

О.А. Анисимов¹, А.Ф. Жирков², А.Б. Шерстюков³

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КРИОСФЕРЫ И ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В АРКТИКЕ

CURRENT CHANGES IN CRYOSPHERE AND ENVIRONMENT IN THE ARCTIC

Гидротермическое состояние многолетнемерзлых и сезонно-промерзающих грунтов зависит от различных климатических и природных факторов. В статье данные наблюдений и результаты расчетов по математической модели использованы для оценки влияния различных внешних факторов на современные изменения термического состояния и глубины сезонного оттаивания многолетнемерзлых грунтов. Результаты показывают, что наибольший вклад в современную динамику состояния грунтов вносит температура воздуха, притом, что растительный покров является регулятором этого взаимодействия. Снежный покров оказывает заметное влияние в регионах с низкой нормой зимних осадков. На коротких временных интервалах изменение растительности может уменьшить, а на интервалах порядка десятилетий – значительно усилить эффект изменения температуры воздуха. Разработана и обоснована концепция моделирования современных и ожидаемых в будущем изменений многолетнемерзлых грунтов, учитывающая совместное влияние основных действующих факторов.

Ключевые слова: природно-климатические факторы, многолетнемерзлые грунты, температура грунта, моделирование, сезонно-талый слой, растительность, изменчивость.

Hydrothermal state of permafrost and seasonally freezing soils depends on a variety of climatic and environmental factors. The data collected from observations and results of the mathematical modeling are used to assess the impact of the external factors on the current changes of the thermal regime and the depth of seasonal thawing of permafrost. According to our results, air temperature has the major control on the modern permafrost dynamics

¹ Анисимов Олег Александрович – заведующий отделом исследований изменений климата Государственного гидрологического института, доктор географических наук, г. Санкт-Петербург. E-mail: oleg@oa7661.spb.edu

Anisimov O.A. – Head of department of climate change research, State Hydrological Institute, Doctor of Geographical Sciences, Saint-Petersburg.

² Жирков Александр Федотович – научный сотрудник Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск. E-mail: zhirkov_af@mail.ru

Zhirkov A.F. – Researcher, Melnikov's Permafrost institute of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk.

³ Шерстюков Артем Борисович – старший научный сотрудник Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных, г. Обнинск. E-mail: artem@meteo.ru

Sherstiukov A.B. – Senior Researcher, Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center, Obninsk.

with vegetation being another important player. Snow cover has a significant impact in areas with a low rate of winter precipitation. In short-term time intervals, changes in vegetation can mitigate the ground temperature response, while on decadal time scales it may enhance the initial atmospheric forcing. Ultimately, we develop a conceptual model for predicting permafrost dynamics under the current and projected for the future climatic conditions that accounts for the cumulative effect of major governing factors

Keywords: *environmental factors, permafrost, ground temperature, modeling, active layer, vegetation, variability.*

Введение

Криосфера является одним из наиболее чувствительных индикаторов современных изменений климата, обзор которых дан в [13]. Ее элементы по-разному реагируют на изменения влияющих природно-климатических параметров. Для снежного покрова закономерности хорошо изучены, благодаря спутниковым измерениям имеется большой объем данных за последние 35 лет. В первом приближении площадь залегания и высота снежного покрова могут быть описаны однофакторными регрессионными зависимостями, соответственно, от температуры воздуха и от суммы осадков за холодный период. Также понятна, хорошо изучена и может быть относительно легко параметризована двухфакторная зависимость динамики ледников от соотношения изменений температуры и осадков. В динамике морских льдов помимо климатической (таяние в пределах Арктического бассейна), значительную роль играет и динамическая составляющая. И, наконец, в случае многолетнемерзлых грунтов (ММГ) связь с климатическими факторами является наиболее сложной из-за влияния меняющихся напочвенных покровов, благодаря которым изменения температуры воздуха и грунтов могут существенно различаться и даже иметь противоположную направленность.

В следующем разделе анализируются данные наблюдений за элементами криосферы с целью выявления их климатообусловленной составляющей. Далее основное внимание уделяется анализу воздействия комплекса природно-климатических факторов на температуру ММГ и мощность сезонно-талого слоя (СТС). В заключительной части предлагается концептуальная модель динамики криолитозоны, учитывающая основные влияющие на нее природно-климатические факторы.

Современные изменения элементов криосферы

Современные изменения криосферы наиболее проявились в площади распространения морских полярных льдов, минимальная величина которой в Северном полушарии по данным спутниковых наблюдений NOAA в период 1978-2014 гг. уменьшалась в среднем на $13,3 \pm 2,8$ % за каждые 10 лет (см. рис. 1).

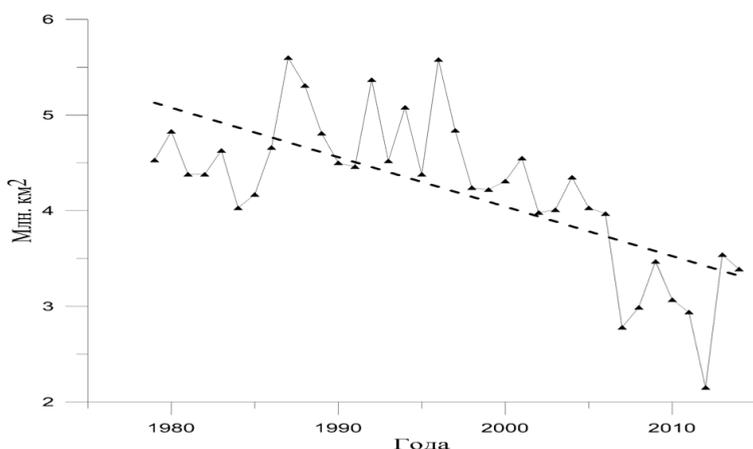


Рис. 1. Изменения минимальной площади распространения морских полярных льдов в Северном полушарии по данным спутниковых наблюдений NOAA за период 1978-2014 гг., млн км²

Рисунок построен по данным NOAA <http://www.arctic.noaa.gov/detect/ice-seaice.shtml>.

Согласно современным представлениям, изменение площади морских льдов в Арктике обусловлено двумя главными факторами: таянием в пределах арктического бассейна, интенсивность которого непосредственно зависит от величины потепления, и выносом льда через пролив Фрама с последующим его таянием в Атлантике. По спутниковым данным за период 1979-2010 гг. ежегодно через пролив Фрама выносилось до 10 % от общей площади арктического льда, в период 2003-2008 гг. в среднем за год вынос составлял $699 \pm 112 \times 10^3$ км² [29]. Из-за недостаточной изученности и относительно небольшого объема наблюдений, с компонентой изменчивости площади морского льда за счет выноса за пределы арктического бассейна связана наибольшая неопределенность прогнозов.

За пределами морской Арктики индикатором современных изменений криосферы является снежный покров, максимальная площадь распространения которого в Северном полушарии в весенний период быстро сокращается. Наиболее сильно в период 1967-2012 гг. сократилась площадь залегания снега в Северном полушарии в июне (на 53 %). Данные за более длительный период 1922-2012 гг. для марта и апреля указывают на сокращение площади снега на 7 %, притом, что имеется высокая отрицательная корреляция с температурой воздуха этих месяцев, осредненной по широтной зоне 40°-60° с.ш. [40]. Спутниковые измерения позволяют анализировать информацию о площади залегания снега в реальном времени, такие данные доступны на портале <http://climate.rutgers.edu/snowcover/>.

Чувствительным криосферным индикатором современных изменений являются ледники. Наблюдения за площадью и балансом массы [19, 21, 23, 30, 31], обобщение которых дано в [22, 40], указывают на их климатообусловленное сокращение не только в Арктике, но и почти повсеместно на континентах обоих полушарий.

В соответствии с наблюдаемым увеличением темпов потепления, глобальная скорость уменьшения массы всех ледников с 1970-х годов также увеличивается. По имеющимся оценкам она составляла 226 ± 135 Гт в год в 1971-2009 гг., 275 ± 135 Гт в год в 1993-2009 гг. и 301 ± 135 Гт в год в 2005-2009 гг. [40]. Одним из немногих исключений в Северной Евразии является положительная динамика ледника Сторгласиарен на севере Швеции. Она обусловлена значительным увеличением приходной части баланса в виде зимних осадков, намного превосходящим также увеличивающуюся расходную часть, связанную с ростом температуры воздуха [26, 32].

