

## ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС ЧЕРЕЗ ВОДОНАСЫЩЕННУЮ КЕРАМИКУ С ВКЛЮЧЕНИЕМ ЛЬДА ПОД ДЕЙСТВИЕМ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ СИЛ. Часть 2. ГРАДИЕНТ ТЕМПЕРАТУРЫ

**В.С. Колунин, А.В. Колунин**

*Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; askold@ikz.ru*

Представлены результаты эксперимента по измерению потоков тепла и массы через водонасыщенную керамику с макровключением льда, инициируемых градиентом температуры. На основе экспериментальных данных, представленных в настоящей и предыдущей работах, определены коэффициенты переноса в зависимости от средней температуры изучаемого образца. Обнаружено различие экспериментальных и теоретических значений коэффициентов. Обсуждаются причины этого расхождения: гидросопротивление пленки незамерзшей воды между льдом и поверхностью керамики в области фазовых превращений, наличие гидравлических каналов между областями плавления льда и замерзания воды, выход из керамики в воду растворимых соединений.

*Лед, вода, пористая среда, теплообмен*

### HEAT AND MASS TRANSFER THROUGH A WATER SATURATED CERAMICS WITH ICE INCLUSION. Part 2. TEMPERATURE GRADIENT

**V.S. Kolunin, A.V. Kolunin**

*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia; askold@ikz.ru*

The results of the experiments for the heat and mass transfer through the water saturated ceramics with ice inclusion under the temperature gradient have been presented. The dependencies of the transfer coefficients on the average temperature of the sample have been determined from the experimental data presented in this paper and the previous one. The discrepancy between the experimental and theoretical coefficients has been revealed. The most possible reasons are hydro-resistance of the unfrozen water film between ice and ceramics in the region of the phase transition, the availability of the hydraulic connection between the places of the water freezing and the ice melting, the extraction of the soluble substance from ceramics into liquid.

*Ice, water, porous medium, heat and mass transfer*

### ВВЕДЕНИЕ

Превращение жидкостей в твердые тела дает разнообразные пространственные структуры.

В грунтовых системах замерзание воды вызывает относительное перемещение компонентов и может приводить к необратимым структурным и текстурным изменениям. В естественных условиях, как результат движения влаги к границе промерзания, влажность мелкодисперсного мерзлого грунта оказывается выше влажности талого. Экспериментальными исследованиями установлена совокупность факторов, влияющих на скорость миграции влаги. Это в первую очередь свойства грунта – дисперсность, минералогический состав, концентрация порового раствора, состав обменных катионов, а также характер взаимодействия системы с окружающей средой – скорость промерзания и гидравлическая связь с водоемом [Тютюнов, 1963].

Поскольку в мелкодисперсных грунтах фазовое превращение воды в лед занимает некоторый температурный диапазон, текстурные изменения в системе происходят не только вблизи границы промерзания, но и внутри массива мерзлого грунта [Ершов, 1979; Чевеверев, 2004]. Массообменные процессы в мерзлых грунтах могут быть инициированы, помимо градиента температуры, иными термодинамическими силами – градиентами давления жидкости, концентрации раствора и электрического потенциала [Основы..., 1995]. Существование жидкой фазы в дисперсных средах, содержащих лед, обеспечивает относительно высокую скорость массообмена внутри среды в некотором диапазоне температуры.

В основе теоретических моделей тепло- и массообменных процессов, происходящих в промерзающем или мерзлом грунтах, лежат законы теп-

Статья “Тепломассоперенос через водонасыщенную керамику с включением льда под действием различных термодинамических сил. Часть 1. Градиент давления жидкости” опубликована в журнале “Криосфера Земли”, 2011, т. XV, № 3, с. 56–60.

