

О влиянии изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта

© 2015 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский, П.Р. Накалов

Институт географии РАН, Москва
alexandr_sosnovskiy@mail.ru**On the influence of variability of snow cover parameters to the ground freezing**

N.I. Osokin, A.V. Sosnovskiy, P.R. Nakalov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

*Статья принята к печати 31 июля 2014 г.**Глубина промерзания грунта, толщина снежного покрова, температура грунта, термическое сопротивление снега, экстремальные значения.
Depth of soil freezing, extreme values, ground temperature, snow depth, thermal resistance of snow.*

Глубина и скорость промерзания грунта определяются динамикой снегонакопления в первой половине холодного сезона. По данным маршрутных снегосъёмов на Европейской территории России и в Центральной Сибири рассмотрена динамика снегонакопления за два периода (1966–2000 и 2001–2010 гг.). Построены карты максимальных и минимальных значений отношения толщины снежного покрова в начальный период снегонакопления (до 1 января) к максимальной толщине снега за весь период холодного сезона. За последнее десятилетие (2001–2010) это отношение возросло на 10–20% в районах восточнее р. Лена, а на Европейской территории России и в бассейнах рек Обь и Енисей оно уменьшилось на 15–40%. Модельные расчёты показали, что различие в глубине промерзания грунта при разной динамике толщины снежного покрова может превышать 50%. Оценены внутригодовая изменчивость термического сопротивления снежного покрова и зависимость температуры грунта от толщины снежного покрова.

Depth and rate of the soil freezing are strongly determined by dynamics of snow accumulation during the first half of a cold season. Dynamics of snow accumulation over two periods (1966–2000 and 2001–2010) was analyzed using data of snow surveys performed on the European part of Russia and in basins of rivers Ob and Yenisei (Siberia). The ratio a of snow cover thickness measured for the first half of the cold season (until January 1st) to the maximal thickness for the whole period is taken as a characteristic of the snow accumulation dynamics. Maps of the ratio a on the above areas had been constructed. During the last period (2001–2010) values of this ratio increased by 10–20% in regions to the East of the Lena river, and they decreased by 15–40% in the European part of Russia and in basins of rivers Ob and Yenisei. Model calculations did show that differences in the soil freezing depths under different conditions of the snow cover growth sometimes exceeded 50%. Interannual variability of the snow thermal resistance and the snow cover influence.

Введение

Толщина снежного покрова в значительной степени определяет возможную изменчивость глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта [1–3]. Наряду с изменением максимальной толщины снежного покрова, глубина промерзания грунта зависит также от внутригодовой динамики метеопараметров, в частности от динамики снегонакопления в первой половине холодного периода. Так, достаточно тонкий снежный покров в начале зимы и низкие температуры воздуха способствуют быстрому промерзанию грунта [9]. Поэтому к важным характеристикам относятся толщина снежного покрова в ноябре–декабре, когда в основном и происходит промерзание сезонно-талого слоя, и её соотношение с максимальной толщиной снежного покрова. В Центральной Якутии на фоне значительного повышения средней годовой температуры воздуха с 1975 по 2000 г. толщина снежного покрова уменьшилась, что существен-

но повысило устойчивость криолитозоны к потеплению климата [10].

Другой фактор, влияющий на термическое состояние почв и грунтов, – климатические изменения, при анализе которых мы будем рассматривать суммы положительных и отрицательных температур воздуха. По сравнению со средней температурой воздуха холодного периода эти суммы более адекватно описывают влияние климатических изменений на термический режим грунта. Так, при близких значениях средней отрицательной температуры холодного периода за 2001–2010 гг., равных соответственно $-7,4$ и $-7,8$ °С для гидрометеостанций (ГМС) Онега и Баренцбург (Шпицберген), суммы отрицательных температур составляют -1130 и -1910 °С [5], что обусловлено разной продолжительностью холодного периода.

Ещё один важный фактор, в значительной степени влияющий на изменчивость глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта, – комбинация экстремальных параметров температуры

воздуха и толщины снежного покрова в начале холодного периода. Задачи наших исследований – анализ изменчивости динамики снегонакопления и температуры воздуха и оценка их влияния на глубину промерзания сезонно-мёрзлого грунта.

Оценка влияния экстремальной динамики снегонакопления и отрицательных температур воздуха на промерзание грунта

Мы рассматриваем влияние динамики снегонакопления и отрицательных температур воздуха на теплофизический режим приповерхностной части многолетнемёрзлых пород на основе математического моделирования. Распределение температуры в мёрзлом слое горной породы рассчитывалось с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льדיстость). Движение границ мёрзлого и талого грунта определялось из условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла. Распределение температуры в снежном покрове описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега. В мёрзлой и талой зонах распределение температуры описывается уравнениями теплопроводности и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности. На контакте снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла. На границе мёрзлого и талого грунта – границе промерзания – принимаются температура начала замерзания грунта и условие Стефана [4, 11].

