

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.321.1, 551.578.465

**ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СНЕГА В ТОЛЩЕ В ЛАНДШАФТНЫХ ФАЦИЯХ,
РАЗЛИЧНЫХ ПО УСЛОВИЯМ УВЛАЖНЕНИЯ (ЮГ САХАЛИНА)**

В.А. Лобкина

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал,
693023, Южно-Сахалинск, ул. Горького, 25, Россия; valentina-lobkina@rambler.ru*

В течение четырех зимних сезонов проводились натурные наблюдения за скоростью перекристаллизации снега в толще на двух контрольных участках, различающихся степенью увлажненности ландшафтной фации. Выявлены основные структурные изменения в снежной толще. Определена скорость роста диаметра ледяных кристаллов в слое снега. На основе стратиграфических наблюдений получены значения скорости смены форм ледяных кристаллов в снежном слое с момента его образования.

Размер кристаллов, скорость перекристаллизации, снежная толща, стратиграфический комплекс

**SNOW RECRYSTALLIZATION IN LANDSCAPE FACIES
OF DIFFERENT MOISTURE CONDITIONS (SOUTH SAKHALIN)**

V.A. Lobkina

*Far East Geological Institute, FEB RAS, Sakhalin Department,
693023, Yuzhno-Sakhalinsk, Gorky st., 25, Russia; valentina-lobkina@rambler.ru*

During four winter seasons the full-sized observations of the recrystallization rate of snow depth in two control areas with different degrees of hydromorphic landscape facies has been fulfilled. Basic structural changes in snow thickness have been revealed. The growth rate of the diameter of the ice crystals in the snow layer has been determined. The rates of change of forms of ice crystals in the snow cover since the moment of its formation have been obtained on the basis of stratigraphic observations.

Crystal size, rate of recrystallization, snow pack, stratigraphic complex

ВВЕДЕНИЕ

В ходе формирования снежного покрова и его стратификации внутри снежной толщи создаются условия, влияющие на скорость изменения формы и размера ледяного кристалла [Гляциологический словарь, 1984; Снег..., 1986]. На скорость процессов метаморфизма снега значительное влияние оказывает температурный режим внутри снежной толщи. Температурный режим определяет направление и интенсивность диффузии водяного пара [Гляциологический словарь, 1984; Войтковский и др., 1988], которая, в свою очередь, является управляющим фактором сублимационного метаморфизма снега.

Однако скорость сублимационного метаморфизма снега будет определяться не только направлением и интенсивностью диффузии водяного пара [Войтковский, 1977], но и концентрацией водяного пара, содержащегося в поровом пространстве и подстилающей поверхности. Основным источником поступления водяного пара в поровое пространство снежной толщи является почвенный

покров, этот компонент ландшафта также определяет интенсивность и направление теплового потока в снежной толще (так как его температура выше температуры снега и воздуха).

Большое влияние на процессы сублимационного метаморфизма оказывают и климатические факторы, в частности температура и влажность воздуха [Земцова, 1968].

Стратиграфические комплексы снежного покрова выделяются с учетом неравномерного распределения снежного покрова по территории, влияния климатических, геоморфологических и гидрометеорологических факторов и ландшафтных условий [Трошкина, 1980; Древило и др., 2000; Казаков и др., 2011].

Стратиграфический комплекс снежного покрова [Казаков и др., 2011] – это литологический комплекс, формирующийся в определенном ландшафте, проходящий стадии седиментации и диагенеза снежной толщи в сходных условиях и формирующий в однотипные зимы однотипные спектры

стратиграфических колонок снежного покрова, обладающих сходными стратификацией, структурой, текстурой и близкими физико-химическими, механическими характеристиками.

Анализ периодов образования в снежном слое ледяных кристаллов различных стадий роста (гранные, полускелетные, скелетные) [Коломыца, 1976] позволяет выявить скорость перекристаллизации снега в толще при прочих равных условиях и для различных стратиграфических комплексов. Определение скорости перекристаллизации снега в толще дает возможность прогнозировать время образования лавиноопасных слоев.

