

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСАДКИ ОТТАИВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В XXI ВЕКЕ

М.М. Аржанов, П.Ф. Демченко, А.В. Елисеев, И.И. Мохов

*Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН,
119017, Москва, Пыжевский пер., 3, Россия, arzhanov@ifaran.ru*

Предлагается методика расчета осадки оттаивания многолетнемерзлых грунтов с использованием модели, описывающей процессы тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности. Получены количественные оценки возможных механических изменений, вызванных деградацией приповерхностных многолетнемерзлых грунтов. Для заданного атмосферного воздействия, в соответствии со сценарием SRES A1B модели общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM, рассчитанная площадь распространения приповерхностных мерзлых грунтов может сократиться с 16,6 до 7,9 млн км² в конце XXI века. Глубины сезонного протаивания при этом увеличатся на 0,2–0,6 м. По модельным расчетам, наибольшие изменения, вызванные деградацией приповерхностных многолетнемерзлых грунтов, будут происходить во второй половине XXI века. В период 2020–2030 гг. вблизи южной границы вечной мерзлоты в Северном полушарии режим сезонного протаивания может смениться режимом сезонного промерзания. Характерные величины тепловой осадки составляют несколько десятков сантиметров, а максимальная величина осадки может достигать 0,9 м.

Осадки оттаивания, многолетнемерзлые породы, моделирование процессов теплообмена

MODELLING OF SUBSIDENCE OF PERENNIALY FROZEN SOIL DUE TO THAW FOR THE NORTHERN HEMISPHERE DURING THE 21st CENTURY

M.M. Arzhanov, P.F. Demchenko, A.V. Eliseev, I.I. Mokhov

Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky per., 3, Russia, arzhanov@ifaran.ru

A technique for assessing the subsidence of perennially frozen soil due to thaw is based on simulations with a model for thermal and hydrological processes in soil. Quantitative estimations of mechanic changes due to subsurface permafrost degradation are obtained. If atmospheric forcing is prescribed based on simulations with the the ECHAM5/MPI-OM general circulation model under the scenario SRES A1B, the modelled permafrost extent will decrease from 16.6 mln sq km by 7.9 mln sq km by the end of the 21st century. Active layer thickness may increase by 0.2–0.6 m. Most marked permafrost degradation is simulated for the last decades of the 21st century. However, subsurface permafrost can turn to relic form even in decade 2020–2030 in the regions near the contemporary permafrost southern boundary in the Northern Hemisphere. Typical values of vertical shifts of soil layers amount to several tens of centimetres and reach up to 0.9 m locally.

Thaw subsidence, permafrost, simulation of heat and moisture transfer

ВВЕДЕНИЕ

Современные климатические изменения над сушей высоких широт приводят к переформированию термического режима грунтов в регионах распространения многолетней мерзлоты и значительно влияют на стабильность геокриологических систем. По данным инструментальных наблюдений, отмечается общее повышение температур многолетнемерзлых грунтов в течение последних нескольких десятилетий в Субарктических регионах России [Израэль и др., 1999; Павлов, 2003], на северо-западе Канады [Smith et al., 2005] и на Аляске [Osterkamp, Romanovsky, 1999]. Данные многолетнего мониторинга динамики глубины сезонного протаивания грунтов на геокриологических стационарах показывают увеличение мощности деятельного слоя на отдельных площадках в Западной Сибири и на Аляске, приводящее к дегра-

дации приповерхностной мерзлоты [Jorgenson et al., 2001; Melnikov et al., 2004; Romanovsky et al., 2005].