Изменения климата оказывают сильное влияние на многолетнемерзлые грунты (ММГ), под которыми, согласно определению Международной ассоциации мерзловедения, понимают любую субстанцию, находящуюся под земной поверхностью с температурой ниже 0°C на протяжении двух или более последовательных лет. Территорию, на которой распространены ММГ, принято называть криолитозонной. Собственно ММГ занимают по различным оценкам от 13,2 до 18,0 млн км², что составляет 9 %-12 % площади всех континентов. При этом вся криолитозона, которая включает также области с прерывистым и островным распространением ММГ, занимает 23-25 % суши [24]. В России доминируют сомкнутые ММГ, занимая 7 млн км², прерывистые и островные ММГ распространены, соответственно, на площади 1,8 млн км² и 2,5 млн км² [6].

Криолитозона является ключевым элементом природной среды Арктики, который поддерживает биогеосистемную устойчивость и экономику регионов. В России большое значение криолитозоны определяется несколькими причинами. Здесь сосредоточено свыше 30 % разведанных и более 90 % потенциальных запасов углеводородного сырья, находится значительная часть месторождений золота, олова, никеля, меди, каменного угля, торфа, ресурсов леса и пресной воды, а также гидроэнергии [2]. На этой территории расположено около 370 деревень и поселков, более 80 % из них находятся в береговой зоне арктических морей. В российской части Арктики имеются города с населением более 100 тыс. человек, крупные речные порты, развитая городская, транспортная и промышленная инфраструктура. Изменение климата и увеличение температуры, наблюдаемые в последние десятилетия, ведут к уменьшению несущей способности ММГ, что оказывает негативное влияние на состояние и функциональные возможности инфраструктуры, часто приводя к повреждениям и разрушению объектов [18, 36, 37]. Все это определяет большую роль криолитозоны в социально-экономическом развитии северных регионов. Немаловажен и экологический аспект. Увеличение температуры и таяние ММГ ведут к возникновению и усилению таких деструктивных и опасных процессов, как оползни, береговая эрозия, термокарстовые просадки, заболачивание, формирование и исчезновение озер, гибель леса [25, 33, 34, 42]. В научной литературе широко обсуждается влияние криолитозоны на эмиссию парниковых газов. В ряде работ было показано, что увеличение температуры и таяние ММГ неизбежно приведут к усилению эмиссии метана, радиационный эффект которого более чем в 20 раз превосходит тепляющее воздействие равного количества углекислого газа [4, 36, 38, 41]. Вопрос о том, на-

сколько существенно это может повлиять на глобальный климат, остается открытым, и по нему в публикациях высказываются различные мнения [5, 7].

Показательны данные глобального мониторинга ММГ, которые для ряда регионов, таких как Якутия, охватывают период с 1950-х годов, а с конца 1970-х имеются по большинству регионов криолитозоны. Обобщение таких данных было дано в [40], см. таблицу 1. Они указывают на значительное увеличение температуры грунтов с 1970-х годов. В наиболее холодных частях криолитозоны со сплошным распространением ММГ на севере Аляски, в Канаде и на севере ЕТР оно составило 2–3°C. Вместе с тем, на севере Якутии с 1950-х годов температура грунта увеличилась не более чем на 1,5°C, т.е. почти вдвое меньше, чем в арктических районах ЕТР и Северной Америки.

Таблица 1

Современная среднегодовая температура ММГ в различных регионах Северного полушария и ее изменения за период наблюдений [42]

Регион	Современная Т (°С)	ΔТ (°С)	Период
Северная Аляска	–5.0 ~ –10.0	0.6–3	1980е–2009
Дельта р. Макензи	–0.5 ~ –8.0	1.0–2.0	1960е–2009
Север Канады	–11.8 ~ –14.3	1.2–1.7	1978–2008
Центральная Аляска	0.0 ~ –5.0	0.0–0.8	1985–2009
Центр и Юг долины Макензи	>–2.2	0.0–0.5	1984–2008
Северный Квебек	>–5.6	0.0–1.8	1993–2008
Европейские Альпы	>–3	0.0–0.4	1990е–2010
Север ЕТР	–0.1 ~ –4.1	0.3–2.0	1971–2010
Скандинавия	–0.1 ~ –5.6	0.0–1.0	1999–2009
Северная Якутия	–4.3 ~ –10.8	0.5–1.5	1950е–2009
Транс-Байкальский регион	–4.7 ~ –5.1	0.5–0.8	1980е–2009
Тибетское плато	–0.2 ~ –3.4	0.2–0.7	1996–2010
Тянь-Шань	–0.4 ~ –1.1	0.3–0.9	1974–2009
Монголия	0.0 ~ –2.0	0.2–0.6	1970–2009

Достаточно длительные наблюдения на Европейской территории России (ЕТР) указывают на значительную деградацию этого участка криолитозоны. За последние 35 лет здесь произошло сокращение площади приповерхностной вечной мерзлоты, в наиболее южных районах островного распространения она полностью оттаяла [15]. В Печорской низменности южная граница ММГ сместилась на 30–40 км, вдвое больше – до 80 км, – на равнинах Приуралья. Возникли многочисленные новые и углубились существовавшие талики, в том числе и в области сплошного распространения ММГ. В равнинной тундре границы сплошных и прерывистых ММГ сместились на 15–20 км, в Приуралье и в горах Пай-Хоя – на многие десятки километров. Почти повсеместно температура ММГ на глубинах 10–15 м увеличилась на 1–1,5°C, активизировался термокарст. Эти наблюдения согласуются с произошедшим за последние 35 лет потеплением в регионе во все сезоны года. Региональные тренды темпера-

туры на севере ЕТР в период 1976-2013 гг. составили в среднегодовом исчислении $0,4-0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет, в том числе $0,2-0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет зимой, $0,4-0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет весной и осенью и $0,3-0,5^{\circ}\text{C}/10$ лет летом [11].

Современная динамика криолитозоны в целом согласуется с наблюдаемыми изменениями температуры воздуха и осадков. Исчерпывающий анализ данных и обзор литературы об изменении климата приведены в Пятом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов [27, 28]. Особенности изменения климата на территории России анализируются в ежегодных обобщающих докладах Росгидромета [11]. Согласно данным этих публикаций, в Арктической зоне увеличение среднегодовой температуры воздуха в XX столетии было почти вдвое больше, чем в среднем по планете. В последней четверти XX века она росла со скоростью до $1,6^{\circ}\text{C}/10$ лет, при этом изменения минимальных температур были в 2,5-4 раза больше, чем максимальных. В среднем по всей России эти величины составили, соответственно, $1,4-2,6^{\circ}\text{C}/10$ лет и около $0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет. Средние зимние температуры увеличивались примерно вдвое больше, чем летние (в среднем по России тренды составили, соответственно, $0,9^{\circ}\text{C}/10$ лет и $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет), т.е. уменьшилась амплитуда годовых колебаний, от которой в значительной степени зависит мощность сезонно-талого слоя (СТС). Изменения атмосферных осадков в Арктической зоне России были разнонаправлены и зависели от сезона и региона. Весной и осенью преобладали тенденции к увеличению во всех регионах России. С 1980-х годов произошло увеличение высоты снега на ЕТР и в Западной Сибири на 10 %-20 % и на Чукотке до 30 %, в то время как в восточной Сибири она уменьшилась на 15 %-20 %.

Важной задачей является прогноз состояния криолитозоны в меняющихся природно-климатических условиях. В отличие от остальных элементов криосферы, параметры состояния грунтов не подлежат непосредственному измерению со спутников, поэтому возможности мониторинга ограничены наземными наблюдениями и моделированием на основе зависимостей параметров ММГ от климата и ландшафтных характеристик, прежде всего типа растительности. Связь температуры ММГ и мощности СТС с климатическими факторами сложна и нелинейна из-за напочвенных покровов, благодаря которым изменения температуры воздуха и грунтов могут существенно различаться и даже иметь противоположную направленность. В таких условиях большую актуальность обретает математическое моделирование.

