

Задание на 10.11.2020 г.

СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОД

8.1 Криогенная текстура и структура мерзлых дисперсных пород

Наиболее важную роль в формировании криогенной текстуры играет миграция воды в породах различных литологических разновидностей. В процессе же формирования структуры мерзлых пород наиболее существенное значение имеют физико-химические явления, особенно коагуляция коллоидных и глинистых частиц и диспергирование крупных отдельностей. Вследствие миграции воды в замерзающих породах наряду с отдельными кристаллами образуются слои и линзы льда различных размеров. При этом происходит нарушение первичного сложения породы, когда ее частицы и даже целые прослойки раздвигаются.

Процесс образования кристаллов, линз и слоев льда в ходе замерзания дисперсной породы называется льдовыделением. В зависимости от условий промерзания (закрытая или открытая система, скорость промерзания) и литологических особенностей породы различают нормальное и избыточное льдовыделение.

Нормальное - это такое льдовыделение, когда лед образуется без подтока воды в грунт извне, происходит лишь перераспределение влаги, содержащейся в данном замерзающем объеме породы. Избыточное льдовыделение с образованием линз и прослоек льда происходит за счет поступления воды извне, из талых или немерзлых слоев породы, подстилающих промерзающий слой. При замерзании глинистых пород в условиях закрытой системы образование линз и прослоек льда происходит за счет обезвоживания соседних, ближайших к центрам кристаллизации участков породы. Влажность глинистых агрегатов между прослойками льда при этом близка к нижнему пределу пластичности этих пород или к максимальной молекулярной влагоемкости (по А. Ф. Лебедеву). В этом

случае большого льдовыделения не происходит, а следовательно, не наблюдается и увеличения объема породы из-за расширения воды при переходе в лед. Можно сказать, что льдовыделение при промерзании глинистого грунта сопровождается сжатием коллоидных оболочек глинистых частиц и агрегатов. Следовательно, промерзание глин сопровождается внутриобъемным сжатием (Цытович, 1951).

В процессе замерзания песчаных грунтов при полной влагоемкости в условиях закрытой системы в результате фазовых переходов воды сразу создается гидростатическое давление. Поскольку песчаные частицы несжимаемы, то возникает увеличение объема замерзающей породы. В общем случае при любой влажности свыше максимальной молекулярной влагоемкости песчаные породы в закрытой системе являются пучинистыми. Происходит это потому, что в процессе промерзания породы вода отжимается от фронта промерзания и на какой-то глубине создается полная влагоемкость в слое песка, замерзание которого вызывает увеличение объема, т. е. пучение грунта. В данном случае увеличение объема или пучение песка может быть или общим, или местным - в слабом месте, где изгиб слоев силами напорной миграции воды осуществляется легче (дифференциальное пучение). Вода в данном случае внедряется путем инъекции. В этих слабых местах происходит избыточное льдовыделение, а в местах, откуда вода ушла, наблюдается нормальное льдовыделение.

В открытой системе во влажных глинистых грунтах происходит мощное избыточное льдовыделение и значительное увеличение объема грунта. В глинистых грунтах наиболее сильно проявляется капиллярное поднятие, поэтому вода, замерзая, образует значительные прослойки и линзы льда, которые обособляются от минеральных прослоек, т. е. происходит сегрегация льда путем кристаллизационной дифференциации - путем разрастания центров кристаллизации в линзы и прослойки льда.

В песчаных грунтах в открытой системе наблюдается незначительное (нормальное) льдовыделение. При замерзании воды в самом верхнем (элементарном) слое возникает напряжение из-за ее расширения при кристаллизации. Это напряжение, как поршень, давит на воду еще талых слоев — возникает так называемый «поршневой эффект» (по Н. А. Цытовичу), отжимающий воду вниз, в более глубокие талые слои. Силы всасывания частиц песка малы (мала их удельная поверхность, мала поверхностная энергия), меньше «поршневого эффекта».

Говоря о влиянии литологических особенностей пород на льдовыделение, следует добавить, что при одинаковой увлажненности грунтов (в открытой системе) возникновение линз и прослоек льда более характерно для более дисперсных грунтов. Однако в плотных глинах, которые имеют малый коэффициент фильтрации, льдовыделение будет небольшим. Кроме того, в подобных глинах содержится много прочносвязанной воды и мало рыхлосвязанной и свободной воды, а прочносвязанная вода при обычных природных температурах не замерзает. Следовательно, литологические особенности и, в частности, сложение породы, как один из литологических признаков, заметно влияют на процесс льдовыделения

Влажность горных пород существенно влияет на интенсивность льдовыделения в них. Известно, что при влажности нижнего предела пластичности или при влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости, по А. Ф. Лебедеву, миграция влаги в процессе замерзания дисперсных пород отсутствует, поэтому видимых прослоек и линз льда не образуется. При любой влажности свыше максимальной молекулярной влагоемкости в глинистых породах наблюдается льдовыделение с образованием линз и прослоек льда.

Температура окружающей среды также влияет на интенсивность льдовыделения. Опыты и натурные наблюдения показывают, что чем

быстрее идет понижение температуры и интенсивнее охлаждение, тем быстрее замерзает порода и тем менее интенсивным будет льдовыделение.

Режим промерзания в такой же степени, как и температура, сказывается на интенсивности льдовыделения в дисперсных породах при их промерзании. В случае, если промерзание прерывается оттепелями и задерживает фронт промерзания на месте, возникает интенсивное льдовыделение. Чем дольше эта задержка, тем больше к нему подсасывается (мигрирует) воды, тем более мощные линзы и прослойки льда образуются. Выделившийся в виде линз и прослоек лед различной формы и ориентировки называют ледяными шлирами.

Текстура - это сложение горной породы, определяемое особенностью относительного расположения составных частей породы в пространстве. Так называемая криогенная текстура (криотекстура) в полном значении этого понятия свойственна в основном мерзлым дисперсным породам и определяется особенностью относительного расположения в пространстве сцементированных льдом частиц и агрегатов породы и шлиров льда.

