

## ПЛАВЛЕНИЕ ЛЬДА В НЕСВЯЗНЫХ МЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ, ОБУСЛОВЛЕННОЕ ЛОКАЛЬНЫМИ ДАВЛЕНИЯМИ

С.Б. Ухов, А.Н. Власов, Л.Д. Лисин, В.П. Мерзляков, В.Л. Саваторова\*

Московский государственный строительный университет, 129337, Москва, Ярославское шоссе, д.26, Россия

\* Московский государственный горный университет

Под действием внешней нагрузки в грунте (мерзлых песках и супесях) на контактах между минеральными частицами и льдом возникает повышенное давление. Это приводит к понижению температуры плавления льда, в результате чего в этих местах лед оттаивает, и образующаяся вода пополняет пленочную (связанную) воду. Предполагая равновесность процесса плавления и равенство средних напряжений в твердой фазе давлению в жидкой, обычно получают уравнение Клапейрона-Клаузиуса. Однако оценка давления в жидкой фазе требует привлечения дополнительных гипотез.

Проводятся вычисления напряжений соответствующих началу фазовых переходов при различных средних температурах мерзлого грунта (порог фазовых переходов).

Получена картина развития зоны фазовых переходов в окрестности минеральной частицы в зависимости от нагрузки. По мере увеличения размеров зон плавления происходит накопление влаги и образование перемычки. Таким образом, создаются условия для фильтрационной консолидации в мерзлых грунтах.

*Температура, лед, вода, плавление, давление*

### ICE MELTING IN NON-COHESIVE FROZEN SOILS, CAUSED BY LOCAL PRESSURE

S.B. Ukhov, A.N. Vlasov, L.D. Lisin, V.P. Merzljakov, V.L. Savatorova\*

Moscow State Civil Engineering University, 129337, Yaroslavskoe sh., 26, Russia

\* Moscow State Mining Engineering University, Russia

In soil (frozen sand and loamy sand) increased pressure arises at contacts between mineral particles and the ice as a result of external load. It results in a decrease in ice melting temperature. Thus, the ice in these points thaws and produced water supplements bounded one. Assuming equilibrium of melting process and equality of average pressures in a solid phase to pressure in a liquid one, usually one receives the Clausius-Clapeyron equation. However, the estimation of pressure in a liquid phase requires additional hypotheses.

Calculations of stresses of corresponding to the beginning of phase transitions are carried out at various average temperatures of frozen soil (threshold of phase transitions).

The picture of development of phase transitions zone in the vicinity of a mineral particle depending on load is obtained. The expansion of local phase-transition zones may result in the formation of an intergranular channel connecting two neighboring skeletal grains. Thus, there are conditions for filtration residual compaction in frozen soils.

*Temperature, ice, water, melting, pressure*

При низких температурах мерзлые грунты по жесткости приближаются к горным породам, но при повышении температуры мерзлые грунты становятся пластично-мерзлыми и относятся к „слабым“ грунтам. При этом меняется характер воздействия внешней нагрузки на грунт, особенности которого необходимо учитывать при расчете деформируемости основания. Повышение температуры приводит к перераспределению сжимающих напряжений по подошве (рис. 1; [Цытович и др., 1937]), что отражается как на структуре грунта, так и на его механических свойствах. Изменение физико-механических свойств объясняется прежде всего различием фазового состояния содержания в грунте влаги.

Влияние внешней нагрузки на фазовое состояние влаги легче пояснить, рассматривая массив льда.

Например, в горизонтальном слое ледника имеет место естественный градиент температуры фазового перехода  $\sim 7 \cdot 10^{-4}$  град/м [Вейнберг, 1940]. Если градиент фактической температуры меньше (температура постоянна по толщине ледника), то на нижней поверхности лёд будет плавиться до тех пор, пока по толщине ледника не установится естественный градиент фактической температуры.