Еще в конце XIX века предпринимались попытки теоретически рассчитать распространение ММГ, используя их связь с климатическими параметрами [9, 17]. Уже в тот ранний период А.И. Воейков указывал на сложность этой задачи из-за теплового влияния напочвенных покровов [10]. Изменения снежного покрова и растительности наиболее сложны для формализованного описания, поэтому проблема, обозначенная Воейковым, остается актуальной до настоящего времени. Вместе с тем, методы корреляционного анализа позволяют выделить и количественно оценить воздействие на ММГ отдельных природно-климатических факторов, используя ряды длительных наблюдений. В следующем разделе даются такие оценки, в том числе

полученные обработкой проводимых авторами измерений на экспериментальной мерзлотной площадке.

Оценки влияния напочвенных покровов на состояние ММГ по данным наблюдений

В конце 1960-х годов на ряде геокриологических стационаров были организованы комплексные полевые исследования, целью которых было изучение и прямое измерение воздействия различных естественных и искусственных покровов на температурный режим ММГ. Описание системы геокриологических наблюдений того периода дано в [6]. Проводились круглогодичные измерения температуры грунта на различных глубинах на контрольной ненарушенной и на экспериментальных площадках, где осуществлялись расчистка снега, настил искусственных покрытий, удаление растительности, мохово-торфяного слоя и верхнего органического слоя почвы [16]. На основе обобщения полученных результатов В.А. Кудрявцевым (1974) на кафедре геокриологии МГУ был впервые разработан алгоритм расчета годовых и сезонных теплооборотов, учитывающий в параметрическом виде последовательное затухание амплитуды годовых колебаний температуры в системе приземный слой атмосферы – снег – растительный покров – почва. Полученная математическая модель ММГ во всем мире известна как «модель Кудрявцева», ее различные модифицированные варианты широко используются до настоящего времени.

Заложенные в модели Кудрявцева параметризации были получены для климатических условий 1970-х годов. К настоящему времени произошли значительные изменения сезонного цикла температуры, соотношения минимальных и максимальных температур, снежного покрова. Для современных изменений температуры характерно почти вдвое большее ее увеличение в холодный период по сравнению с теплым, в результате чего изменяются соотношения между параметрами атмосферного и почвенного климата. Одна из главных причин этого в том, что коэффициент теплопроводности мерзлого грунта выше, чем талого. Зимой также отсутствует сезонно-талый слой и затраты тепла на фазовые переходы. Поэтому увеличение температуры воздуха в холодный период вызывает большее увеличение температуры грунта, чем равное увеличение температуры воздуха в теплый период, когда значительная часть тепла идет не на нагревание грунта, а не на фазовые переходы при его оттаивании. Таким образом, произошедшие с конца 1970-х годов асимметричные изменения зимних и летних температур требуют актуализации модельных параметризаций и приведения их в соответствие с текущими климатическими условиями.

Для решения этой задачи осенью 2014 г. на территории Института мерзлотоведения в Якутске были организованы круглогодичные непрерывные измерения температуры ММГ на двух смежных площадках с травяной растительностью, представляющих типичные геокриологические и климатические условия Центральной Якутии. Методика наблюдений максимально приближена к использовавшейся в 1970-х годах А.В. Павловым. На экспериментальной площадке размером 15x15 м был удален слой

травяной растительности и в течение всего холодного периода производилась расчистка снега, вторая площадка находилась в ненарушенных естественных условиях (см. рис. 2). В центрах обеих площадок были пробурены тонкие скважины и установлены термисторы на поверхности грунта и на стандартных глубинах 0, 20, 40, 80, 160 и 320 см. Фиксировались измерения с дискретностью 1 час. В непосредственной близости от площадок на расстоянии 300 м расположена метеостанция сети Росгидромета, срочные данные которой по температуре воздуха и осадкам использовались в работе. Несколько раз в течение года (в начале, середине и в конце теплого периода) проводился отбор проб грунта (колонка в верхнем слое 1 м) с последующим проведением лабораторных измерений его влажности и теплофизических характеристик (плотность, теплоемкость, коэффициент теплопроводности) на разных уровнях.



Рис. 2. Площадки измерения температуры ММГ в естественных условиях (справа) и с удаленным растительным и снежным покровом (слева)

На рисунке 3 показан временной ход температуры, измеренной на двух площадках на различных глубинах. Снежный покров на контрольной площадке сформировался в начале зимнего периода, после чего он изменялся незначительно, так что его высота в среднем за зиму составила около 30 см.

Сравнение температуры почвы оголенной и естественных площадок на глубине 1,6 метра



Рис. 3. Временной ход температуры воздуха и грунта на глубине 160 см на ненарушенной площадке и площадке с удаленным снежным и растительным покровом

Показанные на рис. 3 результаты дают исчерпывающую информацию о влиянии растительного и снежного покрова на температуру грунта, но лишь для одного местоположения площадок. Менее детализированную по времени, но географически распределенную картину дает анализ совместных измерений температуры воздуха и почвы на глубинах до 320 см, проводимых на многих метеостанциях сети Росгидромета. Эти данные позволяют провести валидацию математических моделей ММГ различного уровня сложности для всего спектра ландшафтно-климатических условий криолитозоны и в последующих расчетах выделить главные факторы, определяющие ее современную динамику. Результаты таких расчетов рассматриваются в последнем разделе статьи. Эту задачу можно также решить, используя более простой метод регрессионного анализа. В работе [8] с его помощью были получены оценки вклада вариаций среднегодовой температуры воздуха и высоты снежного покрова в общую дисперсию среднегодовой температуры грунтов на глубине 160 см.

Нами был проведен независимый анализ данных за период 1966-2012 гг. по полному набору станций сети Росгидромета и несколько отличной от используемой в работе [8] методике расчета среднегодовой температуры. Для сохранения целостности холодного периода мы рассчитывали среднюю температуру воздуха не за календарный год с января по декабрь, а за двенадцать последовательных месяцев, начиная с осеннего месяца с отрицательными температурами, с переходом на следующий год. Среднегодовые значения температуры грунтов тоже вычислялись за 12 месяцев, но начало периода осреднения выбиралось с учетом сдвига годового хода температуры в почве и температуры воздуха, определяемого по осредненным многолетним измерениям на каждой станции. В остальном методология была аналогич-

на использованной в [8]. Вклады температуры воздуха и суммы осадков холодного периода в общую дисперсию среднегодовой температуры грунтов на глубине 160 см показаны на рис. 4 и рис. 5.

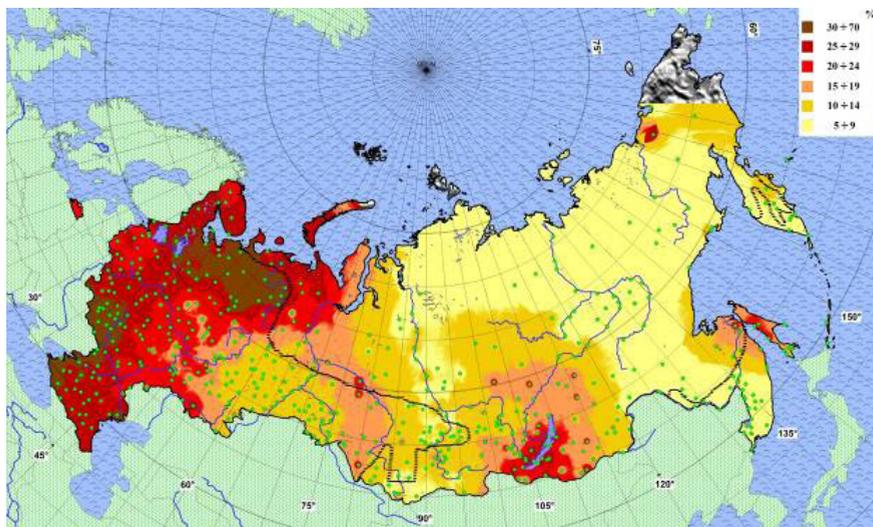


Рис. 4. Вклад температуры воздуха (в %) в общую дисперсию среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 160 см.

