

*ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВО ЛЬДУ И МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ*

УДК 551.345

**МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНТРАСТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ  
НА ПОВЕРХНОСТИ НЕОДНОРОДНЫХ ПО ЛЬДИСТОСТИ ГРУНТОВ**

**С.Г. Корниенко, С.О. Разумов\***

*Институт проблем нефти и газа РАН, 119333, Москва, ул. Губкина, 3, Россия, spaceakm2@ogri.ru*

*\*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,  
677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 1, Россия, razumov@mpi.ysn.ru*

Предлагается физико-математическая модель для описания динамики контрастов температуры на земной поверхности, обусловленных пространственной неоднородностью криогенной структуры грунтов. Модель разработана для сезона протаивания–промерзания и учитывает затраты/отдачу тепла при фазовых переходах. В модели рассматриваемые контрасты связаны с теплофизическими характеристиками и динамикой сезонного оттаивания грунтов. Расчеты для типичных условий неоднородной льдистости грунтов показывают, что заметные контрасты температуры на земной поверхности проявляются после начала сезонного оттаивания и достигают максимума в конце этого сезона, в моменты смены направления теплового потока. Предлагаемая модель в комплексе с данными контактных или дистанционных измерений температуры земной поверхности, а также температуры и влажности воздуха может быть использована для характеристики неоднородности теплофизических свойств мерзлых грунтов.

*Неоднородности многолетнемерзлых пород, математическое моделирование, контрасты температуры, земная поверхность, фазовые переходы, глубина протаивания, мониторинг*

**MODELLING OF TEMPERATURE CONTRASTS ON THE SURFACE  
OF INHOMOGENEOUS ICE CONTENT IN THE GROUND**

**S.G. Kornienko, S.O. Razumov\***

*Oil and Gas Research Institute RAS, 119333, Moscow, Gubkina str., 3, Russia, spaceakm2@ogri.ru*

*\*Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 1, Russia, razumov@mpi.ysn.ru*

The physical and mathematical model for the description of changes of temperature contrast dynamics on the ground surface, stimulated by spatial inhomogeneity of the ground cryogenic structure, has been suggested. The model has been designed for a thawing–freezing season and takes into account the heat expenditure/output at phase transitions. In the model the considered contrasts correlate with the thermal characteristics and the dynamics of ground seasonal thawing. The calculations for representative conditions of inhomogeneous ice content of ground reveal that the noticeable temperature contrasts on the ground surface occur after the beginning of seasonal thawings and reach their maximum at the end of thawing season at the moments of change of the direction of thermal flow. The suggested model together with the data of contact or remote sensing measurements of the ground temperature surface as well as the temperature and the air humidity can be utilized for characterizing inhomogeneity of permafrost thermal properties.

*Inhomogeneity of permafrost, mathematical modelling, temperature contrasts, ground surface, phase changes, depth of thawing, monitoring*

**ВВЕДЕНИЕ**

Одной из проблем геокриологии является картирование пространственной неоднородности многолетнемерзлых пород (ММП), в первую очередь, обусловленной неравномерностью распределения льда. К другой, не менее важной проблеме относится контроль изменений ММП, в большинстве случаев связанных с развитием опасных, с точки зрения функционирования производственных и

хозяйственных объектов, криогенных геологических процессов, таких как термопросадки, термокарст, морозное пучение грунтов и т. д. Очевидно, что наиболее достоверно эти задачи могут решаться с помощью измерений в скважинах, однако, учитывая масштабы исследуемых территорий освоения, а также размеры значимых неоднородностей ММП, этот подход практически реализо-

