

КИНЕТИКА ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ, ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПУЧЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

С. Е. Гречищев

Институт криосферы Земли СО РАН,
117982, Москва, ул. Вавилова 30/6, комн. 85, Россия

Обосновывается связь анизотропии температурных деформаций и пучения мерзлых грунтов с кинетикой фазовых переходов поровой влаги в спектре отрицательных температур. Измерено боковое давление в льде при одномерном замерзании воды в условиях открытой системы в зависимости от скорости замерзания.

Мерзлые грунты, температурные деформации, пучение, кинетика замерзания влаги

FREEZING KINETICS, THERMAL STRAINS AND HEAVING OF FROZEN SOILS

S.E. Grechishchev

Earth Cryosphere Institute SB RAS,
117982, Moscow, Vavilov st., 30/6, room 85, Russia

The connection of thermal strains anisotropy and heaving of frozen soils with pore water freezing kinetics in the negative temperature range is provided. The lateral pressure in the ice under one-dimensional water freezing in the open system versus to freezing rate was measured.

Frozen soils, thermal strains, heaving, water freezing kinetics

В теоретических расчетных моделях пучение и деформации мерзлых грунтов часто рассматриваются как температурное расширение обычной сплошной среды с использованием известной гипотезы Дюамеля — Неймана и гипотезы об изотропности объемных деформаций. Однако эксперименты свидетельствуют о том, что такое допущение для мерзлых дисперсных грунтов принципиально неверно. Ранее в работе [Гречищев и др., 1987] нами было показано, что возможной причиной является кинетика фазовых переходов незамерзшей влаги в непрерывном спектре отрицательных температур.

При одномерном промерзании воды или водонасыщенного грунта в обычных идеализированных схемах теплофизических и механических расчетов граница промерзания принимается в виде идеальной плоскости, направление внешней нормали к которой совпадает с направлением промерзания. При фазовом переходе воды в лед происходит увеличение удельного объема среды на величину

$$(v_{\text{л}} - v_{\text{в}}) \cdot w = \alpha_v \cdot v_{\text{л}} \cdot w, \quad (1)$$

где $v_{\text{л}}$, $v_{\text{в}}$ — удельные объемы льда и воды; w — объемная влажность (для чистой воды $w = 1$); $\alpha_v =$

$= 0,09$ — коэффициент объемного расширения воды при замерзании.

Обычно для изотропных сред предполагается, что расширение происходит одинаково во всех направлениях и, следовательно, $\alpha_v = 3 \cdot \alpha$, где α — коэффициент линейного расширения равный для воды $\sim 0,03$.

Если исходить из этого предположения, то возникают два важных следствия, имеющих принципиальное значение для терморологических процессов при фазовых переходах. Во-первых, вертикальное пучение (если фронт промерзания движется по вертикали вверх или вниз) за счет объемного расширения при переходе воды в лед должно быть тогда равно величине $\alpha \cdot w \cdot h = 0,03 \cdot w \cdot h$ (h — толщина промерзшего слоя) при условии, что замерзающий слой может свободно расширяться в стороны, т.е., если происходит боковое расширение. Во-вторых, при невозможности бокового расширения (условия плоской деформации) вся объемная деформация будет реализовываться лишь в вертикальной компоненте. Тогда вертикальное пучение должно составлять $\alpha_v \cdot w \cdot h = 0,09 \cdot w \cdot h$, но при этом в замерзшем слое должно бы возникнуть большое

боковое давление, величина которого, например, в термоупругом приближении должна составлять

$$P_{\text{б}} = \frac{2 \cdot \alpha_{\nu} \cdot w \cdot E}{1 - 2 \cdot \nu} \quad (2)$$

где E, ν — модуль упругости и коэффициент Пуассона промерзшей части.

Поскольку для льда коэффициент ν близок к 0,5 (несжимаемость), то боковое давление должно быть очень большим. Это, в свою очередь, должно бы привести к потере продольной устойчивости промерзшего слоя и его волнообразному изгибу.