Криогенная текстура пород с жесткими связями в значительной мере предопределена характером тех пустот (трещин, пор, полостей), которые существовали в породе до ее промерзания. Ледяные включения лишь наследуют расположение, формы, а в некоторых случаях и размеры этих пустот; по этой причине криотекстуру пород с жесткими связями называют иногда унаследованной. В зависимости от особенностей расположения, происхождения и конфигурации пустот, заполненных льдом, в породах с жесткими связями выделяются следующие криотекстуры: **трещинные, трещинно-жильные, пластово-трещинные, карстово-трещинно-пластовые и др.**

Пустоты в породах с жесткими связями могут быть заполнены конжеляционным (формирующийся при замерзании жидкой воды) и десублимационным льдом (*переход паров воды в твёрдое состояние, минуя*

жидкое). В первом случае трещины или другого вида пустоты обычно заполнены льдом полностью, а во втором - частично, ибо десублимационный лед в силу его физических особенностей образования не может полностью заполнить ту или иную полость. Наибольшей льдистостью отличается верхняя часть толщи мерзлых пород с жесткими связями, так как здесь идут интенсивные процессы физического выветривания, сопровождающиеся образованием многочисленных трещин и других пустот, которые затем заполняются водой, при охлаждении переходящей в лед. Многократное промерзание и оттаивание породы углубляет этот процесс: трещины увеличиваются в размере, появляются новые, происходит криогенная дезинтеграция породы. С глубиной этот процесс затухает. Однако в зоне перемещения (динамики) нижней границы многолетнемерзлой толщи, сопровождающейся фазовыми переходами воды, трещиноватость пород с жесткими связями также может быть повышенной. Следовательно, этот признак является маркирующим, характеризующим температурные изменения в многолетнемерзлой толще и связанную с ними динамику нижней ее границы.

Унаследованная криогенная текстура может образоваться также в трещиноватых осадочных породах, сильно уплотненных в ходе процесса диагенеза. Если эти породы представляли собой до промерзания водоносные горизонты, то при замерзании воды в их трещинах образуются конституционные льды.

Классификация текстур дисперсных мерзлых пород. В зависимости от наличия, формы и пространственного расположения ледяных шлиров в породе выделяются следующие основные типы криогенных текстур (Шуйский, 1957):

- 1) массивная криотекстура, когда ледяные шлиры отсутствуют. Частицы и агрегаты породы сцементированы кристаллами и мелкими включениями льда;

2) слоистая криотекстура, когда ледяные шлиры образуют взаимно параллельные линзообразные прослойки, чередующиеся со слоями частиц и минеральных агрегатов, связанных льдом-цементом;

3) сетчатая криотекстура, когда ледяные шлиры, ориентированные в разных направлениях, образуют между собой непрерывную сеть, или решетку.

В свою очередь, второй и третий типы текстур можно подразделять в зависимости от размеров шлиров, различий в густоте их расположения и пространственной ориентировке соответственно на:

а) микро-, тонко- и толстослоистые; микро-, тонко- и толстосетчатые;

б) равномерно- и неравномернослоистые; равномерно- и неравномер- носетчатые; в) горизонтально-, косо- и вертикальнослоистые; прямо- угольно-, косоугольно- и неправильносетчатые. Такое разнообразие криогенных текстур дисперсных пород, наблюдаемых в природных условиях, не всегда позволяет «уложить» их в определенную законченную классификационную схему. Так, например, сетчатую текстуру некоторые авторы называют ячеистой, другие - решетчатой, а более крупную сетку - блоковой и т. д.

По толщине шлиров выделяются микрошлировая — толщина шлиров до 0,1 см, тонкошлировая — от 0,1 до 0,5 см, среднешлировая - от 0,5 до 2 см и толстошлировая — более 2 см (Втюрин, 1974).

Структура мерзлых пород. Говоря о криогенной структуре, следует иметь в виду лишь дисперсные породы. Породы с жесткими связями имеют одну и ту же структуру как в мерзлом, так и в талом состоянии. Если эти породы трещиноваты и в них образовались шлиры льда, то в данном случае можно говорить лишь о структуре льда шлиров, но не о породе в целом.

Мерзлые дисперсные породы обладают своеобразной криогенной структурой в зависимости от их гранулометрического состава и агрегатного

состояния минеральных частиц, а также от количества и распределения в них льда-цемента. По аналогии с тальми дисперсными породами под криогенной структурой мерзлых пород следует понимать строение породы, определяемое взаимным расположением, величиной и формой минеральных элементов и ледяных включений, характером поверхности этих составляющих, а также наличием и характером связей между ними.

Классификация структуры мерзлых пород. В инженерной геологии применительно к тальми тонкодисперсным породам, в частности к глинистым и лесовидным отложениям, употребляются понятия макро-, мезо- и микроструктур (Сергеев и др., 1971), характеризующихся формой и величиной отдельностей породы.

В зависимости от характера включений льда в дисперсных породах и от степени заполнения им пор в породе выделяются следующие типы льда-цемента (Шумский, 1957): 1) контактный, расположенный лишь в местах контакта частиц скелета; 2) пленочный, покрывающий всю поверхность частиц породы, но поры которой частично остаются не заполненными льдом; 3) поровый, заполняющий поры породы целиком; 4) базальный (основной), составляющий основную массу породы и разобщающий минеральные частицы скелета.

Первые две разновидности льда-цемента - контактный и пленочный - свойственны неводонасыщенным пескам и грубообломочным породам, а третья - этим же породам, но водонасыщенным. Мерзлые глинистые и пылеватые породы в основном обладают базальным ледяным цементом, но не исключено образование в них и порового льда-цемента, особенно в условиях закрытой системы и в пылевато-глинистых мерзлых слоях между сегрегационными ледяными шпирями в открытой системе. Натурные наблюдения показывают, что базальный тип льда-цемента образуется даже в песчаных и в гравийно-галечных отложениях, по-видимому, при

напорной миграции воды в процессе замерзания породы (Романовский, 1977).

В зависимости от формы и кристаллографической ориентировки зерен выделяются следующие структуры шлиров и других включений льда (Шумский, 1957): 1) неправильнозернистая (аллотриоморфнозернистая) с беспорядочной кристаллографической ориентировкой, т. е. зерна льда возникают неправильной формы в результате механического воздействия друг на друга в стесненных условиях; 2) призматическая (или панидиоморфнозернистая) - кристаллы льда имеют правильную, свойственную им форму и упорядоченную кристаллографическую ориентировку (главные оси симметрии параллельны между собой); 3) промежуточная (гипидиоморфнозернистая), занимающая положение между двумя первыми, которая подразделяется на две разновидности: а) пластинчатую (кристаллы льда сплющены по главной оси симметрии), б) столбчатую (зерна льда вытянуты по главной оси).