Пунктирной линией обозначена южная граница криолитозоны

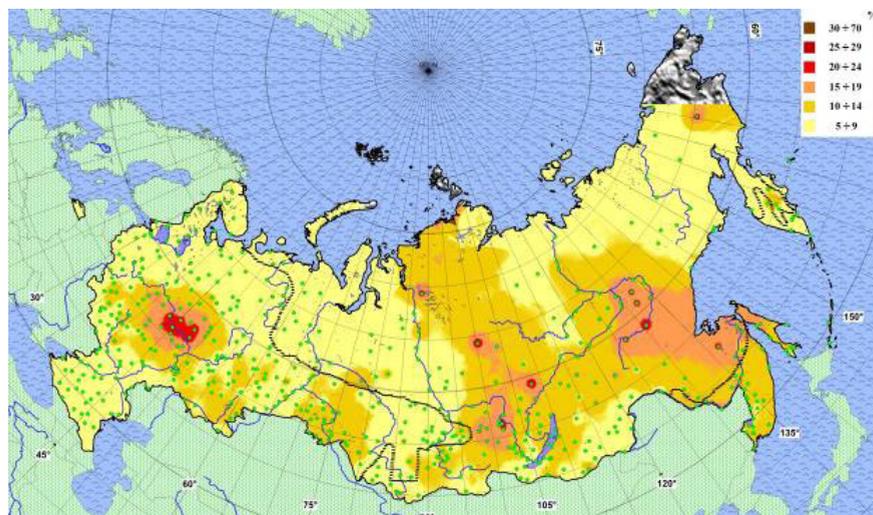


Рис. 5. Вклад суммы осадков холодного периода года в общую дисперсию среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 160 см.

Пунктирной линией обозначена южная граница криолитозоны

На картах можно выделить четыре сектора: ЕТР (долгота $\lambda < 60^\circ$ в.д.); Западная Сибирь ($60^\circ < \lambda < 90^\circ$); Восточная Сибирь ($90^\circ < \lambda < 130^\circ$); Дальний Восток ($\lambda > 130^\circ$). В таблице 2 приведены сведения о количестве станций по градациям вклада в изменения среднегодовой температуры грунтов по каждому из секторов.

Таблица 2

Количество станций по градациям вклада изменений температуры воздуха и количества твердых осадков в изменения температуры грунтов по регионам России

Вклад (%)	Число станций							
	ЕТР ($\lambda < 60^\circ$) Число ст.:197		Западная Сибирь ($60^\circ < \lambda < 90^\circ$) Число ст.:104		Вост. Сибирь($90^\circ < \lambda < 130^\circ$) Число ст.:116		Дальний Восток ($\lambda > 130^\circ$) Число ст.:97	
	Воздух	Осадки	Воздух	Осадки	Воздух	Осадки	Воздух	Осадки
0-10	34	139	51	69	59	71	65	54
10-20	39	38	29	25	22	29	21	24
20-30	55	13	16	8	14	10	8	17
30-40	41	4	5	2	13	3	2	2
40-50	15	3	3		6	2	1	
50-70	13				2	1		

На большей части ЕТР межгодовые изменения среднегодовой температуры грунтов на 20 %-60 % определяются изменениями температуры воздуха, на 112 станциях из 197-ми в этом секторе вклад составляет от 20 % до 70 %. Зимние осадки на этой территории определяют лишь 5 %-15 % изменчивости температуры грунтов, на 90 % станций этого региона их вклад составляет 0-20 %. В Западной Сибири примерно на половине станций ни один из двух исследованных параметров не оказывает существенного влияния на изменения температуры грунтов (вклад до 10 %). Лишь на некоторых станциях изменения температуры воздуха определяют 10 %-30 % изменчивости температуры грунтов, а зимние осадки нигде в регионе не оказывают такого влияния. На преобладающей части Восточной Сибири вклад изменений температуры воздуха в изменения температуры грунтов составляет 5 %-15 %. На юге Восточной Сибири и особенно вблизи о. Байкал, вклад температуры воздуха выше и составляет 20 %-30 %. Что касается зимних осадков, то на всей территории Восточной Сибири их вклад в изменчивость температуры грунтов составляет 10 %-20 %, в то время как в других регионах он, как правило, не превышает 10 %. В бассейне р. Алдан и на Северо-Сибирской низменности влияние зимних осадков на грунты даже превышает влияние температуры воздуха. На Дальнем Востоке межгодовые изменения среднегодовой температуры грунтов слабо связаны с изменениями исследуемых параметров. Исключением является юг Дальнего Востока, где изменения температуры грунтов на 10 %-20 % определяются изменением зимних осадков.

Влияние растительности

Прямые измерения влияния растительности на термический режим ММГ многочисленны. Многие модели учитывают растительность в виде дополнительно-

го слоя, теплопроводность и теплоемкость которого зависят от состава слагающих его растений, толщины слоя и его влагосодержания. Растительность подвержена как межгодовым, так и более длительным изменениям, которые могут иметь две формы, оказывая различное воздействие на температуру ММГ. В первом случае при неизменном составе и ареалах биомов межгодовая изменчивость сказывается на продуктивности и биомассе растений. При большей теплообеспеченности происходит увеличение сомкнутости и биомассы низшего мохово-лишайникового и травяного покрова в тундровой зоне и проективного покрытия листвы кустарников и леса. Эти изменения демпфируют вариации температуры воздуха, сглаживая отклик температуры грунтов. В некоторых случаях обусловленное этим увеличение теплоизолированности ММГ может привести к уменьшению их температуры и мощности СТС при росте температуры воздуха. Механизм демпфирования вариаций температуры воздуха при увеличении теплообеспеченности имеет место и в остальных северных биомах вне зоны тундры, однако изменение продуктивности и биомассы высшей сосудистой растительности оказывает иное влияние, главным фактором является увеличение проективного покрытия листвы и обусловленное этим усиление затененности грунта, которое также понижает его температуру в летний период. Таким образом, этот тип изменений всегда приводит к демпфированию вариаций атмосферных параметров.

Иная форма воздействия растительности на ММГ связана с изменением видового состава биомов и смещением их ареалов. В наиболее холодной части криолитозоны изменение климата приводит к замещению мхов и лишайников сосудистыми растениями, в первую очередь граминоидами (травы и злаковыми). В типичной и южной тундре индикаторами изменения биомов является экспансия кустарников и смещение границы леса. Изменения состава биомов могут оказывать как отепляющее, так и охлаждающее воздействие. Так, кустарники хорошо удерживают снег и способствуют большему снегонакоплению, в результате температура ММГ в зимний период увеличивается. В то же время интродукция высших растений приводит к большему затенению грунтов, и в летний период их температура понижается. Результирующий эффект зависит от соотношения этих противоположных воздействий.

В статье [12] рассматриваются результаты расчетов смещения границ растительных зон и продуктивности биомов при современных и ожидаемых в будущем изменениях климата. Эти результаты были использованы в модели ММГ для прогноза возможных изменений термического режима и мощности СТС с учетом всех основных действующих факторов.

Модельный прогноз изменения криолитозоны

Нами была проведена серия модельных расчетов параметров состояния ММГ, в которых максимально полно учитывались все действующие факторы. Основным фактором было принято изменение климата. Среднемесячные нормы температуры воздуха и осадков за базовый период 1961-1990 гг. были рассчитаны с использованием данных сеточного архива CRU, описание которого дано в статье [13] в этом сборнике. Ниже кратко рассмотрен математический формализм модели и полуэмпирические уравнения, использованные для расчета значений влияющих параметров.

За основу была взята разработанная в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) стационарная модель ММГ промежуточной сложности [1], представляющая собой модифицированный вариант модели В.А. Кудрявцева (1974). В ней используются уравнения, связывающие температуру воздуха, поверхности почвы под слоем снега и растительностью и температуру ММГ ниже слоя сезонного оттаивания:

$$\begin{aligned} T_{\text{п}} &= T_{\text{в}} + \Delta T_{\text{сн}} + \Delta T_{\text{р}}, \\ A_{\text{п}} &= A_{\text{в}} - \Delta A_{\text{сн}} - \Delta A_{\text{р}}. \end{aligned} \quad (1)$$

В этих уравнениях $T_{\text{п}}$, $A_{\text{п}}$ – средняя годовая температура и ее амплитуда на поверхности почвы, $\Delta T_{\text{сн}}$, $\Delta A_{\text{сн}}$ и $\Delta T_{\text{р}}$, $\Delta A_{\text{р}}$ – поправки, учитывающие влияние снежного покрова и растительности. Величина поправок на отепляющее влияние снежного покрова рассчитывается по следующим формулам:

$$\begin{aligned} \Delta A_{\text{сн}} &= A_{\text{в}} \left(1 - \exp \left(-Z_{\text{сн}} \left(\frac{\pi \cdot c_{\text{сн}} \cdot \rho_{\text{сн}}}{P \cdot \lambda_{\text{сн}}} \right)^{1/2} \right) \right), \\ \Delta T_{\text{сн}} &= A_{\text{в}} \left(1 - \exp \left(-Z_{\text{сн}} \left(\frac{\pi \cdot c_{\text{сн}} \cdot \rho_{\text{сн}}}{P \cdot \lambda_{\text{сн}}} \right)^{1/2} \right) \right). \end{aligned} \quad (2)$$