С деградацией приповерхностных многолетнемерзлых грунтов связана активизация таких геокриологических процессов, как термокарст, солифлюкция, термоэрозия, криогенные оползни и другие с образованием преимущественно отрицательных форм рельефа. Следствием является формирование оврагов, полостей в подземном слое, озерных котловин, аласов и заболоченных территорий, приводящее к нарушениям ландшафтов. Процессы изменения геокриологических экосистем, вызванные динамикой глубин многолетнего протаивания, описаны в ряде работ [Jorgenson et al., 2001; Romanovsky et al., 2005]. В частности, на геокриологической станции Гакона (Gakona) на

Аляске глубина кровли многолетнемерзлых грунтов, по данным наблюдений за период 1989–2004 гг., увеличилась на 1,5 м (с 3,5 до 5,0 м) [Romanovsky et al., 2005]. В рамках проекта CALM (Циркумпольярного мониторинга деятельного слоя) измерения осадки поверхности грунта проводятся на отдельных площадках, что позволяет отслеживать величину понижения абсолютных высотных отметок кровли многолетней мерзлоты. На мониторинговой площадке в районе Воркуты среднее по площадке снижение кровли за период 1999–2006 гг. составило примерно 0,4 м [Мажитова, Каверин, 2007]. Одиннадцатилетний ряд наблюдений (1996–2006) на этой площадке показывает увеличение глубины сезонноталого слоя на 25 %.

Данные наблюдений по другим площадкам, расположенным на европейском севере России, также демонстрируют систематическое увеличение глубины слоя протаивания [Малкова, 2005] и изменение рельефа поверхности площадок [Мажитова, Каверин, 2007]. В работах [Брыксина и др., 2007; Thie, 1974] проводится анализ данных дистанционного зондирования, позволяющий изучать характер изменения геоморфологических свойств поверхности в регионах распространения вечной мерзлоты. Обработка аэрофотоснимков за период наблюдений длительностью около 20 лет [Thie, 1974] и спутниковых снимков высокого разрешения [Брыксина и др., 2007] выявляет существенные геоморфологические и ландшафтные изменения территории в зоне распространения прерывистой и островной многолетней мерзлоты.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В связи с ожидаемым потеплением климата практический интерес представляют оценки степени опасности развития фоновых геокриологических процессов, приводящих к нарушениям ландшафтов, оказывающих негативное воздействие на инженерные объекты инфраструктуры северных регионов. Одно из возможных последствий такого потепления и деградации приповерхностной мерзлоты в результате многолетнего увеличения мощности талого слоя – осадка поверхности грунта при оттаивании. Существует достаточно большое количество соотношений, определяющих зависимость осадки при оттаивании от физических свойств грунта, показателей влажности/льдистости, внешней нагрузки. Так, в работе [Цытович, 1973] осадка слоя грунта в условиях невозможности бокового расширения прямо пропорциональна полной глубине оттаивания. Коэффициент пропорциональности (коэффициент оттаивания) определяется экспериментально в зависимости от свойств грунта. В работе [Геотехни-

ческие вопросы..., 1983] приводится эмпирическая формула расчета осадки оттаивания в зависимости от мощности оттаявшего слоя и суммарной влажности грунта в мерзлом состоянии для различных типов грунтов. Более детальная методика расчета потенциальной осадки оттаивания многолетнемерзлых грунтов, основанная на расчете деформации уплотнения при заданной плотности грунта, влажности грунта после оттаивания и мощности оттаявшего слоя породы, предложена в работе [Трофимов и др., 1980]. Для каждого элементарного слоя грунта вычисляется модуль осадки мерзлого грунта при оттаивании в зависимости от плотности, влажности мерзлого слоя грунта, суммарной мощности шпиров льда, влажности грунта после оттаивания и мощности слоя. Потенциальная осадка элементарного слоя вычисляется как произведение модуля осадки на мощность слоя. Полная осадка рассчитывается путем суммирования величин потенциальной осадки всех элементарных слоев. В работе [Трофимов и др., 1980] получены значения потенциальной осадки при протаивании верхней 10-метровой части разреза многолетнемерзлых пород на севере Западной Сибири. Однако полученные оценки не учитывают влияния климатических изменений и не дают информации о динамике процесса оттаивания.