По соотношению размеров кристаллов льда и минеральных частиц породы различаются структуры: а) межчастичная (интерсертальная), когда зерна льда-цемента расположены между частицами породы и не превышают их по размерам; б) объемлющая (пойкилитовая), когда зерна льда-цемента размером больше частиц скелета и включают в себя последние.

Полное название структуры мерзлой дисперсной породы в соответствии с изложенным будет примерно таким: песчано-микроагрегатная межчастичная структура с пластинчатым пленочным ледяным цементом или игольчатая объемлющая микроструктура с неправильно-зернистым базальным ледяным цементом и т. п.

8.2 Физические и механические свойства мерзлых пород

Мерзлые дисперсные горные породы как физическая система находятся преимущественно в неравновесном состоянии. В них под влиянием изменения внешней среды все время изменяются термодинамические параметры (температура, плотность, теплоемкость, удельное электрическое сопротивление и многие другие физические величины). В неравновесном состоянии в мерзлых дисперсных породах возникают следующие явления:

1) изменение основных термодинамических параметров сопровождается закономерным изменением физических свойств пород;

2) при изменении температуры пород, особенно вблизи 0°C , резко изменяется количество незамерзшей воды, т. е. мерзлые дисперсные породы весьма чувствительны к изменению температуры;

3) повторное замерзание и оттаивание дисперсных пород приводит к увеличению количества свободной воды, росту фильтрационных характеристик, изменению прочности и др.;

4) при изменении внешнего давления нарушается динамическое равновесие между незамерзшей водой и льдом. Нагрузка, приложенная к мерзлomu грунту, вызывает частичное подплавление льда, избыточная влага при этом отжимается в менее напряженные места, где вновь замерзает. Одновременно с этим происходит пластическое течение льда и отжатие воздуха..

Общеизвестно, что прочность и несущая способность мерзлых дисперсных пород значительно выше, чем этих же пород в талом состоянии. Эти качественные изменения, с одной стороны, являются положительными, поскольку мерзлые породы способны нести большую нагрузку как основания сооружений, но с другой - отрицательными: мерзлые породы трудно поддаются механической разработке.

Мерзлые дисперсные породы при оттаивании вследствие разрушения льдоцементных связей сильно оседают и теряют свою несущую способность. В случае высокой льдистости и обладания шпировой

текстурой осадки пород при оттаивании значительно превышают деформацию немерзлых пород. Прочность оттаявших пород оказывается ниже, чем пород, не подвергавшихся процессу промерзания и оттаивания даже при равных значениях влажности и плотности. Сильнольдистые пылеватые и суглинистые породы после оттаивания иногда превращаются в разжиженные пывунные массы, практически не оказывающие сопротивления нагрузкам. Это происходит потому, что при замерзании пород с миграцией воды их частицы и агрегаты частиц раздвигаются (распучиваются) кристаллами льда, из микропор агрегатов отжимается связанная вода, которая превращается в лед. При оттаивании породы вода не успевает «вернуться» в микропоры, остается между агрегатами в виде свободной воды, способствуя разжижению породы.

8.3 Теплофизические свойства мерзлых пород

Теплофизические свойства тел с изменением температуры несколько изменяются, но незначительно, если не происходит фазовых переходов вещества, поэтому при теплофизических и теплехимических расчетах обычно этими изменениями пренебрегают. Другим должен быть подход к теплофизическим константам мерзлых дисперсных пород. Даже при незначительных интервалах колебания отрицательной температуры, особенно вблизи 0°C , происходят большие изменения теплофизических свойств этих пород. Указанные изменения связаны с фазовыми переходами и миграцией воды в дисперсных образованиях. Поскольку фазовые переходы воды в последних совершаются в диапазонах температур, величина которых зависит от степени дисперсности породы, то для каждой из них нужно знать граничные температуры этих переходов.

1. Теплоемкость мерзлых дисперсных пород

Теплоемкость - физическая величина, численно равная количеству тепла (ΔQ), которое необходимо сообщить телу для нагревания его на один градус. Теплоемкость является одной из основных теплофизических характеристик грунта. Обычно различают удельную и объемную теплоемкости. Удельной теплоемкостью (C) называется теплоемкость единицы массы однородного, вещества, которая выражается в кДж/кг \cdot °C (или ккал/кг \cdot °C). Объемной теплоемкостью называется теплоемкость единицы объема вещества, которая выражается в кДж/м³ \cdot °C (или ккал/м³ \cdot °C). Для характеристики теплофизических свойств мерзлых дисперсных пород в одинаковой степени применимы как удельная, так и объемная теплоемкости.

Из сказанного можно сделать следующие выводы: 1) теплоемкость мерзлых дисперсных пород определяется количественным содержанием в них минеральной составляющей, льда и незамерзшей воды; 2) содержание льда и незамерзшей воды зависит от первоначальной влажности и температуры, поэтому теплоемкость мерзлых дисперсных пород - величина переменная; 3) с понижением температуры пород при данной влажности их теплоемкость уменьшается, поскольку в них становится больше льда и меньше незамерзшей воды (теплоемкость льда - 0,49, воды -1,0); 4) теплоемкость мерзлых дисперсных пород значительно изменяется в зависимости от температуры, главным образом вблизи 0°C, т. е. когда происходят значительные изменения в соотношении жидкой фазы воды и льда; 5) поскольку теплоемкость мерзлых пород зависит от количества в них минеральной части, воды и льда, то численное значение ее может быть получено расчетным путем на основании данных о количестве в них воды и фазовом составе последней; 6) теплоемкость минерального скелета мало изменяется с изменением температуры пород. Так, при понижении температуры на 1°C теплоемкость суглинка уменьшается всего лишь на 0,1,

а песка — на 0,07% от первоначальной величины («Основы мерзлотного прогноза...», 1974).

2. Температуропроводность мерзлых дисперсных пород

Температуропроводность мерзлых горных пород, как и других тел, выражается коэффициентом температуропроводности (a), характеризующим способность тела изменять свою температуру в данной точке под воздействием изменившейся температуры в соседней точке этого же тела. Размерность a - м²/ч. Температуропроводность является весьма важной характеристикой мерзлых горных пород, поскольку температура пород в мерзлом состоянии существенно влияет на все другие их свойства. Температуропроводность обычно определяется экспериментальным путем (метод регулярного режима, метод температурной волны и др.).