вать весьма трудно. Для решения подобных задач могут быть использованы динамические геотермометрические методы, в частности, основанные на измерении температуры поверхности в разных фазах прохождения тепловых колебаний. Измерения температуры на земной поверхности могут осуществляться как контактными датчиками (логгерами), так и бесконтактными приборами, в том числе средствами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Предлагаемый подход – частный случай решения задачи определения теплофизических свойств образца с учетом нестационарного теплового воздействия. В качестве источника нестационарного теплового воздействия могут быть использованы естественные периодические (годовые, сезонные, суточные) и аperiodические (связанные с метеоусловиями) колебания температуры воздуха в приземном слое атмосферы. Подобные подходы хорошо известны в геотермии и технологиях теплового неразрушающего контроля, причем известны решения для многослойной среды [Вавилов, 1991; Горный и др., 1993]. Однако эти методы практически не развиваются и не применяются для характеристики и картирования неоднородностей ММП. Тепловые процессы в мерзлых и льдистых грунтах имеют некоторую специфику, в этой связи известные решения, используемые, в частности, для аридных зон, повидимому, не могут быть приемлемы для криолитозоны.

Как известно, в любой момент времени регистрируемое на поверхности значение температуры является суммой постоянной и переменной составляющих. Постоянная зависит от температуры (теплового потока) ниже слоя нулевых теплооборотов, а также специфических условий накопления или потерь тепла (климатические изменения, толщина снежного покрова, рельеф). Переменная составляющая зависит только от теплофизических характеристик верхнего слоя (включая растительный покров) до глубины проникновения температурных колебаний. Поэтому разность значений температуры на поверхности в разных фазах температурных колебаний в основном связана с эффективной теплопроводностью грунтов, а смещение фазы колебаний – с глубиной залегания контрастного по теплофизическим свойствам слоя. Поскольку теплофизические характеристики льда и вмещающих его грунтов существенно различаются, естественно связывать пространственно-временные вариации температуры поверхности мерзлых грунтов с пространственной неравномерностью содержания льда.

Одной из проблем практической реализации метода является разработка математической модели, описывающей динамику температуры по-

верхности грунтов с различным содержанием льда в тех или иных условиях колебания температуры воздуха. Одно из решений этой задачи рассмотрено в работе [Leschack et al., 1973], где на примере двух участков с массивным льдом и без него показана зависимость времени возникновения контраста температуры на поверхности от глубины залегания льда. Расчеты показывают, что для условий Аляски максимальные контрасты температуры на поверхности ожидаются в пике прогрева и с учетом конвекции у поверхности составляют от 0,4 до 4,0 °С при глубинах залегания льда от 2,4 до 0,3 м соответственно. В данном подходе не учитываются ни явно, ни в скрытой форме затраты энергии на фазовые переходы, кроме того, для реализации расчетов нужно располагать данными распределения теплового баланса на больших территориях.

Цель данной работы – обоснование принципов и разработка функциональных структур моделирования температурных контрастов на поверхности, обусловленных различием теплофизических характеристик грунтов и глубины залегания льда с учетом фазовых переходов. Предлагаемая модель применима для цикла протаивания–промерзания в сезонных вариациях температуры поверхности, т. е. охватывает время существования сезонно-оттаявших пород.

#### **ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ НА ПОВЕРХНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ**

Факторы, участвующие в формировании аномалий температурного поля на поверхности мерзлых грунтов подразделяются А.В. Павловым [1979] на внешние и внутренние. К внешним гидрометеорологическим факторам (не зависящим от локальной температуры деятельной поверхности) относятся: приток коротковолновой радиации и длинноволнового излучения атмосферы, колебания температуры и влажности воздуха, уровень осадков и скорость ветра. Дополнительные факторы – радиационный баланс и испарение – в определенной степени связаны с локальной температурой деятельной поверхности. Кроме того, следует учитывать условия теплового взаимодействия поверхности с атмосферой – снежный покров и растительность. Однако роль снежного покрова в уменьшении теплооборотов, по мнению А.В. Павлова [1979], нередко сводится лишь к снижению величины амплитуды температур поверхности.

К числу внутренних факторов, влияющих на формирование температуры поверхности, относятся: влажность, мерзлотное строение и литологические характеристики грунта, от которых зависят интенсивность распространения тепла в верхнем слое ММП и процесс кристаллизации

грунтовой влаги. Вместе с тем в целом за год роль внутренних факторов теплообмена в формировании температуры поверхности намного меньше, чем внешних. Для более коротких отрезков времени (например, сезон оттаивания, промерзания) роль внутренних факторов возрастает, иногда существенно.