Б.П.Вейнберг формулирует условие появления воды внутри льда следующим образом: „Наличие внутренних давлений, вызываемых либо включением иного удельного веса, либо

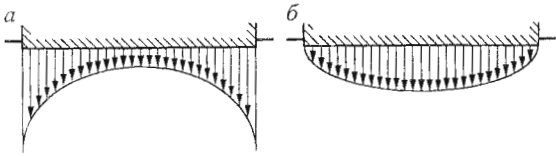


Рис. 1. Распределение давлений под жестким штампом.

*a* — вечномерзлый, сцементированный льдом песок; *b* — оттавший песок.

внешним механическим воздействием на находящееся внутри льда твердое тело... К рассмотрению работы силы тяжести или других сил, действующих на включение, удобнее всего подойти со стороны опыта Дж.Боттомлея — опыта над прохождением сквозь горизонтальный брусок льда проволоки, к которой привязан груз". Причиной такого прохождения является наличие небольшого количества воды под проволокой (если воду из-под проволоки отсасывать, то груз остановится).

Мерзлые грунты являются сложными системами, процесс их деформирования представляет собой совокупность процессов, происходящих на локальном уровне, которые описываются разными уравнениями и теориями [Основы геокриологии, 1959]. Эти обстоятельства имеют большое значение при рассмотрении высокотемпературных пластично-мерзлых грунтов. Образец такого грунта неоднороден по составу и строению. На рис. 2 представлены фотографии криогенной микроструктуры мерзлой супеси и мерзлого песка [Микростроение..., 1988; Коннова, 1957]. По форме включения льда-цемента представленные микроструктуры можно отнести к типу микроструктур „обрастания“ [Микростроение..., 1988]. Укажем на следующие основные процессы, протекающие в образце мерзлого грунта и приводящие к локальному изменению

фазового состава: плавление льда, фильтрация незамерзшей воды в поры и выход ее на поверхность, замерзание фильтрующей воды, взаимные переходы воды из свободного состояния в связанное и наоборот.

Рассмотрим первый из указанных процессов. Н.А.Цытович отмечал, что внешнее давление существенно влияет на увеличение содержания незамерзшей воды в мерзлых грунтах, подтверждая это своими опытами при относительно низких температурах и опытами П.Хекстра при более высоких температурах (увеличение внешнего давления на 10 МПа при температуре грунта  $-1^{\circ}\text{C}$  привело к изменению количества незамерзшей воды  $\Delta W_n = 0,071$ ) [Цытович, 1973]. Как известно, Н.А.Цытович сформулировал принцип равновесного состояния воды и льда в мерзлых грунтах [Цытович, 1945].

Под действием внешней нагрузки в грунте, на контактах между минеральными частицами и льдом возникает повышенное давление. Неоднородность напряженного состояния в окрестности частицы приводит к изменению температуры фазового перехода  $T_p$ , вследствие чего на поверхности контакта частицы со льдом возникают условия для плавления. Образующаяся вода пополняет пленочную (связанную) воду, но в отличие от нее может фильтровать.

Вопрос о связи между изменением температуры фазового перехода с изменением напряженного состояния в окрестности частицы и давлением воды является в значительной степени дискуссионным. Предполагая процесс плавления равновесным, что само по себе является приближением, получим из уравнений Гиббса-Дюгема следующее соотношение:

$$\frac{qdT}{T_p} + v_3 d\sigma_m - v_2 dp_2 = 0, \quad (1)$$

где  $q = 79,69$  кал/г — скрытая теплота фазового перехода;  $v_2 = 1,0$  см<sup>3</sup>/г и  $v_3 = 1,1$  см<sup>3</sup>/г — удельные объемы воды и льда, соответственно.

