

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ

УДК 551.579.2; 551.578.46

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-4(26-35)

**ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА МНОГОЛЕТНЮЮ ДИНАМИКУ
СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ В МОСКОВСКОМ РЕГИОНЕ:
РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ И НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ ПРОГНОЗА
НА ВТОРУЮ ПОЛОВИНУ XXI ВЕКА****С.П. Поздняков, С.О. Гриневский, Е.А. Дедюлина***Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, кафедра гидрогеологии,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; sppo@d@mail.ru*

Выполнен количественный анализ прогнозной динамики глубины сезонномерзлого слоя в XXI в. с использованием климатических проекций по пяти моделям общей циркуляции атмосферы и океана из ансамбля моделей CMIP5 на основе моделирования динамики снежного покрова на поверхности земли и вертикального тепло- и гидрофизического переноса в подстилающей зоне аэрации. Исходные тепло- и гидрофизические параметры для моделирования получены по данным площадок наблюдений на территории Звенигородской биостанции МГУ. Эпигнозные расчеты глубины промерзания в период 1945–2015 гг. показывают тренд ее уменьшения с 40-х до начала 90-х гг. с последующей стабилизацией в конце XX–начале XXI в. Для прогноза глубины сезонного промерзания во второй половине XXI в. для каждой циркуляционной модели было сгенерировано по три стационарных метеорологического суточного разрешения продолжительностью 100 лет каждый для периодов 2020–2040, 2040–2060 и 2060–2080 гг. с использованием сценария эмиссии парниковых газов RCP8.5. Эти ряды приняты в качестве граничных условий на поверхности земли для моделирования прогнозной внутрigoдовой динамики мощности снежного покрова и тепло- и гидрофизического переноса в зоне аэрации. Все используемые модели дают уменьшение мощности сезонномерзлого слоя, уменьшение на месяц и более к 2060–2080 гг. длины периода, в течение которого происходит промерзание пород зоны аэрации за счет более раннего наступления устойчивых положительных температур весной. Тем не менее различия в результатах моделирования тепло- и гидрофизического переноса для пяти климатических проекций все еще велики и не позволяют делать достоверные прогнозы многолетней динамики глубины промерзания на вторую половину XXI в.

Глубина промерзания, моделирование, тепло- и гидрофизический перенос, зона аэрации, сезонномерзлый слой, изменения климата, тепловой режим горных пород

**IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON MULTI-YEAR DYNAMICS OF SEASONAL FREEZING
IN MOSCOW REGION: RETROSPECTIVE ANALYSIS AND UNCERTAINTIES
IN FORECASTING FOR THE SECOND HALF OF THE 21st CENTURY****S.P. Pozdnyakov, S.O. Grinevskiy, E.A. Dediulina***Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Hydrogeology,
1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; sppo@d@mail.ru*

A quantitative analysis of the forecast dynamics of seasonal freezing depth in the 21st century has been carried out using climate projections obtained by 5 models of the Atmosphere-Ocean General Circulation Model from the CMIP5 model ensemble. This analysis is based on the simulation of snow cover dynamics on the surface and coupled vertical heat transfer and unsaturated water flow in the topsoil and the underlying zone. The thermophysical and hydrophysical input parameters were obtained from the inverting of the temperature data at observation sites on the territory of the Moscow State University Zvenigorod Biological Station. The epignostic simulations of freezing depth during the period of 1945–2015 have shown a decreasing trend for a period starting from 1940s through the early 1990s, with its subsequent stabilization in the late 20th and early 21st century. Predictions of seasonal freezing depth for the second half of the 21st century involved generation of three stationary meteorological time series of diurnal resolution (each spanning one hundred years for the periods of 2020–2040, 2040–2060 and 2060–2080) for all of the circulation models utilizing the RCP8.5 greenhouse gas emission scenario. These series were used as boundary conditions in modeling of intra-annual dynamics of the snow cover depth at earth's surface, and heat and moisture transfer dynamics in the underlying subsurface zone. The simulation results analysis revealed reduction of the thickness of the seasonally frozen layer and reduction by at least a month (by the 2060s and 2080s of the 21st century) of soil freezing duration due to the earlier onset of steady air temperatures above zero degrees Celsius in spring. Given those results of the heat transfer and water flow simulations for five different climate projections still differ significantly one from other, they do not allow to provide any reliable predictions of the long-term dynamics of seasonal freezing depth in the second half of the 21st century.

Depth of freezing, modeling, heat transfer, unsaturated zone, seasonally frozen layer, climate change, the thermal regime of soil

ВВЕДЕНИЕ

Проблема влияния наблюдаемых и прогнозируемых климатических изменений на тепловой баланс поверхности земли и теплообмен горных пород с атмосферой в последние десятилетия интенсивно исследовалась в ряде работ. Наиболее часто предметом анализа изменения теплового режима приповерхностных горных пород оказывались территории, расположенные в области развития многолетней мерзлоты, в связи с проблемами ее деградации и увеличения мощности сезонного слоя (СТС). Примеры таких исследований приведены в работах [Анисимов, 2009; Павлов и др., 2010; Аржанов и др., 2013; Koven et al., 2013]. Менее изучена проблема наблюдаемой и прогнозной изменчивости мощности сезонномерзлого слоя (СМС). В [Шерстоков, 2008] проведен анализ динамики температур по данным ряда метеостанций России за последние 40 лет и показано, что многолетние изменения температур на глубинах 80–320 см на европейской части России вне зоны многолетнемерзлых пород хорошо коррелируют с изменениями температуры воздуха, т. е. происходит повышение температуры верхней части разреза. В [Каложный, Лавров, 2016] на основе анализа фактических данных и моделирования тепловлагопереноса в промерзающих и оттаивающих породах показаны тренды уменьшения глубины сезонного промерзания горных пород в бассейне р. Волги начиная с середины 1980-х гг.

Прогноз изменения теплового режима горных пород в XXI в. тесно связан с прогнозами изменчивости температур воздуха и осадков, получаемых при помощи глобальных и региональных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). В работе [Анисимов, Кокорев, 2017] делается вывод о том, что сегодня достаточно достоверного прогноза выполнить невозможно из-за существенной неопределенности результатов различных МОЦАО, диапазон этой неопределенности будет уменьшаться по мере совершенствования климатических моделей и повышения их точности. Несмотря на то что существующие МОЦАО нередко подвергаются обоснованной критике, например с позиций описания радиационного блока [Федоров, 2019], именно они позволяют сообществам климатологов, пользуясь сценарным подходом, генерировать проекции климата на середину и конец XXI в. и применять их в дальнейшем для анализа возможных изменений водных ресурсов, урожайности и пр.

