

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 550.343

АКТУАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗА ТЕРМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА

А.В. Павлов, Г.З. Перльштейн*, Г.С. Типенко*

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

**Институт геоэкологии РАН, 101000, Москва, Уланский пер., 13, стр. 2, а/я 145, Россия, cryo2@yandex.ru*

Различные оценки реакции криолитозоны на климатические изменения характеризуются заметными расхождениями. В этой ситуации методика количественного геофизиологического прогноза несомненно нуждается в совершенствовании. В работе обоснована необходимость учета динамики полного комплекса основных региональных характеристик климата, а не только температуры воздуха. Как показало численное моделирование, проведенное при соблюдении этого условия, многолетнемерзлые породы гораздо более устойчивы к росту температуры воздуха, чем считалось до сих пор. Даже при высоком темпе потепления климата (0,08 °С/год) среднегодовая температура дневной поверхности в Якутске становится положительной только через 50 лет. При умеренном сценарии климатических изменений температура мерзлых пород к 2050 г. повысится всего на 0,5 °С. Разница между температурой воздуха и горных пород зависит от типа климата и может сильно изменяться в процессе общего потепления. Предложены приемы калибровки моделей в условиях неполноты исходной информации. Важную задачу дальнейших исследований составляет разработка новых моделей промерзания–протаивания грунтов на основе сочетания стохастических и детерминистских методов.

Термическое состояние толщ многолетнемерзлых пород, современные изменения климата, температура воздуха и грунта, численное моделирование, нетемпературные факторы внешнего теплообмена, ландшафтные условия

ACTUAL ASPECTS OF MODELING AND PREDICTION OF THE PERMAFROST THERMAL STATE UNDER CLIMATE CHANGE CONDITIONS

A. V. Pavlov, G. Z. Perlstein*, G. S. Tipenko*

Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia

**Institute of Environmental Geosciences, RAS, 101000, Moscow, Ulansky per., 13, build. 2, P/O box 145, Russia, cryo2@yandex.ru*

Significant discrepancies between different estimations of permafrost response to the climate changes pose new requirements on an improvement of procedures of quantitative geocryological prediction. Presented work substantiates the necessity of taking into account not only the air temperature, but the total set of the basic climatic regional characteristics as well. Numerical modeling has been performed with observance of this rule. It shows that permafrost is much more resistant to the global warming than it was accepted till now. In Yakutsk even at a high rate of climate warming (0.08 °C/year) the average annual temperature of the ground surface becomes positive after 50 years only. At moderate scenario of climate changes the frozen ground temperature in 2050 will rise only by 0.5 °C. The difference between the temperatures of the air and the ground depends upon climate type and may change widely in the process of general warming. The ways for verification of models are suggested in the case of imperfect initial information. The important goal of future investigations is developing new models of ground freezing–thawing, based on the combination of stochastic and deterministic methods.

Thermal state of permafrost, contemporary climate changes, air and soil temperature, numerical modeling, non-temperature factors of external heat exchange, landscape conditions

ВВЕДЕНИЕ

Проблема глобального потепления продолжает оставаться в центре внимания мировой общест-венности. Многочисленные и часто угрожающие оценки повышения температуры воздуха и его последствий, распространившиеся в последнее десятилетие, несомненно требуют тщательного рас-

смотрения. Следует заметить, что во взглядах на причины, масштабы и возможную продолжительность потепления существуют серьезные расхож-дения [Дучков, Балобаев, 2001; Израэль и др., 2002; Мачульская, Лыкосов, 2002; Павлов, 2003; Nelson et al., 1993].

Среди опасных последствий наблюдаемой динамики климата наиболее очевидной является трансформация природно-технических систем криолитозоны. Общее потепление здесь может вызвать повышение температуры многолетнемерзлых пород (вплоть до их деградации) и активизацию нежелательных криогенных процессов, способных нарушить устойчивость промышленных и гражданских сооружений и в целом воспрепятствовать нормальному функционированию инфраструктур Севера. По некоторым оценкам, ожидаемый при этом социально-экономический урон сопоставим с наиболее крупными природными катастрофами в новейшей истории человечества.

Однако результаты фактических наблюдений свидетельствуют, что на территории России в настоящее время многолетнемерзлые породы реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но даже неоднозначно, в том числе в регионах с заметным потеплением климата.

В сложившейся ситуации повышаются требования к достоверности и надежности геокриологического прогноза, так как лишь на этой основе может быть выработана разумная стратегия народнохозяйственной и природоохранной деятельности на территории криолитозоны. Поскольку в оценках реакции многолетнемерзлых пород на динамику климата существуют заметные расхождения, нельзя не признать актуальным дополнительное рассмотрение некоторых методических аспектов количественного геокриологического прогноза.

КРАТКИЙ АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ МЕТОДОВ И ОЦЕНОК РЕАКЦИИ МЕРЗЛОТЫ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Формулировка задачи о промерзании–протаивании грунтов. Прогноз промерзания и протаивания грунтов основывается на математической модели переноса тепла в сплошной среде с фазовыми переходами, известной в литературе как проблема Стефана [Лукьянов, Головкин, 1957; Григорян и др., 1987]. Классическая фронтальная задача Стефана включает уравнения теплопроводности в талой (Ω_T) и мерзлой (Ω_M) зонах и два граничных условия на подвижной поверхности $\Gamma(t)$ раздела фаз:

$$\rho_M c_M(T_M) \frac{\partial T_M}{\partial t} = \text{div}(\lambda_M(T_M) \nabla T_M), \quad x \in \Omega_M; \quad (1)$$

$$\rho_T c_T(T_T) \frac{\partial T_T}{\partial t} = \text{div}(\lambda_T(T_T) \nabla T_T), \quad x \in \Omega_T; \quad (2)$$

$$-\rho L V_n = \left[\lambda_T \frac{\partial T_T}{\partial n} - \lambda_M \frac{\partial T_M}{\partial n} \right], \quad x \in \Gamma(t); \quad (3)$$

$$T_T = T_M = T_{кр}, \quad x \in \Gamma(t), \quad (4)$$

где T – температура, °С; t – время, с; $x = (x_1, x_2, x_3)$ – пространственные координаты; c – удельная

теплоемкость, Дж/кг; ρ – плотность, кг/м³; λ – коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К); V_n – скорость перемещения поверхности $\Gamma(t)$ в направлении нормали n ; $T_{кр}$ – температура кристаллизации поровой влаги, °С.