Расчёты проводились для суглинка влажностью 25% и плотностью 1400 кг/м³. При решении задачи Стефана по уравнению теплопроводности Фурье с источником тепловыделения (за счёт замерзания части воды в промерзающей части грунта) определялись распределение температуры и тепловой поток на границе мёрзлого и талого грунта. Затем по уравнению Стефана рассчитывался очередной шаг по времени, в течение которого фронт промерзания перемещается в следующий узел пространственной сетки [12].

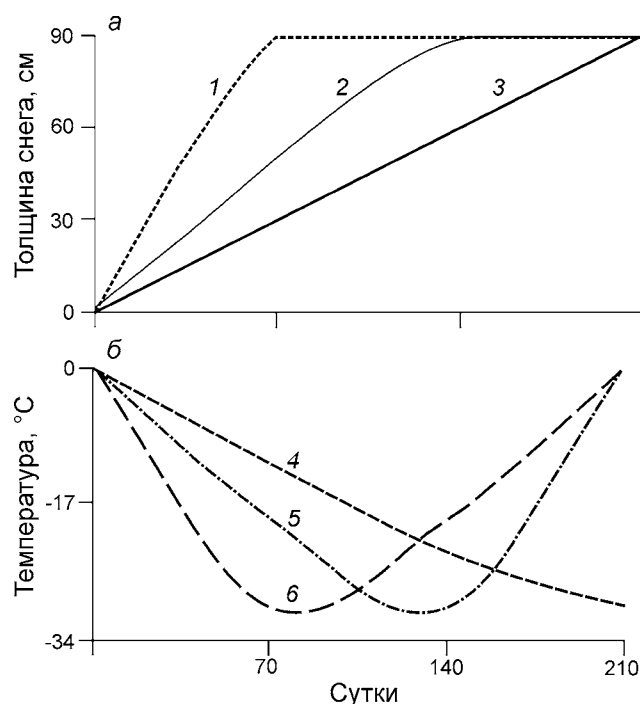


Рис. 1. Динамика некоторых параметров: а – толщина снега; б – отрицательная температура воздуха: при максимальной толщине снежного покрова на 70-е сутки (1), на 140-е сутки (2), на 210-е сутки (3); при минимальной отрицательной температуре воздуха на 210-е сутки (4), на 140-е сутки (5), на 70-е сутки (6)

Fig. 1. Dynamics of the parameters: а – snow depth; б – negative air temperature: with maximal snow depth on the 70th day (1), 140th day (2), 210th day (3); with minimal negative temperature on the 210th day (4), 140th day (5), 70th day (6)

При расчётах приняты экстремальные варианты динамики температуры воздуха и толщины снежного покрова (рис. 1). При этом максимальные значения толщины снега, снегозапаса и термического сопротивления при разной динамике снегонакопления одинаковы. Эти варианты отличаются средними за холодный период значениями толщины, плотности и термического сопротивления снежного покрова. Расчёты проведены при разной динамике снегонакопления: при максимальной толщине снежного покрова, приходящейся на моменты времени 70, 140 и 210 суток (см. рис. 1, а), и минимальной отрицательной температуре воздуха –30 °C на те же моменты времени (см. рис. 1, б). При расчётах максимальная толщина снежного покрова принималась равной 90 и 45 см.

Средняя суточная температура холодного периода в рассмотренных случаях составля-

Таблица 1. Максимальная глубина промерзания грунта при разной толщине снежного покрова и динамике климатических параметров

Время (сутки), приходящееся на:		Максимальная глубина промерзания грунта ξ_{max} , м		Отношение максимальной глубины промерзания грунта ξ_{max} при разных значениях τ_{Tmin} и τ_{hmax} к значению величины ξ_{max} ($\tau_{Tmin} = 140$ сут.; $\tau_{hmax} = 210$ сут.)	
минимальную температуру воздуха τ_{Tmin}	максимальную толщину снежного покрова τ_{hmax}	при толщине снежного покрова h_{max} , см			
		90	45	90	45
210	70	0,80	1,07	0,64	0,61
210	140	0,92	1,27	0,74	0,72
210	210	1,08	1,54	0,87	0,88
140	70	0,89	1,17	0,71	0,66
140	140	1,06	1,45	0,85	0,82
140	210	1,25	1,76	1	1
70	70	0,97	1,27	0,78	0,72
70	140	1,20	1,64	0,96	0,93
70	210	1,42	1,98	1,14	1,13

ла около -15 °С. Продолжительность холодного периода принималась равной 210 суткам. Результаты расчётов при разной динамике снегонакопления и температуре воздуха представлены в табл. 1. При минимальной температуре воздуха на момент времени $\tau_{Tmin} = 140$ (70)-е сутки и естественном ходе снегонакопления, когда максимальное значение толщины снежного покрова $h_{max} = 90$ см приходится на конец зимы ($\tau_{hmax} = 210$ сут.), максимальная глубина промерзания составит $\xi_{max} = 1,25$ (1,42) м. При экстремальной динамике снегонакопления (при выпадении основной части твёрдых осадков в первой половине зимы – $\tau_{hmax} = 70$ сут.) величины ξ_{max} составят 0,89 (0,97) м. Отличие в глубине промерзания при разной динамике снегонакопления будет равно порядка 40 (47)%.

