

## **ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ВЕЧНУЮ МЕРЗЛОТУ: ПРОГНОЗ И ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ.**

О.А. Анисимов, М.А. Белолуцкая

РФ, 199053 С.Петербург, 2-ая Линия В.О., 23, Государственный гидрологический институт,  
[oleg@oa7661.spb.edu](mailto:oleg@oa7661.spb.edu)

**Реферат.** По имеющимся оценкам глобальное изменение климата будет наиболее интенсивным в области высоких широт северного полушария и вызовет заметные изменения вечной мерзлоты. Проводится сравнение прогнозов распространения приповерхностных многолетнемерзлых пород и глубины сезонного протаивания по континентам северного полушария для нескольких модельных сценариев климата будущего; рассматриваются последовательные этапы сокращения площади распространения приповерхностной вечной мерзлоты для временных срезов вблизи 2025, 2050, 2075 и 2100 годов; оценивается влияние неклиматических факторов и проводится анализ неопределенностей мерзлотного прогноза; обсуждаются результаты количественных оценок эффектов термической инерции при таянии вечной мерзлоты.

**Ключевые слова.** Вечная мерзлота, изменение климата, прогноз.

## **CLIMATE CHANGE IMPACTS ON PERMAFROST: PREDICTIVE MODELING AND UNCERTANTIES**

O.A. Anisimov M.A. Belolutskaia

Russian Federation, 199053 St.Petersburg, Second Line V.O., 23 State Hydrological Institute,  
[oleg@oa7661.spb.edu](mailto:oleg@oa7661.spb.edu)

**Abstract.** Many studies predict that climate change will be more pronounced in the high latitudes of the Northern Hemisphere and will have noticeable impact on permafrost. This study compares predicted depth of seasonal thawing and distribution of near-surface permafrost over the continents of the Northern Hemisphere under several GCM-based scenarios of climate change. Consecutive reduction of the permafrost area for the time slices around 2025, 2050, 2075, and 2100 is analyzed. Uncertainties and effects of thermal inertia are discussed.

**Keywords.** Permafrost, climatic change, predictive scenarios.

## Введение

Анализ данных инструментальных измерений свидетельствует о продолжающемся увеличении средней глобальной температуры воздуха (Folland, Karl, 2001). По оценкам Международной Группы Экспертов по Изменению Климата (часто цитируемой по англоязычной аббревиатуре IPCC), рост глобальной температуры в 20 веке превысил ее изменения за последнюю тысячу лет и составил  $0,6^{\circ}\text{C}$ ; период с 1991 по 2000 год был самым теплым десятилетием, а 1998 год – самым теплым годом за полтора века инструментальных наблюдений (Houghton et al., 2001). Имеющиеся прогнозы свидетельствуют о возможности дальнейшего увеличения глобальной температуры воздуха на несколько градусов в течение 21 столетия. Конкретные оценки различаются между собой, однако большинство прогнозов по моделям теории климата предсказывают более сильное потепление высоких широт северного полушария по сравнению с другими регионами мира (Cubasch, Meehl, 2001). Аналогичный вывод следует и из анализа данных наблюдений (Анисимов, Белолуцкая, 2002; Анисимов, Поляков, 1999; Anisimov, 2001; Folland, Karl, 2001; Serreze et al., 2000).

Предстоящее потепление приведет прежде всего к изменению природных ландшафтов и экосистем Крайнего Севера (Анисимов и др., 2003). Важным регулятором таких изменений является вечная мерзлота. На первый взгляд, качественная картина изменения вечной мерзлоты в условиях глобального потепления представляется достаточно ясной. Более высокая температура воздуха как в зимний, так и в летний период будет способствовать увеличению температуры мерзлых грунтов и более глубокому сезонному протаиванию. На периферийных участках по достижении некоторой критической глубины протаивания произойдет отрыв мерзлых толщ от поверхности, вечная мерзлота перейдет в реликтовую форму, над ней образуется талый слой, толщина которого со временем будет увеличиваться, и над этим слоем возникнет слой сезонного промерзания. Аналогичные процессы могут иметь место не только вблизи южной границы, но и на отдельных участках в зонах прерывистого и даже сплошного распространения многолетнемерзлых пород, где местные условия способствуют глубокому сезонному протаиванию. В результате произойдет сокращение площади распространения приповерхностной вечной мерзлоты, часть ее перейдет в реликтовую форму, а там, где она сохранится, увеличится глубина сезонного протаивания. В ряде предшествующих работ были даны количественные оценки этих процессов (Гарагуля, Ершов, 2000; Гречищев, 1997) и построены геокриологические карты России (Величко, Нечаев, 1992; Павлов, 1997) и всего северного полушария для нескольких модельных прогнозов изменения климата (Анисимов, Нельсон, 1997; Анисимов, Нельсон, 1998; Анисимов и др., 1999; Anisimov, Nelson, 1997; Anisimov et al., 1997).