В этих соотношениях $c_{\text{сн}}$, $\rho_{\text{сн}}$ и $\lambda_{\text{сн}}$ – теплоемкость, плотность и коэффициент теплопроводности снега, P – продолжительность года, $Z_{\text{сн}}$ – средняя за зиму высота снежного покрова, которая рассчитывалась как взвешенная сумма зимних осадков по следующей формуле:

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

Здесь k – число месяцев со снегом, r_i – сумма осадков в месяце с номером i , ρ_o – относительная (безразмерная) плотность снега, ϕ – географическая широта. Тригонометрический множитель дает поправку на уменьшение высоты снега за счет зимних оттепелей, приближающуюся к единице с увеличением широты. Как и в более ранней работе [3], в расчете учитывалось уплотнение снега, в течение зимы его плотность увеличивалась от 250 до 350 кг/м³ (что соответствует значениям безразмерного параметра r 0,25 – 0,35). Коэффициент теплопроводности снега принимался равным 0,23 Вт/(м⁰С), теплоемкость задавалась равной 2090 Дж/(кг⁰С). Коэффициент температуропроводности снега рассчитывался через коэффициент теплопроводности, $\lambda_{\text{сн}}$, плотность, $\rho_{\text{сн}}$ и теплоемкость, $c_{\text{сн}}$ по следующей формуле:

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

Для учета влияния растительного покрова на температуру почвы были использованы следующие соотношения:

$$\Delta A_p = \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P}, \quad (5)$$

$$\Delta T_p = \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P} \cdot \frac{2}{\pi}$$

Параметры ΔA_1 и ΔA_2 определяются следующими уравнениями:

$$\Delta A_1 = (A_p - T_p) \left(1 - \exp \left(-Z_p \left(\frac{\pi}{K_p^- \cdot 2\tau_1} \right)^{1/2} \right) \right), \quad (6)$$

$$\Delta A_2 = (A_p + T_p) \left(1 - \exp \left(-Z_p \left(\frac{\pi}{K_p^+ \cdot 2\tau_2} \right)^{1/2} \right) \right)$$

В этих формулах τ_1 и τ_2 – продолжительность холодного и теплого периодов, Z_p – высота растительности, K_p^- и K_p^+ – эффективные значения коэффициента температуропроводности растительности в холодный и теплый периоды года, T_p и A_p – средняя годовая температура и ее амплитуда на верхней границе растительного покрова, определяемые соотношениями:

$$T_p = T_b + \Delta T_{ch}, \quad (7)$$

$$A_p = A_b - \Delta A_{ch}.$$

Среднегодовая температура ММГ непосредственно под сезонно-талым слоем отличается от температуры поверхности почвы на величину температурной сдвижки, для расчета ее величины было использовано следующее уравнение:

$$T_m = \frac{0.5 \cdot T_n \cdot (\lambda_m + \lambda_r) + A_n \frac{\lambda_r - \lambda_m}{\pi} \left(\frac{T_n}{A_n} \arcsin \frac{T_n}{A_n} + \left(1 - \frac{T_n^2}{A_n^2} \right)^{1/2} \right)}{\lambda^*} \quad (8)$$

В этом и последующих уравнениях индексы «м» и «т» обозначают, соответственно, характеристики почвы в мерзлом и талом состояниях; λ_t и λ_m – коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы, $\lambda^* = \lambda_m$, если числитель меньше нуля и $\lambda^* = \lambda_r$, если числитель больше нуля.

И, наконец, мощность СТС рассчитывалась с использованием уравнения, предложенного В.А. Кудрявцевым [14]:

$$Z = \frac{2(A_n - T_m) \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2} + \frac{(2A_m \cdot C \cdot Z_m + Q_\phi \cdot Z) \cdot Q_\phi \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m \cdot C \cdot Z_m + Q_\phi \cdot Z + (2A_m \cdot C + Q_\phi) \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m \cdot C + Q_\phi}$$

$$A_m = \frac{A_n - T_m}{\ln \left(\frac{A_n + \frac{Q_\phi}{2C}}{T_m + \frac{Q_\phi}{2C}} \right)} - \frac{Q_\phi}{2C},$$

$$Z_m = \frac{2(A_n - T_m) \cdot \left(\frac{\lambda \cdot P \cdot C}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m \cdot C + Q_\phi} \quad (9)$$

Соотношения (1) – (8) позволяют рассчитать среднегодовую показатели термического режима почвы и мощности СТС. В канонической модели В.А. Кудрявцева [14] почва рассматривается как однородный слой, его теплофизические характеристики рассчитываются как средневзвешенные для верхней органической части и нижней минеральной, причем в качестве весовых коэффициентов используются относительные доли этих двух слоев в верхнем метровом слое почвы. В нашей же модели почва была представлена в виде двухслойной среды, состоящей из верхнего органического слоя и нижележащего минерального грунта. За органический слой принимался почвенный гумус, перекрытый мохово-лишайниковым и травяным покровом. В целом его теплофизические характеристики близки к торфу, характерной особенностью является значительно более высокая (в 2-3-раза) теплопроводность в мерзлом состоянии, чем в талом. В большой степени теплофизические свойства органического слоя определяются влажностью. Для расчета коэффициента теплопроводности органического слоя, λ (Вт/м^{°С}), использовались формулы, полученные в Государственном гидрологическом институте на основе обобщения экспедиционных данных по болотным почвам Западной Сибири:

$$\lambda_m = 0,08 \exp(0,00388 \times w_m),$$

$$\lambda = (0,615 \times w + 22,2) \times 10^{-3}$$
(10)

В этих формулах w – влажность почвы, (мм/м).

Коэффициент теплопроводности минерального грунта рассчитывался по следующей эмпирической формуле [16]:

$$\lambda = k \times (0,001 \times \rho_{ск} + 10 \times w/\rho_{ск} - 1,1) - 11,6 \times w/\rho_{ск} \quad (11)$$

Здесь $\rho_{ск}$ – плотность сухой почвы (скелета), кг/м³; k – эмпирический коэффициент, принимающий различные значения для мерзлой и талой почвы. Значения коэффициента k можно определить из таблицы 3.

Таблица 3

Значения эмпирического коэффициента k для мерзлых и талых минеральных почв [16]

	Песок	Супесь, суглинок	Глина
Мерзлая почва	1,95	1,75	1,60
Талая почва	1,75	1,60	1,50

Объемный коэффициент теплоемкости всех типов почвы, C_v (дж/м²·°С) рассчитывался по следующим формулам:

$$C_{v,M} = C_{ск} \times \rho_{ск} + 4180 \times w_H + 2090 \times (w_M - w_H), \quad (12)$$

$$C_{v,T} = C_{ск} \times \rho_{ск} + 4180 \times w_T,$$

где $C_{ск}$ – удельная теплоемкость скелета, (дж/кг·°С), 4180 и 2090 – удельная теплоемкость воды и льда, (дж/кг·°С), w_H – незамерзшая влага, (мм/м), $\rho_{ск}$ – плотность скелета, (кг/м³).

Характерные значения параметров различных грунтов приведены в таблице 4 [16].

Таблица 4

Характерные значения параметров грунтов

	Песок	Супесь	Суглинок	Глина	Торф
$\rho_{ск}$, кг/м ³	1300	1400	1500	1500	200
$C_{ск}$, Дж/(кг × °С)	690	730	775	920	2000
W (min/max), мм/м	150/500	150/500	100/400	100/150	450/900
l_M , Вт/(м × °С)	1,25/2,65	1,25/2,35	1,15/2,05	1,10/2,00	0,80/2,60
l_T , Вт/(м × °С)	1,05/2,15	1,05/1,90	0,90/1,70	0,85/1,60	0,30/0,55
w_H , мм/м	1–5	5–10	10–15	15–20	0

Расчет проводился в узлах регулярной сетки с пространственным шагом 0,5⁰ по широте и долготе, охватывающей всю криолитозону Северного полушария. В каждом узле сетки задавались механический состав (т.е. песок, супесь, суглинок или глина) минерального грунта и характерные значения льдистости мерзлых пород в соответствии с данными цифровой почвенной [35] и геокриологической [20] карт, имеющих такое же пространственное разрешение. Были проведены две серии расчетов, в которых для каждого типа талого грунта задавалась влажность, характерная для засушливых лет (200 – 250 мм/м) и для нормальных (до 350 мм/м) условий увлажнения. Влажность верхнего горизонта грунта подвержена значительным изменениям в пределах пространственных ячеек расчетной сетки, по этой причине сколько-нибудь обоснованно рассчитать или же определить по данным наблюдений ее значение более точно для всей ячейки не представляется возможным.