При естественном распределении температуры воздуха ($\tau_{Tmin} = 140$ сут.) и наибольшей толщине снежного покрова в конце холодного периода глубина промерзания для снежного покрова толщиной 90 и 45 см равнялась 1,25 и 1,76 м соответственно. Если основное количество твёрдых осадков выпадет в первой половине зимы, то увеличивается среднее термическое сопротивление снежного покрова и уменьшается глубина промерзания на 29 и 34% при толщине снега h_{max} равной 90 и 45 см соответственно. Более значительные отличия в глубине промерзания отмечаются при сравнении комбинаций экстремальной динамики снегонакопления и температуры воздуха: в первом случае при мини-

мальной температуре воздуха на момент времени $\tau_{Tmin} = 210$ сут. и максимальной толщине снежного покрова в начале зимы на момент времени $\tau_{hmax} = 70$; во втором – при $\tau_{Tmin} = 70$ и $\tau_{hmax} = 210$. В этих случаях отличие в глубине промерзания составит 78 и 85% при h_{max} равной 90 и 45 см соответственно. Время промерзания в рассмотренных случаях одинаково и составляет 210 суток, поэтому при разной глубине промерзания грунта будет и разная средняя скорость промерзания.

Выполненные оценки показали, что экстремальные значения климатических параметров и их динамика в значительной степени влияют на промерзание грунтов. Наличие экстремальных условий наблюдается практически на всей территории России. Так, анализ отношения суммы отрицательной температуры воздуха до 1 января к сумме отрицательных температур за холодный период – величина $\beta_1(T)$ – показал следующее. Максимальные значения параметра $\beta_1(T)$ за период 1961–2010 гг. для районов Центральной и Восточной Сибири не превышают 0,55 при средних многолетних значениях 0,40–0,44, тогда как для Европейской территории России (ЕТР) максимальные значения $\beta_1(T)$ в основном больше 0,6. В южных и юго-западных районах ЕТР основные отрицательные температуры воздуха в отдельные годы приходятся на первую половину зимы. В этом случае глубина промерзания грунта будет наибольшей. Минимальные значения величины $\beta_1(T)$ за период 1961–2010 гг. для районов ЕТР изменяются от 0 до 0,24. Для районов

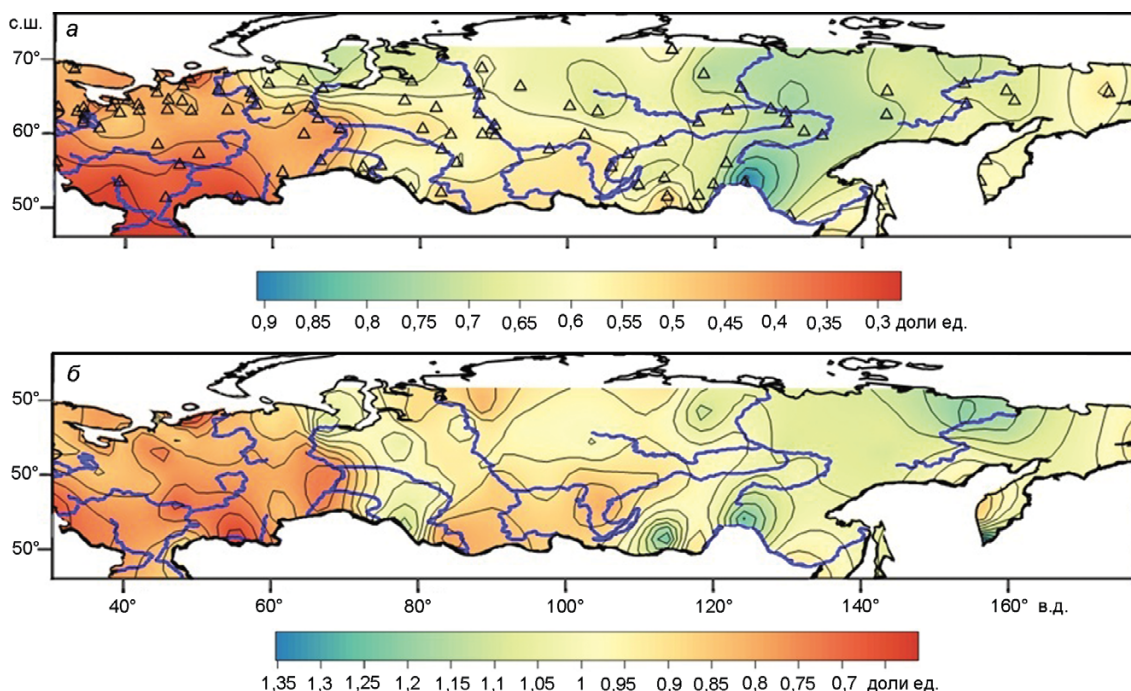


Рис. 2. Средние значения за период 2001–2010 гг.:

a – величина $\beta_1(H)$; *б* – величина $\beta_2(H)$; треугольники – места расположения ГМС, где получены данные о толщине снега (*a*)

Fig. 2. Average values for the period 2001–2010:

a – value $\beta_1(H)$; *б* – value $\beta_2(H)$; triangles show locations of weather stations with data on snow depth (*a*)

восточнее р. Енисей эта величина не опускается ниже 0,32. В южных районах ЕТР в отдельные годы отрицательные температуры устанавливаются после декабря.