В одних и тех же климатических условиях температура поверхности может заметно различаться в зависимости от вариаций геоботанических, мерзлотных, литологических и гидрологических факторов. Приведенные в работе [Павлов, 1979] фактические данные показывают, что изменение температуры по глубине деятельного слоя близко к линейному в любой момент времени, т. е. является квази стационарным. Это обстоятельство важно для моделирования, поскольку подвижная граница раздела мерзлой и талой зон в период протаивания–промерзания затрудняет поступление тепла в нижележащие слои пород ввиду больших затрат энергии на фазовые переходы. Их тепловой режим в этот период слабо связан с тепловыми процессами в атмосфере.

Промерзание сезонного слоя (СТС) происходит сверху и снизу. При этом формируются две подвижные границы раздела фаз, между которыми сохраняется талый слой. В нем быстро устанавливается нулевая температура. Безградиентная зона при нулевой температуре сохраняется до полного промерзания талого слоя, и тепловые потоки здесь отсутствуют. Запасы тепла незначительны, поэтому не оказывают заметного влияния на продвижение обоих фронтов промерзания. Вследствие длительного существования талого слоя в нижней его части держится нулевая температура [Павлов, 1979]. Поэтому с начала промерзания возможно исчезновение температурных контрастов на поверхности, связанных с неоднородностью геокриологических характеристик грун-

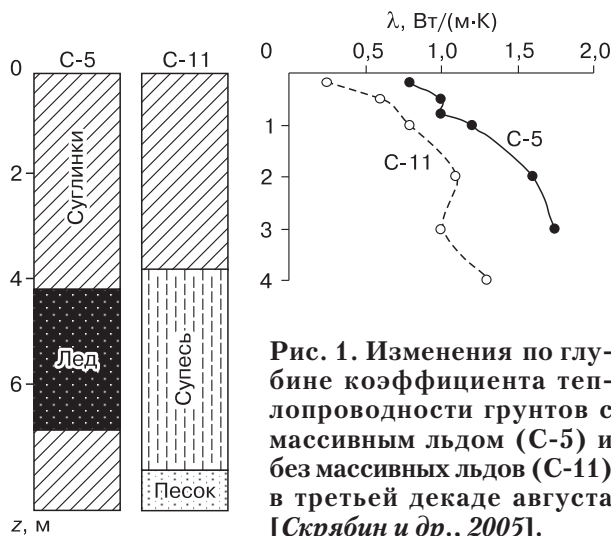


Рис. 1. Изменения по глубине коэффициента теплопроводности грунтов с массивным льдом (С-5) и без массивных льдов (С-11) в третьей декаде августа [Скрябин и др., 2005].

тов. После полного промерзания деятельного слоя начинается резкое охлаждение грунта. Через определенное время происходит инверсия контрастов температуры на поверхности, связанных с контрастной льдистостью грунтов.

Коэффициенты теплопроводности одинаковых по литологии дисперсных грунтов с залегающим под ними массивным льдом (даже на глубинах в несколько метров от поверхности) и без массивных льдов могут заметно различаться (рис. 1). Причем эти различия проявляются как в мерзлом, так и в талом состоянии пород (в представленных на рис. 1 разрезах слой оттаявших пород в указанное время составлял около 1 м). Однако различия в теплооборотах могут быть меньше, чем в коэффициентах теплопроводности [Павлов, 1979]. Тем не менее можно считать, что темпы протаивания грунтов над массивными льдами выше, чем в грунтах без массивных льдов, что подтверждается экспериментальными данными (рис. 2).