На верхней границе исследуемой области задается либо условие 1-го рода (условие Дирихле), т. е. на температуру поверхности, либо условие 3-го рода, для которого тепловой поток в грунт определяется конвективным теплообменом между поверхностью пород и воздухом:

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} = \alpha_{кв} (T_{вз} - T_{п}). \quad (5)$$

Здесь $T_{вз}$, $T_{п}$ – температуры воздуха и поверхности грунта соответственно; $\alpha_{кв}$ – коэффициент конвективного теплообмена с воздухом, Вт/(м²·К).

На нижней границе чаще всего задается геотермический поток тепла q_{∞} , т. е. условие Неймана:

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} = q_{\infty}, \quad x \in \Gamma_{\infty}. \quad (6)$$

В последнее время разрабатываются новые подходы для задания нижнего граничного условия, в которых используется аналитическое решение линейного уравнения теплопроводности для глубины, заведомо превышающей область возможных фазовых переходов [Даниэлян, Ткаченко, 2005].

Для единственности решения системы уравнений (1)–(6) необходимо задавать начальные условия:

$$T(x, 0) = T_0, \quad x \in \Omega. \quad (7)$$

Методы решения задачи Стефана. Численные методы решения задач Стефана традиционно подразделяются на две группы: модели с явным выделением фронтов [Дарьин, Мажукин, 1987] и модели сквозного счета [Самарский, Вабищевич, 2003]. В настоящее время для задач с подвижными границами активно разрабатываются методы сквозного счета, такие как метод фазового поля [Boettinger et al., 2002] и метод линий уровня (level set method) [Chessa et al., 2002].

Библиография по проблеме Стефана и ее обобщениям содержит более 5 тыс. работ. Обзор численных методов решения задач со свободными границами можно найти в работе [Вабищевич, 1987], математические аспекты задачи Стефана рассматриваются в монографии А.М. Мейрманова [1986].

Постановка задач промерзания–протаивания с явным выделением фронтов широко применяется для оценки мощности мерзлых пород и глубин сезонного оттаивания на основе приближенных аналитических решений и инженерных формул. Региональные аспекты эволюции криолитозоны, как правило, рассматриваются в рамках одномерных задач. Для вывода приближенных зависимостей обычно используется допущение о квазиста-

ционарном распределении температур в оттаивающем слое. При этом глубину оттаивания удается выразить одной из модификаций так называемой формулы Стефана. Затем по той же формуле определяют сумму отрицательных температур (градусо-часов), необходимую для промерзания деятельного слоя под снегом. Оставшуюся сумму отрицательных температур, или импульс охлаждения, “распределяют” на весь год с понижающим эмпирическим коэффициентом [Порхаев, 1970; Павлов, 1979; Булдович, 2001]. Таким образом находят глубину сезонного протаивания–промерзания и среднегодовую температуру пород.

Квазистационарное приближение в однофазной многомерной задаче Стефана известно как модель Хеле-Шоу, которая изучалась применительно к нестационарным задачам теории фильтрации со свободными границами [Полубаринова-Кочина, 1945].

Краткий обзор выполненных прогнозных оценок. Сложный характер взаимоотношения между температурой воздуха и горных пород хорошо известен [Общее мерзлотоведение, 1978]. Поэтому многочисленные высказывания о возможности опасных изменений в природно-технических системах криолитозоны следует рассматривать лишь как сугубо предварительные. Тем не менее они послужили важным сигналом, привлечшим внимание научно-технической общественности к серьезности проблемы. Термические изменения в верхних горизонтах литосферы обусловлены не только повышением температуры воздуха, но и многолетней динамикой снежного покрова, солнечной радиации и других климатических характеристик. Циклы наблюдаемых изменений температуры воздуха, атмосферных осадков и высоты снежного покрова не совпадают во времени [Павлов, 1997]. Так, за последние 20–25 лет в Центральной Якутии на фоне значительного повышения средней годовой температуры воздуха отмечается умень-

шение высоты снежного покрова, существенно повышающее устойчивость криолитозоны к потеплению климата [Скачков, 2001]. Что касается температуры многолетнемерзлых пород, то для прогноза ее ожидаемых изменений необходимо применять методики, адекватно отражающие реальные условия теплообмена между горными породами и нижними слоями атмосферы.

Например, при “среднегодовом” подходе завуалированной оказывается необходимость учета роли снежного покрова. В результате прогноз может коренным образом исказить истинную направленность мерзлотного процесса. Кроме того, очень уязвимой является методика расчета несущей способности свайных фундаментов. Согласно действующим СНиП, она определяется не по среднегодовым температурам, а по наименьшим “запасам холода” в зоне погружения сваи. Наконец, если общее потепление, заложенное в прогнозную модель, не приводит к превышению температурой поверхности 0 °С, то результатом расчета окажется лишь растянутое во времени возрастание температуры и чрезвычайное медленное оттаивание многолетнемерзлых пород снизу. Практические выводы из такого прогноза могут быть излишне оптимистичными, поскольку из него никак не вытекает возможность активизации опасных мерзлотных процессов.

В современных геокриологических прогнозах наиболее часто используется годовой ход температуры воздуха, изменяющейся по принятому климатическому сценарию. Температура воздуха задается на поверхности грунта и снежного покрова (зимой) или включается в граничное условие 3-го рода (см. формулу (5)). Таким способом выполнены прогнозные оценки для ряда районов Российского Севера [Кауркин, 2005; Павлов и др., 2005; Клименко и др., 2007; Хрусталева, Давыдова, 2007]. Некоторые результаты моделирования приведены в табл. 1. В Воркуте, Надыме и Мирном темпе-

Таблица 1. Прогнозные изменения температуры воздуха ($T_{вз}$) и грунтов ($T_{г}$) в XXI веке (по данным [Клименко и др., 2007; Хрусталева, Давыдова, 2007])