Следует отметить, что расчет осадок оттаивания многолетнемерзлых грунтов по простейшим физическим характеристикам с использованием эмпирических зависимостей является приближенным. В задачах, когда имеется большое количество разрезов, для которых детальное определение этих характеристик невозможно, и когда необходимо получить ориентировочные оценки величин возможных осадок оттаивания и выявить общие закономерности их глобального пространственного распределения, оправдано применение наиболее общих и простых методов.

В настоящей работе предложена методика расчета осадки поверхности многолетнемерзлых грунтов при оттаивании с использованием динамической модели тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности, позволяющая учитывать внутри- и межгодовые изменения профилей влажности/льдистости и температуры почвы, а также динамику глубин сезонного протаивания и промерзания и глубину кровли вечной мерзлоты [Аржанов и др., 2008].

Если в некоторой ячейке модельной сетки режим сезонного протаивания меняется на режим сезонного промерзания, можно рассчитать потенциальную осадку поверхности при многолетнем протаивании массива за счет уменьшения пористости под действием собственного веса пород. Такой подход позволяет исключить подвижки грунта в результате сезонных циклов промерзания–

протаивания верхнего слоя и рассматривать тепловые осадки, происходящие непосредственно при многолетней деградации толщ мерзлых грунтов.

Величина потенциальной осадки поверхности зависит от глубины талого слоя и влагосодержания почвы. В одномерном случае без учета вытесняемой влаги при уплотнении грунта и в предположении, что при температуре грунта ниже 0 °С вся почвенная влага находится в виде льда, она составляет

$$d = h(T, W)(1 - \rho_{ice}/\rho_w)W,$$

где $h(T, W)$ – глубина талого слоя, рассчитанная из условия Стефана; ρ_w, ρ_{ice} – плотность воды и льда соответственно; W – влагосодержание талого слоя почвы перед началом зимнего промерзания. Сходная зависимость для расчета потенциального пучения, обусловленного расширением замерзшей воды при сезонном промерзании почвы, использовалась в [Калужный и др., 2001]. Принципиальным отличием данной работы от других работ по исследованию процессов промерзания–протаивания грунтов, например [Трофимов и др., 1980; Гречищев, 1997; Калужный и др., 2001], является исследование отклика фоновых геокриологических процессов тепловой осадки на климатические изменения на временном интервале порядка десятилетий.

Входные среднемесячные поля атмосферного воздействия (приповерхностная температура воздуха, осадки, приходящая коротковолновая солнечная радиация, облачность и влажность воздуха) для схемы процессов тепло- и влагопереноса в грунте задавались в соответствии со сценарием SRES A1B [Climate Change, 2007] транзитивной модели общей циркуляции атмосферы и океана, разработанной в Институте метеорологии Макса Планка (Германия), ECHAM5/MPI-OM [Marshall et al., 2003; Roeckner et al., 2003] за период 2001–2100 гг. При расчетах входные среднемесячные значения интерполировались с суточным шагом по времени для почвенной схемы. Глубина расчетной области составляла 13 м.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ГЛУБИН ПРОТАИВАНИЯ–ПРОМЕРЗАНИЯ И ОСАДКИ ОТТАИВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

На рис. 1, а приведены моделируемые пространственные распределения средних значений глубин сезонного протаивания для периода 2001–2010 гг. при задании внешнего атмосферного воздействия для схемы процессов тепло- и влагопереноса в грунте по модели ECHAM5/MPI-OM. Рас-