ломассопереноса, которые в общем виде представляют собой функциональную зависимость между потоками и термодинамическими силами. Если система находится вблизи состояния равновесия, эта зависимость является линейной [Хаазе, 1967]. Коэффициенты переноса, входящие в эти соотношения, определяются экспериментально. К настоящему времени наиболее изученными оказываются теплопроводящие [Теплофизические свойства..., 1984; Комаров, 2003] и фильтрационные [Williams, Burt, 1974; Horiguchi, Miller, 1983] свойства мерзлых пород. В меньшей степени представлены экспериментальные работы по термоосмотическим [Perfect, Williams, 1980] и электроосмотическим свойствам [Ананян, 1952; Иванов, 1957; Hoekstra, Chamberlain, 1964; Van Gassen, Sego, 1991]. Измерение коэффициентов переноса мерзлых дисперсных сред занимает достаточно длительное время, в течение которого, как правило, меняется текстура мерзлой породы. Текстурные преобразования сопровождаются движением жидкой фазы относительно твердых составляющих. Поэтому при изучении диффузионных процессов в мерзлых грунтах вводят в рассмотрение некоторый эффективный коэффициент диффузии, определенный вклад в который дает конвективный перенос растворимых соединений [Чувиллин, Смирнова, 1996; Murrmann, 1973].

Иногда рассматриваемая система обнаруживает неожиданные, на первый взгляд, свойства. Известно, что в условиях закрытой системы в однородном полностью водонасыщенном мерзлом

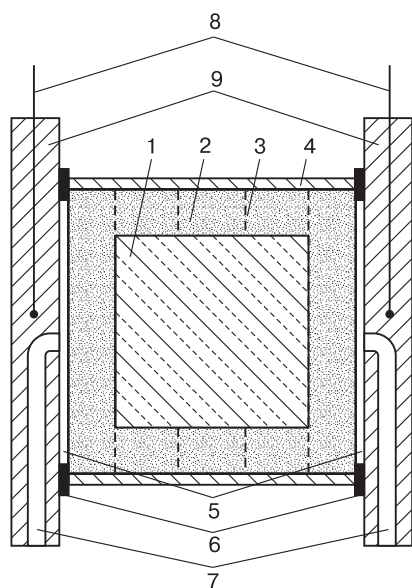


Рис. 1. Образец с пластинами.

1 – полость; 2 – водонасыщенная керамика; 3 – тонкий слой герметика; 4 – пластиковая обойма; 5 – зазоры, заполненные водой; 6 – резиновые уплотнители; 7 – водоканалы; 8 – измеримые спаи разностных термомпар; 9 – латунные пластины.

грунте под действием градиента температуры, близкого по величине к природному, происходит миграция воды в сторону более низкой температуры [Ершов, 1979]. В условиях же открытой системы наблюдается обратная картина: поток массы, проходящий через образец мерзлого грунта, совпадает по направлению с градиентом температуры [Perfect, Williams, 1980]. Если в первом случае решающее значение имеет деформируемость скелета пористой среды, иначе оказывается невозможным изменение влажности грунта, то во втором случае деформируемость скелета играет второстепенную роль, а главным становится относительное движение льда и скелета грунта.

При изучении тепло- и массообменных процессов в мерзлых грунтах необходимо учитывать оба независимых фактора: и взаимное движение частиц, и движение льда относительно частиц. В рамках модели мерзлого грунта как грунтовой смеси (льда, воды и частиц) [Торелик, 2002] находят объяснение оба рассмотренных выше примера. Однако ряд положений этой модели требует экспериментального обоснования. Например, в законе движения тепла не учтена конвективная составляющая, связанная с режеляционным движением льда, а закон движения жидкости выбран в форме закона Дарси, не учитывающем осмотические и термоосмотические свойства системы. О степени обоснованности таких приближений можно будет судить после изучения теплопереноса через мерзлую пористую среду с жестким скелетом.

Теоретическое исследование подобных систем показало, что законы переноса тепла и массы должны быть записаны в общей форме. Потоки тепла и массы выражаются через всю совокупность термодинамических сил: градиенты температуры, давления, концентрации и электрического потенциала. Эксперименты по изучению теплопереноса через водонасыщенную керамику с включением льда под действием градиента давления жидкости [Колунин и др., 2011] показали, что в системе возникают не только потоки массы, но и потоки тепла. Для определения коэффициентов переноса образца проведены опыты по изучению потоков тепла и массы под действием градиента температуры при перепаде давления, равном нулю. Результаты этих опытов, их анализ и сравнение с теорией представлены в настоящей работе.

#### ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС ПОД ДЕЙСТВИЕМ ГРАДИЕНТА ТЕМПЕРАТУРЫ

Перед началом эксперимента система вакуумируется и заполняется дистиллированной водой. Опыт проводится при отрицательной температуре. Образец представляет собой керамический цилиндр 2, запрессованный в пластиковую обойму 4 (рис. 1). Центральная его часть 1 заполнена льдом. Градиент температуры инициирует движение льда

в полости ячейки, и, как следствие, через образец идет поток жидкости. Объемный расход воды определяется по движению мениска в капиллярных трубках, подсоединенных к входу и выходу ячейки 7 (см. рис. 1).

Для нахождения потока тепла к наружным основаниям пластин 9 плотно прижимаются эталонные цилиндры, через которые осуществляется теплообмен образца с массивными термостатируемыми пластинами (теплообменниками). Величина аксиального потока тепла в ячейке определяется согласно закону Фурье по измеренным температурам на основаниях эталонных цилиндров.

Единичное измерение занимает от 12 до 36 ч, в течение этого времени на теплообменниках поддерживаются установленные значения температуры. За этот же период времени определяется объем жидкости, прошедшей через образец.

Подробное описание экспериментальной установки и основные характеристики элементов измерительной ячейки можно найти в работе [Колунин и др., 2011].

Экспериментальные зависимости потоков тепла и расхода жидкости от перепада температуры на основаниях образца представлены на рис. 2. Между величиной потоков и перепадом температуры на границах образца наблюдается примерно линейная зависимость. Понижение средней температуры при прочих равных условиях приводит к уменьшению величин потоков тепла и массы. Сравнение с теорией показывает, что в отличие от результатов опытов, в которых потоки создавались градиентом давления [Колунин и др., 2011], на обоих графиках экспериментальные точки лежат ниже расчетных значений и наблюдается значительно больший разброс данных.

Из анализа результатов измерений, представленных в настоящей и предыдущей работах, следует, что система обладает термоосмотическими и баротермическими свойствами, т. е. градиент температуры создает поток массы через образец, а градиент давления – поток тепла. Поэтому в основу обработки экспериментальных данных положены уравнения переноса в общем виде:

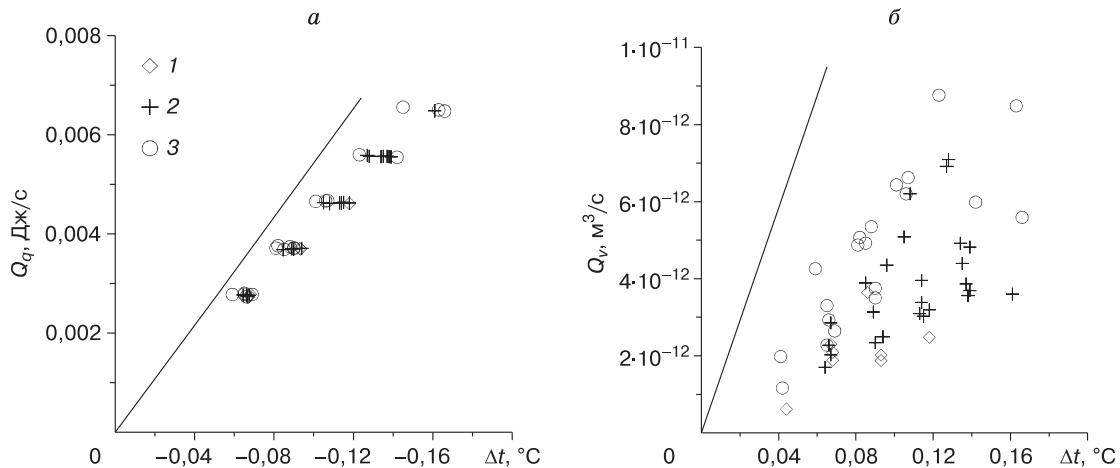
$$j_v = C_{pp} \frac{\Delta p}{\Delta x} + C_{pt} \frac{\Delta T}{T_0 \Delta x}, \quad (1)$$

$$j_q = C_{tp} \frac{\Delta p}{\Delta x} + C_{tt} \frac{\Delta T}{T_0 \Delta x},$$

где  $j_v$  – плотность объемного потока, м/с;  $j_q$  – плотность потока тепла через основания образца, Дж/(м<sup>2</sup>·с);  $\Delta p$ , Па;  $\Delta T$ , К – перепады давления жидкости и температуры на высоте образца  $\Delta x$ , м;  $C_{pp}$ ,  $C_{pt}$ ,  $C_{tp}$ ,  $C_{tt}$  – коэффициенты переноса;  $T_0 = 273,15$  К.