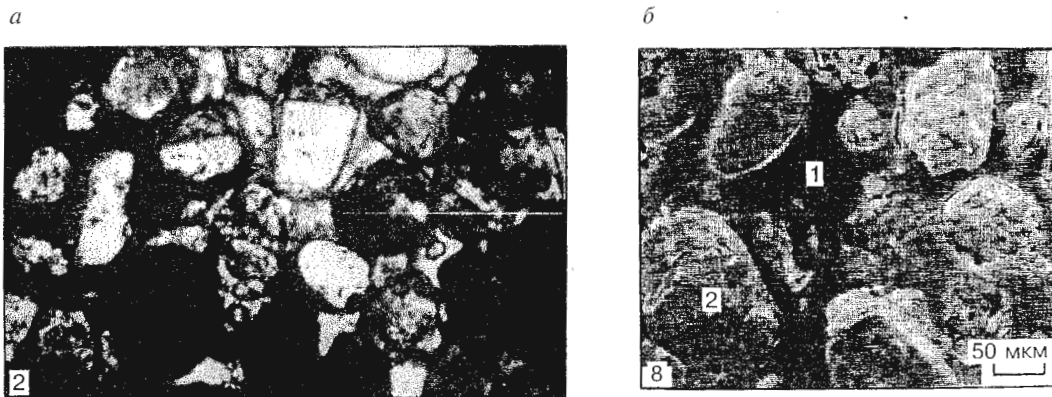


Рис. 2. Микроструктуры мерзлого песка (а), мерзлой супеси (б).

Здесь изменение сложного напряженного состояния льда учитывается изменением среднего локального давления  $d\sigma_m$ . Оценка изменения величины давления воды  $dp_2$  требует привлечения дополнительных гипотез. Эта оценка затруднена в связи с наличием сил поверхностного натяжения и тензорным характером внутренних напряжений в пленочной жидкости (отклонение от закона Паскаля). Не располагая теоретическими рекомендациями, авторы рассмотрели несколько вариантов зависимостей, задавая правдоподобные соотношения между изменением давления воды и среднего локального давления. Эти соотношения зависят от характера контакта между частицей и ледяным включением и от структуры порового пространства.

Если принять  $dp_2 = d\sigma_m$ , то получается известное уравнение Клапейрона-Клаузиуса. Интегрируя, получим зависимость температуры плавления льда от среднего контактного давления в виде:

$$T_{p1} = T_{p0} \cdot \exp[-(v_3 - v_2)(\sigma_m - P_a)/q]. \quad (2)$$

Здесь  $T_{p0} = 273,16^\circ\text{K}$  — температура плавления льда при нормальном атмосферном давлении  $P_a = 0,1033 \text{ МПа}$ .

В случае, если  $dp_2 = \frac{1}{2}d\sigma_m$ , получим зависимость

$$T_{p2} = T_{p0} \cdot \exp[-(v_3 - \frac{1}{2}v_2)(\sigma_m - P_a)/q]. \quad (3)$$

Задавая далее соотношения  $dp_2 = 0$  и  $dp_2 = -d\sigma_m$ , получим соответственно зависимости:

$$T_{p3} = T_{p0} \cdot \exp[-v_3(\sigma_m - P_a)/q], \quad (4)$$

$$T_{p4} = T_{p0} \cdot \exp[-(v_3 + v_2)(\sigma_m - P_a)/q]. \quad (5)$$

Дальнейшее уменьшение давления в водной пленке вряд ли физически оправдано, так как уже при небольших давлениях грунт практически не содержит бы ледяных включений. Кроме того, прочность воды на растяжение ограничена и по нижним оценкам имеет порядок — 2 атм.

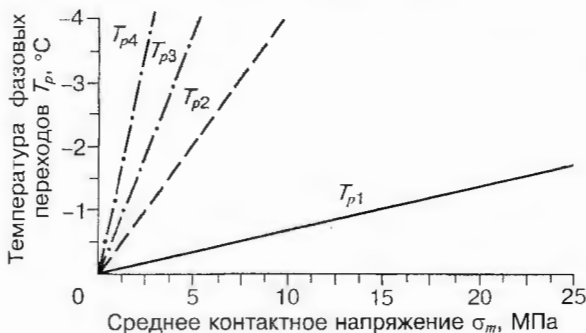


Рис. 3. Зависимость температуры фазовых переходов  $T_p$  от среднего контактного напряжения.