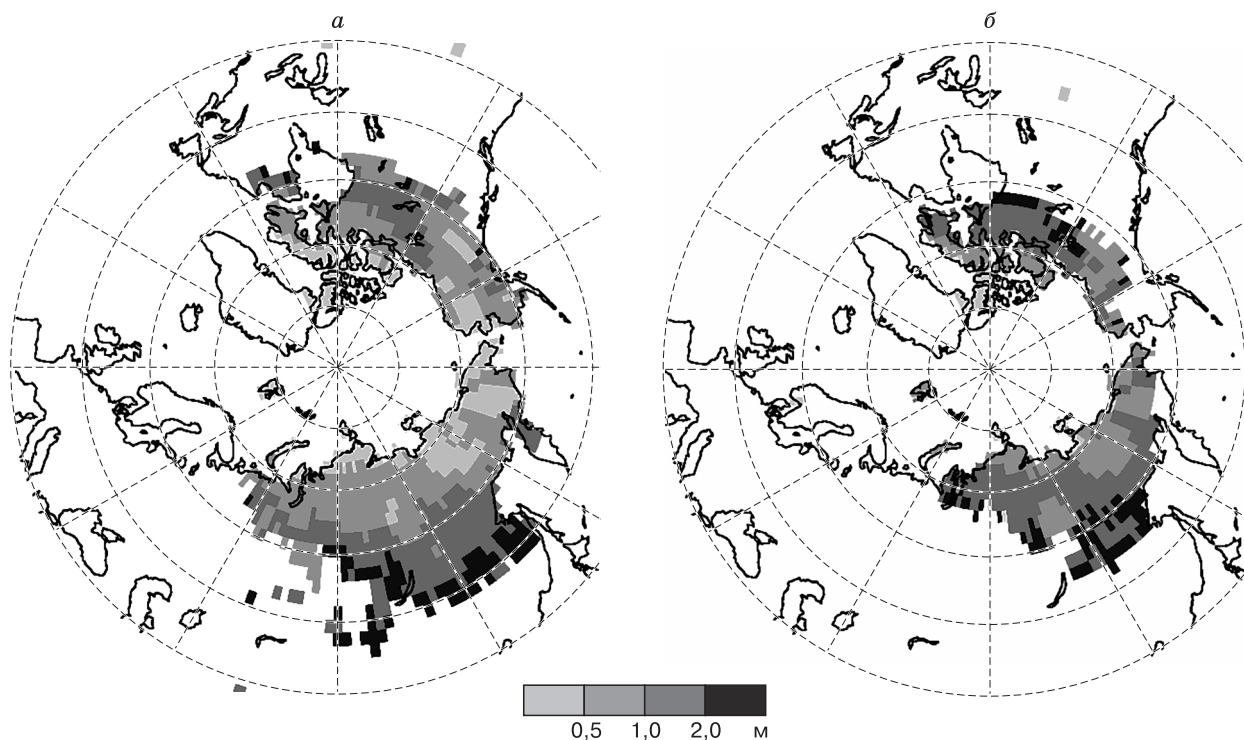


Рис. 1. Рассчитанные средние значения глубин сезонного протаивания при атмосферном воздействии, заданном по результатам численных экспериментов с моделью общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM при сценарии SRES A1B:

а – 2001–2010 гг.; б – 2091–2100 гг.

считанная площадь распространения приповерхностных многолетнемерзлых грунтов за этот период составляет $(16,6 \pm 2,3)$ млн км², что согласуется с данными наблюдений 10,7–22,8 млн км² [Zhang et al., 1999]. В целом модель реалистично воспроизводит наблюдаемое пространственное распределение глубин сезонного протаивания. Полученные средние оценки глубин сезонного протаивания на европейском севере России для начала XXI в. ($0,7 \pm 0,2$) м близки к наблюдаемым значениям: $(0,8 \pm 0,4)$ м (площадка САЛМ, Воркута) [Мажитова, Каверин, 2007] и $(1,0 \pm 0,4)$ м (стационар Марре-Сале) [Израэль и др., 2002]. В Центральной Якутии моделируемые глубины сезонного протаивания составляют $(1,3 \pm 0,3)$ м, наблюдаемые значения $(1,7 \pm 0,2)$ м [Константинов и др., 2006].