При проведении расчетов предполагалось, что повсеместно над вечной мерзлотой имеется органический слой одинаковой толщины от 0 до 20 см, большую часть которого составляет низшая растительность. Значения коэффициента температуропроводности растительности были заданы равными $1,39 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ и $5,56 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$ для зимнего и летнего периодов, соответственно [14]. Была проведена серия из 5 рас-

четов с целью определить чувствительность температуры ММГ и мощности СТС к изменению толщины органического слоя для гипотетических условий, когда органический слой отсутствует, и когда его толщина повсеместно составляет 5, 10, 15 и 20 см. Все расчеты этой серии проводились для фиксированных климатических условий, использовались среднемесячные нормы температуры воздуха и осадков за период 1961-1990 гг. по данным сеточного архива CRU.

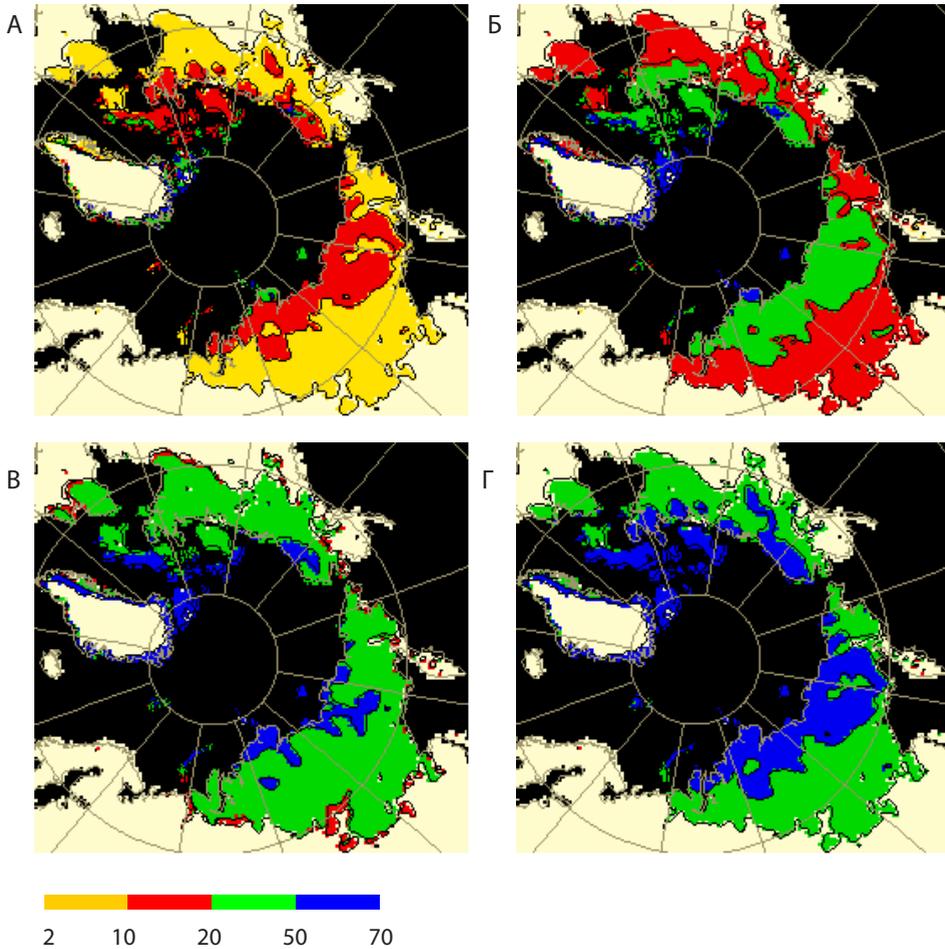


Рис. 6. Уменьшение мощности СТС (%) при наличии органического слоя по сравнению с оголенной почвой.

Карты на рисунках А – Г рассчитаны для толщин органического слоя 5, 10, 15 и 20 см, соответственно

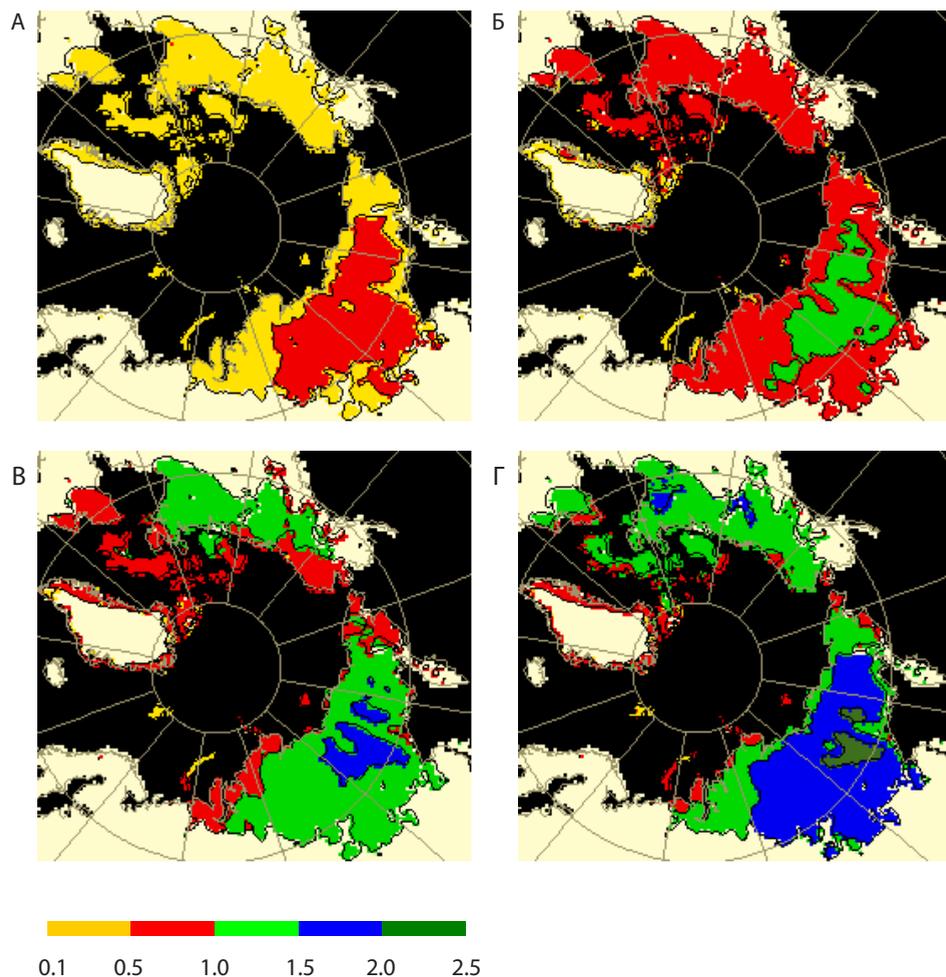


Рис. 7. Уменьшение среднегодовой температуры кровли ММГ (°С) при наличии органического слоя по сравнению с оголенной почвой.

Карты на рисунках А – Г рассчитаны для толщин органического слоя 5, 10, 15 и 20 см, соответственно

Карты на рисунке 6 показывают уменьшение мощности СТС (%) по сравнению с оголенной почвой в случае, если добавить верхний органический слой толщиной 5, 10, 15 или 20 см. Расчет показывает, что в среднем по криолитозоне Северного полушария уменьшение СТС составит, соответственно, 12 %, 27 %, 43 % и 60 %, или же в абсолютных величинах 15 см, 28 см, 41 см и 54 см. На рисунке 7 приведены аналогичные карты, на которых показано уменьшение среднегодовой температуры ММГ непосредственно под СТС, обусловленное теплоизолирующим воздействием органического слоя.