Результаты расчетов по формулам (2) — (5) представлены на рис. 3.

Возможность фазового перехода в окрестности точки контакта оценивается сравнением средней установившейся температуры грунта с температурой фазового перехода. Давление, при котором эти температуры равны, назовем „порогом фазовых переходов“. Если давление превосходит порог фазовых переходов, то в окрестности критической точки возникает область возможных фазовых переходов.

На рис. 4 представлено развитие области возможных фазовых переходов при последовательном увеличении давления: 0,7; 0,8; 0,9 и 1,0 МПа. Радиус минеральной частицы 12 мкм, толщина ледовой прослойки 3 мкм, температура грунта —  $0,15^\circ\text{C}$  ( $273,00^\circ\text{K}$ ). Расчеты с использованием уравнения Клапейрона-Клаузиуса выполнены методом, изложенным в работах [Ухов и др., 1996].

Темным цветом окрашена область с пониженной температурой фазовых переходов (область возможных фазовых переходов). Области с повышенной температурой фазовых переходов более светлые. Такое распределение значений температуры фазовых переходов соответствует рельефу средних контактных напряжений (рис. 5). В расчетах контактных давлений предполагалось, что минеральная частица с ледовой прослойкой взаимодействует с некоторой эквивалентной средой, свойства которой вычисляются методом эквивалентной гомогенности [Брушков

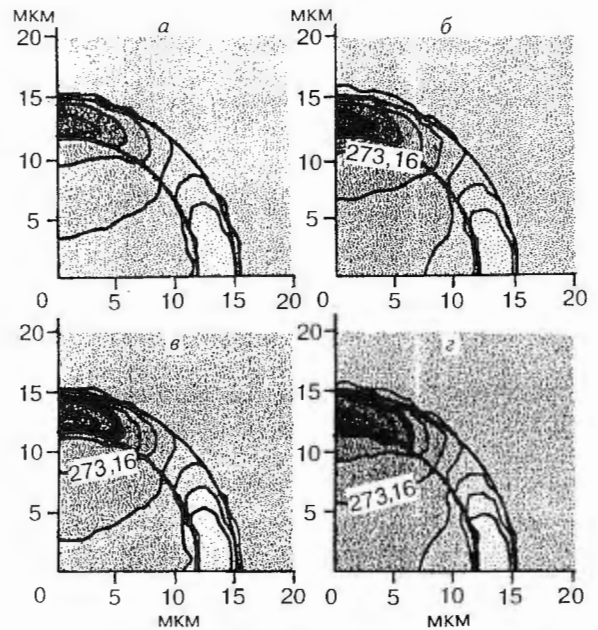


Рис. 4. Развитие областей возможных фазовых переходов при внешнем давлении: а — 0,7 МПа, б — 0,8 МПа, в — 0,9 МПа, г — 1,0 МПа.

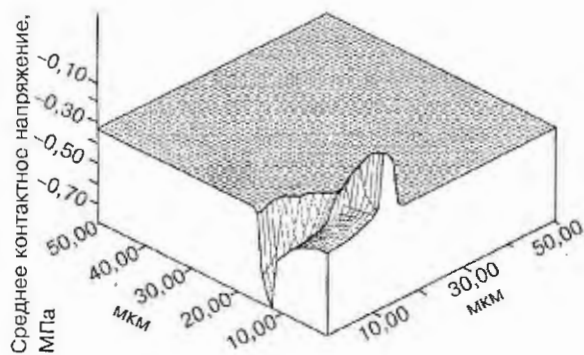


Рис. 5. Среднее контактное напряжение  $\sigma_m$  в окрестности частицы при внешнем давлении 1,0 МПа.

