переходов. Эта закономерность отображается линией 02 на диаграмме фазовых переходов поровой влаги (см. рис.5.6) Для такого равновесного состояния характерна одна степень свободы ($C=1$). Изменение температуры обуславливает определенное фазовое давление и $dp = f(dt)$. Давление фазового перехода повышается с понижением количества термоактивной влаги.

В процессе льдообразования скрытая теплота кристаллизации незначительно увеличивается с понижением температуры промерзания. В процессе льдообразования система насыщенный пар ↔ термоактивная влага имеет две степени свободы. Термодинамическое равновесие существует при одновременном изменении температуры и давления фазовых переходов. Общие закономерности фазовых переходов здесь мало чем отличаются от условий фазовых переходов при $W_{\text{мл}} \leq W < W_{\text{пв}}$ и $t > t_{\text{л}}$.

5.5. Физическая теория переноса тепла и влаги в плотные и одеждах

В грунтах полотна и слоях одежды протекают необратимые термодинамические процессы. Согласно исследованиям акад. А. В.

Лыкова, для таких процессов потенциалы переноса тепла и влаги равны:

$$X_T = -\frac{1}{t} \nabla^2 t, \quad (5.1)$$

$$X_B = -\nabla^2 \Phi + \frac{\Phi}{t} \nabla^2 t, \quad (5.2)$$

где $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ (для одномерного потока) – оператор Лапласа;

$\Phi = \left(\frac{\partial F}{\partial v} \right)$ – потенциал свободной энергии F в направлении

обобщенной координаты v – массы вещества.

В интервале $W_{MI} < W < W_{IB}$ происходит миграция двухфазной влаги и согласно уравнению (5.2) потенциал свободной энергии можно представить потенциалом переноса водяного пара и жидкой фазы влаги.

Из уравнения (5.1) следует, что теплообмен в полотне и одежде происходит вследствие наличия градиента потенциала переноса тепла $\Delta t \left(\Delta t = \frac{\partial t}{\partial z} \right)$. В простейшем случае качественная и количественная оценка потенциала теплообмена производится законом молекулярного переноса тепла Фика.

Градиент потенциала переноса тепла Δt можно выразить также функцией теплосодержания I . Поскольку $C = \frac{\partial Q}{\partial t}$, то

$$\Delta t = \left(\frac{\partial t}{\partial I} \right) \Delta I = \frac{1}{C} \Delta I, \quad (5.3)$$

где I – удельное теплосодержание влажного материала (грунта дорожной конструкции, рассчитанное на 1 кг скелета), ккал/кг;
 C — теплоемкость, ккал/кг·град.

При наличии влагообмена возникает дополнительный конвективный теплообмен, а в случае неполностью заполненных влагою пор и теплообмен излучением.

Влагообмен происходит не только вследствие наличия градиента потенциала переноса пара Δp и жидкообразной влаги ΔW (модификация $\Delta\Phi$), но и вследствие существования градиента потенциала тепла Δt .

С целью математической интерпретации миграционного потока поровой влаги обычно его условно классифицируют на четыре типа: диффузный, миграцию описывают законом Фика; пленочный, миграцию описывают законом трения Ньютона; капиллярный, миграцию описывают законом Навье — Стокса; гравитационный, миграцию описывают законом Дарси.

Такие идеально-классические модели миграционных потоков поровой влаги хотя и существенно упрощают физико-математическую сущность явления, дают во многих случаях малопригодные для техники инженерные решения.

Кроме того, четко выделить можно лишь два механизма: диффузный, если влажность грунта $W < W_{MG}$, где W_{MG} — максимальная гигроскопическая влагоемкость и гравитационный, если $W \geq W_{PB}$, где W_{PB} — полная влагоемкость. В сезоннопромерзающих грунтах эти два случая влагообмена практически встречаются очень редко.

Влагообмен в сезонно промерзающих грунтах, как правило, протекает в интервале влажности $W_{MG} < W < W_{PB}$. В этом интервале грунты представляют собой неводонасыщенные жидкой фазой влаги гетерогенные системы.

По мере нарастания влажности и обводнения минеральных компонентов неводонасыщенного грунта механизмы миграции влаги накладываются друг на друга следующим образом: в интервале влажности $0,25W_{PB} < W < 0,50W_{PB}$ — диффузно-конденсационный пленочный; в интервале $0,50W_{PB} < W < 0,70W_{PB}$ — диффузно-конденсационный пленочный капиллярный; в интервале $0,70W_{PB} < W < W_{PB}$ — диффузно-конденсационный + капиллярный.

Из формулы (5.2) следует, что градиент потенциала переноса водяного пара Δp , $\frac{\partial p}{\partial z}$ является в общем случае функцией влагосодержания d_{II} и температуры. При переносе водяного пара изменяется пароемкость материала или грунта. Под удельной пароемкостью e понимается количество пара, которое для

1 кг материала, увеличивает парциальное давление пара на 1 мм рт.ст.

Для изотермических условий:

$$e = \left(\frac{\partial d_{II}}{\partial p} \right)_t; \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \left(\frac{\partial p}{\partial d_{II}} \right)_t \frac{\partial d_{II}}{\partial z}.$$

Из (5.4)

$$\left(\frac{\partial p}{\partial d_{II}} \right)_t = \frac{1}{e}.$$

Но поскольку $\Delta p = \frac{\partial p}{\partial z}$ и $\Delta d_{II} = \frac{\partial d_{II}}{\partial z}$, то $\Delta p = \frac{\Delta d_{II}}{e}$.

В изотермических условиях градиент диффузии пара пропорционален градиенту влагосодержания (паросодержания). При одновременном изменении температуры и влагосодержания ($0 < W < W_{M2}$)

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \left(\frac{\partial p}{\partial d_{II}} \right)_t \frac{\partial d_{II}}{\partial z} + \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)_d \frac{\partial t}{\partial z}. \quad (5.5)$$

Если $W_{M1} \leq W < W_{PB}$, то градиент диффузии пара становится однозначной функцией температуры и

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) \frac{\partial t}{\partial z}. \quad (5.6)$$

Следовательно, при изменении $W_{M1} \leq W < W_{PB}$ природа градиента Δp не изменяется.

В более сложной функциональной зависимости от температуры и влажности находится потенциал переноса жидкой фазы ΔW при $t > t_{Л}$ и термоактивной (незамерзшей) влаги ΔW_H при $t < t_{Л}$.

Прочно связанная вода находится под огромным давлением сил притяжения исходящих от скелета грунта, и ее передвижение в

жидком состоянии практически не происходит. Поэтому при $0 < W < W_{\text{мг}}$ для диффузного механизма $\Delta W_H \approx 0$.

Передвижение рыхлосвязанной влаги (пленочный механизм) происходит под действием комплекса сил: адсорбционных, исходящих от поверхности минеральных частиц, и слоев прочносвязной воды; осмотических и кристаллизационных; сил поверхностного натяжения. Заменяем действие этих сил обобщенной силой — потенциалом переноса жидкообразной влаги — и устанавливаем особенности его изменения для сорбционного механизма.

В работе [48] §5.4 было показано, что при $t < t_{\text{л}}$ существует одна степень свободы при фазовых превращениях и $P = f(T)$. В промерзающих тонкодисперсных грунтах (материалах) с понижением температуры давление P в пленках прочно- и рыхлосвязанной воды повышается. Это давление условно принято со знаком минус, что указывает на наличие дефицита сорбционных сил, способных присоединять к себе определенное количество влаги, мигрирующее из области с меньшим давлением и более высокой температурой. Чем ниже температура, тем больше давление P в пленке и тем меньше ее толщина. При такой миграции потенциал переноса незамерзшей влаги ΔW_H определяется ($C=1$) температурой. При сопряжении талой и мерзлой зон (рис.5.6) $T_2 > T_1$ и $P_1 < P_2$ жидкая фаза мигрирует из теплых мест в зону значительных фазовых превращений, а термоактивная влага — из зоны значительных фазовых переходов в мерзлый грунт.

Одновременно происходит диффузия насыщенного пара, давление которого при $W \geq W_{\text{мг}}$ определяется также $P = f(T)$. Направление диффузии пара и жидкой фазы влаги (см. рис.5.6) совпадает, интенсивность миграции обеих фаз (насыщенный пар + жидкообразная влага) в связи с изменением температуры изменяется также по аналогичным закономерностям. Таким образом, при пленочном + диффузно-конденсационном влагообмене в процессе промерзания характерно совпадение потенциалов переноса жидкой фазы влаги (из талой зоны), термоактивной влаги и насыщенного водяного пара.

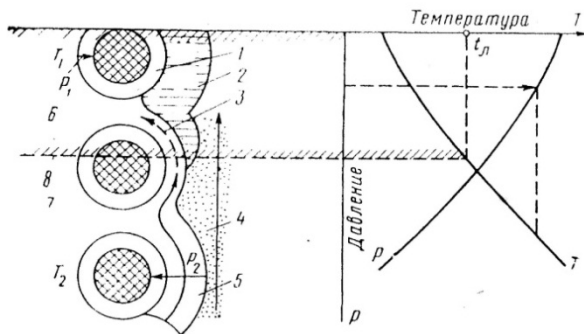


Рис.5.6. Схема к миграции влаги в промерзающих грунтах: 1 — прочносвязанная влага; 2 - лед; 3 -термоактивная влага; 4 - водяной пар; 5— рыхлосвязанная влага; 6 -мерзлый грунт; 7 —талый грунт; 8 - граница промерзания

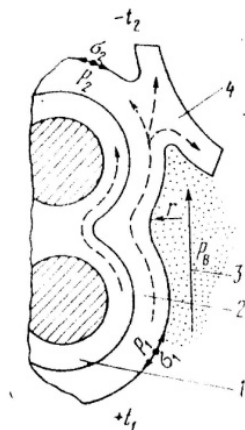


Рис. 5.7. Схема к объяснению миграции двухфазной влаги: 1— прочно- и рыхлосвязанная влага; 2 - капиллярная вода; 3 — водяной пар; 4 - миграция жидкой фаз

По мере нарастания влажности толщина обволакивающей пленки h растет; при $h = h_c$ давление $P=0$ и меняет знак. В пленках в плоскости $P = 0$ гидротермодинамические силы уравниваются комплексом молекулярных сил, исходящих от скелета грунта. Потенциал переноса

влаги на этой стадии можно объяснить гидротермодинамической гипотезой.

Влага в гидратационных оболочках, размещенных за пределами действия сорбционных сил ($h > h_c$), находится в фазовом равновесии с насыщенным водяным паром с давлением P_B . Поскольку существует нейтральная по давлению ($P=0$) плоскость ($h = h_c$), то это взаимодействие можно отобразить трансформированным уравнением Лапласа.

При этом гидротермодинамическое давление в пленках будет равно (рис. 5.7).

$$P = P_g - \frac{\sigma}{r} \quad (5.7)$$

где σ — поверхностное натяжение воды на границе раздела жидкообразной влаги и паровоздушной смеси;

r — радиус кривизны мениска воды.

В изотермических условиях влагообмена с ростом влажности толщина водных пленок (при $h > h_c$) и радиус кривизны водной поверхности возрастают, поверхностное натяжение уменьшается, давление паровоздушной смеси, сжимаемой жидкообразной фазой, увеличивается и, следовательно, согласно уравнению (5.7), давление в пленках возрастает. Поэтому в изотермических условиях жидкообразная влага при $t > t_n$ и незамерзающая при $t < t_n$ мигрирует из мест с большей влажностью (область повышенного давления) в места с меньшей влажностью (область пониженного давления). При $W = \text{const}$ с понижением температуры давление в паровоздушной смеси уменьшается, поверхностное натяжение жидкой фазы увеличивается и, следовательно, согласно уравнению (5.7) давление в пленках уменьшается. Поэтому при $W = \text{const}$ жидкообразная и термоактивная влага мигрирует из теплых мест (область повышенного давления) в холодные места (область пониженного давления). Поскольку в зоне сезоннопромерзающих грунтов $t \neq \text{const}$ и $W \neq \text{const}$, то действует объединенный потенциал Δp и ΔW , обусловливаемый температурой и влагосодержанием.

Гидротермодинамическая гипотеза объясняет миграцию не только капиллярной, но и рыхлосвязанной влаги в периферийной области пленок толщиной h_c в талых и промерзающих грунтах при условии миграции двухфазной влаги.

В изотермических условиях градиент переноса жидкой фазы пропорционален влагосодержанию

$$\Delta W_{Ж} = \left(\frac{\partial W_{Ж}}{\partial z} \right)_t. \quad (5.8)$$

При одновременном изменении влагосодержания и температуры по аналогии с уравнением (5.5.) градиент потенциала переноса жидкой фазы равен:

$$\frac{\partial W_{Ж}}{\partial z} = \left(\frac{\partial W_{Ж}}{\partial z} \right)_t + \left(\frac{\partial W_{Ж}}{\partial t} \right)_W \frac{\partial t}{\partial z}.$$

Для мерзлых грунтов при миграции незамерзшей влаги

$$\frac{\partial W_H}{\partial z} = \left(\frac{\partial W_H}{\partial z} \right)_t + \left(\frac{\partial W_H}{\partial t} \right)_W \frac{\partial t}{\partial z}. \quad (5.9)$$

На механизм миграции жидкой фазы накладывается диффузия насыщенного пара, что учитывается уравнением (5.6). Чем выше давление пара (это достигается при более высокой температуре), тем выше давление в обволакивающих пленках. Водяной парижидкая фаза передвигаются из теплых мест в холодные. Таким образом, при капиллярно-диффузно-конденсационном влагообмене в процессе промерзания характерно совпадение потенциалов переноса жидкой фазы (талая зона), термоактивной влаги и насыщенного пара.

Анализ показывает, что для неводонасыщенных грунтов в интервале влажности $0 < W < W_{ПВ}$ при $t > t_t$ миграция тепла и влаги протекает при различных механизмах переноса. По мере роста влажности происходит накладка механизмов миграции влаги при неотъемлемой диффузии водяного пара.

В полотно и дорожных одеждах в течение года происходит непрерывный перенос энергии в виде тепла и влаги из одной зоны в другую.

Система дифференциальных уравнений переноса тепла и влаги в капиллярнопористых средах имеет следующий вид [48]:

$$C \delta \frac{\partial t}{\partial T} = -\Delta q_T - \Sigma q_i;$$

$$\delta \frac{\partial d}{\partial T} = -\Delta q_B + \Sigma q_i',$$

где $\Delta q_T, \Delta q_B$ —плотность потока тепла и влаги, т. е. количество тепла и влаги, проходящее за час через единицу объема;

$\Sigma q_i, \Sigma q_i'$ — внутренние стоки (источники) тепла и вещества, возникающие вследствие фазовых превращений.

При наличии градиента потенциала переноса энергии $\Delta\Pi$ плотность энергии определяют следующей формулой:

$$q = -K\Delta\Pi, (5.10)$$

где K — коэффициент пропорциональности.

Рассчитаем плотность потоков применительно к (5.10).

Плотность потока тепла за счет теплопроводности полотноилиодежды равна:

$$q_T = -\lambda\Delta t = -aC\delta\Delta t, (5.10, a)$$

где λ — коэффициент теплопроводности, $\text{ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$;

C — удельная теплоемкость, $\text{ккал}/\text{кг} \cdot \text{град}$;

δ — объемный вес скелета, $\text{кг}/\text{м}^3$;

a — коэффициент температуропроводности, $\text{м}^2/\text{ч}$, равный

$$a = \frac{\lambda}{C\delta}.$$

Если учесть Δt из (5.3), то

$$q_T = -a\delta\Delta\Pi.$$

Для потока жидкой фазы влаги при $t > t_L$ из (5.10) и (5.8) имеем

$$q_{.ж} = -\lambda_{ж}\Delta W_{ж} = -a_{ж}\delta\Delta W_{ж},$$

где $\lambda_{ж}$ — коэффициент пропорциональности (влагопроводности), $\text{кг}/\text{м} \cdot \text{ч}$, аналогичный коэффициенту теплопроводности;

$a_{ж}$ — коэффициент влагопроводности, $\text{м}^2/\text{ч}$, равный

$$a_{ж} = \frac{\lambda_{ж}}{\delta}. \quad (5.11)$$

Поскольку полный потенциал переноса жидкой фазы влаги (5.9) есть функция влагосодержания и температуры, то

$$q_{ж} = -\lambda_{ж} \left(\frac{\partial W_{ж}}{\partial z} \right)_t - \lambda_{ж} \left(\frac{\partial W_{ж}}{\partial t} \right)_W \Delta t. \quad (5.12)$$

Подставим из (5.10) в (5.11) значение $\lambda_{ж}$

$$q_{ж} = -a_{ж} \delta \Delta W_{ж} - a_{ж} b_{ж} \delta \Delta t, \quad (5.13)$$

где $b_{ж}$ — термоградиентный коэффициент при миграции жидкой фазы, 1/град, равный

$$b_{ж} = \left(\frac{\partial W_{ж}}{\partial t} \right)_W.$$

Аналогичным образом получим основное уравнение для диффузии ненасыщенного водяного пара при $W < W_{MT}$

$$q_{п} = -\lambda_{п} \Delta p = -a_{п} \delta \Delta d_{п}, \quad (5.14)$$

где $\lambda_{п}$ — коэффициент пропорциональности (паропроницаемости), кг/м·ч·ммрт.ст.;

$a_{п}$ — коэффициент паропроводности, м²/ч, равный

$$a_{п} = \frac{\lambda_{п}}{e \delta}. \quad (5.15)$$

Подставим в (5.14) выражение полного потенциала из (5.5)

$$q_{п} = -\lambda_{п} \left(\frac{\partial P}{\partial d_{п}} \right)_t \Delta d_{п} - \lambda_{п} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_d \Delta t. \quad (5.16)$$

Заменим λ_{Π} из (5.15) и $\left(\frac{\partial P}{\partial d_{\Pi}}\right)_t$ из (5.8)

$$q_{\Pi} = -a_{\Pi} \delta \Delta d_{\Pi} - a_{\Pi} \delta b_{\Pi} \Delta t = -a_{\Pi} \delta (\Delta d_{\Pi} + b_{\Pi} \Delta t), \quad (5.17)$$

где b_{Π} — термоградиентный коэффициент при диффузии пара, $1/\text{град}$, равный

$$b_{\Pi} = e \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_d.$$

При $W \geq W_{MG}$, $P=f(t)$ уравнение (5.16) упрощается

$$q_{\Pi} = -\lambda_{\Pi} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right)_d \Delta t = -a_{\Pi} b_{\Pi} \delta \Delta t.$$

Не приводя простейших преобразований, запишем уравнения для миграции незамерзшей влаги:

$$q_{\text{H}} = -\lambda_{\text{H}} \left(\frac{\partial W_{\text{H}}}{\partial z} \right)_t - \lambda_{\text{H}} \left(\frac{\partial W_{\text{H}}}{\partial t} \right)_w \Delta t; \quad (5.18)$$

$$q_{\text{H}} = -a_{\text{H}} \delta \Delta W_{\text{H}} - a_{\text{H}} b_{\text{H}} \delta \Delta t, \quad (5.19)$$

где λ_{H} — коэффициент пропорциональности миграции незамерзшей влаги, $\text{кг}/\text{м} \cdot \text{ч}$;

a_{H} — коэффициент теплопроводности незамерзшей влаги, $\text{м}^2/\text{ч}$, равный

$$a_{\text{H}} = \frac{\lambda_{\text{H}}}{\delta},$$

b_{H} — термоградиентный коэффициент при миграции незамерзшей влаги, $1/\text{град}$, равный

$$b_H = \left(\frac{\partial W_H}{\partial t} \right)_W.$$

Приведенные дифференциальные уравнения отображают основные (физические законы обмена тепла и влаги в разном ее состоянии в слоях полотна и дорожных одежд. На основе этих представлений ниже излагаются основы (аналитической теории) переноса тепла и влаги в однородных слоях полотна или одежд, а также в слоистых системах [48].

5.6. Аналитическая теория переноса тепла и влаги в однородных слоях земляного полотна и дорожных одежд

Анализ фазовых превращений, протекающих в грунтах при миграции тепла и влаги (см. §5.4) и физической сущности собственно процессов тепловлагообмена (см. §5.5), позволяет разработать основы аналитической теории тепломассопереноса в земляном полотне и слоях одежды. [48].

Будем рассматривать теплообмен при условии одновременной миграции двухфазной влаги. Поскольку теплообмен влияет на влагообмен, а последний в свою очередь изменяет теплосодержание, то перенос тепла и влаги рассматриваем комплексно в виде системы связанных дифференциальных уравнений применительно к трем расчетным схемам (см. § 5.4).

При выводе систем уравнений тепло- и влагопереноса используем закон сохранения и превращения энергии — разность количества тепла или влаги, притекающих вследствие наличия разности потенциалов в элементарный слой за время dT и уходящих из него, равно изменению тепло- и влагосодержания этого слоя плюс внутренние источники или стоки тепла.

1-я расчетная схема водно-теплого режима. При выводе уравнений принимаем следующие допущения. Первое допущение — вес паровоздушной смеси в порах по сравнению с жидкообразной влагой и минеральной частью очень мал. Поэтому расход тепла на нагревание пара можно не учитывать. Расчеты показывают, что при различном состоянии грунта полотна дорог отношение веса водяного пара только к весу жидкой фазы составляет ничтожную величину (0,005—0,08%).

Второе допущение — в диффузном процессе паровоздушной смеси потенциал переноса воздуха составляет 1—4% от потенциала переноса водяного пара; при $\varphi < 1$ в порах содержание сухого воздуха составляет обычно незначительное количество, а при $\varphi \approx 1$ поры заполнены насыщенным паром. Поэтому диффузией сухого воздуха можно пренебречь, тем более, что она является противоточной по отношению к диффузии пара.

Третье допущение — теплообмен в грунтах происходит за счет кондукции, конвекции и излучения. Во многих работах достаточно убедительно показано, что теплообмен за счет внутрипочвенного излучения ничтожно мал и его можно не учитывать.

К теплу кондукции прибавляем тепло конвекции и внутренний источник тепла за счет конденсации водяного пара.

Для получения дифференциальных уравнений тепло- и влагообмена в полотне и слоях одежды используем уравнения потоков тепла и влаги (см. 5.4) учитываем источники тепла и влаги.

В соответствии с этим для теплообмена имеем следующее дифференциальное уравнение [48]:

$$C\delta \frac{\partial t}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \rho_n \delta \frac{\partial d_{\Pi}}{\partial T} - C_{\Pi} \delta_{\Pi} v_{\Pi} \frac{\partial t}{\partial z}, \quad (5.20)$$

где λ — коэффициент теплопроводности для материала (грунта) в талом состоянии,

$\text{ккал/м}\cdot\text{ч}\cdot\text{град}$;

ρ_{Π} — теплота конденсации, ккал/кг ;

v_{Π} — линейная скорость переноса пара, равная $q_{\Pi} : \delta_{\Pi}$;

$C_{\Pi} \delta_{\Pi} v_{\Pi} \frac{\partial t}{\partial z}$ — конвективная составляющая теплообмена за счет

диффузии

пара.

Этой величиной можно пренебречь, если критерий Рейнольдса

$$\text{Re} = \frac{v_{\Pi} d_{\text{э}}}{\eta} < 1,$$

где $v_{\text{п}}$ —скорость диффузии пара, м/сек;

$d_{\text{э}}$ — эквивалентный диаметр грунтовых частиц, м;

η — вязкость, м²/сек.

Расчеты показывают, что для стандартно уплотненного грунта при $\lambda_{\text{п}} = 4 \cdot 10^{-5}$ кг/м · ч · мм при положительных температурах (например, + 30°С), когда следует ожидать наибольшей скорости диффузии пара, значения Re составляют 10^{-5} , что значительно меньше 1.

Таким образом, уравнение теплообмена для 1-й схемы можно записать:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = \frac{1}{C\delta} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \frac{\rho_{\text{п}}}{C} \cdot \frac{\partial d_{\text{п}}}{\partial T}. \quad (5.21)$$

Соответственно для парообмена имеем:

$$\frac{\partial d_{\text{п}}}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(a_{\text{п}} \frac{\partial d_{\text{п}}}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(a_{\text{п}} b_{\text{п}} \frac{\partial t}{\partial z} \right). \quad (5.22)$$

Для отдельной зоны, в которой теплофизические характеристики можно принять постоянными, система уравнений тепловлагообмена имеет вид:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} + \frac{\rho_{\text{п}}}{C} \cdot \frac{\partial d_{\text{п}}}{\partial T}; \quad (5.23)$$

$$\frac{\partial d_{\text{п}}}{\partial T} = a_{\text{п}} \frac{\partial^2 d_{\text{п}}}{\partial z^2} + a_{\text{п}} b_{\text{п}} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (5.24)$$

В этих уравнениях тепло- и влагообмен в дорожной конструкции представлен в функции влагосодержания водяного пара.

Поскольку $\Delta d_{\text{п}} = \Delta p e$, тогда $\partial d_{\text{п}} = \partial p e$. Тогда систему уравнений (5.23 – 5.24) можно представить в следующем виде:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} + \frac{\rho_{\text{п}} e}{C} \cdot \frac{\partial p}{\partial T};$$

$$\frac{\partial p}{\partial T} = a_{\Pi} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} + \frac{a_{\Pi} b_{\Pi}}{e} \cdot \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (5.25)$$

В этих уравнениях тепло- и влагообмен представлен в функции от парциального давления водяного пара. В уравнении (5.25) первый член правой части характеризует влагообмен в слое 1 вследствие давления пара, а второй — вследствие термодиффузии пара.

При сорбционном состоянии грунта (материала), когда $W \leq W_{MГ}$, давление пара можно выразить через влажность:

$$p = \frac{P_{\text{H}}}{b} W,$$

где b — сорбционный коэффициент.

Окончательно для первой расчетной схемы диффузии тепла и водяного пара можно описать следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial t}{\partial T} &= \frac{1}{C\delta} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \frac{\rho_{\Pi} e P_{\text{H}}}{Cb} \cdot \frac{\partial W}{\partial T}; \quad (5.26) \\ \frac{\partial W}{\partial T} &= \frac{b}{e \delta P_{\text{H}}} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\Pi} \frac{P_{\text{H}}}{b} \cdot \frac{\partial W}{\partial z} + \lambda_{\Pi} \frac{b_{\Pi}}{e} \cdot \frac{\partial t}{\partial z} \right). \quad (5.27) \end{aligned}$$

При зональном расчете, когда физико-тепловые свойства не являются функцией координат:

$$\begin{aligned} \frac{\partial t}{\partial T} &= a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} + \frac{\rho_{\Pi} e P_{\text{H}}}{Cb} \cdot \frac{\partial W}{\partial T}; \\ \frac{\partial W}{\partial T} &= a_{\Pi} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \frac{a_{\Pi} b_{\Pi} b}{e P_{\text{H}}} \cdot \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \end{aligned}$$

2-я расчетная схема водно-теплового режима. При выводе уравнений принимаются те же допущения, что и для первой схемы водно-теплового режима.

При исследовании массопереноса в капиллярно-пористых телах используется критерий фазового превращения ε , оценивающий количественную составляющую конденсации водяного пара. В грунтах в процессе миграции двухфазной влаги ε изменяется от 0 до 1.

Изменение общего влагосодержания грунта (материала) при миграции двухфазной влаги равно:

$$dW = dW_{\text{ж}} + dW_{\text{ф}} = dW_{\text{ж}} + \varepsilon dW, \quad (5.28)$$

где εdW — внутренний источник увлажнения конденсационной влагой;

ε — критерий фазового превращения конденсирующегося водяного пара, равный

$$\varepsilon = \frac{dW_{\text{ф}}}{dW}.$$

Если $\varepsilon = 0$, то фазовое превращение не происходит и миграция влаги в полотно или слоях одежды осуществляется за счет миграции жидкой фазы $dW = dW_{\text{ж}}$. Если $\varepsilon = 1$, то влагообмен происходит только за счет диффузии пара и фазовых превращений, поскольку $dW_{\text{ж}} = 0$. Для 2-й расчетной схемы водно-теплогового режима, т. е. влага мигрирует в двухфазном состоянии, $0 < \varepsilon < 1$. Дифференциальное уравнение влагообмена в этом случае получим аналогично (5.22) заменив в (5.5) влагосодержание на плотность потока жидкообразной влаги из уравнения (5.13). Окончательно имеет

$$\frac{\partial W}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(a_{\text{ж}} \frac{\partial W_{\text{ж}}}{\partial z} + a_{\text{ж}} b_{\text{ж}} \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \varepsilon \frac{\partial W}{\partial T} \quad (5.29)$$

или

$$(1 - \varepsilon) \frac{\partial W}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(a_{\text{ж}} \frac{\partial W_{\text{ж}}}{\partial z} + a_{\text{ж}} b_{\text{ж}} \frac{\partial t}{\partial z} \right).$$

Теплообмен в слоях для 2-й расчетной схемы происходит за счет кондукции, конвекции жидкости и пара, а также конденсации пара. В соответствии с этим запишем

$$C\delta \frac{\partial t}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \varepsilon \rho_{\Pi} \delta \frac{\partial W}{\partial T} - C_{\Pi} \delta_{\Pi} \nu_{\Pi} \frac{\partial t}{\partial z} - C_{\text{ж}} \delta_{\text{ж}} \nu_{\text{ж}} \frac{\partial t}{\partial z}. \quad (5.30)$$

Для жидкой фазы влаги, как и для водяного пара, критерий $Re < 1,0$ и поэтому два последних члена уравнения(5.30) можно опустить.

Окончательно для 2-й расчетной схемы имеем следующую систему связанных уравнений миграции тепла и влаги:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = \frac{1}{C\delta} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \frac{\varepsilon \rho_{\Pi}}{C} \cdot \frac{\partial W}{\partial T}; \quad (5.31)$$

$$\frac{\partial W}{\partial T} = \frac{1}{1-\varepsilon} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(a_{\text{ж}} \frac{\partial W_{\text{ж}}}{\partial z} + a_{\text{ж}} b_{\text{ж}} \frac{\partial t}{\partial z} \right). \quad (5.32)$$

Для зонального расчета система уравнений примет следующий вид:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} + \frac{\varepsilon \rho_{\Pi}}{C} \cdot \frac{\partial W}{\partial T};$$

$$\frac{\partial W}{\partial T} = a'_{\text{ж}} \frac{\partial^2 W_{\text{ж}}}{\partial z^2} + a'_{\text{ж}} b_{\text{ж}} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2},$$

где $a'_{\text{ж}}$ - коэффициент влагопроводности талого грунта (материала), равный

$$a'_{\text{ж}} = \frac{a_{\text{ж}}}{1-\varepsilon}.$$

Критерий фазового перехода равен

$$\varepsilon = \frac{q_{\Pi}}{q_{\text{ж}} + q_{\Pi}}. \quad (5.33)$$

Критерий ε вычисляется экспериментально или рассчитывается.

Поток $q_{\text{ж}}$ можно вычислить по(5.13), q_{Π} — по (5.17) . Поскольку $W > W_{\text{МГ}}$, то из (5.17)

$$q_{\Pi} = -a_{\Pi} b_{\Pi} \delta \nabla t.$$

3-я расчетная схема водно-теплового режима. В мерзлом слое тепловой поток складывается из тепла кондукции $q = -aC\delta\nabla t$ и тепла конвекции насыщенного пара и незамерзшей влаги $C_{\Pi}\delta_{\Pi}\nu_{\Pi}\nabla t$, $C_{\text{H}}\delta_{\text{H}}\nu_{\text{H}}\nabla t$. В мерзлой зоне возникают два внутренних источника тепла вследствие конденсации водяного пара и кристаллизации влаги в лед. Эти источники дают тепло, равное произведению их мощности на удельную теплоту фазовых переходов [48]:

для конденсационной влаги

$$\varepsilon\rho_{\Pi}\delta\frac{\partial W}{\partial T};$$

для кристаллизационной влаги

$$\varepsilon_1\rho_{\text{H}}\delta\frac{\partial W}{\partial T}.$$

Имея это в виду, можно записать

$$\begin{aligned} C\delta\frac{\partial t}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_{\text{з}}\frac{\partial t}{\partial z}\right) + C_{\Pi}\delta_{\Pi}\nu_{\Pi}\frac{\partial t}{\partial z} + \\ &+ C_{\text{H}}\delta_{\text{H}}\nu_{\text{H}}\frac{\partial t}{\partial z} + \varepsilon\rho_{\Pi}\delta\frac{\partial W}{\partial T} + \varepsilon_1\rho_{\text{H}}\delta\frac{\partial W}{\partial T}. \end{aligned} \quad (5.34)$$

В процессе промерзания и влагонакопления бесконечно малое приращение полного влагосодержания dW равно сумме влагосодержаний вследствие миграции незамерзшей влаги, диффузии пара и образования конденсационной влаги и льда

$$\begin{aligned} dW &= dW_{\text{H}} + dW_{\Phi} + dW'_{\Phi} = dW_{\text{H}} + \\ &+ \varepsilon dW + \varepsilon_1 dW = dW_{\text{H}} + (\varepsilon + \varepsilon_1)dW, \end{aligned} \quad (5.35)$$

где εdW — внутренний источник питания термоактивной влаги вследствие кон

денсации пара;

$\varepsilon_1 dW$ — источник образования льда;

ε — критерий фазового перехода парообразной влаги в жидкообразную,

Равный

$$\varepsilon = \frac{dW_{\Phi}}{dW}; \quad (5.36)$$

ε_1 — критерий фазового перехода влаги в лед, равный

$$\varepsilon_1 = \frac{dW_{\Phi}'}{dW}. \quad (5.37)$$

При $\varepsilon_1 = 0$ льдообразование отсутствует, грунт находится в талом состоянии. Если $\varepsilon_1 = 1$, влага в грунте замерзла полностью. Практически $0 \leq \varepsilon_1 < 1$. Применительно к (5.35) и, имея в виду (5.19), запишем

$$\frac{\partial W}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(a_H \frac{\partial W_H}{\partial z} + a_H b_H \frac{\partial t}{\partial z} \right) + (\varepsilon + \varepsilon_1) \frac{\partial W}{\partial T}. \quad (5.38)$$

Окончательно для мерзлой зоны имеем следующую систему уравнений миграции тепла и влаги:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = \frac{1}{C_M \delta} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \frac{\varepsilon \rho_{\Pi}}{C_M} \cdot \frac{\partial W}{\partial T} + \frac{\varepsilon_1 \rho_H}{C_M} \cdot \frac{\partial W}{\partial T}; \quad (5.39)$$

$$\frac{\partial W}{\partial T} = \frac{1}{1 - \varepsilon - \varepsilon_1} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(a_H \frac{\partial W_H}{\partial z} + a_H b_H \frac{\partial t}{\partial z} \right). \quad (5.40)$$

Уравнение (5.39) кроме конденсации, учитывает тепло внутренних источников конденсации пара и кристаллизации льда.

