

# СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.321.7

doi:10.15356/2076-6734-2016-2-189-198

## Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген

© 2016 г. Н.И. Осокин, А.В. Сосновский\*

Институт географии РАН, Москва

\*alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

## Dynamics of snow cover characteristics exerting influence on stability of the Svalbard permafrost

N.I. Osokin, A.V. Sosnovsky\*

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*alexandr\_sosnovskiy@mail.ru

Article accepted for publication on January 25, 2016

**Keywords:** *anomalous and extreme values of snow cover, characteristics of snow accumulation, snow cover, Svalbard, thaw, winter rainfalls.*

### Summary

Climate variations result in changes of the snow cover characteristics which have a certain influence upon thermal state and stability of permafrost. Analysis of data of meteorological station Barentsburg (Svalbard) and our own observations has revealed small change in the snow cover thickness for the period 1984–2015. At the same time, duration of the snow cover presence has shortened by 8%. In recent years, more than 60% of the snow cover thickness was formed during the early third of the cold season which adversely affects a rate of the ground freezing. Durations of thaws increased from 12 to 22 days, and the rainfall amount decreased during the cold period from 60 to 120 mm. The largest increase in the thaw duration (by a factor of 7) and decrease of the rainfall amount (by a factor of 8) fall on January and February. Summing up of the thaw duration and the rainfall amount for the 5-year periods demonstrated significant growth of both. It should be noted also that, according to data of the Barentsburg station and our ones, in a few last years, these parameters reached anomalously high values. Appearance of anomalous values of the snow cover thickness as well as of the dates of its onset became more frequent. For the last decade, recurrence of anomalous values of the snow cover thickness increased: one event for 2.4 years before 2000, and one occurrence of anomalous thickness for 1.4 years since 2001. The later onset of snow cover resulted in shortening of duration of its presence. Occurrence of anomalous duration of the snow cover presence was observed once for 4.3 years before 2001, and once for 3.3 years after 2000.

Статья принята к печати 25 января 2016 г.

**Ключевые слова:** *аномальные и экстремальные значения параметров снежного покрова, зимние жидкие осадки, особенности снегонакопления, оттепель, снежный покров, Шпицберген.*

Рассмотрены аномальные и экстремальные значения толщины снежного покрова, сроков его установления и схода, продолжительности залегания, динамики снегонакопления, продолжительности оттепелей и количества жидких осадки на архипелаге Шпицберген за 1973–2013 гг. В настоящее время более 60% толщины снежного покрова формируется в первой трети холодного периода года, что влияет на промерзание сезонного талого грунта.

### Введение

Современные климатические изменения в районах распространения многолетней мерзлоты приводят к многочисленным отрицательным последствиям, которые воздействуют как на экосистему в целом [19, 21], так и на инфраструктуру этих районов [15] и приводят к мно-

гочисленным авариям и чрезвычайным ситуациям. При этом на термическое состояние и устойчивость многолетней мерзлоты оказывают влияние не только температурные изменения, но и состояние снежного покрова [10, 11, 16]. Снежный покров – важный фактор взаимодействия атмосферы и подстилающих почв и грунтов. В районах с многолетней мерзлотой он слу-

жит естественным теплоизолятором, который может ускорить или замедлить деградацию мерзлоты при климатических изменениях [12, 14]. Снежный покров в основном характеризуют такие его параметры, как толщина, снегозапас и продолжительность залегания. Последние два параметра интересуют в основном климатологов, гидрологов и специалистов сельского хозяйства [13], тогда как толщина снежного покрова определяет его теплозащитные свойства и интересна мерзлововедам [11]. Наряду со специалистами этих направлений, снежный покров привлекает внимание дорожников, коммунальщиков, специалистов аэродромного хозяйства, зоологов, ботаников и специалистов других направлений. Подобный интерес связан с оценкой необходимых сил и средств для расчистки территорий и путей сообщения, возможного промерзания и выпревания растений, а также возникающих препятствий для добывания пищи животными из-под снега [1].

При математическом моделировании влияния снежного покрова на термический режим грунтов спектр характеристик снежного покрова, используемых в качестве входных параметров модели промерзания–протаивания почв и грунтов, значительно расширяется [3, 4]. Например, к параметрам, определяющим теплозащитные свойства снежного покрова, относятся: плотность снега, термическое сопротивление снежного покрова, динамика снегонакопления, сдвиг времени установления снежного покрова относительно времени наступления отрицательных температур, продолжительность залегания и стратиграфия снежного покрова. Влияние этих параметров на промерзание грунта рассмотрено в работах [5, 6, 11, 14]. Так, в годы с аномальной динамикой снегонакопления различия в глубине промерзания грунта могут превысить 50% [10], поэтому, наряду с исследованием средних многолетних значений параметров снежного покрова, необходимо определение их аномальных и экстремальных значений, т.е. отклонений от среднего многолетнего значения на величину  $|\sigma|$  и  $|2\sigma|$  соответственно, где  $\sigma$  – стандартное отклонение [2].