Глубина оттаивания грунтов изменяется в течение летне-осеннего сезона и может быть вычислена в любой момент времени с помощью уравнения регрессии глубины оттаивания на сумму положительных температур воздуха [Шур, 1988]. Согласно этому уравнению, глубина оттаивания  $z_{сл}(t)$  над грунтами с массивными льдами равна

$$z_{сл} = a_{л} \sqrt{T_{\Sigma+}(t)} - c_{T(t)}, \quad (1)$$

где  $a_{л}$  – коэффициент регрессии,  $м^{\circ}C^{1/2}$ ;  $T_{\Sigma+}$  – сумма положительных температур, изменяющаяся в течение летне-осеннего сезона. Свободная “константа” в уравнении регрессии ( $c_T, м$ ), вообще говоря, тоже изменяется во времени, так как зависит от суммы положительных температур

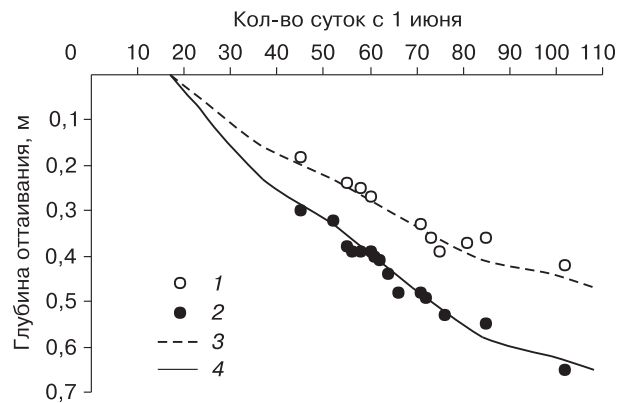


Рис. 2. Изменения глубины сезонного оттаивания грунтов полигональной тундры, пойм водотоков и озер без массивных льдов (1, 3) и с массивными льдами (2, 4):

1, 2 – фактические данные арктических экспедиций ИМЗ СО РАН (1990–1993 гг.) в районе устья р. Колымы и м. Крестовского Восточно-Сибирского моря [Разумов, 2006]; 3, 4 – результаты расчетов по формуле (1).

воздуха. Ее можно вычислить в любой момент времени с помощью эмпирического выражения

$$c_{T(t)} = 0,04T_{\Sigma_+(t)}^{0,262}, \quad (2)$$

которое получено на основе фактических данных.

Поскольку формула (2) эмпирическая, размерности правой и левой частей уравнения могут не соответствовать. Глубина оттаивания мерзлых грунтов без массивных льдов ( $z_{c6(t)}$ ) вычисляется аналогично (1) с другим коэффициентом регрессии ( $a_6$ ). Коэффициенты регрессии  $a_6$  и  $a_l$  (0,028 и 0,038 соответственно) вычислены по данным стационарных метеонаблюдений, научных публикаций и измерений мощности слоя сезонного оттаивания на ключевых участках побережья Восточно-Сибирского моря. Сравнение фактических и рассчитанных по формуле (1) данных, приведенных на рис. 2, позволяет говорить о хорошей схожести результатов.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНТРАСТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ, СВЯЗАННЫХ С НЕОДНОРОДНОСТЬЮ МЕРЗЛОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТОВ

Предполагается, что величина температурных контрастов на поверхности, вызванных неоднородностью мерзлотно-геологических условий (по макрольдистости), функционально связана с динамикой сезонного оттаивания грунтов линейным трендом температуры воздуха в указанный сезон и временем от начала протаивания. Глубина оттаивания над грунтами с массивным льдом и грунтами без массивных льдов заметно различается ввиду различий теплофизических характеристик рассматриваемых субстратов. Кроме того, она зависит от суммы положительных температур воздуха, его влажности и теплопроводности верхнего слоя грунта. Если контраст температуры поверхности ( $\delta T_S$ ) выразить как разность между температурами поверхности над грунтами без массивных льдов ( $T_{S6}$ ) и с массивными льдами ( $T_{Sl}$ ), т. е.  $\delta T_S = T_{S6} - T_{Sl}$ , то получим

$$\delta T_{S(t)} = \kappa_W b_t \tau \frac{z_{cl(t)} \cdot \nabla_z T_{Sl(t)}}{z_{c6(t)} \cdot \nabla_z T_{S6(t)}}, \quad (3)$$