Следует отметить, что с позиций теплового режима эта неопределенность связана с неопределенностью как прогнозных температур воздуха, так и количества осадков. Влияние температур в целом понятно: чем выше зимние температуры, тем меньше глубина СМС. При этом, согласно

МОЦАО для европейской части России, прогнозируется рост среднегодовых температур в XXI в., а величина этого возрастания зависит от сценария эмиссии парниковых газов. Ситуация с осадками сложнее, так как их прогнозное изменение различается для разных моделей и, кроме того, влияние изменения осадков на СМС не так очевидно. Тем не менее увеличение осадков должно приводить к уменьшению глубины СМС как за счет возможного увеличения влажности пород, так и за счет теплового сопротивления снежного покрова. Ожидаемое уменьшение средней мощности покрова за счет повышения зимних температур будет компенсироваться дополнительными осадками в тех МОЦАО, которые прогнозируют выпадение их больших объемов в холодный период года. Уменьшение количества осадков, особенно в холодный период, должно сдерживать сокращение глубин СМС за счет уменьшения увлажнения пород и теплового сопротивления снежного покрова. Однако анализ совместного влияния изменений температур и осадков на прогнозную динамику глубины СМС может быть выполнен только с использованием динамических моделей, совместно описывающих изменение мощности снежного покрова и тепловлагоперенос в горных породах.

Целью настоящей работы является количественный анализ динамики прогнозной мощности СМС в XXI в. с использованием климатических проекций по МОЦАО последнего поколения из ансамбля моделей CMIP5 [Semenov, Stratonovitch, 2015] на основе моделирования динамики снежного покрова на поверхности земли и вертикального тепловлагопереноса в подстилающей зоне аэрации. Методология исследований сводится к следующему:

1. Обоснование и верификация параметров расчетной модели тепловлагопереноса по данным речимных наблюдений за температурой горных пород.
2. Эпигнозное моделирование динамики СМС во второй половине XX и начале XXI в. по данным о фактически наблюдаемых температурах и осадках.
3. Генерация прогнозных метеорядов для выбранных в рамках CMIP5 пяти МОЦАО.
4. Прогнозное моделирование динамики СМС с использованием сгенерированных рядов и сравнительный анализ результатов для различных МОЦАО.

В отличие от большинства указанных выше работ, в данном исследовании рассматривается моделирование процессов тепловлагопереноса на одномерной, “ландшафтной” модели, так как основная задача состоит в выявлении различий в отклике теплового режима пород на климатические проекции, генерируемые разными МОЦАО.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ МОЩНОСТИ СЕЗОННОМЕРЗЛОГО СЛОЯ

Для моделирования динамики мощности СМС с учетом отепляющего влияния снежного покрова используется модель Surfbal [Гринецкий, Поздняков, 2017; Поздняков и др., 2019], состоящая из трех связанных блоков расчета (субмоделей): трансформации осадков на поверхности в течение года, потенциальной эвапотранспирации и тепло-влажнопереноса в зоне аэрации. В модели Surfbal в качестве входной метеорологической информации используются многолетние суточные ряды эквивалентного слоя осадков, относительной влажности, минимальных и максимальных температур воздуха, скорости ветра и солнечной радиации, измеренной или восстановленной по минимальной и максимальной температурам.

В субмодель трансформации осадков для расчета накопления, консолидации и таяния снега в Surfbal включена модель динамики снежного покрова А.Н. Гельфана и Ю.Г. Мотовилова, хорошо зарекомендовавшая себя при моделировании этих процессов в масштабе водосбора для центральной части европейской территории России [Гельфан, Морейдо, 2014]. В этой модели рассчитывается динамика накопления и расходования снега в точке с учетом основных факторов, формирующих глубину снежного покрова и его плотность. К этим факторам относятся: накопление снежного покрова за счет осадков, его расходование за счет таяния и испарения, самоуплотнение снежного покрова за счет увеличения текущей средней плотности по сравнению с плотностью свежеснежавшего снега. Горизонтальный ветровой перенос снега в этой модели не учитывается, а талая вода расходуется на поверхностный сток и впитывание в почву. Модель Гельфана–Мотовилова позволяет рассчитывать динамику водного эквивалента, глубины и средней плотности снежного покрова в точке и использует те же входные метеоданные суточного разрешения, что и Surfbal: суточные суммы осадков, максимальные и минимальные температуры воздуха.

Для расчета динамики температур пород в программе Surfbal используется одномерное вертикальное уравнение теплопереноса с учетом фазовых переходов, непрерывных во всем интервале отрицательных температур:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} - L_i \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial q_T}{\partial z},$$

$$q_T = -\lambda_{ef}(T, \theta_w, \theta_i) \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T v_z, \quad (1)$$

$C_s = (1 - \theta_{\max}) C_r + \theta_w C_w + \theta_i C_i + (\theta_{\max} - \theta_w - \theta_i) C_{air}$,
где T – температура; θ_i – объемное содержание льда; θ_w – объемное содержание воды; θ_{\max} – пористость;

L_i – удельная теплота плавления льда; C_s – аддитивная объемная теплопроводность породы, складывающаяся из произведений объемных теплоемкостей фаз C (с соответствующими нижними индексами: r – твердой фазы породы, w – воды, i – льда, air – воздуха) на объемное содержание каждой фазы; λ_{ef} – эффективная теплопроводность породы, учитывающая текущее содержание воды θ_w и льда θ_i при данной температуре T ; q_T – вертикальный тепловой поток; t – время; z – вертикальная координата; v_z – вертикальная скорость влагопереноса, вычисляемая путем решения сопряженного с (1) уравнения влагопереноса в ненасыщенной пористой среде.