Один из районов распространения многолетней мерзлоты – архипелаг Шпицберген. Современное потепление климата и значительное влияние снежного покрова на термический режим грунтов [18] могут привести к снижению проч-

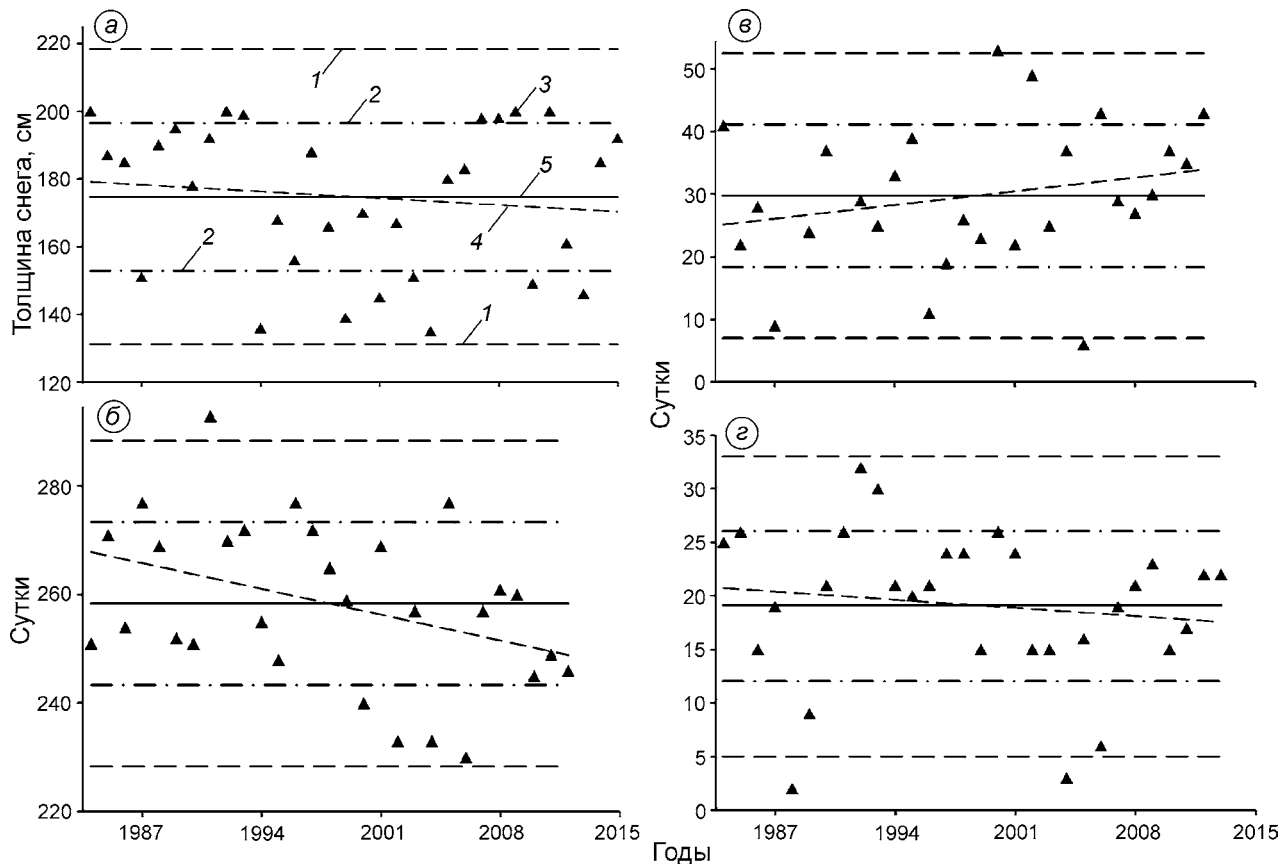
ностных свойств и несущей способности мерзлоты. Цель настоящей работы – проанализировать изменчивость параметров снежного покрова, влияющих на сохранение многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген. Динамику параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге, рассмотрим на примере данных по снежному покрову метеостанции Баренцбург [сайт [http://gp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107](http://gp5.ru/archive.php?wmo_id=20107)] и наших собственных исследований. За основу примем метеоданные за 30-летний период с 1973 по 2013 г.

### Толщина снежного покрова

Один из важнейших параметров снежного покрова, влияющих на промерзание и термический режим грунта, – толщина снега. На рис. 1, *a* представлены значения толщины снежного покрова за 1984–2015 гг. Линейный тренд показывает небольшое (на 9 см) снижение толщины снежного покрова за последние 30 лет – на 0,3 см/год (тренд за период 1984–2015 гг.  $y = -0,2837x + 741,99$ ;  $R^2 = 0,0149$ ). Толщина снежного покрова находится в пределах 135–200 см. Средняя толщина снежного покрова за этот период составляет 175 см (см. рис. 1, *a*). В 1994–2004 гг. толщина снежного покрова была в основном меньше среднего многолетнего значения. Стандартное отклонение  $|\sigma| = 22$  см. Аномальные значения толщины снежного покрова ниже средних многолетних значений находились в пределах 131–153 см, а выше – в пределах 197–218 см. Мы называем экстремальными значениями толщины снежного покрова меньше 131 см или больше 218 см. На рис. 1, *a* экстремальные значения толщины снежного покрова отсутствуют. Толщина снега в основном не превышает её аномальные значения больше чем на 3 см и не опускается ниже её нижних аномальных значений.

В 1973–1983 гг. толщина снежного покрова в среднем была на 103 см меньше, чем в 1984–2015 гг. Это не природное различие, оно вызвано переносом метеоплощадки 1 февраля 1984 г. на новое место, с иным рельефом местности, что и привело к значительной разнице в толщине снега.