Уравнение (5.40) учитывает миграцию в мерзлой зоне термоактивной влаги и водяного пара через коэффициент ε (5.36). При зональном расчете:

$$\frac{\partial t}{\partial T} = a_M \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} + \frac{1}{C_M} (\varepsilon \rho_{II} + \varepsilon_1 \rho_H) \frac{\partial W}{\partial T};$$

$$\frac{\partial W}{\partial T} = a'_H \frac{\partial^2 W_H}{\partial z^2} + a'_H b_H \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}.$$

где a'_H — коэффициент влагопроводности талого грунта (материала) $m^2/ч$, равный

$$a'_H = \frac{a_H}{1 - \varepsilon - \varepsilon_1}.$$

В промерзающей дорожной конструкции грунт (материал) находится в мерзлом и талом состоянии. В этом случае имеет место сочетание двух схем — второй и третьей.

При решении задач о промерзании (оттаивании) грунта полотно принимаем следующие предпосылки. Сопрягаются две зоны: мерзлая и талая.

В мерзлой зоне $W_{MI} \leq W_H + W_{Л} < W_{ПВ}$, $t < t_i$;

в талой зоне $W_{MI} \leq W_{Ж} < W_{ПВ}$, $t > t_{Л}$.

В обеих зонах происходит движение двухфазной влаги: в мерзлой — термоактивной влаги + насыщенного водяного пара; в талой — жидкой фазы + насыщенного водяного пара.

В мерзлой зоне происходят фазовые превращения водяного пара в жидкую фазу влаги и термоактивной влаги в лед

$$0 < \varepsilon < 1 \text{ и } 0 < \varepsilon_1 < 1.$$

При одновременном наличии мерзлой и талой зон в полотне или одежде систему тепловлагообмена можно представить в следующем виде [48]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_M}{\partial T} &= \frac{1}{C_M \delta} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \frac{1}{C_M} (\varepsilon \rho_{II} + \varepsilon_1 \rho_H) \frac{\partial W}{\partial T}; \\ (5.41) \frac{\partial W}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon - \varepsilon_1} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(a_H \frac{\partial W}{\partial z} + a'_H b_H \frac{\partial t_M}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} 0 < z \leq h = f(T) \text{ мерзлая зона}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_T}{\partial T} &= \frac{1}{C\delta} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial t}{\partial z} \right) + \frac{\varepsilon \rho_{II}}{C} \cdot \frac{\partial W}{\partial T} \\ \frac{\partial W}{\partial T} &= \frac{1}{1-\varepsilon} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(a_{ж} \frac{\partial W}{\partial z} + a_{ж} b_{ж} \frac{\partial t_T}{\partial z} \right); \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} h(T) < z \leq \infty \\ \text{талая зона} \end{array} \quad (5.42)$$

При зональном расчете

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_M}{\partial T} &= a_M \frac{\partial^2 t_M}{\partial z^2} + \frac{1}{C_M} (\varepsilon \rho_{II} + \varepsilon_1 \rho_H) \frac{\partial W}{\partial T} \\ \frac{\partial W}{\partial T} &= a'_H \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + a'_H b_H \frac{\partial^2 t_M}{\partial z^2}; \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{мерзлая зона} \end{array} \quad (5.43)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_T}{\partial T} &= a_T \frac{\partial^2 t_T}{\partial z^2} + \frac{\varepsilon \rho_{II}}{C} \cdot \frac{\partial W}{\partial T} \\ \frac{\partial W}{\partial T} &= a'_{ж} \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + a'_{ж} b_{ж} \frac{\partial^2 t_T}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{талая зона} \end{array} \quad (5.44)$$

Приведенные выше дифференциальные уравнения описывают комплексно процесс тепловлагообмена в однородных слоях земляного полотна и дорожной одежды для теплого и холодного периодов года. Полученные уравнения всесторонне описывают водно-тепловой режим полотна и одежд. Они учитывают миграцию влаги в двухфазном состоянии, фазовые превращения конденсационной и кристаллизационной влаги, внутренние источники тепла при фазовых превращениях и комплексное влияние теплового режима на водный, и наоборот.

Аналитическая теория переноса тепла и влаги в слоистых системах изложена в работе [48].

5.7. Влияние влажности грунта на его прочность и процесс уплотнения.

Влажность грунта, как было сказано выше, является важнейшей характеристикой его состояния, а степень плотности при одинаковой плотности частиц грунта будет тем выше, чем меньше объем воздуха (пор) влажность грунта. Поэтому оценкой уплотнения грунта служит степень его плотности, при которой прекращается возможность дальнейших осадок земляного полотна от воздействия повторных нагрузок и уплотнения. Однако в естественных условиях влажность не всегда соответствует полной влагоемкости грунта. Поэтому для характеристики физического состояния грунтов необходимо знать не только естественную влажность, но и степень заполнения пор водой (относительную влажность). Например, при исследовании двух образцов грунта различной влажности были получены следующие данные (табл.5.2)

Таблица 5.2 - Данные лабораторных исследований

Наименование показателей грунтов	Показатели	
	1-ый образец	2-ой образец
Плотность частиц грунта $\rho_{s,2}/\text{см}^3$	2,68	2,68
Плотность грунта $\rho_{0,2}/\text{см}^3$	2,0	1,6
Весовая влажность $W, \%$	18	22

Из табл. 2 видно, что весовая влажность 2-го образца на 4% больше первого. Но это не говорит, что 2-ой образец более водонасыщен, чем первый. Поэтому для установления, какой же образец более насыщен, необходимо определить пористость, плотность и степень влажности (табл 5.3).

Таблица 5.3 - Расчет степени влажности грунта

Наименование показателей грунтов	Формулы	Показатели	
		1-ый образец	2-ой образец
Пористость $n, \%$	$n = \frac{\rho_s(1+W) - \rho}{\rho_s(1+W)} \cdot 100$	36,7	51,0
Плотность сухого грунта $\rho_d, \text{г/см}^3$	$\rho_d = \frac{\rho}{1+W}$	1,69	1,31
Объемная влажность $W_0, \%$	$W_0 = 100W\rho_d$	30,4	28,8
Степень влажности (относительная влажность) доли S_r	$S_r = \frac{W\rho_s(1-n)}{n}$	0,82	0,57

Из проведенных расчетов видно, что в 1-ом образце объемная влажность равна 30,4%, а пористость 36,7%, т.е. на 83% поры заполнены водой и степень влажности (относительная влажность) составляет 0,82, во 2-ом образце – объемная влажность равна 28,8%, т.е. поры грунта заполнены всего лишь на 56,5%, а пористость 2-ого образца составляет 51%, соответственно и степень влажности 0,57. Это значит, что 1-ый образец почти полностью заполнен водой, а 2-ой – немного более половины, хотя естественная влажность 2-ого образца больше 1-ого на 4%. Таким образом, при уплотнении грунтов нужно знать не только естественную влажность грунта, но и относительную влажность.

Как показывают исследования, для получения наиболее плотной структуры грунта необходимо, чтобы влажность грунта была такой, при которой пористость грунта, т.е. объем заземленного воздуха составлял 4-6%. Это связано с образованием гидратных оболочек, которые обеспечивают минимальное набуханием и наибольшую прочность, характеризующую модулем упругости.

Если влажность грунта будет ниже, а объем больше 6%, то получим неустойчивую структуру, которая при увлажнении разбухает и тем больше, чем больше влажность, и при недостаточном уплотнении

может дать осадку, а модуль упругости понижается. При полном заполнении пор грунта водой, т.е. заземленный воздух удален, структура грунта также неустойчива и модуль упругости снижается. Из изложенного выше следует, что максимальную плотность можно получить при какой-то определенной влажности. Эту влажность принято называть оптимальной влажностью, значение которой для различных типов грунтов различна (табл. 5.4).

Таблица 5.4 - Значение оптимальной влажности, плотности сухого грунта и плотности частиц грунта

Грунты	Пределы колебаний		
	Оптимальная влажность, %	Плотность сухого грунта, $г/см^3$	Плотность частиц грунта, $г/см^3$
Песчаный	8-12	1,75-1,95	2,65-2,67
Супесчаный	9-15	1,65-1,85	2,68-2,72
Пылеватый	14-23	1,60-1,82	2,68-2,72
Суглинистый	12-18	1,65-1,85	2,69-2,73
Суглинистый тяжелый	15-22	1,60-1,80	2,69-2,73
Суглинистый пылеватый	17-23	1,58-1,78	2,69-2,73
Глинистый	18-25	1,55-1,75	2,71-2,76

Чем плотнее грунт, тем прочнее структура, при условии, что влажность грунта находится в пределах, указанных в табл. 5.3. Для достижения прочной структуры грунты необходимо затратить большую работу на его уплотнение. При этом имеется определенный минимум работы по уплотнению, ниже которого структура будет неустойчивой. Поэтому в каждой точке земляного полотна грунт должен соответствовать нормативным значениям. степень уплотнения

грунтов в слоях земляного полотна приведена в табл. 5.5. (ТКП 45-3.03-1-2006).

Таблица 5.4 - Степень уплотнения грунта в слоях земляного полотна

Вид земляного полотна	Часть земляного полотна	Глубина расположения слоя от поверхности покрытия, м	Минимальный коэффициент уплотнения грунта при типах дорожной одежды	
			капитально м	облегченно м и переходном
Насыпи	верхняя (рабочий слой)	до 1,5	1,00-0,99	1,00-0,98
	нижняя неподтопляемая	от 1,5 до 6,0 включ.	0,95	0,95
		более 6,0	0,98	0,95
	нижняя подтопляемая	от 1,5 до 6,0 включ. более 6,0	0,95 0,98	0,95 0,95
Выемки и нулевые места	В слое сезонного промерзания	до 1,2	1,00-0,99	1,00-0,98
	Ниже слоя сезонного промерзания	до 1,2	0,95	0,95-0,92
Примечание - большие значения коэффициентов уплотнения грунта следует принимать в случаях применения цементобетонных покрытий и оснований				

5.7. Аналитическая теория переноса тепла и влаги в слоистых системах

Дорожная одежда современных автомобильных дорог представляет собой слоистую систему. В слоях и на границах слоев в течение года непрерывно происходит перемещение тепла и влаги. Для оценки устойчивости дорожных одежд первоочередной интерес представляет изучение процессов тепло- и влагообмена в период имеется талая и мерзлая зоны и можно проезжую часть представить как пятислойную систему (рис.5.9).

В каждом слое многослойной системы происходит тепловлагообмен по определенной схеме и, следовательно, может быть описан одной из расчетных схем водно-теплого режима (§ 5.6). Для периода промерзания теплообмен в слоях системы можно представить следующими схемами [48]:

Для третьего и второго слоев ($W < W_{MT}$, $t > t_{Л}$) – первой расчетной схемой;

для первого и мерзлого слоев $W > W_{MT}$, $t < t_{Л}$ – третьей схемой;

для талого слоя ($W > W_{MT}$, $t > t_{Л}$) – второй схемой.

Полная система дифференциальных уравнений тепловлагообмена в слоистой системе для второго цикла может быть записана следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} C_3 \delta_3 \frac{\partial t_3}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{П3} \frac{\partial t_3}{\partial z} \right) + \rho_{П3} \delta_3 e_3 \frac{P_{Н3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial T} \\ e_3 \delta_3 \frac{P_{Н3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{П3} \frac{P_{Н3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial z} + \lambda_{П3} \frac{b_{П3}}{e_3} \cdot \frac{\partial t_3}{\partial z} \right); \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{3-й слой} \\ 0 < z \leq h_3 \\ (5.45) \end{array}$$

$$e_2 \delta_2 \frac{P_{Н2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{П2} \frac{P_{Н2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial z} + \lambda_{П2} \frac{b_{П2}}{e_2} \cdot \frac{\partial t_2}{\partial z} \right);$$

$$C_2 \delta_2 \frac{\partial t_2}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z} \right) + \rho_{\Pi 2} \delta_2 e_2 \frac{P_{H2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial T} \quad \left. \vphantom{\frac{\partial t_2}{\partial T}} \right\} \begin{array}{l} \text{2-й слой} \\ 0 < z \leq h_2 \end{array}$$

$$\begin{aligned} C_{M1} \delta_1 \frac{\partial t_1}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{M1} \frac{\partial t_1}{\partial z} \right) + (\varepsilon_1 \rho_{\Pi 1} + \varepsilon_{11} \rho_{H1}) \delta_1 \frac{\partial W_1}{\partial T}; \\ \delta_1 \frac{\partial W_1}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon_1 - \varepsilon_{11}} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{H1} \frac{\partial W_{H1}}{\partial z} + \lambda_{H1} b_{H1} \cdot \frac{\partial t_1}{\partial z} \right); \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\frac{\partial t_1}{\partial T}} \right\} \begin{array}{l} \text{1-й слой} \\ 0 < z \leq h_1 \end{array}$$

$$\begin{aligned} C_M \delta_M \frac{\partial t_M}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial t_M}{\partial z} \right) + (\varepsilon_M \rho_{\Pi M} + \varepsilon_{1M} \rho_{HM}) \delta_M \frac{\partial W_M}{\partial T}; \\ e_2 \delta_2 \frac{P_{H2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\Pi 2} \frac{P_{H2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial z} + \lambda_{\Pi 2} \frac{b_{\Pi 2}}{e_2} \cdot \frac{\partial t_2}{\partial z} \right); \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\frac{\partial t_M}{\partial T}} \right\} \begin{array}{l} \text{мерзлый} \\ \text{слой} \\ 0 < z < h(T) \end{array}$$

$$\begin{aligned} C_T \delta_T \frac{\partial t_T}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial t_T}{\partial z} \right) + \varepsilon_T \rho_{\Pi T} \delta_T \frac{\partial W_T}{\partial T}; \\ \delta_T \frac{\partial W_T}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon_T} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{ЖТ} \frac{\partial W_{ЖТ}}{\partial z} + \lambda_{ЖТ} b_{ЖТ} \frac{\partial t_T}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\frac{\partial t_T}{\partial T}} \right\} \begin{array}{l} \text{талый слой} \\ h(T) < z \leq \infty \end{array}$$

Начальные условия:

$$t_3, t_2, t_1, t_M, t_T(z, 0) = f'_\kappa(z); \quad (5.46)$$

$$W_3, W_2, W_1, W_M, W_T(z, 0) = f''_\kappa(z); \quad (5.47)$$

где κ – обозначает порядковый номер слоя, входящего в многослойную конструкцию.

Граничные условия для дорожного покрытия в процессах тепло- и влагоотдачи можно записать следующим образом:

$$\lambda_3 \left(\frac{\partial t_3}{\partial z} \right)_{z=0} + \alpha (t_{\text{пов}} - t) + \rho_{\text{п}} \alpha_1 \frac{P_{\text{н пов}}}{b_{\text{пов}}} (W_{\text{пов}} - W_{\text{в}}) = 0; \quad (5.48)$$

$$\lambda_{\text{пз}} \frac{P_{\text{нз}}}{b_3} \left(\frac{\partial W_3}{\partial z} \right) + \lambda_{\text{пз}} b_{\text{пз}} \frac{\partial t_3}{\partial z} + \alpha_1 \frac{P_{\text{н пов}}}{b_{\text{пов}}} (W_{\text{пов}} - W_{\text{в}}) = 0, \quad (5.49)$$

где α — коэффициент теплоотдачи дорожным покрытием вследствие излучения и конвекции, $\alpha = \alpha_{\text{н}} + \alpha_{\text{к}}$, $\text{ккал}/\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$.;
 α_1 — коэффициент влагоотдачи дорожным покрытием, $\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot \text{мм}$.;
 $t_{\text{в}}$, $W_{\text{в}}$ — температура и относительная влажность приземного воздуха.

В уравнениях (5.48-5.49) индекс «пов» обозначает поверхность дорожного покрытия. В уравнении 5.49 $b_{\text{пов}}=1$.

В талой зоне земляного полотна:

$$\left. \frac{\partial t_{\text{T}}}{\partial z} \right|_{z=\infty} = 0; \quad (5.50)$$

$$\left. \frac{\partial W_{\text{T}}}{\partial z} \right|_{z=\infty} = 0. \quad (5.51)$$

На границе слоев соблюдается равенство температур

$$t_3 = t_2; \quad t_2 = t_1; \quad t_1 = t_{\text{м}}; \quad t_{\text{м}} = t_{\text{T}}. \quad (5.52)$$

К явлениям, происходящим на границах слоев, применим закон сохранения энергии.

Для стыка 1:

$$\lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z} = \lambda_3 \frac{\partial t_3}{\partial z}; \quad (5.53)$$

$$\begin{aligned} & \lambda_{\Pi 2} \frac{P_{H2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial z} + \lambda_{\Pi 2} \frac{b_{H2}}{e_2} \cdot \frac{\partial t_2}{\partial z} = \\ & = \lambda_{\Pi 3} \frac{P_{H3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial z} + \lambda_{\Pi 3} \frac{b_{H3}}{e_3} \cdot \frac{\partial t_3}{\partial z}. \end{aligned} \quad (5.54)$$

Для стыка 2:

$$\lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial z} = \lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z}; \quad (5.55)$$

$$\begin{aligned} & \lambda_{H1} \frac{\partial W_{H1}}{\partial z} + \lambda_{H1} b_{H1} \frac{\partial t_1}{\partial z} = \\ & = \lambda_{\Pi 2} \frac{P_{H2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial z} + \lambda_{\Pi 2} \frac{b_{H2}}{e_2} \cdot \frac{\partial t_2}{\partial z} \end{aligned} \quad (5.56)$$

Для стыка 3:

$$\lambda_M \frac{\partial t_M}{\partial z} = \lambda_{M1} \frac{\partial t_1}{\partial z}; \quad (5.57)$$

$$\begin{aligned} & \frac{1}{1 - \varepsilon_1 - \varepsilon_{1M}} \left(\lambda_{HM} \frac{\partial W_{HM}}{\partial z} + \lambda_{HM} b_{HM} \frac{\partial t_M}{\partial z} \right) = \\ & = \frac{1}{1 - \varepsilon_1 - \varepsilon_{11}} \left(\lambda_{H1} \frac{\partial W_{H1}}{\partial z} + \lambda_{H1} b_{H1} \cdot \frac{\partial t_1}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad (5.58)$$

Для стыка 4:

$$\lambda_M \frac{\partial t_M}{\partial z} - \lambda_{M1} \frac{\partial t_1}{\partial z} = \rho_{HM} \delta_M \Delta W_{JI} \frac{\partial h}{\partial T}, \quad (5.59)$$

$$\begin{aligned} & - \frac{1}{1 - \varepsilon_M - \varepsilon_{1M}} \left(\lambda_{HM} \frac{\partial W_{HM}}{\partial z} + \lambda_{HM} b_{HM} \frac{\partial t_M}{\partial z} \right) - \\ & - \frac{1}{1 - \varepsilon_1} \left(\lambda_{JT} \frac{\partial W_{JT}}{\partial z} + \lambda_{JT} b_{JT} \frac{\partial t_T}{\partial z} \right) = \delta_M \Delta W_{JI} \frac{\partial h}{\partial T}, \end{aligned} \quad (5.60)$$

где $\Delta W_{л}$ - количество влаги, которое превращается в лед на границе $z = h(T)$.

Выражение в первой скобке уравнения (5.60) представляет собой поток термоактивной влаги в мерзлую зону грунта полотна, выражение во второй скобке – поток жидкой фазы влаги к границе льдообразования.

Количество влаги, переходящее в лед на границе льдообразования, можно записать следующим образом:

$$\Delta W_{л} = W_{жТ}(h) + \Delta W_{жТ} - W_{л}(t),$$

Полная система дифференциальных уравнений тепловлагообмена в слоистой системе для периода оттаивания может быть записана следующим образом (рис. 5.10) [48]:

$$\left. \begin{aligned} C_3 \delta_3 \frac{\partial t_3}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{п3} \frac{\partial t_3}{\partial z} \right) \rho_{п3} \delta_3 e_3 \frac{P_{н3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial T} \\ e \delta_3 \frac{P_{н3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{п3} \frac{P_{н3}}{b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial z} + \lambda_{п3} \frac{b_{п3}}{e_3} \cdot \frac{\partial t_3}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{3-й слой } 0 < z \leq h_3 \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} C_2 \delta_2 \frac{\partial t_2}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_2 \frac{\partial t_2}{\partial z} \right) + \rho_{п2} \delta_2 e_2 \frac{P_{н2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial T} \\ e \delta_2 \frac{P_{н2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{п2} \frac{P_{н2}}{b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial z} + \lambda_{п2} \frac{b_{п2}}{e_2} \cdot \frac{\partial t_2}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{2-й слой } 0 < z \leq h_2 \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} C_1 \delta_1 \frac{\partial t_1}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial z} \right) + \varepsilon_1 \rho_{п1} \delta_1 \frac{\partial W_1}{\partial T} \\ \delta_1 \frac{\partial W_1}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon_1} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{ж1} \frac{\partial W_{ж1}}{\partial z} + \lambda_{ж1} b_{ж1} \cdot \frac{\partial t_1}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{1-й слой} \\ 0 < z \leq h_1 \end{array} \quad (5.61)$$

$$\left. \begin{aligned} C_T \delta_T \frac{\partial t_T}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial t_T}{\partial z} \right) + \varepsilon_T \rho_{\text{ПТ}} \delta_T \frac{\partial W_T}{\partial T} \\ \delta_T \frac{\partial W_T}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon_T} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\text{ЖТ}} \frac{\partial W_{\text{ЖТ}}}{\partial z} + \lambda_{\text{ЖТ}} b_{\text{ЖТ}} \frac{\partial t_T}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{оттаивший слой} \\ 0 < z \leq h(T) \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} C_M \delta_M \frac{\partial t_M}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_M \frac{\partial t_M}{\partial z} \right) + (\varepsilon_M \rho_{\text{ПМ}} + \varepsilon_{\text{ИМ}} \rho_{\text{НМ}}) \delta_M \frac{\partial W_M}{\partial T} \\ \delta_M \frac{\partial W_M}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon_1 - \varepsilon_{\text{ИМ}}} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\text{НМ}} \frac{\partial W_{\text{НМ}}}{\partial z} + \lambda_{\text{НМ}} b_{\text{НМ}} \frac{\partial t_M}{\partial z} \right); \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{Мерзлый слой} \\ h(T) < z < h_M(T) \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} C_T \delta_T \frac{\partial t_T}{\partial T} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_T \frac{\partial t_T}{\partial z} \right) + \varepsilon_T \rho_{\text{ПТ}} \delta_T \frac{\partial W_T}{\partial T} \\ \delta_T \frac{\partial W_T}{\partial T} &= \frac{1}{1 - \varepsilon_T} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\text{ЖТ}} \frac{\partial W_{\text{ЖТ}}}{\partial z} + \lambda_{\text{ЖТ}} b_{\text{ЖТ}} \frac{\partial t_T}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{талый слой} \\ h_T(T) < z \leq \infty \end{array}$$

Полная система дифференциальных уравнений теплообмена для периода, когда отсутствуют мерзлые слои, может быть представлена (см. уравнения 5.61) уравнениями для 3, 2, 1 –го и талого слоев.

Краевые условия для (5.61), в также для систем уравнений первого и четвертого циклов можно записать аналогично уравнениям (5.46 – 5.60).

Если принять теплообмен независимым от координат для данного слоя, то система дифференциальных уравнений примет следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_3}{\partial T} &= a_3 \frac{\partial^2 t_3}{\partial z^2} + \frac{\rho_{\text{П3}} e_3 P_{\text{Н3}}}{C_3 b_3} \cdot \frac{\partial W_3}{\partial T} \\ \frac{\partial W_3}{\partial T} &= a_{\text{П3}} \frac{\partial^2 W_3}{\partial z^2} + \frac{a_{\text{П3}} b_{\text{П3}} b_3}{e_3 P_{\text{Н3}}} \cdot \frac{\partial^2 t_3}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{3-й слой} \\ 0 < z \leq h_3 \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_2}{\partial T} &= a_2 \frac{\partial^2 t_2}{\partial z^2} + \frac{\rho_{\Pi 2} e_2 P_{H2}}{C_2 b_2} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial T} \\ \frac{\partial W_2}{\partial T} &= a_{\Pi 2} \frac{\partial^2 W_2}{\partial z^2} + \frac{a_{\Pi 2} b_{\Pi 2} b_2}{e_2 P_{H2}} \cdot \frac{\partial^2 t_2}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{2-й слой} \\ 0 < z \leq h_2 \end{array}$$

$$\frac{\partial t_1}{\partial T} = a_1 \frac{\partial^2 t_1}{\partial z^2} + \frac{1}{C_1} (\varepsilon_1 \rho_{\Pi 1} + \varepsilon_{11} \rho_{H1}) \frac{\partial W_1}{\partial T}$$

$$\frac{\partial W_1}{\partial T} = a_{H1} \frac{\partial^2 W_1}{\partial z^2} + a'_{H1} b_{H1} \frac{\partial^2 t_1}{\partial z^2} \quad \begin{array}{l} \text{1-й слой (5.62)} \\ 0 < z \leq h_1 \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_M}{\partial T} &= a_M \frac{\partial^2 t_M}{\partial z^2} + \frac{1}{C_M} (\varepsilon_M \rho_{\Pi M} + \varepsilon_{1M} \rho_{HM}) \frac{\partial W_M}{\partial T} \\ \frac{\partial W_M}{\partial T} &= a'_{HM} \frac{\partial^2 W_M}{\partial z^2} + a'_{HM} b_{HM} \cdot \frac{\partial^2 t_M}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{мерзлый слой} \\ 0 < z \leq h(T) \end{array}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_T}{\partial T} &= a_T \frac{\partial^2 t_T}{\partial z^2} + \frac{\rho_{\Pi T} e_T}{C_T} \cdot \frac{\partial W_T}{\partial T} \\ \frac{\partial W_T}{\partial T} &= a'_{JT} \frac{\partial^2 W_T}{\partial z^2} + a_{JT} b_{JT} \frac{\partial^2 t_T}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{талый слой} \\ (T) < z \leq \infty \end{array}$$

Приведенные системы дифференциальных уравнений с краевыми условия универсальные. Они комплексно описывают неустановившиеся процессы перемещения тепла и влаги в однородных слоях или слоистых системах с учетом фазовых превращений в различные периоды года. Эти уравнения позволяют принципиально по новому исследовать водно-тепловой режим земляного полотна с

учетом миграции двухфазной влаги, ее фазовых превращений и взаимного влияния водного режима на тепловой, и наоборот.

Для решения этих уравнений в принципе могут быть использованы различные методы: аналитический, численный с использованием ЭВМ или аналогий, метод моделирования. Наибольший интерес представляют аналитические методы, позволяющие анализировать влияние различных факторов на процессы влагонакопления и пучение, хотя эти методы решения пока являются наиболее сложными.

Методика определения коэффициентов переноса влаги и тепла, входящих в указанные уравнения, изложена в работе [48] §53 и §54. В связи со сложностью решений указанных уравнений большое значение приобретают приближенные методы расчета водно-тепловых процессов, излагаемые в работе [48].

Глава 6. Факторы и методы оценки процессов, происходящих в грунтах различных температурных условиях.

6.1. Глубина промерзания грунта. Общие положения.

Промерзание грунтов — это переход грунта из одного состояния в другое с резким изменением его физико-механических свойств. Это сложный процесс, протекающий по-разному для различных видов грунтов. Все грунты по особенностям их промерзания в природных условиях подразделяются на три основные группы [44,125].

I— суглинки и глины;

II— супеси, мелкие и пылеватые пески;

III— средние пески, крупнозернистые и крупнообломочные грунты.

Глубина и характер промерзания грунтов зависят от температуры воздуха, высоты снежного покрова, растительности, типа грунта, степени увлажнения его и ряда других метеорологических факторов.

По данным наблюдений [44] глубина проникновения нулевой изотермы при одинаковой сумме отрицательных среднесуточных температур воздуха (635 градусо-дней) для различных типов грунтов разная: для суглинков —135 см; мелких и пылеватых песков— 139 см; крупнообломочных грунтов — 177 см. Неодинаковы также глубина

проникновения отрицательной температуры в грунт и температура замерзания грунтов. Крупнообломочные грунты замерзают при температуре, близкой к $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, с образованием заметной границы между талым и мерзлым грунтами. При промерзании мелкодисперсных грунтов образуется зона промерзания (слой, в котором происходят фазовые превращения воды), разделяющая полностью промерзший и талый грунты.

Температура замерзания мелкодисперсных грунтов более низкая, чем у крупнообломочных грунтов. Это связано с тем, что мелкозернистые грунты имеют мелкие поры и повышенное количество связанной воды, которая замерзает при значительно низшей температуре, чем свободная вода.

Грунтовая вода обычно является связанной, плотность ее более единицы, содержит, как правило, растворимые соли, взвешенные частицы, испытывает большое, давление со стороны заземленного воздуха, имеет меньшую степень подвижности, чем вода, находящаяся в свободном состоянии. Совокупность указанных свойств как раз и понижает температуру замерзания грунтовой влаги, а вместе с ней и самого грунта. Установлено, что все грунты замерзают при температуре ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Существенное влияние на это оказывают вид грунта, его влажность и продолжительность действия отрицательной температуры.

Например, глинистый грунт с влажностью 30 % замерзает при температуре от минус $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до минус $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а песок с 10 %-ной влажностью — при температуре минус $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это говорит о том, что глубина промерзания грунтов зависит не только от вида грунта, но и от его влажности. Чем выше теплопроводность грунта, тем больше глубина его промерзания. Влажность грунта в начальный момент способствует промерзанию, так как увеличивает теплопроводность, а в дальнейшем процесс замедляется. Это связано с тем, что при замерзании воды выделяется теплота льдообразования, поэтому скорость и глубина промерзания более влажного грунта будут меньше, чем грунта с меньшей влажностью.

6.2 Способы определения глубины промерзания грунтов

6.2.1 Аналитический способ определения глубины промерзания грунтов

Глубина и характер промерзания грунта зависит от продолжительности действия отрицательной температуры воздуха, толщины снежного покрова, растительности, типа грунта и степени его увлажнения и ряда других метеорологических и тепло-физических факторов. Вопросами определения глубины промерзания грунтов и теплофизическими процессами, происходящими при этом, занимались многие ученые и исследователи. Предложено немало формул, по которым можно определить глубину промерзания грунта.

Одной из первых теоретических формул для определения глубины промерзания грунта является формула И. Стефана:

$$z = \sqrt{\frac{2\lambda T n}{\rho \omega}}, \quad (6.1)$$

где z - глубина промерзания, м ;

λ - коэффициент теплопроводности грунта в мерзлом состоянии в ккал/м.час.град.;

T - средняя отрицательная температура за период промерзания, °С

n - длительность процесса промерзания, час.;

ρ - скрытая теплота льдообразования, принимаемая равной 80 ккал на 1 кг замерзающей воды;

ω - количество замерзающей воды в 1 м³ грунта в кг.

В данной формуле величины T и n считаются известными, так как они могут быть определены по данным метеостанций. Величины же λ и ω колеблются в больших пределах не только из года в год, но и в течение года для одного и того же грунта, в одном и том же пункте, главным образом, за счет миграции влаги в процессе промерзания. Это осложняет возможность правильного их определения. Формула И. Стефана не учитывает приток тепла с нижних талых слоев, а также теплоемкость скелета грунта, что при малых влажностях приводит к значительным погрешностям. Все это делает формулу И. Стефана неприемлемой для прогнозов глубины промерзания в природных условиях.