Для моделирования непрерывных во всем интервале отрицательных температур фазовых переходов при помощи уравнения (1) вслед за авторами [Dall'Amico et al., 2011] в субмодели тепло-влажнопереноса используется обобщенное на отрицательные температуры уравнение состояния Ван Генухтена, связывающее содержание подвижной воды θ в породе с высотой всасывания $h(\theta)$:

$$h(\theta) = -\alpha^{-1} (S^m - 1)^{1/n}, \quad S = \frac{\theta - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}}, \quad (2)$$

где α , m , n – эмпирические параметры Ван Генухтена, подбираемые путем минимизации отклонений, рассчитанных по зависимости (2) высот всасывания от их измеренных экспериментальных значений при известной влажности.

При этом при отрицательных температурах высота всасывания $h_T(\theta_w, T)$ зависит как от содержания незамерзшей воды θ_w , так и от температуры:

$$h_T(\theta_w, T) = \begin{cases} h(\theta), & T > T^*, \\ h(\theta) + a_T (T - T^*), & T \leq T^*, \end{cases} \quad (3)$$

$$T^* = -a_T^{-1} h(\theta), \quad a_T = \frac{g T_0^a}{L_i},$$

где T^* – температура начала замерзания воды при данной влажности; $T_0^a = 273.16$ °С; $h(\theta)$ – высота всасывания, вычисляемая по уравнению Ван Генухтена (2); нижний индекс T в выражении для высоты всасывания $h_T(\theta_w, T)$ незамерзшей воды при отрицательных температурах показывает, что эта высота зависит от температуры.

Выражение для насыщенности пор подвижной водой при наличии льда S определяется как

$$S[h_T(\theta_w, T)] = \frac{\theta_w - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - (\theta_i + \theta_{\min})}, \quad (4)$$

где θ_{\max} – максимальное объемное влагосодержание; θ_{\min} – доля связанной воды, которая не передвигается под действием градиентов сил тяжести и всасывающего давления.

Таким образом, объемное содержание льда при данной отрицательной температуре определяется как разность общего влагосодержания при положительной температуре и содержания незамерзшей воды при отрицательной температуре:

$$\theta_i = (S(h) - S(h_T)) \frac{\theta_{\max} - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min} + (S(h) - S(h_T))}. \quad (5)$$

Использование уравнений (1)–(5) без уравнения влагопереноса позволяет рассчитывать термический режим для случая, когда общее влагосодержание в каждой точке расчетного профиля не меняется, а происходят только фазовые переходы,

т. е. $d\theta_i = -\frac{\rho_w}{\rho_i} d\theta_w$. В случае если уравнение (1)

сопряжено с уравнением влагопереноса, то при их совместном решении рассматривается переменное во времени общее влагосодержание $\theta = \theta_w + \theta_i$ в каждой расчетной точке профиля.

В уравнении (1) коэффициент теплопроводности породы зависит от теплопроводности скелета, содержания и фазового состава воды. Для параметризации этой зависимости в программе Surfbal применен алгоритм Коте и Конрада [Côté, Konrad, 2005] для расчета коэффициента теплопроводности при данном насыщении пор подвижной водой. Использована нелинейная интерполяция между значениями теплопроводности в полностью водонасыщенном (λ_{sat}) при известном объемном содержании льда и сухом (λ_{dry}) состояниях во всем диапазоне положительных и отрицательных температур:

$$\bar{\lambda}(S) = \frac{\lambda(S) - \lambda_{\text{dry}}}{\lambda_{\text{sat}} - \lambda_{\text{dry}}} = \frac{\kappa S}{1 + (\kappa - 1)S},$$

где κ – эмпирический параметр, зависящий от литологического состава пород и состояния породы (мерзлое, талое).

Для моделирования распространения температурных волн с поверхности в зону аэрации необходимо знать температуру подстилающей поверхности: почвы, покрытой растительным покровом в летний период, и поверхности снега в зимний период. В то же время в качестве входной информации в программе Surfbal используются доступные данные о температуре приземного воздуха на метеорологической высоте измерений. Для перехода от температур воздуха (T_{air}) к температуре подстилающей поверхности (T_{soil}) в текущей версии программы Surfbal используется граничное условие III рода [Поздняков и др., 2019] в виде

$$\frac{T_{\text{air}} + \Delta T(t) - T_{\text{soil}}(0)}{R_{\text{air}} + R_{\text{surf}}} = -\lambda_{\text{ef}}(T_{\text{soil}}) \left. \frac{\partial T_{\text{soil}}}{\partial z} \right|_{z=0}, \quad (6)$$

где $\Delta T(t)$ – характерный перепад температур воздуха и подстилающей поверхности за счет радиацион-

ного разогрева летом и остывания зимой – заданная функция с годовым периодом. Его параметризация более подробно описана в [Поздняков и др., 2019].

Знаменатель в левой части граничного условия (6) представляет собой сумму теплового сопротивления подстилающей поверхности (R_{surf}) и воздуха (R_{air}), которая характеризует интенсивность теплообмена между подстилающей поверхностью и метеорологической высотой. В программе Surfbal используется следующая параметризация этих сопротивлений. В зимний период R_{surf} определяется как

$$R_{\text{surf}} = \int_0^H \lambda_{\text{sn}}^{-1}(z) dz + R_0,$$

где H – текущая глубина снежного покрова, имеющего коэффициент теплопроводности λ_{sn} . В теплый период года при отсутствии снега R_{surf} – тепловое сопротивление лесной (полевой) подстилки R_0 , если она существует.

Аэродинамическое сопротивление R_{air} определяется как

$$R_{\text{air}} = \left(\frac{C_{\text{air}}}{r_a} + 4\sigma\epsilon_s (T_{\text{air}} + T_0^a)^3 \right)^{-1},$$

где σ – постоянная Стефана–Больцмана; ϵ_s – коэффициент эмиссии подстилающей поверхности, причем для поверхности снега и увлажненной почвы величина ϵ_s может быть принята равной единице; r_a – аэродинамическое сопротивление [с/м], зависящее от скорости ветра и двух референтных высот (высоты растительности и метеорологической высоты [Allen et al., 1998]) и рассчитываемое в субмодели эвапотранспирации программы Surfbal.

Уравнение (6) применяется в качестве граничного условия на поверхности в теплый и холодный периоды года при отсутствии снеготаяния. В период снеготаяния предполагается, что температура на подстилающей поверхности, т. е. поверхности снега, известна и равна нулю, а все тепло, поступающее на эту поверхность, тратится на снеготаяние. Поэтому в данный период в качестве граничного условия используется уравнение (5) при $T_{\text{air}} + \Delta T = 0$ и $R_{\text{air}} = 0$.