Результаты двух экспериментов, проведенных при различных граничных условиях, образуют два набора данных (экспериментальных точек). Первый набор получен в эксперименте, в котором потоки создавались градиентом давления жидкости при перепаде температуры на теплообменниках, равном нулю. Второй набор составляют данные эксперимента, в котором в качестве движущей термодинамической силы выступает градиент температуры при нулевом перепаде давления жидкости. По двум экспериментальным точкам из первого и второго наборов на основании соотношений (1) определяются коэффициенты переноса.

Как видно на рис. 2, потоки тепла и массы, а значит, коэффициенты  $C$  зависят от средней температуры образца, которая, по этой причине,



**Рис. 2. Зависимости потоков тепла  $Q_q$  (а) и вещества  $Q_v$  (б) через образец от разности температур  $\Delta t$  на его основаниях.**

Точки – экспериментальные данные при различных средних температурах: 1 –  $t_0 = -0,04$  °С; 2 –  $t_0 = -0,03$  °С; 3 –  $t_0 = -0,02$  °С; линии – результат расчета.

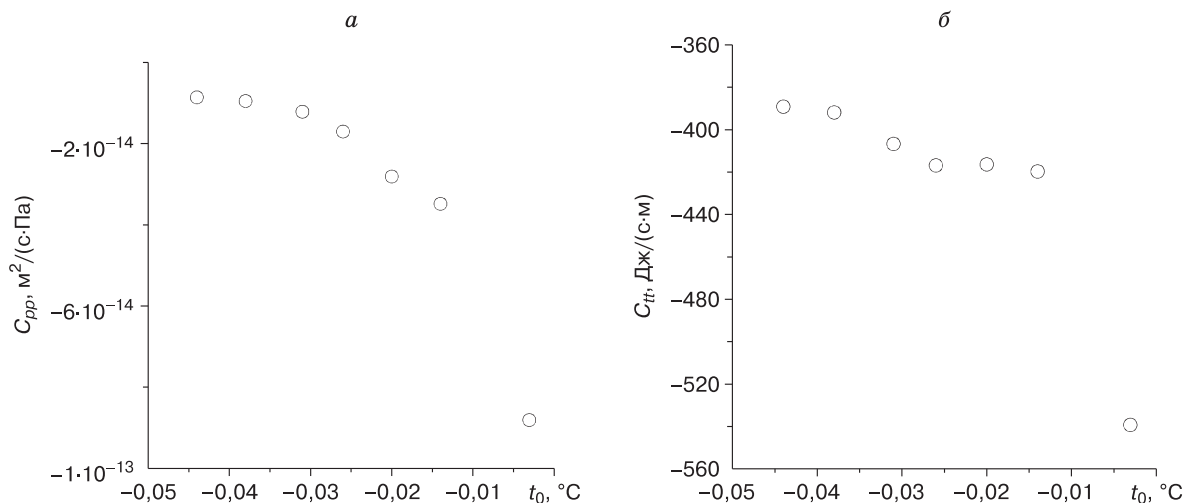


Рис. 3. Зависимости прямых коэффициентов переноса  $C_{pp}$  (а) и  $C_{tt}$  (б) от средней температуры образца  $t_0$ .

включена в совокупность измеренных параметров. Экспериментальные точки неравномерно распределены на температурной шкале, поэтому вначале были найдены значения температур, вблизи которых концентрация точек из обоих наборов максимальная. Затем вблизи этих узловых температур образованы группы из экспериментальных точек. В каждой группе данных была решена система уравнений (1) для всех сочетаний точек из первого и второго наборов, а затем вычислены средние коэффициенты переноса.

Зависимости коэффициентов от средней температуры образца приведены на рис. 3, 4. Видно, что с понижением температуры абсолютные значения коэффициентов уменьшаются.