На рис. 1, б представлены пространственные распределения средних значений глубин сезонного протаивания для периода 2091–2100 гг. По модельным оценкам, к концу XXI в. по сценарию SRES A1B режим сезонного протаивания сохраняется в Центральной и Восточной Сибири и северных областях Канады. Площадь многолетней приповерхностной мерзлоты сокращается в отдельных регионах Восточной Сибири. Оценки площади, где к концу XXI в. по сценарию SRES A1B может сохраниться приповерхностная многолетняя мерзлота, составляют $(7,9 \pm 0,8)$ млн км². Моделируемое смещение южной границы распространения приповерхностной многолетней мерзлоты к северу произойдет примерно на 350–450 км к концу XXI в. В работе [Вечная мерзлота..., 2002] прогнозируемое смещение к северу границы сплошной криолитозоны для 2050 г. составляет 150–200 км.

Полученные результаты показывают увеличение глубин сезонного протаивания в Центральной Сибири и северных областях Канады к концу

XXI в. В Центральной Якутии тренд глубин сезонного протаивания за XXI в. составляет, по модельным оценкам, 0,015 м/год. По имеющимся данным инструментальных наблюдений на естественных ландшафтах стационаров Центральной Якутии выявлено медленное возрастание мощности сезонноталого слоя с трендом 0,01–0,02 м/год [Гаврильев, Угаров, 2009].

Полученные данные также позволяют выделить переходную область, в которой на протяжении XXI в. режим сезонного протаивания может смениться режимом сезонного промерзания.

На рис. 2 представлена моделируемая динамика глубины сезонного протаивания, сезонного промерзания и глубины кровли многолетнемерзлых грунтов в XXI в. для пунктов в Западной Сибири (69° с.ш., 66° в.д.) и на Аляске (64° с.ш., 154° з.д.). В отдельные годы периода 2020–2060 гг. модель позволяет диагностировать образование таликов, которые промерзают в течение последующего более холодного периода (так называемые перелетки). Многолетняя деградация мерзлоты в этих пунктах, по модельным оценкам для сценария SRES A1B, может начаться с середины XXI в. Это подтверждается данными инструментальных наблюдений, фиксирующих общее повышение температур мерзлых пород и увеличение мощности талого слоя вблизи южной границы мерзлоты на Аляске [Osterkamp, Romanovsky, 1999; Jorgenson et al., 2001; Romanovsky et al., 2005].

Скорость оттаивания мерзлоты для Западной Сибири, по модельным оценкам, составляет 0,05 м/год. Аналогичные прогнозные оценки скорости деградации многолетней мерзлоты на севере Западной Сибири в предположении о том, что тренды современных изменений термического состояния верхних горизонтов криолитозоны сохра-