Наши измерения и расчёты показали, что при толщине снежного покрова 200 см температура поверхности грунта в зимний период не



**Рис. 1.** Динамика параметров снежного покрова:

*a* – толщина снежного покрова; *б* – продолжительность залегания снежного покрова; *в* – дата установления снежного покрова относительно 4 сентября; *г* – дата схода снежного покрова относительно 30 мая; *1* и *2* – отклонения от среднего многолетнего значения на величину  $|2\sigma|$  и  $|\sigma|$  соответственно; *3* – данные метеостанции Баренцбург; *4* – тренд; *5* – среднее многолетнее значение

**Fig. 1.** Dynamics of snow cover parameters:

*a* – snow depth; *б* – duration of snow cover; *в* – setting up of snow cover relative to September 4; *г* – loss of snow cover relative to May 30; *1* and *2* – deviations from the long-term average by an amount  $|2\sigma|$  and  $|\sigma|$  respectively; *3* – data of Barentsburg weather station; *4* – the trend; *5* – average long-term value

опускается ниже  $-1^{\circ}\text{C}$ . При сохранении толщины снежного покрова на уровне 200 см и более в определённых условиях (отсутствие мохового покрова, повышенная влажность грунта и др.) может сформироваться слой несливающейся мерзлоты, который ослабит прочностные свойства и несущую способность грунта [7].

#### Продолжительность залегания снежного покрова

Другой параметр, влияющий на термический режим грунта, – продолжительность залегания снежного покрова, которая в период 1984–2015 гг. находится в пределах 230–293 сут. С 1991 по 2012 г. она сокращается (см. рис. 1, б).

Как видно из этого рисунка, экстремальные значения продолжительности залегания снежного покрова приходятся на 1991 г. и составляют 293 сут. Длительность залегания снежного покрова в период 1984–2012 гг. уменьшилась, согласно линейному тренду, на 20 сут. (тренд за период 1984–2012 гг.  $y = -0,6773x + 1611,7$ ;  $R^2 = 0,1472$ ). В это время средняя продолжительность залегания снежного покрова составляла 258 сут., а после 1999 г. она снизилась.

Одна из причин сокращения периода залегания снега – более позднее установление устойчивого снежного покрова (см. рис. 1, в). С 1984 по 2012 г. эти сроки сдвинулись, согласно линейному тренду, приблизительно на 10 сут. (тренд за период 1984–2012 гг.

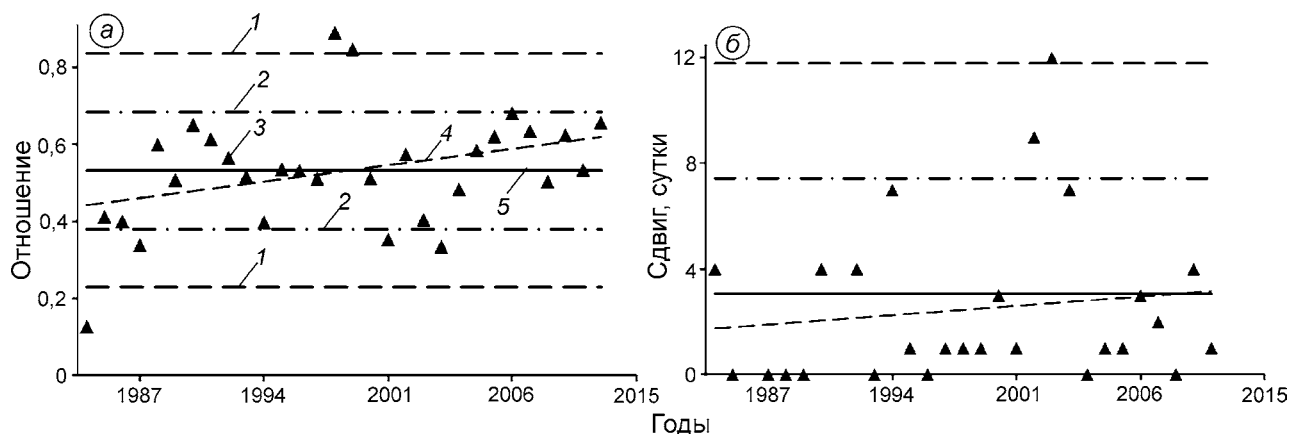
$y = 0,3128x - 595,48$ ;  $R^2 = 0,0538$ ). В 2009–2012 гг. устойчивый снежный покров образовывался после 3 октября. При этом сроки его установления в 1984–2012 гг. колеблются от 7 до 53 сут. относительно 4 сентября (см. рис. 1, в).

Другая причина снижения продолжительности залегания снежного покрова – изменение сроков схода снежного покрова, которое, как правило, определяется его максимальной толщиной в начале снеготаяния. Сдвиг сроков схода снежного покрова относительно 30 мая представлен на рис. 1, г. С 1984 по 2013 г. они изменились незначительно: согласно линейному тренду, приблизительно на четверо суток (тренд за период 1984–2013 гг.  $y = -0,1077x + 234,32$ ;  $R^2 = 0,0173$ ). В 1984–2013 гг. сход снежного покрова в среднем приходится на 18 июня, т.е. на 19 сут. позже 30 мая (см. рис. 1, г). Стандартное отклонение  $|\sigma| = 7$  сут., аномальные значения продолжительности залегания находятся в пределах сдвига на 5–12 и 26–33 сут. относительно 30 мая. Наиболее ранние значения сроков схода снежного покрова за период 1984–2013 гг. (см. рис. 1, г) приходятся на 1988 г. (1 июня) и 2004 г. (2 июня); толщина снежного покрова в эти годы составляла 190 и 135 см соответственно.