Годы	Мерзлотно-климатические параметры				
	$T_{вз}$, °С	$T_{г}$, °С	Глубина сезонного оттаивания, м	Мощность криолитозоны, м	$\Delta T_{г}/\Delta T_{вз}$
<i>Воркута</i>					
2000–2010	–5,4	–0,94	0,92	71,90	–
2040–2050	–4,6	–0,28	0,98	71,78	0,825
2090–2100	–4,1	–0,07	1,26	71,37	0,67
<i>Надым</i>					
2000–2010	–5,4	–1,15	0,59	91,00	–
2040–2050	–4,5	–0,22	0,64	90,83	1,03
2090–2100	–3,9	–0,04	1,50	90,22	0,74
<i>Мирный</i>					
2000–2010	–6,3	–1,99	1,95	301,9	–
2040–2050	–4,6	–0,56	2,33	301,7	0,84

ратуры воздуха и пород до конца столетия сохраняют отрицательные значения. Расчетное повышение температуры грунта (ΔT_r) получилось близким к росту температуры воздуха ($\Delta T_{вз}$). Отношение $\Delta T_r / \Delta T_{вз}$, характеризующее чувствительность криолитозоны к изменениям климата, к 2050 г. колебалось в пределах 0,83–1,03. Глубина сезонного оттаивания за первую половину XXI в. в Воркуте и Надыме должна измениться незначительно, а в Мирном ожидается ее увеличение на 20 %. В этих трех пунктах расчетная мощность многолетнемерзлой толщи сократится всего на 1 м. Для условий Якутска, где отмечено значительное потепление современного климата, к 2050 г. прогнозируется повышение температуры верхних горизонтов пород на 1,5 °С, к 2100 г. – на 3,0 °С.

Сравнивая эти оценки с данными мониторинга криолитозоны, следует отметить, что тенденция потепления мерзлых грунтов была достаточно отчетливо прослежена в ряде северных районов России с конца 1970-х до середины 1990-х гг. В Центральной Якутии, несмотря на сильное потепление климата, рост температуры мерзлых грунтов выражен слабо и не повсеместно. В целом соотношение между повышением температуры грунтов на глубине 3–10 м и воздуха изменялось от 0,33 до 0,75. Глубина сезонного оттаивания реагировала на изменения климата слабо и неоднозначно. Средний коэффициент корреляции между глубиной сезонного протаивания и суммой летних температур воздуха не превышает 0,6 [Павлов и др., 2004].

Ряд исследователей [Анисимов и др., 1999; Мачульская, Лыкозов, 2002] применяют в качестве верхнего граничного условия уравнение теплового баланса земной поверхности. Однако в указанных публикациях отсутствуют достаточно полные сведения об исходных данных и допущениях, принятых при их назначении. Так, при проведении конкретных расчетов обычно используются значения радиационного баланса, который не является региональной климатической характеристикой. Это вносит в модель дополнительную неопределенную погрешность. Как следствие, не поддаются анализу причины несовпадения ретроспективных оценок с данными мониторинга криолитозоны, а также серьезные расхождения в результатах прогнозов, выполненных разными авторами. К числу таких причин могут относиться как различия в исходных данных и принятых сценариях климатических изменений, так и особенности использованных математических моделей и вычислительных алгоритмов.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Краткие сведения о моделях изменения климата. В оценках современных тенденций развития

климата специалисты различного профиля используют широкий класс моделей:

- модели общей циркуляции атмосферы, называемые также глобальными климатическими моделями (GCM) [Анисимов и др., 1999; Малевский-Малевиц и др., 2001; Мачульская, Лыкозов, 2002; Mitchell et al., 1995; Hiyama et al., 1998];
- палеоклиматические аналогии [Величко, Нечаев, 1992];
- регрессионно-аналитическая модель (RAM) [Клименко, Микушина, 2001; Клименко и др., 2007];
- гармонический анализ временных рядов, в том числе модель ретроспективного анализа (MARA), учитывающая антропогенный тренд современных повышений температуры воздуха [Хрусталева и др., 2002];
- инерционно-трендовые модели (ITM), основанные на экстраполяции современного тренда или цикла изменений температуры воздуха [Павлов, 1997; Шполянская, 2001; Израэль и др., 2002].

В модели палеоклиматических аналогий ожидаемые изменения температуры воздуха оцениваются на основе данных о динамике климата прошлого (оптимум плиоцена, микулинское межледниковье, оптимум голоцена). Прогнозные сценарии современных климатических изменений, полученные как с помощью расчетов по глобальным климатическим моделям, так и с использованием палеогеографических реконструкций, недостаточно хорошо согласуются с ретроспективными оценками.

Модель RAM учитывает статистически наиболее значимые связи между региональной температурой воздуха и основными климатообразующими факторами (концентрация парниковых газов в атмосфере, вулканическая активность, индекс Североатлантического колебания и др.). Установленные коррелятивные зависимости служат основой для экстраполяции изменений температуры воздуха. Расчеты по модели MARA показали, что она дает удовлетворительные результаты при длительности наблюдений не менее 70 лет. Поэтому короткопериодные наблюдения необходимо привязывать к длинным рядам ближайших метеостанций. Инерционно-трендовая модель основана на простейшей экстраполяции современных изменений температуры воздуха. При использовании моделей RAM, MARA и ITM разброс в результатах нередко бывает весьма значительным. Для севера Западной Сибири и Полярной Якутии три модели дают в целом непротиворечивые результаты. Повышение температуры воздуха к 2100 г. ограничивается здесь 2 °С. Однако для Центральной и Южной Якутии по некоторым моделям прогнозируется существенно более высокий темп потепления климата, которое уже к 2050 г. может достигнуть 4–5 °С, а к 2100 г. – 9–10 °С. Согласно

оценкам для Центральной и Южной Якутии по модели МАРА, тренд повышения температуры воздуха к 2050 г. составит 0,0442 °С/год, что в 2,68 раза выше, чем для арктических регионов.

В результате статистической обработки метеорологических данных по 75 метеостанциям за 1965–2005 гг. получены следующие значения трендов изменения среднегодовой температуры воздуха для различных регионов России: Европейский Север – 0,026 °С/год, север Западной Сибири – 0,040, Средняя Сибирь – 0,045, Якутия – 0,046, Южная Сибирь – 0,045, Прибайкалье, Забайкалье – 0,042, Северо-Восток – 0,036 °С/год. Заметим, что потепление климата происходит преимущественно за счет повышения зимних температур [Павлов, Малкова, 2005].