Такой сценарий в общих чертах подтверждается имевшими место на протяжении 20 века регрессиями и трансгрессиями вечной мерзлоты, следовавшими с некоторым запозданием за периодами потепления 30х годов и похолодания 50х (Anisimov et al., 2002). Вместе с тем реальная картина может заметно отличаться от данной схемы за счет влияния снежного покрова, гидрологических и почвенных факторов, и в особенности растительности. Как известно, снег оказывает отепляющее воздействие, увеличивая температуру поверхности почвы и сглаживая резкие температурные колебания. Некоторое увеличение осадков, прогнозируемое в условиях будущего климата, может, таким образом, усилить первоначальный эффект потепления. Влияние гидрологических факторов на вечную мерзлоту более сложно. Вода и лед проводят тепло лучше, чем сухая почва, поэтому увеличение влажности и льдистости почвы приводит к росту теплооборотов как в теплый, так и в холодный период года. Значительная часть тепла расходуется на фазовые переходы, и однозначную зависимость между влажностью почвы и глубиной сезонного протаивания установить сложно. Несомненно лишь, что улучшение условий инфильтрации и дренирования способствует увеличению глубины сезонного протаивания вечной мерзлоты. И, наконец, растительность, в особенности низший мохово-торфяной слой (в дальнейшем называемый органический слой), по-видимому, играет наибольшую роль в регуляции взаимодействия изменяющегося климата и вечной мерзлоты, являясь мощным теплоизолятором, свойства которого меняются в течение года.

В дальнейших разделах рассматриваются математические модели, при помощи которых рассчитывается отклик вечной мерзлоты северного полушария на происходящее потепление. Проводится сравнение прогнозов распространения приповерхностных многолетнемерзлых пород и глубины сезонного протаивания по континентам северного полушария для нескольких сценариев климата будущего; рассматриваются последовательные этапы сокращения площади распространения приповерхностной вечной мерзлоты для временных срезов вблизи 2025, 2050, 2075 и 2100 годов. Приводятся количественные оценки эффектов термической инерции при таянии вечной мерзлоты. Полученные на основе расчетов по динамической модели, они впервые позволяют построить транзитивный сценарий эволюции криолитозоны в 21 веке. В заключительной части оценивается влияние неклиматических факторов и проводится анализ неопределенностей мерзлотного прогноза.

## **Методы**

Для расчета площади распространения вечной мерзлоты была применена достаточно простая стационарная модель (Анисимов, Нельсон, 1990; Анисимов, Нельсон, 1998; Nelson,

Outcalt, 1987). Влияние термической инерции, снежного покрова, влажности почвы и растительности на глубину сезонного протаивания в условиях глобального потепления оценивались на основе расчетов по разработанной в Государственном гидрологическом институте динамической модели тепло и влагопереноса в системе мерзлый грунт – протаявший слой – растительность – снег – атмосфера. Для проведения расчетов по моделям использовались ряды наблюдений на метеостанциях (динамическая модель) и многолетние нормы температуры воздуха и осадков в узлах регулярной сетки с разрешением  $0.5^{\circ}$  по широте и долготе (стационарная модель) из базы данных вычислительно – информационной системы ГеоИнф Государственного гидрологического института (Анисимов, Белолуцкая, 2001; Анисимов, Поляков, 1998).

Стационарная модель основана на расчете почвенно-мерзлотного индекса,  $F_{\Pi}$ :

$$F_{\Pi} = \frac{\sqrt{\sum T_{\Pi}^{-}}}{\sqrt{\sum T_{\Pi}^{-}} + \sqrt{\sum T_{\Pi}^{+}}} \quad (1)$$

В этом уравнении  $\sum T_{\Pi}^{-}$  и  $\sum T_{\Pi}^{+}$  суммы температур поверхности почвы (градусо-дни) за холодный и теплый период года, корректный расчет которых при наличии снежного покрова представляет достаточно сложную задачу. Для ее решения рассчитывается изменение амплитуды колебаний температуры в слое снега, описываемое следующим выражением (Анисимов, Нельсон, 1998):

$$A_{\Pi} = A_{\text{в}} \exp\left(-z_{\text{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha_{\text{сн}} P}}\right) \quad (2)$$

Здесь  $A_{\Pi}$  и  $A_{\text{в}}$  обозначают годовые амплитуды температуры почвы и воздуха,  $z_{\text{сн}}$  и  $\alpha_{\text{сн}}$  – средняя за зиму высота и коэффициент температуропроводности снега,  $P$  – продолжительность года. Средняя за зиму высота снега рассчитывается как взвешенная сумма по месяцам:

$$z_{\text{сн}} = \sin^2 \phi \frac{1}{k} \left\{ \sum_{i=1}^k \frac{r_i}{\rho_0} (k - (i - 1)) \right\} \quad (3)$$

Здесь  $k$  - число месяцев со снегом,  $\Gamma_i$  - сумма осадков в месяце с номером  $i$ ,  $\rho_0$  - относительная (безразмерная) плотность снега,  $\phi$  - географическая широта. Тригонометрический множитель дает поправку на уменьшение высоты снега за счет зимних оттепелей, приближающуюся к единице с увеличением широты.

Коэффициент температуропроводности снега рассчитывается через коэффициент теплопроводности,  $\lambda_{\text{сн}}$ , плотность,  $\rho_{\text{сн}}$  и теплоемкость,  $c_{\text{сн}}$  по следующей формуле:

$$\alpha_{\text{сн}} = \frac{\lambda_{\text{сн}}}{\rho_{\text{сн}} c_{\text{сн}}} \quad (4)$$

Модель, математическую формулировку которой составляют формулы (1) - (4), позволяет оценивать термический режим поверхности почвы и прогнозировать распространение вечной мерзлоты, поскольку эмпирически установлено, что изолинии почвенно-мерзлотного индекса 0.50, 0.60 и 0.67 с высокой степенью точности соответствуют границам островной, прерывистой и сплошной криолитозоны (Анисимов, Нельсон, 1990; Анисимов, Нельсон, 1998; Nelson, Outcalt, 1987). На входе модели задаются среднемесячные температуры воздуха и осадков для всех месяцев года. Для проведения расчетов использовались месячные нормы этих двух параметров в узлах регулярной глобальной сетки с разрешением  $0.5^\circ$  по широте и долготе из базы данных ГеоИнф (Анисимов, Поляков, 1998). В прогностических расчетах на современные климатические нормы накладывались прогнозы изменения климата по трем транзитивным моделям общей циркуляции (GFDL, HadCM, ECHAM), имеющие более грубое пространственное разрешение (Cubasch, Meehl, 2001).