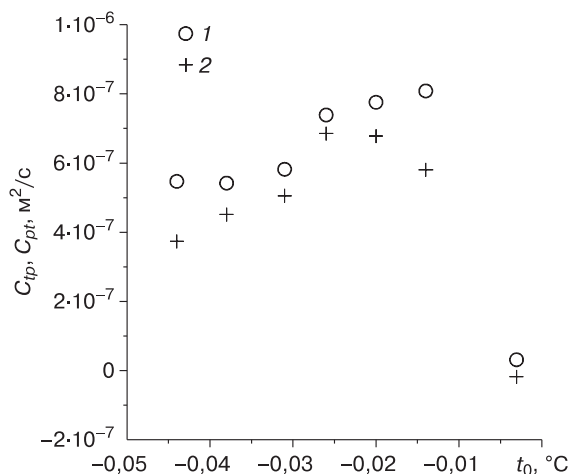


Рис. 4. Зависимости недиагональных коэффициентов переноса  $C_{tp}$  (1) и  $C_{pt}$  (2) от средней температуры образца  $t_0$ .

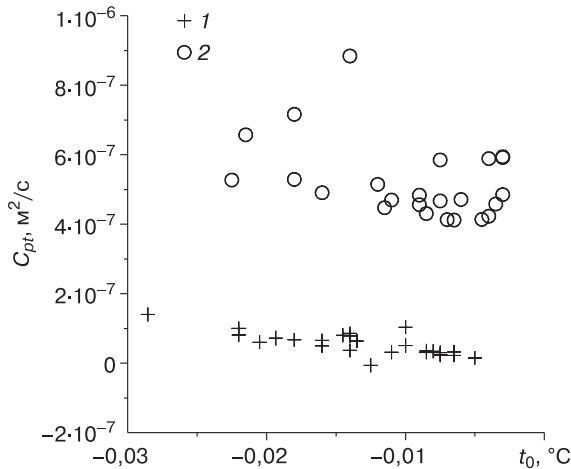
### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТА

Весь цикл измерений включал семь серий. После каждой серии (за исключением четвертой) производилась промывка системы дистиллированной водой в течение 1–7 сут. Необходимость в этом обнаружилась в ходе эксперимента. В первой серии было замечено, что величины потоков массы через образец значительно меньше расчетных. В конце этой серии температура фазового равновесия лед–вода оказалось равной  $-0,017\text{ }^\circ\text{C}$ , что соответствует концентрации раствора неэлектролита примерно 0,01 моль/л. Величина концентрации попадает в диапазон значений от 0,001 до 0,01 моль/л, в пределах которого происходит, согласно теоретическим оценкам [Колунин, 2005], резкое уменьшение скорости движения льда относительно каркаса пористой среды.

С целью проверки предположения о попадании в воду посторонних примесей была осуществлена промывка всей системы дистиллированной водой в течение недели. На рис. 5 приведены значения коэффициента  $C_{pt}$ , найденного по результатам измерений в первой и второй сериях. Для вычисления экспериментальных значений коэффициентов переноса были взяты результаты измерений шестой и седьмой серий.

Теоретическая модель, основные положения которой изложены в работе [Колунин, 2004], дает величины коэффициентов  $C$ , представленные в таблице. Нарушение симметрии этих коэффициентов является следствием теплообмена образца с окружающей средой через боковую поверхность.

Сравнение коэффициентов переноса тепла  $C_{tt}$  (см. рис. 3, б, таблицу) показывает, что абсолютное значение теоретического коэффициента оказыва-



**Рис. 5. Зависимость коэффициента переноса  $C_{pt}$  от средней температуры образца  $t_0$  для первой и второй серий измерений (1, 2).**

ется выше экспериментального практически во всем диапазоне температур. Заметный вклад в величину коэффициента  $C_{tt}$  дает режеляционное движение льда. Так, если лед неподвижен относительно керамики, то согласно теории коэффициент  $C_{tt}$  оказывается равным  $-345 \text{ Дж}/(\text{м}\cdot\text{с})$ .

Теоретическое значение скорости льда выше по сравнению с экспериментальным. Это различие может быть следствием двух причин: в теории не учитывается гидросопротивление пленки незамерзшей воды между основанием включения льда и стенками полости, а также предполагается отсутствие растворимых соединений в воде. Оба этих фактора уменьшают скорость льда относительно керамики.