ЭПИГНОЗНОЕ И РЕТРОСПЕКТИВНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для моделирования теплового режима использовались данные по площадкам наблюдений за тепловлагопереносом в породах зоны аэрации на территории Звенигородской биостанции МГУ [Гриневский и др., 2011]. На этой территории оборудованы две площадки, одна из которых расположена в поле, а другая – в лесу. На них начиная с 2009 г. ведется мониторинг температур пород зоны аэрации автоматическими термодатчиками, установленными на глубинах 0.25, 0.5, 0.8 и 1.5 м

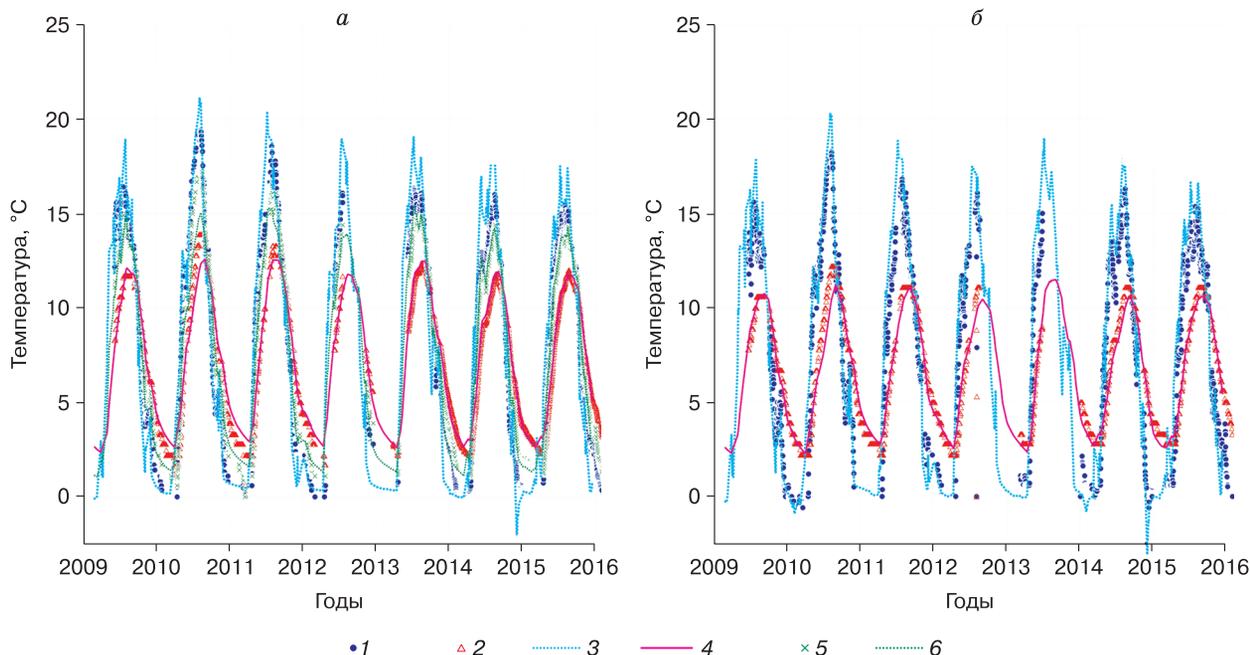


Рис. 1. Сравнение наблюдаемых и модельных температур на полевой (а) и лесной площадках (б).

1 – замеры на глубине 0.25 м; 2 – замеры на глубине 1.5 м; 3 – модельная температура на глубине 0.25 м; 4 – модельная температура на глубине 1.5 м; 5 – замеры на глубине 0.8 м; 6 – модельная температура на глубине 0.8 м.

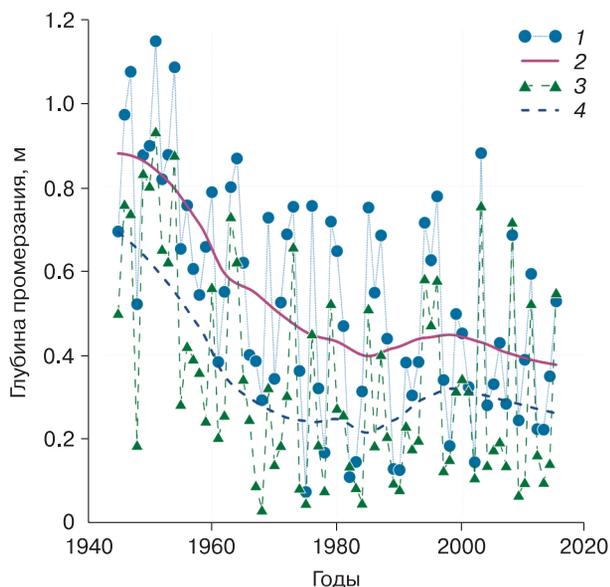


Рис. 2. Результаты ретроспективного моделирования динамики сезонного промерзания для полевой площадки.

1 – модельное максимальное промерзание при связи теплопроводности и плотности снега по зависимости Н.И. Осокина; 2, 4 – сглаживание соответствующих результатов при помощи локальных полиномов.

от поверхности земли. Поверхность площадок представляет собой естественную растительность на первой надпойменной террасе р. Москвы. В литологическом отношении породы зоны аэрации полевой площадки представлены суглинистыми, а лесной – супесчаными отложениями. Гидрофизические характеристики пород изучены в лаборатории с использованием образцов ненарушенного строения, а теплофизические характеристики при помощи экспериментальных определений в шурфе – измерителем теплопроводности МИТ-1. Для этих площадок с помощью описанной выше модели моделировались тепло- и влагоперенос в зоне аэрации в течение эпигнозного периода 2009–2016 гг. На рис. 1 приведено сравнение результатов эпигнозного моделирования и данных наблюдений, которые более подробно рассмотрены в [Поздняков и др., 2019].