Сублимационная перекристаллизация снега в условиях о. Сахалин представляет собой основной генетический механизм образования лавин объемом более 5000 м³. Лавины, состоящие из перекристаллизованного снега, на юге о. Сахалин, по данным наблюдений, составляют около 31 % от общего числа лавин [Казаков, 2009]. Таким образом, использование данных об увлажненности стратиграфического комплекса может существенно повлиять на оперативность прогноза лавин [Божинский, 1987].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В течение четырех зимних сезонов (2005–2011 гг.) производились натурные наблюдения за скоростью сублимационного метаморфизма снега на двух контрольных участках, находящихся в пределах одного стратиграфического комплекса [Лобкина, 2011]. Размер участков 50 × 50 м.

Участки имеют сходные геоморфологические характеристики, но различаются степенью увлажнения ландшафтной фации, которая определяется на основе почвенно-растительной индикации [Литенко, 1994]. Участки были заложены в предгорном шлейфе Сусунайского хребта в окрестностях г. Южно-Сахалинска.

Выбранный стратиграфический комплекс снежного покрова, на котором были заложены участки, характеризуется умеренно перекристаллизованной снежной толщей, т. е. в период с января по март более половины слоев снежной толщи состояли из вторично-идиоморфного снега.

Участок № 1 характеризуется умеренно гидроморфным типом фаций, подвергается избыточному увлажнению весной в период таяния снега и с конца августа по начало октября в период выпадения сильных дождей. Все горизонты почв оглеены, степень оглеения возрастает с глубиной. Из древесных пород преобладает береза и ольха. В подлеске распространены кустарники, высокотравье и осока.

Участок № 2 характеризуется сильно гидроморфным типом фаций, переувлажнен практически постоянно. Распространены перегнойно-глеевые почвы. Участок расположен в болотистом по-

нижении небольшого ручья, для него характерно высокотравье, кустарники. Из древесных пород – ива и ольха.

Наблюдения на опытных площадках проводились с периодичностью один раз в неделю с января по март, что позволило проследить основные структурные изменения снежной толщи.

Для проведения исследования снежный разрез расчленялся на различные по генезису и морфологии слои. В слоях определялся класс форм ледяных кристаллов по методике Э.Г. Коломыца [1976, 1984] и разработкам лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ФГБУН ДВГИ ДВО РАН.

Были сфотографированы ледяные кристаллы каждого снежного слоя. По фотографии кристаллов путем камеральной выборки из не менее чем 20 ледяных кристаллов из слоя определяли средний и максимальный диаметры. Этим же способом производили определение преобладающего в слое класса форм ледяных кристаллов.

Морфометрические характеристики кристаллов позволили проследить динамику смены стадий конструктивного метаморфизма снега в целом и на момент определенного события (снегопад, смена температурного режима и др.).

В результате сравнения средних диаметров кристаллов, измеренных в одном снежном слое с периодичностью один раз в неделю с января по март, была получена скорость роста диаметра кристаллов в снежном слое. По данным о скорости роста диаметра кристаллов была определена скорость метаморфизма отдельно взятого слоя.

В качестве параметров количественной оценки скорости сублимационного метаморфизма снега рассчитаны коэффициенты перекристаллизации (K_n) и вторичного расслоения ($K_{вр}$) снежной толщи [Казаков и др., 2011]:

$$K_n = \frac{H_1}{H}, \quad K_{вр} = \frac{H_2}{H_1},$$

где H – суммарная толщина снежного покрова; H_1 – суммарная толщина слоев вторично-идиоморфного снега; H_2 – суммарная толщина слоев, выполненных кристаллами скелетного класса форм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдения за сменой стадий роста ледяных кристаллов на обоих участках в течение четырех сезонов показали, что время формирования ледяных кристаллов гранного класса форм из снежинок составляет в среднем на обоих участках 7–10 сут, время перехода из гранного класса форм в полускелетный составляет 20 сут, из полускелетных в скелетные – 20 сут, еще через 20 сут (третья декада марта) 50 % кристаллов регрессируют до секториальной и пластинчатой стадий. На участке № 2 полускелетные и скелетные кристаллы формируются на 5 сут раньше, чем на участке № 1.