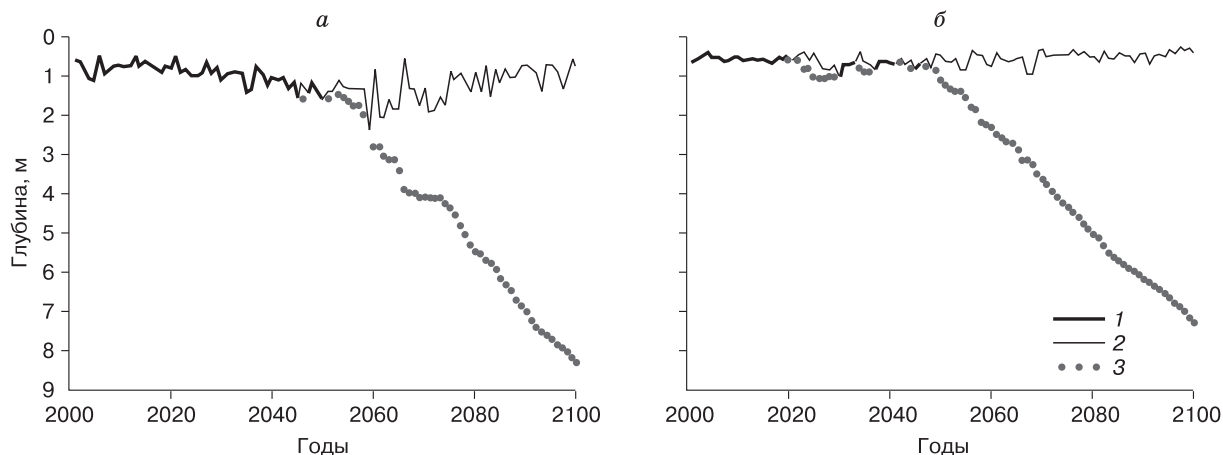


Рис. 2. Рассчитанные глубины сезонного протаивания (1), сезонного промерзания (2), глубины кровли многолетнемерзлых грунтов (3) при атмосферном воздействии, заданном по результатам численных экспериментов с моделью общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM при сценарии SRES A1B:

а – Западная Сибирь (69° с.ш., 66° в.д.); б – Аляска (64° с.ш., 154° з.д.).

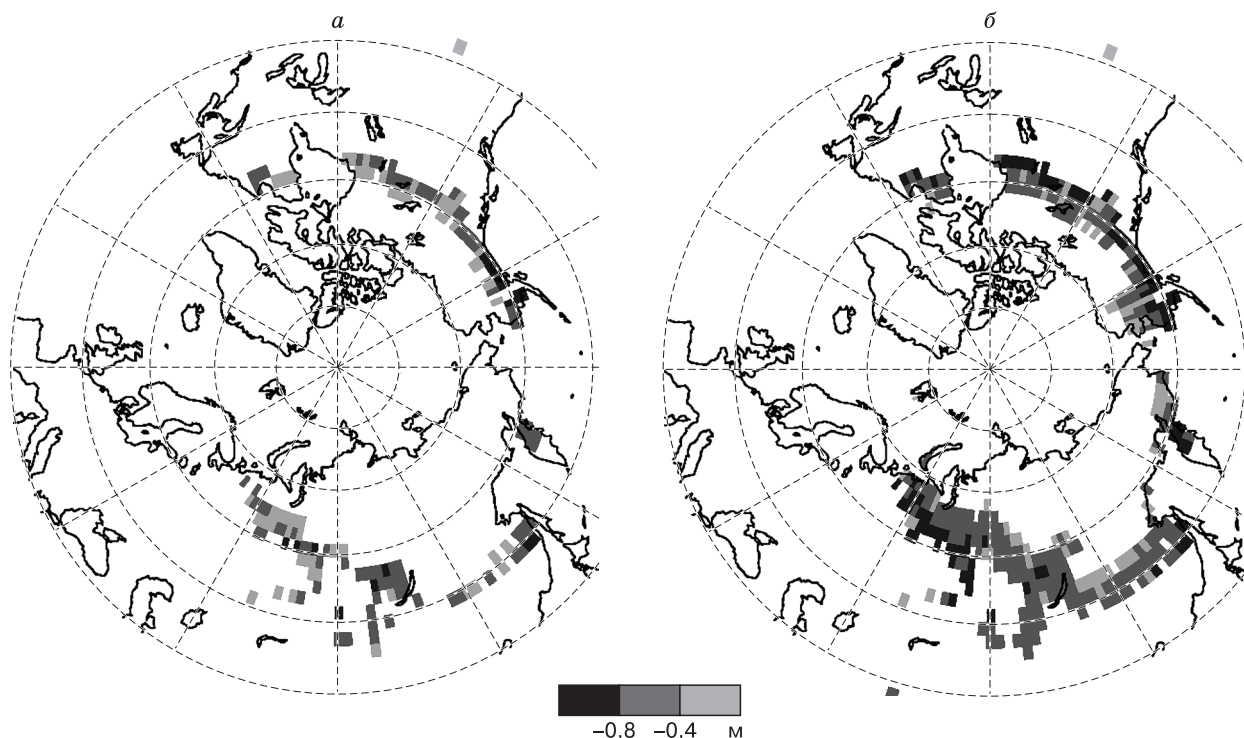


Рис. 3. Модельная осадка оттаивания многолетнемерзлых грунтов для середины (а) и конца (б) XXI в. относительно периода 2001–2010 гг. при атмосферном воздействии, заданном по результатам численных экспериментов с моделью общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM при сценарии SRES A1B.