При моделировании теплопереноса суточные данные о глубине и плотности снега, полученные в субмодели трансформации осадков, конвертировались в тепловое сопротивление снежного покрова с помощью зависимости теплопроводности λ_{sn} от плотности снега ρ_{sn} М. Стурма [Sturm et al., 1997]:

$$\lambda_{\text{sn}} = \begin{cases} 2.3 \cdot 10^{-2} + 2.34 \cdot 10^{-4} \rho_{\text{sn}}, & \rho_{\text{sn}} \leq 156 \text{ кг/м}^3, \\ 0.138 - 1.01 \cdot 10^{-3} \rho_{\text{sn}} + 3.233 \cdot 10^{-6} \rho_{\text{sn}}^2, & \rho_{\text{sn}} > 156 \text{ кг/м}^3. \end{cases}$$

Для дальнейших исследований был выбран разрез полевой площадки, для которого проведено ретроспективное моделирование теплового переноса во второй половине XX и начале XXI в. с использованием данных наблюдений о динамике температур воздуха и осадков. Поскольку данные метеонаблюдений на Звенигородском полигоне ограничены сравнительно коротким рядом, в качестве входных метеоданных использовался ряд наблюдений на ближайшей метеостанции г. Можайск. Выбор этой метеостанции обусловлен высокой корреляцией максимальных и минимальных суточных температур воздуха и месячных сумм осадков с данными Звенигородской метеостанции. По станции Можайск подготовлен ряд метеонаблюдений суточного разрешения за 1945–2015 гг., который выбран в качестве граничного условия на поверхности земли, а водно- и теплофизические характеристики разреза принимались по опытным данным и калибровке модели для Звенигородской полевой площадки. На рис. 2 приведены результаты расчета ежегодной максимальной глубины проникновения нулевой изотермы, т. е. максимальной глубины промерзания. В работе [Поздняков и др., 2019] показано, что глубина проникновения нулевой изотермы и расчетная динамика этой глубины в течение зимнего периода в исследуемом регионе весьма чувствительны к выбору модели связи теплопроводности снега с его плотностью. Поэтому приведенные на рис. 2 расчеты выполнены для двух таких моделей связи. Первая модель – упомянутая выше зависимость М. Струма, а вторая модель – зависимость Н.И. Осокина с соавт. [Осокин и др., 2013], полученная путем обобщения наиболее известных эмпирических связей теплопроводности и плотности снега:

$$\lambda_{\text{sn}} = 9.165 \cdot 10^{-2} - 3.814 \cdot 10^{-4} \rho_{\text{sn}} + 2.905 \cdot 10^{-6} \rho_{\text{sn}}^2.$$

Несмотря на разницу значений, использование зависимости Н.И. Осокина при прочих равных параметрах дает максимальное проникновение нулевой изотермы глубже на 15–20 см (см. рис. 2). При этом общий вид кривых глубины промерзания, сглаженных локальными полиномами, показывает одинаковую тенденцию – их систематическое уменьшение с 40-х до середины 80-х – начала 90-х гг. с последующей некоторой стабилизацией в конце XX и начале XXI в.

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ В XXI ВЕКЕ

Для прогноза сезонного промерзания во второй половине XXI в. использовался стохастический генератор метеоданных LARSWG 6.0 [Semenov, Stratonovitch, 2010, 2015], шестая версия которого позволяет генерировать прогнозные временные ряды суточного разрешения метеоусловий на поверхности для МОЦАО из ансамбля CMIP5

Таблица 1. Характеристики прогнозов на 2060–2080 гг. по МОЦАО при экстремальном сценарии эмиссии парниковых газов RCP8.5

Но-мер	Модель	Страна	Прогноз на 2060–2080 гг. для Московского региона	
			Годовая сумма осадков, мм	Среднегодовая температура воздуха, °С
1	EC-EARTH	Европейский Союз	761	8.15
2	GFDL-CM3	США	788	11.0
3	HadGEM2-ES	Великобритания	569	10.6
4	MIROC5	Япония	673	10.2
5	MPI-ESM-MR	Германия	678	7.8
6	Исходный ряд (1945–2015)		626	4.7

[Semenov, Stratonovitch, 2015]. Для настройки генератора выбран метеоряд по станции Можайск за 1945–2015 гг., по которому произведен ретроспективный расчет промерзания. В LARSWG 6.0 включено пять моделей, характеристика которых приведена в табл. 1. Для каждой модели из табл. 1 сгенерировано по три стационарных метеоряда суточного разрешения, продолжительностью 100 лет для периодов 2020–2040, 2040–2060 и 2060–2080 гг. с использованием сценария эмиссии парниковых газов RCP8.5. Выбор 100-летнего периода моделирования для каждого из 20-летних прогнозных интервалов объясняется необходимостью получить устойчивые осредненные во времени характеристики СМС: среднемноголетнюю ожидаемую внутригодовую динамику мощности СТС и среднемноголетнюю максимальную глубину промерзания для каждого из выбранных интервалов. Именно поэтому статистически стационарный во времени модельный ряд для каждого прогнозного интервала существенно превышал его длину.

На рис. 3 приведены обобщенные характеристики увеличения среднегодовых температур и коэффициента изменения годовых сумм осадков по отношению к исходному наблюдаемому ряду по станции Можайск за 1945–2015 гг. Кроме того, поскольку исходные метеоданные характеризуются многолетней изменчивостью, на рис. 3 вынесены характеристики изменений температуры и осадков как за весь период 1945–2015 гг., так и для его начальной и конечной частей.

На рис. 3 видно, что все модели предсказывают увеличение среднегодовых температур от 3 до 6.5 °С и только модель HadGEM2-ES прогнозирует более теплый и засушливый климат для исследуемого региона. Интересно, что на графике динамики осадков и температур (см. рис. 3) результаты, полученные по моделям EC-EARTH и

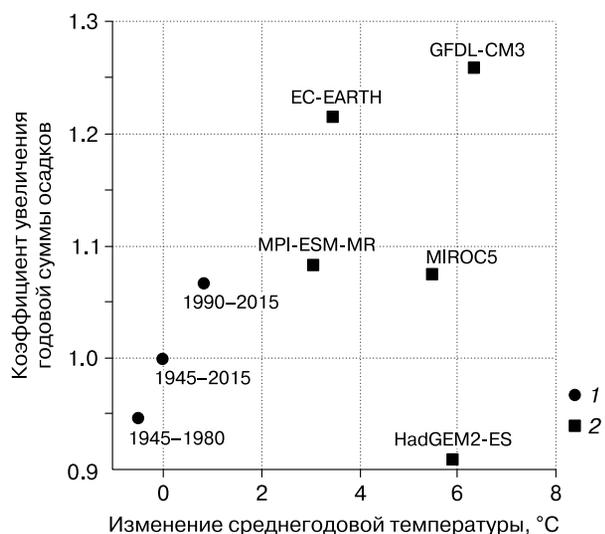


Рис. 3. Изменения среднегодовой температуры воздуха и годовых осадков по отношению к исходному ряду.