Значения среднего диаметра кристаллов (D) и плотности (ρ) в снежных слоях на участке № 1

Дата	Слой	D , мм	ρ , г/см ³	Дата	Слой	D , мм	ρ , г/см ³
02.02.10	Уплотненный	0,2	0,22	15.02.10	Уплотненный	0,6	0,26
	Нижележащий	0,5	0,20		Нижележащий	1,1	0,24
04.02.10	Уплотненный	0,5	0,24	17.02.10	Уплотненный	0,7	0,26
	Нижележащий	0,8	0,22		Нижележащий	1,2	0,24
08.02.10	Уплотненный	0,4	0,26	25.02.10	Уплотненный	0,8	0,28
	Нижележащий	0,9	0,24		Нижележащий	1,2	0,26
10.02.10	Уплотненный	0,6	0,26	27.02.10	Уплотненный	1,0	0,30
	Нижележащий	0,8	0,24		Нижележащий	1,3	0,29
12.02.10	Уплотненный	0,6	0,26	03.03.10	Уплотненный	1,0	0,32
	Нижележащий	1,1	0,24		Нижележащий	1,2	0,30

Полученные данные согласуются с данными [Куваева и др., 1967; Варганова, 1975]. В частности, в работе М.С. Варгановой [1975] указано, что на образование скелетных кристаллов из свежеснежавшего снега потребовалось около 40–45 сут при условии, что площадка наблюдений была заложена на влажном разнотравном лугу. По данным автора, средняя скорость образования скелетных кристаллов из свежеснежавшего снега составила 40 сут на более увлажненном участке № 2 и 50 сут на участке № 1.

По результатам наблюдений установлено, что в течение зимнего сезона, после устойчивого становления снежного покрова (вторая декада декабря) и до начала периода его таяния (начало апреля), основу структуры снежного покрова составляют вторично-идиоморфные кристаллы.

Были получены данные о скорости роста кристаллов в отдельном взятом слое на участках наблюдений. Так, скорость роста кристаллов в снежном слое, сформированном одним снегопадом, на участке № 2 в 2 раза выше, чем на участке № 1, что свидетельствует о более интенсивном массопереносе. Например, средний (максимальный) диаметр гранных кристаллов в снежном слое, сформированном снегопадом 16–17.01.2011 г., на 01.02.2011 г. на участке № 1 составляет 0,2 мм (0,5 мм), а на участке № 2 – 0,5 мм (1 мм).

Одной из характеристик снежной толщи, влияющей на скорость роста ледяных кристаллов, является плотность снежного слоя [Варганова, 1975; Жидков и др., 1992]. На выбранных площадках фиксировали слои повышенной плотности (более 20–30 % относительно соседних слоев). Затем отслеживали динамику роста диаметра ледяных кристаллов как в этих слоях, так и в нижележащих.

Автором было установлено, что при значительном уплотнении какого-либо снежного слоя относительно соседних слоев [Михалев, Лобкина, 2008; Лобкина, 2011] наблюдается замедление скорости роста диаметра ледяных кристаллов в данном слое. В то же время в нижележащем слое скорость роста диаметра ледяных кристаллов увеличивается.

Данный результат был получен при сопоставлении изменений средних диаметров кристаллов и плотностей исследуемых слоев снежной толщи. Пример получения такой зависимости приведен на участке № 1 за февраль 2010 г. (табл. 1, рис. 1). На рис. 2 показано изменение температурного режима внутри снежной толщи за данный период (T – температура на контакте слоев).

Увеличение скорости роста диаметра ледяных кристаллов в слоях снежной толщи, расположенных под уплотненными слоями (в частности, под “ветровой доской”), отмечалось в работах Г.М. Куваевой с соавт. [1967], Э.Г. Коломыца [1971], М.С. Варгановой [1975].

Минимальная скорость роста ледяных кристаллов за исследуемый период наблюдалась в уплотненном слое и составляла 0,1 мм за 10 дней, максимальная – под корками различного происхождения, составляя 1,5 мм за 10 дней.

Произведен расчет $K_{\text{п}}$ и $K_{\text{вр}}$ снежной толщи. Значения $K_{\text{п}}$ на обоих участках примерно одинаковы (рис. 3, а), что связано со схожим отношением свежеснежавшего снега к лежащему, так как выпадение снега происходило в один период.