Динамическая модель имеет значительно более сложную структуру. Ее основу составляют два блока, обеспечивающие совместное решение уравнения энергетического баланса подстилающей поверхности, уравнения переноса тепла в слое снега и почве, и уравнения баланса влаги. В первом из них, который можно назвать гидрометеорологическим, на каждом временном шаге рассчитывается равновесная температура дневной поверхности, под которой понимается поверхность снега или же при его отсутствии поверхность почвы. В этом блоке также рассчитывается текущее значение влажности почвы, которое затем используется для уточнения значений ее основных теплофизических характеристик по полуэмпирическим соотношениям, предложенным А.В. Павловым (1979).

Во втором блоке решается задача переноса тепла в многослойной среде с меняющимися по глубине теплофизическими параметрами и подвижными фазовыми фронтами. В общем случае это среда, состоящая из снежного покрова, растительности, органического слоя и двух слоев мерзлой почвы, между которыми расположен протаявший слой. В этом блоке на каждом временном шаге рассчитывается вертикальный профиль температуры и глубина фронтов фазовых переходов, или, иными словами, глубина протаивания или промерзания и мощность талого слоя, если таковой образовался в предшествующие годы.

Основу гидрометеорологического блока составляют уравнения теплового и водного баланса. Уравнение теплового баланса имеет вид:

$$Q(1-\alpha) - E_{\text{эф}}(T_{\text{д}}) - P_{\text{т}}(T_{\text{д}}) - B(T_{\text{д}}) - LE(T_{\text{д}}) = 0. \quad (5)$$

В этом уравнении  $Q$  - приходящая солнечная радиация,  $\alpha$  - альбедо,  $E_{\text{эф}}$  - эффективное излучение подстилающей поверхности,  $P_{\text{т}}$  - турбулентный поток тепла,  $B$  - поток тепла в почву,  $LE$  - затраты тепла на испарение,  $T_{\text{д}}$  - температура дневной поверхности.

Для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности в модели использовалась полуэмпирическая формула:

$$E_{\text{эф}}(T_{\text{д}}) = E_{\text{эф}}^0(T_{\text{д}}) (1 - 0.79 n) + 4 \delta \sigma T^3(T_{\text{д}} - T_{\text{в}}). \quad (6)$$

В этом выражении  $n$  - бальность облачности (в долях единицы),  $\delta$  - излучательная способность подстилающей поверхности, принимаемая равной 0.95,  $\sigma$  - постоянная Стефана-Больцмана, равная  $5.67 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup> • С),  $T_{\text{в}}$  - температура воздуха,  $E_{\text{эф}}^0(T_{\text{д}})$  - эффективное излучение безоблачного неба, задаваемое уравнением:

$$E_{\text{эф}}^0(T_{\text{д}}) = \delta \sigma T^4(0.39 - 0.058 e^{1/2}), \quad (7)$$

где  $e$  - упругость водяного пара, мб. Уравнения (6) и (7) выведены эмпирическим путем, и могут иметь несколько отличную форму (Будыко, 1974; Brutsaert, 1982). Существенно лишь, чтобы уравнения учитывали имеющуюся сильную зависимость эффективного излучения от влажности воздуха и облачности и удовлетворяли эмпирическим данным.

Турбулентный поток рассчитывается при помощи полуэмпирических формул, основанных на представлении о том, что турбулентный перенос пропорционален градиенту температуры в приземном слое, скорости ветра у поверхности и обратно пропорционален ее шероховатости:

$$P_T(T_d) = \rho_v c_v \nu D_T (T_d - T_v). \quad (8)$$

В этом уравнении  $\rho_v$  и  $c_v$  - плотность,  $\text{кг/м}^3$  и удельная теплоемкость,  $\text{дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$  воздуха,  $\nu$  - скорость ветра,  $\text{м/с}$  и  $D_T$  - безразмерный коэффициент, величина которого для характерных условий заснеженной равнинной местности принимается равной 0.0015 (Stull, 1988). Будыко (1974) предложил объединить коэффициент  $D_T$  со скоростью ветра в один параметр, коэффициент внешней диффузии  $D_v$ , который к северу от 60 широты можно считать равным 0.0063  $\text{м/с}$ . Коэффициент внешней диффузии использовался в расчетах по динамической модели в тех случаях, когда отсутствовали данные о скорости ветра.