Дальнейшее развитие метода определения глубины промерзания грунтов принадлежит проф. В. С. Лукьянову [117]. Определение глубины промерзания за некоторый период t В. С. Лукьянов предлагает производить из следующей формулы:

$$t = \left(Q + \frac{cT^2}{2} \right) \left(\frac{\lambda T}{q} \ln \frac{\lambda T - qS}{\lambda T - q(z+S)} - \frac{z}{q} \right), \quad (6.2)$$

где t - время промерзания грунта;

Q - количество скрытой теплоты плавления льда в 1 м^3 грунта, ккал/ м^3 ;

c - объемная теплоемкость мерзлого грунта, ккал/ $\text{м}^3 \text{град}$;

T - разность температуры наружного воздуха и температуры замерзания грунта, средняя за расчетный период, $^{\circ}\text{C}$;

λ - коэффициент теплопроводности мерзлого грунта, ккал/ м.град.час ;

q - тепловой поток из талого грунта к границе промерзания, ккал/ $\text{м}^2 \text{час}$;

S - толщина слоя грунта эквивалентного по термическому сопротивлению, сопротивлению теплоотдаче с поверхности и тепловой изоляции (например, снега), м;

z - глубина промерзания грунта, м.

Формула В. С. Лукьянова является дальнейшим развитием формулы И. Стефана. Она, помимо притока тепла снизу, учитывает еще и теплоемкость скелета грунта, что не учитывает формула И. Стефана. Однако формула В. С. Лукьянова для практического пользования довольно сложная, а входящие в нее коэффициенты колеблются в широких пределах.

Так для определения количества скрытой теплоты плавления льда Q необходимо знать не всю воду, содержащуюся в грунте, а лишь ее "термоактивную" часть, способную фактически переходить в лед при той или иной температуре. Это количество термоактивной воды пока не может быть нормировано, поэтому устанавливать его в каждом конкретном случае приходится приближенно. Необходимо считаться и с тем, что количественные значения λ и q являются трудно определяемыми и колеблются в больших пределах. Поэтому результаты, получаемые по формуле В. С. Лукьянова не представляются достаточно достоверными и могут содержать ошибки, не поддающиеся оценке.

А. Г. Колесников и Г. А. Мартынов [118] применяя уравнение распределения температуры для зон фазовых превращений и уменьшая затем ширину этой зоны в пределе, получают следующее условие увеличения глубины промерзания:

$$\lambda_M \frac{\partial \theta_M(xT)}{\partial x} - \lambda_T \frac{\partial \theta_T(xT)}{\partial x} = Q_0 \frac{dz}{dT}, \quad (6.3)$$

где λ_M, λ_T - соответственно коэффициент теплопроводности мерзлого и талого грунта;

Θ_M, Θ_T - соответственно температура мерзлой и талой зоны;

Θ_0 - количество скрытой теплоты плавления льда в грунте;

Z - глубина промерзания;

T - время промерзания грунта.

Но ввиду громоздкости и сложности "точных" решений были предложены приближенные методы расчета промерзания, к которым относятся методы Л. С. Лейбензона, Ф. Н. Шехтер и Г. Х. Цейтина [119] Ламе и Клайперона, и др.

Так Ламе и Клайпероном получено приближенное уравнение глубины промерзания грунтов.

$$z = \beta \sqrt{T}, \quad (6.4)$$

И следующее уравнение распределения температур:

$$\theta(x, T) = A \int_0^{\frac{x}{T}} e^{-\frac{u^2}{4\lambda K_0}} du, \quad (6.5)$$

Где A - постоянная величина;

β - коэффициент пропорциональности определяется из граничных условий.

Л. С. Лейбензон при решении задачи о продвижении границы раздела фаз применил метод замены искомых величин. Суть метода заключается в том, что распределение температур в мерзлой и талой зонах $\theta_M(x, T)$ и $\theta_T(x, T)$ формуле А. Г. Колесникова и Г. А. Мартынова [118] он заменил произвольной функцией,

удовлетворяющей начальным и граничным условиям и определил глубину промерзания путем последовательных приближений.

Проф. Н. А. Пузаков расчет глубины промерзания выполнил при отсутствии притока тепла снизу и в результате получил формулу для определения глубины промерзания [69,94]:

$$z = \sqrt{\frac{2\lambda_M(\theta_0 - \theta_n)T}{Q_0}}, \quad (6.6)$$

Где λ_M - коэффициент теплопроводности мерзлого грунта;

θ_0 - изотерма с температурой $+5^\circ\text{C}$;

θ_n - средняя за зимний период температура воздуха у поверхности земли;

Q_0 - количество скрытой теплоты плавления льда в грунте.

Сам автор указывает, что полученное уравнение является приближенное. Глубина промерзания по данному уравнению получается несколько большей, чем действительная, так как не учитывается приток тепла снизу.

Метод определения глубины промерзания дорожной конструкции, разработанный профессором В. М. Сиденко [61,62] по нашему мнению является наиболее точным, так как он дорожную конструкцию принимает многослойную. Каждый слой характеризуется определенными тепловлажностными показателями.

Глубина промерзания грунта оценивается движением изотермы льдовыделения с учётом притока тепла снизу. В результате получено уравнение для определения глубины промерзания грунта:

$$z = \sqrt{\frac{\lambda T \left[t_n - t_g + (t_g - t_c) \frac{R_o + R_n}{R} \right]}{\rho W \delta}}, \quad (6.7)$$

где λ - коэффициент теплопроводности грунта;

T - время промерзания;

t_n - температура льдообразования;

t_c - средняя температура воздуха за T часов от начала промерзания;

t_r - температура грунта;

R_n - сопротивление теплопереходу дорожного покрытия;

R_o - тепловое сопротивление одежды;

R - общее тепловое сопротивление дорожной конструкции;

ρ - скрытая теплота льдообразования;

W - влажность грунта;

δ - плотность грунта.

Все теоретические формулы исходят из предпосылок, учитывающих влияние лишь основных, весьма изменчивых по своему количественному значению, отдельно взятых факторов подчас несвязанных между собой и это приводит к искажению действительной картины процесса промерзания грунтов.

Поэтому все рассмотренные теоретические формулы не могут служить для достаточно достоверного определения глубины промерзания грунтов. В связи с этим многими исследователями был предложен ряд эмпирических формул, разработанных на основе данных по глубине промерзания, полученных в результате наблюдения в естественных условиях.

К таким формулам относятся следующие:

А. Н. Будникова:

$$z = 2\lambda\sqrt{\sum\theta_c}, \quad (6.8)$$

Н. В. Стоценко:

$$z = K\sqrt{\sum\theta_c - 2S}, \quad (6.9)$$

П. И. Колоскова:

$$z = K\frac{\sqrt{\sum T_M}}{\sqrt{T_2 W_y}}, \quad (6.10)$$

В. Ф. Утенкова:

$$z = 60(4p - p^2), \quad (6.11)$$

Г. И. Лапкина

$$z = 4,9\left(\sum\theta_c\right), \quad (6.12)$$

Н. А. Пузакова:

$$z = \sqrt{2\alpha_0 T}, \quad (6.13)$$

В данных формулах приняты следующие обозначения:

Z - глубина промерзания, см;

λ - теплопроводность грунта, ккал/м.час.град.;

$\Sigma\theta_c$ - сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха за зиму;

K - эмпирический коэффициент;

S - средняя мощность снегового покрова;

ΣT_M - сумма среднемесячных отрицательных температур воздуха;

T_2 - среднегодовая температура воздуха;

W_y - климатический показатель увлажненности, равный отношению годовой суммы осадков к сумме среднемесячных дефицитов влажности;

$P = \frac{\sum \theta_c}{1000}$ - сумма отрицательных среднемесячных температур

воздуха, выраженная в тысячных градуса.

Формула А. Н. Будникова [120] дана для оголенных от снега я растительного покрова площадок. Глубина промерзания приравнена к глубине проникания температуры 0°C . Эта формула выведена на основе всего лишь данных четырех глубин сезонного промерзания, полученных в результате наблюдения за промерзанием глинистых и песчаных грунтов в течение одной зимы в различных районах СНГ. В формулу А. Н. Будникова входит коэффициент теплопроводности, который, как известно, изменяется в больших пределах в связи с изменением влажности грунта. Поэтому при определении глубины промерзания могут быть ошибки, величина которых не поддается учету. Формула А. Н. Будникова так же не учитывает вид грунта.

Формула Н. В. Стоценко [121] учитывает снеговой покров, т. е. уменьшение глубины промерзания при наличии снегового покрова с коэффициентом 2. Коэффициент влияния снега, принятый Н. В. Стоценко равным 2 не остается постоянным, а колеблется от 1 до 7. Поэтому коэффициент 2 принят не оправданно, что признает и сам автор. Коэффициент "К", входящий в формулу, так же мало обоснован, поэтому и формула в целом не может считаться достаточно

обоснованной, чтобы по ней можно было определять глубину промерзания грунтов для любого района.

В формуле П. И. Колоскова [122] помимо суммы среднемесячных температур, учитывается еще среднегодовая температура воздуха и климатический показатель увлаженности. Степень влияния этих факторов на глубину промерзания установлена им не из наблюдений или исследований, а выведена на основе ориентировочных соображений. Значение эмпирического коэффициента "K" выведено для нехарактерных грунтов, и поэтому нельзя считать его обоснованным. О несоответствии величины коэффициента "K" свидетельствует и карта глубины промерзания, составленная П. И. Колосковым. По данной карте глубина промерзания завышена, примерно в 1,5 раза по сравнению с действительными. Данная формула так же не учитывает типа грунта. В связи с этим данную формулу нельзя рекомендовать для определения сезонной глубины промерзания грунтов.

Формула В. Ф. Утенкова [123] дана для оголенных площадок, сложенных глиной и суглинком. По данной формуле наибольшая глубина промерзания получается при $\Sigma\theta_c=2000^\circ\text{C}$. С дальнейшим увеличением $\Sigma\theta_c$ глубина промерзания уменьшается, что противоречит действительности.

Наиболее простая формула Г. И. Лапкина [116] однако, она учитывает только сумму среднесуточных отрицательных температур. Данная формула, как указывает сам автор, не распространяется на районы, где имеются грунтовые воды в зоне промерзания.

Формула проф. Н. Я. Пузакова [94] довольно проста, но для определения глубины промерзания необходимо иметь многолетние наблюдения.

Для расчета глубины промерзания грунтов в Инженерном корпусе США применяется модифицированная Шитнером и Зобристом формула Бергерена. По этой формуле глубина промерзания грунтов равна:

$$z = 416\beta\sqrt{\frac{\lambda\alpha(Fl)}{L}}, \quad (6.14)$$

Где Z - глубина промерзания, см;

β - коэффициент, учитывающий климатические условия (среднюю годовую температуру и среднюю температуру морозного периода), а так же объемную теплоемкость и скрытую теплоту оттаивания грунта;

λ - коэффициент теплопроводности грунта, кал/см,сек.гр;

α - коэффициент поверхностной теплопередачи;

F_1 - индекс промерзания в градусо-сутках;

L - скрытая теплота оттаивания грунта, кал/см³;

Практическое применение данной формулы требует большое число данных натуральных наблюдений в различных климатических и географических условиях.

Некоторого внимания заслуживают работы Н. С. Темниковой, Р. М. Меджитова, А. П. Отто и А. М. Фоминой [124] посвященные вопросам определения глубины промерзания грунтов. В работе А. П. Отто и А. М. Фоминой приведены карты изолиний глубин промерзания грунта заданной обеспеченности для условий Латвийской Республики. Глубина промерзания грунта для построения этих карт определялась только в зависимости от суммы отрицательных температур, не учитывая всех остальных факторов.

Н. С. Темникова в своей работе показала влияние снежного покрова на глубину промерзания. По ее данным к концу зимы грунт на оголенном участке промерзает в 3 - 4 раза глубже, чем на участке, покрытом снежным покровом.

В своей работе Р. М. Меджитов установил корреляционную связь между глубиной промерзания и температурой воздуха за зиму, атмосферными осадками и снежным покровом.

Таким образом, анализируя приведенные выше способы определения глубины промерзания грунта, можно сделать заключение, что на глубину промерзания грунтов влияет многообразие факторов. Наиболее существенными из них являются: температура воздуха (интенсивность морозов), вид грунта, его физико-механические и теплофизические свойства, в частности влажность, высота снежного покрова, растительность, уровень грунтовых вод, интенсивность ветра, миграция влаги и др. Данные факторы не только трудно определяемые, но некоторые из них даже не поддаются учету.

В связи с этим нами предлагается статистический метод определения глубины промерзания грунтов.

6.2.2 Статистический метод определения глубины промерзания грунтов. Обоснование выбора метода.

Из анализа работ по определению глубины промерзания грунтов следует, что она в основном зависит от климатических, гидрологических, грунтовых и других природных условий, которые сами изменяются в широких пределах, поэтому и глубина промерзания не остается постоянной, а изменяется из года в год. Эти колебания (изменения) в значительной мере являются случайными, т.е. зависящими от большого числа переменных факторов. Учесть их в явном виде в настоящее время нет возможности.

Кроме того, неизвестны возможные колебания в будущем самих метеорологических факторов.

Определение глубины промерзания грунтов предлагается производить на основе теории вероятностей. Применение теории вероятности к определению глубины промерзания грунтов основано на известной центральной предельной теореме теории вероятностей, которая гласит, что если случайная величина x представляет собой сумму (или линейную функцию) большого числа независимых одна от другой величин $x = x_1 + x_2 + \dots + x_n$ то, независимо от законов распределения отдельных частных слагаемых, распределение суммарной величины x стремится (при $n \rightarrow \infty$) к нормальному закону (или близкому к нему). Более того, академики А. А. Марков [128], а затем С. Н. Бернштейн [127] показали, что условие полной независимости слагаемых для сходимости к закону Гаусса не является обязательным и что предельная теорема теории вероятностей выполняется и для частично зависимых слагаемых.

Таким образом, центральная предельная теорема теории вероятностей применима для изучения суммарного действия многих факторов в многофакторных явлениях.

Определение глубины промерзания связано с многофакторными явлениями и процессами зависит от: суммы отрицательных температур воздуха, продолжительности и интенсивности действия отрицательной температуры, влажности и типа грунта, мощности снегового покрова, растительности, рельефа местности и других факторов. С другой стороны, каждый из этих факторов в свою очередь обусловлен рядом

действующих факторов, например: радиационным балансом, теплообменом с воздухом, циркулирующей воздушных масс и т.д.

Следовательно, глубину промерзания можно рассматривать, как случайную величину, обусловленную изменением большого числа действующих факторов, а их совместное действие и получаемые закономерности могут изучаться вероятностными методами, т.е. методом математической статистики по кривым обеспеченности (распределения).

Уравнение кривой нормального распределения имеет следующий вид:

$$y = \frac{\sum \bar{y}}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}, \quad (6.15)$$

где $\sum \bar{y}$ - сумма частот;

σ - среднее квадратическое отклонение;

Δx^2 - квадрат разности измеренной от средней арифметической величины;

e - основание натуральных логарифмов.

Для количественной оценки степени отклонения фактической кривой распределения глубины промерзания грунта от соответствующей ей кривой нормального распределения служат показатели асимметрии и эксцесса, вычисляемые по формулам:

$$A = \frac{\sum x^3}{n\sigma^3}, \quad (6.16)$$

$$E = \frac{\sum x^4}{n\sigma^4} - 3, \quad (6.17)$$

где A - показатель асимметрии;

E - показатель эксцесса;

$\sum x^3$ $\sum x^4$ - соответственно сумма третьих и четвертых степеней отклонений отдельных измеренных величин от среднего арифметического;

n - число измерений;

σ - среднее квадратическое отклонение.

Ошибка показателя асимметрии вычисляется по формуле:

$$m_A = \pm \sqrt{\frac{\sigma}{n}}, \quad (6.18)$$

а ошибка показателя эксцесса по формуле:

$$m_E = \pm \sqrt{\frac{24}{n}}, \quad (6.19)$$

Если отношение $\frac{A}{m_A}$ и $\frac{E}{m_E}$ меньше трех, то изучаемое явление подчиняется закону нормального распределения.

Расчет показателей асимметрии и эксцесса рассмотрим на примере станции Василевичи (табл.6.1)

Таблица 6.1 Расчет показателей асимметрии и эксцесса по ст.Василевичи

№ п/п	Годы наблюдений	Глубина промерзания, z,см	Отклонение отдельных измеренных величин от среднего арифметического $x = z_{cp} - z_i$	x^2	x^3	x^4
1	1956-1957	139	-66	4356	-287496	18974736
2	1954-1955	118	-45	2025	-91125	4100625
3	1963-1964	97	-24	576	-13824	331776
4	1951-1952	91	-18	324	-5832	104976
5	1946-1947	90	-17	289	-4913	83521
6	1952-1953	90	-17	289	-4913	83521
7	1964-1965	88	-15	225	-3375	50625
8	1947-1948	75	-2	4	-8	16
9	1949-1950	72	1	1	1	1
10	1950-1951	65	8	64	512	4096
11	1961-1962	65	8	64	512	4096
12	1959-1960	62	11	121	1331	14641
13	1948-1949	58	15	225	3375	50625
14	1958-1959	57	16	256	4096	65536
15	1953-1954	50	23	529	12167	279841
16	1960-1961	48	25	625	15625	390625

17	1957-1958	43	30	900	27000	810000
18	1962-1963	43	30	900	27000	810000
19	1955-1956	29	44	1936	85184	3748096
Сумма		1380		13709	-234683	29907353

Средняя глубина промерзания

$$z_{cp} = \frac{1380}{19} \cong 73 \text{ см}$$

Средне квадратичное отклонение

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum x^2}{n-1}} = \pm \sqrt{\frac{13709}{18}} = \pm 27,5$$

Показатель асимметрии

$$A = \frac{-234683}{19 \cdot (\pm 27,5)^3} = \pm 0,6$$

Показатель эксцесса

$$E = \frac{29907353}{19 \cdot (\pm 27,5)^4} - 3 = -0,25$$

Соответственно ошибки показателя асимметрии и эксцесса

$$m_A = \pm \sqrt{\frac{27,5}{19}} = \pm 1,20$$

$$m_E = \pm \sqrt{\frac{24}{19}} = \pm 1,12$$

Отношение показателя асимметрии к его ошибке

$$\frac{A}{m_A} = \frac{0,6}{1,2} = 0,5 < 3$$

Тоже показателя эксцесса к его ошибке

$$\frac{E}{m_E} = \frac{0,25}{1,12} = 0,22 < 3$$

Результаты расчета показателей асимметрии и эксцесса, а так же отношений к их ошибкам для некоторых пунктов наблюдений приведены в табл.6.2.

Таблица 6.2 Сводная таблица вычисленных значений показателей асимметрии, эксцесса и отношений к их ошибкам по метеостанциям

№ п/п	Название станций	Показатель асимметрии $\pm A$	Показатель эксцесса - E	Ошибки показателей		$\frac{A}{m_A}$	$\frac{E}{m_E}$
				Асимметрии $\pm m_A$	Эксцесса $\pm m_E$		
1	Борисов	1,155	1,300	1,87	1,45	0,83	0,90
2	Брест	1,020	2,075	1,12	1,34	0,91	1,55
3	Василевичи	0,600	0,250	1,20	1,12	0,50	0,22
4	Вилейка	0,449	1,860	1,24	1,15	0,36	0,62
5	Витебск	0,703	1,020	1,10	1,19	0,64	0,86
6	Волковыск	0,696	0,800	1,32	1,23	0,53	0,65
7	Ганцевичи	0,890	0,25	1,33	2,08	0,67	0,12
8	Гродно	0,283	1,40	1,41	1,13	0,20	1,24
9	Горки	0,653	0,520	1,23	1,15	0,53	0,45
10	Ивацевичи	0,218	1,388	1,28	1,23	0,17	1,13
11	Лепель	0,217	1,110	1,81	1,17	0,12	0,95
12	М-Горка	0,228	1,116	1,34	1,23	0,17	0,91
13	Минск	0,622	1,448	1,17	1,35	0,53	1,07
14	Орша	0,745	0,470	0,68	1,24	0,63	0,38
15	Слуцк	0,120	1,110	1,09	1,17	0,11	0,95
16	Шарковщина	0,136	0,574	0,44	1,12	0,31	0,51

Из расчета и табл. 6.2 видно, что отношения $\frac{A}{m_A}$ и $\frac{E}{m_E}$ менее трех, а

поэтому глубина промерзания подчиняется закону нормального распределения. Но ввиду того, что для кривых нормального распределения требуется большое количество наблюдений ($n \rightarrow \infty$) чего в настоящее время на территории республике не имеется, то для определения глубины промерзания использованы кривые биномиального распределения, трехпараметрического Γ - распределения и двойного экспоненциального распределения.

6.3. Анализ существующих методов построения кривых обеспеченности для применения их к определению глубины промерзания

Как указывалось выше, глубина промерзания грунтов является величиной случайной, т.е. зависит от многих факторов. Поэтому определение вероятных глубин промерзания необходимо производить методом математической статистики - по кривым обеспеченности. С помощью кривой обеспеченности можно определить глубину промерзания грунтов любой заданной обеспеченности в пределах данного периода наблюдений.

В практике ряды наблюдений за глубиной промерзания грунтов обычно бывают короткими и не дают возможности построить надежную кривую распределения (в Беларуси наблюдения за глубиной промерзания грунтов ведутся систематически). В связи с этим, разными авторами разработаны теоретические кривые распределения, с помощью которых можно определить величину редкой повторяемости, выходящую за пределы ряда наблюдений.

В частности имеются следующие теоретические кривые распределения:

1. Биномиальная кривая распределения (С. И. Рыбкина, А. Фостера) применяемая для построения кривых обеспеченности. Она выражается следующим уравнением:

$$y = y_d e^{-\frac{x}{d}} \left(1 + \frac{x}{\alpha} \right)^{\frac{\alpha}{d}}, \quad (6.20)$$

где y_d -наибольшая или модальная ордината;

e - основание натуральных логарифмов;

d - радиус асимметрии;

α - расстояние от модальной ординаты до левого конца кривой.

Биномиальная кривая обеспеченности определяется тремя параметрами:

а) Средним арифметическим ряда, Z_{cp} ,

$$z_{cp} = \frac{\sum z}{n}, \quad (6.21)$$

где $\sum z$ - сумма всех членов ряда;

n - общее число членов ряда.

б) Коэффициентом вариации, C_v ,

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K-1)^2}{n-1}}, \quad (6.22)$$

где K - модульный коэффициент или отношение каждого члена ряда к среднему, т.е.

$$K = \frac{z_i}{z_{cp}}, \quad (6.23)$$

в) Коэффициентом асимметрии, C_s ,

$$C_s = \frac{\sum (K-1)^3}{(n-1)C_v^3}, \quad (6.24)$$

Для вычисления коэффициента асимметрии требуется продолжительный ряд наблюдений, который на практике обычно отсутствует. Поэтому коэффициент асимметрии не рассчитывается, а принимается равным:

$$C_s = 2C_v \quad (6.25)$$

При этом значении C_s и обеспеченности 100% глубина промерзания будет равна нулю.

2. Трехпараметрическое Γ - распределение (Н. С. Крицкий и М. Ф. Менкель).

Уравнение кривой распределения

$$\varphi_{2(x)} = \frac{\alpha^2}{\Gamma(\alpha)} a^\alpha b x^{\alpha-1} e^{-\alpha(ax^b)}, \quad (6.26)$$

где $\alpha = \frac{1}{C_v^2}$, $a\Gamma(\alpha)$ - символ гамма-функции,

a, b - параметры, подлежащие определению на основании опытных данных.

Ординаты кривой обеспеченности, выраженные данным уравнением всегда положительны, т.е. при $P = 100\%$, $y = 0$, поэтому трехпараметрическое Γ - распределение допускает любое соотношение C_s и C_v , чем отличается от биномиальной кривой распределения.

3. Двойное экспоненциальное распределение [125], (Э. Гумбель)

Функция распределения

$$\Phi_{(x)} = 1 - \exp(-e^y), \quad (6.27)$$

Плотность распределения

$$\varphi_{(x)} = a_n \exp(y - e^y), \quad (6.28)$$

где a_n - экстремальная функция интенсивности.

Модульный коэффициент определяется по следующей формуле:

$$K_s = 1 + C_v \left(\frac{y - \bar{y}_n}{\sigma_n} \right), \quad (6.29)$$

где C_v - коэффициент вариации,

y - действительное отклонение, т.е. обратная функция

$y = -\ln(-\ln\Phi)$ значение этой функции приведено в табл. 9 Н. В.

Смирнова и И. В. Дунина-Барковского [126];

\bar{y}_n, σ_n - среднее и стандартное отклонение, находятся в зависимости от числа лет наблюдений [125].

Приведенные теоретические кривые распределения получили наибольшее распространение в практике построения кривых обеспеченностей и гидрологических расчетов. Поэтому нами проанализированы данные кривые распределения с целью применения их для определения глубины промерзания грунтов. В связи с этим были обработаны данные наблюдений за глубиной промерзания грунтов с определением параметров кривой обеспеченности и построением ее для каждой агрометеостанции, на которой в течение более 20 лет велись наблюдения за глубиной промерзания грунтов; таких станций в Беларуси - 26. Все расчеты по определению среднего арифметического ряда, коэффициента вариации и коэффициента асимметрии, а так же ординат биномиальной кривой распределения трехпараметрического Г - распределения, двойного экспоненциального распределения произведём на примере данных о глубине промерзания грунта по агрометеостанции Василевичи (табл. 6.3)

Таблица 6.3 Определение средней арифметической глубины промерзания, коэффициента вариации и асимметрии по данным наблюдений за глубиной промерзания грунтов по агрометеостанции Василевичи

№ п/п	Годы	Z, см	$K = \frac{z_i}{z_{cp}}$	K-1		$(K-1)^2$	$(K-1)^3$	P, %
				+	-			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1956	139	1,9146	0,9146		0,8365	0,7651	5
2	1954	118	1,6253	0,6253		0,3910	0,2445	10
3	1963	97	1,3361	0,3361		0,1130	0,0380	15
4	1951	91	1,2534	0,2534		0,0642	0,0163	20
5	1946	90	1,2397	0,2397		0,0575	0,0138	25
6	1952	90	1,2397	0,2397		0,0575	0,0138	30
7	1964	88	1,2121	0,2121		0,0450	0,0095	35
8	1947	75	1,0330	0,0330		0,0011	—	40
9	1949	72	0,9917		0,0083	0,0001	—	45
10	1950	65	0,8953		0,1047	0,0110	-0,0012	50
11	1961	65	0,8953		0,1047	0,0110	-0,0012	55
12	1959	62	0,8540		0,1460	0,0213	-0,0031	60
13	1948	58	0,7989		0,2011	0,0404	-0,0081	65

14	1958	57	0,7851		0,2149	0,0462	-0,0099	70
----	------	----	--------	--	--------	--------	---------	----

Продолжение таблицы 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
15	1953	50	0,6887		0,3113	0,0969	-0,0302	75
16	1960	48	0,6611		0,3389	0,1148	-0,0389	80
17	1957	43	0,5923		0,4077	0,1662	-0,0678	85
18	1962	43	0,5923		0,4077	0,1662	-0,0678	90
19	1955	29	0,3994		0,6006	0,3607	-0,2166	95
Сумма				2,8539	2,8459	2,6006	0,6562	

Определим параметры кривой обеспеченности для агрометеостанции Василевичи (табл.6.3):

1. Среднюю глубину промерзания определяем по формуле(6.21)

$$z_{cp} = \frac{1380}{19} = 72,6 \text{ см}$$

2. Коэффициент вариации определяем по формуле (6.22)

$$C_v = \sqrt{\frac{2,606}{18}} = 0,38$$

Модульный коэффициент K для каждого года вычисляем по формуле

$$K_i = \frac{z_i}{z_{cp}}$$

3. Коэффициент асимметрии вычисляем по формуле (6.24)

$$C_s = \frac{0,6562}{18 \cdot 0,38^3} = 0,66$$

По параметрам Z_{cp} , C_v , C_s кривой обеспеченности определяем ординаты биномиальной кривой обеспеченности, которые сведены в табл. 6.4.

Определение ординат биномиальной кривой обеспеченности максимальной глубины промерзания по С. И. Рыбкину при $C_s=2C_v$ по агрометеостанции Василевичи сведем в табл.6.4. Исходные данные $Z_{cp}=72,6$ см, $C_v=0,38$, $C_s=2C_v=0,76$

Таблица 6.4

Процент Обеспеченности, P, %	Процент обеспеченности											
	1	3	5	10	25	50	60	70	80	90	95	99
Модульный коэффициент, k_s	2,090	1,825	1,697	1,509	1,222	0,952	0,861	0,773	0,723	0,674	0,554	0,3
Глубина промерзания, Z	152	132	123	110	89	69	62	56	49	40	34	24

Определение ординат трехпараметрического Γ - распределения по С. Н. Крицкому и М. Ф. Менкелю по агрометеостанции Василевичи приведено в табл.6.5.

При данном типе распределения соотношение между C_v и C_s может быть любым.

Исходные данные: $Z_{cp} = 72,6$ см, $C_v = 0,38$, $C_s = 0,66$.

$$\frac{C_s}{C_v} = 1,7 \text{ т.е. } C_s = 1,7 \cdot C_v$$

Таблица 6.5. Определение ординат трехпараметрического Γ -распределения (агростанция Василевичи)

Процент обеспе- ченности	$C_s/C_v=1,5$			$C_s/C_v=1,7$		$C_s/C_v=2$		
	C_v					C_v		
	0,30	0,40	0,38	K	Z	0,30	0,40	0,38
1	1,79	2,09	2,030	2,056	149	1,83	2,16	2,094
3	1,62	1,85	1,804	1,815	132	1,64	1,88	1,832
5	1,53	1,72	1,680	1,688	122	1,54	1,74	1,700
10	1,40	1,54	1,510	1,508	109	1,40	1,53	1,504
20	1,25	1,32	1,310	1,304	95	1,24	1,31	1,246
25	1,19	1,25	1,240	1,232	89	1,18	1,23	1,220
30	1,14	1,18	1,170	1,167	85	1,13	1,17	1,162
40	1,07	1,06	1,062	1,057	78	1,05	1,05	1,050
50	0,98	0,96	0,964	0,960	70	0,97	0,95	0,954
60	0,90	0,86	0,868	0,865	63	0,90	0,85	0,860
70	0,83	0,76	0,774	0,773	56	0,82	0,76	0,772
75	0,78	0,71	0,724	0,724	53	0,78	0,71	0,724
80	0,74	0,65	0,668	0,672	49	0,75	0,66	0,678
90	0,63	0,52	0,542	0,546	40	0,64	0,53	0,552
95	0,55	0,42	0,446	0,457	33	0,56	0,45	0,474
97	0,50	0,36	0,398	0,399	29	0,52	0,39	0,416
99	0,41	0,27	0,298	0,317	23	0,44	0,31	0,346

Ординаты двойного экспоненциального распределения по Э. Гумбелю по агрометеостанции Василевичи приведены в табл.6.6.

Для данного типа распределения модульный коэффициент определяется из выражения (6.24).

Модульный коэффициент зависит от коэффициента вариации C_v , числа лет наблюдений и процента обеспеченности.

Исходные данные: $Z_{\text{ср}} = 72,6$ см, $C_v = 0,38$.

u - действительное отклонение, принимаем по таблицам Н. В. Смирнова и М. В. Дунина-Барковского [126].

\bar{y}_n, σ_n - среднее и стандартное отклонения, находятся в зависимости от числа лет наблюдений [125].

$$\sigma_n = 1,0566.$$

Тогда:

$$\begin{aligned} \sigma_u &= 1 + 0,38 \left(\frac{\sigma_n - 0,5220}{1,0566} \right) = \\ &= 0,81 + 0,36 \sigma_n \end{aligned}$$

Таблица 6.6. Определение ординат двойного экспоненциального распределения по Э. Гумбелю (агростанция Василевичи)

№	$\Phi_{(y)}$	y	$0,36y$	k_s	$Z=k_s \cdot Z_{cp}$
1	0,99	-1,527	-0,550	0,260	19
3	0,97	-1,255	-0,452	0,358	26
5	0,95	-1,097	-0,395	0,415	30
10	0,90	-0,834	-0,300	0,510	37
20	0,80	-0,476	-0,161	0,649	47
25	0,75	-0,327	-0,118	0,692	50
30	0,70	-0,186	-0,067	0,743	54
40	0,60	0,087	0,031	0,841	61
50	0,50	0,367	0,132	0,942	68
60	0,40	0,672	0,242	1,052	76
70	0,30	1,031	0,371	1,181	86
75	0,25	1,246	0,449	1,259	91
80	0,20	1,500	0,540	1,350	98
90	0,10	2,250	0,810	1,620	118
95	0,05	2,970	1,069	1,879	136
97	0,03	3,491	1,257	2,067	150
99	0,01	4,600	1,656	2,466	179

Для сравнения результатов расчета максимальной глубины промерзания грунтов с действительной по трем способам сведем в табл. 6.7, на основании которой построен график рис. 6.1.