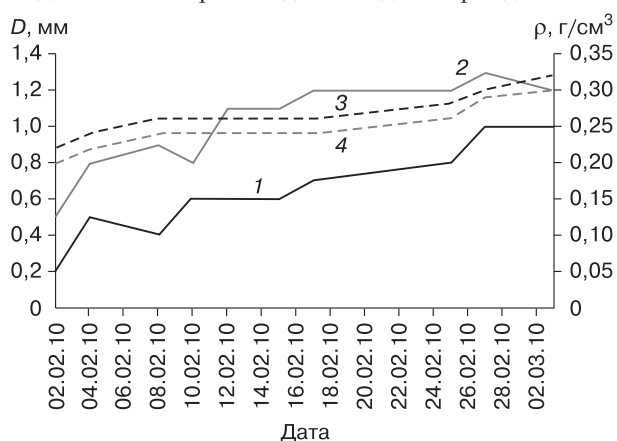


Рис. 1. Динамика изменения среднего диаметра кристаллов (D) и плотности снега (ρ) в снежных слоях на участке № 1.

1, 2 – D , мм; 3, 4 – ρ , г/см³; 1, 3 – уплотненный слой; 2, 4 – нижележащий слой.

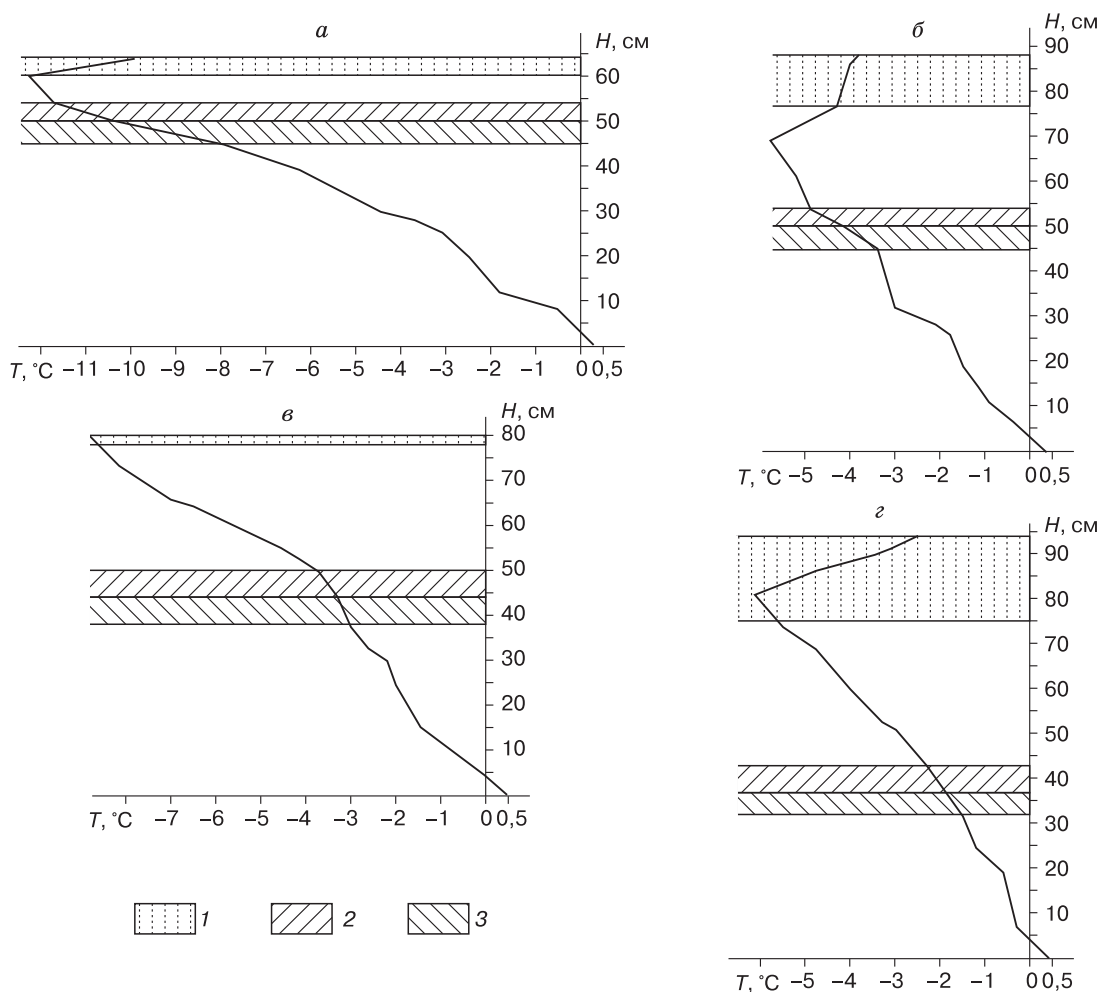


Рис. 2. Распределение температуры внутри снежной толщ на участке № 1 за период 02.02.2010–02.03.2010 г.

a – 02.02.2010 г.; *б* – 12.02.2010 г.; *в* – 17.02.2010 г.; *г* – 03.03.2010 г.; 1 – слои, состоящие из первично-идиоморфного снега; 2 – слой уплотненного снега; 3 – нижележащий слой снега.