Толщина снежного покрова в значительной степени определяет возможную изменчивость

глубины промерзания сезонно-мёрзлого грунта и термический режим сезонно-талого грунта. Промерзание грунта начинается с наступлением отрицательных температур воздуха, и устойчивый снежный покров ложится, как правило, уже на мёрзлый грунт, толщина которого зависит от температуры воздуха, продолжительности бесснежного периода с отрицательными температурами воздуха, влажности грунта и др. Помимо максимальной толщины снежного покрова, на глубину промерзания грунта влияет и внутригодовой ход метеорологических параметров, в частности снегонакопление в первой половине холодного периода [7, 11]. Так, достаточно тонкий снежный покров в начале зимы и низкие температуры воздуха способствуют быстрому промерзанию грунта. Поэтому важное значение имеют толщина снежного покрова в ноябре–декабре, когда в основном и промерзает сезонно-талый слой, и её соотношение с наибольшей толщиной снежного покрова. Наши расчёты показали [10], что глубина промерзания грунта при разной динамике снегонакопления может различаться на 50%.

Одна из характеристик динамики снегонакопления – отношение толщины снежного покрова до 1 января к максимальной толщине снега  $\Delta h$ . Эта величина за 1984–2013 гг. приведена на рис. 2, а. Её значение, согласно тренду, выросло



**Рис. 2.** Отношение толщины снежного покрова до 1 января к максимальной толщине снежного покрова (а) и величина сдвига времени установления снежного покрова относительно установления отрицательных температур воздуха (б):

1 и 2 – отклонения от среднего многолетнего значения на величину  $|2\sigma|$  и  $|\sigma|$  соответственно; 3 – величина  $\Delta h$  по данным метеостанции Баренцбург; 4 – тренд; 5 – среднее многолетнее значение

**Fig. 2.** The ratio of snow depth until January 1 to the maximum snow depth (a) and the shift time of setting up of snow cover relative to the beginning of negative air temperatures (b):

1 and 2 – deviations from the long-term average by amount  $|2\sigma|$  and  $|\sigma|$ ; 3 – the value  $\Delta h$  according to the Barentsburg weather station; 4 – the trend; 5 – average long-term value

за данный период с 0,44 до 0,62 (тренд за период 1984–2013 гг.  $y = 0,0061x - 11,724$ ;  $R^2 = 0,1255$ ). За этот же период среднее значение  $\Delta h$  составляет 0,53 (см. рис. 2, а) и изменяется от 0,13 (1984 г.) до 0,89 (1998 г.). На Западном Шпицбергене после 1984 г. большая часть твёрдых осадков выпадает в первой трети холодного периода (см. рис. 2, а). Это приводит к тому, что в последние годы более 60% толщины снежного покрова формируется именно в это время. В результате при увеличении толщины снежного покрова в начале холодного периода промерзание замедляется [10].

Рассмотрим другие факторы, влияющие на глубину промерзания и термический режим грунта. Один из них – время сдвига установления устойчивого снежного покрова относительно времени появления средних суточных отрицательных температур воздуха  $\Delta t$ . Расчёты показали, что при росте значения  $\Delta t$  на одни сутки глубина промерзания может увеличиться на 0,02 м [8]. Величина  $\Delta t$  за период 1984–2012 гг. приведена на рис. 2, б. Её значение за этот период, согласно тренду, изменилось незначительно – на одни сутки (тренд за период 1984–2012 гг.  $y = 0,0504x - 98,188$ ;  $R^2 = 0,0185$ ). За этот период средняя величина  $\Delta t$  составила 2,5 сут. При этом её значения в период 1984–2012 гг. находятся в пределах 0–19 сут. Стандартное отклонение  $|\sigma| = 3$  сут., а аномальные величины  $\Delta t$  находятся в пределах 7–12 сут. Экстремальные значения  $\Delta t$  превышают 12 сут. Как видно из рис. 2, б, такие значения  $\Delta t$  за период 1984–2012 гг. приходятся на 2003 г. (12 сут.) и на 1986 г. (19 сут.). Таким образом, на Западном Шпицбергене величина  $\Delta t$  резко не возрастает и на термическое состояние грунта почти не влияет. Исключение могут составить лишь годы с экстремальной величиной  $\Delta t$ .