Поток тепла в почву  $V(T_d)$  рассчитывался через градиент температуры в верхнем слое, определяемый в процессе итерационного совместного решения уравнения теплового баланса и переноса тепла в подстилающей поверхности, и коэффициент теплопроводности верхнего слоя  $\lambda$  по следующей формуле:

$$V = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (9)$$

Затраты тепла на испарение рассчитывались исходя из предположения о том, что испарение  $E$  равно испаряемости  $E_0$  (т.е. испарению с открытой водной поверхности) если влажность почвы превышает некоторую критическую величину  $w_k$ , и пропорционально влажности почвы в противном случае:

$$E = E_0, \quad \text{если } w > w_k \quad (10)$$

$$E = E_0 w/w_k, \quad \text{если } w \leq w_k$$

Для почвы в области распространения вечной мерзлоты величина критической влажности  $w_k$  принята равной 200 мм/м (Будыко, 1974). Испаряемость  $E_o$  рассчитывается по следующей формуле:

$$E_o = \rho_v \nu D_T (e_o - e), \quad (11)$$

где  $e_o$  - упругость водяного пара при насыщении, определяемая формулой Магнуса:

$$e_o = 6,11 \exp((17,57 T_d) / (241,9 + T_d)). \quad (12)$$

Влажность почвы в верхнем протаявшем слое толщиной  $Z_t$  на каждом временном шаге рассчитывается из уравнения баланса влаги, которое имеет вид:

$$z_t \frac{dw}{dt} = R - E - f \quad (13)$$

Это уравнение отражает равенство изменения влажности почвы во времени осадкам  $R$ , за вычетом испарения  $E$  и стока,  $f$ . Для замыкания уравнения используется эмпирическое соотношение, связывающее осадки со стоком:

$$f = R \frac{w}{w_k} \sqrt{m^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{E_o}{R} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{E_o}{R} \right)^2} \quad \text{если } R > E_o \quad (14)$$

$$f = m R w / w_k, \quad \text{если } R \leq E_o$$

В этих уравнениях  $m$  - эмпирический множитель, значение которого для высоких широт можно принять равным 0.2. Соотношения (10)-(14) были впервые выведены М.И. Будыко для расчета испарения в естественных условиях (Будыко, 1974).

Уравнения (5) - (14) составляют математическую основу метеорологического блока динамической модели, в результате их решения рассчитывается температура дневной поверхности, которая является граничным условием для уравнения теплопроводности, и влажность почвы, с использованием которой рассчитываются теплофизические свойства почвы, корректируемые на каждом временном шаге.

Математическую основу второго блока модели составляет уравнение теплопроводности, имеющее вид:

$$\rho c \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \lambda \frac{dT}{dz} \right) \quad (15)$$

Граничными условиями для уравнения теплопроводности являются равенство нулю температуры на нижней границе вечной мерзлоты и рассчитываемая в метеорологическом блоке температура дневной поверхности. В начальный момент времени задается также профиль температуры почвы. При решении уравнения теплопроводности учитывается наличие в почве мерзлых и талых слоев и фазовых границ между ними, изменение глубины которых описывается следующим уравнением:

$$\frac{dz_j}{dt} = (-1)^{j+1} \frac{1}{wL} \left( \lambda_{\tau} \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j+0} - \lambda_{\text{м}} \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j-0} \right) \quad (16)$$

В этом уравнении  $z_j$  - положение границы раздела фаз с номером  $j$ ;  $\lambda_{\tau}$  и  $\lambda_{\text{м}}$  - коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы. Уравнение отражает тот факт, что скорость движения границы раздела фаз пропорциональна разности потоков тепла в талом и мерзлом слое и обратно пропорциональна затрачиваемому теплу фазового перехода.

При проведении расчетов предполагается, что зимой льдистость почвы остается неизменной. Весной, когда за счет положительного радиационного баланса расчетная равновесная температура дневной поверхности становится положительной, начинается расчет снеготаяния, который осуществляется по следующей схеме. Временной шаг модели принудительно уменьшается до одних суток (обычно в зимний период достаточно задавать шаг по времени 10 дней). Температура дневной поверхности задается равной нулю, и рассчитывается невязка уравнения теплового баланса. Полученная величина рассматривается как энергия, которая затрачивается на нагревание снежного покрова до нуля и на таяние снега, таким образом рассчитывается дневное снеготаяние. Принимается, что образующаяся при этом влага просачивается в верхний 10-ти сантиметровой слой почвы, где замерзает, увеличивая ее льдистость, или стекает, в случае если льдистость верхнего слоя почвы уже рав-

на максимальной для данного типа почвы. Расчет продолжается до тех пор, пока весь снег не растает, после чего модель переходит в режим формирования сезонноталого слоя почвы.

Особенностью режима формирования сезонноталого слоя почвы является то, что в почвенном влагообмене участвует лишь доступная влага в протаявшем к данному дню слою почвы, что отличает данную модель от ее аналогов (Goodrich, 1978; Hinzman et al., 1998; Waelbroeck, 1993), которые сразу после начала протаивания предполагают возможность влагообмена в верхнем метровом слое почвы. В результате модель более адекватно описывает динамику почвенного влагообмена, и теплофизические характеристики почвы, зависящие от ее влагосодержания, определяются с большей точностью.

### Результаты

Площади распространения сплошной, прерывистой и островной приповерхностной вечной мерзлоты в северном полушарии, рассчитанные при помощи стационарной модели для современного и прогнозируемого на середину 21 века климата, приведены в таблице 1. Обращает на себя внимание то, что в относительном выражении прогнозируемое сокращение площади распространения приповерхностной вечной мерзлоты в Северной Америке вдвое меньше, чем в Евразии (4%-9% и 13%-22%), притом, что ожидаемые изменения температуры воздуха в соответствующих широтных зонах приблизительно одинаковы. Объяснение связано с геометрией континентов, в силу которой южная область криолитозоны, наиболее подверженная деградации, в Северной Америке составляет меньшую долю всей ее площади, чем в Евразии. По этой причине при смещении границы криолитозоны к северу на равные расстояния изменение площади (в процентах современной) в Северной Америке оказывается меньшим, чем в Евразии.