Полученные результаты указывают на высокую чувствительность параметров ММГ к свойствам органического слоя, которые в первую очередь определяются нижней растительностью. Представляет интерес вопрос о том, насколько изменятся прогнозы состояния ММГ, если учесть в расчетах изменения растительного покрова. Для этого необходимо помимо климатической проекции иметь сценарий климатообусловленного изменения растительности. Для построения такого сценария можно использовать результаты расчетов по эмпирико-статистической модели растительности, описанные в статье [12]. Важным дополнением этих расчетов являются уникальные данные, полученные в процессе длительного (более 15 лет) натурного эксперимента, в ходе которого изучалась динамика растительности под воздействием искусственного нагревания в летний период [39]. Эксперимент проводился более чем на 10 мерзлотных площадках, расположенных на севере Швеции и на Аляске. В его ходе на экспериментальных площадках в течение теплого периода года поддерживалась температура воздуха на 2°–4°С выше естественной. Проводилось сравнение динамики биомассы и видового состава тундровой растительности на экспериментальных и контрольных площадках, находящихся в естественных условиях. Помимо нагревания изучалось также воздействие обогащения почвы питательными элементами, такими как азот, калий, фосфор и магний. В целом условия эксперимента соответствовали изменениям природной среды, ожидаемым при климатическом потеплении к середине XXI века. Биомасса лишайников уменьшалась на всех площадках, подвергавшихся нагреванию, в то время как биомасса мхов на ряде площадок вначале несколько возрастала. Вместе с тем на обогреваемых площадках прослеживалась общая тенденция вытеснения мхов и лишайников сосудистыми растениями, такими как кустарник и древесные растения.

Данные этого эксперимента в сочетании с расчетами по эмпирико-статистической модели позволяют построить следующий условный сценарий климатообусловленного изменения растительности. При увеличении температуры воздуха происходит первоначальное увеличение биомассы (толщины) органического слоя и незначительные изменения видового состава. Затем, по достижении некоторой критической величины потепления, начинают преобладать процессы изменения видового состава, проявляющиеся в постепенном вытеснении и замещении мхов и лишайников сосудистыми растениями. На этом этапе имевший место ранее рост массы органического слоя сменяется тенденцией его уменьшения как за счет сомкнутости покрова, так и за счет высоты. В длительной перспективе система приближается к состоянию, при котором сомкнутость и толщина мохово-лишайникового слоя достаточно мала, и преобладают кустарничковые и древесные растения, теплоизолирующие свойства которых заметно ниже.

Для оценки влияния таких изменений растительности на вечную мерзлоту были проведены два прогностических расчета с использованием оптимизированной климатической проекции. В одном из них параметры органического слоя изменялись во времени в соответствии с указанным выше сценарием, во втором они оставались фиксированными. Предполагалось, что в пределах криолитозоны первоначальная толщина органического слоя увеличивается на 5 см с каждым градусом потепления

в данной точке. По достижении 20 см с каждым последующим градусом потепления толщина органического слоя уменьшается, также на 5 см, пока не будет достигнут предельный случай, при котором мохово-лишайниковый слой замещается сосудистыми растениями настолько, что его теплоизолирующим влиянием можно пренебречь. Несмотря на очевидную условность такого сценария, он позволяет оценить порядок величины воздействия, оказываемого изменением растительности на вечную мерзлоту, а главное, сопоставить его с прямым воздействием увеличения температуры воздуха.

На рисунке 8 приведены прогностические карты мощности СТС для середины XXI века, рассчитанные с учетом климатообусловленной динамики растительности (рис. 8А) и в предположении о постоянстве ее свойств (рис. 8Б). Видно, что на значительной части криолитозоны вытеснение мохово-лишайникового слоя граминоидами и иными формами сосудистых растений усиливает воздействие потепления и приводит к увеличению мощности СТС.

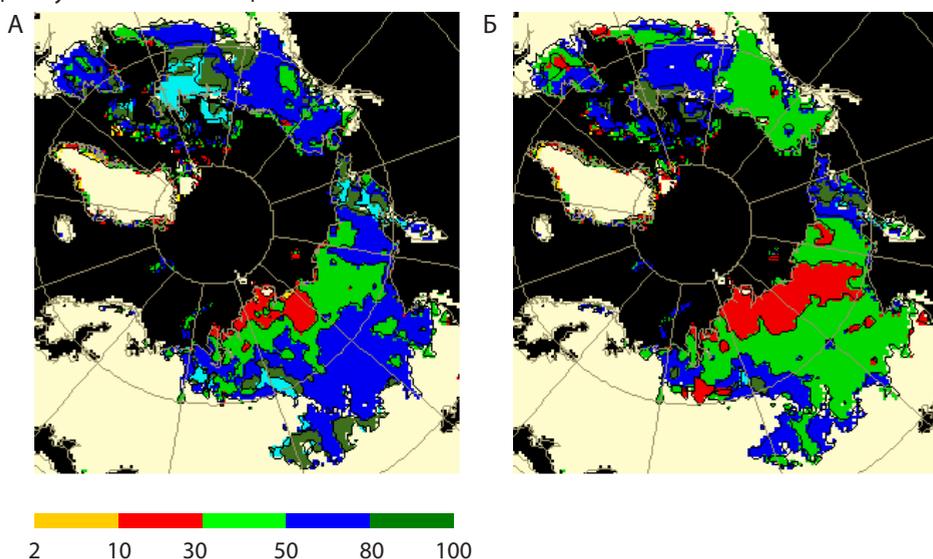


Рис. 8. Прогнозируемое к середине XXI века увеличение мощности СТС (см), рассчитанное с учетом климатообусловленных изменений нижней растительности (А) и в предположении о постоянстве свойств растительного покрова (Б)

Заключение

Результаты анализа, приведенные в статье, указывают на то, что криосфера в целом испытывает на себе значительное влияние современных изменений климата. Наиболее важным с практической точки зрения и сложным для прогноза элементом являются ММГ. Напочвенные покровы, и, прежде всего, растительность, являются не менее мощным регулятором термического состояния ММГ, чем собственно изменения параметров атмосферного климата. Следствием этого является различная чувствительность ММГ к вариациям температуры воздуха, которая достаточно вы-

сока только лишь на севере ЕТР, в то время как на остальной части криолитозоны ее вклад в общую изменчивость температуры ММГ преимущественно не превышает 15 %. Расчеты по модели ММГ, в которых учитываются задаваемые условным сценарием изменения растительного покрова, указывают на то, что на значительной части криолитозоны этот фактор к середине XXI века будет играть роль катализатора изменений параметров атмосферного климата, усиливая их непосредственное воздействие. При общем понимании закономерностей этого взаимодействия, недостаточная изученность климатообусловленной динамики растительности и отсутствие реалистичных сценариев остаются главными причинами большой неопределенности прогнозов ММГ.

Данная работа поддерживается грантом Российского Научного Фонда (проект 14-17-00037).

Литература

1. Анисимов, О.А. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонно-талого слоя в условиях современного и будущего климата / О.А. Анисимов // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 8. – № 3. – С. 36-44.

2. Анисимов, О.А. Основные природные и социально-экономические последствия изменения климата в районах распространения многолетнемерзлых пород: прогноз на основе синтеза наблюдений и моделирования. – Москва : Гринпис, 2010. – 44 с.

3. Анисимов, О.А. Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: Учет влияния растительности / О.А. Анисимов, М.А. Белолуцкая // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 11. – С. 73-81.

4. Анисимов, О.А. Углеродный баланс в криолитозоне России и глобальный климат: современное состояние и прогноз, основанный на моделировании / О.А. Анисимов, С.А. Ренева // Полярная криосфера и воды суши / ред. В.М. Котляков. – Москва ; Санкт-Петербург : Paulsen, 2011. – С. 122-140.

5. Анисимов, О.А. Возможные причины эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики / О.А. Анисимов, Ю.Г. Забойкина, В.А. Кокорев и др. // Лед и Снег. – 2014. – №2. – С. 69-81.

6. Анисимов, О.А. Континентальная многолетняя мерзлота / О.А. Анисимов, Ю.А. Анохин, С.А. Лавров и др. // Методы изучения последствий изменений климата для физических и биологических систем / под ред. С.М. Семенова – Москва : Росгидромет, 2012. – С. 268-328.