Таблица 6.7. Сравнительная таблица действительной максимальной глубины промерзания грунтов с глубиной промерзания определенной по трем типам распределения

Процент обеспечения, %	Фактическая глубина промерзания, см	Глубина промерзания грунтов при типах распределения		
		Биномиальное распределение С.И. Рыбкин $C_s=2C_v$	Трехпараметрическое Г-распределение С.Н. Крицкий и М.Ф. Менкель	Двойное экспоненциальное распределение Э.Гумбель
1	-	152	149	179
3	-	132	132	150
5	139	123	122	136
10	118	110	109	118
20	91	94	95	98
25	90	89	89	91
30	90	84	85	86
40	75	76	78	76
50	65	69	70	68
60	62	62	63	61
70	57	56	56	54
75	50	52	53	50
80	48	49	49	47
90	43	40	40	37
95	29	34	33	30
97	-	30	29	26
99	-	24	23	19

При сравнении теоретических и действительных (табл. 6.7) данных глубины промерзания грунта видно, что расхождения их незначительны, а следовательно, биномиальная кривая распределения вполне может быть использована для расчета глубины промерзания грунта. Следует отметить, что обработку данных для построения кривой обеспеченности лучше вести по Э. Гумбелю, так как эта кривая имеет меньшие отклонения от действительной кривой, чем кривая построенная по С. И. Рыбкину (рис. 6.1.)

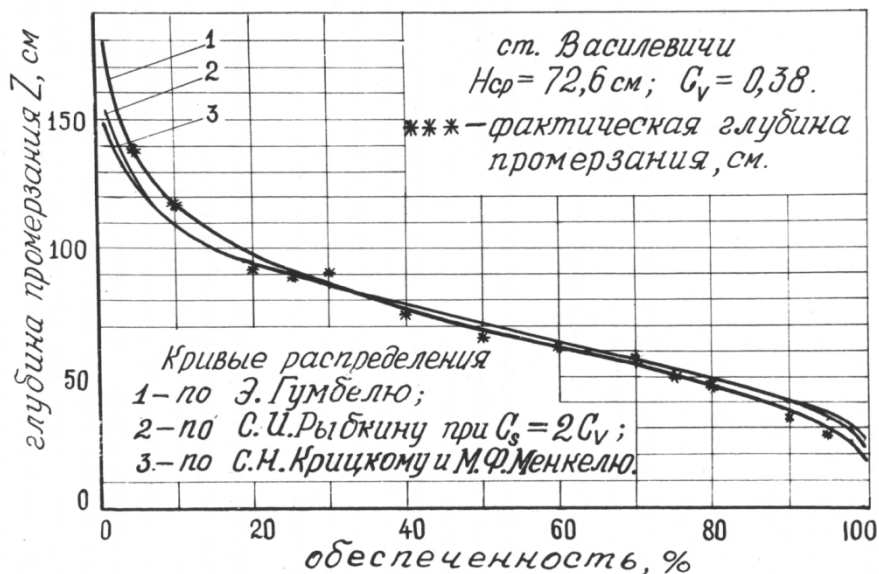


Рис. 6.1. Теоретические кривые распределения и фактические данные о максимальной глубине промерзания грунтов по ст. Василевичи

6.4. Определения глубины промерзания грунтов статистическим методом

Глубин промерзания грунтов является величиной варьирующей, а, следовательно, определение ее можно вести методами математической статистики с использованием кривых распределения (обеспеченности). Последние с большим успехом применяются при расчетах гидротехнических сооружений. Методика определения глубины промерзания грунтов статистическим методом заключается в обработке статистических данных по глубине промерзания грунтов, которые в обобщенном виде учитывают все факторы, влияющие на промерзание грунтов. В зависимости от наличия фактических данных о глубине промерзания может быть два случая (способа), а, следовательно, и два различных подхода к определению расчетной глубины промерзания грунтов заданной обеспеченности [58].

Первый случай—данные наблюдений за глубиной промерзания грунтов имеются, т.е. в данном конкретном районе производились наблюдения за глубиной промерзания грунтов не менее чем 10 лет.

Второй случай—данные наблюдений за глубиной промерзания грунтов в данном районе отсутствует.

Рассмотрим в отдельности оба случая (способа) определения глубины промерзания грунтов, имея ввиду, что при проектировании и строительстве автомобильных дорог решающее значение имеет максимальная глубина промерзания грунтов, поэтому все расчеты сводятся к ее определению.

6.4.1. Определение расчетной глубины промерзания грунтов при наличии данных многолетних наблюдений

Порядок расчету глубины промерзания грунтов при наличии многолетних наблюдений будет следующим.

1. При наличии данных наблюдений за глубиной промерзания грунтов, проводимых на метеостанциях, составляется статистический ряд максимальных глубин промерзания грунтов за каждый год в убывающем порядке.

2. Вычисляется средняя арифметическая величина ряда, то есть средняя глубина промерзания, по формуле

$$\bar{Z}_n = \frac{\sum Z_i}{n},$$

где \bar{Z}_i — суммарная глубина промерзания грунта за n лет;

n — число лет наблюдений.

3. Определяют модульные коэффициенты для каждого года наблюдения:

$$K_i = \frac{Z_i}{\bar{Z}_n},$$

где Z_i — глубина промерзания грунта i -го года.

4. Определяют коэффициент вариации C_v по формуле

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K_i - 1)^2}{n - 1}}.$$

5. Вычисляют коэффициент асимметрии C_s (если число лет наблюдений более 50) по формуле

$$C_s = \frac{\sum (K_i - 1)^3}{n - 1}.$$

Если число лет наблюдений менее 50, тогда: $C_s = 2C_v$.

6. По вычисленным коэффициентам вариации C_v и асимметрии C_s и при заданном проценте обеспеченности по таблицам С. И. Рыбкина (биномиальная кривая распределения) при $C_s = 2C_v$ или С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (трехпараметрическое Γ -распределение) при $C_s \neq 2C_v$ определяется модульный коэффициент k_s . Для двойного экспоненциального распределения модульный коэффициент k_s определяется по формуле

$$k_s = 1 \pm C_v \cdot \left(\frac{C_s - C_v}{C_v} \right), \quad (6.30)$$

где y — действительное отклонение, то есть обратная функция $y = \ln(-\ln\Phi)$, значение это приведено в таблице IX Н. В.

Смирнова и Дунина-Барковского [126]

y_n, σ_n — среднее и стандартное отклонения; находятся в зависимости от числа лет наблюдений [126]

Модульный коэффициент k_s может быть определен по номограмме рис. 6.8. построенной авторами статьи.

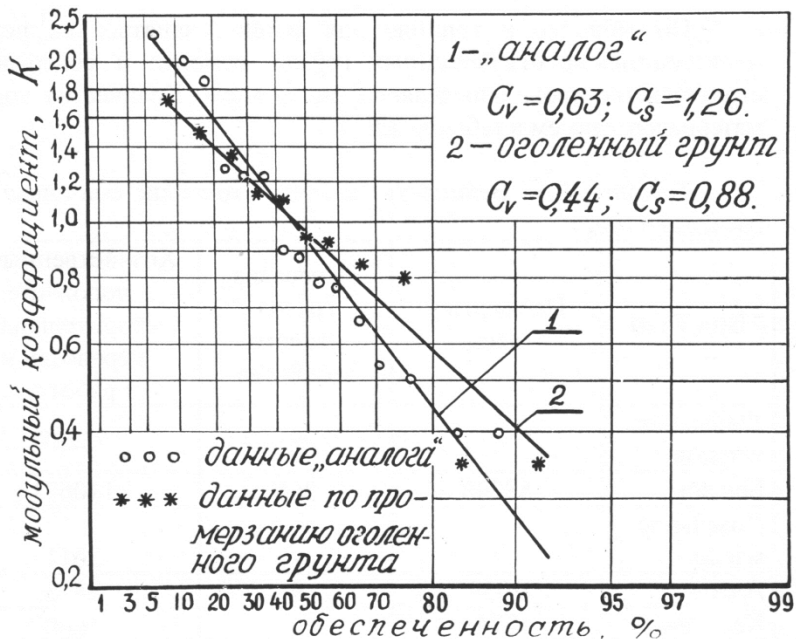


Рис. 6.8. Определение глубины промерзания грунта по методу «аналога»

7. Максимальная глубина промерзания грунта под снежным покровом заданной обеспеченности определяется по формуле:

$$Z = k_s Z_{\Phi}$$

8. Максимальная глубина промерзания грунта земляного полотна заданной обеспеченности определяется из выражения

$$Z_{zn} = k_n \cdot k_s \cdot Z_{cp} \quad (6.31)$$

где k_n — коэффициент переходам глубины промерзания грунта под снегом к углу.

Заданную обеспеченность для дорог общего пользования рекомендуется принимать для дорог категорий:

Коэффициент перехода k_n — принимать соответственно для категорий:

- I $k_n = 2,00$;
- II $k_n = 1,90$
- III $k_n = 1,80$
- IV $k_n = 1,75$
- V $k_n = 1,70$

6.4.2. Определение глубины промерзания грунтов На основании карт изолиний

В основу этого метода положены карты изолиний средней максимальной глубины промерзания грунтов и коэффициента вариации (рис. 6.2, 6.3), которые составлены для Восточного региона Европы.

Порядок расчета следующий.

1. По карте изолиний (см. рис. 6.2) находят среднюю максимальную глубину промерзания грунта под снегом Z_{cp} , а по карте изолиний (см. рис. 6.3) — коэффициент вариации C_v .

2. По формуле 6.24 определяют коэффициент асимметрии C_s .

3. По найденным значениям C_v , C_s и заданному проценту обеспеченности подбирается соответствующий модульный коэффициент k_s по таблицам С. И. Рыбкина.

4. По формуле 6.30. определяется глубина промерзания грунта земляного полотна Z_{zn} заданной обеспеченности.

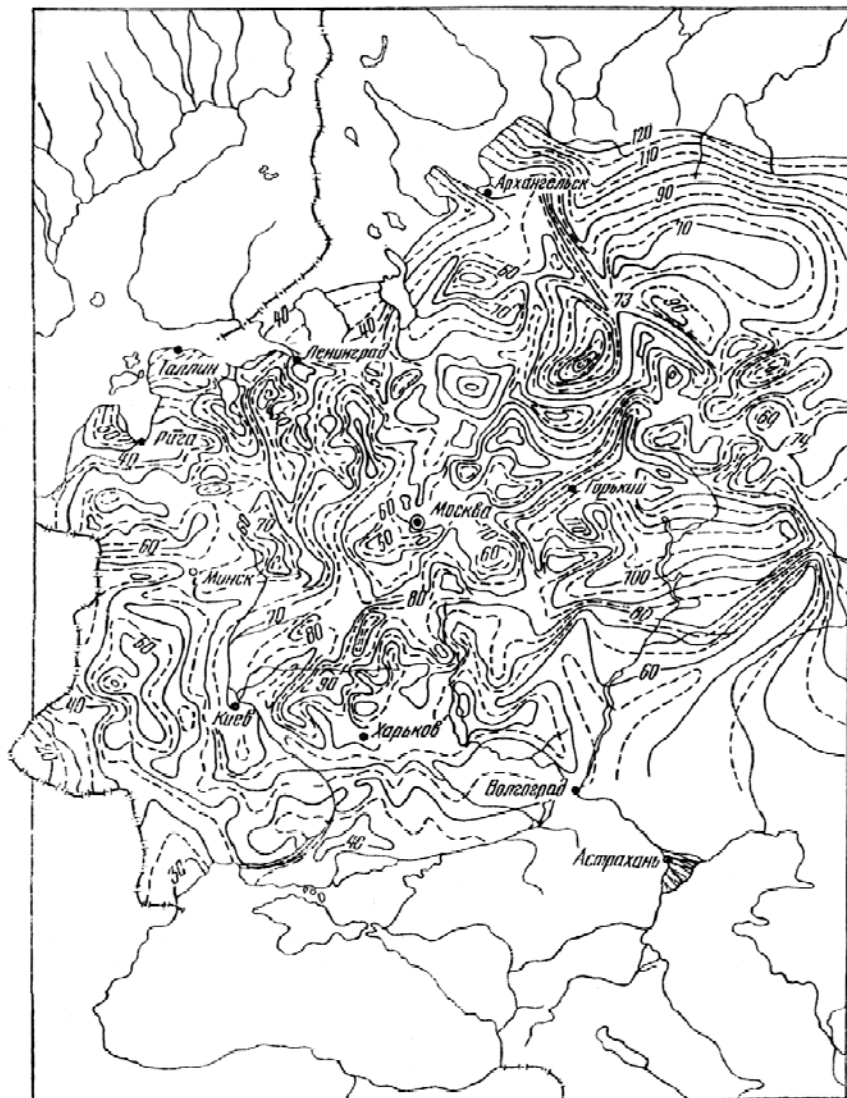
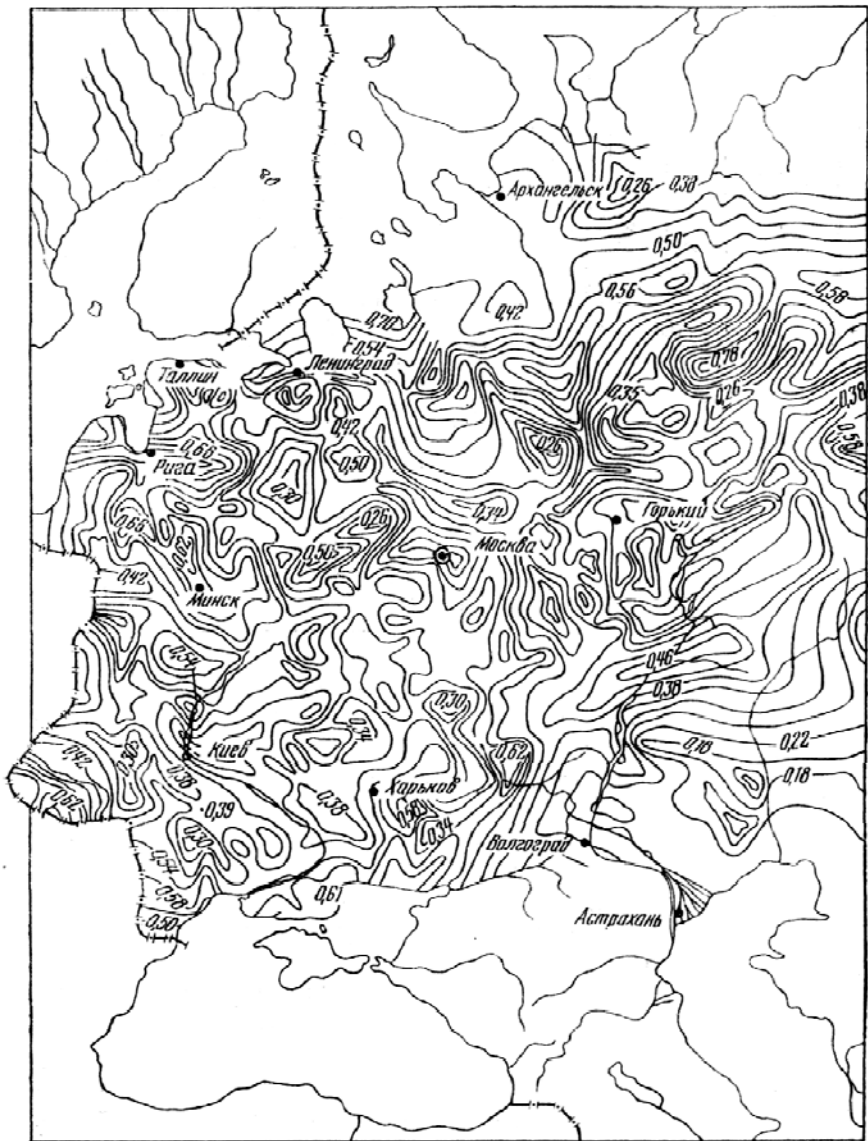


Рис. 6.2. Карты изолиний средней максимальной глубины промерзания грунтов Восточного региона Европы.



ис. 6.3. Карты изолиний коэффициента вариации C_v глубин промерзания Восточных регионов Европы.

$$Z = Z_{\text{г}} \cdot K_{\text{сн}} = 1,509 \cdot 55 = 83 \text{ см}$$

Полученная величина $Z = 83$ см в 10 лет 1 раз будет иметь место.

Из приведенных расчетов можно сделать вывод, что метод определения глубины промерзания грунтов по предлагаемому способу довольно прост и вместе с тем достаточно точен. Однако следует отметить, что карты изолиний составлены на основании данных о глубине промерзания грунта под снежным покровом. При проектировании и строительстве автомобильных дорог необходимо знать промерзание грунт без учета влияния снежного покрова. В связи с этим нами определен переходный коэффициент, учитывающий влияние снежного покрова. Определение которого приведено ниже.

6.5. Влияние снежного покрова на глубину промерзания грунтов

Существенным фактором, влияющим на глубину промерзания грунтов, является снежный покров. Наличие мощного снегового покрова вносит большие изменения в глубину промерзания грунтов при одной и той же интенсивности морозов. В подтверждение сказанного приведем данные наблюдений о разности глубин промерзания между грунтом, покрытым снегом и грунтом, оголенным от снежного покрова, табл. 6.8. которые были проведены на ст. Добеле (Латвийская Республика).

Таблица 6.8. Разность глубин промерзания грунтов (см) по декадам, между оголенным участком и участком, покрытым снежным покровом.

Зимы	Декабрь			Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1950-51	-	-	9	3	4	41	61	63	65	66	69	60
1951-52	-	-	-	-	2	8	9	15	25	51	54	57
1952-53	9	7	11	15	23	26	32	46	42	44	48	-

Порядок определения глубины промерзания по второму способу следующий:

1. По карте изолиний (рис.6.2) определяется средняя максимальная глубина промерзания $Z_{ср}$.

2. Определяется коэффициент вариации G_v по карте изолиний (рис.6.3).

3. Вычисляем коэффициент асимметрии

$$C_s = 2C_v.$$

4. По найденным значениям коэффициента вариации и асимметрии и заданному проценту обеспеченности по таблицам С. И. Рыбкина /40/ при $C_s = 2C_v$ находим модульный коэффициент k_s . Модульный коэффициент k_s так же можно определить по составленной нами номограмме (рис. 6.6).

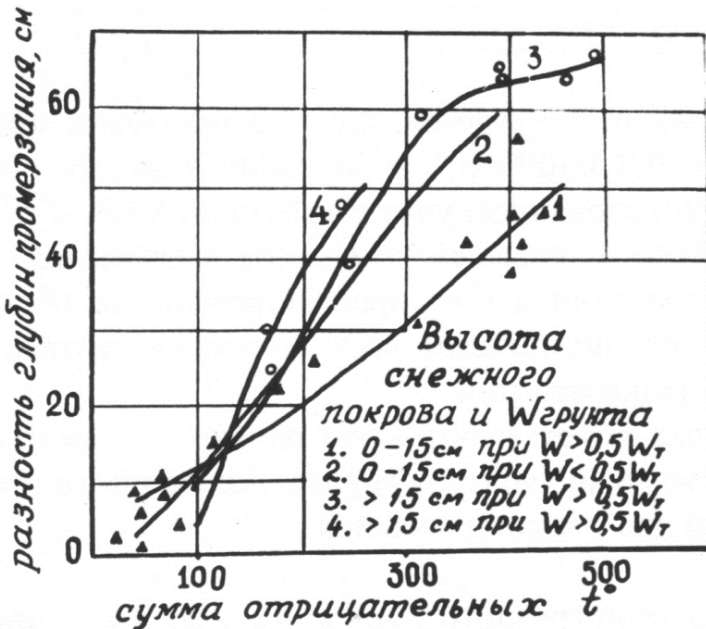


Рис. 6.6. Связь разностей глубины промерзания грунтов (см) на оголенном и покрытом снежным покровом участке с суммой отрицательных температур

5. Определяем глубину промерзания грунтов заданной обеспеченности под снежным покровом по формуле (6.27).

Результаты расчетов по определению глубины промерзания по двум способам приведены в табл.6.9.

Таблица 6.9. Сравнительные данные расчетов глубины промерзания по двум способам

№ п/п	Название агрометеостанций	Максимальная глубина промерзания грунта (см) заданной обеспеченности (P,%)						
		1	3	5	10	20	25	50
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Барановичи	$\frac{166}{165}$	$\frac{137}{131}$	$\frac{123}{121}$	$\frac{104}{101}$	$\frac{84}{83}$	$\frac{77}{78}$	$\frac{53}{49}$
2	Бобруйск	$\frac{169}{170}$	$\frac{139}{141}$	$\frac{125}{125}$	$\frac{105}{104,5}$	$\frac{85}{85,5}$	$\frac{78}{81}$	$\frac{55}{50}$
3	Брест	$\frac{100}{96,5}$	$\frac{83}{83}$	$\frac{76}{76,5}$	$\frac{65}{59}$	$\frac{53}{49,5}$	$\frac{49}{45,5}$	$\frac{36}{38}$
4	Борисов	$\frac{183}{181}$	$\frac{150}{148}$	$\frac{134}{135}$	$\frac{112}{112,5}$	$\frac{89}{90}$	$\frac{82}{80}$	$\frac{55}{52,5}$
5	Василевичи	$\frac{179}{181}$	$\frac{150}{145}$	$\frac{136}{133}$	$\frac{118}{115}$	$\frac{98}{98}$	$\frac{91}{89}$	$\frac{68}{67,5}$
6	Верхнедвинск	$\frac{140}{141,5}$	$\frac{116}{117}$	$\frac{105}{105}$	$\frac{90}{92}$	$\frac{73}{75}$	$\frac{68}{69,5}$	$\frac{49}{50}$
7	Витебск	$\frac{142}{142}$	$\frac{123}{119}$	$\frac{115}{114,5}$	$\frac{102}{100}$	$\frac{89}{89}$	$\frac{85}{84,5}$	$\frac{70}{69}$
8	Вилейка	$\frac{164}{165}$	$\frac{134}{134}$	$\frac{120}{122}$	$\frac{100}{101}$	$\frac{79}{80}$	$\frac{72}{71}$	$\frac{48}{47}$
9	Волковыск	$\frac{154}{151}$	$\frac{125}{121}$	$\frac{113}{109}$	$\frac{94}{96}$	$\frac{74}{70,5}$	$\frac{68}{66,5}$	$\frac{45}{42,5}$
10	Ганцевичи	$\frac{135}{136}$	$\frac{110}{110}$	$\frac{99}{101}$	$\frac{83}{83,5}$	$\frac{66}{66,5}$	$\frac{60}{59,5}$	$\frac{41}{39}$
11	Гродно	$\frac{133}{130}$	$\frac{110}{108}$	$\frac{100}{97}$	$\frac{86}{84}$	$\frac{71}{70,5}$	$\frac{65}{66}$	$\frac{48}{48,5}$

Продолжение таблицы 6.9.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
012	Горки	$\frac{192}{189}$	$\frac{161}{160}$	$\frac{147}{146}$	$\frac{127}{125,5}$	$\frac{106}{106}$	$\frac{100}{99}$	$\frac{75}{78}$
13	Житковичи	$\frac{164}{161}$	$\frac{134}{132}$	$\frac{120}{119}$	$\frac{100}{99,5}$	$\frac{80}{79,5}$	$\frac{73}{70}$	$\frac{49}{46}$
14	Жлобин	$\frac{160}{158}$	$\frac{132}{130}$	$\frac{119}{118}$	$\frac{101}{103}$	$\frac{82}{82}$	$\frac{76}{78}$	$\frac{53}{50}$
15	Ивацевичи	$\frac{153}{152}$	$\frac{126}{126}$	$\frac{113}{111,5}$	$\frac{95}{93}$	$\frac{76}{76}$	$\frac{70}{72}$	$\frac{49}{45}$
16	Лепель	$\frac{176}{180}$	$\frac{142}{145}$	$\frac{127}{128}$	$\frac{106}{107}$	$\frac{83}{83}$	$\frac{76}{75,5}$	$\frac{50}{49}$
17	Минск	$\frac{115}{119}$	$\frac{96}{98}$	$\frac{86}{87}$	$\frac{73}{73}$	$\frac{60}{60}$	$\frac{55}{54}$	$\frac{51}{50}$
18	М-Горка	$\frac{189}{189}$	$\frac{154}{153}$	$\frac{137}{139,5}$	$\frac{114}{115,5}$	$\frac{91}{91,5}$	$\frac{82}{81}$	$\frac{55}{57}$
19	Могилев	$\frac{175}{179}$	$\frac{144}{147}$	$\frac{129}{131}$	$\frac{109}{111}$	$\frac{88}{90}$	$\frac{81}{86}$	$\frac{57}{53}$
20	Новогрудок	$\frac{107}{108}$	$\frac{89}{89}$	$\frac{80}{80}$	$\frac{68}{70}$	$\frac{56}{57}$	$\frac{52}{53}$	$\frac{37}{38}$
21	Орша	$\frac{126}{126}$	$\frac{106}{106}$	$\frac{96}{96,5}$	$\frac{83}{84}$	$\frac{69}{70}$	$\frac{65}{66}$	$\frac{49}{50}$
22	Пинск	$\frac{173}{169}$	$\frac{141}{139}$	$\frac{126}{123}$	$\frac{104}{101}$	$\frac{82}{80}$	$\frac{75}{72}$	$\frac{49}{50}$
23	Пружаны	$\frac{173}{173}$	$\frac{140}{139,5}$	$\frac{125}{124}$	$\frac{104}{104,5}$	$\frac{82}{82}$	$\frac{74}{74}$	$\frac{48}{49}$
24	Славгород	$\frac{173}{169}$	$\frac{143}{139}$	$\frac{129}{125}$	$\frac{110}{109}$	$\frac{90}{89}$	$\frac{83}{83}$	$\frac{60}{60}$
25	Слуцк	$\frac{145}{145}$	$\frac{120}{120,5}$	$\frac{109}{110}$	$\frac{93}{93}$	$\frac{76}{77}$	$\frac{71}{71}$	$\frac{52}{51}$
26	Шарковщина	$\frac{158}{154}$	$\frac{132}{130}$	$\frac{120}{119,5}$	$\frac{103}{103}$	$\frac{85}{86}$	$\frac{79}{80}$	$\frac{58}{59}$

Примечание: В числителе глубина промерзания, вычисленная по Э. Гумбелю (первый случай), а в знаменателе по картам изолиний (второй случай).

Из табл. 6.8 видно, что расхождения в глубине промерзания грунтов определенные по первому способу и по второму способу (карты

изолиний) весьма незначительны, максимальное отклонение ± 4 см, что составляет 2,3 %. Это говорит о том, что *второй* способ вполне может быть использован для определения глубины промерзания грунтов.

На оголенном участке к концу зимы грунт промерзает, примерно, на полметра глубже, чем на участке, покрытом снежным покровом, а в зиму 1950—1951 гг. разность достигла 69 см. Если принять за 100% глубину промерзания на участке, покрытом снежным покровом и выразить глубину промерзания на оголенном участке в % от этой величины, то получим следующие данные (табл.6.10).

Таблица 6.10. Глубина промерзания на оголенном участке в % от глубины промерзания на участке, покрытом снежным покровом, по декадам

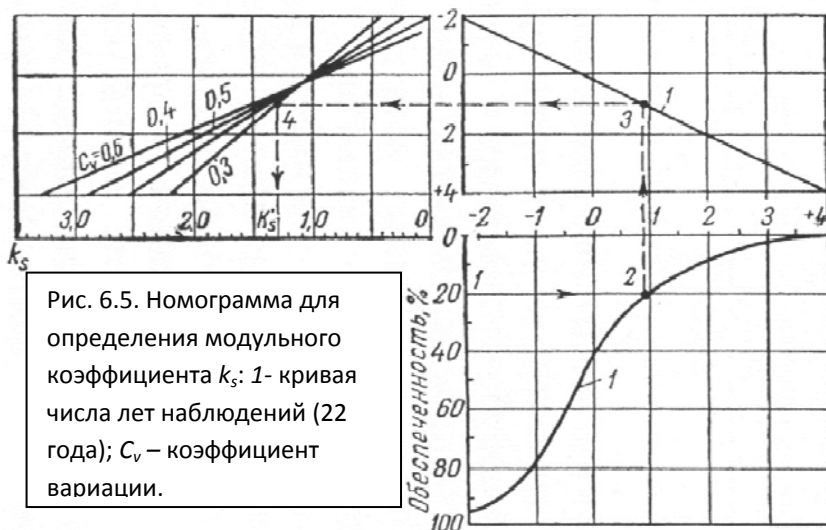
Зимы	Декабрь			Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1950-51	-	-	100	120	130	390	460	410	420	410	440	460
1951-52	-	-	-	-	170	130	140	100	260	370	380	290
1952-53	280	170	240	250	330	340	290	310	240	260	300	-

К концу зимы грунт на оголенном участке промерзает в 3-4 раза глубже, чем на участке, покрытом снежным покровом.

Глубина промерзания в естественных условиях, главным образом, зависит от метеорологических условий в начале морозного периода. Если в этот период снежный покров отсутствует, или его высота мала, грунт промерзает быстро, а когда устанавливается снежный покров высотой 10 см и более, ход промерзания грунта резко замедляется. Если в начале морозного периода уже лежит снежный покров, ход промерзай естественно, задерживается.

Разность глубин промерзания между грунтом, покрытым снежным покровом и оголенным, с различной высотой снежного покрова и влажностью грунта, представлена на рис.6.5. Из рис.6.5 видно, что наименьшие разности бывают при низком снежном покрове (до 15 см) и большой влажности (кривая 1). В более сухой почве в связи с ее большой теплопроводностью при той же высоте снежного покрова разность глубин промерзания возрастает (кривая 2).

При высоком снежном покрове (более 15 см) разность глубин промерзания между обоими участками увеличивается, влажность же грунта оказывает меньшее воздействие на различие в глубине промерзания на обоих участках, хотя во влажном грунте (кривая 3) разности глубин промерзания все же меньше, чем в сухой (кривая 4). Таким образом, снежный покров является как бы теплоизолятором, уменьшающим глубину промерзания.



Корреляционная связь между глубиной промерзания грунта и снежным покровом, температурой воздуха за зимние месяцы, количеством осадков перед установлением снежного покрова и глубиной промерзания установлена в результате совместной статистической обработки их. На основе этой связи получено следующее уравнение регрессии:

$$Z_c = -0,60 A - 1,73 \sum T_c - 20,7 \frac{\sum h}{n} + 64,43, (6.30)$$

где Z_c — глубина промерзания грунта (см) под снежным покровом;
 A — количество осадков (мм) за осенне-зимний период (октябрь-декабрь);

$\sum T_c$ — сумма среднесуточных температур (с соответствующим знаком) за зимний период (октябрь-март);

$\sum h$ — сумма ежедневных высот снежного покрова за зимний сезон;

q — число дней со снежным покровом за сезон.

Коэффициент корреляции 0,74, а ошибка связи - ± 13 см. Следовательно, выявленная связь может считаться надежной.

Для оголенных от снежного покрова площадок формула имеет вид:

$$h_1 = -0,60q - 1,73 \sum h_1 + 64,43. \quad (6.31)$$

Приведенные формулы и данные о глубине промерзания грунтов показывают, что снежный покров оказывает существенное влияние на глубину промерзания грунтов.

Для автомобильных дорог данное положение имеет существенное значение ввиду того, что проезжая часть дороги неполностью очищается от снега, а обочины совсем не очищаются. Следовательно, и промерзание земляного полотна будет различно. При оттаивании грунта снег также нарушает равновесие — он задерживает поступление тепла в грунт, поэтому по оси дороги грунт оттаивает быстрее, чем на обочине, что приводит к накоплению влаги непосредственно под покрытием, которая может повлиять на его прочность. Так как скопившейся влаги нет отвода ввиду того, что обочины еще не оттаяли, а внизу тоже мерзлый грунт, происходит переувлажнение грунтового основания (рис.6.6.), что зачастую и приводит к потере прочности дорожного покрытия.

Поэтому учет влияния снежного покрова на глубину промерзания грунтов имеет важное значение при проектировании и строительстве автомобильных дорог. Правильный учет влияния снежного покрова позволяет и правильно назначить мероприятия, регулирующие водно-тепловой режим земляного полотна автомобильных дорог.

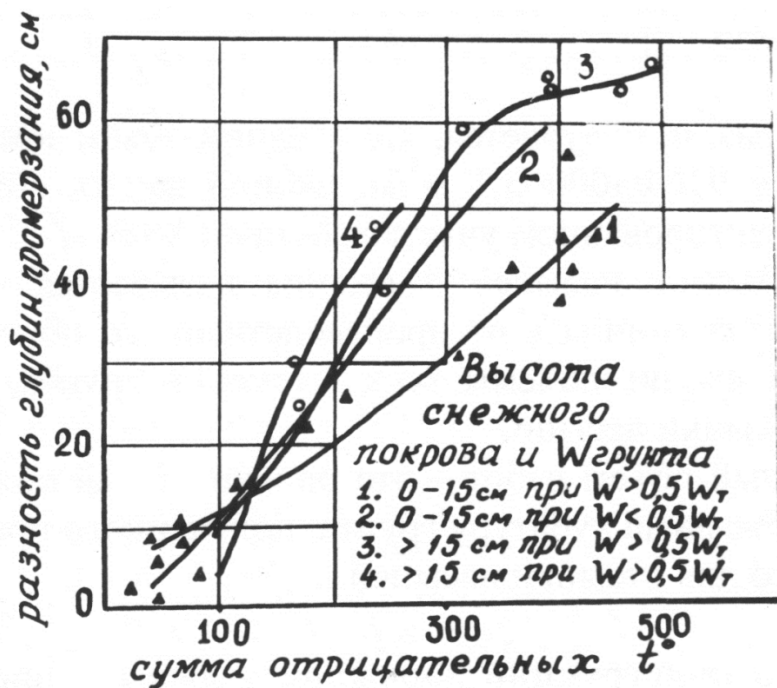


Рис. 6.6. Связь разностей глубины промерзания грунтов (см) на оголенном и покрытом снежным покровом участке с суммой отрицательных температур.