Изменчивость толщины снежного покрова на территории России

Среднее за 2001–2010 гг. значение максимальной толщины снежного покрова по данным маршрутных снегосъёмок изменяется от 15 см в Читинской области и южных регионах ЕТР до 115 см в бассейне среднего и верхнего течения р. Енисей. Изменение максимальной толщины снега за 2001–2010 гг. относительно 1966–2000 гг. рассмотрено в работе [8]. На севере Тюменской области и юге Западной Сибири наблюдается значительный (до 40%) рост толщины снежного покрова, тогда как на севере Якутии и в междуречье среднего течения Оби и Енисея максимальная толщина снега снизилась на 15%. В центральных районах ЕТР, западнее Волги, наблюдается рост максимальной толщины снежного покрова на 5–15%, а в южных районах ЕТР – на 20–40%. Увеличилась максимальная толщина снежного

покрова на 5–15% и на большей части южных районов Сибири и Дальнего Востока.

Динамика толщины снежного покрова характеризуется, в частности, отношением толщины снега до января к его максимальной толщине. Среднее значение этого отношения за 2001–2010 гг. – величина $\beta_1(H)$ – представлены на рис. 2, *a*. В Сибири до 1 января толщина снежного покрова составляет более половины своего максимального значения. На большей части территории ЕТР, за исключением северо-восточных районов, величина $\beta_1(H)$ не превышает 45%. В бассейне р. Лена и в Читинской области до января выпадает до 70–80% твёрдых осадков. В Читинской области это не приводит к значительному снижению глубины промерзания из-за небольшой толщины снежного покрова. Отношение величины $\beta_1(H)$ за период 2001–2010 гг. к величине $\beta_1(H)$ периода 1966–2000 гг. – величина $\beta_2(H)$ – показывает изменение динамики снегонакопления (см. рис. 2, *б*). В районах восточнее р. Лена, в Забайкалье и бассейне р. Индигирка возросла доля твёрдых осадков, выпадающих до января. На ЕТР и в бассейне р. Обь величина $\beta_2(H)$ снизилась на 20–40%. Снижение до 15% от-

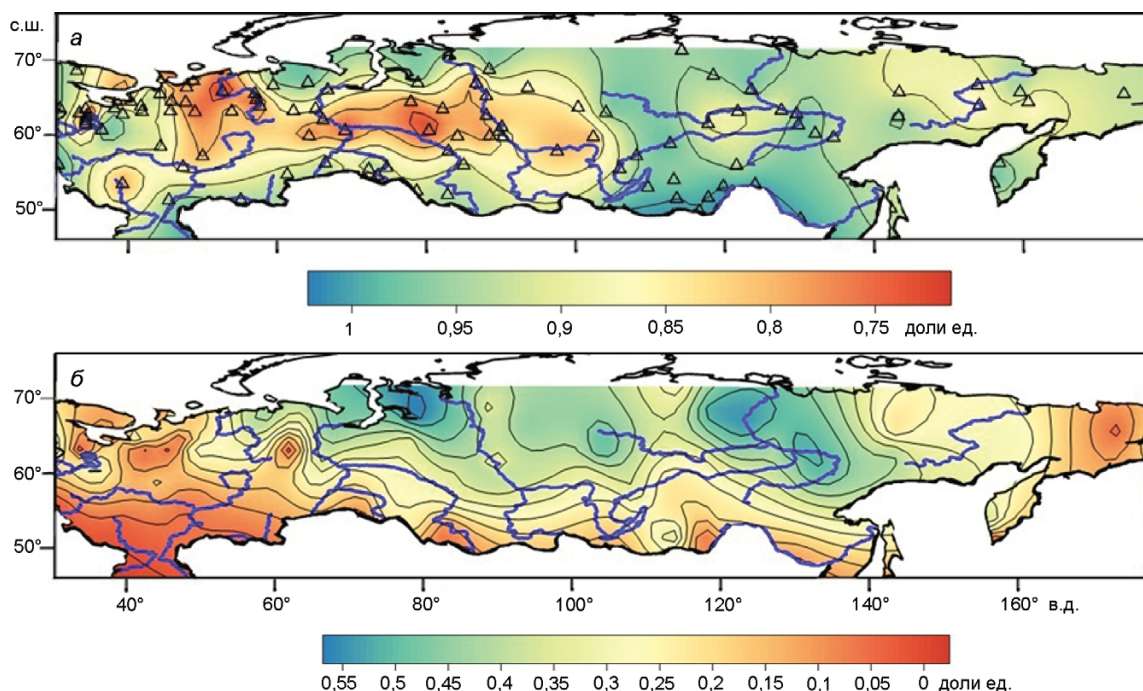


Рис. 3. Значения $\beta_1(H)$ за период 1966–2010 гг.:

a – максимальные; *б* – минимальные; треугольники – места расположения ГМС, где получены данные о толщине снега (*a*)

Fig. 3. Values of $\beta_1(H)$ for the period 1966–2010:

a – maximal ones; *b* – minimal ones; triangles – locations of weather stations with data on snow depth (*a*)

мечено в районах Западной Якутии и в бассейне Енисея. Снижение величины $\beta_2(H)$ приводит к росту глубины промерзания грунта. В этом случае при повышении температуры воздуха не будет происходить деградации мерзлоты.