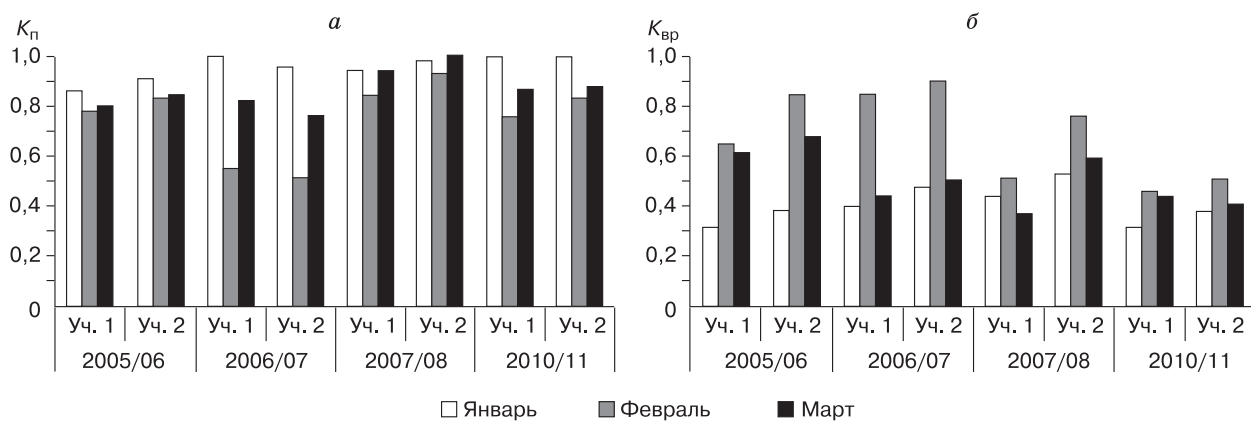


Рис. 3. Значения коэффициентов перекристаллизации $K_{п}$ (а) и вторичного расслоения $K_{вр}$ (б) снежной толщ в 2005–2011 гг. на двух участках.

Минимальные значения $K_{\text{п}}$ принимает в феврале (см. рис. 3, *a*) на обоих участках независимо от сезона наблюдения, что можно объяснить большим количеством твердых осадков, выпадающих на Южном Сахалине в данный период [Земцова, 1968].

Коэффициент $K_{\text{вр}}$ снежной толщи принимает максимальные значения в феврале, а минимальные – в январе (см. рис. 3, *b*). Снижение $K_{\text{вр}}$ в марте связано с развитием деструктивного метаморфизма.

Следует также отметить, что на участке № 2 $K_{\text{вр}}$ больше, чем на участке № 1. Это объясняется большей увлажненностью участка № 2 и, соответственно, большей концентрацией водяного пара в снежной толще.

К середине марта $K_{\text{вр}}$ снежной толщи на обоих участках выравнивается, что объясняется переходом некоторых слоев снежной толщи на участке № 2 в стадию регрессивного метаморфизма.

ВЫВОДЫ

Проведенные наблюдения за состоянием снежной толщи в фациях Южного Сахалина с различной степенью увлажнения позволили сделать следующие выводы.

1. Степень гидроморфности фации оказывает наибольшее влияние на скорость сублимационно-го метаморфизма снега с декабря по февраль.

2. Скорость метаморфизма снега в слое, сформированном из снежинок, в слой, состоящий из кристаллов скелетного класса форм, на участке № 1 составила в среднем 50 сут, на участке № 2 – 40 сут.

3. В слоях снежной толщи, плотность которых была на 20–30 % больше плотности соседних слоев, скорость сублимационного метаморфизма замедлялась в обеих фациях.

4. При значительном уплотнении какого-либо снежного слоя относительно соседних слоев наблюдалось замедление скорости роста ледяных кристаллов в данном слое, в то время как в нижележащем слое она увеличилась.