На рисунке 1 показаны изменения положения южной границы криолитозоны и границы зоны сплошной приповерхностной вечной мерзлоты за последовательные двадцатипятилетние интервалы времени начиная от современного состояния до состояния, соответствующего климатическим условиям конца 21 века. Эта карта была рассчитана по стационарной модели вечной мерзлоты с использованием транзитивного климатического сценария, полученного путем ансамблевого осреднения результатов трех моделей (GFDL, ECHAM, HadCM2) для временных срезов 2025, 2050, 2075 и 2100 годов (Cubasch, Meehl, 2001). Увеличение средней годовой глобальной температуры воздуха за эти периоды по отношению к современному значению составило 0.75, 1.5, 2.25 и 3.0 °C. Эти масштабы потепления соответствуют четырём градациям сокращения площади вечной мерзлоты, выделенным на рисунке 1. На заштрихованных участках в южной периферийной области, со-

гласно расчетам, будет происходить таяние островов мерзлоты. Поскольку мерзлые толщи в этой области обладают небольшой мощностью (от нескольких метров до нескольких десятков метров), за время порядка ста лет возможно полное протаивание большинства островов мерзлоты. В наиболее холодной северной области сплошной криолитозоны будет главным образом увеличиваться глубина сезонного протаивания. На заштрихованных участках будут возникать и развиваться острова протаивания с отрывом кровли мерзлоты от поверхности и сохранением ее в более глубоких слоях. Между областями деградации островной и сплошной вечной мерзлоты на рисунке 1 показаны большие (не заштрихованные) участки криолитозоны, статус которых в процессе потепления не изменится. Они будут характеризоваться прерывистым распространением мерзлых пород, сомкнутость которых будет уменьшаться в процессе потепления, а глубина сезонного протаивания расти.

Результаты расчетов по динамической модели свидетельствуют о том, что к середине 21 века температура в верхнем слое вечной мерзлоты может увеличиться на  $0.5 - 2.0$  °C. Глубина сезонного протаивания в большинстве районов увеличится на 20%-30%, при этом наибольшее относительное увеличение, до 50% и более, возможно в северной области сплошной вечной мерзлоты. Региональные оценки приведены в таблице 2. В пределах каждого региона наименьшие оценки из указанного диапазона были получены при использовании климатических сценариев по моделям GFDL и ECHAM, наибольшие изменения получаются при реализации сценария HadCM2.

Для получения количественных оценок неравновесного взаимодействия изменяющегося климата и вечной мерзлоты была проведена серия расчетов по динамической модели. Были выбраны 6 репрезентативных участков в пределах сплошной, прерывистой и островной областей криолитозоны Северной Америки и Евразии. Используя базу данных информационно-вычислительной системы ГеоИнф, для каждого из них были получены средние многолетние месячные нормы климатических характеристик, необходимых для расчетов по динамической модели. На рисунке 2 приведены нормы температуры воздуха и осадков для каждого из выбранных участков. Модельный расчет на 100 лет осуществлялся по следующей схеме.

Первые 10 лет модель проходила инициализацию по многолетним нормам климатических характеристик. В последующие 80 лет средним месячным температурам воздуха давались ежегодные приращения на  $0.1$  °C, после чего на протяжении 10 лет расчет проводился при неизменных условиях, соответствующих климату на  $8$  °C более теплomu, чем современный. Были проведены серии таких расчетов для двух типов почвы (пески и суглинки), трех толщин органического слоя (5, 10 и 20 см) и двух значений льдистости мерзлого

грунта (20% и 35%). Теплофизические свойства мерзлого и талого грунта рассчитывались в зависимости от его льдистости (влажности) по параметризациям, полученным на основе эмпирических данных (Павлов, 1979).

Результаты расчетов изменения глубины протаивания и положения кровли вечной мерзлоты (там, где произошел ее отрыв от поверхности) в зависимости от типа почвы и льдистости показаны на рисунке 3. Толщина органического слоя в этом эксперименте задавалось равной 10 см. Расчеты проводились для песчаного грунта (левая колонка, А и В) и суглинка (правая колонка, Б и Г) при льдистости 20% (верхние рисунки А, Б) и 35% (нижние В, Г). На рисунке 4 показаны результаты расчетов для суглинков при толщине органического слоя 5 см (левая колонка, А и В) и 20 см (правая колонка, Б и Г) и льдистости 20% (верхний ряд, А и Б) и 35% (нижний ряд, В и Г).