$$\kappa_W = -0,2 \ln(W) + 1,64.$$

Здесь  $\kappa_W$  – коэффициент, учитывающий влажность воздуха ( $W$ ) при передаче тепла от атмосферы на поверхность грунта (при очень малой влажности у поверхности он равен коэффициенту Ю.Л. Шура [1988]);  $b_t$  – линейный тренд температуры воздуха в сезон протаивания или промерзания ( $^{\circ}\text{C}/\text{сут}$ );  $\tau$  – количество суток от начала протаивания. Нижний индекс  $t$  в скобках обозначает, что параметры изменяются во времени.

Градиенты температуры мерзлых и талых грунтов рассчитываются с помощью одномерного

уравнения теплопроводности Лапласа. Например, для мерзлых грунтов имеем

$$\nabla_z T_{(z,t)} = C_V \lambda^{-1} b_t z + k_1, \quad (4)$$

где  $C_V, \lambda$  – объемная теплоемкость и коэффициент теплопроводности грунта;  $k_1$  – постоянная интегрирования уравнения Лапласа при  $z_M \geq z \geq z_C$ .

Краевые задачи на горизонте нулевых амплитуд и на фронте оттаивания и их решения:

– на горизонте нулевых амплитуд  
 $z = z_M, \quad \nabla_z T_{(z,t)} = 0,$

$$k_1 = -C_V \lambda^{-1} b_t z_M; \quad (5)$$

– на фронте оттаивания

$$z = z_{C(t)}, \quad \nabla_z T_{(z,t)} = -T_{S(t)} z_{C(t)}^{-1},$$

– в талых породах:

$$-\frac{T_{S(t)}}{z_{C(t)}} = C_{VT} \lambda_T^{-1} b_t z_{C(t)} + k_1. \quad (6)$$

Подставляя (5) в (4), получим градиенты температур в мерзлом грунте, содержащем массивные льды, и в мерзлом грунте без массивных льдов. Используя при этом соответствующие теплофизические характеристики, имеем

$$\nabla_z T_{(z,t)} = C_V \lambda^{-1} b_t (z - z_M). \quad (7)$$

Градиенты температуры мерзлых пород в окрестности фронта оттаивания вычислим на любой момент времени, решая (7) при условии  $z = z_{C(t)}$ . Для расчета температуры поверхности в любой момент времени протаивания грунта предлагается выражение

$$T_{S(t)} = 5b_t z_{C(t)} (z_M C_V \lambda^{-1} - z_{C(t)} C_{VT} \lambda_T^{-1}) \quad (8)$$

или грубая оценка

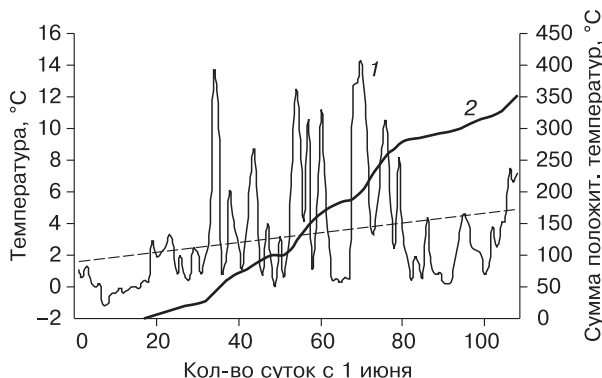
$$T_{S(t)} = T_{a(t)} (-0,2 \ln(W) + 1,64).$$

В формуле (8) нижние индексы  $T$  обозначают талые породы;  $T_a$  – температура приземного воздуха. Коэффициент 5 введен в данную модель для фильтрации резких короткопериодных понижений температуры воздуха (рис. 3), в течение которых поверхностный слой грунта не успевает значительно охлаждаться. Исходя из рис. 3, при расчете абсолютных температур поверхности линейный тренд температуры собственно поверхностного слоя грунта принимаем примерно в 5 раз выше тренда температур воздуха.