Температуропроводность мерзлых пород, особенно песчаных, при большой влажности во многих случаях выше, чем a этих же пород в талом состоянии. Коэффициент температуропроводности мерзлых дисперсных пород зависит от пористости породы (n), степени ее водонасыщенности (q) и от температуры (t). Опыты показывают, что a мерзлых суглинков при $q=0,6$ возрастает с увеличением n от 0,35 до 0,48, а дальше почти не меняется. При $q = 0,9$ коэффициент температуропроводности от пористости почти не зависит («Основы мерзлотного прогноза...», 1974). Приведенная зависимость объясняется, по-видимому, особой ролью льда, который при $q=0,6$ цементирует грунт в монолитную систему. Увеличение же n в указанных пределах способствует образованию непрерывного ледяного каркаса, который и проявляет свои температуропроводные свойства. Дальнейшее увеличение q до 0,9 не изменяет установившегося равновесия, поскольку температуропроводные свойства льда проявились полностью уже при $q = 0,6$.

Коэффициент температуропроводности мерзлых глинистых пород возрастает с увеличением q с некоторым разнообразием значений a в

зависимости от дисперсности и минерального состава пород. Например, a каолина возрастает с увеличением q приблизительно до значений 0,8 (рис. 8.1), а затем убывает. Коэффициент температуропроводности среднего суглинка и пылеватого песка монотонно возрастает во всем диапазоне значений q от 0 до 1, тогда как a тяжелого суглинка в этих условиях имеет более сложный характер (рис. 8.1). Значения a для средnezернистого кварцевого песка имеют иную зависимость. Температуропроводность его уменьшается с увеличением q . Это вполне объяснимо, так как с увеличением степени водонасыщения песка контакты между песчинками нарушаются, проводимость породы в этом случае определяется проводимостью льда, а его теплопроводность (которая прямо пропорциональна a) почти в шесть раз меньше, чем теплопроводность кварца.

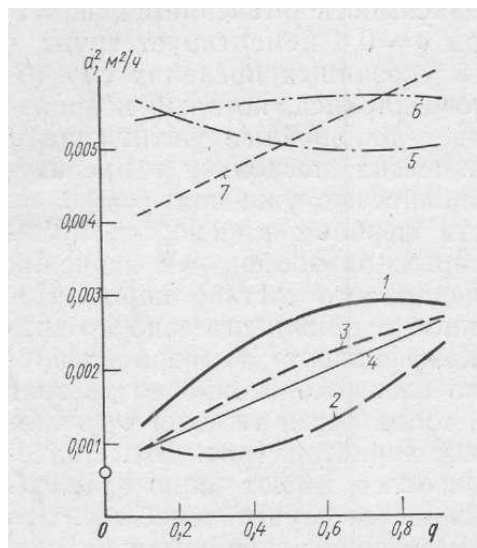


Рис. 18. Зависимость коэффициента температуропроводности грунтов от q в мерзлом состоянии: 1 - каолин; 2 - суглинок тяжелый; 3- суглинок средний; 4- среднее значение a для каолина и суглинков; 5 - песок кварцевый фр. 0,1-0,25 мм; 6 - песок кварцевый фр. 0,25-0,5 мм; 7 - песок пылеватый (по А. А. Ананяну, 1974)

Коэффициент температуропроводности глинистых пород увеличивается с понижением температуры от -20 до -120°C («Основы мерзлотного прогноза...», 1974). Для каолина увеличение a с понижением t наблюдается при всех степенях водонасыщения (от 0 до 1). Температуропроводность тяжелого суглинка увеличивается с понижением температуры лишь при $q = 0,4$.

Влияние температуры на a мерзлого песка проявляется несколько сложнее. В одних случаях a понижается с понижением t , в других остается почти постоянным, в третьих понижается в интервале $40-60^{\circ}\text{C}$ и повышается при более низкой температуре. Достаточно убедительного объяснения указанному явлению пока еще не найдено.

3. Теплопроводность мерзлых дисперсных пород

Как известно, теплопроводность всех тел, в том числе и мерзлых пород, выражается коэффициентом теплопроводности (λ), являющимся мерой количества тепла в Дж, которое проходит в секунду через 1 см^2 слоя вещества толщиной в 1 см при разности температуры в 1°C и выражается в $\text{Дж}/\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^{\circ}\text{C}$. Коэффициент теплопроводности рассчитывается по соотношению

$$\lambda = \alpha C_{\text{уд}} \cdot \gamma_{\text{об}}$$

Теплопроводность горных пород как в талом, так и в мерзлом состоянии зависит от многих факторов, таких, как минеральный состав, плотность, влажность, температура, структура и текстура пород.

Минеральный состав пород несомненно играет большую роль в теплофизических свойствах пород, однако оценить его значение сразу при испытании пород не всегда представляется возможным. Известно лишь, что теплопроводность различных минералов, из которых слагаются породы, изменяется в широких диапазонах. Так, например, кварц имеет в среднем

$\lambda = 21 \cdot 10^{-3}$, тогда как базальты, траппы, габбро и гранит имеют λ в интервале от $5,2 \cdot 10^{-3}$ до $8 \cdot 10^{-3}$ Дж/см \cdot с \cdot °С. Горные породы, богатые каолинитом и другими глинистыми минералами, имеют $\lambda < 1 \cdot 10^{-3}$ Дж/см \cdot с \cdot °С.

Плотность породы существенно влияет на величину ее λ . Опыты показывают, что увеличение плотности скелета талой породы при одной и той же влажности вызывает увеличение λ . При $q=0,9$ можно практически считать λ постоянным.

Влажность дисперсных горных пород сильно влияет на их теплопроводность. Зависимость λ от степени водонасыщенности глинистых пород в талом состоянии при неизменной пористости или плотности почти линейно возрастает. В мерзлом состоянии (рис. 8.2) кривые зависимости λ от q имеют несколько иной характер, но общая тенденция роста λ с увеличением q сохраняется.