С другой стороны, рассмотренная простейшая схема не учитывает кинетику кристаллизации на фазовом фронте, так как в ней (в схеме) предполагается, что фазовая граница перемещается равномерно вдоль фронта. Это предположение равносильно утверждению, что подсоединение каждого нового мономолекулярного слоя воды к льду происходит строго одновременно по всей плоскости фазового фронта. Известно, однако, что этот процесс идет статистически, и нарастание очередного слоя льда происходит путем неодновременного подсоединения отдельных молекул и их кластеров к промерзшей части. Это означает, что при образовании каждой кристаллической неоднородности на плоскости фронта кристаллизации ее (неоднородности) объемное расширение может быть вполне изотропным. Увеличение же удельного объема при этом будет компенсироваться оттеснением воды (в открытой системе) или увеличением давления в воде (в закрытой системе). В обоих случаях боковое давление в промерзшей части возникать не должно, а ее пучение должно выглядеть так, как если бы все объемное расширение реализовыва-

лось в вертикальной деформации, т.е. как $0,09 \cdot w \cdot h$.

Высказанные соображения о роли кинетики фазового перехода в напряженно-деформированном состоянии промерзшего слоя говорит о том, что последнее должно зависеть от скорости кристаллизации. При малых скоростях промерзания концентрация неоднородностей, одновременно кристаллизующихся на поверхности фазового перехода, может быть невелика, и они закрывают не всю поверхность. С увеличением скорости промерзания кристаллизация возникающих одновременно неоднородностей на плоскости кристаллизации должна возрастать так, что при некоторой достаточно большой скорости промерзания возникающие одновременно неоднородности будут закрывать всю площадь на плоскости кристаллизации. С этого момента при дальнейшем увеличении скорости промораживания должно возникать боковое давление.

Статистический (теоретический) анализ указанного гипотетического процесса составляет определенные трудности в связи с отсутствием достоверной теории строения воды. Поэтому проверка существования предполагаемых кинетических явлений выполнена нами экспериментально путем измерения бокового давления в промерзшей части в зависимости от скорости промерзания.

Для того чтобы миграционные потоки не маскировали эффекта кинетики кристаллизации, опыты проводились не с грунтом, а с чистой водой, которая помещалась в стакан с толстыми прозрачными стенками из органического стекла (рис.1). Промораживание воды проводилось в открытой системе, т.е. снизу, с помощью крио-

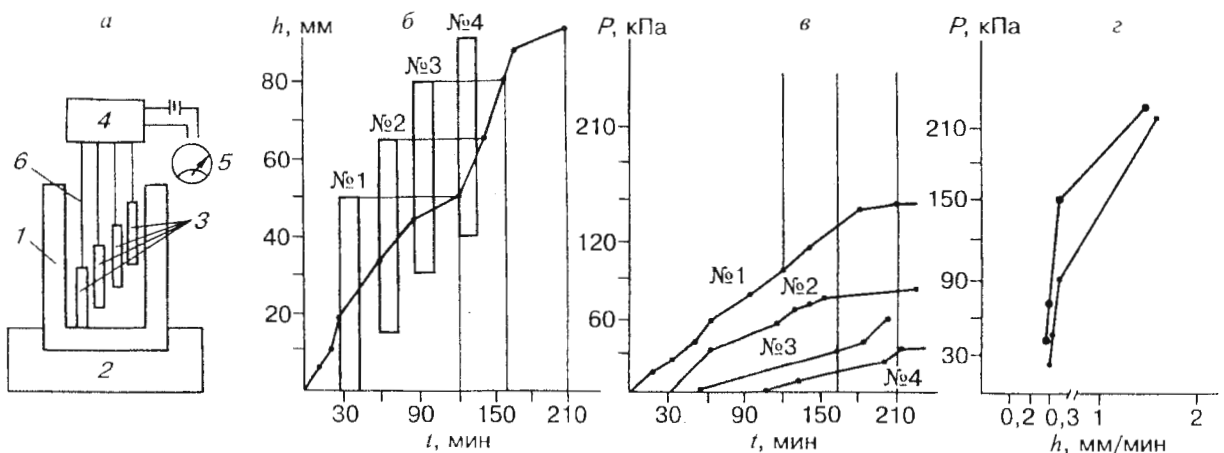


Рис. 1. Опыты по изучению бокового давления льда при замерзании воды в открытой системе.