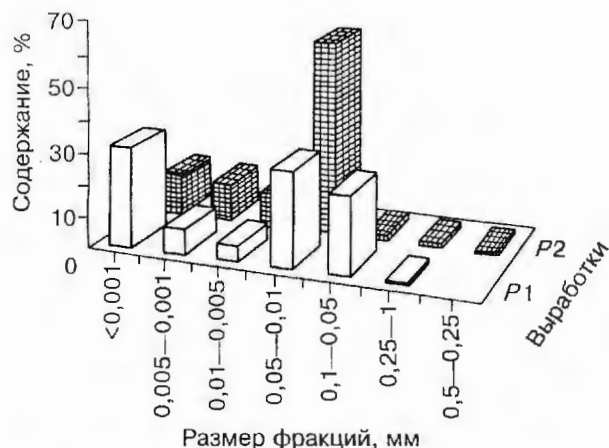


Рис. 6. Гранулометрический состав выработок супеси ГКМ.

и др., 1995]. По расчетам максимальное значение давления в точке контакта несущественно отличается от даваемого формулой Герца. Но чтобы найти зону возможных фазовых переходов, необходимо рассмотреть осесимметричную задачу о напряжениях. Эта задача решается методом конечных элементов.

Размер частицы-включения есть средний размер частицы, соответствующий гранулометрическому составу выработки одного из газоконденсатных месторождений (ГКМ) Крайнего Севера (рис. 6).

Предположение о постоянстве температуры по объему грунта является удобным начальным условием. Однако на самом деле температура непостоянна, так как плавление должно компенсироваться подводом тепла в окрестность точки контакта из объема, с повышенной температурой фазового перехода, вследствие чего температура этого объема должна понизиться. Поскольку все объемы находятся в равных условиях, то, по-видимому, реализуется „ячеистая“ схема, когда каждая область фазовых переходов соседствует с мерзлой частицей, вплоть до полного расплавления льда. Такие схемы характерны для нестабильных систем [Пригожин, 1985].

Область действительных фазовых переходов будет несколько меньше зоны возможных фазовых переходов. Оценка этой величины (на сколько меньше) может быть весьма приблизительной, так как зависит, с одной стороны, от решения задачи Стефана с переменной температурой фазового перехода [Ухов и др., 1996] и, с другой стороны, от потока тепла из зоны с повышенной температурой фазового перехода. В этом случае устанавливается динамическое равновесие между процессами и внешним воздействием, аналогичное тому, которое устанавливается под

коньками на льду или в опытах Дж. Боттомлея [Вейнберг, 1940].

Не имея суммарных оценок искажения области возможных фазовых переходов, будем предполагать равенство областей действительных и возможных фазовых переходов. Результаты, полученные в этом предположении находятся в согласии с вышеуказанными опытами П.Хекстра.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 96-05-65295).

## Литература

- Брушков А.В., Власов А.Н., Мерзляков В.П., Талонов А.В. Влияние локальных фазовых переходов на деформируемость пластично-мерзлых грунтов // *Геоэкология*, 1995, № 5, с. 71—77.
- Вейнберг Б.П. Лед, М.—Л.: ГТТИ, 1940, 524 с.
- Коннова О.С. Некоторые результаты исследования строения мерзлых пород // *Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов*, сб.3. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 195—226.
- Микростроение мерзлых пород / Под ред. Э.Д.Ершова, М., Изд-во МГУ, 1988, 182 с.
- Основы геокриологии, ч.1 / Отв. ред. Швецов П.Ф., М., Изд-во АН СССР, 1959, 459 с.
- Пригожин И. От существующего к возникающему. М., Наука, 1985, 327 с.
- Ухов С.Б., Власов А.Н., Мерзляков В.П. и др., Некоторые процессы, определяющие реологическое поведение мерзлых грунтов под нагрузкой // *Основания, фундаменты и механика грунтов*, 1996, № 2, с. 14—19.
- Цытович Н.А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах // *Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф.*, т. IX, № 5—6, 1945, с. 55—57.
- Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973, 446 с.
- Цытович Н.А., Сумгин М.И. Основы механики мерзлых грунтов. М., Из-во АН СССР, 1937, 432 с.

Поступила в редакцию  
10 июня 1997 г.