6.6. Определение расчетной глубины промерзания грунта земляного полотна автомобильных дорог

Как указывалось выше, при проектировании дорог требуется знать глубину промерзания оголенного от снежного покрова грунта, а карты изолиний (рис.6.2) составлены с учетом снежного покрова, в связи с этим необходимо знать переходный коэффициент. Для определения корреляционного коэффициента нами применен метод "аналога" [12, 13], который заключается в сопоставлении параллельных наблюдений за глубиной промерзания под снежным покровом и без него.

За "аналог" берем ст. Добеле, так как на этой станции были организованы специальные наблюдения за глубиной промерзания грунтов, оголенных от снежного покрова, а также и под снегом в течение 5 лет.

По этим данным были определены Z_{cp} и C_v для оголенного грунта. Но ввиду того, что наблюдений за глубиной промерзания на оголенном участке недостаточно, то для более полного определения средней глубины промерзания и коэффициента вариации был применен метод "годо-станций" [94]. Метод "годо-станций" заключается в следующем: данные многолетних наблюдений на нескольких, расположенных в разных, но однородных по условиям постах, объединяем в одну группу, выписываем в статистический ряд и обобщаем в форме кривых распределения и вероятностей повторения наблюдаемых величин.

Учитывая вышеизложенное и имея данные о глубине промерзания, произведен расчет Z_{cp} (среднюю глубину промерзания), коэффициентов вариации и асимметрии для оголенного от снежного покрова и находящегося под снежным покровом грунта.

Расчеты сведены в табл.6.11 и 6.12

Таблица 6.11. Расчет Z_{cp} , C_v и C_s для оголенного от снежного покрова грунта

№ п / п	Годы наблюдений	Глубина промерзания, Z , см	Модульный коэффициент, K	$K - I$		$(K - I)^2$	P , %
				+	-		
1.	1955 - 1956	138	1,69	0,69		0,4761	8,3
2.	1959 - 1960	118	1,44	0,44		0,1936	16,
3.	1951 - 1952	90	1,10	0,10		0,010	33, 4
4.	1950 - 1961	88	1,08	0,08		0,0064	41, 4
5.	1955 - 1956	74	0,90		0,10	0,010	50
6.	1952 - 1953	72	0,88		0,12	0,0144	58
7.	1960 - 1961	64	0,78		0,22	0,0484	66
8.	1954 - 1955	63	0,77		0,23	0,0529	75
9.	1960 - 1961	27	0,33		0,67	0,4489	83
Сумма		734		1,41	1,44	1,2607	

$Z_{cp}=81,6$ см, $C_v=0,16$, $C_s = 0,32$.

Таблица 6.12. Расчет Z_{cp} , C_v и C_s для грунта, покрытого снегом

№ п/п	Годы наблюдений	Глубина промерзания, Z , см	Модульный коэффициент, K	$K - I$		$(K - I)^2$	P , %
				+	-		
1.	1951-1952	88	2,328	1,328		1,7636	5,8
2.	1953-1954	77	2,037	1,037		1,0754	11,8
3.	1963-1964	71	1,8783	0,8783		0,7714	17,6
4.	1962-1963	50	1,3228	0,3228		0,1042	23,5
5.	1949-1950	46	1,2169	0,2169		0,047	29,4
6.	1959-1960	46	1,2169	0,2169		0,047	35,1
7.	1964-1965	34	0,8995		0,1005	0,0101	41,3
8.	1955-1956	33	0,873		0,127	0,0161	47,0
9.	1950-1951	30	0,7937		0,2063	0,0426	52,9
10.	1952-1953	29	0,7672		0,2328	0,0542	58,8
11.	1956-1957	25	0,6614		0,3386	0,1146	64,7
12.	1957-1958	20	0,5291		0,4709	0,2217	70,5
13.	1958-1959	19	0,5026		0,4974	0,2474	76,5
14.	1960-1961	15	0,3968		0,6032	0,3639	82,5
15.	1961-1962	15	0,3968		0,6032	0,3639	88,2
16.	1954-1955	7	0,1852		0,8148	0,6639	94,1
Сумма		605		3,9999	3,9947	5,707	

$$Z_{cp}=38 \text{ см}, C_v=0,62, C_s=1,24.$$

По вычисленным параметрам $Z_{ср}$, C_v и C_s строим кривую обеспеченности глубины промерзания грунта для оголенного и покрытого снегом. Кривую строим на клетчатке вероятности (рис. 6.7). Модульный коэффициент K_s для оголенного от снежного покрова грунта определяем на той же вертикали для того же года, но по теоретической кривой обеспеченности "аналога" (рис. 6.7).

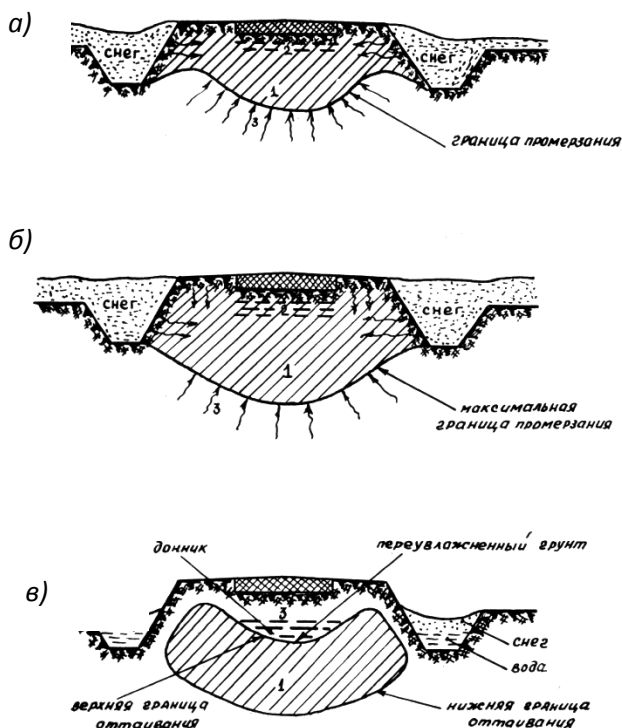


Рис. 6.7. Схема промерзания и оттаивания грунтов земляного полотна:
 а – процесс промерзания; б – максимальная глубина промерзания; в – процесс оттаивания грунта;

1 – мерзлый грунт; 2 – ледяные линзы; 3- направление поступления влаги в земляное полотно.

Расчет глубины промерзания грунта, оголенного от снежного покрова по методу "аналога" приведен в табл. 6.13.

Таблица 6.13. Расчет глубины промерзания грунта по методу "аналога"

№ п/п	Годы	Обеспеченность глубины промерзания "аналога", %	Вычисленный модульный коэффициент для оголенного от снега грунта	Вычисленная глубина промерзания оголенного грунта
1.	1951-52	5,9	2,33	183
2.	1953-54	11,8	1,6	125
3.	1963-64	17,6	1,48	116
4.	1962-63	23,5	1,33	104
5.	1949-50	29,4	1,22	96
6.	1959-60	35,1	1,19	94
7.	1964-65	41,3	1,15	90
8.	1955-56	47	1,12	88
9.	1950-51	53	0,97	76
10.	1952-53	59	0,9	71
9.	1956-57	65	0,83	65
12.	1957-58	70,5	0,75	59
13.	1958-59	76,5	0,68	53
14.	1960-61	82,5	0,57	45
15.	1961-62	88	0,47	37
16.	1954-55	94	0,28	22

Умножая среднюю глубину промерзания грунта, оголенного от снежно го покрова, $Z_{cp} = 82,1$ см на вычисленный модульный

коэффициент K_s , получим глубину промерзания, оголенного от снежного покрова при разном проценте обеспеченности (табл. 6.11). Данные о глубине промерзания грунта покрытого снегом и соответствующие расчеты приведены в табл. 6.12.

Определение коэффициента вариации C_v и асимметрии C_s приведено в табл. 6.14, а расчетных глубин промерзания грунта, оголенного от снежного покрова — в табл. 6.15 под снегом - в табл. 6.16.

Таблица 6.14. Расчет C_v и C_s для оголенного от снежного покрова грунта по удлиненному ряду

№ п/п	Годы наблюдений	Глубина промерзания Z , см	Модульный коэффициент,	$K - I$		$(K - I)^2$	P , %
				+	-		
1.	1951-52	183	2,22	1,22		1,4884	5,9
2.	1953-54	125	1,51	0,51		0,2601	11,8
3.	1963-64	116	1,41	0,41		0,1682	17,6
4.	1962-63	104	1,26	0,26		0,0676	23,5
5.	1949-50	96	1,16	0,16		0,0256	29,4
6.	1959-60	94	1,14	0,14		0,0196	35,1
7.	1964-65	90	1,09	0,09		0,0081	41,3
8.	1955-56	88	1,07	0,07		0,0049	47
9.	1950 -51	76	0,92		0,08	0,0064	53
10.	1952-53	71	0,86		0,14	0,0196	59
11.	1956-57	65	0,79		0,21	0,0441	65
12.	1957-58	59	0,71		0,29	0,0841	70,5
13.	1958-59	53	0,64		0,36	0,1296	76,5
14.	1960-61	45	0,55		0,45	0,2025	82,5
15.	1961-62	37	0,45		0,55	0,3025	88
16.	1954-55	22	0,27		0,73	0,5329	94
Сумма		1324		2,86	2,81	3,3641	

$$Z_{cp} = 82,5 \text{ см}, C_v = 0,47, C_s = 0,9$$

Таблица 6.15. Определение расчетной глубины промерзания грунта оголенного от снежного покрова

$Z_{cp}=82,5 \text{ см}$	Обеспеченность в %						
	1	3	5	10	20	25	50
$K_{спри} C_v=0,47$	2,404	2,050	1,877	1,630	1,358	1,264	0,9
$Z=K_s \cdot Z_{cp}$	198	169	155	134	112	104	76

Таблица 6.16. Определение расчетной глубины промерзания грунтов под снегом

$Z_{cp}=37,8 \text{ см}$	Обеспеченность в %						
	1	3	5	10	20	25	50
$K_{спри} C_v=0,63$	3,010	2,468	2,210	1,844	1,456	1,319	0,870
$Z=K_s \cdot Z_{cp}$	114	93	84	70	55	50	33

На основании таблиц 6.15 и 6.16 определяем коэффициент корреляции по следующей формуле:

$$K_n = \frac{Z_{ог} - Z_c}{Z_{ог}}, \quad (6.32)$$

где $Z_{ог}$ — глубина промерзания грунта оголенного от снежного покрова;

Z_c — глубина промерзания грунта под снегом.

Подставив в формулу для K_n значения $Z_{ог}$ и Z_c из табл.6.15 и 6.16 получим, что корреляционный коэффициент изменяется в пределах от 1,7 до 2,3, $K_{нсп} = 2$.

Таким образом, корреляционный коэффициент, можно определить глубину промерзания грунтов, оголенных от снежного покрова, по формуле:

$$Z = Z_{ог} \cdot K_n \cdot K_{спри} \quad (6.33)$$

Для сравнения приведены расчетные глубины промерзания грунтов по предлагаемому методу и по формулам А.Н. Будникова и В.Ф. Утенкова (табл.6.17.).

Таблица 6.17. Таблица глубин промерзания грунта, вычисленных по формулам и по методу "аналога"

№ п/ п	Наименование станций	По статистическому методу			По формуле А.Н. Будникова, $Z=2\lambda t\sqrt{\pi\alpha}$	По формуле В.Ф.Утенкова $Z=60(4p-p^2)$
		обеспеченность, %				
		5	10	20		
1.	Витебск	188	184	177	177	214
2.	Слуцк	178	165	149	155	161
3.	Волковыск	178	160	139	119	114
4.	Горки	242	227	208	192	240
5.	Славгород	211	195	173	182	204
6.	Шарковщина	196	183	165	171	186

Из табл.6.17 видно, что глубина промерзания грунтов, определенная статистическим методом и по формулам отличается незначительно. Это говорит о том, что данный метод вполне может быть использован для определения глубины промерзания грунта.

Преимущество его состоит в том, что он позволяет учесть вероятность повторения глубины промерзания грунта, а так же достаточно прост.

Процент обеспеченности и переходный коэффициент $K_{п}$ следует принимать в зависимости от категории дороги. Для автомобильных дорог рекомендуем принимать следующие их значения (табл.6.18).

Таблица 6.18. Рекомендуемые значения процента обеспеченности и переходного коэффициента

Категория дороги	Процент обеспеченности, %	Коэффициент перехода (корреляции), <i>и.т.</i>
I	5	1,82
II	10	1,92
III	20	2,04

6.7 Районирование территории Республики Беларусь по глубине промерзания грунтов

На проектирование, строительство и эксплуатацию автомобильных дорог существенное влияние оказывает глубина промерзания грунтов, природные условия местности, к ним относятся: тип грунта, сумма мороза-дней, влажность грунта, толщина снежного покрова и другие, которые легли в основу районирования территории Республики Беларусь по глубине промерзания.

Территория Республики Беларусь разделена на три зоны (рис.6.9.)



Рис. 6.9. Районирование территории Республики Беларусь по глубине промерзания грунтов.

I-я зона — Юго—Западная. Граница ее Запада — государственная граница Республики Беларусь, с Востока - граница зоны проходит по городам: Вороново—Ивье—Новогрудок—Ганцевичи — Житковичи — Лельчицы;

III-я зона — Северо-Восточная. Граница ее с Востока — государственная граница Республики Беларусь, с Запада граница проходит по городам: Шаркавоина— Глубокое — Докшицы — Борисов — Березино —Кличев— Бобруйск — Жлобин —Будо—Кошелево— Ветка;

II-я зона находится между границами I и III-ей зон.

I-я зона характеризуется средней многолетней глубиной промерзания грунтов в пределах 45-50 см и суммой градусо-дней

мороза 500-800; II-я зона - средняя многолетняя глубина промерзания грунтов - 50-60 см и 800-1000 градусо-дней мороза; III-я зона соответственно 60-75 см средняя многолетняя глубина промерзания грунтов и суммой 1000-1300 градусо-дней мороза.

Границы зон примерно совпадают с климатическими картами: температурой воздуха в самые холодные периоды года, с высотой снежного покрова, количества дней его стояния, почвенно-грунтовой картой и др.

Глава 7 Пучинообразование в дорожной конструкции

7.1 Причины и следствия возникновения пучин на автомобильных дорогах

Пучинами называют деформации дорожной одежды в виде бугров и сетки трещин, через которые под влиянием колес автомобиля на поверхность выдавливается переувлажненный грунт. Они образуются в период морозного влагонакопления в земляном полотне и проявляют себя при оттаивании дорожной конструкции. Необходимыми условиями возникновения пучин являются: интенсивное морозное влагонакопление ($W_{max} \geq 0,7 \dots 0,75$), глубокое ($h > 0,75$) медленное промерзание и тонкодисперсность грунта земляного полотна. При отсутствии любого из трех указанных условий пучины не возникают (рис. 7.1).



Рис.7.1 Условия образования пучин

Для пучения грунта при росте линз льда необходим непосредственный контакт линзы льда с уплотненной пленкой связанной воды, находящейся под давлением сил связывания с частицами грунта и поэтому выдерживающей значительную нагрузку от веса вышерасположенного грунта.

Следует иметь в виду, что кристалл льда при температуре ниже нуля может соприкасаться, сосуществовать с водой только если эта вода находится под повышенным давлением связывания, препятствующим переходу ее в решетку льда. Никакая капиллярная и свободная вода не может непосредственно мигрировать к растущему при $0... - 5^{\circ}\text{C}$ кристаллу льда. Вероятность появления пучин на дорогах с низшим типом покрытия больше по сравнению с дорогами, имеющими капитальные дорожные одежды.

Процесс пучинообразования охватывает значительный временной интервал. Пучины появляются в результате накопления в земляном полотне большого количества влаги. При зимнем промерзании грунтов в земляном полотне возникает разность температур от $+ 4^{\circ}\text{C}$ у уровня грунтовых вод до отрицательных температур в промерзшей зоне грунта. Под влиянием разности температур происходит миграция влаги из низших слоев к границе промерзания и в мерзлый слой по пленкам воды, покрывающим грунтовые частицы, а также путем конденсации паров, поднимающихся по порам грунта от горизонта грунтовых вод.

Большое влияние на миграцию влаги в зону отрицательных температур оказывают тип грунта и степень его уплотнения. Песчаные грунты обладают малой поверхностной энергией. Они промерзают без образования ледяных линз. Пылеватые грунты обладают значительной поверхностной энергией и небольшим сопротивлением подъему воды в порах. Вследствие этого в пылеватых грунтах происходит интенсивное вертикальное перемещение воды, а при замерзании – образование ледяных линз. Глинистые грунты обладают огромной поверхностной энергией и большим сопротивлением перемещению воды в порах. Однако скорость перемещения воды в глинистых грунтах небольшая. При отрицательных температурах они успевают промерзнуть быстрее, чем вода поднимется в активную зону. Важное значение в процессе пучинообразования играют такие гидрологические условия.

При промерзании грунта вначале замерзает свободная и капиллярная вода. Перемещение пленочной влаги прекращается только при отрицательных температурах $- 3... - 5^{\circ}\text{C}$. Поэтому вода проникает по пленкам в пределы промерзшего слоя грунта. Достигая отдельных кристаллов льда, образовавшихся в крупных

породах и капиллярных водах, вода замерзает. В течение зимы кристаллы льда постепенно растут (т.е. жидкая фаза превращается в лед, увеличиваясь в объеме примерно на 9 %) и образуют в земляном полотне целые ледяные прослойки, которые раздвигают грунтовые частицы и вызывают неравномерные поднятия («пучение») дорожной одежды (рис. 7.2).

На интенсивность пучинообразования влияет быстрота охлаждения активного слоя и быстрота влаги.

При небольших морозах грунты промерзают медленно, имеется достаточно времени для подтока воды, поэтому образования ледяных линз идет интенсивно. При сильных морозах наоборот происходит быстрое промерзание грунта, вода не успевает перераспределиться, поэтому ледяные линзы не образуются.

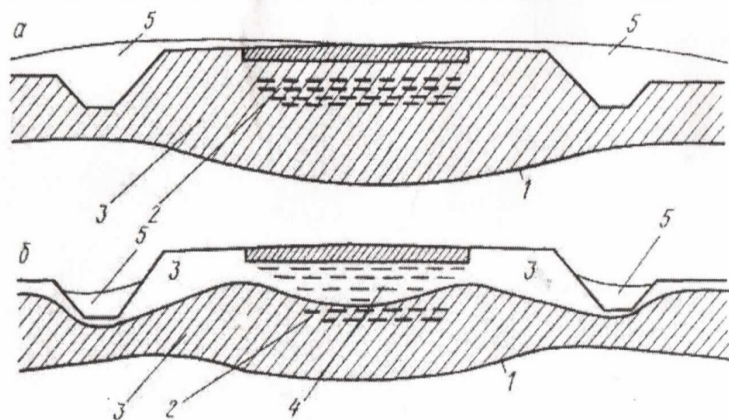


Рис.7.2. Образование донника: а – промерзание грунта под проезжей частью;б – оттаивание грунта весной: 1– граница промерзания; 2– ледяные линзы; 3– мерзлый грунт; 4– оттаявший сильно переувлажненный грунт; 5– снег.

Так как образованию кристаллов противодействуют вес вышележащих слоев грунта, основное влагонакопление происходит в пределах верхних 50...60 см.

В процессе пучения происходит равномерное и неравномерное поднятие дорожных одежд. Наиболее опасны неравномерные поднятия, вызывающие трещины в растянутой зоне покрытий.

В простейшем виде уравнение общего пучения имеет вид:

$$l_0 = 1,09 * \mu * \Delta W_{max} \quad (7.1)$$

где μ – коэффициент неравномерности морозного пучения, равный 0,20 для нежестких одежд; 0,20 для жестких одежд при глубоком залегании ГГВ и 0,30 при неглубоком залегании; ΔW_{max} – максимальное влагонакопление за холодный период.

При допущении о невозможности бокового расширения грунта при морозном влагонакоплении неравномерное пучение можно рассчитать по формуле:

$$l_n = \mu * h * \left[\left(\frac{W_{n1} * \rho_n}{\rho} + \frac{W_{l1} * \rho_l}{\rho} + V_2 \right) * \frac{\rho}{\rho} - \frac{W_{n2} * \rho_n}{\rho} - V_1 \right], \quad (7.2)$$

где h – глубина промерзания грунта в конце холодного периода, м; W_n, W_l – содержание незамерзшей воды и льда в долях единицы,

вычисляется расчетом; ρ_n, ρ_l, ρ_o – плотность термоактивной воды,

льда и воды, кг/м³; ρ_1, ρ_2 – плотность грунта до промерзания и в

конце холодного периода, кг/м³; V_1, V_2 – объем воздуха в порах до

промерзания и в конце холодного периода, в долях единицы; W_1 – влажность грунта до промерзания, в долях единицы, принимаемая по данным наблюдений или устанавливаемая расчетом.

Анализ этого уравнения показывает, что основное влияние на величину пучения оказывает глубина промерзания и величина общего морозного влагонакопления $W_2 = W_n + W_d$. Не во всех случаях зимнего влагонакопления может происходить пучинообразование. Пучины возникнут, если объем льдообразования вследствие морозного влагонакопления превзойдет объем воздуха V_1 , т.е.

$$\frac{1,09 \cdot (W_2 - W_1)}{\rho} > V_1 \quad (7.3)$$

Вследствие неоднородности физико-механических свойств грунта земляного полотна и неравномерного промерзания происходит неравномерное заполнение пор влагой и льдом. Морозное пучение произойдет в случае, если

$$W_2 > W_1 + 0,92 \cdot \rho_{\text{л}} \cdot \left(1 - \frac{\delta_{\text{л}}}{\rho} - \frac{1,09 \cdot W_1 + \delta_{\text{л}}}{\rho}\right) \quad (7.4)$$

где ρ – плотность грунта, кг/м³; $\rho_{\text{л}}$ – плотность льда кг/м³.

По этому уравнению можно рассчитать свойства грунта и их предельные значения, при которых возникают пучины.

7.2 Динамика нарастания влаги в грунтах земляного полотна

Проведенные исследования влаги из боковых канав в тело земляного полотна показывает, что интенсивное (динамика) водонасыщение грунта идет первые 5 суток, затем постепенно уменьшается и через 15 – 20 суток почти прекращается (см. рис. 4.3, гл 4).

Увеличение влажности в первые пять суток достигает 60 – 70% по отношению к первоначальной. Насыщение грунта водой наступает тем раньше, чем меньше его первоначальная влажность. Так, например, по нашим исследованиям получено, что при первоначальной влажности 11% суглинистый грунт через 5 суток имел влажность 17,83%, т.е. влажность грунта увеличилась на 62%, а при первоначальной влажности 17% за такое же время – 19,73%, т.е. увеличилась на 16% при одной и той же полной влагоемкости грунта (21%) и расстоянии от источника увлажнения 20 см.

Скорость водонасыщения зависит не только от первоначальной влажности, но и полной влагоемкости, которая для одного и того же типа грунта может быть разной и зависит от минералогического состава.

Так, если взять начальную влажность суглинистого грунта 11%, а полную влагоемкость 18 и 21%, то через 5 суток влажность стала 15,78%, а для грунта имеющего полную влагоемкость 18% и 17,83%, при полной влагоемкости 21%. В первом случае влажность увеличилась на 43,5%, а во втором на – 62%. Такое явление характерно и для других грунтов.

Для участков, расположенных на расстоянии 50 см от источника увлажнения, увеличение влажности грунта идет сначала медленно, затем достигает максимума, а потом опять замедляется (см. рис. 4.3 гл.4) кривы 100 и 150 см. такой процесс увеличения влажности грунта можно объяснить, во-первых, расстоянием от источника

увлажнения, во-вторых, процессом передвижения влаги. Рассмотрим кривую (рис. 4.3 гл.4) изображающую увеличение влажности грунта на расстоянии 150 см от источника увлажнения. Первые сутки увеличение влажности грунта не наблюдается, так как для прохождения расстояния 150 см одних суток недостаточно. На вторые сутки влажность достигла расстояния 150 см, но увеличение влажности идет медленно, потому что рядом лежащий слой грунта не может полностью отдать влагу, так как он сам еще полностью не насыщен. И только при достижении влажности грунта, равной наименьшей влагоемкости, происходит быстрое увеличение влажности рядом лежащего слоя грунта, в нашем случае слоя, расположенного на расстоянии 150 см от источника увлажнения. Передвижение влаги при этом происходит под действием молекулярных сил. Замедление увеличения влажности после достижения максимума объясняется тем, что часть влаги переходит в рядом лежащий слой, т.е. происходит повторение описанного выше процесса.

Увлажнение грунта земляного полотна из боковых канав зависит от плотности грунта и коэффициента влагопроводности, который так же зависит от плотности грунта. Чем больше плотность грунта, тем меньше коэффициент влагопроводности. Сказанное хорошо подтверждается последователями И. А. Золотаря, В. М. Сиденко, Н. А. Пузакова [48], Леонович И. И., Върко, Н. П. [13].

7.3 Пучинообразование на автомобильных дорогах

В земляном полотне автомобильных дорог протекают сложные водно-тепловые процессы. В результате в различных точках грунтового массива меняется количество влаги, состояние воды, а вместе с этим – прочность и несущая способность дороги. Одним из наиболее ощутимых проявлений водно-тепловых процессов являются пучины. Пучины – следствие промерзания грунта и

миграции влаги из нижних слоев в зону активного охлаждения. На интенсивность пучинообразования влияют скорость промерзания грунта активного слоя и интенсивность поступления влаги.

Пучины проявляют себя в виде поднятия (взбугривания) поверхности покрытия. По данным исследований [64] поднятие поверхности достигало до 43,4 см, а в одном случае даже до 54 см. Обычно на дорогах морозное пучение ниже, но тем не менее оно может быть весьма значительным. Так, по данным С. В. Бельковского [64] поднятию поверхности асфальтобетонного покрытия в Ленинградской области находится в пределах 0,3 до 21,7 см. Вследствие значительных разрушений дорожных покрытий явление морозного пучения служит предметом широких исследований. Вопросам исследования морозного пучения посвящены работы многих ученых и исследователей, таких как профессоров Н. Н. Иванова [66], Н. А. Пузакова [48,68,69,94], А. Я. Тулаева [55,56,88], В. М. Сиденко [80,81,82], В. М. Соколовская [83], И. А. Золоторя [85...90], И. А. Тютюнова и З. А. Нерсесовой [84], Н. В. Ортанского [67] и других. Из крайне неполного перечисления работ можно сделать вывод, что изучение процесса пучения грунтов начато в еще в прошлом веке. В настоящее время имеется несколько гипотез пучинообразования и построенных на базе этих гипотез теорий. Эти вопросы подробно рассматривались в главе первой §1.1, поэтому здесь нет необходимости останавливаться на этом вопросе. Однако, следует отметить, что в настоящее время имеется в достаточном количестве данных, чтобы можно было бы опираться при разработке теорий пучинообразования. Наиболее вероятной гипотезой, является гипотеза, разработанная институтом мерзлотоведения АН СССР Н. А. Цытовичем [87], З. А. Нерсесовой, А. П. Боженовой [86,87] и др. Согласно этой гипотезе главную роль в процессе миграции влаги играет пленочный и пленочно-кристаллизационный механизм ее передвижения. Но независимо от существующих теорий и гипотез

пучинообразования, при проектировании и строительстве всегда необходимо знать величину пучения.

Зная абсолютную величину пучения, можно запроектировать инженерные мероприятия, которые устранят или уменьшат пучение, а тем самым предохранят дорожное покрытие от разрушения. Поэтому мы предлагаем производить прогнозирование пучинообразования, цель которого состоит в том, чтобы проектировщик или строитель знал, когда и какой величины может появиться пучина в данном конкретном месте строительства в зависимости от климатических, грунтовых и гидрологических условий. Для прогнозирования пучинообразования нами использована теория проф. Н. А. Пузакова [48], который в зависимости от мощности и характера источника увлажнения выделяет три расчетные схемы.

Первая расчетная схема соответствует сухой местности с обеспеченным стоком поверхностных вод.

Вторая расчетная схема соответствует районам с достаточным количеством осадков или местам, где затруднен сток поверхностных вод.

Третья расчетная схема охватывает места, где имеется постоянный источник увлажнения – уровень грунтовых вод близок от поверхности, длительное состояние воды в канавах или резервах и др.

Для каждой расчетной схемы проф. Н. А. Пузаковым предложены формулы, необходимые при контроле водно-теплового режима земного полотна.

Для определения величины пучения грунта им предложены формулы:

Первая схема

$$H_1 = 3,08 * k_2 * \frac{\omega_0 - \omega_1}{\sqrt{\alpha_0}} * \sqrt{T} \quad (7.5)$$

Вторая схема

$$H_2 = 1,26 * (\omega_{oc} - \omega_o) * \sqrt{k_k * T} \quad (7.6)$$

Третья схема

$$H_3 = \frac{2,2 * k_k}{\alpha_0} * (\omega_k - \omega_o) * (h * 2,3 * \lg \frac{h}{h-Z} - Z) \quad (7.7)$$

где ω_0 – максимальная молекулярная влагоемкость грунта, в долях еденицы; ω_1 – влажность грунта, неспособная к передвижению, в долях еденицы; ω_{oc} – осенняя влажность грунта, в долях еденицы; ω_k – капиллярная влагоемкость грунта; k_k – среднее значение коэффициента влагопроводности см/сутки; $\alpha_0 = \frac{z^2}{2T}$ – параметр, зависящий от физических свойств грунта и климатических особенностей района, см²/сутки; T – время промерзания грунта, сутки; h – глубина залегания грунтовых вод от поверхности дороги, см; Z – максимальная глубина промерзания, см.

Анализ формул показывает, что основную роль в образовании пучин играют участки дорог, отнесенные к третьей схеме по увлажнению. Эти участки и положены в основу прогнозирования пучинообразования на дорогах. Из формулы (7.7) не трудно заметить, что величина пучения зависит главным образом от уровня грунтовых вод и глубины промерзания грунта. Уровень грунтовых вод для данных условий местности считать постоянной. Глубина же промерзания колеблется в значительных пределах. Для ее определения необходимо использовать приведенный в гл. 6 статический метод.

Внешнее проявление пучин заключается в постепенном поднятии дорожной одежды по мере нарастания суммы градусо-

дней мороза $\sum T_x t_b$, где $\sum T_x$ – количество дней с отрицательной температурой воздуха t_b . Поднятие дорожной одежды может достигать значительных размеров. Максимальная величина его наблюдается к концу холодного периода. На взбугривании, особенно на асфальтобетонных покрытиях, четко видны трещины ромбического очертания (зимний период пучинообразования). Весной при прогревании дорожной одежды грунт земляного полотна оттаивает и под действием нагрузки, передаваемой от автотранспортных средств, происходит вскрытие пучин. Весь грунт, насыщенный водой, теряет несущую способность, и дорожные одежды (покрытие), при воздействии внешней нагрузки, разрушаются.

Таким образом, чтобы на дороге возникли пучины, необходимо наличие трех характерных условий: земляное полотно возведено из пучинистых (пылеватых) грунтов; земляное полотно (грунт) переувлажнено, и когда оно медленно и глубоко промерзает.

Поэтому при проектировании и строительстве дорог необходимо учитывать возможность появления пучин в процессе их эксплуатации и принимать инженерные решения, исключающие появление пучин, то есть прогнозировать их проявление, тем самым предохраняя дорожную одежду от разрушения.

Различают две основные фазы пучинообразования: зимнее взбугривание, или морозное пучение грунтов, и весеннее оттаивание (оседание) грунтов. Первая фаза пучинообразования связана с промерзанием грунтов, а вторая – с оттаиванием, причем в первом случае прочность грунта увеличивается, а во втором уменьшается.

При промерзании однородных влажных грунтов иногда наблюдается равномерное поднятие поверхности дороги на большом протяжении. Неравномерное же поднятие поверхности влечет за собой деформацию покрытия.

Поэтому в настоящее время для районов сезонного промерзания грунтов земляного полотна помимо расчета дорожной конструкции на прочность производится ее расчет и на морозоустойчивость [90]. В основу расчета положено условие, что величина ожидаемого морозного пучения S_p должна быть равна или меньше допускаемого S_d , т.е. должно выполняться следующее условие:

$$S_p \leq S_d \quad (7.8)$$

Ожидаемое зимнее вспучивание определяют на основе влагонакопления грунта в процессе промерзания. Величинам ожидаемого пучения может быть найдена по методике, разработанной Н. А. Пузаковым [69], А. Я. Тулаевым [88], И. А. Золотарем [48, 49] и др.