### Дискуссия

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в последующие несколько десятилетий антропогенное потепление вызовет заметные изменения криолитозоны. Возрастет глубина сезонного протаивания и произойдет сокращение площади распространения многолетнемерзлых пород. Совершенствование моделей и появление новых данных наблюдений в последнее десятилетие позволили значительно улучшить качество прогнозов изменения вечной мерзлоты в условиях будущего климата. Вместе с тем существуют принципиальные ограничения точности и уровня пространственно-временной детализации геокриологических прогнозов, связанные с неопределенностью исходных климатических данных и параметров моделей, описывающих влияние неклиматических факторов. Так, указанные в таблицах 1 и 2 интервалы оценок расчетных параметров обусловлены неопределенностью прогнозов будущего климата. Из проведенных расчетов следует, что среди неклиматических факторов наибольшую неопределенность создают льдистость грунта, которая часто не поддается надежной оценке, и растительность в силу того, что она сама может заметно изменяться под воздействием потепления. Этот вывод согласуется с результатами предшествующего исследования, в котором на примере расчетов с использованием данных мерзлотного стационара Марре-Сале сравнивалось воздействие на глубину сезонного протаивания температуры воздуха, высоты снежного покрова и толщины мохово-торфяного (органического) слоя (Анисимов и др., 1999). Было показано, что в условиях Марре-Сале уменьшение толщины органического слоя с 10 см до 5 см эквивалентно увеличению средней годовой температуры воздуха на 2 °С.

Существуют большие пробелы в понимании обратных связей в системе сезонно талый слой - растительность при изменении климата. Хотя значительная часть наблюдаемых изменений мощности сезонно-талого слоя может быть объяснена влиянием климата, остается не выясненной роль неклиматических факторов. Так, оставаясь в рамках концепции преобладающего влияния климата на изменение глубины сезонного протаивания, не удается дать удовлетворительную интерпретацию данных мерзлотных съемок в ряде областей криолитозоны (Brown et al., 2000). В качестве примера можно привести хорошо изученный район Барроу (Аляска), находящийся в области сплошного распространения многолетне-мерзлых пород. В середине 1960х и в 1990х годах там проводились детальные измерения мерзлотных и климатических характеристик. Несмотря на увеличение средней за десятилетие температуры воздуха за 30 лет почти на  $2^{\circ}\text{C}$ , глубина протаивания на многих участках уменьшилась (Nelson et al., 1998). Одно из наиболее ясных объяснений этого связано с растительностью. Обусловленное климатом изменение растительного покрова может как усилить, так и смягчить прямое влияние потепления на сезонно-талый слой, а в некоторых случаях даже изменить вектор этих изменений (Walker et al., 1998).

Прогностические оценки отклика растительного покрова на глобальное потепление часто основаны на предположении, что экосистема находится в равновесии с современным климатом и что реакцией растительного покрова будет простое широтное и высотное перемещение зон растительности (Sykes et al., 1996). Отмечены изменения границы тундры, которая смещается к северу в среднем на 100 км при увеличении среднегодовой температуры воздуха на  $1^{\circ}\text{C}$ , и на ее место продвигаются леса. Но уже сегодня ясно, что биомы не будут просто перемещаться в северном направлении при глобальном потеплении, а напротив, ожидается специфическая сукцессия растительности при сочетании как аборигенных видов, так и видов внедряющихся с юга. Одним из важных результатов исследований, полученных в ходе Международного тундрового эксперимента (ИТЕХ) является то, что функциональные типы растений реагируют на экспериментальное потепление сходным образом как в отношении вегетативного роста, так и по фенологии (Molau, Alatalo, 1998). В отношении взаимодействия вечной мерзлоты и растительности наиболее важным является снижение роли мохообразных в растительном покрове, являющихся ключевым типом в формировании термоизолирующих свойств органического слоя над вечной мерзлотой (Chapin et al., 1995; Epstein et al., 2000). Перспективным направлением дальнейших исследований является изучение совместного отклика северной растительности и вечной мерзлоты на изменение климата.

### **Заключение**

Исследования, результаты которых изложены в данной статье, проводились в рамках совместного Российско-Голландского проекта РФФИ-NWO (грант 047.011.2001.003).

### Список литературы

- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А. 2001. Применение геоинформационной системы для прогноза агроклиматических характеристик.- Метеорология и гидрология, № 9, с. 89-98.
- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А. 2002. Современное потепление как эмпирическая модель климата будущего.- Физика атмосферы и океана (в печати).
- Анисимов О.А., Белолуцкая М.А., Лобанов В.А. 2003. Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария.- Метеорология и гидрология (в печати).
- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Е. 1997. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту в Северном полушарии.- Метеорология и Гидрология, № 5, с. 71-80.
- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э. 1990. О применении математических моделей для исследования взаимосвязи климат-вечная мерзлота.- Метеорология и гидрология, № 10, с. 13-19.
- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э. 1998. Прогноз изменения мерзлотных условий в северном полушарии: применение результатов балансовых и транзитивных расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы.- Криосфера Земли, № 2, с. 53-57.
- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В. 1999. Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке.- Криосфера Земли, № 4, с. 15-25.
- Анисимов О.А., Поляков В. 1998. Информационная система для оценки последствий изменения климата в области криолитозоны.- Криосфера Земли, № 3, с. 91-95.
- Анисимов О.А., Поляков В. 1999. К прогнозу изменения температуры воздуха для первой четверти XXI столетия.- Метеорология и гидрология, № 2, с. 25-31.
- Будыко М.И. 1974. Изменение климата. Ленинград: Гидрометеиздат. 280 с.
- Величко А.А., Нечаев В.П. 1992. К оценке динамики вечной мерзлоты северной Евразии в условиях глобального изменения климата.- Известия РАН, № 3, с. 667-671.
- Гарагуля Л.С., Ершов Э.Д. (Ред.). 2000. Геокриологические опасности. (Серия Природные опасности России, ред. В.И. Осипов и С.К. Шойгу. Т. 1. Москва: Крук. 315 с.
- Гречищев С.Е. 1997. Прогноз оттаивания и распределения вечной мерзлоты и изменения криогенного растрескивания грунтов на территории России при потеплении климата.- Криосфера Земли, № 1, с. 59-65.
- Павлов А.В. 1979. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука. 282 с.
- Павлов А.В. 1997. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз.- Криосфера Земли, № 1, с. 47-58.
- Anisimov O.A. 2001. Predicting patterns of near-surface air temperature using empirical data.- Climatic Change, № 50, p. 297-315.