няются в течение последующих нескольких десятилетий, в работе [Вечная мерзлота..., 2002] составляют 0,05–0,14 м/год в зависимости от типа грунта. По данным наблюдений на стационарах Западной Сибири, за последние 30 лет увеличение глубины таликов составляет 0,03–0,60 м/год, наибольший рост глубины отдельных таликов порядка 0,8 м/год [Oberman, 2008]. Для Канады моделируемая скорость деградации многолетней приповерхностной мерзлоты за XXI в. равна 0,05 м/год. Оценки, полученные в [Zhang et al., 2008] с использованием модели тепло- и влагопереноса [Zhang et al., 2003] при заданном по современным климатическим моделям атмосферном воздействии, для XXI в. составляют 0,01–0,06 м/год.

Полученные результаты позволяют оценить величину потенциальной осадки оттаивания многолетнемерзлых грунтов для области смены режима сезонного протаивания–промерзания. На рис. 3 приведены данные расчета осадки оттаивания мерзлых грунтов для середины и конца XXI в. относительно периода 2001–2010 гг. При уменьшении глубин сезонного промерзания в переходной области в конце XXI в., осадка пропорциональна величине оттаявшего слоя.

Моделируемая межгодовая изменчивость глубин сезонного промерзания превышает межгодовую изменчивость глубины кровли многолетне-

мерзлых грунтов. Характерная величина моделируемой осадки грунта составляет несколько десятков сантиметров. Наименьшие значения осадки оттаивания (около 0,1–0,3 м) получены для северных областей Канады, Восточной Сибири, Северного Китая и Монголии. К концу XXI в. в отдельных регионах Западной Сибири и на Аляске максимальные значения осадки увеличиваются до 0,8–0,9 м.

ВЫВОДЫ

С использованием модели, описывающей процессы тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности, проведены расчеты изменения характеристик криолитозоны Северного полушария в XXI в. при задании внешнего атмосферного воздействия в соответствии со сценарием SRES A1B модели общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM.

Согласно полученным оценкам, площадь приповерхностных многолетнемерзлых грунтов, где сохранится режим сезонного протаивания, может сократиться от современного значения 16,6 до 7,9 млн км² к концу XXI в. При этом значения глубин сезонного протаивания могут увеличиться в среднем на 0,2–0,6 м. При выбранном сценарии приповерхностная мерзлота сохранится в регионах Центральной Сибири и северных областях Канады.

Проведенные расчеты позволяют выделить переходную область криолитозоны, где может произойти смена режима сезонного протаивания сезонным промерзанием. Деградация приповерхностных мерзлых грунтов в этой области может сопровождаться осадкой при оттаивании порового льда. Характерные величины осадки составляют несколько десятков сантиметров, а максимальная величина осадки, по модельным оценкам, равна 0,9 м.

Работа выполнена при поддержке программ Министерства образования и науки РФ, РФФИ и гранта Президента РФ (НШ-755.2008.5).