1 – данные наблюдений; 2 – сгенерированные ряды для периода 2060–2080 гг. при экстремальном сценарии эмиссии парниковых газов RCP85. Вверху над символом – название модели для прогнозного ряда, внизу – период осреднения для ряда наблюдений.

GFDL-CM3, как бы наследуют наблюдаемую тенденцию изменения климата в координатах рис. 3.

Для каждого из сгенерированных метеорядов выполнено моделирование трансформации осад-

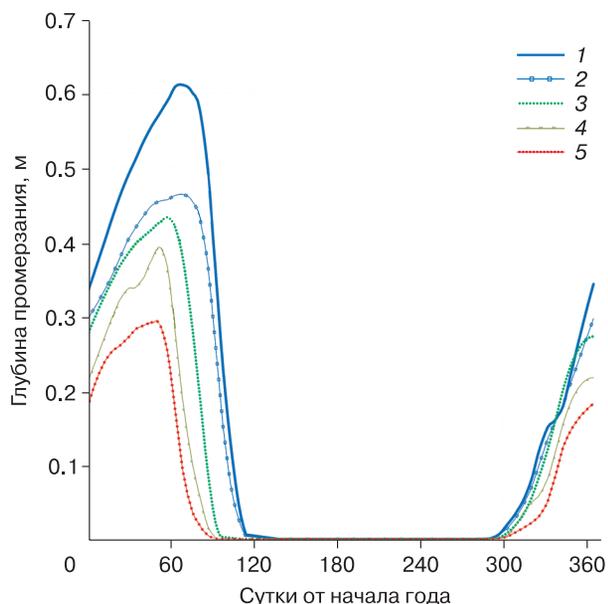


Рис. 4. Среднегодовая внутригодовая динамика модельной глубины сезонного промерзания.

Временные интервалы осреднения результатов моделирования с использованием фактического метеоряда (1, 2) или прогнозных метеорядов для модели EC-EARTH (3–5).

ков на поверхности земли и распределения температур пород в зоне аэрации. Затем осреднением каждого модельного ряда температур рассчитана среднегодовая кривая глубины проникновения нулевой изотермы, характеризующей глубину промерзания. В прогнозных расчетных моделях использовалась зависимость Н.И. Осокина для связи плотности и теплопроводности снега. На рис. 4 приведено сравнение результатов расчетной динамики глубины промерзания, осредненной для всего исходного метеоряда (1945–2015 гг.) и его начального участка (1945–1980 гг.), с результатами прогноза на основе метеорядов, сгенерированных LARSWG с помощью модели EC-EARTH.

На рис. 4 хорошо видна общая закономерность – прогнозное уменьшение максимальной среднегодовой глубины промерзания и более раннее наступление теплого периода весной по сравнению с XX в.

На рис. 5 приведено такое же сравнение, но для периода 2060–2080 гг., выполненное для пяти сгенерированных метеорядов, согласно прогнозным климатическим моделям из табл. 1. Несмотря на то что все протестированные модели дают существенное уменьшение максимальной среднегодовой глубины промерзания, различия между моделями достаточно велики, чтобы давать уверенный количественный прогноз величины этого уменьшения (см. рис. 5).

Для характеристики максимальных годовых значений глубины промерзания, запаса воды в снежном покрове и глубины снега по результатам

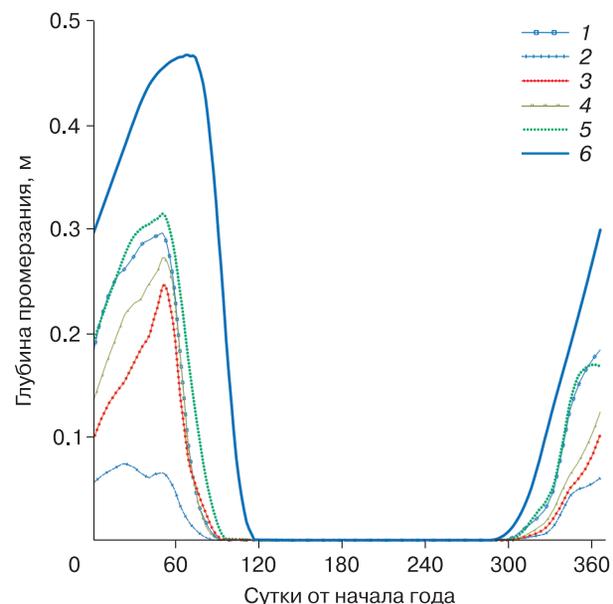


Рис. 5. Сравнение среднегодовой внутригодовой динамики глубины сезонного промерзания для исходного метеоряда и прогнозных метеорядов на 2060–2080 гг.

1–6 – номера моделей из табл. 1.

Таблица 2. Статистические характеристики максимальной глубины промерзания и запаса воды, глубины снега в прогнозах на 2060–2080 гг. для разных МОЦАО при экстремальном сценарии эмиссии парниковых газов RCP8.5

Статистическая характеристика	Модель					Исходный ряд (1945–2015)
	EC-EARTH	GFDL-CM3	HadGEM2-ES	MIROC5	MPI-ESM-MR	
Среднеголетняя максимальная глубина промерзания, м	0.48	0.28	0.42	0.46	0.50	0.53
Стандартное отклонение глубины промерзания, м	0.14	0.08	0.10	0.10	0.12	0.26
Среднеголетний максимальный запас воды в снегу, мм	35.1	20.5	20.2	21.6	31.6	94.2
Стандартное отклонение запаса воды, мм	16.7	9.1	10.2	8.9	15.7	44.9
Среднеголетняя максимальная глубина снега, см	20.7	13.7	13.3	14.0	19.0	38.7
Стандартное отклонение глубины снега, см	7.1	5.6	5.9	5.0	7.1	14.9