Anisimov O.A., Nelson F.E. 1997. Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: Results from transient general circulation models.- *Climatic Change*, № 2, p.241-258.

Anisimov O.A., Shiklomanov N.I., Nelson F.E. 1997. Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models.-*Global and Planetary Change*, № 3-4, p.61-77.

Anisimov O.A., Velichko A.A., Demchenko P.F., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Nechaev V.P. 2002. Effects of climate change on permafrost in the past, present, and future.- *Proceedings of the Russian Academy of Science, Physics of the Atmosphere and Ocean.*, v. 38, № 7, p. 17-29.

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. 2000. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research designs and initial results.- *Polar Geography*, № 3, p. 165-258.

Brutsaert W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. London: Reidel. 299 p.

Chapin F.S.I.I.I., Shaver G.F., Laundre J.A. 1995. Responses of arctic tundra to experimental and observed changes in climate.- *Ecology*, № 3, p. 694-708.

Cubasch U., Meehl G.A. 2001. Projections of future climate change, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Y.D. J.T. Houghton, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson., (Eds.). Cambridge University Press: p. 525-582.

Folland C.K., Karl T.R. 2001. Observed climate variability and change, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Y.D. J.T. Houghton, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson., (Eds.). Cambridge University Press: Cambridge. p. 99-181.

Goodrich L.E. 1978. Efficient numerical technique for one-dimensional thermal problems with phase change.- *International Journal of Heat and Mass Transfer*, № 5, p. 160-163.

Hinzman L.D., Goering D.J., Kane D.L. 1998. A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost.- *Journal of Geophysical Research*, v.D22, № 103 p. 28975-28991.

Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., Van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. (Eds.). 2001. *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group I to the Third assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press: Cambridge. 881 p.

Molau U., Alatalo J.M. 1998. Responses of subarctic-alpine plant communities to simulated environmental change: Biodiversity of bryophytes, lichens, and vascular plants.- *Ambio*, № 4, p. 322-329.

Nelson F.E., Outcalt S.I. 1987. A computational method for prediction and regionalization of permafrost.- *Arctic and Alpine Research*, № 3, p. 279-288.

Nelson F.E., Outcalt S.I., Brown J., Shiklomanov N.I., Hinkel K.M. Spatial and temporal attributes of the active-layer thickness record, Barrow, Alaska, U.S.A. in *Permafrost, Seventh International Conference*. 1998. Yellowknife, Canada: Universite Laval.

Stull R.B. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. London: Kluwer Academic Publishers. 647 p.

Sykes M.T., Prentice I.C., Cramer W. 1996. A Bioclimatic Model for the Potential Distributions of North European Tree Species Under Present and Future Climates.- *Journal of Biogeography*, № 2, p. 203-233.

Waelbroeck C. 1993. Climate-soil processes in the presence of permafrost: a systems modelling approach.- *Ecological Modelling*, № 3,4, p. 185-225.

Walker D.A., Bockheim J.G., Chapin F.S., Eugster W., King J.Y., McFadden J., Michaelson G.J., Nelson F.E., Oechel W.G., Ping C.L., Reeburgh W.S., Regli S., Shiklomanov N.I., Vourlitis G.L. 1998. A major arctic soil pH boundary: implications for energy and trace-gas fluxes.- *Nature*, № 394, p. 469-472.

Serreze M.C., Walsh J.E., Chapin F.S., Osterkamp T., Dyrgerov M., Romanovsky V., Oechel W.C., Morison J., Zhang T., Barry R.G. 2000. Observational evidence of recent change in the northern high- latitude environment.- *Climatic Change*, № 1-2, p. 159-207.

Epstein H.E., Walker M.D., Chapin F.S., Starfield A.M. 2000. A transient nutrient-based model of Arctic plant community response to climatic warming.- *Ecological Applications*, № 3, p. 824-841.

**Таблица 1.** Современная и прогнозируемая для 2050 площадь вечной мерзлоты в северном полушарии (СП), Евразии (ЕА) и в Северной Америке (СА), млн. кв. км и % современной.

Географическая область и условия климата	Общая площадь	Площади по отдельным зонам		
		Сплошная	Прерывистая	Островная
СП, современный климат	26.9	8.7	6.1	12.1
СП, GFDL	23.6 (88%)	8.3	5.1	10.3
СП, ECHAM	24.2 (90%)	7.9	5.7	10.6
СП, HadCM	22.4 (83%)	8.0	8.5	5.9
ЕА, современный климат	16.7	5.9	4.3	6.5
ЕА, GFDL	13.8 (83%)	5.5	3.6	4.8
ЕА, ECHAM	14.6 (87%)	5.4	4.0	5.2
ЕА, HadCM	13.1 (78%)	5.4	3.6	4.1
СА, современный климат	10.2	2.8	1.8	5.6
СА, GFDL	9.8 (96%)	2.8	1.5	5.5
СА, ECHAM	9.6 (94%)	2.5	1.7	5.4
СА, HadCM	9.3 (91%)	2.6	4.9	1.8

**Таблица 2.** Прогнозируемые к середине 21 века изменения температуры вечной мерзлоты ( $\Delta T_{\text{п}}$ ), и глубины сезонного протаивания ( $\Delta Z$ ), для регионов северного полушария.