7. Анисимов, О.А. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики в контексте прошлых и будущих изменений климата / О.А. Анисимов, И.И. Борзенкова, С.А. Лавров, Ю.Г. Стрельченко // Лед и Снег. – 2012. – Т. 118. – № 2. – С. 97-105.

8. Анисимов, О.А. Оценка роли природно-климатических факторов в изменениях многолетнемерзлых грунтов на территории России / О.А. Анисимов, А.Б. Шерстюков // Криосфера Земли. – 2016. – № 2. – С. 80-89.

9. Вильд, Г.И. О температуре воздуха в Российской империи / Г.И. Вильд. Вып. 2, ч. IV. – Санкт-Петербург, 1882. – 359 с.

10. Воейков, А.И. Климаты земного шара, в особенности России. – Санкт-Петербург : Издание картографического заведения А. Ильина, 1884. – 640 с.
11. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год. – Москва : Росгидромет, 2015. – 107 с.
12. Жильцова, Е.Л. Динамика растительности Северной Евразии: анализ современных наблюдений и прогноз на 21 век / Е.Л. Жильцова, О.А. Анисимов // Арктика XXI век. Естественные науки. – 2015. – № 2. – С. 48–59.
13. Кокорев, В.А. О метеорологических данных для изучения современных и будущих изменений климата на территории России / В.А. Кокорев, А.Б. Шерстюков // Арктика XXI век. Естественные науки. – 2015. – № 2.
14. Кудрявцев, В.А. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / В.А. Кудрявцев, Л.С. Гарагуля, К.А. Кондратьева и др. – Москва : Наука, 1974. – 431 с.
15. Оберман, Н.Г. Прогнозирование деградации многолетнемерзлых пород на примере Европейского Северо-Востока страны / Н.Г. Оберман, А.М. Лыгин // Разведка и охрана недр. – 2009. – №7. – С. 15-20.
16. Павлов, А.В. Теплофизика ландшафтов / А.В. Павлов. – Новосибирск : Наука, 1979. – 282 с.
17. Сумгин, М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР / М.И. Сумгин. – Владивосток, 1927. – С. 327.
18. Хрусталева, Л.Н. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата / Л.Н. Хрусталева, С.Ю. Пармузин, Л.В. Емельянова. – Москва : Университетская книга, 2011. – 260 с.
19. Bolch, T., Kulkarni, A., Kaab, A. et al. The State and Fate of Himalayan Glaciers / T. Bolch, A. Kulkarni, A. Kaab // Science. – 2012. – Vol. 336. – No 6079. – P. 310-314.
20. Brown, J., Ferrians, O.J., Heginbottom, J.A. and Melnikov, E.S. Circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions. – Circum-pacific map series, 1997.
21. Citterio, M., Paul, F., Ahlstrom, A.P. et al. Remote sensing of glacier change in West Greenland: accounting for the occurrence of surge-type glaciers / M. Citterio, F. Paul, A.P. Ahlstrom // Annals of Glaciology. – 2009. – Vol. 50. – No 53. – P. 70-80.
22. Dyurgerov, M.B., Meier, M.F. Glaciers and the changing earth system: a 2004 snapshot // Occasional Paper 58. University of Colorado at Boulder, Boulder, Colorado: Institute of Arctic and Alpine Research, 2005. – 117 p.
23. Gardner, A.S., Moholdt, G., Cogley, J.G. et al. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009 / A.S. Gardner, G. Moholdt, J.G. Cogley // Science. – 2013. – Vol. 340. – P. 852-857.
24. Gruber, S. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation / S. Gruber // The Cryosphere. – 2012. – Vol. 6. – No 6. – P. 221-233.
25. Hinzman, L.D., Bettes, N.D., Bolton, W.R., et al. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions / L.D. Hinzman, N.D. Bettes, W.R. Bolton // Climatic Change. – 2005. – Vol. 72. – No 3. – P. 251-298.
26. Hock, R., Radic, V., de Woul, M. Climate sensitivity of Storglaciaren – An intercomparison of mass balance models using ERA-40 reanalysis and regional climate

model data / R. Hock, V. Radic, M. de Woul // *Annals of Glaciology*. – 2007. – Vol. 46. – P. 342-348.

27. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change – Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2013. – 1535 p.

28. IPCC Summary for Policymakers / Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. – Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press: P. 1–30.

29. Kwok, R., Cunningham, G.F., Wensnahan, M., Rigor, I., Zwally, H.J., and Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003-2008 / R. Kwok, G.F. Cunningham, M. Wensnahan, I. Rigor, H.J. Zwally, Yi D // *Journal of Geophysical Research-Oceans*. – 2009. – Vol. 114. – Iss. C07005.

30. Lopez, P., Chevallier, P., Favier, V. et al. A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America / P. Lopez, P. Chevallier, V. Favier et al. // *Global and Planetary Change*. – 2010. – Vol. 71. – No 1-2. – P. 85-108.

31. Masiokas, M.H., Rivera, A., Espizua, L.E. et al. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years / M.H. Masiokas, A. Rivera, L.E. Espizua et al. // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. – 2009. – Vol. 281. – No 3-4. – P. 242-268.

32. Radic, V., Hock, R. Modelling future glacier mass balance and volume changes using ERA-40 reanalysis and climate models – A sensitivity study at Storglaciaren, Sweden / V. Radic, R. Hock // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol. 111. – No F03003.

33. Shiklomanov, N., Nelson, F. Thermokarst and civil infrastructure / *Treatise on Geomorphology*. J.F. Shroder. – San Diego : Academic Press, 2013. – P. 354-373.

34. Shur, Y., Hinkel, K.M., Nelson, F.E. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science / Y. Shur, K.M. Hinkel, F.E. Nelson // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2005. – Vol. 16. – Iss. 1 – P. 5-17.

35. Staub, B. and Rosenzweig, C. Global Gridded Data Sets of Soil Type, Soil Texture, Surface Slope and Other Properties. – Boulder, CO : National Center for Atmospheric Research, 1987.

36. Streletskiy, D.A., Anisimov, O.A. Vasiliev, A.A. Permafrost degradation. In: Haeberli W. and Whiteman C. (ed.). *Snow and Ice-Related Risks, Hazards and Disasters*. – Oxford : Elsevier, 2014. – P. 303-344.

37. Streletskiy, D.A., Shiklomanov, N.I., Nelson, F.E. Permafrost, infrastructure and climate change: A GIS-based landscape approach to geotechnical modeling / D.A. Streletskiy, N.I. Shiklomanov, F.E. Nelson // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. – 2012. – Vol. 44. – No 3. – P. 368-380.

38. Tarnocai, C., Canadell, J.G., Schuur, E.A.G., et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region / C. Tarnocai, J.G. Canadell, E.A.G. Schuur // *Global Biogeochemical Cycles*. – 2009. – No 23. – P. GB2023, doi:2010.1029/2008GB003327.

39. Van, Wijk M.T., Clemmensen, K.E., Shaver, G.R., Williams, M., Callaghan, T.V., Chapin III, F.S., Cornelissen, J.H.C., Gough, L., Hobbie, S.E., Jonasson, S., Lee, J.A., Michelsen, A., Press, M.C., Richardson, S.J., Rueth, H. Long-term ecosystem level experiments at Toolik Lake, Alaska, and at Abisko, Northern Sweden: Generalizations and differences in ecosystem and plant type responses to global change / M.T. Van Wijk, K.E. Clemmensen, G.R. Shaver et al. // *Global Change Biology*. – 2004. – Vol. 10. – Iss. 1. – P. 105-123.

40. Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I, J., Carrasco, G., Kaser, R., Kwok, P., Mote, T., Murray, F., Paul, J., Ren, E., Rignot, O., Solomina, K., Steffen and T. Zhang Observations: Cryosphere / *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of Working group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.). – Cambridge, Cambridge University Press. – P. 317-382.

41. Wisser, D., Marchenko, S., Talbot, J., Treat, C., Frolking, S. Soil temperature response to 21st century global warming: the role of and some implications for peat carbon in thawing permafrost soils in North America / D. Wisser, S. Marchenko, J. Talbot et al. // *Earth System Dynamics*. – 2011. – Vol. 2. – P. 1-18.

44. Woo, M.-K. *Permafrost Hydrology*. – Berlin : Springer-Verlag, 2012. – p. 564.