Максимальные значения величины $\beta_1(H)$ за 1966–2010 гг. приведены на рис. 3, *a*. В отдельные годы в бассейне р. Печора эта величина составляет 0,7, а в среднем течении р. Обь – 0,75. В районах Восточной Сибири отмечены годы, когда основная масса снега выпадала до января. В эти годы глубина промерзания грунта снижается (см. табл. 1). Минимальные значения величины $\beta_1(H)$ за 1966–2010 гг. представлены на рис. 3, *б*. В большей части северных районов Евразии (исключение составляют северо-западные районы ЕТР) минимальные значения $\beta_1(H)$ не опускаются ниже 0,3. На ЕТР снежный покров в отдельные годы может устанавливаться после декабря. Западнее р. Печора и в южных районах Сибири толщина снежного покрова до января может составлять всего 10–15% максимальной толщины, что способствует росту глубины промерзания грунта. В результате небольшой толщины снежного покрова в этот период промерзание грунта будет наибольшим.

Влияние снежного покрова на термический режим многолетнемерзлых пород

Рассмотрим влияние межгодовой динамики толщины снежного покрова на термический режим грунта. На рис. 4 показана динамика толщины снежного покрова на ГМС Якутск и Игарка. Толщина снежного покрова с 1950-х годов на ГМС Якутск имеет явно выраженный волнообразный характер (см. рис. 4, *a*). Период этих колебаний составляет 8–12 лет. Максимальная амплитуда колебаний толщины снежного покрова при этом превышает 25 см, что более чем на 50% больше средней многолетней толщины снежного покрова. На рис. 4, *б*, *д* приведена температура грунта на глубине 320 см. Вертикальные отрезки показывают диапазон изменения температуры грунта за конкретный год. Верхний конец отрезка демонстрирует максимальную температуру грунта за этот год, а нижний – минимальную. Перемычки между прямыми показывают изменение температуры с 31 декабря предыдущего года на 1 января последующего. Сравнение многолетней динамики температуры грунта на глубине 320 см на ГМС Якутск (см. рис. 4, *б*) и толщины снежного покрова (см.

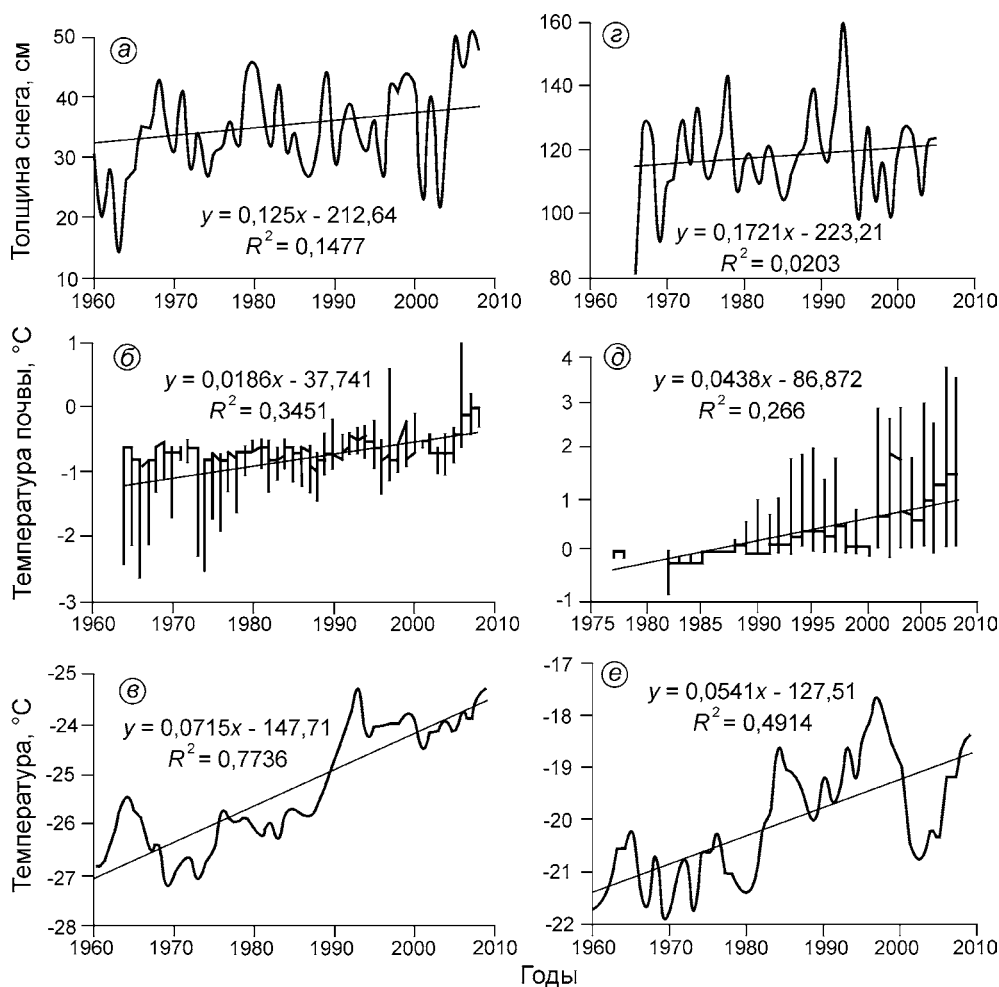


Рис. 4. Зависимость минимальной температуры грунта на глубине 320 см от толщины снежного покрова на ГМС Якутск (а–в) и Игарка (г–е):