Литература

- Аржанов М.М., Елисеев А.В., Демченко П.Ф. и др. Моделирование термического и гидрологического режима водосборов сибирских рек в условиях вечной мерзлоты с использованием данных реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2008, т. 44, № 1, с. 86–93.
- Брыксина Н.А., Евтюшкин А.В., Полищук Ю.М. Изучение динамики изменений термокарстовых форм рельефа с использованием космических снимков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Сб. науч. статей, 2007, вып. 4, т. II, с. 123–128.
- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов / Под ред. Е.С. Мельникова, С.Е. Гречищева. М., ГЕОС, 2002, 402 с.
- Гаврильев П.П., Угаров И.С. Реакция пород ледового комплекса Центральной Якутии на потепление климата // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 1, с. 24–30.
- Геотехнические вопросы освоения севера / Под ред. О. Андерсленда, Д. Андерсона; Пер. с англ. Г.П. Нуждиной; Ред. пер. С.Е. Гречищев. М., Недра, 1983, 550 с.
- Гречищев С.Е. Прогноз оттаивания и распределения вечной мерзлоты и изменения криогенного растрескивания грунтов на территории России при потеплении климата // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 1, с. 59–65.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Анализ современных и ожидаемых в будущем изменений климата и криолитозоны в холодных регионах России // Метеорология и гидрология, 1999, № 3, с. 18–27.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология, 2002, № 1, с. 22–34.
- Каложный И.Л., Лавров С.А., Штыков В.И. О влиянии промерзания почвы на ее плотность // Метеорология и гидрология, 2001, № 3, с. 91–102.
- Константинов П.Я., Аргунов Р.Н., Герасимов Е.Ю., Угаров И.С. О связи глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 15–22.
- Мажитова Г.Г., Каверин Д.А. Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркулярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 4, с. 20–30.
- Малкова Г.В. Воздействие климатических изменений на сезонное протаивание (по результатам мониторинга на площадке CALM “Болванский”) // Приоритетные направления в изучении криосферы Земли: Тез. Междунар. конф. Пушино, 2005, с. 122–123.
- Павлов А.В. Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. геогр., 2003, № 6, с. 39–50.
- Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, 246 с.
- Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М., Высш. шк., 1973, 447 с.
- Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Ed. by S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. Cambridge; N.Y., Cambridge Univ. Press, 2007, 996 p.
- Jorgenson M.T., Racine C.H., Walters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska // Climatic Change, 2001, vol. 48, No. 4, p. 551–571.
- Marsland S.J., Haak H., Jungclaus J.H. et al. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates // Ocean Modelling, 2003, vol. 5, p. 91–127.
- Melnikov E.S., Leibman M.O., Moskalenko N.G., Vasilev A.A. Active-layer monitoring in the cryolithozone of West Siberia // Polar Geography, 2004, vol. 5, No. 4, p. 267–285.
- Oberman N.G. Contemporary permafrost degradation of northern European Russia // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (June 29–July 3, 2008), Fairbanks, Univ. of Alaska, 2008, vol. 2, p. 1305–1310.
- Osterkamp T.E., Romanovsky V.E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska // Permafrost and Peregial Processes, 1999, vol. 10, p. 17–37.
- Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L. et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Hamburg, Max Planck Inst. Meteorol., 2003, Rep. 349, 140 p.
- Romanovsky V., Yoshikawa K., Sergueev D., Shur Y. Permafrost Observatory near Gakona, Alaska. Local-Scale Features in Permafrost Distribution and Temperatures // Eos Trans. AGU, 2005, Fall Meet. Suppl. 86, p. C23B-06.
- Smith S.L., Burgess M.M., Riseborough D., Nixon F.M. Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring networks sites // Permafrost and Peregial Processes, 2005, vol. 16, p. 19–30.
- Thie J. Distribution and thawing of permafrost in the southern part of the discontinuous permafrost zone in Manitoba // Arctic, 1974, vol. 27, p. 189–200.
- Zhang T., Barry R.G., Knowles K. et al. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern hemisphere // Polar Geography, 1999, vol. 23, No. 2, p. 132–154.
- Zhang Y., Chen W., Cihlar J. A process-based model for quantifying the impact of climate change on permafrost thermal regimes // J. Geophys. Res., 2003, vol. 108, 4695, doi: 10.1029/2002JD003354.
- Zhang Y., Chen W., Riseborough D.W. Disequilibrium response of permafrost thaw to climate warming in Canada over 1850–2100 // Geophys. Res. Lett., 2008, vol. 35, L02502, doi: 10.1029/2007GL032117.

Поступила в редакцию
2 февраля 2009 г.