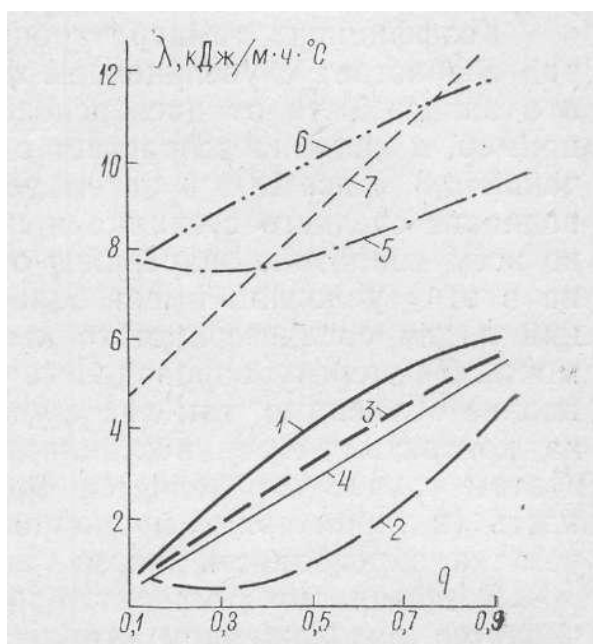


Рис. 8.2 Зависимость коэффициента теплопроводности от q в мерзлом состоянии:

1-7 - то же, что на рис. 8.2 (по А. А. Ананяну, 1974)

Это возрастание продолжается до точки насыщения. Для глинистых грунтов последняя наступает при $q=0,8$ («Основы мерзлотного прогноза...», 1974). При малых влажностях, порядка 6% в песчаных и 12% в глинистых породах, теплопроводность невелика. Мерзлые грунты при этих влажностях имеют теплопроводность меньше, чем в талом состоянии. В этом случае лед не образует общего каркаса, а пленки незамерзшей воды не имеют контакта между собой.

С увеличением влажности или степени водонасыщенности λ мерзлой породы возрастает, в пределе приближаясь к λ чистого льда. Можно сказать, что теплопроводность мерзлых дисперсных пород является функцией влажности. При высоких влажностях песчаные породы в мерзлом состоянии имеют теплопроводность на 56% больше, чем в талом (Керстен, 1952). При промерзании песчаных пород почти вся содержащаяся в них вода переходит в лед с образованием равномерной монолитной текстуры. Поскольку теплопроводность льда почти в четыре раза больше теплопроводности воды, теплопроводность песчаных пород в мерзлом состоянии выше, чем в талом.

Теплопроводность глинистых пород в отличие от песчаных при малых влажностях в мерзлом состоянии иногда меньше, чем в талом.

Однако с увеличением влажности отношение λ_m / λ_t возрастает и при $q = 1$ это отношение становится больше единицы (табл. 8.1). При промерзании глинистых пород происходит перераспределение влаги и частиц породы. Образуются ледяные микрослои, разобщенные друг от друга (сегрегация). Влажность грунтовых агрегатов между микрошпирами льда уменьшается. Возникают поры замерзания. В результате теплопроводность мерзлых глинистых пород в некоторых случаях оказывается меньше, чем теплопроводность талых.

Таблица 8.1

Данные по теплопроводности мерзлых и талых пород

Степень водонасы- щенности, q	λ_T , кДж/м·ч·°С				λ_M , кДж/м·ч·°С		
	1	2	3	4	1	2	3
Глины и суглинки							
0,0	0,67		0,59 (0,75)		0,67		0,75 (0,71)
0,2	1,59	2,26	2,26	3,23	2,05	2,26	1,68
0,4	2,55	3,60	3,48	4,65	3,35	3,85	2,68
0,6	3,52	4,40	4,48	5,49	4,57	5,49	2,89
0,8	4,52	4,94	5,03	6,08	5,78	7,12	4,86
1,0	5,61	5,36	5,28	6,54	7,04	8,76	6,08
Супеси и мелкие пески							
0	1,17		1,09		1,17		1,00
0,2	3,02	4,99	6,41	4,57	4,06	3,06	6,66
0,4	4,90	6,24	7,29	6,37	6,16	5,03	7,54
0,6	6,20	6,58	8,17	7,42	8,00	7,04	8,42
0,8	7,33	7,50	9,05	8,17	9,80	9,01	9,30
1,0	8,88	7,92	9,93	8,76	11,61	11,02	10,18
Торф ⁵							
0	0,21				0,21		
0,2	0,50				0,67		
0,4	0,88				1,22		
0,6	1,38				1,93		
0,8	2,18				2,97		
1,0	3,56				4,61		

Примечание. 1-данные СНиП и В. П. Ушкалова, обработанные Л. Т. Роман и А. А. Коноваловым (1969); 2-расчет произведен по соотношениям М. С. Керстене (1955); 3-данные лаборатории кафедры мерзлотоведения; 4 - расчет по соотношениям, предложенным Н. С. Ивановым и Р. И. Гаврильевым (1965); 5 -данные Л. Т. Роман к А. А. Коновалова (1969).

8.4 Водные свойства мерзлых дисперсных пород

1. Влажность (льдистость) мерзлых пород

Для мерзлых пород различают суммарную влажность (w_{tot}), в которую входит влага за счет ледяных включений (i_i), льда- цемента (i_{ic}), и незамерзшая вода (w_w):

$$w_{tot} = i_i + i_{ic} + w_w.$$

Льдистость за счёт ледяных включений

$$i_i = \frac{\rho_s(w_{tot} - w_m)}{\rho_i + \rho_s(w_{tot} - 0,1w_w)}$$

где w_m –влажность грунта, расположенного между ледяными включениями, д.е;

ρ_i –плотность льда (0,9 г/см³)

ρ_s –плотность частиц грунта, 0,9 г/см³.

Обычно суммарную влажность и каждую из ее составляющих в отдельности выражают в долях единицы или в процентах как отношение веса воды к весу скелета породы. Кроме того, для мерзлых пород введено понятие суммарная льдистость (i_{tot}), которое включает в себя льдистость за счет ледяных включений (i_i) и льда-цемента (i_{ic}) в долях единицы, т. е.

$$i_{tot} = i_i + i_{ic} = \frac{\rho_f(w_{tot} - w_w)}{\rho_i(1 + w_{tot})}$$

где ρ_f – плотность мерзлого грунта, г/см³.

Различают весовую льдистость (i_b) — отношение веса льда к весу скелета, выраженную в долях единицы, и объемную льдистость ($i_{об}$) - отношение объема льда к объему мерзлой породы в долях единицы.