Величину допускаемого пучения грунтов земляного полотна устанавливают исходя из обеспечения необходимой ровности и сплошности покрытия в зимний период. Для определения этой величины предложено несколько расчетных схем, основанных на теории изгиба балок и тонких плит различных условиях закрепления их на краях [89, 91].

Анализ причин пучинных разрушений показывает, что в большинстве случаев пучины возникают от недостаточности мер по осушению дорожного полотна, малой толщины в недостаточной прочности одежды.

На основании исследований А. М. Пчелинцева [132], В. О. Орлова [133] рекомендованы формулы для определения величины морозного пучения в зависимости от начальной влажности при отсутствии подтока воды. Ввиду того что эти формулы учитывают параметр, определяющий количество незамерзшей воды в грунте, использование их в практических целях затрудняется из-за сложности определения данного параметра.

При одинаковом увлажнении степень пучения глинистых грунтов различна и зависит от ряда свойств грунта, одновременно влияющих на степень его пучения. В пределах пластичной консистенции грунта величина пучения при промерзании возрастает пропорционально увеличению влажности.

По данным В. М. Соколовой [83], величину морозного пучения глинистых грунтов можно определить по следующим формулам:

для однородных грунтов

$$h = m(W - k_b W_p) Z; \quad (7,9)$$

для разнородных грунтов

$$h = \sum_{i=1}^n m_i (W_i - k_b W_p) Z_i; \quad (7,10)$$

где n — число расчетных слоев; m — эмпирический коэффициент пучинистости n -го слоя (для супесей $t = 0,25$; для суглинков при $W_p \leq 13\%$ $t = 0,22$, при $W_p > 13$ $t = 0,20$; для глин при $W_p < 20$ $m = 0,15$); W_i — природная влажность i -го слоя грунта, доли единицы (от веса сухого грунта); k_b — поправочный коэффициент, принимается для температуры -4 °С, при которой льдообразование идет наиболее интенсивно; W_p — влажность на границе раскатывания i -го слоя, доли единицы; Z — толщина промерзающего i -го слоя грунта, см.

Эти формулы применимы для глинистых грунтов пластичной консистенции при отсутствии или при глубоком залегании уровня грунтовых вод (ниже 2 м от нормативной глубины промерзания).

В работах Н. Я. Хархуты и Ю. М. Васильева [37] показано влияние степени уплотнения на величину морозного пучения при промерзании грунтов как с напором, так и без напора грунтовых вод. Максимальное морозное пучение пылеватых суглинков и супесей, по их данным, соответствует плотностям в интервале от 0,90 до 0,94 δ_0 .

Скорость морозного пучения максимально уплотненных грунтов в зависимости от расстояния до уровня грунтовых вод или до

переувлажненных слое характеризуется параболической зависимостью.

Для определения величины морозного пучения необходимы обширные наблюдения за пучением дорожного полотна в течение многих лет, однако в настоящее время их недостаточно. Поэтому для расчета величины пучения следует пользоваться методами прогнозирования с помощью теории вероятностей. За расчетное значение пучения в этом случае принимается величина, вероятность появления которой составляет не менее одного раза в течение определенного числа лет.

Прогнозирование пучинообразования необходимо производить как во время проектирования новых и реконструирования существующих автомобильных дорог, так и при их эксплуатации. Особое значение имеет прогнозирование, когда решается вопрос о реконструкции существующей автомобильной дороги с несовершенным покрытием и об устройстве дороги с капитальным типом покрытий. Здесь следует отметить и тот факт, что никакие натурные обследования не могут заменить прогноза пучинообразования, так как этот процесс может произойти при неблагоприятном стечении погодных и гидрологических факторов, не имевшем места в период обследования. Пучины могут появиться на тех участках дороги, где они раньше не наблюдались. Поэтому методы прогнозирования должны учитывать наиболее неблагоприятные сочетания погодных и гидрологических факторов, которые могут иметь место в пределах срока службы дороги, по аналогии с тем, как и при расчете отверстий мостов учитываются высокие горизонты воды соответствующей повторяемости.

Нами разработан метод прогнозирования пучинообразования, который рекомендуется применять для всех трех типов местности по увлажнению. Однако в силу того, что III тип местности по своим грунто-гидрологическим условиям наиболее пучиноопасный, он положен в основу предполагаемого метода.

7.4 Районирование территории Республики Беларусь по условиям пучинообразования

Проектирование, строительство и эксплуатация автомобильных дорог существенно зависит от природных условий местности. Из числа природных условий важнейшее влияние на образование пучин оказывает вид грунта, глубина его промерзания, влажность, продолжительность морозного периода, сумма градусо-дней мороза и др. В зависимости от относительного морозного пучения все грунты по степени пучинистости подразделяются на шесть групп: непучинистый, слабопучинистый, пучинистый, очень пучинистый, чрезмерно пучинистый.

К непучинистым грунтам относятся: песок гравелистый, крупный и средней крупности с содержанием частиц диаметром менее 0,05 мм меньше 15% и мелкий песок с содержанием частиц диаметром менее 0,05 мм меньше 2%.

К слабопучинистым – песок гравелистый, крупный и средней крупности с содержанием частиц менее 0,05 мм меньше 15%, супесь легкая крупная. Песок пылеватый, супесь пылеватая, суглинок легкий пылеватый, тяжелый пылеватый.

К пучинистым : супесь легкая, суглинки легкий и тяжелый, глины, супесь тяжелая, пылеватая.

К очень пучинистым: песок пылеватый, супеси пылеватые, суглинок тяжелый, пылеватый.

К чрезмерно пучинистым: супесь тяжелая пылеватая, суглинок мелкий пылеватый.

Величина относительного пучения щебенистых, гравелистых, дресвяных песков при содержании более 15% частиц размером менее 0,05 мм ориентировочно можно принять как для пылеватого песка и определяется в лаборатории. Учитывая выше изложенное, а также то, что глубина промерзания грунтов играет важную роль в

процессе пучинообразования. Нами территория Республики Беларусь разделена на четыре зоны (рис.7.3).

I-я зона (Северо-Восточная) характеризуется продолжительной зимой около 120 сут, устойчивым снежным покровом, стоящим 100-120 дней. Оттепелей сравнительно мало. Промерзание грунта начинается в конце октября — начале ноября, а оттаивание — в конце марта — начале апреля. Средняя многолетняя отрицательная температура воздуха: -7°C , -8°C . Количество осадков — примерно 600 мм.

II-я зона (Центральная) — продолжительность зимы около 100 сут. Снежный покров держится от 80 до 100 дней. Начало промерзания — ноябрь, а оттаивания — начало апреля. Средняя многолетняя отрицательная температура воздуха : -6°C , -7°C . Количество осадков — около 650 мм.

III-я зона (Северо-Западная) — продолжительность зимы около 80 сут со значительным количеством оттепелей и осадками 700 мм. Средняя многолетняя отрицательная температура воздуха: -5°C , -6°C .

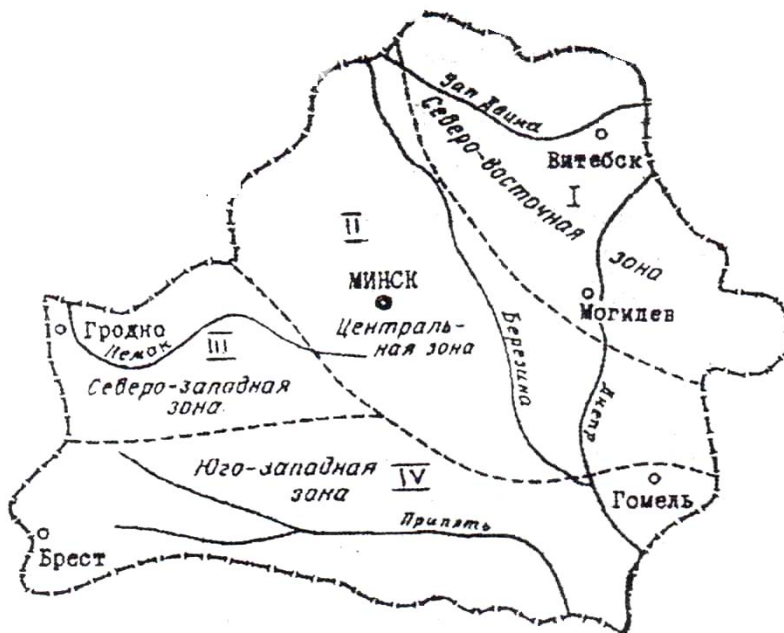


Рис.7.3. Схематическая карта районирования территории Беларуси по условиям пучинообразования.

IV-я зона (Юго-Западная) – характеризуется большим количеством дней оттепелей, один раз за 10 лет снежный покров не устанавливается. Продолжительность зимы – около 60 дней. Средняя отрицательная температура воздуха около $-4,5^{\circ}\text{C}$. Осадков выпадает примерно 500 мм.

7.5. Прогнозирование вероятности появления пучин

При проектировании и строительстве дорог необходимо знать о возможности появления пучин в процессе её эксплуатации и запроектировать инженерные мероприятия исключающие их появления, т.е. производить прогнозирование появления пучин, и

тем самым предохранить дорожную одежду от разрушения. Нами разработана методика прогнозирования пучинообразования. В основу которой положен статистический метод определения глубины промерзания грунтов и третья расчётная схема (проф. Н. А. Пузакова), охватывающая места, где имеется постоянный источник увлажнения.

Порядок прогнозирования вероятности появления пучин производится следующим образом:

1. Принимается величина морозного пучения для заданного участка дороги (допустимая, контрольная или любая другая искомая).

2. По графику (рис. 7.4) находят глубину промерзания грунта Z_0 , при которой данная величина пучения может иметь место.

3. По карте изолиний (рис. 6.2, гл 6) определяется средняя многолетняя глубина промерзания грунта Z_{cp} для рассматриваемого района.

4. Зная глубину промерзания грунта Z_0 и Z_{cp} , вычисляются модульный коэффициент K_s по формуле

$$K_s = \frac{Z_0}{K_{\gamma} \cdot Z_{cp}} \quad (7.11)$$

5. По карте изолиний (рис. 6.3, гл 6) для рассматриваемого района находят коэффициент вариации C_v

6. Зная коэффициент вариации C_v и модульный коэффициент K_s , по таблицам С. И. Рыбкина (фрагмент таблицы С. И. Рыбкина приведен в табл. 7.1) определяется вероятность появления пучин заданной величины.

Таблица 7.1 - Модульный коэффициент K_s

Коэффициент вариации	Вероятность					
	1:100	1:33	1:20	1:10	1:5	1:4
0,25	1,674	1,522	1,445	1,332	1,202	1,154
0,30	1,825	1,636	1,540	1,399	1,240	1,183
0,35	1,990	1,754	1,638	1,468	1,276	1,208
0,40	2,156	1,872	1,736	1,536	1,312	1,232
0,45	2,334	1,999	1,837	1,603	1,345	1,254
0,50	2,511	2,126	1,938	1,670	1,378	1,277
0,55	2,700	2,256	2,042	1,737	1,408	1,294
0,60	2,890	2,386	2,146	1,804	1,438	1,312
0,65	3,090	2,522	2,252	1,871	1,468	1,328
0,70	3,289	2,659	2,358	1,939	1,497	1,343

Примечание – Допускаемая величина морозного пучения должна быть не более 6 см для гравелистых и щебеночных покрытий; 4 см – для асфальтобетонных; 2 см – для цементобетонных покрытий.

Допустимое пучение должно быть: не более 6 см для гравийных и щебеночных покрытий; 4 см – для асфальтобетонного; 2 см – для цементобетонного [68].

По этим графикам можно определить необходимую высоту насыпи над уровнем грунтовых вод (по тому же критерию), дать оценку возможного морозного пучения на существующих дорогах. Внедрению предлагаемых рекомендаций при строительстве будет способствовать повышению устойчивости и долговечности автомобильных дорог.

Для примера определим вероятность появления пучин величиной 5 см на дороге Минск – Слуцк в районе г.Слуцка. При этом известно, что грунт земляного полотна супесчаный пылеватый, глубина залегания грунтовых вод 1,6 м, по степени увлажнения участок местности относится к третьей расчетной схеме.

Для заданного района имеем: продолжительность зимы $T= 80$ суток, средняя глубина промерзания с учетом коэффициента перехода ($k_n= 1,7$) $z_{cp}= 93$ см, коэффициент вариации $C_v= 0,42$.

По графику (рис.7.4) определяем значение глубины промерзания грунта, которая вызывает пучение величиной 5 см.

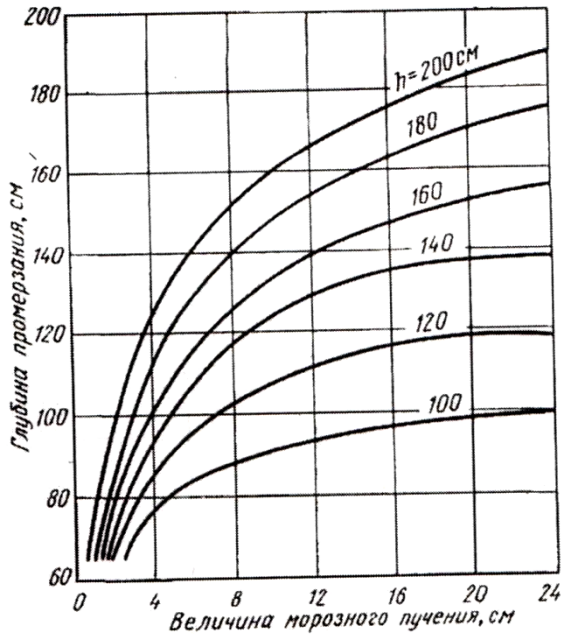


Рис.7.4. График определения глубины промерзания (см) по заданной величине морозного пучения.

Цифры на кривых – глубина залегания уровня грунтовых вод, h.

Она равна $z_0 = 113$ см. По формуле (6.30) гл.6 определяем модульный коэффициент

$$k_s = \frac{113}{93} = 1,215$$

имея модульный коэффициент $k_s = 1,215$ и учитывая, что для рассматриваемого района строительства коэффициент вариации $C_v = 0,42$ по таблицам С. И. Рыбкина находим, что вероятность появления пучения, величиной 5 см, составляет 1:25, т.е. один раз в 25 лет.

Глава 8 Способы оптимизации водно-теплового режима земляного полотна

8.1. Общие сведения. Требования к грунтам земляного полотна.

Земляное полотно (ТКП 313-2011(02191)) – это инженерное сооружение из грунта, на котором размещается дорожная одежда. Земляное полотно воспринимает статические нагрузки от дорожной одежды и динамические от подвижного состава и передает их на основание. Земляное полотно предназначено так же для выравнивания земной поверхности в пределах дорожной трассы и придание дороге необходимого плана и профиля. Оно так же регулирует поверхностный сток воды.

Земляное полотно – наиболее ответственный элемент автомобильной дороги, в значительной степени, ее несущая конструкция. Его можно считать фундаментом дороги.

От надежности земляного полотна зависит стабильность работы дорожной одежды, прочность, ровность и другие транспортно-эксплуатационные качества автомобильной дороги. Земляное полотно и дорожную одежду надо рассматривать в комплексе, как на стадии проектирования, так и в процессе эксплуатации.

Так как основным материалом земляного полотна является грунт, свойства которого изменяются при изменении техногенных и природных воздействий, то и состояние земляного полотна, его надежность (способность работать без отказа), так же не постоянно. Всё это не обходимо учитывать при проектировании, строительстве и эксплуатации земляного полотна, рассматривая любой его

элемент, как открытую динамическую систему. К земляному полотну предъявляются следующие основные требования:

- о должно быть прочным (грунт должен иметь достаточное сопротивление воздействию нормальных напряжений), устойчивым (грунт должен иметь достаточное сопротивление воздействию касательных напряжений), надёжным (работать без отказа), долговечность (иметь неопределенно долгий срок службы);

- ся поверхность земляного полотна, устройств при нём и полосы отвода должны быть спланированы и защищены так, чтобы атмосферная вода нигде не застаивалась и был бы обеспечен максимальный её сток в стороны или в специальные водоотводные сооружения при минимальной впитываемости в грунт, а текущая вода не размывала бы откосы и основание;

- онструкции земляного полотна должны обеспечивать минимальные расходы на их устройства, ремонты и содержание при максимальной возможности механизации и автоматизации работ.

Кроме основных существуют эксплуатационные требования, предъявляемые к земляному полотну:

- но должно обеспечивать длительную эксплуатацию с минимальными отказами при пропуске тяжеловесных и крупногабаритных транспортных средств при установленных скоростях движения;

- ьть ремонтпригодным;

- ьть равнонадёжным по протяжению независимо от вида применяемых грунтов и естественного состояния основания.

Так как земляное полотно представляет собой линейное (вытянутое в длину) сооружение, то основной частью его проекта является поперечный профиль – инженерно-геологический разрез, перпендикулярный продольной оси.

Для защиты земляного полотна от неблагоприятных природных воздействий оно имеет также комплект различных водоотводных, защитных и укрепительных сооружений и устройств.

Применяют типовые и индивидуальные конструкции (профили) земляного полотна. Типовые решения представляют собой типовые поперечные профили земляного полотна, регламентируемые нормативными документами. Они созданы в результате последовательного обобщения опыта проектирования, строительства и эксплуатации земляного полотна. Типовые решения применяются в основном без обоснования инженерными расчетами, но с привязкой к местным условиям, иногда специфическим цветом, но уже хорошо изученным и апробированным многолетней практикой применения. Типовые решения чаще всего используются в следующих случаях:



при простых инженерно-геологических, гидрогеологических и других условиях;



при возведении полотна из обычных грунтов (обычными грунтами считаются все дренирующие грунты, а также глинистые, имеющие твёрдую или полутвёрдую консистенцию – при показателе текучести $J_L < 0,25$). (табл.3.5)



при прочном основании с косогорностью не круче 1:5 при скальных грунтах и косогорностью не круче 1:3 при нескальных;



при рабочих отметках земляного полотна до 12,0 м (в случае использования глинистых грунтов при $0,25 < J_L < 0,50$ – при высоте насыпей до 6,0 м, скальных слабовыветривающихся и неразмягаемых легко-выветривающихся – до 20,0 м);



в некоторых сложных инженерно-геологических региональных условиях, но с ограничением по отдельным геометрическим параметрам, консистенции грунтов и пр. (например, насыпи на болотах глубиной до 3,09 – 4,0 м и др.).

Индивидуальные решения (проекты) разрабатываются для сложных объектов земляного полотна, сооружаемых в сложных физико-географических, климатических и инженерно-геологических условиях. Для составления такого проекта производят детальные инженерно-геологические изыскания, определяют в нужном объеме физико-механические и прочностные свойства грунтов и все принимаемые проектные решения обосновывают инженерными расчетами.

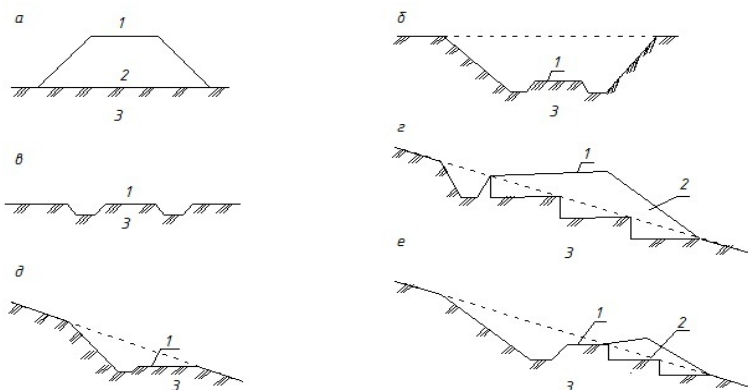


Рис.8.1 – Типы земляного полотна: 1 – основная площадка; 2 – собственно земляное полотно; 3 – основание

Индивидуальные проекты земляного полотна разрабатываются на следующие объекты:



асыпи высотой более 12,0 м из раздробленных скальных грунтов, песка и глинистых грунтов твердой или полутвердой консистенции ($J_L < 0,25$) и выемки при высоте откосов более 12,0 м;



асыпи высотой более 6,0 м из глинистых грунтов тугопластичной консистенции ($0,25 < J_L < 0,50$) и выемки глубиной более 6,0 м в глинистых и пылеватых грунтах в районах избыточного увлажнения;

✓ насыпи на слабых основаниях, а также при выходе ключей в пределах основания;

✓ насыпи в пределах болот I и III типов глубиной более 4,0 м и болот II типа глубиной более 3,0 м, а также при поперечном уклоне минерального дна болот I типа круче 1:10; II типа — 1:15, III типа — 1:20; насыпи на болотах с торфом неустойчивой консистенции, не поддающейся классификации;

✓
асыпи на поймах рек, на участках пересечения водоемов и водотоков, а также на участках временного подтопления, на участках земляного полотна, расположенных вдоль водотоков, водохранилищ и морей;

✓
асыпи на косогорах с уклоном круче 1:5, сложенных скальными грунтами, на косогорах с уклоном круче 1:3, сложенных нескальными грунтами, а также на косогорах крутизной от 1:5 до 1:3 при высоте низовых откосов более 12,0 м;

✓
ыемки в скальных грунтах при неблагоприятных инженерно-геологических условиях, в том числе при залегании пластов горных пород с наклоном круче 1:3 в сторону пути;

✓
ыемки в глинистых переувлажненных грунтах с показателем текучести $J_L > 0,50$ или вскрывающие водоносные горизонты;

✓
ыемки в сильнонабухающих грунтах, в других (в том числе искусственных) грунтах, резко снижающих устойчивость откосов и прочность грунтов основной площадки при воздействии климатических факторов и динамических воздействиях (глинистые грунты с влажностью на границе текучести $W_L > 0,40$), а также насыпи, проектируемые с использованием указанных грунтов;

✓
емляное полотно на пучиноопасных участках (места с перемещающимися разнородными по своим пучинистым свойствам грунтами в зоне промерзания);

✓

асыпи высотой до 3,0 м на основаниях с мелкобугристым рельефом;

✓

частки с локальным увлажнением пучинистых грунтов;

✓

онцевые участки скальных выемок; участки с нарушением температурного режима);

✓

емляное полотно в местах активных склоновых процессов (на участках с наличием или возможным развитием оползней, обвалов, осыпей, каменных россыпей, снежных лавин, селей, оврагов);

✓

емляное полотно на участках с развитием естественных или искусственных подземных полостей (карсты, горные выработки);

✓

емляное полотно в местах пересечения его трубопроводами;

✓

емляное полотно, при сооружении которого используется гидромеханизация и взрывные способы производства работ, а также земляное полотно с элементами геотекстиля и теплоизоляционных материалов в конструкции;

✓

емляное полотно в районах распространения вечномерзлых грунтов: при основаниях с величиной относительной осадки более 0,1, в том числе на марях, а также наледных участках, на участках с наличием подземного льда, развития термокарста, солифлюкции, бугров пучения;

✓

емляное полотно в районах с высокой сейсмичностью (7 и более баллов);

✓

асыпи и выемки на участках с грунтами, подверженными разжижению при динамических воздействиях.

8.2. Грунты для земляного полотна

Грунты, используемые для сооружения насыпей, и грунты, в которых вскрываются выемки, классифицируются в соответствии с СТБ 943-2007 "Грунты. Классификация".

С учетом работы грунтов в сооружениях они подразделяются на *скальные, дисперсные и мерзлые*.

Скальные грунты могут быть *невыветриваемыми, слабыветриваемыми, выветриваемыми* и *сильновыветриваемыми* в зависимости от способности к выветриванию, трещиноватости и блочности.

К *слабыветриваемым* относятся грунты *магматического* происхождения, *метаморфические* и *осадочные*, а также грунты *глыбово-щебенистой* и *щебенисто-глыбовой* структуры. Все они, как правило, *неразмягчаемые* и имеют коэффициент размягчаемости $K_{sat} > 0,75$ (он представляет собой отношение временных сопротивлений грунта одноосному сжатию в водонасыщенном и воздушно-сухом состояниях).

К *выветриваемым* относятся грунты магматического происхождения крупнозернистой структуры, метаморфические, осадочные, *неразмягчаемые* ($K_{sat} > 0,75$), а также осадочные *размягчаемые* ($K_{sat} < 0,75$): *аргиллиты, алевролиты, песчаники* с различным цементом и др.

Слабыветриваемые грунты могут быть *слабо- и сильнотрещиноватыми*, *выветриваемые* — *сильнотрещиноватыми*; они часто разрушаются до *обломочно-щебенисто-дресвяного* состояния (*неразмягчаемые*) или *песчано-пылевато-глинистого* (*размягчаемые*).

Дисперсные грунты подразделяются на *крупноблочные*, *песчаные* (классифицируются по степени дренирования), *глинистые* (классифицируются по гранулометрическому составу, засоленности, набухаемости, пучинистости, просадочности и

чувствительности к вибродинамическому воздействию), биогенные (сапропели, заторфованные, торфы), искусственные отходы производства (шлаки, золы и пр.).

Если в крупноблочном грунте содержится более 40 % песчаного заполнителя или более 30 % глинистого (от общей массы воздушно-сухого грунта), то в его название включается наименование заполнителя, например гравийно-песчаный и пр.

При применении отходов производства, а также специфических естественных грунтов, прочностные свойства которых резко снижаются под воздействием климатических факторов, следует предусматривать мероприятия по обеспечению надежности конструкций (стабильности основной площадки и устойчивости откосов).

В насыпях предпочтительнее использовать неоднородные пески для обеспечения большей устойчивости откосов под воздействием динамических поездных нагрузок. Поэтому следует определять показатель неоднородности гранулометрического состава

$$C_v = d_{60}/d_{10} \quad (8.1)$$

где d_{60} и d_{10} — диаметры частиц, меньше которых в данном грунте по массе содержится соответственно 60 и 10 %.

При $C_v < 3$ пески считаются однородными, при $C_v > 3$ — неоднородными. К однородным относятся также мелкие пески с содержанием по массе 90 % и более частиц размером 0,1—0,25 мм.

По коэффициенту водонасыщения S_r крупнообломочные и песчаные грунты подразделяются на: малой степени водонасыщения ($0 < S_r < 0,5$), средней степени водонасыщения ($0,5 < S_r < 0,8$) и насыщенные водой ($0,8 < S_r < 1$). Коэффициент водонасыщения определяется по формуле

$$S_r = \frac{W P_s}{e P_s} \quad (8.2)$$

где W — природная влажность грунта (в долях единицы);
 ρ_s и ρ_w — плотности частиц грунта и воды соответственно,
г/см³;
 e — коэффициент пористости.

По водопроницаемости грунты делятся на дренирующие и недренирующие.

К дренирующим по условиям работы земляного полотна относятся грунты, имеющие при максимальной плотности по стандартному уплотнению коэффициент фильтрации $K_f=0,5$ м/сут и содержащие в гранулометрическом составе не более 10 % частиц размером менее 0,1 мм. С согласия заказчика можно применять в качестве дренирующих грунтов пески мелкие и пылеватые с $K_f < 0,5$ м/сут при соответствующем технико-экономическом обосновании.

Глинистые грунты различаются в зависимости от числа пластичности J_L , степени влажности (консистенции), содержания растворимых солей и органических веществ, набухания и просадочности.

От консистенции грунтов зависит прочность и устойчивость земляного полотна. В табл. 3.5 приведены значения J_i для различных консистенций разных грунтов.

От набухаемости и просадочности глинистых грунтов зависит их возможная деформативность в сооружении. Набухаемость проверяется по показателю усадки — набухания

$$a_{yH} = \frac{a_y + a_H}{1 - a_y} \quad (8.3)$$

где a_y и a_H - показатели усадки и набухания соответственно. При $Эун < 0,10$ грунты считаются слабонабухающими,

при $0,10 < a_{\text{ун}} < 0,20$ — средненабухающими и при $a_{\text{ун}} > 0,20$ — сильнонабухающими. Значения $a_{\text{у}}$ и $a_{\text{н}}$ определяются по ГОСТ 24143—80 "Грунты. Методы лабораторного определения набухания и усадки".

Глинистые грунты, которые при замачивании под воздействием внешней нагрузки и собственного веса дают дополнительную осадку, считаются просадочными (относительная деформация просадочности у них — не менее 0,01). Это лёссы и лёссовые грунты.

Для возведения насыпей разрешается использовать все грунты, кроме глинистых избыточно увлажненных или засоленных, торфов, ила, мергелей, трепельных, гипса, заторфованных грунтов (содержащих органические включения более 10—50 %), содержащих гипс в количестве 20—30 % и др.

Естественные основания насыпей могут быть сухими ($W < W_p + 0,25J_L$ до глубины 1,0 м, грунтовые воды отсутствуют или залегают на глубине более 2,0 м), сырыми (W от $W_p + 0,25 J_p$ до $W_p + 0,75 J_p$, грунтовые воды залегают на глубине 1,0 м и ниже, имеются признаки поверхностного заболачивания) и мокрыми ($W > W_p + 0,75 J_p$, грунтовые воды залегают на глубине 1,0 м, имеются их выходы на поверхность).

Кроме того, в зависимости от прочности, влажности, степени однородности грунтов, а также расчетных нагрузок основания подразделяются на прочные, недостаточно прочные и слабые.

Для обеспечения надежности конструкций земляного полотна и расширения сферы применения местных грунтов производится уплотнение грунтов до нормируемой плотности в насыпях и в необходимых случаях под основной площадкой в выемках, на нулевых местах и основаниях насыпей.

Грунты насыпей послойно уплотняются (рис. 8.1) до достижения нормируемой минимальной плотности сложения сухого грунта

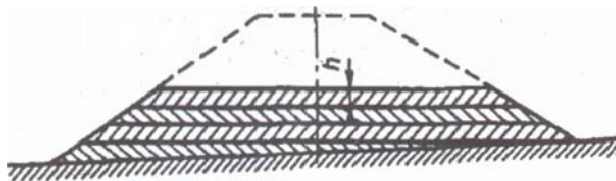


Рис. 8.1. Схема уплотнения насыпей

г/см^3 , которая принимается постоянной по всей ширине слоя толщиной h , м (имея в виду, что в средней части насыпи имеют место наибольшие нормальные напряжения, а в откосных частях — касательные). Величина h зависит от рода грунта, его влажности и типа уплотняющего средства.

При надлежащем уплотнении грунта можно обеспечить:

- минимальные остаточные деформации грунтов и практически упругую работу грунта под воздействием внешних динамических нагрузок;
- практическую водонепроницаемость или существенное снижение инфильтрации атмосферной воды в грунт;
- остаточное сопротивление сдвигу;
- ведение к минимуму тиксотропных явлений.

Специальному уплотнению подлежат основания насыпей высотой до 0,5 м и грунты под основной площадкой выемок в случаях, если их естественная плотность меньше нормируемой.

Грунты в насыпях можно специально не уплотнять, если насыпи сооружаются из слабыветриваемых скальных и близких к ним по свойствам выветриваемых неразмягчаемых скальных грунтов, -при применении сухих барханных песков, при отсыпке насыпей в воду (в подводной части), а также при возведении их способом гидронамыва.

Таблица 8.1 - Наименьший коэффициент уплотнения грунта

Вид земляного сооружения	Части земляного полотна	Глубина расположения слоя от поверхности покрытия, м	Коэффициент уплотнения грунта в случаях применения дорожных одежд	
			капитальных	облегченных
Насыпи	Рабочий слой	До 1,5	От 1,00 до 0,99	От 1,00 до 0,98
	Нижняя неподтопляемая	1,5-6,0	0,95	0,95
		Более 6,0	0,98	0,95
Нижняя подтопляемая	1,5-6,0	0,98-0,95	0,95	0,95
	Более 6,0	0,98	0,95	0,95
Выемки и нулевые места	В слое сезонного промерзания	До 1,2	От 1,00 до 0,99	От 1,00 до 0,98
	Ниже слоя сезонного промерзания	До 1,2	0,95	От 0,95 до 0,92

Примечание - Большие значения коэффициентов уплотнения грунта следует принимать в случаях применения цементобетонных покрытий и оснований.

В настоящее время, исходя из требований минимальных остаточных деформаций (осадки) и возможностей современной грунтоуплотняющей техники, приняты значения k , приведенные в табл. 8.1.

При соблюдении норм плотности, приведенных в табл. 8.1, сданные в эксплуатацию насыпи могут иметь осадки в размере от 0,5 до 3,0 % их высоты в зависимости от рода грунта и достигнутого значения k .

При установлении k , кроме плотности, следует учитывать и влажность грунта (необходимо проверять пригодность грунта карьера или резерва по условиям влажности). Следует применять преимущественно грунты, имеющие оптимальную влажность. Наибольшая допустимая влажность грунта, при которой достигается плотность, определяется на основании стандартного уплотнения.

Уменьшение коэффициента уплотнения по сравнению с нормами, приведенными в табл. 8.1 допускается в случаях невозможности или нецелесообразности их достижения (при наличии грунтов повышенной влажности или грунтов малой влажности в засушливых районах). В этих случаях в индивидуальном проекте предусматриваются меры по обеспечению эксплуатационной надежности насыпей.

8.3.Изменение прочностных и деформативных характеристик грунтов в зависимости от водно-теплового режима земляного полотна

Земляное полотно является очень ответственной частью дороги. От его качества и устойчивости зависит надежность работы всей дорожной конструкции.