Существенные различия в изменении средних температур воздуха по месяцам [Павлов, 2008] могут быть учтены с помощью коэффициента, показывающего изменение среднемесячных температур воздуха при повышении среднегодовой температуры на 1 °С. Он найден на основе статистической обработки данных 20-летних наблюдений (1971–1990) по 25 метеостанциям севера России. В табл. 2 приведены результаты осреднения для трех крупных регионов криолитозоны России (Европейский Север, север Западной Сибири, Якутия). Как видно из табл. 2, наибольшее повышение температуры воздуха (до 3,3 °С) происходит зимой. В весенне-летний период температура воздуха возрастает значительно слабее. В августе–сентябре нередко наблюдается даже понижение средней температуры, что замедляет протаивание грунта. Отмечается достаточно согласованный по регионам годовой ход изменения температуры воздуха. Таким путем можно учесть внутригодовой ход потепления на весь прогнозный период.

Сценарии ожидаемых климатических изменений следует рассматривать лишь как условные. Для оценки эволюции криолитозоны лучше всего использовать три сценария потепления климата – слабый, умеренный и в качестве контрольного жесткий (агрессивный).

Нетемпературные параметры внешнего теплообмена. Достоверность прогнозной модели определяется в первую очередь корректным назначением верхних граничных условий. Это подразу-

мекает использование комплекса климатических факторов, которые имеют региональный характер, т. е. практически не зависят от микроклимата конкретного участка.

Как показано в работе [Перлыштейн, 2002], из классического уравнения радиационно-теплового баланса [Будыко, 1956] следует, что плотность теплового потока, поступающего в горные породы, равна

$$q = \frac{q_0(t) - \alpha T_n(t)}{\alpha R_n(t) + 1}; \quad (8)$$

$$q_0 = Q_c(1 - A) + I_a - I_0 + \alpha_{\text{кв}} T_{\text{вз}} + \alpha_{\text{и}} (e_{\text{вз}} - e_0); \quad (9)$$

$$\alpha = \alpha_{\text{кв}} + \beta \alpha_{\text{и}} + \alpha_{\text{лч}}, \quad (10)$$

где $R_n(t)$ – термическое сопротивление наземного покрова (зимой – снега); β – коэффициент линейной аппроксимации для зависимости давления насыщающего пара от температуры, Па/К; $\alpha_{\text{лч}}$ – коэффициент линейной аппроксимации закона излучения Стефана–Больцмана, Вт/(м²·К); Q_c – суммарная коротковолновая радиация, Вт/м²; A – альбедо, д.е.; I_a – длинноволновое излучение атмосферы, Вт/м²; I_0 – длинноволновое излучение поверхности при температуре 0 °С, примерно равное 288 Вт/м²; $\alpha_{\text{кв}}$ – коэффициент конвективного теплообмена с воздухом, Вт/(м²·К); $\alpha_{\text{и}}$ – коэффициент испарения, Вт/(м²·Па); $e_0, e_{\text{вз}}$ – соответственно давление насыщающего пара при 0 °С и упругость водяных паров в воздухе, Па.

Приведенные выражения основаны на линеаризации составляющих уравнения радиационно-теплового баланса, которые описываются известными физическими законами: охлаждения (Ньютона), испарения (Дальтона) и излучения (Стефана–Больцмана). Для расчета коэффициента конвективного теплообмена получен ряд эмпирических и полуэмпирических формул, учитывающих как динамическую, так и термическую стратификацию атмосферы [Куртнер, Чудновский, 1969; Павлов, 1979]. При скоростях ветра более 1 м/с коэффициент $\alpha_{\text{кв}}$ слабо зависит от T_n , поэтому при определении $\alpha_{\text{кв}}$ можно учитывать только влияние скорости ветра. Коэффициент испарения, согласно соотношению Боуэна, равен

$$\alpha_{\text{и}} = 1,56 \cdot 10^{-2} \alpha_{\text{кв}}, \text{ К/Па.}$$

Таблица 2. Коэффициент изменения среднемесячных температур воздуха при повышении ее среднегодовых значений на 1 °С

Регион	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Европейский Север	2,0	1,7	1,7	0,9	0,8	1,8	0,2	-0,1	-0,1	1,3	0,8	-0,1
Север Западной Сибири	2,8	2,0	1,6	-0,2	0,5	1,4	0,4	0,2	-0,1	1,5	0,6	0,8
Якутия	3,3	3,0	1,1	0,9	0,8	0,3	0,3	0,3	-0,1	0,8	0,4	1,0
Север России	2,7	2,3	1,5	1,5	0,7	1,1	0,3	0,1	-0,1	1,1	0,6	0,6

Как видно из формул (8)–(10), величины q_0 и α зависят только от региональных климатических характеристик ($Q_c, I_a, T_{вз}, e_{вз}, \alpha_{кв}, \alpha_{и}$) и физических констант (A, I_0, e_0). Все необходимые данные для их расчета определяются на сетевых метеостанциях и содержатся в климатических справочниках. Физический смысл q_0 – это суммарный тепловой поток, поступающий из атмосферы на поверхность с температурой 0°C и заданным альбедо. Интегральный коэффициент внешней теплоотдачи α показывает, на какую величину возрастают потери энергии в атмосферу (и соответственно уменьшается поток тепла в грунт) при повышении температуры поверхности на 1°C . Таким образом, наряду с термическим сопротивлением снега $R_{п}$, параметры q_0 и α являются количественными характеристиками, которые выражают результирующее влияние всего комплекса климатических условий региона на температурный режим пород. По этой причине использование математических моделей с верхним граничным условием (8) является предпочтительным.

Изложенные представления использованы при моделировании температурного режима грунтов в условиях Якутска [Перльштейн и др., 2006]. Рассмотрены два сценария изменения климата, которым соответствовали тренды температуры воздуха $0,04$ и $0,08^\circ\text{C}/\text{год}$. Внутригодовой ход температуры воздуха $T_i(t)$ был задан в соответствии с табл. 2. Остальные климатические характеристики (солнечная радиация, высота и плотность снега, скорость ветра и др.) считались неизменными. Таким образом, региональный параметр теплообмена q_0 изменялся только за счет температуры воздуха. Рассматривался участок, в пределах которого поверхностный 3-метровый слой представлен мелкозернистым песком со следующими характеристиками: объемная влажность $280\text{ кг}/\text{м}^3$, коэффициент теплопроводности $1,75\text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ в мерзлом и $1,28\text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ в талом состоянии, теплоемкость 1758 и $2344\text{ кДж}/(\text{м}^3\cdot\text{К})$ соответственно.