а, г – максимальная толщина снежного покрова; б, д – температура почвы; минимальное (максимальное) значение температуры соответствуют нижнему (верхнему) значениям вертикального отрезка; перемичка между вертикальными отрезками – температура грунта на 31 декабря предыдущего года и 1 января последующего; в, е – средняя скользящая суточная температура воздуха за пять лет в период с отрицательными температурами; прямая – тренд

Fig. 4. Relationship between the snow depth and the minimal ground temperature at the depth of 320 cm at meteorological stations Yakutsk (a–в) and Igarka (г–е):

а, г – maximal snow depth; б, д – ground temperature; minimal (maximal) temperature values correspond to lower (upper) values of vertical bars; cross-connection between the vertical bars is the ground temperature on December 31st of the previous year and January 1st of the following year; в, е – moving averages of daily air temperature for five years during periods with negative temperatures; strait line is the trend

рис. 4, а) свидетельствует, что максимальным (минимальным) значениям толщины снежного покрова соответствуют максимальные (минимальные) значения температуры грунта.

Так, периоды роста и снижения минимальной температуры грунта на глубине 320 см охватывают следующие временные интервалы: 1965–1975, 1975–1988, 1988–1997 и 1997–2004 гг. и соответствуют волнообразному росту и снижению толщины снежного покрова в эти периоды.

Это происходит на фоне увеличения отрицательной температуры воздуха, которая определяет рост температуры грунта, а волнообразная динамика толщины снежного покрова определяет волнообразный характер поведения температуры грунта. При этом большей толщине снежного покрова соответствует более высокая температура грунта. Рост толщины снежного покрова с 25 см в 2004 г. до 45 см в 2006–2008 гг. и рост температуры воздуха привели к повышению тем-

Таблица 2. Толщина снежного покрова и минимальная температура грунта в разные годы на ГМС Якутск

Годы	Толщина снежного покрова, см	Минимальная температура грунта, °С
<i>Минимальная толщина снежного покрова</i>		
1970	31	-1,7
1974	27	-2,4
1987	27	-1,2
1990	29	-0,9
1996	27	-1,3
2003	29	-0,9
<i>Максимальная толщина снежного покрова</i>		
1971	41	-0,7
1980	46	-0,6
1999	44	-0,8
2002	40	-0,6
2005	50	-0,7
2007	51	-0,3

пературы грунта на глубине 320 см более чем на 0,5 °С. Локальные максимумы и минимумы толщины снежного покрова соответствуют локальным максимумам и минимумам минимальной температуры грунта. Причём во всех случаях локальных экстремумов значения температуры грунта при минимальной толщине снега меньше, чем при его максимальной толщине (табл. 2).

Из рис. 4, б видно, что до 2000 г. максимальная температура грунта на глубине 320 см на ГМС Якутск не поднималась выше 0 °С (за исключением 1997 г.). В последние годы фронт протаивания мог превышать 320 см (максимальная температура грунта на этой глубине более 0 °С). Однако в условиях небольшой толщины снежного покрова фронт промерзания достигает этой глубины ещё до 1 января – перемычки между прямыми на рис. 4, б находятся ниже 0 °С. Поэтому слой несливающейся мерзлоты не образуется.

Наибольшая температура грунта на глубине 320 см, равная 1,1 °С, приходится на 2006 г. Возможно, это обусловлено максимальной толщиной снежного покрова, которая в 2005–2007 гг. составляла 45–51 см. Это почти на 50% больше средней многолетней максимальной толщины снежного покрова, которая составляет 33 см. В этот период не наблюдается больших отклонений температуры воздуха от средних многолетних значений.

Для условий ГМС Игарка средняя многолетняя толщина снежного покрова превыша-

ет 1 м (см. рис. 4, з), поэтому колебания толщины снежного покрова менее значимы, чем для ГМС Якутск. В результате колебания минимальной температуры грунта на глубине 320 см составляют порядка 0,1 °С в течение 23 лет. Вместе с тем максимальные значения температуры грунта за эти годы выросли на 3 °С. Тренд средней скользящей за пять лет отрицательной суточной температуры воздуха составляет 0,072 °С/год для ГМС Якутск и 0,054 °С/год для ГМС Игарка (см. рис. 4, в, е).