В последнее время во всех странах начали предъявлять высокие требования к земляному полотну и особенно к его верхней части, на которую укладывают дорожную одежду. Задача состоит в том, чтобы повысить суммарную прочность земляного полотна, обеспечить однородность сопротивления нагрузкам, создать нормальные условия протекания водно- теплового режима и т. д.

При проектировании дорожных одежд с капитальными и усовершенствованными облегченными покрытиями, которые рассчитывают на работу в стадии обратимых деформаций, используют две группы расчетных характеристик — деформативные и прочностные. Деформативными характеристиками грунтов земляного полотна являются модуль упругости и коэффициент Пуассона, а прочностными — сцепление и величина угла внутреннего трения.

При расчете дорожных одежд переходного и низшего типов в качестве расчетной характеристики дорожной одежды принимают модуль упругости, представляющий зависимость между приложенной к поверхности дороги вертикальной нагрузкой и возникающей в результате этого относительной деформацией дорожной одежды.

Расчетные характеристики грунтов в большой степени зависят от влажности, плотности и температуры в расчетный период. За расчетный период принимают такой, при котором прочность и жесткость грунта, а также одежды в целом достигают наименьших значений.

Из-за колебаний температуры и влажности грунта в течение года изменяется его внутренняя связность, заключающаяся в разуплотнении (набухании) или самоуплотнении (усадке) грунта. Этот процесс обычно называют «пульсацией» грунтов. Пульсация при одинаковом водно-тепловом режиме, но в различных по происхождению и механическому составу грунтах неодинакова. Песчаные грунты имеют незначительную пульсацию, в то время как глинистые дают большую амплитуду пульсации.

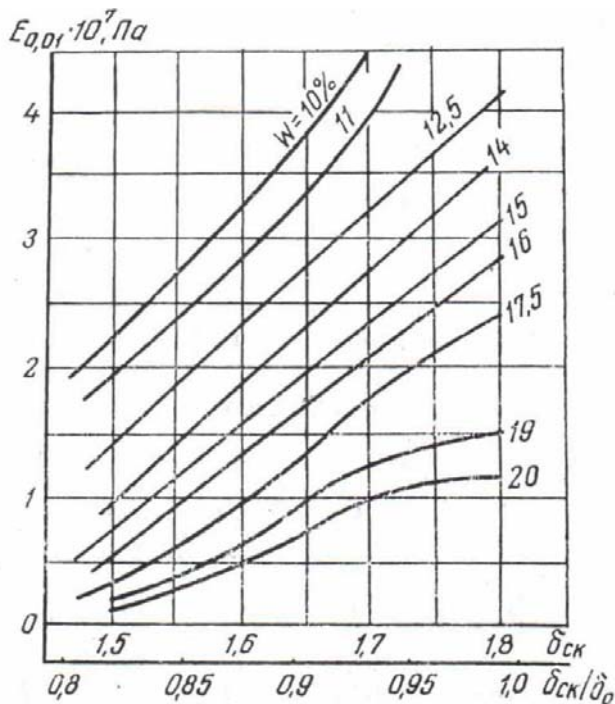


Рис.8.2. Зависимость модуля деформации супесчаного грунта от плотности и влажности (супесь крупная, $W_0=14,8\%$, $\delta_0=1,81 \text{ г/см}^3$, $W_T=23,9\%$)

На рис. 8.2 представлен годовой цикл изменения модуля деформации в зависимости от времени года. В течение этого времени модуль деформации грунта земляного полотна имеет два максимума и два минимума.

Таким образом, типовые графики сезонного изменения состояния грунта полотна (рис. 8.2) характеризуют водно-тепловой режим и прочность дорожной конструкции, а также позволяют установить число дней в году, когда прочность и влажность грунта различны, и, в частности, продолжительность периода с максимальной сезонной влажностью и минимальной сезонной

прочностью грунтовых оснований, что необходимо для расчета толщины дорожной одежды.

Проанализировав ход изменения модуля деформации в течение года с кривой изменения температуры грунта (рис.8.2) можно установить, что зимний максимум модуля деформации соответствует наиболее низкой температуре грунта, а меньший модуль—наиболее высокой, весенний минимум модуля деформации — точке перехода кривой температуры от зимы к лету, а осенний — от лета к зиме. Минимальному значению модуля деформации соответствует максимальное значение влажности. Следовательно, для повышения минимального модуля деформации весной и осенью при проектировании земляного полотна необходимо предусмотреть мероприятия по осушению грунта до требуемой по условиям морозоустойчивости влажности. Проведенные исследования [61, 52] указывают на наличие качественных и количественных закономерностей сезонного изменения основных физико-механических свойств грунта земляного полотна. Так, влажность грунта земляного полотна увеличивается начиная с осени, достигает максимума к концу зимы (период оттаивания) и колеблется в пределах от 0,5 до 1,1 предела текучести. С изменением влажности грунта меняется и его плотность (противоположно сезонному изменению влажности).

Грунты сохраняют повышенную несущую способность в интервале влажности от полной молекулярной влагоемкости (0,48) до оптимальной влажности по уплотнению (0,60) [92] Результаты исследований приведены в табл. 8.2.

Несущая способность грунтов закономерно уменьшается с увеличением влажности. Следовательно, плотность грунта не всегда является критерием его прочности. При одной и той же влажности прочность тем выше, чем плотнее грунт.

Если принять условно несущую способность указанных грунтов при полной молекулярной влагоемкости за 1, то при оптимальной

влажности грунта она равна 0,5, а при влажности 0,75 несущая способность составляет всего лишь 0,15 [92].

При влажностях, меньших, чем полная молекулярная влагоемкость, несущая способность грунта выше 1 и возрастает с уменьшением влажности.

Таблица 8.3 – Значения прочностных характеристик тяжелосуглинистого пылеватого чернозема в зависимости от его влажности

Число ударов гири уплотнения	Образцы с возможностью бокового расширения				Образцы с возможностью бокового расширения			
	W	δ	μ	c	W	δ	μ	c
90	1 6,3	1, 44	0, 62	2 2,5	1 6,3	1, 44	0, 60	2 0,9
225	1 7,0	1, 57	0, 65	2 8,6	1 7,0	1, 54	0, 59	2 7,9
90	2 1,5	1, 52	0, 51	1 2,4	2 1,3	1, 52	0, 50	1 2,9
81	2 3,6	1, 51	0, 51	7, 4	2 3,6	1, 51	0, 51	7, 9
90	2 5,0	1, 50	0, 52	6, 4	2 5,0	1, 51	0, 50	6, 3
90	2 9,1	1, 43	0, 52	2, 6	2 8,3	1, 43	0, 49	3, 8

Приведенные данные показывают, как влияет вода в грунте на его несущую способность, а также в каких пределах может изменяться несущая способность грунта в типовых условиях службы дорожного полотна.

Из работ [62,93] модуль деформации суглинистых грунтов можно ориентировочно определить по следующим формулам:

$$E = \frac{76}{W_{сж}^2} \text{ при } k_y = 0,95, \quad (8.4)$$

$$E = \frac{66}{W_{сж}^2} \text{ при } k_y = 0,9, \quad (8.5)$$

$$E = \frac{49}{W_{сж}^2} \text{ при } k_y = 085, \quad (8.6)$$

$$E = \frac{76}{W_{сж}^2} \text{ при } k_y = 0,95, \quad (8.4)$$

Таким образом, по влажности грунта можно судить о его прочности, т. е. прочность и устойчивость дорожной конструкции в первую очередь определяются сезонным изменением влажности и плотности грунта.

Для обеспечения расчетного значения модуля деформации в неблагоприятный период года необходимо, чтобы влажность верхних слоев земляного полотна имела расчетное значение.

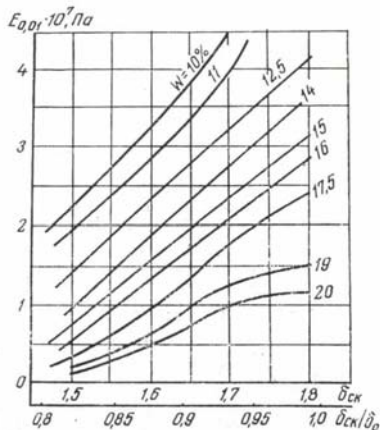


Рис.8.3 – Зависимость модуля деформации супесчаного грунта от плотности и влажности (супесь крупная, $W_0=14,8\%$, $\delta_0=1,81 \text{ г/см}^3$, $W_1=23,9\%$)

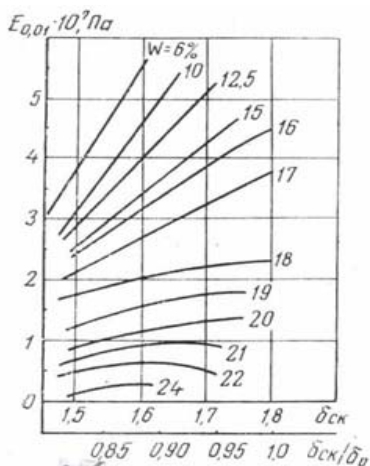


Рис.8.4 – Зависимость модуля деформации супесчаного пылеватого грунта от плотности и влажности

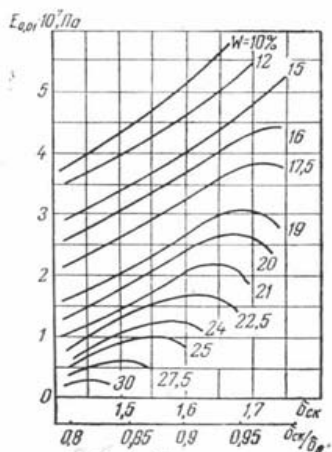


Рис.8.5 – Зависимость модуля деформации суглинистого грунта от плотности и влажности

Е. И. Шелопаевым [74,93] также были проведены исследования зависимости модуля деформации грунта от его влажности и плотности, результаты которых приведены на рис.8.2—8.6. Из рисунков видно, что значения модулей деформации для тяжелосуглинистых и глинистых грунтов мало отличаются от расчетных, рекомендуемых Союздорнии, а для супесей и суглинок имеют несколько меньшие значения. Это говорит о том, что модуль деформации зависит не только от влажности и плотности грунтов, но и от минералогического состава. В настоящее время нет единого мнения в определении расчетной влажности. Так, по Н. А. Пузакову [94], за расчетную влажность следует принимать среднее арифметическое из наблюдений максимальных влажностей в слое грунта глубиной 80 см от подошвы дорожной одежды. В. М. Сиденко [62] расчетной влажностью считает максимальную сезонную влажность, вероятность повторения которой один раз в п лет. А. М. Кривисский [95] за расчетную влажность рекомендует

принимать максимальную влажность, уменьшающую сопротивление сдвигу за срок службы покрытия (10 - 20 лет), а Л. А. Преферансова [96] - оптимальную влажность или близкую к ней.

Анализ исследований, выполненных Н. Я. Хархутой, Ю. М. Васильевым, показывает, что за расчетную влажность целесообразно принимать максимально допустимую, при которой еще может быть получена в результате уплотнения прочная и вполне морозоустойчивая структура.

По нашему мнению, расчетной влажностью грунтов нужно считать максимальную сезонную влажность с 1—2%-пой обеспеченностью в зависимости от категории дороги.

Определить расчетную влажность затруднительно, так как влажность грунта в течение года изменяется в широких пределах и зависит от многих факторов, которые можно разделить на две группы. К первой группе следует отнести факторы, почти не изменяющиеся во времени: положение и рельеф местности, тип грунта и др. Во вторую группу входят факторы, сильно изменяющиеся во времени: количество выпавших осадков, температура воздуха, испарение, поверхностный сток, конденсация, сорбция и др. Их не только трудно определить, но некоторые из них даже не поддаются учету. Совместное влияние большого числа факторов на влажность грунта можно учесть методом математической статистики. На его основе А. К. Бируля и В. М. Сиденко [12] разработали методику определения расчетной влажности грунта.

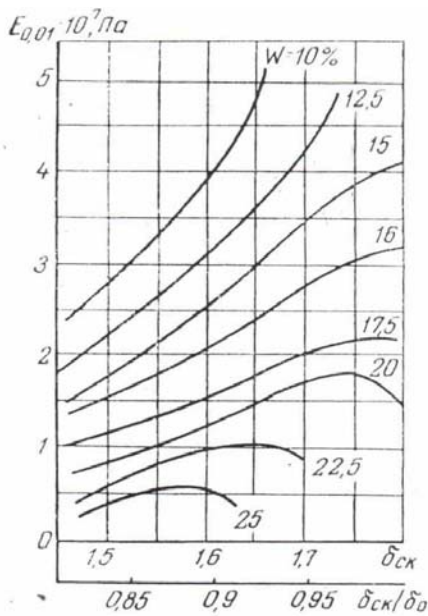


Рис 8.6 – Зависимость модуля деформации суглинистого пылеватого грунта от плотности и влажности

8.4. Выбор кривой распределения для установления расчетной влажности грунта

При определении расчетной влажности грунтов методом теории вероятностей первостепенное значение имеет выбор кривой распределения. Для этого нами был использован непараметрический критерий Колмогорова — Смирнова [28]:

$$\Delta P_{\beta} = \sqrt{\frac{1}{2} \ln \frac{2}{\beta} \left(\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y} \right)} \quad (8.8)$$

где ΔP_{β} — максимальная разность (вероятность) непревышения, характеризующая различие между двумя эмпирическими выборками;

β — уровень значимости (0,01—0,05);

n_x, n_y – объемы соответствующих сопоставляемых совокупностей.

Таблица 8.3. – Выбор типа кривой распределения

Агрометео- станция	Число лет наблюдений n_x	Максимальная теоретическая разность (вероятность неперевышения) при уровне значимости		Максимальная эмпирическая разность ΔP_3 (вероятность неперевышения) при типах распределения		
		$\beta=0,01$	$\beta=0,05$	Пирсона (III типа)	трехпараметрическом Γ -распределении	двойным экспоненциальном
1	2	3	4	5	6	7
Вилейка	34	0,940	0,288	0,103	0,108	0,111
Витебск	30	0,975	0,383	0,168	0,173	0,213
Гродно	18	1,100	0,630	0,110	0,113	0,120
Минск	29	0,980	0,400	0,112	0,115	0,122
Слуцк	26	1,010	0,460	0,178	0,180	0,204
Чечерск	14	1,150	0,730	0,163	0,169	0,217
Шарковщина	18	1,100	0,630	0,116	0,120	0,135

Если $\Delta P_3 > \Delta P_{0,01}$, однородность рассматриваемой совокупности отвергается; $\Delta P_{0,05} < \Delta P_3 < \Delta P_{0,01}$ - однородность сомнительна; $\Delta P_3 > \Delta P_{0,05}$ — рассматриваемая совокупность однородна; ΔP_3 - максимальная эмпирическая разность, замеряемая непосредственно по графикам (рис. 8.7).

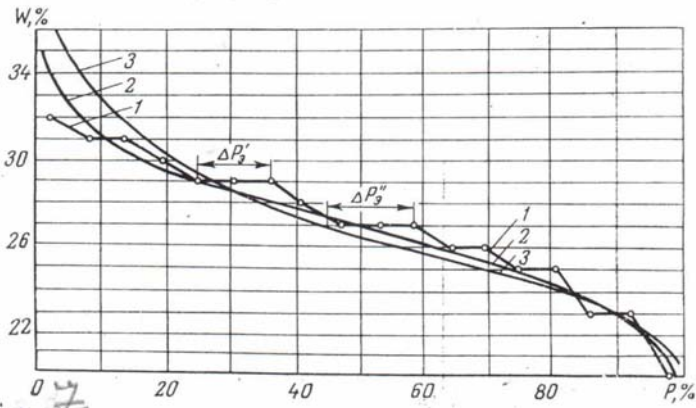


Рис. 8.7 – Выбор кривой обеспеченности влажности грунта (ст. Шарковщина Беларусь) : 1 – фактическая кривая; 2 – кривая Пирсона III типа, $C_s=2 C_v$; 3 – кривая Э. Гумбеля. Максимальная разность непревышения: теоретическая $\Delta P_{0,01}=1,1$, $\Delta P_{0,05}=0,63$; эмперическая $\Delta P_{\beta}'=0,116$ для кривой Пирсона, $\Delta P_{\beta}''=0,135$ для кривой Э. Гумбеля; W – влажность грунта, %; P – обеспеченность, %

Так как теоретическая кривая распределения соответствует статическому ряду с числом членов, стремящихся к бесконечности ($n_v \rightarrow \infty$), то уравнение (8.10) примет следующий вид:

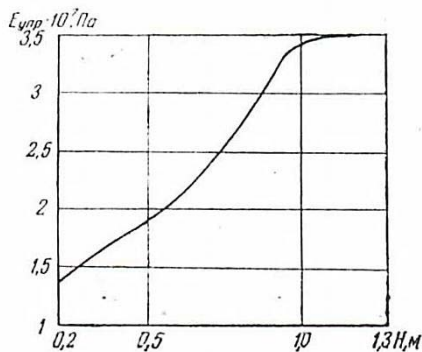
$$\Delta P_{\beta} = \sqrt{\frac{1}{2} \ln \frac{2}{\beta}} \cdot \frac{1}{n_x}, \quad (8.9)$$

Таблица 8.4. - Средняя максимальная относительная влажность грунтов в слое 0—80 см

Тип местности по увлажнению	Высота насыпи, м	Грунты		
		супеси	суглинки	пылеватые супеси и суглинки
I	>0,5	$\frac{63}{65(67)}$	$\frac{50}{(68)}$	$\frac{66}{(73)}$
	<0,5	$\frac{80}{(80)}$	$\frac{73}{74(77)}$	$\frac{75}{79(83)}$
II	>0,5	$\frac{87}{75(72)}$	$\frac{69}{(73)}$	$\frac{73}{(76)}$

Примечание. В числителе показана средняя максимальная влажность грунтов в слое 0—80 см, по данным Н. А. Пузакова, для II дорожно-климатической зоны, в знаменателе, по данным авторов,—для условий Беларуси, а в скобках, по данным Е. И. Шелопаева, —для Красноярского края.

С использованием формулы (8.9) нами были проведены расчеты для некоторых агрометеостанций, расположенных в характерных районах Беларуси. Достоверность выбора кривой распределения и расчеты по определению максимальной разности (вероятности



превышения) приведены в табл.8.3.

Рис.8.8. Зависимость модуля упругости земляного полотна из пылеватых суглинков от возвышения низа дорожной одежды над поверхностью земли

Из данных таблицы видно, что для расчета влажности грунтов могут быть использованы распределение Пирсона III типа, двойное экспоненциальное и трехпараметрическое Γ -распределения. Однако наиболее близкое значение получается для кривой Пирсона III типа, которая рекомендуется на мм для расчетов.

В результате проведенных исследований [13,94,97] установлена расчетная максимальная влажность грунтов (табл. 8.4).

Переход от значений расчетной влажности к соответствующим прочностным характеристикам можно производить на основе экспериментальных кривых $E=f(W)$, предложенных В. М. Сиденко [62].

Е. И. Богатыревой установлено, что при возвышении низа дорожной одежды над поверхностью земли на 1 м модуль упругости пылеватого суглинка составляет 35,0 МПа (рис.8.9), а при возвышении на 0,8 и снижается до 26,0 МПа. При уменьшении возвышения низа дорожной одежды модуль упругости резко падает, а при возвышении более чем на 1 м почти не изменяется.

В зависимости от характера и степени увлажнения, высоты насыпи и района проложения дороги модули упругости, пылеватых супесей, угол внутреннего трения и сцепление грунта колеблются в широких пределах: $E_y=16,0 - 58,0$ МПа, $c=0 - 0,032$ МПа; $\varphi=14 - 38^\circ$.

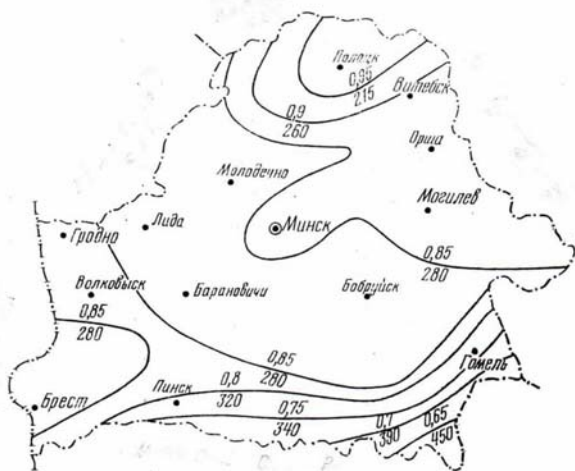


Рис.8.9. Схематическая карта расчётных показателей относительной влажности (числитель) и модуля упругости (знаменатель) грунта земляного полотна на территории Беларуси (10 МПа);

В результате анализа полученных материалов ЭВМ [87] показано влияние погодно-климатических факторов на прочностные характеристики земляного полотна и построена карта изолинии (рис. 8.9). Из этих данных видно, что прочность и влажность земляного полотна, возведенного из пылеватых супесей, колеблются в широких пределах: $E_y=21,5-45,0$ МПа; $W=0,65 - 0,95$. Это указывает на необходимость дифференцированного назначения расчетных показателей грунтов с учетом зонального распределения погодно-климатических условий.

Из сказанного выше следует, что водно-тепловой режим оказывает существенное влияние на прочность грунтов земляного полотна. Однако следует отметить, что в настоящее время наблюдается некоторый отрыв исследований водно-теплого режима от изучения прочностных и деформативных характеристик грунтов. Проблема исследования прочности грунтов земляного полотна в зависимости от водно-теплого режима является одинаково актуальной независимо от совершенствования

существующих или разработки новых методов расчета дорожных одежд, так как заниженное значение прочности грунта ведет к преждевременному разрушению дорогостоящей дорожной одежды и к перерасходу дорожно-строительных материалов.

8.5. Регулирование водно-теплового режима земляного полотна.

8.6.1. Общие положения

Земляное полотно и дорожная одежда должны иметь достаточную прочность на протяжении всего времени их эксплуатации. Одной из причин, влияющих на прочностные характеристики дорожно-строительных материалов является влажность и температура, т.е. водно-тепловой режим.

В результате проведенных исследований [13] установлено, что наименьшая влажность грунта приходится на летние месяцы и составляет 0,42-0,55 от предела текучести, а увеличение – в осенний период, в основном за счет атмосферных осадков и достигает 0,80 от предела текучести.

Во время промерзания грунта влажность его увеличивается за счет миграции влаги из нижних талых слоев, а также от грунтовых вод. Влажность грунта достигает максимума (предел текучести) во время оттаивания грунта земляного полотна. Сезонное изменение влажности грунта зависит от типа грунта, высоты насыпи, скорости промерзания грунта земляного полотна, которая для Беларуси составляет в среднем 1,3-2,1 м/сутки, а оттаивания 2,3-4,0 м/сутки. Глубина промерзания (максимальная) составляет 150-170 см при продолжительности действия отрицательной температуры (период промерзания) 80-120 суток.

Регулирование водно-теплового режима грунта земляного полотна позволяет повысить прочность грунта за счет уменьшения

поступления влаги в зону промерзания и соответственно уменьшается пучинообразование.

Одним из первых и обязательных мероприятий регулирования является отвод воды и недопущение притока влаги к земляному полотну снизу. Но прежде, чем выбрать способ регулирования необходимо установить его расчетную схему, в зависимости от которой выбирают способы регулирования водно-теплового режима. Для условий Беларуси предложены следующие расчетные схемы:

I – увлажнение грунта земляного полотна происходит за счет атмосферных осадков, через водопроницаемое покрытие и обочины;

II – увлажнение происходит за счет капиллярного поднятия влаги от грунтовых вод и инфильтрации атмосферных осадков земляного полотна через покрытие;

III и IV – при водопроницаемых покрытиях переувлажненная зона образуется за счет миграции влаги из нижележащих слоев при промерзании и от уровня грунтовых вод.

Одним из наиболее простых мероприятий по регулированию являются поднятия бровки земляного полотна на достаточную высоту над уровнем грунтовых или поверхностных вод.

Предотвратить приток влаги в земляное полотно снизу можно за счет устройства водонепроницаемых слоев, устраиваемых на всю ширину земляного полотна с поперечным уклоном 30-40‰ на глубине 20-30 см выше максимального уровня грунтовых вод. Приток влаги снизу можно предотвратить устройством дренажа.

Исследования [13] показывают, что на участках, на которых уложены гидроизоляционные слои из различных материалов, влажность грунта земляного полотна в весенний период на 40-50% ниже, чем на участках, где такие слои отсутствуют.

Таким образом, путем устройства регулирующих систем достигается понижение влажности и улучшение работы дорожной конструкции.

К регулированию водно-теплового режима можно отнести и способы (методы) определения и прогнозирования пучинообразования.

Для этого профессорами Вырко Н. П. и Леоновичем И. И. [100] разработана энергетическая теория определения величины допустимого морозного пучения покрытия и методика прогнозирования пучинообразования, в основу которой положены карты изолиний глубины промерзания грунтов, изложенная в гл.7, а так же конструкция земляного полотна.

8.5.2. Определение величины допускаемого морозного пучения покрытия при проектировании дорожных одежд нежесткого типа

В соответствии с ТКП 45-3.03-19-2006 общая толщина дорожной одежды определяется расчетом по допускаемым деформациям от пучения при промерзании. Этот расчет основывается на удовлетворении следующего неравенства:

$$l_p \leq l_d, \quad (8.10)$$

где l_p - возможное максимальное (расчетное) общее пучение дорожной одежды;

l_d – допускаемое пучение дорожной одежды, при котором обеспечивается прочность дорожной одежды, при котором обеспечивается прочность покрытия или необходимая его ровность.

Если $l_p \leq l_d$, морозоустойчивость обеспечена и толщина дорожной одежды определяют расчетом на прочность под расчетной нагрузкой.

Если $l_p < l_d$, морозоустойчивость не обеспечена, т.е. толщина покрытия, определенная из расчета на прочность под нагрузкой, недостаточна, поэтому производится расчет необходимой толщины дорожной одежды, при которой $l_p \leq l_d$.

Недостатком этого метода является то, что в неполной мере учитываются прочностные и деформативные свойства материалов дорожной одежды и грунта земляного полотна и особенно повышение этих свойств при замерзании. Для учета этих показателей нами предлагается методика расчета величины допускаемого морозного пучения с помощью энергетической теории прочности.

В предлагаемом методе приняты следующие допущения:

дорожная одежда принимается в виде полосы, защемленной по контуру;

длина участка дорожной одежды равна ширине покрытия, а ширина - единице;

неравномерность вспучивания дорожной одежды происходит в нескольких местах проезжей части.

По энергетической теории прочности имеем:

$$\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - \sigma_1^2 \cdot \sigma_2^2 - \sigma_2^2 \cdot \sigma_3^2 - \sigma_3^2 \cdot \sigma_1^2} \leq [\sigma] \quad (8.11)$$

а прочность при поперечном изгибе

$$\sqrt{\sigma^2 + 3\tau^2} \leq [\sigma] \quad (8.12)$$

Прочность покрытия будет обеспечена при равенстве левых частей уравнений (8.11) и (8.12).

С другой стороны, для выполнения работы деформации необходимо затратить соответствующую энергию.

Энергия формоизменения тела равна:

$$\mu_{\phi} = \frac{1+\mu}{3E} (\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - \sigma_1^2 \cdot \sigma_2^2 - \sigma_2^2 \cdot \sigma_3^2 - \sigma_3^2 \cdot \sigma_1^2) \quad (8.13)$$

Энергия деформации при растяжении при изгибе

$$U = \frac{F^2 \cdot b}{2E \cdot F} \quad (8.14)$$

Для того чтобы не произошло разрушение дорожной одежды, необходимо, чтобы соблюдалось условие $U_{\phi} = U$

Следовательно, для определения величины морозного пучения с учетом затрат энергии на пучинообразование и недопущение разрушения покрытия необходимо решить систему уравнений

$$\begin{cases} \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - \sigma_1^2 \cdot \sigma_2^2 - \sigma_2^2 \cdot \sigma_3^2 - \sigma_3^2 \cdot \sigma_1^2} = \sqrt{\sigma^2 + 3\tau^2} \\ \mu_{\phi} = \frac{1+\mu}{3E} (\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - \sigma_1^2 \cdot \sigma_2^2 - \sigma_2^2 \cdot \sigma_3^2 - \sigma_3^2 \cdot \sigma_1^2) = \frac{F^2 \cdot b}{2E \cdot F} \end{cases} \quad (8.15)$$

Откуда

$$\frac{1+\mu}{3E} (\sigma^2 + 3\tau^2) = \frac{F^2 \cdot b}{2E \cdot F}, \quad (8.16)$$

где μ – коэффициент Пуассона;

E - общий модуль упругости дорожной одежды, Па;

σ - наибольшее растягивающее напряжение в дорожной одежде, возникающее под действием сил морозного пучения, Па;

τ - максимальное напряжение сдвига от сил морозного пучения, Па;

b - ширина покрытия, м;

F - площадь плиты, м²;

P - давление от сил морозного пучения на покрытие, Н.

$$P = \frac{384 \cdot \tau \cdot E \cdot I_g}{b^4}, \quad (8.17)$$

где $I = \frac{b \cdot l^3}{12}$ - момент инерции, м⁴;

l_g - допускаемое морозное пучение покрытия, м;

l - ширина плиты, м; i

z - глубина промерзания грунта земляного полотна, м.

Подставив значение P из уравнения (8.17) в уравнение (8.16) и решив его относительно l_g , приняв его равным l_p , т.е. $l_g = l_p$, получим

$$l_p = \frac{0,00081 \left(\frac{b}{K}\right)^4}{E \cdot z^3 \cdot n} \sqrt{\sigma^2 + 3\tau^2}, \quad (8.18)$$

где K - коэффициент неравномерности морозного пучения, принимаемый в зависимости от ширины проезжей части и грунтово-геологических условий местности. При ширине покрытия $b < 7$ м и на устойчивых участках $K=2$, при $b \geq 7$ м - $K=3$;

n - коэффициент, учитывающий связь между общим и неравномерным пучением, который принимается в зависимости от типа покрытия дороги, вида грунта; земляного; полотна и типа местности по условиям увлажнения ($n=0,24-0,35$).

Следует отметить, что повышение прочности дорожной одежды может быть достигнуто не за счет увеличения ее толщины, а за счет повышения несущей способности земляного полотна.

8.5.3. Дорожная конструкция, типа «оболочка», обеспечивающая стабильность водно-теплового режима ядра насыпи

Для обеспечения стабильности водно-теплового режима грунта земляного полотна, в частности ядра насыпи, разработана нами дорожная конструкция типа «оболочка» (рис. 8.10). Она представляет собой «подушку», в которой оболочкой является полиэтиленовая пленка внутри которой находится любой грунт (песчаный, пылеватый, глинистый). «Подушка» укладывается на спланированную поверхность земли, а сверху засыпается грунтом, представляющий рабочую часть насыпи. Самым слабым местом «подушки» по прочности являются ее кромки, где концентрируются наибольшие напряжения при действии собственного веса насыпи и действия внешней нагрузки, от движущегося транспорта. При этом могут быть 2 случая: в первом случае оболочка почти не испытывает напряжений, а разрушиться может от продавливания отдельными крупными фракциями грунта. Во втором – влажность грунта, находящаяся в оболочке («подушке») постоянна, а окружающая ее – различна в зависимости от климатических условий, т.е. будут отличаться их прочностные характеристики.

В качестве «оболочки» может быть полиэтиленовая пленка или любая другая. Произведем расчет на прочность материала «оболочки». В первом приближении примем, что кромки «подушки» имеют круглую форму радиусом r , а так же соотношения между давлениями внутри «подушки» P_v и вне оболочки P , а так же между модулями упругости грунта в оболочке «подушки» E_v и вне ее $E_{вн}$ можно принять равными, тогда

$$\frac{P_B}{E_B} = \frac{P}{E_{BH}} \quad (8.19)$$

Наибольшее напряжение в оболочке возникает в боковых точках А и В (рис.8.11).

Внутреннее давление на оболочку в точках А и В можно определить из решения Буссенеска. Оно равно радиальному напряжению σ_r , т.е.

$$\sigma_r = \frac{P}{2\pi} \left\{ (1 - 2\mu) \left[\frac{1}{r^2} - \frac{P}{r^2} (r^2 + z^2)^{-0.5} \right] - 3r^2 z (z^2 + r^2)^{-2.5} \right\} \quad (8.20)$$

где P – давление от колеса автомобиля, Мпа;

μ – коэффициент Пуассона грунта в подушке;

r – радиус закругления кромки оболочки;

z – расстояние от поверхности дороги.

При $z = r$:

$$\sigma_r = \frac{P}{2\pi} \left\{ (1 - 2\mu) \left[\frac{1}{r^2} - \frac{1}{r^2\sqrt{2}} \right] - 3r^2 (2r^2)^{-2.5} \right\} \quad (8.21)$$

$$\text{При } \sigma_r = \frac{P}{2\pi} \left\{ (1 - 2\mu) \left[\frac{1}{r^2} \left(1 - \frac{1}{\sqrt{2}} \right) \right] - \frac{3}{4\sqrt{2}r^2} \right\} \quad (8.22)$$

$$\text{Тогда } P_B = \sigma_r = \frac{P}{2\pi} \left(\frac{1-2\mu}{l(1+r)} - \frac{2r^2}{l^3} \right) \quad (8.23)$$

Где l – длина оболочки, м.