К числу наиболее важных результатов численных исследований следует отнести сравнительно слабое повышение температуры горных пород (табл. 3). Даже при высоком темпе потепления среднегодовая температура дневной поверхности становится положительной только через

Таблица 3. Прогнозные температуры грунтов в Якутске

Год	Тренд, $^\circ\text{C}/\text{год}$	Температура пород		$\Delta T_r/\Delta T_{вз}$	
		на поверхности	на глубине 10 м	на поверхности	на глубине 10 м
2001	0,04	-1,39	-2,05	-	-
2050	0,04	-0,45	-1,55	0,47	0,25
2001	0,08	-1,39	-2,05	-	-
2050	0,08	0,03	-1,21	0,36	0,21

50 лет. В зависимости от выбранного сценария климатических изменений температура пород на глубине 10 м к 2050 г. повышается соответственно на $0,5$ и $0,84^\circ\text{C}$. Отношение $\Delta T_r/\Delta T_{вз}$ составило $0,36...0,47$ для поверхности и $0,21...0,25$ для глубины 10 м.

В исследовании В.Д. Кауркина [2005] методические подходы и полученные результаты (также для Якутска) были существенно иными. При задании верхнего граничного условия использовалось уравнение (5) конвективного теплообмена между воздухом и поверхностью грунта. Моделирование проводилось по программе “Тепло”. Для условий Центральной Якутии, где установлено наибольшее потепление климата, расчетная температура пород за 50 лет повышается на $2,8^\circ\text{C}$, т. е. отношение $\Delta T_r/\Delta T_{вз}$ приближается к $0,8$. По В.Д. Кауркину, уже к 2030 г. прогнозная отметка кровли многолетнемерзлых пород будет располагаться ниже подошвы деятельного слоя, т. е. мерзлота станет несливающейся.

Значительную разницу в полученных результатах можно объяснить следующим образом. Как видно из формул (8), (9), за счет температуры воздуха формируется лишь часть суммарного теплового потока из атмосферы на поверхность грунта. На рис. 1 представлен годовой ход суммарного теплового потока q_0 и отдельных составляющих внешнего теплообмена для условий Центральной Якутии. Как видно из рис. 1, величина q_0 подвержена значительным колебаниям в годовом цикле. В летний период наибольшую роль в формировании общей величины q_0 играют температура воздуха и коротковолновая радиация, а зимой – температура воздуха и длинноволновое излучение атмосферы. Смена знака суммарного теплового потока приблизительно совпадает по времени с переходом среднесуточных температур воздуха через 0°C .

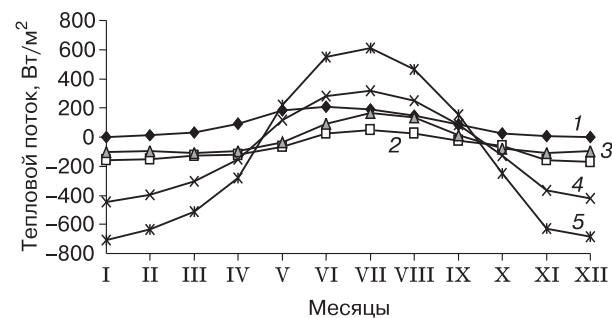


Рис. 1. Годовой ход региональных характеристик теплообмена на поверхности грунта:

1 – поглощенная коротковолновая радиация; 2 – разность между тепловым излучением атмосферы и поверхностью при температуре 0°C ; 3 – поток энергии за счет фазовых переходов вода–пар; 4 – конвективный тепловой поток из воздуха; 5 – суммарный тепловой поток (q_0).

При учете основных факторов внешнего теплообмена расчетная температура открытой поверхности грунта $T_{\text{п}}$ может сильно отличаться от температуры воздуха $T_{\text{вз}}$. При этом в зависимости от климатических и ландшафтных условий разница ($T_{\text{п}} - T_{\text{вз}}$) меняется не только по величине, но и по знаку [Павлов, 2008]. Так, по результатам вычислений, в Якутске среднелетняя температура поверхности была почти на 3°C выше температуры воздуха. В зимний период наблюдается обратная картина. Вследствие затрат тепла на испарение и эффективное длинноволновое излучение температура поверхности снежного покрова существенно ниже температуры воздуха. В декабре эта разница достигает 4°C .

Большой интерес вызывает сравнение прогнозных оценок для регионов, расположенных в разных климатических зонах. Для примера рассмотрим некоторые результаты моделирования температурного режима грунтов, проведенного применительно к условиям п-ова Ямал (газовое месторождение Бованенково). В результате хозяйственной деятельности температура засоленных отложений на модельном участке оказалась выше точки начала кристаллизации ($-2,3^{\circ}\text{C}$). Район характеризуется суровым влажным климатом с умеренно морозной зимой и преобладанием пасмурной ветреной погоды на протяжении всего года. Среднемесячная скорость ветра составляет $4,0-4,5$ м/с. Поток радиационного тепла взят по данным метеостанции Салехарда. Верхняя часть разреза представлена супесью, слегка обогащенной органикой, со следующими характеристиками: общая влажность 500 кг/м³, коэффициент теплопроводности в талом и мерзлом состоянии $1,05$ и $2,40$ Вт/(м·К) соответственно, теплоемкость 3198

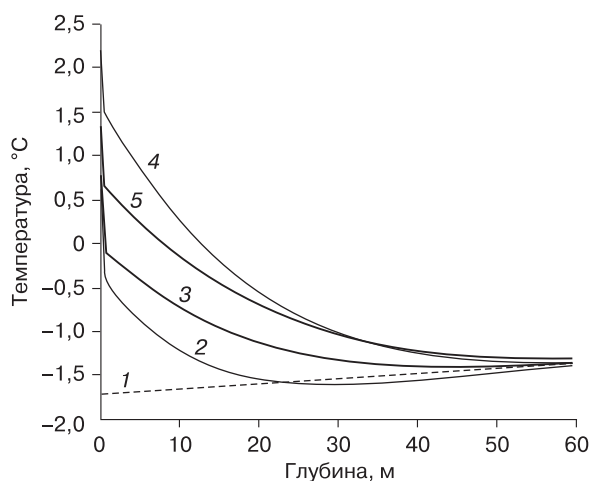


Рис. 2. Расчетная динамика среднегодовых температур пород:

1 – начальное распределение; первая серия расчетов: 2 – 2020 г., 4 – 2050 г.; вторая серия расчетов: 3 – 2020 г., 5 – 2050 г. Поясн. в тексте.