Для условий ГМС Игарка основной фактор, влияющий на термический режим грунта, – температура воздуха. Это обусловлено тем, что при небольшом относительном изменении толщины и плотности снежного покрова его термическое сопротивление меняется незначительно. Рост температуры воздуха на ГМС Игарка приводит к повышению температуры грунта на глубине 320 см (см. рис. 4, д). До 1985 г. верхняя кровля многолетней мерзлоты не опускалась ниже 320 см. С начала 1990-х годов максимальная температура грунта на глубине 320 см на ГМС Игарка перешла через 0 °С и в дальнейшем изменялась от 0 до 3 °С. После 2000-х годов температура грунта на глубине 320 см в основном не опускается до 0 °С. Это обозначает наличие несливающейся мерзлоты и формирование талика. Рост средней годовой температуры грунта на глубине 320 см составляет 0,044 °С/год (см. рис. 4, д) при росте отрицательной температуры воздуха 0,054 °С/год (см. рис. 4, е).

Сравнение с данными ГМС Якутск показывает, что при большем росте отрицательной температуры воздуха на ГМС Якутск – 0,072 °С/год (см. рис. 4, в) – повышение температуры грунта на ГМС Якутск на глубине 320 см происходит с меньшей скоростью – 0,019 °С/год (см. рис. 4, б). Меньшая динамика роста температуры грунта на ГМС Якутск при большей чем на ГМС Игарка скорости роста температуры воздуха обусловлена в том числе меньшей толщиной снежного покрова. На ГМС Игарка толщина снежного покрова почти в 3 раза больше, чем на ГМС Якутск. Фронт протаивания грунта на ГМС Якутск в последние годы достигает глубины 320 см. Однако формирование несливающейся мерзлоты не происходит, так как в холодный период сезонно-талый слой полностью промерзает, что обусловлено, в частности, небольшой толщиной снежного покрова. Отметим, что в последние годы мини-

мальная температура грунта на глубине 320 см постепенно приближается к 0°C .

Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением, равным отношению толщины снежного покрова к коэффициенту теплопроводности снега [6–8]. Внутригодовую динамику термического сопротивления снежного покрова рассмотрим на примере ГМС Туруханск за холодный период 2005–2006 гг. На этой гидрометеостанции толщина снежного покрова достигает 1 м (рис. 5, а). Динамика толщины h_s снежного покрова за 2005–2006 гг. описывается зависимостью вида $h_s = 36,5 \ln(\tau) - 92,5$, см, где время τ даётся в сутках; достоверность аппроксимации $R^2 = 0,94$.

Зависимость плотности снежного покрова ρ_s от его толщины h_s (см. рис. 5, б) можно представить формулой $\rho_s = 0,0015h_s + 0,074$, г/см³, где h_s дано в см; $R^2 = 0,89$. Зная плотность снежного покрова, можно оценить эффективный коэффициент теплопроводности снега (в диапазоне температур $-10 \div -20^{\circ}\text{C}$) по формуле [9] $\lambda_s = k\rho_s$, Вт/(МК), где k – коэффициент пропорциональности, равный 1; ρ_s дано в г/см³. Термическое сопротивление снежного покрова рассчитывается по формуле $R_s = h_s/\lambda_s$, где h_s даётся в м, а λ_s – в Вт/(МК).

Результаты расчётов приведены на рис. 5, в. В период с наименьшей температурой воздуха – с 40-х суток от начала промерзания грунта до 120-х суток – отличие в величине термического сопротивления R_s составляет порядка 8% (см. рис. 5, в). В первый месяц с отрицательной температурой воздуха термическое сопротивление с конца второй недели до конца четвёртой увеличилось вдвое главным образом за счёт роста толщины снежного покрова. В дальнейшем рост толщины снежного покрова компенсируется увеличением плотности снега.

Заключение

Модельные расчёты показали, что отличие в глубине промерзания грунта при разной динамике снегонакопления может превысить 50%. Динамика снегонакопления хорошо выражается отношением толщины снежного покрова за первую половину холодного сезона (до 1 января) к максимальной толщине снега за весь период. Анализ этого отношения, вычисленного по данным маршрутных