Существует понятие так называемой относительной льдистости - отношение веса льда к суммарной влажности:

$$i = \frac{w_{tot} - w_w}{w_{tot}}$$

По льдистости скальные и дисперсные мерзлые грунты подразделяют на следующие разновидности (табл.2)

Разновидность скальных мерзлых грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений i_i , д.е.
Слабольшедистый	0,01
Льдистый	0,01 < i_i << 0,05
Сильнольдистый	0,05

Разновидность дисперсных мерзлых грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений i_i , д.е.
Нельдистый	0,03
Слабольшедистый	$0,03 < i_i \ll 0,20$
Льдистый	$0,20 < i_i \ll 0,40$
Сильнольдистый	$0,40 < i_i \ll 0,60$
Очень сильнольдистый	$0,60 < i_i \ll 0,90$

Разновидности песчаных мерзлых грунтов	Суммарная льдистость i_{tot} , д.е.
Слабольшедистый	0,40
Льдистый	$0,40 < i_i \ll 0,60$
Сильнольдистый	0,60

В некоторых случаях есть необходимость при оценке влажностного режима мерзлых дисперсных пород учитывать такие влагообменные характеристики, как влагоемкость, влагопроводность и диффузивность, или потенциалопроводность. Для мерзлых дисперсных пород весьма важно знать влагоемкость после их оттаивания в связи с тем, что их льдистость может быть больше полной влагоемкости и в процессе оттаивания могут произойти осадки от собственного веса. Одновременно с этим необходимо учесть набухание породы при оттаивании. Если набухание имеет место, то осадка породы при оттаивании в этом случае будет меньше.

Влагопроводность горных пород, в том числе и мерзлых, характеризуется коэффициентом влагопроводности (λ_w), который является мерой количества влаги, проходящей в породе в единицу времени через единицу площади при градиенте потенциала влаги, равном единице. Размерность - см/ч или м/сут.

Потенциал влаги (μ_w) - «работа, которая должна быть затрачена (в расчете на 1 г чистой воды) для того, чтобы обратимо и изотермически перенести в заданную точку породы бесконечно малое количество воды из объема чистой воды, находящейся при атмосферном давлении и на

условном высотном уровне сравнения» (Роде, 1965). Однако физический смысл при решении той или иной задачи по вла- гопроводности пород имеет разность потенциалов влаги между двумя точками влажностного поля, а не значение потенциалов в этих точках, поскольку потенциал — это величина, характеризующая лишь запас энергии единицы вещества, находящейся в данной точке.

Диффузивность дисперсных горных пород характеризуется коэффициентом диффузии (K_w), представляющим собой количество влаги, проникающей за единицу времени через единицу поверхности слоя породы при градиенте влаги, равном единице, и выражается в $\text{см}^2/\text{с}$ или $\text{м}^2/\text{сут}$. Диффузивность имеет большое значение при влажности пород, меньшей начальной влажности, особенно для глинистых пород, обладающих малым коэффициентом фильтрации, когда влаго- перенос за счет фильтрации соизмерим с диффузивностью.

Все влагообменные характеристики существенно зависят от минерального состава, дисперсности, текстурно-структурных особенностей, влажности и температуры пород, изменяясь от этих параметров в широких пределах.

2. Водопроницаемость и фильтрационная способность мерзлых дисперсных пород

Водопроницаемость — способность горных пород пропускать через себя воду, которая зависит от геометрии пор и трещин и не зависит от свойств жидкости или газа. Часто водопроницаемость понимают как синоним термина фильтрация. Однако чаще всего проницаемостью характеризуются скальные породы. Так называемая абсолютная проницаемость (при фильтрации однородной жидкости) оценивается коэффициентом проницаемости (K_{np}), выражаемым в дарси или см^2 .

Дисперсные (связные и несвязные) горные породы при движении воды в них под напором обычно характеризуются коэффициентом фильтрации

$$K_{\phi} = \frac{v}{I},$$

где v - скорость фильтрации; I – градиент напора. Величина K_{ϕ} необходима, например, при расчетах регулирования паводковых вод при весеннем стоке, который зависит от K_{ϕ} мерзлой почвы.

Фильтрационную способность мерзлых дисперсных пород нельзя рассчитывать без учета фазовых переходов и миграции влаги в ходе промерзания породы и скорости самого процесса замерзания. Об особенностях фильтрации мерзлых песчаных пород (Степанов, 1951; Комаров, 1957) на основе опытных данных можно сказать следующее: 1) во всех опытах при фильтрации через мерзлые пески с температурой -3 - -5° воды с температурой от 0° до $-0,2$ - $-0,3^{\circ}\text{C}$ температура скачкообразно повышалась в результате замерзания части фильтровавшейся воды и выделения тепла кристаллизации; 2) водопроницаемость песка некоторое время убывала, а потом стала почти постоянной. Уменьшение водопроницаемости песка можно связывать с увеличением его льдистости, сокращающей величину капиллярного напора; 3) величина K_{ϕ} мерзлого песка зависит от его влажности перед замерзанием: чем меньше $w_{нач}$, тем больше фильтрация; 4) суммарное количество льда и воды в мерзлом песке после опыта оказалось больше капиллярной влагоемкости.

В мерзлых тонкодисперсных породах (глинах и суглинках), содержащих значительное количество незамерзшей воды (w_w) при температурах, наблюдаемых в природных условиях, методом электроосмоса установлено, что имеет место перемещение влаги в жидком виде. В результате лабораторных исследований (Ананян, 1952) сделаны следующие выводы:

1) мерзлые глинистые горные породы обладают фильтрационной (т. е. влагопроводной) способностью; 2) мерзлые глинистые грунты, как и в талом состоянии, обладают начальным градиентом фильтрации, т. е. некоторым начальным сопротивлением, требующим преодоления его прежде, чем начнется перемещение влаги в породе под воздействием электротока. В этом случае скорость фильтрации (v) рассчитывается по формуле $v = K_{\phi}(I - I_{\text{нач}})$; 3) коэффициент фильтрации (K_{ϕ}) мерзлых глинистых пород зависит от их влажности (w) и температуры (t): а) с увеличением w K_{ϕ} уменьшается. В этом случае увеличивается количество свободной и рыхлосвязанной воды, возрастает степень льдистости породы, мешающая фильтрации. Уменьшение w вызывает рост K_{ϕ} , но до определенного предела. При очень малой w породы будет наблюдаться обратная зависимость, так как вода будет в основном прочносвязанная, которая слабо перемещается под воздействием внешних сил; б) K_{ϕ} мерзлых глин увеличивается с повышением t в пределах ее отрицательных значений и, наоборот, уменьшается с понижением t . Это вызвано фазовыми переходами воды, сопровождающимися изменением количества w_w .