и 2155 кДж/м³, грунт засолен, кривая незамерзшей воды задавалась формулой $\theta(T) = p(T/T_{\text{кр}})^{-10}$, где $T < T_{\text{кр}} < 0$; p – эмпирический коэффициент. Тренд среднегодовой температуры воздуха равен $0,05^{\circ}\text{C}/\text{год}$, при этом учитывался месячный ход ее изменения. Максимальная толщина снежного покрова в начале расчетного периода достигала 43 см и в соответствии с тенденцией последних 20 лет увеличивалась на $0,27$ см в год. Остальные климатические характеристики (солнечная радиация, скорость ветра и др.) считались периодически установленными. Верхней границей расчетной области летом служила поверхность грунта, зимой – снега. В первой серии расчетов на верхней границе поддерживалась температура воздуха, а во второй задавалось уравнение теплового баланса (8). Начальная температура пород не соответствовала климатическим условиям (рис. 2). Поэтому в обеих сериях повышение расчетных температур достаточно долго происходило не только за счет потепления климата, но и вследствие указанного несоответствия. В первой серии расчетов отношение $\Delta T_{\text{г}}/\Delta T_{\text{вз}}$ на глубине 4 м за период 2020–2050 гг. немного больше единицы. Во второй серии, благодаря полному учету основных климатических факторов, эта величина равнялась $0,7$ для глубины 4 м и $0,33$ для 10 м (см. рис. 2).

На рис. 3 представлен несколько неожиданный на первый взгляд результат численных исследований, отражающий значительное, вплоть до смены знака, изменение разницы между температурами воздуха и поверхности расчетной области (ΔT). Как правило, под влиянием комплекса климатических факторов (в первую очередь радиации) поверхность грунта летом теплее воздуха. Именно такими были результаты для Якутска и начала расчетного периода на Ямале. Однако, как отмечено выше, в условиях влажного ветреного климата вполне возможна и противоположная ситуация, когда температура поверхности ниже тем-

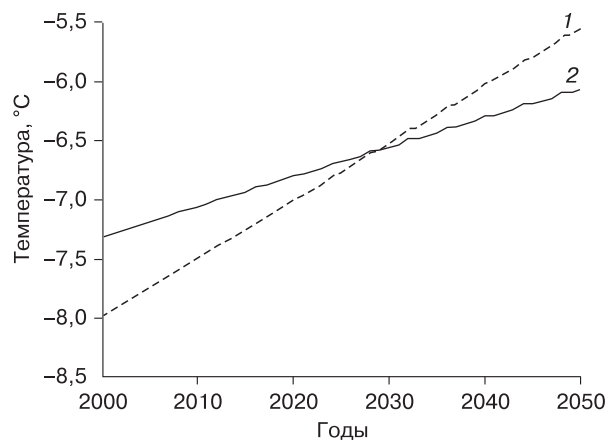


Рис. 3. Среднегодовые температуры воздуха (1) и поверхности расчетной области (2).

пературы воздуха. В нашем примере общее потепление вызвало настолько быстрый рост расходных статей теплового баланса поверхности, что значение ΔT сначала уменьшалось, а затем стало отрицательным.

Результаты моделирования подтверждают, что для достоверности геокриологического прогноза наряду с температурой воздуха и термическим сопротивлением снега необходим также корректный учет всех основных составляющих теплового баланса поверхности пород.

К сожалению, до настоящего времени не выявлены надежные тенденции в динамике большинства параметров “внешнего” теплообмена (снежный покров, солнечная радиация и др.). Во многих случаях они оказываются статистически незначимыми, в частности из-за недостаточной длительности наблюдений. Такое положение затрудняет оценку возможных изменений нетемпературных климатических характеристик и заметно снижает ценность прогноза. Особенно большие искажения могут внести ошибки в назначении термического сопротивления снега. Современные изменения снегоотложений в разных холодных регионах Северного полушария протекают с различной интенсивностью, а иногда и разнонаправленно. На севере Западной Сибири наиболее снежным было десятилетие 1975–1984 гг., когда наибольшая высота снежного покрова превысила норму на 5–7 %. В Якутске с середины 1950-х до начала 1980-х гг. высота снежного покрова увеличивалась со скоростью примерно 0,7 см/год. С 1980 до 2005 г. высота снежного покрова уменьшалась, что способствовало сохранению устойчивости криолитозоны при заметном потеплении климата. При составлении прогноза целесообразно выделить три сценария изменения высоты снежного покрова: многоснежный – в 2050 г. на 20 % больше нормы, среднестатистический, или умеренный (примерно соответствует норме), малоснежный – на 20 % меньше нормы.

Помимо назначения верхнего граничного условия весьма важными следует признать такие методические проблемы, как устойчивость и точность вычислительных алгоритмов, задание начального и нижнего граничного условий при недостатке исходной информации, верификация моделей.

В геокриологии для численного решения многомерных задач Стефана широкое распространение получил энтальпийный метод [Самарский, Моисеенко, 1965], в котором энтальпия $H(T)$ представлена в виде

$$H(T) = \int_0^T c(T) ds + L\Theta(T), \quad (11)$$

где L – удельная теплота фазовых переходов;

$\Theta(T)$ – функция Хевисайда, $\Theta(T) = \begin{cases} 0, & T \leq 0, \\ 1, & T > 0. \end{cases}$

Система уравнений (1)–(3) эквивалента задаче отыскания обобщенного решения для квазилинейного уравнения теплопроводности [Олейник, 1960]:

$$\rho(T) \frac{\partial H}{\partial t} = \operatorname{div}(\lambda(T) \nabla T), \quad x \in \Omega \quad (12)$$

При численной реализации фронтальной модели в окрестностях точки фазового перехода используется сглаживание функции Хевисайда, а при моделировании температурного режима дисперсных или засоленных грунтов – кривая незамерзшей воды. Для дискретизации задачи Стефана в энтальпийной постановке (12) применяют сеточные и конечно-элементные модели, а также метод контрольных (конечных) объемов. В любом случае для обеспечения необходимой точности должны использоваться достаточно мелкие сетки во всей области, где происходит выделение скрытой теплоты.