### Оттепели и жидкие осадки

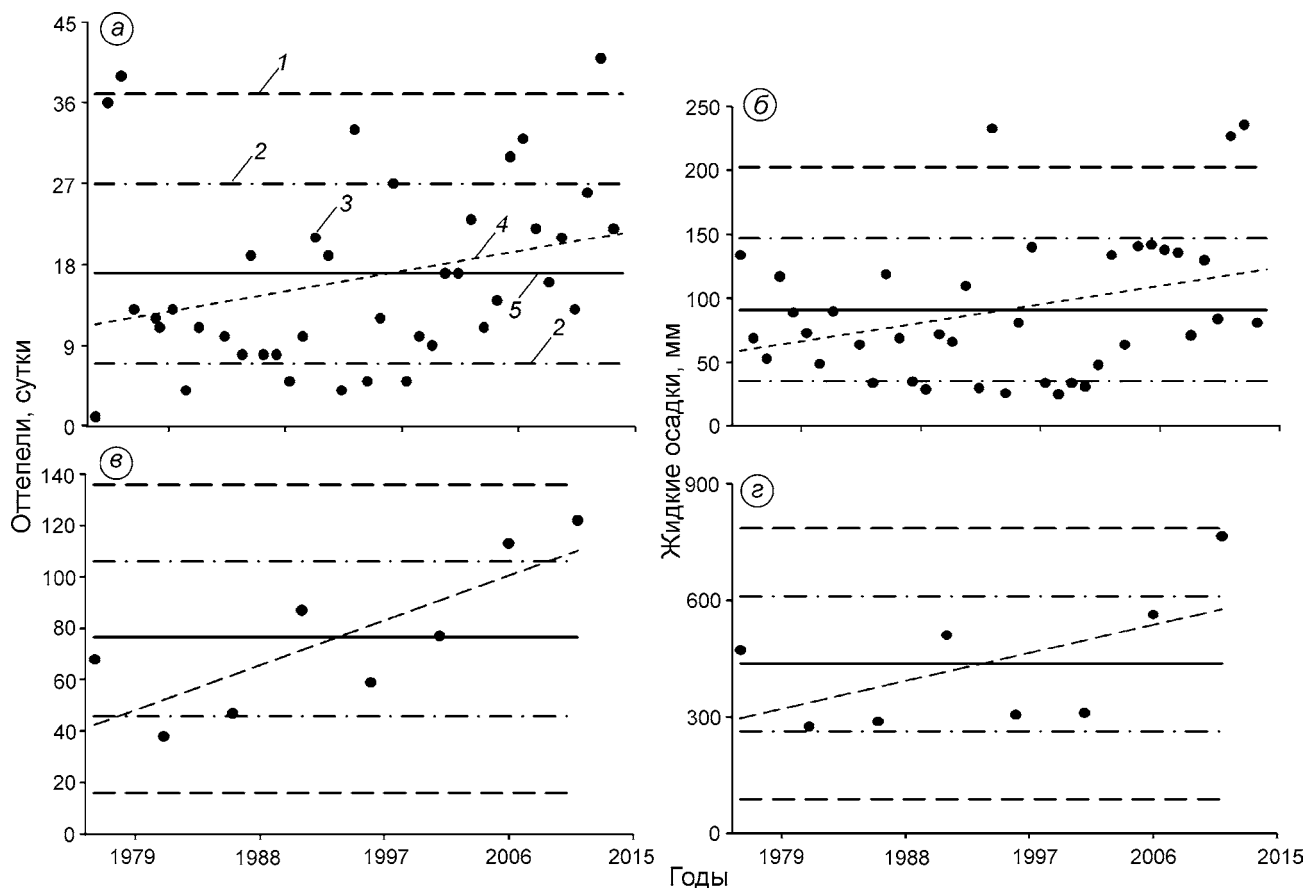
На промерзание грунта и его термический режим влияет и теплоизоляционная способность снежного покрова, которая зависит от его стратиграфии и коэффициента теплопроводности снега [9]. Последний обусловлен структурой и плотностью разных слоёв снежного покрова. Стратиграфия снежной толщи определяется как её естественным развитием под действием мета-

морфизма снега, температурного режима и снегонакопления [17, 20], так и воздействием оттепелей и жидких осадков, которые приводят к уплотнению снега и формированию ледяных прослоек. В условиях Шпицбергена оттепели и жидкие осадки – частые явления, поэтому стратиграфия снежного покрова в значительной степени зависит от присутствия оттепелей и жидких осадков и их экстремальных значений [9]. Эти явления есть возможность рассмотреть с 1973 г.

Суммарная продолжительность оттепелей и количество жидких осадков за холодный период с 1973 по 2013 г. показаны на рис. 3, а, б. За этот период продолжительность оттепелей увеличилась с 12 до 22 сут., а количество жидких осадков возросло с 60 до 120 мм. Тренд продолжительности оттепелей за период 1973–2013 гг.  $y = 0,2493x - 480,62$ ;  $R^2 = 0,0855$ . Но, начиная с 2000 г., продолжительность оттепелей сильно возросла и вместе с этим увеличился рост количества зимних осадков.

Средняя продолжительность оттепелей за холодный период (см. рис. 3, а) составляет 17 сут. при стандартном отклонении 10 сут., а среднее количество жидких осадков за холодный период – 91 мм при  $|\sigma| = 56$  мм (см. рис. 3, б). При этом средняя продолжительность отдельной оттепели за холодный период составляет четверо суток, а среднее количество жидких осадков за отдельную оттепель равно 23 мм. Самые сильные оттепели были в 2006 (21 сут. и 93 мм жидких осадков) и 2012 г. (15 сут. и 136 мм жидких осадков).

Экстремальные значения самых продолжительных оттепелей за холодный период приходятся на 1975 (39 сут. и 69 мм жидких осадков) и 2012 г. (41 сут. и 236 мм жидких осадков). За сутки 29 января 2012 г. толщина снежного покрова уменьшилась на 16 см при 27 мм жидких осадков. При этом в долине Грёндален на поверхности грунта под снегом образовался слой льда толщиной до 60 см после того, как весь снег пропитался водой, стекавшей с окрестных склонов [9]. В целом, в конце января 2012 г. под воздействием жидких осадков толщина снега уменьшилась со 117 до 91 см. Экстремальные значения наибольшего количества жидких осадков за холодный период, вызвавшие существенное изменение структуры снежной толщи, приходятся на 1993, 2011 и 2012 г. Жидкие осадки за холодный период в эти годы составили 233, 227 и 236 мм соответственно.