Для определения глубины нулевых амплитуд температуры грунтов ( $z_M$ ) предлагается уравнение, полученное путем преобразования формул из работы [Разумов, 2003, с. 42, 44]:

$$z_M = 5 \left( \kappa_W z_C + 1,3 (\kappa_W T_{\text{летн}} - T_M) \sqrt{\frac{\kappa_W}{T_{\Sigma_+}}} \right), \quad (9)$$

где  $T_{\text{летн}}$  – средняя летняя температура воздуха;  $T_M$  – температура грунтов на глубине нулевых



**Рис. 3. Изменения среднесуточных температур воздуха (1) и суммы положительных температур воздуха (2).**

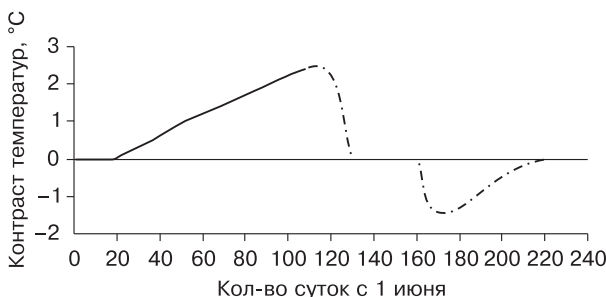
Штриховая линия – линейный тренд хода среднесуточных температур воздуха в сезон протаивания.

амплитуд. Например, по данным Института криосферы Земли СО РАН, эти температуры в районе Марре-Сале составляют 3,5 °С и примерно -6,0 °С соответственно.

Уравнение (3) можно использовать для вычисления температурных контрастов на поверхности в период протаивания и во время промерзания при условии  $z_c > 0$ . Предполагается, что в начальный момент ( $t = 0$ ) глубины сезонного оттаивания и температурные контрасты на поверхности нулевые. Линейный тренд температуры воздуха и поступательное возрастание суммы положительных температур в сезон протаивания рассчитаны по данным метеостанции Марре-Сале за 1999 г. (см. рис. 3).

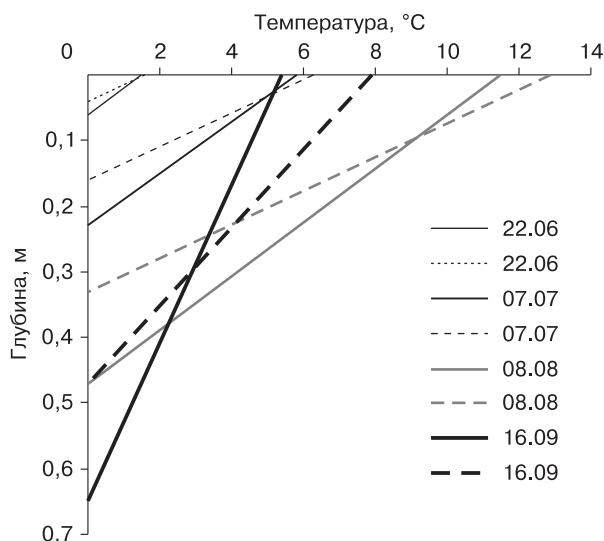
**РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Расчеты по предлагаемой модели проводились при условии залегания границы массивных льдов на глубине 1,2 м. Изменение контрастов поверхностной температуры (рис. 4), вычисленных по



**Рис. 4. Изменение контрастов температуры поверхности ( $\delta T$ ), обусловленных неоднородностью мерзлотного строения грунтов (грунтов, содержащих массивные льды, и грунтов безо льда).**

Штрихпунктир – приблизительное изменение контрастов температур поверхности при промерзании грунтов.



