

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.578.46

**МОДЕЛЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА С УЧЕТОМ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ
И ЕЕ СЕЗОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ**

А.Б. Шмакин, Д.В. Турков, А.Ю. Михайлов

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия, andrey_shmakin@mail.ru

Разработана численная модель снежного покрова, позволяющая воспроизводить формирование и сезонную эволюцию слоистой структуры снега. Модель основана на использовании физических законов формирования снежного покрова и преобразования типов снежных кристаллов, которые описаны в ней с помощью феноменологических соотношений в зависимости от погодных условий и переменных состояния снежной толщи. Такой подход позволяет учесть основные физические процессы в снежных слоях и их трансформацию, избегая тонкого моделирования на молекулярно-кристаллическом уровне. Модель достаточно экономична в реализации. Она интерактивно подключена к модели теплообмена на суше SPONSOR. На разработанной модели успешно воспроизведена сезонная эволюция водного эквивалента и толщины снежного покрова в широком диапазоне природных условий – от резко континентальных условий севера Канады до мягкого и многоснежного климата Западного Тянь-Шаня. С помощью модели успешно вычислены свойства снежного покрова при значительной межгодовой изменчивости погоды. Неустраняемая неопределенность ряда параметров модели приводит к разбросу результатов, различающихся в зависимости от условий конкретного региона. В более многоснежных условиях чувствительность к параметрам повышена, и при любых условиях она максимальна в середине зимы, существенно снижаясь в период снеготаяния.

Снежный покров, численное моделирование, сезонная эволюция, вертикальная структура

**MODEL OF SNOW COVER WITH INCLUSION OF LAYERED STRUCTURE
AND ITS SEASONAL EVOLUTION**

A.B. Shmakin, D.V. Turkov, A.Yu. Mikhailov

Institute of Geography RAS, 119017, Moscow, Staromonetnyi per., 29, Russia, andrey_shmakin@mail.ru

Numerical model of the snow cover, allowing the reproduction of the seasonal evolution of its layered structure, is developed. The model is based on the physical laws of the snow cover formation and transformation of the types of snow crystals, which are described with phenomenological relationships depending on the weather conditions and the snow cover variables. This approach allows one to consider main physical processes in the snow layers and their transformation, avoiding the detailed modeling on the molecular-crystal level. The model is quite effective in realization. It is interactively combined with the model of heat/water exchange on land SPONSOR. The developed model has demonstrated its ability to reproduce successfully the seasonal evolution of the snow water equivalent in a wide range of natural conditions, from extremely continental climate of northern Canada to mild and snowy climate of Western Tien Shan. The model allows to evaluate successfully the snow cover properties under significant interannual variability of the weather regime. Unavoidable uncertainty of several model parameters results in some scatter of the results, depending on region conditions. In more snowy environment, the sensitivity to the parameters is increased, and it is at maximum in the middle of winter season, becoming significantly lower in the melting season.

Snow cover, numerical modeling, seasonal evolution, vertical structure

ВВЕДЕНИЕ

Для объяснения и прогноза поведения климатической системы и для моделирования климата большое значение имеет адекватное описание снежного покрова – его свойств и структуры. Благодаря своим экстремальным теплофизическим характеристикам и продолжительности залегания

на обширных площадях суши, снежный покров оказывает значительное влияние практически на все процессы взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью в холодное время года [Vavrus, 2007; Snow..., 2008]. Одной из основных особенностей снежного покрова является сущест-

венное изменение его свойств со временем под влиянием внешних воздействий и процессов метаморфизма, причем характер этих изменений может сильно различаться в зависимости от начальных свойств свежего снега, воздействия разных процессов и положения порции снега в снежной толще. В результате развитый снежный покров имеет, как правило, слоистую структуру, а физические свойства соседних слоев могут различаться на порядок (если, например, соседствуют лед и свежий снег), и их изменение от слоя к слою имеет скачкообразный характер. Эти особенности снежного покрова должны учитываться при его моделировании.

В настоящее время разработано большое количество численных моделей снежного покрова. Некоторые из них очень сложны и учитывают большинство тонких физических процессов в снежной толще на кристаллическом и (или) молекулярном уровне [Гусева, Голубев, 1989; Fierz, Lehning, 2001]. Однако их использование для моделирования климата обычно нецелесообразно из-за значительных вычислительных затрат. В большинстве же современных моделей климата применяются более или менее упрощенные схемы расчета свойств снежного покрова, в которых набор описываемых процессов и подробность описания выбираются в соответствии с поставленными задачами [Володина и др., 2000; Мачульская, 2001; Essery, 1997; Shmakin, 1998; Slater et al., 2001; Gusev, Nasonova, 2003; Gelfan et al., 2004]. Однако в этих моделях, как правило, не учитывается слоистая структура снега, он рассматривается как сплошная среда с непрерывным изменением свойств по глубине. Подробный обзор и сравнение современных моделей снежного покрова (как автономных, так и интегрированных в модели климата) приведен в [Snow..., 2008].