**Рис. 3.** Число дней оттепели (а, в) и количество жидких осадков (б, г): а, б – за холодный период; в, г – за пятилетки, начиная с 1974 г.; 1 и 2 – отклонения от среднего многолетнего значения на величину  $|\pm 2\sigma|$  и  $|\sigma|$  соответственно; 3 – значения по данным метеостанции Баренцбург; 4 – тренд; 5 – среднее многолетнее значение

**Fig. 3.** Number of days with thaw (а, в) and the amount of liquid precipitation (б, г): а, б – during the cold period; в, г – for the five-year periods starting from 1974; 1 and 2 – deviations from the long-term average by an amount  $|\pm 2\sigma|$  and  $|\sigma|$ ; 3 – values according to the Barentsburg weather station; 4 – the trend; 5 – average long-term value

Важный параметр оттепелей, влияющий на состояние снежной толщи и термический режим грунта, – временной фактор. Если оттепель происходит в марте–апреле, то изменение теплозащитных свойств снежной толщи незначительно влияет на термическое состояние грунта, если только это не экстремальная оттепель с большим количеством жидких осадков, проникающих до поверхности грунта. Оттепель в начале холодного периода повлияет на нижние слои снежного покрова и не затронет вышележащий снег, выпавший позже. Наибольшее влияние на состояние снежного покрова и термический режим грунта окажут оттепели в декабре–январе.

Рассмотрим параметры оттепели в разные периоды холодного времени года за 1973–2013 гг. В первые холодные месяцы – ноябрь и декабрь –

увеличивается продолжительность оттепелей (тренд  $y = 0,1206x - 231,7$ ;  $R^2 = 0,0508$ ). При этом количество жидких осадков за холодный период, согласно линейному тренду ( $y = 0,0196x + 10,278$ ;  $R^2 = 4 \cdot 10^{-05}$ ), практически не изменяется. Средняя многолетняя сумма жидких осадков за ноябрь и декабрь составляет 49 мм при стандартном отклонении  $|\sigma| = 38$  мм. При этом среднее количество жидких осадков за одну оттепель равно 23 мм при  $|\sigma| = 22$  мм. Средняя многолетняя сумма продолжительности оттепелей за ноябрь–декабрь составляет девять суток при  $|\sigma| = 6$  сут. При этом средняя продолжительность отдельной оттепели за ноябрь–декабрь составляет четверо суток при таком же стандартном отклонении.

За январь–февраль растёт как продолжительность оттепелей в холодный период за 1973–

2013 г. (тренд  $y = 0,2224x - 437,34$ ;  $R^2 = 0,2375$ ), так и количество жидких осадков в это время ( $y = 1,4143x - 2782,6$ ;  $R^2 = 0,2367$ ). Причём этот рост многократный – сумма продолжительности оттепелей растёт, согласно линейному тренду, от полутора до десяти суток, а количество жидких осадков возрастает с 8 до 63 мм. Средняя многолетняя сумма жидких осадков за январь–февраль несколько ниже по сравнению с предыдущим периодом (ноябрь–декабрь) и составляет 39 мм при стандартном отклонении  $|\sigma| = 34$  мм, что вызвано более низкими температурами воздуха в этот период. При этом среднее количество жидких осадков за одну оттепель практически не меняется и составляет 24 мм при таком же значении  $|\sigma|$ . Средняя многолетняя сумма продолжительности оттепелей за январь–февраль равна девяти суткам при стандартном отклонении  $|\sigma| = 6$  сут. При этом сохраняется и средняя продолжительность отдельной оттепели за январь–февраль, которая составляет четверо суток при таком же  $|\sigma|$ .

За весенние месяцы март–апрель изменения как количества оттепелей, так и количества жидких осадков незначительны, при этом их тренды отрицательны:  $y = -0,0125x + 29,878$ ;  $R^2 = 0,0019$  и  $y = -0,1269x + 280,51$ ;  $R^2 = 0,0079$  соответственно. Средняя многолетняя сумма жидких осадков за март–апрель составляет 27 мм при  $|\sigma| = 17$  мм. Среднее количество жидких осадков за одну оттепель составляет 20 мм при  $|\sigma| = 13$  мм. Средняя многолетняя сумма продолжительности оттепелей за март–апрель составляет пять суток при  $|\sigma| = 3$  сут. При этом средняя продолжительность отдельной оттепели за март–апрель равна четырём суткам при  $|\sigma| = 3$  сут.

Рост продолжительности оттепелей и суммы жидких осадков холодного периода за пятилетние периоды, начиная с 1974 г., представлен на рис. 3, в, г. Видно, что увеличивается и продолжительность оттепелей (почти в 3 раза с 1973 г. согласно линейному тренду), и количество жидких осадков (приблизительно в 2 раза с 1973 г. согласно линейному тренду), что указывает на направленность климатических изменений на Западном Шпицбергене. Сумма продолжительности оттепелей и жидких осадков за пятилетние периоды показывает (см. рис. 3, в, г), что после 2006 г. эти значения принимают аномально большие или близкие к ним значения. Таким обра-