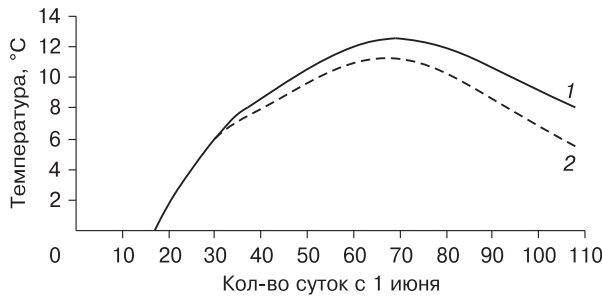
**Рис. 5. Связь изменений контрастов температур поверхности с динамикой протаивания грунтов, содержащих массивные льды (сплошные линии), и грунтов без массивных льдов (штриховые).**

формуле (3), связаны с динамикой фронта оттаивания в неоднородных по мерзлотному строению грунтах с июня по сентябрь. Контрасты обусловлены неоднородностью грунтов по макрольдистости, а величина контрастов связана с различиями глубин оттаивания этих грунтов (рис. 5), возрастающими в течение сезона протаивания по мере приближения к нижней границе СТС и убывающими во время промерзания. График построен по результатам расчетов температур поверхности и глубин оттаивания для суглинистых грунтов и метеорологических условий западной части п-ова Ямал.

Теплофизические характеристики, используемые для расчетов, приведены в таблице. Согласно результатам решения начальной задачи и расчетам по уравнению (1), оттаивание грунтов в исследуемом районе началось после 17 июня, когда сумма положительных температур воздуха превысила 4,5 °С. Рисунок 5 иллюстрирует моделируемые изменения контрастов поверхностной температуры в течение сезона протаивания в связи с динамикой глубин оттаивания неоднородных по

**Теплофизические характеристики грунтов, принятые в расчетах**

Грунты (супесчано-суглинистые)	Коэффициент теплопроводности $\lambda$ , Вт/(м·К)	Объемная теплоемкость $C_V \cdot 10^6$ , Дж/(м <sup>3</sup> ·К)
Мерзлые с массивными льдами	2,23	2,39
Мерзлые без массивных льдов	1,65	2,18
Талые	1,40	3,01



**Рис. 6.** Изменения температуры поверхности над грунтами без массивных льдов (1) и с массивными льдами (2).

мерзлотным характеристикам (макрольдистости) грунтов. Заметные контрасты температуры поверхности (1,0–1,4 °C) возникают при значительных глубинах протаивания в конце июля–начале августа, а максимальные контрасты (до 2,2–2,5 °C) – в сентябре.

Факт изменения контрастов радиационной температуры на поверхности в период протаивания отмечался ранее по данным тепловой космической съемки участка территории Бованенковского газоконденсатного месторождения (Западный Ямал) [Корниенко, 2008]. В июне контрасты радиационной температуры поверхности над участками различной термокарстовой опасности (контрастной льдистости грунтов) практически отсутствуют, а в середине сентября достигают 3–4 °C.

На рис. 6 представлены результаты расчетов температур поверхности грунтов с массивным льдом и без массивного льда (в максимумах летне-осенних вариаций температуры воздуха) по приведенным выше формулам. Отсутствие температурных контрастов на поверхности или их незначительные величины в начале сезона оттаивания грунтов, по-видимому, обусловлено большими затратами приходящего к поверхности тепла на фазовые переходы.

В конце сентября преобладают отрицательные температуры воздуха, линейный тренд суточных температур меняет знак. Сумма положительных температур, накопленных за сезон протаивания, быстро уменьшается. Вследствие этого тепловые потоки меняют направление (снизу вверх), и ввиду различий по тепловой инерции грунты с массивными льдами охлаждаются медленнее, чем грунты без массивных льдов. Контрасты температуры поверхности резко уменьшаются за счет более быстрого падения температуры поверхности над грунтами безо льда (см. рис. 4) и предположительно уже в первой декаде октября исчезают. Как отмечалось, отсутствие контрастов температуры на поверхности при нулевой температуре СТС, по-видимому, обусловлено существованием слоя с

нулевым градиентом температуры, который сохраняется до полного промерзания. Вероятно, в конце первой декады ноября температурные контрасты могут вновь проявиться на поверхности, но уже с обратным знаком.