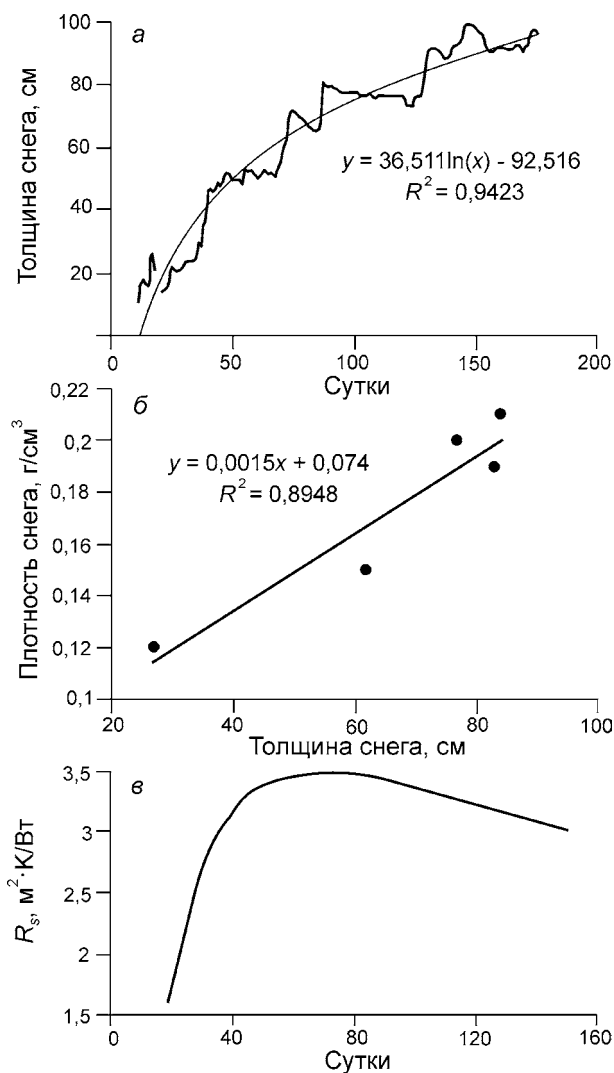


Рис. 5. Теплофизические параметры снежного покрова на ГМС Туруханск за холодный период 2005/06 гг.: а – динамика толщины снега с 10 октября 2005 г.; б – плотность снега; в – термическое сопротивление снежного покрова зимой 2005/06 г.

Fig. 5. Thermal physical parameters of snow cover at the weather station Turukhansk for the cold season of 2005/06: а – dynamics of snow depth since 10.10.2005; б – snow density; в – thermal resistance of snow cover in winter of 2005/06

снегосъёмов в 2001–2010 гг. относительно предыдущего периода (1966–2000 гг.), показал его уменьшение на Европейской территории России и в бассейне р. Обь на 20–40%, а в ряде районов Западной Якутии и в бассейне р. Енисей такое отношение уменьшилось на 15%. Это приводит к росту глубины промерзания почвы и тем самым сохраняет многолетнюю мерзлоту в условиях повышения температуры воздуха. В районах восточнее р. Лена (в Забайкалье и в бассейне р. Индигирка) доля твёр-

дых осадков, выпадающих до января, возросла на 10–20%. В течение периода 1966–2010 гг. максимальные значения отношения толщины снежного покрова до 1 января к максимальной толщине снега изменялись от 0,7 до единицы, а минимальные значения — от очень низких до 0,65. При небольшой толщине снежного покрова её межгодовые колебания определяют динамику минимальной температуры грунта на глубине 320 см. По данным метеостанции Туруханск, термическое сопротивление снежного покрова увеличивается в первые же месяцы после установления снежного покрова. В дальнейшем оно изменяется в пределах 10–15%.

Математическое моделирование влияния изменчивости параметров снежного покрова на термический режим сезонно-талого и сезонно-мёрзлого слоёв грунта и численные эксперименты проведены в рамках выполнения Программы ИГ РАН 77 — проект № 01201352476, а обработка и анализ архивных материалов по снежному покрову и их картографирование выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13–05–01167.

Литература

1. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Сократов С.А.* О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // МГИ. 2000. № 88. С. 41–45.
2. *Осокин Н.И., Жидков В.А., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.* Изменчивость гидрометеорологических факторов, влияющих на промерзание грунтов // МГИ. 2000. № 89. С. 209–213.
3. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Оценка влияния потепления климата на деградацию мерзлоты (на теплофизическое состояние мерзлых пород) // МГИ. 2005. № 99. С. 144–150.
4. *Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В.* Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Серия геогр. 2006. № 4. С. 40–46.
5. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Чернов Р.А., Лаврентьев И.И.* Климатические изменения и возможная динамика многолетнемерзлых грунтов на архипелаге Шпицберген // Лёд и Снег. 2012. Вып. 2 (118). С. 115–120.
6. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. № 1 (121). С. 93–103.
7. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 63–70.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Пространственная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (124). С. 72–80.
9. *Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 230 с.
10. *Скачков Ю.Б.* Термическая устойчивость верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии при современном потеплении климата: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 2001. 25 с.
11. *Сосновский А.В.* Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
12. *Osokin N.I., Samoylov R.S., Sosnovskiy A.V., Sokratov S.A., Zhidkov V.A.* Model of the influence of snow cover on soil freezing // Annals of Glaciology. 2000. Т. 31. С. 417–421.

Summary

Depth and rate of the soil freezing are strongly determined by dynamics of snow accumulation during the first half of a cold season. One of characteristics of dynamics of the snow cover thickness is a ratio a of the snow cover height for the period until January 1st to the maximum of snow cover thickness for the whole season. Analysis of this relationship calculated from data of snow surveys for two periods (2001–2010) and (1966–2000) allowed revealing that in the European part of Russia and in basin of the river Ob the ratio a decreased by 20–40% during the last decade while in some areas of West Yakutia and in basin of the Yenisei River it decreased by only 15%. This results in increasing of the soil freezing depth and thus compensates the air temperature rise. In areas located to the East of the Lena river, near the Baikal, and in the river Indigirka basin proportion of solid precipitation until January 1st increased by 10–20%. Maximal values of the ratio a during the period of 1966–2010 varied from 0.7 to 1, while the minimal values — from very low to 0.65. Model calculations did show that differences in the soil freezing depths under different conditions of snow cover growth sometimes exceeded 50%. With low thickness of snow cover its interannual fluctuations determine dynamics of minimal soil temperature at the depth of 320 cm. Interannual variability of the snow cover thermal resistance is also presented.