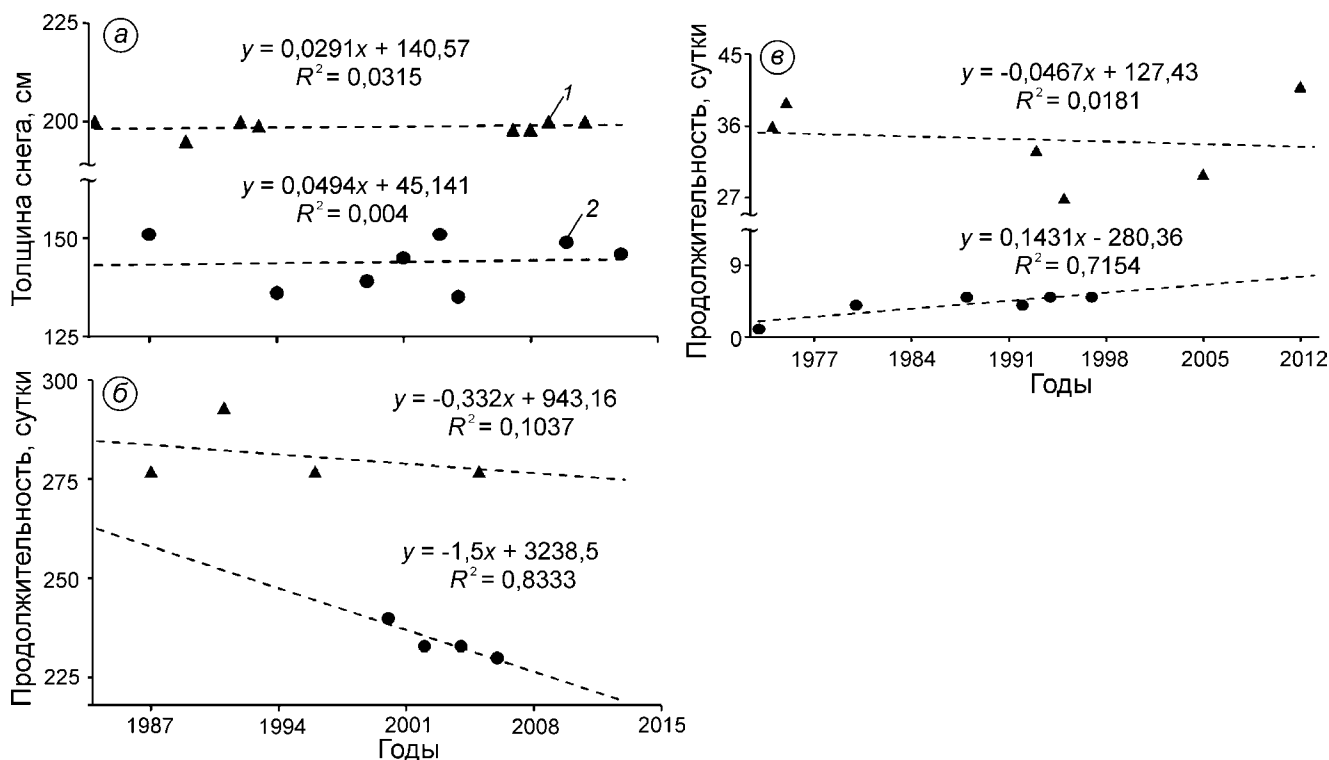
зом, в этот период снежный покров подвергался наибольшим воздействиям оттепелей и жидких осадков, что способствовало его уплотнению, формированию ледяных корок и снижению термического сопротивления снежного покрова.

### Частота аномальных и экстремальных явлений

При анализе частоты аномальных и экстремальных явлений, связанных с параметрами снежного покрова, рассмотрим временные периоды с 1984 по 2000 и с 2001 по 2013 г., а при анализе частоты оттепелей и количества жидких осадков – периоды с 1973 по 2000 и с 2001 по 2013 г. На рис. 4, а представлены аномальные и экстремальные значения толщины снежного покрова и отдельно выделена максимальная и минимальная толщина снега. После 2000 г. отмечено четыре года с аномально большой толщиной снежного покрова и пять лет с аномально низкой, тогда как за предыдущий период (1984–1999 гг.) – четыре года с аномально высокой толщиной и три с аномально низкой. Всего установлено семь аномальных лет за 17 летний период с 1984 по 2000 г. и девять – за 13-летний период после 2000 г. Частота появления аномальных значений толщины снежного покрова за последнее десятилетие возросла: одно событие за 2,4 года до 2000 г. и одно проявление – за 1,4 года после 2001 г.

Анализ аномальных и экстремально ранних и поздних сроков установления снежного покрова относительно 4 сентября показал, что после 2000 г. было три аномальных года с поздним сроком установления снежного покрова и один год с ранним сроком. За предыдущий период отмечено два аномальных года с поздним сроком установления снежного покрова и два года с ранним сроком. Частота аномальных сроков установления снежного покрова такова: один раз за 4,3 года до 2000 г. и один раз за 3,3 года после 2001 г.

Более позднее установление снежного покрова приводит к сокращению продолжительности его залегания, в том числе к появлению аномальных значений (см. рис. 4, б). До 2001 г. было три года с аномально высокой продолжительностью залегания снежного покрова и один год с аномально низкой; после 2000 г. – один год с аномально высокой и три года с аномально



**Рис. 4.** Аномальные и экстремальные значения толщины (а), продолжительности залегания снежного покрова (б) и продолжительности оттепелей (в):  
 1 - максимальные; 2 - минимальные значения; пунктир - тренд

**Fig. 4.** Abnormal and extreme values of snow depth (а), duration of snow cover (б), and duration of thaw (в):  
 1 - maximal; 2 - minimal; dotted line - trend

низкой продолжительностью залегания снежного покрова. Аномальная продолжительность залегания снежного покрова отмечена один раз за 4,3 года до 2001 г. и один раз за 3,3 года после 2000 г. Динамика такая, как и у сроков установления снежного покрова.

Аномальные и экстремальные сроки схода снежного покрова в последние годы бывают редко. После 2000 г. было два года с наиболее ранним сходом снежного покрова, а до 2000 г. отмечено два года с наиболее ранним сходом снежного покрова и пять лет с более поздним сходом снежного покрова. Аномальные сроки схода снежного покрова были один раз за 2,4 года до 2001 г. и один раз за 6,5 лет после 2000 г.