Характерным признаком задачи (12) является особенность дельта-функции, требующая применения достаточно мелкой сетки. Для вычисления производной dH/dT нужно использовать значения энтальпии в соседних узлах сетки [Сергеев и др., 2005]. В силу существенной нелинейности задачи априорных оценок ошибки дискретизации не существует. Поэтому необходимо оценивать устойчивость результатов расчетов путем увеличения числа узлов (независимость решения от размеров сетки).

Если имеется достаточное количество повторных измерений температуры на разных глубинах, то для калибровки модели применяются методы теории обратных задач [Алифанов, 1988]. С их помощью можно восстанавливать, например, кривую незамерзшей воды и коэффициенты теплопроводности пород [Пермяков, 1989; Nicolsky et al., 2007].

При назначении начального условия используются результаты фактических наблюдений в термометрических скважинах. В случае их отсутствия приходится применять искусственные приемы нахождения исходной температуры. В качестве вспомогательного начального момента выбирается достаточно удаленное время, когда уже имелись ряды метеорологических наблюдений. На их основе производятся повторные вычисления до выхода на периодически установившийся температурный режим. При этом минимальное время обычно составляет от 3 до 5 расчетных лет. Подобным же образом поступают при рассмотрении задач исторической геокриологии, когда используется известный сценарий реконструкции палеоклимата (например, [Фотиев, 2004]). Однако следует четко представлять, что начальное условие, полученное таким путем, может давать значительные ошибки, особенно на ранней стадии расчетного периода. Для оценки временного интервала

ла, на котором сказываются ошибки в задании начальных данных, необходимо проведение дополнительных вычислительных экспериментов. Сформулированные рекомендации носят, скорее, эвристический характер и требуют от разработчика моделей некоторого искусства.

Таким образом, для обеспечения необходимой точности прогноза наряду с выбором численного метода решения задачи Стефана нужно проанализировать чувствительность модели относительно ошибок задания входных данных (краевых, начальных условий, теплофизических свойств).

Следует отметить, что большая часть величин, входящих в прогнозные модели, имеет ярко выраженный стохастический характер. Поэтому первоочередной задачей дальнейших исследований является разработка численной модели промерзания–протаивания грунтов, которая учитывает неопределенности, обусловленные стохастической природой условий внешнего теплообмена, пространственно-временной изменчивостью свойств пород и т. д. Кроме того, для повышения качества прогноза представляется перспективным усовершенствовать методику идентификации и уточнения входных параметров (термического сопротивления снежного покрова и растительности, теплопроводности и влажности пород) на основе вышерассмотренной процедуры выхода на периодически установившийся температурный режим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования охватывают широкий круг вопросов, связанных с разработкой и детализацией методов моделирования и прогноза динамики криолитозоны при ожидаемом потеплении климата в XXI в. За последние годы получено много неопровержимых свидетельств (метеорологических, геокриологических, геотермических) современного потепления климата. Систематизированы данные моделирования эволюции криолитозоны в XXI в. Критический обзор этих данных, наряду с информацией мерзлотно-климатического мониторинга, свидетельствует, что в условиях меняющегося климата достоверность геокриологического прогноза не может быть достигнута без соблюдения ряда методических требований.

Прежде всего следует отметить необходимость использования верхнего граничного условия, отражающего полный комплекс основных региональных характеристик климата, а не только температуру воздуха. Прогнозные оценки, выполненные с соблюдением этого требования, указывают на достаточно высокую консервативность криолитозоны в отношении климатических изменений. Полученные в данной работе значения $\Delta T_r/\Delta T_{вз}$, не превышающие 0,3–0,4, не противоречат данным наблюдений и далеки от некоторых прогнозов, со-

гласно которым в ближайшие десятилетия южная граница криолитозоны может сместиться на сотни километров к северу.

Поскольку современные модели климатических изменений дают значительный разброс в результатах, при подготовке геокриологических прогнозов рекомендуется использовать по крайней мере два сценария потепления – умеренный и (в качестве контрольного) агрессивный.

Необходимо упомянуть также о требованиях к применению вычислительных алгоритмов, обеспечивающих устойчивость и наперед заданную точность моделирования. В частности, это относится к назначению максимального шага пространственно-временной сетки.

Наконец, следует подчеркнуть, что высокая неопределенность используемых входных данных и способов верификации модели свидетельствует о том, что количественный геокриологический прогноз нуждается в сочетании детерминированных и стохастических методов. Разработка такой методики составляет важную задачу дальнейших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 05-05-64390, 08-05-00421).

Литература

- Алифанов О.М.** Обратные задачи теплообмена. М., Машиностроение, 1988, 280 с.
- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В.** Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 15–25.
- Будыко М.И.** Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, 254 с.
- Булдович С.Н.** Экспресс-метод оценки и прогнозирования температурного режима многолетнемерзлых пород // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., МГУ, 2001, т. 2, с. 61–70.
- Вабищевич П.Н.** Численные методы решения задач со свободной границей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1987, 164 с.
- Величко А.А., Нечаев В.П.** К оценке динамики зоны многолетней мерзлоты в Северной Евразии при глобальном потеплении климата // Докл. РАН, 1992, т. 324, № 3, с. 667–671.
- Григорян С.С., Красс М.С., Гусева Е.В., Геворкян С.Г.** Количественная теория геокриологического прогноза. М., Изд-во Моск. ун-та, 1987, 268 с.
- Даниэлян Ю.С., Ткаченко Е.И.** Значение нижнего граничного условия при решении задач инженерной геокриологии // Тезисы докл. Междунар. конф. “Приоритетные направления в изучении криосферы Земли”. Пущино, 2005, с. 106–107.
- Дарьин Н.А., Мажукин В.И.** Математическое моделирование задачи Стефана на адаптивной сетке // Дифференц. уравнения, 1987, т. 23, № 7, с. 1154–1160.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т.** Эволюция теплового и фазового состояния криолитозоны Сибири // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, с. 79–104.

- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А.** Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // *Метеорология и гидрология*, 2002, № 1, с. 10–18.
- Кауркин В.Д.** Прогноз термического режима многолетнемерзлых пород и оценка надежности геотехнических систем на территории Республики Саха (Якутия) в связи с возможными климатическими изменениями: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2005, 26 с.
- Клименко В.В., Микушина О.В.** Изменение природно-климатической обстановки на севере России в первой половине XXI столетия // *Энерг. политика*, 2001, вып. 5, с. 35–42.
- Клименко В.В., Хрусталева Л.Н., Микушина О.В. и др.** Изменения климата и динамика толщ многолетнемерзлых пород на северо-западе России в ближайшие 300 лет // *Криосфера Земли*, 2007, т. XI, № 3, с. 3–13.
- Куртнер Д.А., Чудновский А.Ф.** Расчет и регулирование теплового режима в открытом и защищенном грунте. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 184–226.
- Лукьянов В.С., Головкин М.Д.** Расчет глубины промерзания грунтов // *Тр. ВНИИ трансп. стр-ва*. М., 1957, вып. 23, 164 с.
- Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др.** Моделирование современных и прогностических распределений температуры грунтов в зоне вечной мерзлоты на территории России // *Материалы Второй конф. геокриологов России*. М., МГУ, 2001, т. 2, с. 189–196.
- Мачульская Е.Е., Лыков В.Н.** Моделирование термодинамической реакции вечной мерзлоты на сезонные и межгодовые вариации атмосферных параметров // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2002, т. 38, № 1, с. 20–33.
- Мейрманов А.М.** Задача Стефана. Новосибирск, Наука, 1986, 239 с.
- Общее мерзлотоведение** / Под ред. В.А. Кудряцева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 464 с.
- Олейник О.А.** Об одном методе решения общей задачи Стефана // *Докл. АН СССР*, 1960, т. 135, № 5, с. 1054–1057.
- Павлов А.В.** Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, Наука, 1979, 285 с.
- Павлов А.В.** Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1997, № 4, с. 61–75.
- Павлов А.В.** Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // *Изв. РАН. Сер. геогр.*, 2003, № 6, с. 39–50.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2008, 229 с.
- Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б.** Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами // *Криосфера Земли*, 2004, т. VIII, № 4, с. 3–11.
- Павлов А.В., Малкова Г.В.** Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2005, 54 с.
- Павлов А.В., Хрусталева Л.Н., Микушина О.В.** Прогноз температуры воздуха и грунтов в связи с оценкой надежности вечномерзлых оснований сооружений // *Геоэкология (инж. геология, гидрогеология, геокриология)*, 2005, № 3, с. 219–226.
- Перльштейн Г.З.** Теплообмен деятельного слоя с атмосферой: теоретические и прикладные аспекты // *Криосфера Земли*, 2002, т. VI, № 1, с. 25–29.
- Перльштейн Г.З., Павлов А.В., Буйских А.А.** Изменения криолитозоны в условиях современного потепления климата // *Геоэкология (инж. геология, гидрогеология, геокриология)*, 2006, № 4, с. 305–312.
- Пермяков П.П.** Идентификация параметров математической модели теплового переноса в мерзлых грунтах. Новосибирск, Наука, 1989, 86 с.
- Полубаринова-Кочина П.Я.** К вопросу о перемещении контура нефтеносности // *Докл. АН СССР*, 1945, т. 47, № 4, с. 254–257.
- Порхаев Г.В.** Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с мерзлыми грунтами. М., Наука, 1970, 210 с.
- Самарский А.А., Моисеенко Б.Д.** Экономичные схемы сквозного счета в многомерной задаче Стефана // *Журн. вычисл. математики и мат. физики*, 1965, № 5, с. 816–827.
- Самарский А.А., Вабищевич П.Н.** Вычислительная теплопередача. М., Едиториал УРСС, 2003, 784 с.
- Сергеев Д.О., Типенко Г.С., Романовский В.Е. и др.** Влияние горного рельефа и вертикальной геокриологической поясности на эволюцию мощностей многолетнемерзлых толщ Южной Якутии // *Криосфера Земли*, 2005, т. IX, № 2, с. 33–42.
- Скачков Ю.Б.** Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск, 2001, 25 с.
- Фотиев С.М.** Оценка результатов изучения донных отложений озера Байкал с позиций формирования и деградации криогенных толщ Сибири // *Материалы Междунар. конф. "Криосфера нефтегазоносных провинций"*. Тюмень, 2004, с. 42.
- Хрусталева Л.Н., Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И. и др.** Прогноз среднегодовой температуры воздуха на территории Республики Саха (Якутия) по результатам ретроспективного анализа // *Криосфера Земли*, 2002, т. VI, № 2, с. 66–74.
- Хрусталева Л.Н., Давыдова И.В.** Прогноз потепления климата и его учет при оценке надежности оснований зданий на вечномерзлых грунтах // *Криосфера Земли*, 2007, т. XI, № 2, с. 68–75.
- Шполянская Н.А.** Климатические ритмы и динамика криолитозоны (анализ эволюции в прошлом и прогноз изменений в будущем) // *Криосфера Земли*, 2001, т. V, № 1, с. 3–14.
- Boettinger W.J., Warren J.A., Beckermann C., Karma A.** Phase-field simulation of solidification // *Annu. Rev. Mater. Res.*, 2002, vol. 32, p. 163–194.
- Chessa J., Smolinski P., Belytschko T.** The extended finite element method (X-FEM) for solidification problems // *Intern. J. Numer. Methods in Eng.*, 2002, vol. 53, p. 1959–1977.
- Hiyama T., Fukushima Y., Hashimoto T.** A numerical model of the heat transfer for permafrost regions // *J. Japan Soc. Hydrol. Water Res.*, 1998, vol. 11, p. 346–359.
- Mitchell J.F.B., Davis R.A., Ingram W.J., Senios C.A.** On surface temperature, greenhouse gases and aerosols: models and observations // *J. Climate*, 1995, vol. 10, p. 2364–2386.
- Nelson F.E., Lachenbruch A.H., Woo M.-K. et al.** Permafrost and changing climate // *Permafrost: Proc. of the Sixth Intern. Conf. Beijing, China, South China Univ. of Technology Press.*, 1993, vol. 2, p. 987–1005.
- Nicolisky D.J., Romanovsky V.E., Tipenko G.S.** Using in-situ temperature measurements to estimate saturated soil thermal properties by solving a sequence of optimization problems // *The Cryosphere*, 2007, vol. 1, p. 41–58.

Поступила в редакцию
3 июля 2009 г.