Абсолютное значение коэффициента переноса вещества  $C_{pp}$ , найденное теоретически (см. таблицу), оказывается меньше экспериментального (см. рис. 3, а) практически во всем диапазоне температур. С учетом предыдущего заключения наиболее вероятной причиной этого различия может быть течение жидкости между боковой поверхностью включения льда и стенками полости. Перенос жидкости по проводящим каналам увеличивает суммарный поток вещества под действием градиента давления, практически не меняя скорость движения льда.

В свою очередь, оба фактора (уменьшение скорости режеляционного движения льда и наличие незамерзающих каналов между областями плавления льда и замерзания воды) приводят к тому, что величины недиагональных коэффициентов переноса  $C_{pt}$  и  $C_{tp}$ , измеренные в эксперименте, становятся заметно меньше теоретических (см. таблицу, рис. 4).

Явные значения коэффициентов  $C$  позволяют определить параметры процесса, при которых за-

**Теоретические значения коэффициентов переноса ячейки**

$C_{pp}, \text{ м}^2/(\text{с}\cdot\text{Па})$	$C_{pt}, \text{ м}^2/\text{с}$	$C_{tp}, \text{ м}^2/\text{с}$	$C_{tt}, \text{ Дж}/(\text{м}\cdot\text{с})$
$-9,15 \cdot 10^{-15}$	$1,40 \cdot 10^{-6}$	$1,37 \cdot 10^{-6}$	$-555$

коны переноса тепла и массы необходимо применять в общей форме. Слагаемые в законе переноса вещества (1) имеют один порядок, когда выполняется следующее соотношение:

$$|\Delta T| \approx \left| \frac{C_{pp} T_0}{C_{pt}} \Delta p \right|. \quad (2)$$

Принимая  $C_{pp} = -2 \cdot 10^{-14} \text{ м}^2/(\text{с}\cdot\text{Па})$  и  $C_{pt} = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  (см. рис. 3, 4), из равенства (2) получим, например, что при перепаде давления, равном  $10^5 \text{ Па}$ , изменение температуры  $|\Delta T| = 1 \text{ К}$ . Таким образом, термоосмотический вклад в массоперенос через мерзлую породу становится заметным при изменении температуры среды не менее  $1 \text{ К}$  на  $1 \text{ атм}$  перепада давления жидкости. В природе это условие выполняется довольно часто.

Аналогично для перепада давления жидкости, выше которого закон переноса тепла должен применяться в общем виде, имеем

$$|\Delta p| \approx \left| \frac{C_{tt}}{C_{tp} T_0} \Delta T \right|. \quad (3)$$

Полагая  $C_{tt} = -420 \text{ Дж}/(\text{м}\cdot\text{с})$  и  $C_{tp} = 5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  (см. рис. 3, 4), из соотношения (3) находим  $|\Delta p/\Delta T| \approx 3 \cdot 10^6 \text{ Па}/\text{К}$ .

Представленные выше оценки получены для пористой среды с макровключениями. Значения коэффициентов  $C_{pt}$  и  $C_{tp}$ , входящих в соотношения (2) и (3), определяются во многом гидравлическими свойствами каналов между областями плавления и замерзания льда, а значит, и размером включения. С уменьшением размера льда роль проводимости гидравлических каналов возрастает и, как результат, должна быть меньше величина недиагональных коэффициентов. В настоящее время отсутствует необходимое количество экспериментального материала, на основании которого можно судить о значимости участия микровключений льда в тепло- и массообменных процессах в мерзлых пористых средах. Только в качестве косвенного подтверждения вывода о влиянии размеров льда на величину коэффициента  $C_{tp}$  могут служить результаты экспериментальной работы [Horiguchi, Miller, 1980], в которой баротермические свойства обнаруживает макровключение льда между мембранами, но не мерзлые грунты. Несмотря на то что в опыте с мерзлым грунтом содержание льда составляет порядка  $26 \text{ г}/\text{г}$ , баротермический эффект оказывается пренебрежимо малым. Возможной причиной этого является от-



сутствие в грунте крупных включений льда, причем скорость движения микровключений значительно меньше скорости льда между мембранами.