8.5 Электрические свойства мерзлых пород

Знание электрических свойств мерзлых и талых пород важно для многих отраслей науки и техники: при использовании некоторых методов геофизики, применяемых в геологии; в электротехнике, радиотехнике; при устройстве линий электропередач, линий электротяги и т. п. Мерзлые дисперсные горные породы по сравнению с талыми имеют иные показатели удельного электрического сопротивления (ρ) и электропроводности (δ), диэлектрической проницаемости (ϵ).

В процессе замерзания горных пород особенно сильно изменяется их удельное электрическое сопротивление и электропроводность ($\delta = 1/\rho$).

Электропроводность мерзлых пород, имея в основном ионный характер, определяется главным образом количеством незамерзшей воды (w_w) и ее проводимостью, т. е. концентрацией в ней ионов. Кроме того, электропроводность мерзлых дисперсных пород зависит от природы минерального скелета и от криогенной текстуры горной породы. Также установлена зависимость ρ от температуры грунта, т. е. ρ тем больше, чем ниже t породы. Физически это объясняется изменением w_w с изменением t , которое почти не зависит от $w_{нач}$. Например, ρ пылеватых суглинков изменяется от единиц и немногих десятков Ом-м в талом состоянии до сотен и десятков тысяч Ом-м в мерзлом - в зависимости от t , i и характера криогенной текстуры. Значение ρ почти для всех пород ниже 100 Ом-м указывает на их талое состояние (Достовалов, 1967).

Наибольшее изменение ρ в зависимости от t наблюдается в пределах температур, соответствующих области интенсивных фазовых переходов воды в породах (от 0 до -5, -7°C для глинистых разновидностей). При понижении t ниже области интенсивных фазовых переходов изменения ρ незначительны. Следует заметить, что электропроводность многолетнемерзлых глинистых пород также изменяется в зависимости от изменения t , особенно в пределах от 0 до -7°C. Диэлектрическая проницаемость также зависит от количества w_w , т. е. в конечном итоге от t . Известно, что ϵ воды равна приблизительно 80 и льда - около 2, поэтому константа мерзлых пород и изменяется в этих пределах.

8.6 Объемный вес мерзлых дисперсных пород

Объемный вес мерзлой дисперсной породы есть вес единицы объема в естественном, ненарушенном состоянии. Объемный вес мерзлой дисперсной породы в большой степени зависит от ее льдистости, поэтому А. М. Пчелинцев (1954) рекомендует определять его расчетным методом. Для этого следует определить удельный вес породы, суммарную влажность

(w_{tot}), количество незамерзшей воды (w_w) при данной температуре, а затем, принимая, что все поры породы заполнены льдом и незамерзшей водой, рассчитывается объемный вес (γ) мерзлой породы по формуле (Пчелинцева, 1954)

$$\gamma = \frac{0,9\Delta(100 + w_{tot})}{90 + \Delta(w_{tot} - 0,1w_w)}$$

где 0,9 - удельный вес льда; Δ — удельный вес минеральной части породы; w_c — суммарная влажность мерзлого грунта в % к сухой навеске; w_w — количество незамерзшей воды в % к сухой навеске. Зная объемный вес мерзлой дисперсной породы (γ) и ее удельный вес, можно легко определить относительную пористость или коэффициент пористости мерзлой дисперсной породы:

$$\varepsilon_M = \frac{\Delta - \gamma_M}{\gamma_M}$$

Рассмотренные выше характеристики, определяющие теплофизические, физические свойства мерзлых дисперсных пород ($C_{уд}$, $C_{об}$, K_m , I , w_{tot} , w_w , ε_M и др.), имеют существенное практическое значение, потому что без знания их невозможно произвести тепловые расчеты, связанные с промерзанием и оттаиванием горных пород.

Далее ГОСТ

ГОСТ Грунты классификация 25100-2016

Таблица 3 - Мерзлые грунты

Класс	Подкласс	Тип	Подтип	Вид	Подвид	Разновидности
Мерзлые	Скальные мерзлые	Природные промерзшие	Интрузивные, эффузивные, метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные, элювиальные	Все виды скальных грунтов	Все подвиды скальных грунтов	Выделяют в соответствии с разделом Б.3 приложения Б
		Техногенные промороженные и мерзлые	Природные грунты, техногенно измененные в условиях естественного залегания	Все виды техногенно измененных природных скальных грунтов	Все подвиды техногенно измененных природных скальных грунтов	
	Дисперсные мерзлые	Природные промерзшие	Осадочные, вулканогенно-осадочные, элювиальные	Все виды дисперсных грунтов	Все подвиды дисперсных грунтов	
		Техногенные промороженные и мерзлые	Природные грунты, техногенно измененные в условиях естественного залегания. Техногенно перемещенные природные мерзлые грунты. Антропогенные промороженные и мерзлые грунты	Все виды техногенно измененных природных дисперсных грунтов	Все подвиды техногенно измененных природных дисперсных грунтов	
	Ледяные	Льды конституционные: внутригрунтовые, погребенные, пещерно-жильные	Сегрегационные, инъекционные, ледниковые, наледные, речные, озерные, морские, донные, инфильтрационные, жильные, повторно-жильные, пещерные	Льды. Ледогрунты	Льды разного состава. Ледогрунты разного состава	
		Техногенные - ледяные искусственные	Антропогенные намороженные льды	Все виды намороженных льдов	Все подвиды искусственных льдов разного состава	

А.12 Льдистость грунта за счет видимых ледяных включений i_i , д.е.; определяют по формуле

$$i_i = \frac{\rho_s (w_{tot} - w_m)}{\rho_i + \rho_s (w_{tot} - 0,1w_w)},$$

где w_{tot} - суммарная влажность мерзлого грунта, д.е. (см. [ГОСТ 5180](#));

w_m - влажность мерзлого грунта, расположенного между ледяными включениями, д.е.;

w_n - влажность мерзлого грунта за счет содержащейся в нем при данной отрицательной температуре незамерзшей воды, д.е.;

ρ_s - плотность частиц грунта, г/см (см. [ГОСТ 5180](#));

ρ_i - плотность льда, принимаемая равной 0,9 г/см .