Аномальные и экстремальные годы с продолжительными оттепелями представлены на рис. 4, в. До 2000 г. отмечено четыре года с наибольшей продолжительностью оттепелей и шесть лет с наименьшей, а после 2000 г. — два года с наибольшей продолжительностью оттепелей. Продолжительные оттепели случались один раз

за 3,1 года до 2001 г. и один раз за 6,5 лет после 2000 г. Снижение частоты продолжительных оттепелей приводит к более редкому появлению аномальных и экстремальных значений жидких осадков. При этом растёт продолжительность оттепелей и увеличивается количество жидких осадков (см. рис. 3, а, б). До 2000 г. отмечен один год с наибольшим количеством жидких осадков и пять лет — с наименьшим, а после 2000 г. было два года с наибольшим количеством жидких осадков в холодный период. Значительные жидкие осадки случались один раз за 4,7 года до 2001 г. и один раз за 6,5 лет после 2000 г.

### Выводы

Климатические изменения влияют на характеристики снежного покрова, определяющие термическое состояние и устойчивость многолетнемёрзлых грунтов. Анализ данных по метеостанции Баренцбург на архипелаге Шпицберген



и результатов наших наблюдений показал небольшое изменение толщины снежного покрова за период с 1984 по 2015 г. За эти годы продолжительность залегания снежного покрова сократилась на 8%, что было вызвано как более поздними сроками установления снежного покрова, так и чуть более ранним его сходом. В среднем устойчивый снежный покров здесь лежит с 3 октября по 18 июня. На промерзание сезонно-талого слоя грунта сильно влияет отношение толщины снежного покрова до 1 января к наибольшему её значению. В последние годы более 60% всего снежного покрова формируется в первой трети холодного времени года.

Частые явления в холодный период на Шпицбергене – оттепели и жидкие осадки. Продолжительность оттепелей за холодный период с 1984 по 2015 г. возросла с 12 до 22 сут., а количество жидких осадков с 60 до 120 мм. При этом многократный рост продолжительности оттепелей (в 7 раз) и жидких осадков (в 8 раз) отмечается в январе–феврале. Эти явления в последние годы принимают особенно высокие значения; в 2012 г. они привели к формированию в долине Грёндален слоя льда толщиной до 60 см.

Всё чаще повторяются особенно высокие значения толщины снежного покрова и поздние сроки его установления, но на фоне роста продолжительности оттепелей и количества жидких осадков снижается частота проявления их аномальных и экстремальных значений.

Таким образом, текущее изменение параметров снежного покрова оказывает разнонаправленное влияние на термическое состояние и устойчивость многолетней мерзлоты. С одной стороны, изменение динамики снегонакопления и выпадение большей части твёрдых осадков в первой трети холодного периода увеличивает теплозащитную роль снежного покрова и ухудшает условия промерзания грунта, но с другой стороны, увеличение сдвига времени установления устойчивого снежного покрова и рост жидких осадков, изменяющих стратиграфию снежной толщи и уменьшающих термическое сопротивление снежного покрова, способствуют промерзанию грунта. При этом часть природного холода тратится на замерзание жидкой влаги в снежном покрове. Поэтому делать выводы об одностороннем или преобладающем действии одного из рассмотренных факторов на устойчи-

вость многолетней мерзлоты пока трудно. Необходимы дальнейшие наблюдения и модельные расчёты для оценки воздействия разных параметров снежного покрова с учётом аномальных и экстремальных значений и их комплекса на термический режим многолетней мерзлоты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

## Литература

1. Котляков В.М. Избранные сочинения. Кн. 2. Снежный покров и ледники Земли. М.: Наука, 2004. 448 с.
2. Максимова Л.Н., Чижев А.Б., Меламед В.Г., Дубровин В.А., Медведев А.В. Оценка влияния снежного покрова на температурный режим и сезонное промерзание пород (с применением ЭВМ) // Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977. С. 127–135.
3. Олейников А.Д., Володичева Н.А. Экстремальные зимы XX–XXI вв. как индикаторы снежности и лавинной опасности в условиях прошлого и прогнозируемого изменений климата // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 52–57.
4. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В., Соколов С.А. О роли некоторых природных факторов в промерзании грунтов // МГИ. 2000. № 88. С. 41–45.
5. 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.
6. Осокин Н.И., Самойлов Р.С., Сосновский А.В. Оценка влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Изв. РАН. Сер. геогр. 2006. № 4. С. 40–46.
7. 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. № 2 (118). С. 115–120.
8. 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.
9. 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.

10. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
11. *Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: ГЕО, 2008. 230 с.
12. *Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А., Какунов Н.Б., Минайлов Г.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н.* Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на Севере России // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 4. С. 30–39.
13. *Рихтер Г.Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1948. Вып. 40. С. 64–75.
14. *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.
15. *Цаликов Р.Х.* Опасности и угрозы для северных территорий Российской Федерации, обусловленные глобальным изменением климата / Материалы науч.-практич. конф. «Обеспечение комплексной безопасности северных регионов Российской Федерации». М.: изд. НЦУКС МЧС России, 2008. С. 122–130.
16. *Шерстюков А.Б.* Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
17. *Шмакин А.Б., Турков Дж.В., Михайлов А.Ю.* Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 69–79.
18. *Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В.* Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. № 4 (124). С. 52–59.
19. *Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y., Jorgenson M.T., Racine C.H., Doyle A.P., Boone R.D.* Observations of thermokarst in boreal forests in Alaska // Arctic, Antarctic, Alpine Research. 2000. V. 32. № 3. P. 303–315.
20. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
21. *Yoshikawa K., Hinzman L.* Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost // Permafrost Periglacial Process. 2003. № 14. № 2. P. 151–160.