Наружное давление определим из уравнения

$$P = P_c P_{ext} / P_s \quad (8.24)$$

Давление, деформирующее оболочку, по модулю равно разности давлений внутри и вне ее:

$$\Delta P = |P_{ext} - P| \quad (8.25)$$

Дальнейший расчет выполним по уравнению Лапласа

$$\sigma_m / \rho_m + \sigma_t / \rho_t = \Delta P / \delta, \quad (8.26)$$

где σ_m и σ_t - соответственно меридиальное и тангенциальное напряжение, Па;

ρ_m и ρ_t - радиусы кривизны оболочки в меридиальном и тангенциальном направлениях, м;

ρ_t - толщина оболочки, м.

Для цилиндрической оболочки $\rho_t = r$, $\rho_m = \infty$, тогда

$$\sigma_t / \rho_t = \Delta P / \delta \text{ или } \sigma_t / r = \Delta P / \delta,$$

$$\text{откуда } \sigma_t = \Delta P \rho_t / \delta. \quad (8.27)$$

Поскольку «подушка», а соответственно и оболочка имеет большую длину, то ее деформацию в меридиальном направлении ε_m можно считать равной нулю, тогда согласно обобщенному закону Гука

$$\varepsilon_m = (\sigma_m - \mu_0 \sigma_t) / E = 0, \quad (8.28)$$

где E - модуль упругости полиэтиленовой пленки.

Откуда

$$\sigma_m = \mu_0 \sigma_t$$

(8.29)

где μ_0 - коэффициент Пуассона материала оболочки.

Таким образом, определены главные напряжения в оболочке:

$$\sigma_1 = \sigma_t; \sigma_2 = \sigma_m; \sigma_3 = 0.$$

Согласно четвертой теории прочности

$$\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 - \sigma_1 \sigma_2} \leq [\sigma], \quad (8.30)$$

где $[\sigma]$ - допустимое напряжение для материала оболочки, Па.

Пример расчета на прочность конструкции дорожной одежды с применением полиэтиленовой пленки. Исходные данные: радиус «подушки» у ее кромки $\rho_1 = 0,2\text{м}$; $\delta = 1,2\text{мм}$; $E_n = 35\text{МПа}$; $E_{вн} = 45\text{МПа}$;

$$E_{вн} = 0,6\text{МПа}; \mu_0 = 0,3; [\sigma] = 12 \dots 40\text{МПа}.$$

Решение: 1. По формуле (8.24) определяем наружное давление грунта на оболочку $P = 0,6 \cdot 35 / 45 = 0,468\text{МПа}$.

2. По формуле (8.25) находим давление деформирующее оболочку $\Delta P = 0,6 \cdot 0,468 = 0,132\text{МПа}$.

3. По формулам (8.27 и 8.29) определяем соответственно тангенциальное и меридиальное напряжения:

$$\sigma_t = 0,132 \cdot 0,1 / 0,0012 = 11\text{МПа};$$

$$\sigma_m = 0,2 \cdot 11 = 3,3\text{МПа}$$

4. Выполняем проверку по четвертой теории прочности. Так как $\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_3^2} - \sigma_{сж} = 9,8 \text{ МПа}$, т.е. меньше $[\sigma]$, поэтому, выбранная конструкция отвечает условиям прочности дорожной одежды.

Для регулирования водно-теплового режима дорожных конструкций используют следующие основные способы [13,48]:

1. *Удаление низа дорожной одежды от уровня грунтовых вод.* В этом случае в активном слое должно быть $W_{\max} < W_z$, что достигается понижением горизонта грунтовых вод или возвышением бровки земляного полотна. Для этих целей нами разработана методика определения минимальной высоты насыпи [13]. В основу расчета положено регулирование притока влаги в процессе промерзания грунта земляного полотна.

2. *Устройство морозостойких, а также теплоизолирующих слоев* – снижается вероятность появления пучин, снижаются температурные градиенты в активной зоне земляного полотна и миграция влаги.

3. *Устройство дренарующих слоев* – применяется в основном в зоне избыточного увлажнения на участках с третьим типом увлажнения, реже со вторым типом местности по степени и характеру увлажнения.

4. *Устройство гидроизоляционных слоев.* Применяет при различных гидрологических условиях.

5. *Регулирование водно-теплового режима за счет рационального конструирования дорожной одежды.* Применяют при глубоком залегании уровня грунтовых вод и направлен для парообразного увлажнения.

6. *Гидрофобизация грунтов активной зоны* – достигается путем укрепления грунтов активной зоны различными органическими и минеральными вяжущими.

Выбор способа регулирования водно-теплового режима должен обосноваться технико-экономическими расчетами.

8.5.4 Оптимизация высоты насыпи над уровнем грунтовых вод с учетом водно-теплового режима дорожной конструкции

Н.А. Пузаковым [48] для районов сезонным промерзания грунта разработан метод определения возвышения бровки земляного полотна над уровнем грунтовых вод, в основу которого положено регулирование потока капиллярной влаги и морозного пучения в процессе промерзания грунта земляного полотна. Возвышение бровки земляного полотна над уровнем грунтовых вод уменьшает поднятие капиллярной воды верхнюю часть полотна (рабочую зону), а следовательно, повышает его устойчивость и прочность.

При анализе работ, посвященных определению возвышения бровки земляного полотна над уровнем грунтовых вод, авторами выявлен ряд характерных случаев, которые на рис. 8.12 представлены в виде расчетных схем.

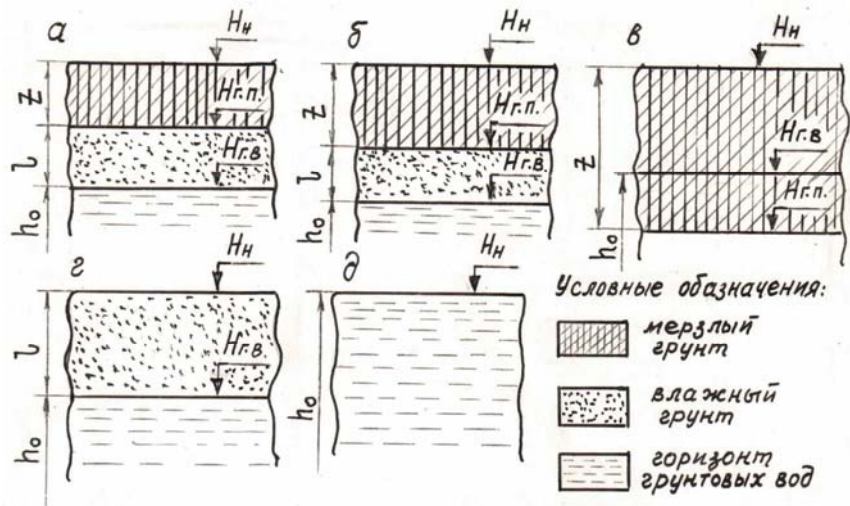


Рис. 8.12. - Схемы для расчёта минимальной высоты насыпи

а) грунтовые воды расположены на большой глубине и на приток влаги к границе промерзания грунта земляного полотна они никакого влияния не оказывают;

б) грунтовые воды расположены на такой глубине, что приток влаги существенно влияет на глубину промерзания;

в) глубина промерзания грунта больше глубины залегания грунтовых вод;

г) промерзание грунта отсутствует;

д) земляное полотно расположено на болоте, а уровень грунтовых вод совпадает с поверхностью земли.

В первом случае (рис. 8.12а) грунтовые воды и глубина промерзания грунта не оказывают влияние на высоту насыпи, и ее необходимо назначать, исходя из других условий - минимального объема земляных работ, обеспечения стока поверхностных вод, предотвращения снеготаносимости и т.д.

$$H_n = h_o + \Delta,$$

где h_o – высота снежного покрова, м;

Δ - заносная высота, равная 0,15 – 0,20 м.

Во втором случае (рис.8.12б) минимальная высота насыпи (минимальное возвышение бровки земляного полотна над уровнем грунтовых вод) определяется как сумма глубины промерзания грунта и минимального расстояния между границей промерзания и уровнем грунтовых вод

$$H_n = z + l, \tag{8.31}$$

где z - расчетная глубина промерзания грунта, см;

l - минимальное расстояние между границей и уровнем грунтовых вод, см;

В основу определения величины l положены регулируемые притоки влаги в процессе промерзания грунта земляного полотна, минимальное значение которого можно определить по формуле

$$l = \frac{2 \cdot K_{\phi} \cdot S \cdot T}{\Omega_{2, \text{г}}}, \quad (8.32)$$

где K_{ϕ} - коэффициент фильтрации грунта, см/сут;

S - всасывающая сила грунта, см;

T - продолжительность зимы для данного района, сут;

$\Omega_{2, \text{г}}$ - заданный допустимый удельный приток влаги.

В третьем случае (рис. 8.12в) минимальную высоту насыпи над уровнем грунтовых вод можно определить по формуле

$$H_{\text{Н}} = 2Z - H_{\text{з.в.}} + \frac{2 \cdot K_{\phi} \cdot S \cdot T}{\Omega_{2, \text{г}}}, \quad (8.33)$$

где $H_{\text{з.в.}}$ - глубина залегания грунтовых вод, см.

В четвертом случае (рис.8.12г) минимальная высота земляного полотна над уровнем грунтовых вод определяется с учетом градиента влажности, который обуславливает приток в верхние слои грунта жидко- и парообразной влаги. Учитывая сказанное и исследования профессора В.М.Сиденко, получена формула для определения высоты насыпи

$$H_{\text{Н}} = \frac{2a'_{\text{ж}}}{K_{\phi}} \left\{ \sqrt{\left(W_p - 0,5W_T \right)^2 + \frac{0,67K_{\phi}}{a'_{\text{ж}}} \left[0,4W_T + K_{\phi} \cdot T_p + \frac{K_{\phi}}{6a'_{\text{ж}}} \right]} - \left(W_p - 0,5W_T \right) \right\}, \quad (8.34)$$

где $a'_{\text{ж}}$ - коэффициент миграции двухфазной влаги, изменяющейся в пределах от $2,9 \cdot 10^{-5}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ м/ч;

K_{ϕ} - коэффициент фильтрации, м/ч;

W_p - расчетная влажность земляного полотна (0,55-0,70);

W_T - влажность предела текучести;

T_p - длительность периода влагонакопления, принимаемая равной 4-5 месяцам, ч.

В пятом случае (рис. 8.12д) высота насыпи на болотах должна решаться на основании данных геологических обследований, типа болота, его глубины, водного режима торфяной залежи, типа дороги, наличия местных грунтов. Для определения минимально допустимой высоты насыпи на болотах профессор Н.Яромко рекомендует формулу

$$H_H = \frac{1}{\omega} \sqrt{\frac{E_T g}{\gamma \cdot a \cdot \gamma}} \quad , (8.35)$$

где ω - частота собственных колебаний насыпи на торфяном основании, 1/с;

E_T - модуль упругости торфа под насыпью, Па;

g - ускорение свободного падения, м/с²;

η - коэффициент, учитывающий снижение напряжений на торф по сравнению с расчетом по формуле Буссинеска для однородной среды;

a - коэффициент, учитывающий мощность слоя торфа и высоту насыпи;

γ - объемный вес грунта насыпи,

Таким образом, для определения минимальной высоты насыпи земляного полотна должен быть дифференцированный подход с учетом района строительства дороги.

Для определения минимальной высоты насыпи земляного полотна (второй случай) нами построена номограмма (рис.8.13) которая значительно упрощает вариантное проектирование.

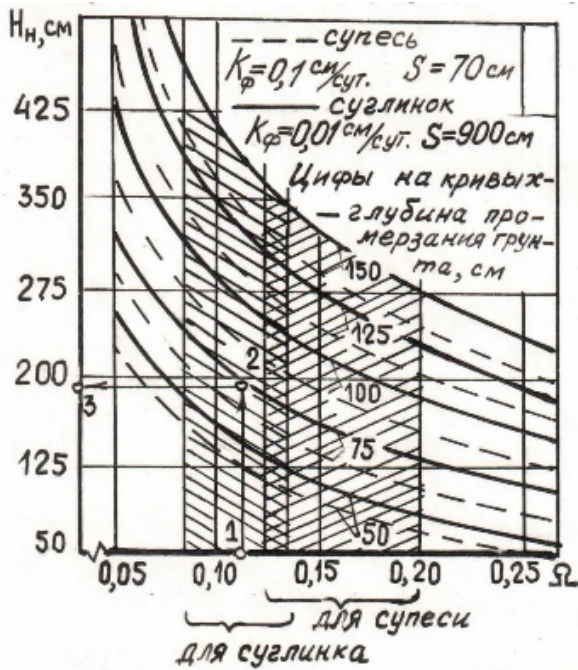


Рис 8.13. Номограмма для определения высоты насыпи $H=f(\Omega, z)$ при климатическом коэффициенте $\alpha = 50 \text{ см}^2/\text{сут}$ (условия Беларуси).

Использование этой номограммы позволяет значительно упростить решение вопросов по выбору оптимальной высоты земляного полотна, производить необходимый повариантный анализ.

Литература

1. Автомобильные дороги Беларуси: Энциклопедия/Коллектив авторов; под общей ред. А.В. Минина – Мн.: БелЭн – 672 с.
2. Автомобильные дороги. Норма проектирования: ТКП 45.3.03-19-2006.
3. Методические указания по проектированию земляного полотна на слабых грунтах. – М.:Оргтрансстрой, 1968.—197с.
4. Леонович И.И. Дорожная климатология: Учебник для студентов вузов спец. «Строительство автомобильных дорог»/ И.И. Леонович.—Мн.:БНТУ,2005—485с.
5. Агроклиматический справочник по Белорусской ССР.Гидрометео.—издан.,Л.,1958-204с.
6. Бабаскин Ю.Г. Дорожное грунтоведение и механика земляного полотна дорог/Ю.Г. Бабаскин.—Мн.:БГПА,2001.—223с.
7. Бабаскин Ю.Г. Дорожное грунтоведение и механика земляного полотна дорог. Курс лекций./Ю.Г. Бабаскин, БНТУ, 2002.—197с.
8. Справочник по климату СССР. (влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров). Вып.7,Гидрометео издат.,Л,1968
9. Судницын И.И. Закономерности продвижения почвенной влаги.М.: Наука, 1964.
10. Боруля А.К. Проектирование автомобильных дорог (А.К.Боруля)—М.: Минтранс РСФСР, Ч.1, 1961-449с.
11. Полянская О.С. Состав флоры Белоруссии, Мн.: АН БССР, 1931.
12. Боруля А.К., Сиденко В.М. Определение расчётной влажности для проектирования дорожного полотна по данным метеостанции. Труды ХАДИ, вып.17, 1954.
13. Леонович И.И., Вырко Н.П. Механика земляного полотна. Мн.: Наука и техника, 1975.—232с.
14. Роговой П.П., Медведев А.Г. и др., Почвы БССР. Мн.: АН БССР, 1950.

15. Вырко Н.П. Дорожное грунтоведение с основами механики грунтов. Учебник /Н.П. Вырко, И.И. Леонович. – Мн.: «Высшая школа», 1977.—224с.
16. Маслов Н.Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов/Н.Н. Маслов. – Мн. «Высшая школа», 1982. –511с.
17. Сергеев Е.М. Инженерная геология/Е.М. Сергеев.—М.: Изд-во Московского университета, 1982.—248с.
18. Лазаренко Е.К. Курс минерологии. М.: 1963.
19. Приклонский В.А. Грунтоведение. ч1. М.: 1955, ч2. М.: 1952.
20. Сиденко М.В. Геология и инженерная геология. М.: 1971.
21. Цытович Н.А. Механика грунтов/Н.А. Цытович-М.: Выш. Шк., 1973—280с.
22. Чаповский Е.Г. Инженерная геология. Основы инженерно-геологического изучения горных пород М.: 1975.
23. Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды/Лебедев А.Ф.—М.: Изд-во АН СССР, 1936.—217с.
24. Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов/Н.А. Цытович, М.Н. Сумгин. – М.: Изд-во АН СССР, 1937.
25. Беляуш А.В. Исследование механических свойств естественных и укрепленных грунтов/А.В. Беляуш. Красноярск—1973
26. Бирюков Н.С. и др. Метеорическое пособие по определению физико-механических свойств грунтов/Н.С. Бирюков. – М.: 1975 – 64с.
27. ГОСТ 12248-96 Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. – Мн.: МНТКС, 1997.—108с.
28. Многолетние колебания стока и вероятностные методы их расчета. Сб.—М.: Гидрометеоздат, 1967.—21с.
29. Гост 5183-64ю Грунты. Метод лабораторного определения границы раскатывания.—М.:, 1972.
30. ГОСТ 5184-64. Грунты. Метод лабораторного определения границы текучести. М.:, 1972.
31. Вырко Н.П., Леонович И.И. Практикум по дорожному грунтоведению: Учеб. Пособ. Для вузов. – Мн. Выш. Шк., 1980 -255с.
32. Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов/С.С. Вялов – М.: Высшая шк., 1978.—447с.

33. Котиков В.М. Взаимодействие лесозаготовительных машин на лесные почвы: автореф.дисс. на соисн. уч.степ.докт.техн.наук./В.М. Котиков. – М.:, 1995.
34. Бабков В.Ф. Устройство земляного полотна автомобильных дорог. М.: 1966.
35. Иванов Н.Н. Строительство автомобильных дорог: учеб.для вузов, т.1/Н.Н. Иванов и др: под ред. В.К. Некрасова – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Транспорт, 1980-416с.
36. Грунты. Классификация: СТБ 943-93-Мин.архитектуры и строительства Республики Беларусь, 1995.—18с.
37. Хирхута Н.Я. Прочность, устойчивость и уплотнение грунтов земляного полотна автомобильных дорог/Н.Я. Хархута, Ю.М. Васильев.—М.: Транспорт. 1975.—28с.
38. Грунты.Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости: ГОСТ 12248-96-1997.—108с.
39. Грунты. Метод лабораторного определения максимальной плотности: ГОСТ 22733-2002, М, 2002.
40. Метод определения количества гигроскопической воды. ГОСТ 5180-64, М., 1969.
41. Грунты. Методы лабораторного определения зернового (гранулометрического) состава. ГОСТ 12536-64, М., 1970.
42. Булдаков С.И. Проектирование основных элементов автомобильной дороги: учеб.пособ.—Екатеринбург: Урал.гос.лесотехн.ун-т, 2005.—311с.
43. Вырко Н.П. Проектирование лесных дорог: учеб.—метод. Пособие по курсовому проекту для студ.спец. 1-46.01.01 «Лесоинженерное дело»/Н.П. Вырко, -- Минск: БГТУ, 2012.- 130с.
44. Вырко Н.П. Строительство и эксплуатация лесовозных дорог: учебник для студентов специальности «Лесоинженерное дело»/Н.П. Вырко.—Мн.:БГТУ, 2005.—446с.
45. Яромко В.Н. Дорожные насыпи на болотных грунтах. Научные основы ускоренных методов проектирования и строительства.— Мн., 1998—400с.
46. Эксплуатация автомобильных дорог и организация дорожного движения: Учеб.пособие для вузов/ И.И. Леонович, Н.П. Вырко,

- К.Ф. Шумчик, А.П. Лашенко; Под общ.ред. И.И. Леоновича.— Мн.: Выш.шк., 1988.—348с.
47. СНиП 3.06.03-85, Автомобильные дороги/Госстрой СССР.—М.: ЦИТП Госстроя СССР, 1986.—112с.
 48. Водно-тепловой режим земляного полотна и дорожных одежд. Под редакцией профессоров И.А. Золоторя, Н.А. Пузакова, В.М. Сиденко/Н.А. Пузаков, И.А. Золотарь, В.М. Сиденко, А.Я. Тулаев и др.—М.: Транспорт, 1971.—414с.
 49. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Том1/А.А. Роде.— Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 453с.
 50. Полубарнова-Кочика П.Я. Применение теории линейных дифференциальных уравнений к некоторым задачам о движении грунтовых вод (случай трех особых точек)/П.Я. Полубаринова-Кочина.—М.: Изд-во АН СССР, серия мат., №3, 1938.-196с.
 51. Судницин И.И. Закономерности передвижения почвенной влаги/И.И. Судницин.—М.: Наука, 1964.—221с.
 52. Порицкий Р.З. Методы регулирования водно-теплого режима земляного полотна автомобильных дорог. Минск, 1971.
 53. Порицкий Р.З., Корюков В.П. Организация наблюдений за водно-тепловым режимом автомобильных дорог в Полесье/Сб. «Строительство и эксплуатация автомобильных дорог и мостов», Минск, 1971.
 54. Леонович И.И., Выркон Н.П. Накопление и передвижение влаги в грунтах земляного полотна/Сб. «Строительные конструкции и теория сооружений». Вып.2. Минск, 1973.
 55. Тулаев А.Я. Круглогазовый цикл пучинообразования./Сб. «Труды Дорнии», вып.2—М.: -- 1941.
 56. Тулаев А.Я. Обзор литературных работ, посвященных изучению пучин и мерам борьбы с ними, опубликованных до 1938./Сб. Труды Дорнии, вып2. — М.: 1951.
 57. Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды/А.Ф.Лебедев.—М.: АН СССР, 1936.
 58. Леонович И.И., Вырко Н.П. Глубина промерзания грунтов— важнейший фактор водно-теплого режима/Строительная наука и техника — 2011-- №5.—с.27-35.

59. Гольдштейн М.Н. Деформация земляного полотна и оснований сооружений при промерзании и оттаивании./М.Н. Гольдштейн. – М.: Трансжелдориздат. 1948.
60. Баженова А.П. Значение осмотических сил в процессе миграции влаги в грунтах./А.П. Баженова – М.: АН СССР, 1957.
61. Сиденко В.М. Сезонное изменение прочности грунтов земляного полотна в степных районах УССР/Кандидатская диссертация.—Харьков. ХАДИ, 1956.—164с.
62. Сиденко В.М. Расчет и регулирование водно-теплового режима дорожных одежд и земляного полотна/В.М. Сиденко – М.: Автотрансиздат. 1962.—220с.
63. Richards I.A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physies*, v.1.1931.
64. Киселев М.Ф. О пучинности грунтов при замерзании. Труды НИИ оснований и фундаментов/Сб.26 «Деформации грунтов при замерзании и оттаивании». – М.: Гос.изд-во лит. По строительству и архитектуре, 1955.
65. Бельковский С.В. Работа Оснований асфальтобетонных покрытий в зимних условиях во второй дорожно-климатической зоне/Сб. «Проектирование грунтовых оснований усовершенствованных покрытий с учетом их работы в зимних условиях». М.: Дориздат, 1953.
66. Иванов Н.Н. О причинах появления пучин./Сб. «Пучины на автогужевых дорогах и борьба с ними». Л.: ДорНИИ, 1936.
67. Органский Н.В. Проектирование противопучинистых мероприятий. Сб. «Регулирование водного режима дорожных оснований.», Вып. VI, М.: Дориздат; 1946-
68. Пузаков Н.А. Расчет толщины дорожной одежды по условиям морозоустойчивости /Журнал «Автомобильные дороги», №2/ Н.А.Пузаков – М.:, 1969,-
69. Пузаков Н.А. теоретические основы зимнего влагонакопления в грунтах и их практическое применение / Сб. «Проектирование и сооружение земляного полотна железных и автомобильных дорог.» – М.: АН СССР 1950.
70. Порицкий Р.З. Методы регулирования водно-теплового режима земляного полотна автомобильных дорог, Мн., 1971

71. Гулаев А.Я. Обзор литературных работ посвященных изучению пучин и мерам борьбы с ними. Труды ДорНИИ, вып. II, – М.: Дориздат, 1941.
72. Гулаев А.Я. Осушение земляного полотна. / А.Я. Гулаев. М.: Дориздат, 1948.
73. Гулаев А.Я. Круглогодовой цикл пучинообразования. Труды ДорНИИ, вып. II. – М.: 1941.
74. Шелопаев Г.И. Водно-тепловой режим и устойчивость автомобильных дорог в избыточно-увлажненных районах Сибири. Труды ЦНИИМЭ, вып. 72–Химки; 1966.
75. Шелопаев Г.И. Влияние внешней нагрузки на морозное пучение грунтов. Материалы конференции по итогам НИР СибТИ. – Красноярск, 1966.
76. Шахуняц Г.М. Ликвидация пучин на железнодорожном пути. Конструкция и расчет. / Г.М. Шахуняц. М.: Трансжелдориздат, 1938.
77. Шеслер А.И. Определение допускаемого пучения земляного полотна нежестких дорожных одежд. «Автомобильные дороги»; №4 – М.;, 1968.
78. Леонович И.И., Вырко Н.П. Глубина промерзания грунтов – важнейший фактор водно-теплого режима земляного полотна. // Строительная наука и техника. – 2011. – 5 (38). – с. 27-35.
79. Леонович И.И., Вырко Н.П., Макаревич С.С., Богданович Т.К., Ярмолик С.В. Оптимальная влажность и максимальная плотность – основа высокой несущей способности и устойчивости земляного полотна. // Строительная наука и техника. – 2006. – с. 66-76.
80. Сиденко В.М. Сезонное изменение прочности грунта дорожного полотна в степных районах. / Сб. трудов ХАДИ, вып. 20. Харьков, 1959.
81. Сиденко В.М. Расчет глубины промерзания автомобильных дорог. «Автомобильные дороги», №12, 1967.
82. Сиденко В.М. Автомобильные дороги. Киев, 1971.
83. Соколова В.М. Зависимость пучения грунта от их природной влажности / Сб. «Труды НИИОПС», вып. 56. М.;, 1966.

84. Тютюнов И.А., Нерсесова З.А. Природа миграции и основы физико-химических приемов борьбы с пучением.– М.: 1964.
85. Цытович Н.А. Основные закономерности в механике мерзлых грунтов / Материалы IV Международной конференции по механике грунтов и фундаментостроению. // Н.А. Цытович. – М.: АН СССР, 1957.
86. Боженова А.П. Физические явления и процессы в промерзающих и мерзлых грунтах / А.П. Боженова, З.А. Нерсесова А.И. Тютюнов. – М.: АН СССР, 1957.
87. Боженова А.П. Экспериментальные исследования механизмов передвижения влаги в промерзающих грунтах./ А.П. Боженова Ф.Г. Бакулин – М.: АН СССР, 1957.
88. Тулаев А.Я. Регулирование водного режима земляного полотна на автомобильных дорогах / Сб. «Проектирование и возведение земляного полотна железных и автомобильных дорог» – М.: Дориздат, 1950.
89. Золотарь И.А. Прогноз величины и скорости пучения на автомобильных дорогах / Сб. «Борьба с пучинами на железных и автомобильных дорогах. – М.: Дориздат, 1965.
90. Методические указания по проектированию земляного полотна на слабых грунтах. – М.:, 1968.
91. Корсунский М.Б. и др. Регулирование водно-теплового режима земляного полотна автомобильных дорог в районах сезонного промерзания / Сб. «Труды Союздорнии», вып. 13 – М.:, 1966.
92. Носич И.А. Влияние влажности на прочность грунта в дорожном полотне / Сб. «Труды ХАДИ», вып.10. – Харьков, 1950.
93. Шелопаев Е.И. Регулирование водно-теплового режима земляного полотна автомобильных дорог в целях повышения долговечности дорожных одежд в условиях южной части Красноярского края / Автореферат канд.дисс. – М.:, 1963.
94. Пузаков Н.А. Водно-тепловой режим земляного полотна автомобильных дорог / Н.А. Пузаков – М.: Дориздат, 1960. – 190 с.

95. Кривисский А.М. Конструирование и расчет нежестких дорожных одежд по местному предельному равновесию / А.М. Кривисский – М.:, 1963.
96. Преферансова Л.А. Расчетная влажность грунтов земляного полотна и методы ее определения / Журнал «Автомобильные дороги», №1 – М.:, 1966.
97. Богатырева Е.И. Особенности возведения насыпей на северо-востоке европейской части СССР / Журнал «Автомобильные дороги», №8 – М.:, 1970.
98. Каган А.А. О применении методов математической статистики к выбору расчетных показателей свойств грунтов / Сб. «Математические методы в инженерной геологии». – М.:, 1968.
99. Вырко Н.П. Методика расчета на прочность полиэтиленовой пленки для временных лесовозных дорог типа «оболочка» / Н.П. Вырко, Л.Г. Громыко // Известия высших учебных заведений, Лесной журнал. №1. – Архангельск, 1992. – с. 45-48.
100. Леонович И.И., Вырко Н.П. Задачи учета водно-теплового режима при проектировании и строительстве автомобильных лесовозных дорог / И.И. Леонович, Н.П. Вырко «Современные проблемы сухопутного транспорта леса. Тезисы республиканской НТК, сентябрь 1977. – Минск, «Вышэйшая школа», 1977.
101. Бельковский С.В. Исследования бетонных дорог на опытной станции ЛАДИ / С.В. Бельковский. – Гострансиздат, 1935.
102. Пузаков Н.А. Исследование дорожного полотна / Н.А. Пузаков. – Ленгострансиздат, 1935.
103. Кудрявцев М.Н. Земляное полотно автомобильных дорог / М.Н. Кудрявцев. – Дориздат, 1955.
104. Безрук В.М. О капиллярном поднятии воды в уплотненных грунтах / Сб. «Регулирование водного режима дорожных оснований», вып. VI. – М.: Дориздат, 1946.
105. Преферансова Л.А. Водный режим дорожного полотна / Сб. «Регулирование водного режима дорожных оснований», вып. VI. – М.: Дориздат, 1946.

106. . Орнатский Н.В. Проектирование противоположных мероприятий / Сб. «Регулирование водного режима дорожных оснований», вып. VI. – М.: Дориздат, 1946.
107. Пузаков Н.А. Предохранение дорожного полотна от грунтовых вод / Сб. «Регулирование водного режима дорожных оснований», вып. VI. – М.: Дориздат, 1946.
108. Пучины на автомобильных дорогах / Труды ДорНИИ, №2, – М.: Дориздат, 1941.
109. Иванов Н.Н. Телегин М.Я. Уплотнение дорожных насыпей / Сб. «Новости дорожной техники», №18. – М.: Дориздат, 1939.
110. Швейковский Н.Т. Накопления влажности в мерзлом грунте под влиянием температурного режима / Сб. статей «Регулирование водного режима дорожных оснований», вып. VI. – М.: Дориздат, 1946.
111. Шахуняц Г.М. Ликвидация пучин на железнодорожном пути. Конструкции и расчет. – М.: Трансжелдориздат, 1938.
112. Шахуняц Г.М. Земляное полотно железных дорог. – М.: Трансжелдориздат, 1953.
113. Пономарев В.П. Пучины на железных дорогах и методы борьбы с ними. – М.: Трансжелдориздат, 1952.
114. Носич И.А. Сезонные колебания влажности и плотности грунтов в потоке дорог степных районов / Труды ХАДИ, вып.13. – М.: 1951.
115. Россовский П.Д. Водный режим земляного полотна в условиях Северо-Запада СССР / «Информация об отечественной и зарубежной технике», №10-11, 1958.
116. Лапкин Г.И. Определение глубины промерзания грунтов для целей фундаментостроения / Труды НИИ оснований и фундаментов // Сб. №26. – М.: 1955.
117. Лукьянов В.С. Методика расчета глубины промерзания грунтов. – М.: Трансжелдориздат, 1951.
118. Колесников А.Г., Мартынов Г.А. О расчете глубины промерзания и оттаивания грунтов / «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов» / Сб.1 – М.: АН СССР, 1953

119. Шехтер Ф.Н. Промерзание грунтов при заданной температуре на деятельной поверхности / Труды ИГО, вып.94. – Л.: ИГО, 1960.
120. Будников А.Н. Формула для определения глубины промерзания для водопроводных труб / Журнал «Водоснабжение и санитарная техника», №7, 1938.
121. Стоценко И.И. Сезонная мерзлота в пределах СССР / Сб. материалов по вопросам сезонной мерзлоты. – _____
122. Колосков П.И. Глубина зимнего промерзания в Европейской части и Казахстане / Сб. «Мерзлотоведение», том II № _____. – М.:, 1947.
123. Утенков В.Ф. Промерзание грунтов / Бюллетень. «Строительная техника», №16. – М.:, 1945.
124. Отто А.П., Фомина Л.М. Глубина промерзания оголенных от снега грунтов в пределах Литовской ССР / Сб. работ 4. – Рига, Гидрометеообсерватория, 1963.
125. Гумбель Э. __ Статистика экстремальных значений. – М.: «Мир», 1965.
126. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики. – М.: «Наука», 1965.
127. Бернштейн С.Н. Распространение предельной теоремы теории вероятностей суммы зависимых величин / Успехи математических наук. Вып.Х, 1944.
128. Марков А.А. Исчисление вероятностей. – М.: ГИЗ, 1942.
129. Бабков В.Ф. основы грунтоведения и механики грунтов / В.Ф. Бабков, В.М. Безрук. – М.: Высшая школа 1989 – 416 с.
130. Пчелинцев А.М. Строение и физико-механические свойства мерзлых грунтов. – М.:, 1964.
131. Орлов В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. – М.:, 1962.
132. Бабков В.Ф. Устойчивость земляного полотна автомобильных дорог. – М.: Высшая школа, 1966. – 108 с.