## ВЫВОДЫ

Разработана математическая модель для расчетов изменения контрастов температуры на поверхности мерзлых грунтов различной льдистости с учетом динамики сезонного оттаивания, т. е. затрат тепла на фазовые переходы. При этом не требуются данные теплобалансовых измерений и коэффициенты теплообмена между воздухом и поверхностью грунта. Модель ориентирована на применение в сезон протаивания, поскольку в это время (при отсутствии снежного покрова) могут быть использованы данные ДЗЗ.

По результатам моделирования в разных фазах тепловой волны и нестационарных гидрометеорологических условиях установлена связь изменений контрастов температуры поверхности с динамикой сезонных криогенных процессов. Расчеты по данной модели показывают, в частности, что для районов Западного Ямала над участками безо льда и с массивом льда на глубине 1,2 м максимальные контрасты температуры поверхности в плане ожидаются в период максимального прогрева воздуха (август–сентябрь) и для середины сентября составляют 2,2–2,5 °C.

Следует отметить, что впервые в предложенной модели контрасты температуры поверхности функционально увязаны с глубиной протаивания. Это позволяет по данным ДЗЗ и контактными измерениями температуры на поверхности находить участки территории, на которых наиболее вероятны опасные проявления тепловых просадок в льдистых грунтах, определять время этих проявлений, а также контролировать развитие деструктивных криогенных процессов в условиях природно-климатических трендов и антропогенного воздействия.

В данной статье не рассматриваются другие факторы, влияющие на формирование контрастов температуры поверхности (рельеф, неоднородность растительного покрова и литологии грунтов и т. д.). В этой связи применение предлагаемой модели для одномоментной площадной характеристики неоднородных по льдистости грунтов (например, по данным теплового ДЗЗ) корректно только для участков с идентичным сочетанием других значимых факторов влияния, например, для участков с одинаковым составом грунта, одной и той же растительностью, одинаковой экспозицией и крутизной склонов.

Предлагаемый подход и математическая модель могут быть использованы при мониторинге

ММП на конкретных объектах (без бурения) – там, где невозможно или сложно обустроить сеть буровых скважин, поскольку трансформации криогенной структуры грунтов, так или иначе, будут проявляться в изменении постоянной и переменной составляющих температуры поверхности. В целом решение данной обратной задачи предполагает предварительное тестирование модели для различных типичных условий состояния мерзлых грунтов.

### Литература

**Вавилов В.П.** Тепловые методы неразрушающего контроля: Справ. М., Машиностроение, 1991, 240 с.

**Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И.** Тепловая аэрокосмическая съемка. М., Недра, 1993, 128 с.

**Корниенко С.Г.** Особенности проявления признаков термокарстовой опасности в тепловом поле земной поверхности по данным космической съемки // Материалы Междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения” (Тюмень, 21–24 апр. 2008 г.). Тюмень, Науч. совет по криологии Земли РАН, 2008, с. 189–192.

**Павлов А.В.** Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, Наука, 1979, 284 с.

**Разумов С.О.** Модель эрозии льдистых морских берегов в условиях многолетних колебаний средней летней температуры воздуха и стационарной повторяемости штормов // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 4, с. 39–50.

**Разумов С.О.** Реакция криогенных комплексов арктического побережья на техногенные воздействия в нестационарных климатических условиях // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНГУ, 2006, т. I, с. 275–277.

**Скрябин П.Н., Варламов С.П., Скачков Ю.Б.** Термическое состояние грунтов северной части Приленского плато // Вопросы географии Якутии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 2005, вып. 5, с. 42–53.

**Шур Ю.Л.** Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 213 с.

**Leschack L.A., Morse F.H., Brinley W.R. et al.** Potential use of airborne dual-channel infrared scanning to detect massive ice in permafrost // North American Contribution Permafrost: Second Intern. Conf., Washington, D.C., 1973, p. 542–549.

*Поступила в редакцию  
9 июня 2008 г.*