моделирования для периода 2060–2080 гг., для каждого модельного года определены максимальная глубина промерзания, максимальный запас влаги в снегу и максимальная глубина снега. Средние значения и стандартные отклонения этих характеристик приведены в табл. 2 в сравнении с теми же характеристиками, рассчитанными при эпигнозном моделировании. Таким образом, если рис. 5 характеризует ожидаемую среднеголетнюю кривую распределения глубин промерзания внутри года, то в табл. 2 даны средние значения максимальных в году значений глубин промерзания, влагозапаса и глубины снега. Из табл. 2 следует, что максимальная среднегодовая глубина промерзания для четырех из пяти протестированных моделей уменьшится на 10 см и менее по сравнению с рядом наблюдений, несмотря на повышение температур. Это связано с более чем двукратным уменьшением максимальной глубины снега, т. е. со снижением его отепляющего влияния. Модель GFDL-CM3 показала уменьшение максимальной глубины промерзания почти в 2 раза, при том что максимальный влагозапас и глубина снега мало отличаются от остальных моделей, а общее количество осадков в этой модели больше, чем в любой другой. В этой модели на уменьшение максимальной глубины промерзания, по-видимому, влияет общее увеличение впитывания воды, в том числе и в зимний период, приводящее к увеличению увлажнения пород и, соответственно, к росту затрат тепла на фазовые переходы.

На рис. 6 представлены среднеголетние глубины промерзания по всем результатам прогнозного моделирования (для трех временных интервалов и пяти прогнозных моделей) вместе с эпигнозными расчетами. При этом результаты для каждого расчетного периода отнесены на шкале

времени к его середине, а размеры символов на этом рисунке масштабированы по максимальной глубине снежного покрова.

Максимальный размер символа соответствует глубине снега 30 см и линейно уменьшается с ее сокращением до нуля. Отсутствие точки для периода 2040–2060 гг. для модели GFDL-CM3 объясняется невозможностью генерации метеоряда данного периода для этой модели в используемой версии LARS WG 6.0. Приведенные на рис. 6 результаты свидетельствуют о существенном разли-

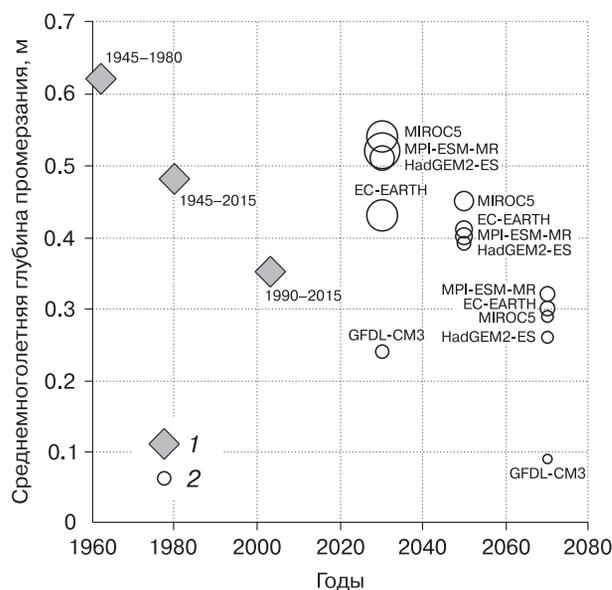


Рис. 6. Среднеголетняя максимальная глубина промерзания для эпигнозного (1) и прогнозного (2) моделирования.

Рядом с символом – временные интервалы осреднения результатов ретроспективного моделирования или название прогнозной модели.

чии среднемноголетней глубины промерзания, полученной для каждого периода по разным моделям. При этом сохраняется очевидная тенденция: чем меньше модель прогнозирует превышение температур над исходным рядом (см. табл. 1), тем больше прогнозная среднемноголетняя глубина промерзания, полученная на ее основе.

Достаточно неожиданным оказался результат, полученный по наиболее экстремальной (теплой и влажной) климатической модели GFDL-CM3 Лаборатории геофизической динамики флюидов Принстонского университета. Несмотря на экстремальность прогнозных климатических изменений, именно эта модель “наследует” результаты ретроспективного моделирования (см. рис. 6). Однако, чтобы определить, насколько этот результат закономерен или случаен, нужны дополнительные исследования по другим метеостанциям региона.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о перспективности рассмотренного подхода использования результатов, полученных с помощью глобальных и региональных МОЦАО при анализе процессов трансформации влаги на поверхности земли и тепловлагопереноса в зоне аэрации, описываемых динамическими локальными (ландшафтными) моделями. Именно такой подход позволяет выявлять, как наблюдаемые и прогнозные тенденции климатических изменений трансформируются в изменения тепловых полей в горных породах верхней части разреза и проявляются в динамике снежного покрова и сезонного промерзания, а также оценивать неопределенность прогнозов таких трансформаций.

Модельные исследования на примере типового разреза пород зоны аэрации и типовых климатических условий Московского региона подтверждают общую закономерность уменьшения средней глубины сезонного промерзания, подтвержденную наблюдениями в конце XX и начале XXI в. [Калюжный, Лавров, 2016].

Попытка прогнозирования изменения мощности СМС в XXI в. с использованием прогнозных климатических рядов, полученных при помощи МОЦАО последней генерации, показала, что все используемые модели дают в той или иной степени уменьшение мощности СМС и уменьшение к 60–80-м годам XXI в. длины периода, в течение которого происходит промерзание пород зоны аэрации, на месяц и более за счет более раннего наступления устойчивых положительных температур в весенний период.

Тем не менее различия между результатами моделирования, полученными на основе генерации рядов осадков и температур для разных прогнозных МОЦАО, все еще велики и не позволяют

делать достоверные прогнозы многолетней динамики глубины промерзания на вторую половину XXI в.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-17-10187).