a — схема установки: 1 — стакан из оргстекла, 2 — емкость с охлаждающей смесью, 3 — датчики давления, 4 — коммутационное устройство, 5 — регистрирующее устройство, 6 — вода; b — движение фронта промерзания в опыте со средней скоростью промерзания 0,5 мм/мин. (№ 1—№ 4 — номера датчиков); $в$ — изменение давления в разных датчиках в том же опыте; $г$ — зависимость максимального давления в датчике № 1 от скорости промерзания.

генной смеси жидкого азота и глицерина. Варьирование концентрацией глицерина обеспечивало разную температуру испарения смеси и, следовательно, разную скорость промерзания воды в диапазоне от 0,1 до 1,5 мм/мин. Движение фронта кристаллизации в воде в стакане происходило примерно с постоянной скоростью (см. рис. 1, б).

Измерения тангенциальных к плоскости промерзания (боковых) напряжений в льде выполнялись прибором, в котором датчиками давления являлись малосжимаемые капсулы, заполненные незамерзающей жидкостью. Капсулы были выполнены из масло- и морозостойкой силиконовой трубки, заполнены касторовым маслом и имели цилиндрическую форму диаметром 5 мм и длиной 60 мм. Капсулы через жесткий шланг соединялись с электрическими манометрами. В воде в стакане на разной высоте устанавливались четыре датчика—капсулы. Показания приборов по каждому датчику регистрировались по мере промерзания воды с интервалом в 5 мин. (см. рис.1, в).

Общая схема установки показана на рис.1, а. Схема расположения датчиков совмещена с кривой промерзания. Рисунок позволяет проследить последовательность вмерзания датчиков в нарастающий снизу слой льда. Всего проведено 12 опытов при 6-ти различных скоростях промерзания с двукратной повторяемостью.

Результаты экспериментов в виде зависимости максимального измеренного давления от средней скорости промерзания представлены на рис. 1, г. При скорости промораживания меньше, чем 0,25—0,30 мм/мин., боковое давление в льде отсутствует. При скоростях же промерзания, больших этой критической величины, боковое давление в кристаллизующемся льде резко возрастает. Это свидетельствует о влиянии кинетики кристаллизации на молекулярном уровне на напряженно-деформированное состояние макроскопического замерзающего слоя и возможности существования описанного выше механизма этого явления.

В качестве практического следствия проведенных экспериментов следует указать, что поскольку в практически реальных случаях скорости промерзания воды или грунтов намного меньше полученного критического значения, то боковых давлений в промерзающих слоях возникать не должно. При этом величину влияния промерзающего слоя по нормали к фронту промерзания следует принимать с коэффициентом 0,09, т.е. равной $0,09 \cdot w \cdot h$, а не $0,03 \cdot w \cdot h$, как это следует из модели однородного промерзания с изотропным расширением без учета кинетики кристаллизации.

Описанные выше опыты по киветике кристаллизации позволяют предположить, что при однонаправленном промораживании влажных грунтов особенности кинетики фазовых переходов поровой влаги могут привести к анизотропности их температурных деформаций по отношению к изотермам.

Для изучения возможных анизотропных температурных деформаций мерзлых грунтов нами было использовано устройство, обеспечивающее возможность их измерения по взаимно ортогональным направлениям при практически идеальном одномерном температурном поле в образце [Новые методы..., 1983].