5. Максимального диаметра ледяные кристаллы достигли на обоих участках в середине марта: на участке № 1 он равен 3,5 мм, на участке № 2 – 4 мм. На участке № 2 и средний (1,6 мм), и средний максимальный (3 мм) диаметры были больше, чем на участке № 1 (1,3 и 2,5 мм соответственно). Ледяные кристаллы на участке № 1 не достигли диаметров кристаллов на участке № 2, так как скорость сублимационного метаморфизма на участке № 1 (50 сут) была меньше, чем на участке № 2 (40 сут), и кристаллы, не достигая максимальных размеров, переходили в стадию регрессивного метаморфизма под действием температуры, давления вышележащих слоев и других факторов.

Литература

- Божинский А.И.** Основы лавиноведения / А.И. Божинский, К.С. Лосев. Л., Гидрометеоиздат, 1987, 279 с.
- Варганова (Древило) М.С.** Влияние оттепелей на структуру снежной толщи в условиях северо-восточного Алтая // Исследования взаимодействий в геосистемах. Владивосток, 1975, с. 189–196.
- Войтковский К.Ф.** Механические свойства снега / К.Ф. Войтковский. М., Наука, 1977, 126 с.
- Войтковский К.Ф., Голубев В.Н., Сазонов А.В., Сократов С.А.** Новые данные о коэффициенте диффузии водяного пара в снеге // Материалы гляциол. исслед., 1988, вып. 63, с. 76–81.
- Гляциологический словарь** / Под ред. В.М. Котлякова. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 526 с.
- Древило (Варганова) М.С., Жируев С.П., Окопный В.И. и др.** Мониторинг снежного покрова о. Сахалин // Материалы гляциол. исслед., 2000, вып. 89, с. 89–94.
- Жидков В.А., Олейников А.Д., Самойлов Р.С.** Прочностные свойства горизонтов разрыхления в снежной толще // Материалы гляциол. исслед., 1992, вып. 73, с. 65–73.
- Земцова А.И.** Климат Сахалина / А.И. Земцова. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 198 с.
- Казаков Н.А.** Перекристаллизация снега и особенности лавинообразования на Сахалине и Курильских островах // Материалы Междунар. науч. конф. “Гляциология в начале XXI в.”. М., Унив. кн., 2009, с. 70–77.
- Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Жируев С.П.** Стратиграфические комплексы снежного покрова // Тезисы докл. Междунар. симп. “Физика, химия и механика снега”. Южно-Сахалинск, Компания КАНО, 2011, с. 159.
- Коломыц Э.Г.** Структура и режим снежной толщи Западно-сибирской тайги / Э.Г. Коломыц. Л., Наука, 1971, 174 с.
- Коломыц Э.Г.** Структура снега и ландшафтная индикация / Э.Г. Коломыц. М., Наука, 1976, 206 с.
- Коломыц Э.Г.** Кристалло-морфологический атлас снега / Э.Г. Коломыц. Л., Гидрометеоиздат, 1984, 212 с.
- Куваева Г.М., Сулаквелидзе Г.К., Читадзе В.С. и др.** Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа // Результаты исследований по программе ГММ: Гляциология. М., Наука, 1967, 194 с.
- Литенко Н.Л.** География Сахалинской области / Н.Л. Литенко. Южно-Сахалинск, Транспорт, 1994, 160 с.
- Лобкина В.А.** Метаморфизм снежной толщи участков с различной степенью увлажнения (на примере однотипного стратиграфического комплекса юга Сахалина) // Тезисы докл. Междунар. симп. “Физика, химия и механика снега”. Южно-Сахалинск, Компания КАНО, 2011, с. 54–55.
- Михалев М.В., Лобкина В.А.** Зависимость скорости метаморфизма снежной толщи от степени гидроморфности фации (на примере юга о. Сахалин) // Материалы гляциол. исслед., 2008, вып. 105, с. 125–127.
- Снег:** справочник / Пер. с англ. / Под ред. В.М. Котлякова. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 752 с.
- Трошкина Е.С.** Оценка структурно-стратиграфических особенностей снежного покрова горных районов Советского Союза для прогнозирования лавин // Склоновые процессы (лавины и сели), 1980, вып. 4, с. 18–33.

Поступила в редакцию
28 февраля 2012 г.