Литература

- Анисимов О.А.** Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 36–44.
- Анисимов О.А., Кокорев В.А.** Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 2, с. 3–10.
- Аржанов М.М., Елисеев А.В., Мохов И.И.** Влияние климатических изменений над сушей внетропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI в. по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология, 2013, № 7, с. 31–42.
- Гельфан А.Н., Морейдо В.М.** Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на европейской территории России // Лед и снег, 2014, т. 136, № 2, с. 44–52.
- Гриневский С.О., Маслов А.А., Поздняков С.П.** Опыт создания и применения комплекса режимных гидрогеологических наблюдений в условиях Звенигородского учебного полигона МГУ им. М.В. Ломоносова // Инж. изыскания, 2011, № 5, с. 30–34.
- Гриневский С.О., Поздняков С.П.** Ретроспективный анализ влияния климатических изменений на формирование ресурсов подземных вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2017, № 2, с. 42–50.
- Калюжный И.Л., Лавров С.А.** Влияние климатических изменений на глубину промерзания почв в бассейне р. Волга // Лед и снег, 2016, т. 56, № 2, с. 207–220.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.** Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лед и снег, 2013, т. 53, № 3, с. 63–70.
- Павлов А.В., Перлыштейн Г.З., Типенко Г.С.** Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 3–12.
- Поздняков С.П., Гриневский С.О., Дедюлина Е.А., Кореко Е.С.** Чувствительность моделирования сезонного промерзания к расчетной модели теплопроводности снежного покрова // Лед и снег, 2019, т. 59, № 1, с. 67–80, DOI: 10.15356/2076-6734-2019-1-67-80.
- Федоров В.М.** Вариации инсоляции Земли и особенности их учета в физико-математических моделях климата // Успехи физ. наук, 2019, т. 189, № 1, с. 33–46.
- Шерстюков А.В.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.
- Allen R.G., Pereira S., Raes D., Smith M.** Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements // FAO Irrigation and Drainage. Paper 56, 1998, 15 p.
- Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., Rigon R.** A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil // The Cryosphere, 2011, vol. 5, p. 469–484, <https://doi.org/10.5194/tc-5-469-2011>.

- Côté J., Konrad J.-M.** A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials // *Can. Geotechn. J.*, 2005, vol. 42 (2), p. 443–458, <https://doi.org/10.1139/t04-106>.
- Koven C.D., Riley W.J., Stern A.** Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth System Models // *J. Climate*, 2013, No. 26, p. 1877–1900.
- Semenov M.A., Stratonovitch P.** The use of multi-model ensembles from global climate models for impact assessments of climate change // *Climate Res.*, 2010, vol. 41, p. 1–14.
- Semenov M.A., Stratonovitch P.** Adapting wheat ideotypes for climate change: accounting for uncertainties in CMIP5 climate projections // *Climate Res.*, 2015, vol. 65, p. 123–139, DOI: 10.3354/cr01297.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.** The thermal conductivity of seasonal snow // *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 143, p. 26–41.
- и Sneg [Ice and Snow]**, 2016, vol. 56, No. 2, p. 207–220 (in Russian).
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.** The influence of the stratigraphy of the snow cover on its thermal resistance. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013, vol. 53, No. 3, p. 63–70 (in Russian).
- Pavlov A.V., Perlstein G.Z., Tipenko G.S.** Actual aspects of modeling and prediction of the permafrost thermal state under climate change conditions. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2010, vol. XIV, No. 1, p. 3–12 (in Russian).
- Pozdnyakov S.P., Grinevskiy S.O., Dediulina E.A., Koreko E.S.** The sensitivity of seasonal freezing simulation to the computational model of the thermal conductivity of snow cover. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2019, vol. 59, No. 1, p. 67–80 (in Russian).
- Fedorov V.M.** Variations of the earth's insolation and especially their integration in physical and mathematical models of the climate. *Uspekhi Fizicheskikh Nauk*, 2019, vol. 62, No. 1, p. 32–45 (in Russian).
- Sherstyukov A.B.** Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2008, vol. XII, No. 1, p. 79–87 (in Russian).
- Allen R.G., Pereira S., Raes D., Smith M.** Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage. Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations*, 1998, 15 p.
- Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., Rigon R.** A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil. *The Cryosphere*, 2011, vol. 5, p. 469–484.
- Côté J., Konrad J.-M.** A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials. *Can. Geotechn. J.*, 2005, vol. 42 (2), p. 443–458, <https://doi.org/10.1139/t04-106>.
- Koven C.D., Riley W.J., Stern A.** Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth System Models. *J. Climate*, 2013, No. 26, p. 1877–1900.
- Semenov M.A., Stratonovitch P.** The use of multi-model ensembles from global climate models for impact assessments of climate change. *Climate Res.*, 2010, vol. 41, p. 1–14.
- Semenov M.A., Stratonovitch P.** Adapting wheat ideotypes for climate change: accounting for uncertainties in CMIP5 climate projections. *Climate Res.*, 2015, vol. 65, p. 123–139, DOI: 10.3354/cr01297.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.** The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 143, p. 26–41.

References

Anisimov O.A. Stochastic modelling of the active layer thickness under conditions of the current and future climate. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2009, vol. XIII, No. 3, p. 36–44 (in Russian).

Anisimov O.A., Kokorev V.A. Russian permafrost in the 21st century: model-based projections and analysis of uncertainties. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 2, p. 3–9.

Arzhanov M.M., Yeliseyev A.V., Mokhov I.I. The influence of climatic changes over the land of extratropical latitudes on the dynamics of permafrost soils under RCP scenarios in the 21st century according to the calculations of the global climate model of the IAP RAS. *Meteorologia i Hidrologia [Meteorology and Hydrology]*, 2013, No. 7, p. 31–42 (in Russian).

Gel'fan A.N., Moreydo V.M. Dynamic stochastic modeling of snow cover formation in the European territory of Russia. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2014, vol. 136, No. 2, p. 44–52 (in Russian).

Grinevskiy S.O., Maslov A.A., Pozdnyakov S.P. The Experience in the creation and application of a complex of regime hydrogeological observations in the conditions of the Zvenigorod training ground of the Lomonosov Moscow State University. *Inzhenernye Izyskaniya [Engineering Survey]*, 2011, No. 5, p. 30–34 (in Russian).

Grinevskiy S.O., Pozdnyakov S.P. A retrospective analysis of the impact of climate change on the formation of groundwater resources. *Bulletin of Moscow University. Vol. 4. Geology*, 2017, No. 2, p. 42–50.

Kalyuzhnyy I.L., Lavrov S.A. The Influence of climatic changes on the depth of soil freezing in the basin of the river Volga. *Led*

*Поступила в редакцию 28 сентября 2018 г.,
после доработки – 21 февраля 2019 г.,
принята к публикации 18 апреля 2019 г.*