Устройство изготовлено из сплава инвар ($\alpha = 1 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), что позволяет во многих случаях (для мерзлых грунтов с $\alpha \geq 20 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) не учитывать его собственную деформацию. На рис. 2 представлено такое устройство, состоящее из жесткой сварной металлической рамы 1, на которой крепятся индикаторы часового типа для

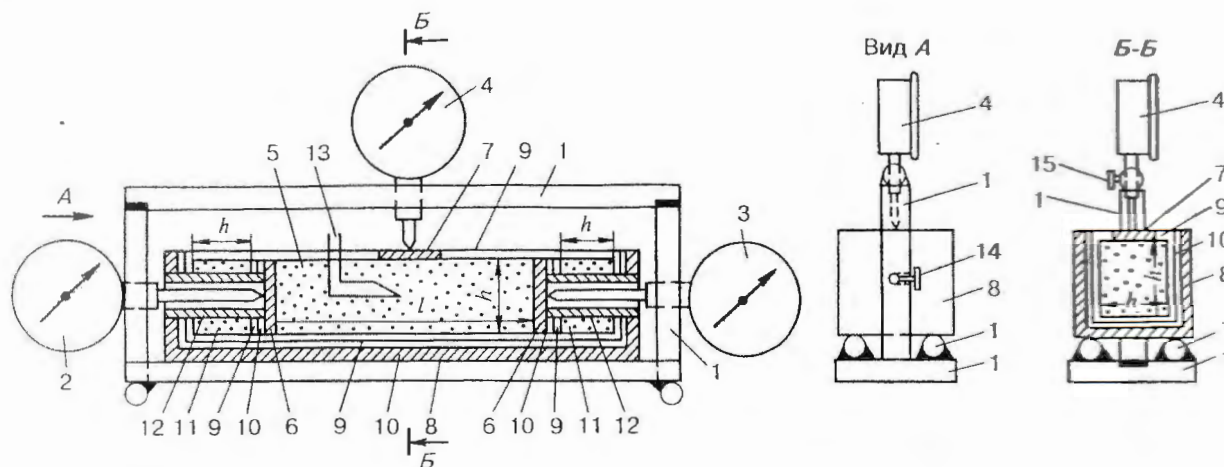


Рис. 2. Схема устройства для измерения температурных деформаций образцов песчаных и глинистых грунтов.

измерения продольных 2 и 3 и поперечных 4 деформаций образца грунта 5. Ножки индикаторов упираются в металлические подкладки, устанавливаемые с боков 6 и сверху 7 образца. Образец грунта квадратного сечения $h \times h$ и длиной l , помещается в пластмассовой форме 8 с тонкими (около 1—2 мм) стенками, что обеспечивает практически свободную деформацию образца во все стороны. Стенки образца влагоизолированы слоем полиэтилена 9, внешняя поверхность которого, прилегающая к внутренним стенкам формы, смазана незамерзающей смазкой 10. Торцы образца отстоят от торцов формы на расстоянии h не менее с обеих сторон, образуя торцевые пазухи 11, которые заполняются тем же грунтом. Последнее обеспечивает одномерность температурного поля внутри образца. Сквозь торцевые пазухи проходят пластмассовые трубочки 12, внутри которых пропускаются ножки индикаторов продольных деформаций, упирающиеся в подкладки торцов образца. Пластмассовые трубочки предохраняют ножки индикаторов от смерзания с грунтом в торцевых пазухах. Измерения температуры образца производятся в центре терпарой 13. Все устройство помещается в холодильной камере с регулируемой температурой. Размеры устройства определяются поперечным сечением $h \times h$ и длиной l образцов ($h = 3—5$ см, $l = 10—20$ см).

Принцип действия устройства заключается в том, что при изменении температуры воздуха в холодильной камере происходит одномерное изменение температуры образца грунта, под влиянием чего в образце возникают продольные (параллельно изотермам температурного поля) и поперечные (перпендикулярно к изотермам) температурные деформации, которые измеряются индикаторами.

Применение указанной выше аппаратуры (для измерения температуры и деформаций) при длине образца 10—20 см в самом неблагоприятном случае (при наименьших значениях коэффициента ∞ — мерзлые пески, плотные глины) обеспечивают заданную точность (не менее 5%) измерения коэффициента α мерзлых дисперсных пород.