Регион	$\Delta T_{\text{п}}, ^\circ\text{C}$	$\Delta Z, \%$
Арктическое побережье Аляски и Канады	0.5 – 1.0	30% - 50%
Центральная Канада	1.0 - 2.0	30 %- 50%
Восточное побережье Канады	0.5 - 1.5	10% - 20%
Север Скандинавии	1.0 - 2.0	10% - 20%
Западная Сибирь	1.5 - 2.0	15% - 25%
Якутия	1.5 - 2.0	25% - 50%
Чукотка и Дальний Восток	1.0 - 2.0	40% - 50%

Подрисуночные подписи к статье О.А. Анисимова и М.А. Белолуцкой  
ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ВЕЧНУЮ МЕРЗЛОТУ: ПРОГНОЗ И ОЦЕНКА  
НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ.

Рис. 1. Прогноз изменения положения южных границ островной и сплошной криолитозоны при изменении глобальной температуры на 0.75 °С, 1.50 °С, 2.25 °С и 3.00 °С.

Рис. 2. Месячные нормы температуры воздуха и осадков для шести репрезентативных участков криолитозоны.

Рис. 3. Расчет глубины протаивания вечной мерзлоты за 90 лет на шести репрезентативных участках при увеличении температуры воздуха на 0.1 °С/год. А – песчаный грунт, льдистость 20%, органический слой 10 см; Б – суглинок, льдистость 20%, органический слой 10 см; В – песчаный грунт, льдистость 35%, органический слой 10 см; Г – суглинок, льдистость 35%, органический слой 10 см.

Рис. 4. Расчет глубины протаивания вечной мерзлоты за 90 лет на шести репрезентативных участках при увеличении температуры воздуха на 0.1 °С/год. А – суглинок, льдистость 20%, органический слой 5 см; Б – суглинок, льдистость 20%, органический слой 20 см; В – суглинок, льдистость 35%, органический слой 5 см; Г – суглинок, льдистость 35%, органический слой 20 см.

Дубликаты формул к статье О.А. Анисимова и М.А. Белолуцкой  
 ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ВЕЧНУЮ МЕРЗЛОТУ: ПРОГНОЗ И ОЦЕНКА  
 НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ.

К стр. 4

$$F_{\text{п}} = \frac{\sqrt{\sum T_{\text{п}}^-}}{\sqrt{\sum T_{\text{п}}^-} + \sqrt{\sum T_{\text{п}}^+}} \quad (1)$$

$$A_{\text{п}} = A_{\text{в}} \exp\left(-z_{\text{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha_{\text{сн}} P}}\right) \quad (2)$$

К стр. 5

$$z_{\text{сн}} = \sin^2 \phi \frac{1}{k} \left\{ \sum_{i=1}^k \frac{r_i}{\rho_0} (k - (i - 1)) \right\} \quad (3)$$

$$\alpha_{\text{сн}} = \frac{\lambda_{\text{сн}}}{\rho_{\text{сн}} c_{\text{сн}}} \quad (4)$$

К стр. 6

$$Q(1-\alpha) - E_{\text{эф}}(T_{\text{д}}) - P_{\text{т}}(T_{\text{д}}) - B(T_{\text{д}}) - LE(T_{\text{д}}) = 0. \quad (5)$$

К стр. 6

$$E_{\text{эф}}(T_{\text{д}}) = E_{\text{эф}}^0(T_{\text{д}}) (1 - 0.79 n) + 4 \delta \sigma T^3 (T_{\text{д}} - T_{\text{в}}). \quad (6)$$

$$E_{\text{эф}}^0(T_{\text{д}}) = \delta \sigma T^4 (0.39 - 0.058 e^{1/2}), \quad (7)$$

К стр. 7

$$P_{\text{т}}(T_{\text{д}}) = \rho_{\text{в}} c_{\text{в}} \nu D_{\text{т}} (T_{\text{д}} - T_{\text{в}}). \quad (8)$$

$$B = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (9)$$

К стр. 8

$$E = E_0, \quad \text{если } w > w_k \quad (10)$$

$$E = E_0 w/w_k, \quad \text{если } w \leq w_k$$

$$E_0 = \rho_{\text{в}} \nu D_{\text{т}} (e_0 - e), \quad (11)$$

К стр. 8

$$e_o = 6,11 \exp \left( (17,57 T_d) / (241,9 + T_d) \right). \quad (12)$$

$$z_t \frac{dw}{dt} = R - E - f \quad (13)$$

$$f = R \frac{w}{w_k} \sqrt{m^2 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{E_o}{R} \right)^2 \right] + \left( 1 - \frac{E_o}{R} \right)^2} \quad \text{если } R > E_o \quad (14)$$

$$f = m R w/w_k, \quad \text{если } R \leq E_o$$

К стр. 9

$$\rho c \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \lambda \frac{dT}{dz} \right) \quad (15)$$

$$\frac{dz_j}{dt} = (-1)^{j+1} \frac{1}{wL} \left( \lambda_\tau \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j+0} - \lambda_m \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j-0} \right) \quad (16)$$