A.24 Степень заполнения пор льдом и незамерзшей водой S_r , д.е.; определяют по формуле

$$S_r = \frac{(1,1w_{ic} + w_w)\rho_s}{e_f \rho_w}, \quad (A.12)$$

где w_{ic} - влажность мерзлого грунта, рассчитанная по содержанию порового льда, цементирующего минеральные частицы (лед-цемент), д.е., определяемая по формуле $w_{ic} = w_m - w_w$;

w_w - влажность мерзлого грунта, рассчитанная по содержанию незамерзшей воды при отрицательной температуре, д.е.;

w_m - влажность мерзлого грунта, расположенного между ледяными включениями, д.е.;

ρ_s - плотность частиц грунта, г/см (см. [ГОСТ 5180](#));

e_f - коэффициент пористости мерзлого грунта;

ρ_w - плотность воды, принимаемая равной 1, г/см .

A.30 Суммарная льдистость мерзлого грунта i_{tot} , д.е.; определяют по формуле

$$i_{tot} = i_i + i_{ic} = \frac{\rho_f (w_{tot} - w_w)}{\rho_i (1 + w_{tot})}, \quad (A.16)$$

где i_i - кдистость грунта за счет видимых ледяных включений ;

i_{ic} - льдистость грунта за счет льда-цемента (порового льда), д.е.;

w_{tot} - суммарная влажность мерзлого грунта, д.е. (см. [ГОСТ 5180](#));

ρ_i - плотность льда, принимаемая равной 0,9 г/см³ ;

ρ_f - плотность мерзлого грунта, г/см³ (см. [ГОСТ 5180](#));

w_w - влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды, д.е.

Б.2.19 По степени морозной пучинистости (см. [ГОСТ 28622](#)) дисперсные грунты подразделяют в соответствии с таблицей Б.27*.

Таблица Б.27

Разновидность грунтов	Степень пучинистости , %
Непучинистый	$\varepsilon_{fh} < 1,0$
Слабопучинистый	$1,0 \leq \varepsilon_{fh} \leq 3,5$
Среднепучинистый	$3,5 < \varepsilon_{fh} \leq 7,0$
Сильнопучинистый	$7,0 < \varepsilon_{fh} \leq 10,0$
Чрезмерно пучинистый	$\varepsilon_{fh} > 10,0$

* Применяют также для класса мерзлых грунтов.

Б.3 Разновидности мерзлых грунтов

Б.3.1 По температуре грунты подразделяют на разновидности в соответствии с таблицей Б.28.

Таблица Б.28

Разновидность грунтов	Температура грунтов , °C
Немерзлый (талый)	0
Охлажденный	$0 > T \geq T_{bf}$
Мерзлый	$T < T_{bf}$
Морозный	0
Сыпучемерзлый*	0

* Для грунтов с суммарной влажностью $w_{tot} \leq 3\%$.

Б.3.2 По льдистости скальные, полускальные и дисперсные мерзлые грунты подразделяют на разновидности в соответствии с таблицами Б.29-Б.31.

Таблица Б.29

Разновидность скальных и полускальных мерзлых грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений, д.е.
Слабольшедистый	0,01
Льдистый	$0,01 < i_i \leq 0,05$
Сильнольдистый	0,05

Таблица Б.30

Разновидность дисперсных мерзлых грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений, д.е.
Нельдистый	0,03
Слабольшедистый	$0,03 < i_i \leq 0,20$
Льдистый	$0,20 < i_i \leq 0,40$
Сильнольдистый	$0,40 < i_i \leq 0,60$
Очень сильнольдистый	$0,60 < i_i \leq 0,90$

Таблица Б.31

Разновидность песчаных грунтов	Суммарная льдистость, д.е.
Слабольшедистые	0,40
Льдистые	$0,40 < i_{tot} \leq 0,60$
Сильнольдистые	0,60

3.3 По состоянию незасоленные мерзлые грунты подразделяют на разновидности в соответствии с таблицей Б.32.

Таблица Б.32

Грунты	Разновидность грунта		
	Твердомерзлый ($m_{vf} \leq 0,01$ МПа) при $T < T_h$, °C	Пластичномерзлый ($m_{vf} > 0,01$ МПа) при , °C	Сыпучемерзлый при 0°C
Скальные и полускальные	0	-	-
Крупнообломочные	0	$T_h < T < T_{bf}$ при 0,8	При 0,15

Пески гравелистые, крупные и средней крупности	-0,1		
Пески мелкие и пылеватые	-0,3		
Глинистые грунты: - супесь - суглинок - глина	-0,6 -1,0 -1,5	$T_h < T < T_{bf}$	При 0,15
Примечание - - температурная граница твердомерзлого состояния грунта; - температура грунта.			

Б.3.4 Мерзлые грунты с континентальным типом засоления (сульфатный тип засоления) относят к засоленным при степени засоленности , %:

- для песков 0,10%;
- для супесей 0,15%;
- для суглинков 0,20%;
- для глин 0,25%.

Б.3.5 По степени засоленности , %, мерзлые грунты с морским типом засоления легкорастворимыми солями (хлоридный тип засоления) подразделяют на разновидности в соответствии с таблицей Б.33.

Таблица Б.33

Разновидность грунтов	Степень засоленности легкорастворимыми солями , %		
	Пески	Супеси	Суглинки и глины
Незасоленные	$D_{sal} < 0,05$	$D_{sal} < 0,15$	$D_{sal} < 0,20$
Слабозасоленные	$0,05 \leq D_{sal} < 0,15$	$0,15 \leq D_{sal} < 0,35$	$0,20 \leq D_{sal} < 0,40$
Среднезасоленные	$0,15 \leq D_{sal} < 0,30$	$0,35 \leq D_{sal} < 0,60$	$0,40 \leq D_{sal} < 0,80$
Сильнозасоленные	$D_{sal} \geq 0,30$	$D_{sal} \geq 0,60$	$D_{sal} \geq 0,80$

Б.3.6 По типам криогенных текстур мерзлые грунты подразделяют в соответствии с таблицей Б.34.

Таблица Б.34

Грунты	Тип криогенной текстуры
Скальные и полускальные	Трещинная, пластовая, полостная, жильная, массивная
Крупнообломочные	Массивная, порфиroidная, корковая, базальная
Песчаные	Массивная, слоистая, порфиroidная, сетчатая, базальная
Глинистые	Массивная, сетчатая, слоистая, атакситовая, порфиroidная, линзовидная
Заторфованные	Порфиroidная, слоистая, сетчатая, атакситовая, линзовидная