Результаты измерений, выполненных нами ранее [Гречищев и др., 1984] на образцах пылеватой супеси с влажностью $w = 20\%$, показаны на рис. 3, а. Здесь хорошо видна анизотропия температурных деформаций, проявляющихся в мерзлом грунте при изменении его температуры в отрицательном диапазоне (при общем ее понижении от $-3,6^\circ\text{C}$ до -22°C): пучение по вертикали (т.е. ортогонально к изотермам) и усадка по горизонтали (т.е. параллельно изотермам). Деформации имеют не только противоположный знак, но и сильно отличаются по абсолютной величине: вертикальное относительное

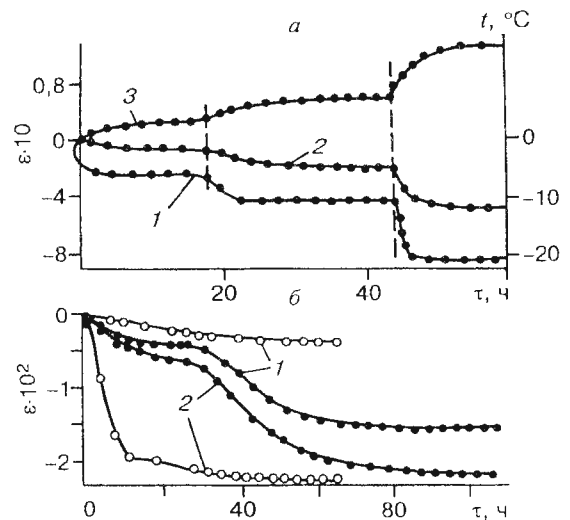


Рис. 3. Анизотропия температурных деформаций мерзлых песчано-глинистых грунтов.

а — температурные деформации ϵ образца мерзлой пылеватой супеси, $w = 20\%$ (1 — температура образца, 2 — вертикальные деформации пучения, 3 — боковые деформации усадки); б — деформации ϵ пучения пылеватой супеси (1 — без возможности боковой усадки, 2 — при свободной боковой усадке).

пучение почти в 10 раз больше горизонтальной относительной усадки. Причем следует еще раз подчеркнуть, что речь идет об изменении температуры внутри области ниже 0°C и, следовательно, нет миграционного потока из талой области в мерзлую, поскольку контакт мерзлого и талого грунта отсутствует.

На рис. 3, б показаны результаты сравнения относительных вертикальных деформаций пучения, полученных при различном закреплении концов образца: при незакрепленных (т.е. при свободной боковой усадке) и при жестко закрепленных (т.е. без возможности боковой усадки). Испытания со свободной боковой усадкой произведены по схеме, показанной на рис. 2. Что же касается испытаний с невозможностью боковой усадки, то они проводились на образцах такого же размера, но сделанных с «ушами» по концам, которые помещались в специальные захваты, установленные на жесткой раме из инвара. В остальных испытаниях были одинаковыми и проведены на уже мерзлых образцах при изменении температуры внутри области ниже 0°C .

Как следует из рис. 3, б разница между деформациями пучения в зависимости от возможности или невозможности боковой усадки может быть весьма значительной. Простейшие численные оценки показывают, что эта разница не может быть объяснена обычным термоупругим поведением, описываемым моделью Дюгамеля-Неймана совместно с предположением об изот-

ропности температурных деформаций. Для оценки последних необходима разработка модели, учитывающей кинетику фазовых переходов в спектре отрицательных температур.

Литература

Гречищев С.Е., Куздров С.С., Ягупов В.Я. Боковое давление при кристаллизации льда в открытой системе // Криогенные физико-геологические процессы и методы изучения их развития. Тр. ВСЕГИНГЕО, М., 1987, с. 29—33.

Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.И. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. М., Наука, 1984, 230 с.

Новые методы исследования состава, строения и свойств мерзлых грунтов / Ред. Гречищев С.Е., Ермаков Э.Д. М., Недра, 1983, 138 с.

*Получена в редакцию
19 июля 1997 г.*