### ВЫВОДЫ

Вблизи температуры начала замерзания режелеяционное движение льда относительно каркаса пористой среды может вносить заметный вклад в величину прямых коэффициентов переноса  $C_{pp}$  и  $C_{tt}$ , а недиагональные коэффициенты  $C_{pt}$  и  $C_{tp}$  оказываются отличными от нуля.

Существенное влияние на скорость режелеяционного движения льда оказывают следующие факторы: присутствие в воде растворимых соединений, гидросопротивление пленки между льдом и каркасом, наличие гидропроводящих каналов между областями плавления льда и замерзания воды.

В условиях открытой системы массоперенос через мерзлую пористую среду под действием градиента температуры приводит к накоплению растворимых соединений в области превращения воды в лед, в то время как массообменные процессы, инициированные градиентом давления жидкости, сопровождаются естественной очисткой системы от примесей.

Перенос тепла в мерзлых породах вблизи температуры начала замерзания с достаточной для практики точностью описывается законом Фурье, в то время как массоперенос подчиняется общему закону: скорость фильтрации зависит от градиентов давления жидкости и температуры.

### Литература

**Ананян А.А.** Перемещение влаги в мерзлых горных породах под влиянием сил электроосмоса // Коллоид. журн., 1952, т. 14, № 1, с. 1–9.

**Горелик Я.Б.** Физика и моделирование криогенных процессов в литосфере / Я.Б. Горелик, В.С. Колунин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2002, 318 с.

**Ершов Э.Д.** Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979, 216 с.

**Иванов В.И.** К вопросу о фильтрации воды в мерзлых грунтах // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1957, вып. 3, с. 151–162.

**Колунин В.С.** Тепломассоперенос в пористой среде с ледяными включениями // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 45–53.

**Колунин В.С.** Теплопроводность льда с пористыми частицами // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с. 34–41.

**Колунин В.С., Колунин А.В., Писарев А.Д.** Тепломассоперенос через водонасыщенную керамику с включением льда под действием различных термодинамических сил. Часть 1. Градиент давления жидкости // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 56–60.

**Комаров И.А.** Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных породах. М., Науч. мир, 2003, 608 с.

**Основы геокриологии.** Ч. 1. Физико-химические основы геокриологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, 368 с.

**Теплофизические свойства горных пород.** М., Изд-во Моск. ун-та, 1984, 204 с.

**Тютюнов И.А.** Природа миграции воды в грунтах при промерзании и основы физико-химических приемов борьбы с пучением / И.А. Тютюнов, З.А. Нерсесова. М., Изд-во АН СССР, 1963, 158 с.

**Хаазе Р.** Термодинамика необратимых процессов. М., Мир, 1967, 544 с.

**Чеведев В.Г.** Природа криогенных свойств грунтов. М., Науч. мир, 2004, 234 с.

**Чувиллин Е.М., Смирнова О.Г.** Миграция химических элементов в мерзлых породах // Материалы Первой конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, кн. 2, с. 116–129.

**Hoekstra P., Chamberlain E.** Electro-osmosis in frozen soil // Nature, 1964, vol. 203, p. 1406–1407.

**Horiguchi K., Miller R.D.** Experimental studies with frozen soil in an "ice sandwich" permeameter // Cold Reg. Sci. Technol., 1980, vol. 3, p. 177–183.

**Horiguchi K., Miller R.D.** Hydraulic conductivity functions of frozen materials // Proc. of the Fourth Intern. Conf. on Permafrost (Fairbanks, Alaska, 17–22 July 1983). Washington, USA, Nat. Acad. Press, 1983, p. 504–508.

**Murrmann R.P.** Ionic mobility in permafrost // Proc. of the Second Intern. Conf. on Permafrost (Yakutsk, USSR, 13–28 July 1973). Washington, USA, Nat. Acad. of Sci., 1973, p. 352–359.

**Perfect E., Williams P.J.** Thermally induced water migration in frozen soils // Cold Reg. Sci. Technol., 1980, vol. 3, p. 101–109.

**Van Gassen W., Sego D.C.** Electro-osmosis in a frozen soil // Cold Reg. Sci. Technol., 1991, vol. 19, p. 253–259.

**Williams P.J., Burt T.P.** Measurement of hydraulic conductivity of frozen soils // Can. Geotech. J., 1974, vol. 11, p. 647–650.

Поступила в редакцию  
14 февраля 2011 г.