Целью данной работы является создание модели снежного покрова, позволяющей воспроизводить формирование и сезонную эволюцию слоистой структуры снега с ориентацией на задачи описания взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью и моделирования климата. Предусматривается возможность ее включения в глобальные или региональные модели климата.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Взаимодействие снежного покрова с подстилающей почвой и атмосферой, а также с растительностью описывается с помощью численной модели теплообмена на суше SPONSOR, разработанной в лаборатории климатологии ИГ РАН. Модель тестировалась во всех международных экспериментах сравнения таких моделей [Slater et al., 2001; Etchevers et al., 2004].

В модели SPONSOR рассчитываются все составляющие теплового и водного баланса на суше, а также переменные состояния (эффективная температура поверхности ландшафта, температура почвы, ее влагосодержание, количество замерзшей воды в почве, альbedo и т. д.). Все указанные параметры рассчитываются на каждом шаге по времени (для устойчивой работы модели шаг должен составлять не более 6 ч). При этом на каждом шаге необходимо задавать значения нескольких метеорологических переменных (температуры и влажности воздуха, скорости ветра, осадков, потоков радиации и т. д.). Для работы схемы требуются значения ряда ландшафтных параметров, часть из которых может иметь сезонный ход. Эти параметры жестко связаны с типом растительности либо типом почвы в каждой ячейке суши. Кроме того, задаются (в качестве нижних граничных условий по теплу и влаге) значения глубинной температуры грунта и глубины залегания грунтовых вод. Число и толщина расчетных уровней в почве могут меняться; в данной работе использовалась семиуровневая версия. Детальное описание модели SPONSOR приведено в [Шмакин, Рубинштейн, 2006; Shmakin, 1998].

Параметры, рассчитываемые в модели на каждом шаге по времени, можно разбить на две группы (не включая параметры снежного покрова).

А. Переменные состояния системы “почва–растительность–снежный покров”:

- эффективная температура поверхности ландшафта, взаимодействующей с атмосферой (растительности или почвы, либо снега);

- температура поверхности почвы под снегом (при его наличии);

- температура в почве на всех расчетных уровнях;

- влагосодержание почвы в жидком и твердом виде на всех расчетных уровнях;

- количество осадков, перехваченных растительностью.

Б. Параметры переноса тепла и влаги, фазовых переходов:

- турбулентные потоки явного и скрытого тепла в приземном слое атмосферы;

- поток тепла в подстилающую поверхность (почву или снег);

- потоки тепла между расчетными уровнями в почве;

- таяние и замерзание воды в почвенных слоях;

- потоки воды между слоями почвы;

- сток воды из почвенной колонки.

МОДЕЛЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Модель снежного покрова включает описание процессов, вносящих наибольший вклад в форми-

рование теплофизических характеристик снега, важных для описания взаимодействия снежного покрова с атмосферой и почвой. В число этих процессов входят:

- образование нового слоя снега;
- изменение плотности слоев снега за счет вязкого и ветрового уплотнения;
- изменение температуры слоев снега вследствие теплообмена с атмосферой и почвой, а также за счет поглощения солнечной радиации и фазовых переходов воды в толще снега;
- испарение;
- таяние, перенос талой воды и ее вторичное замерзание;
- изменение влажности снега за счет таяния и просачивания талой воды в толщу, а также за счет поглощения жидких осадков;
- варьирование альбедо снега;
- изменение свойств снега за счет смены типов слоев (о типах слоев см. ниже);
- изменение теплопроводности и теплоемкости снега.

В данной версии модели не рассматриваются процессы газообмена и испарения в толще снега, взаимодействия снега с растительностью в толще снега, взаимодействия снега с примесями (пыль, химические соединения и т. п.), метелевого испарения. Кроме того, процессы изменения кристаллической структуры снега и переноса солнечной радиации в толще описаны упрощенно. Набор процессов, включаемых в модель, а также подробность их описания выбирались нами с условием соблюдения баланса между сложностью (и соответственно ресурсоемкостью) модели и качеством вычисления характеристик снежного покрова, в наибольшей степени влияющих на особенности взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

Основной структурной единицей модели снежного покрова является *слой снега*. Считается, что в общем случае на каждом шаге по времени при наличии твердых осадков формируется отдельный слой снега с определенными начальными свойствами. В дальнейшем под воздействием различных процессов свойства слоя меняются, плавно или скачкообразно. При развитии снежной толщи соседние слои одного типа, близкие по свойствам, могут объединяться. С вычислительной точки зрения снежный покров рассматривается как многослойная среда, каждый слой которой характеризуется температурой, массой (водным эквивалентом), толщиной, плотностью, влажностью, фазовым состоянием содержащейся воды, теплоемкостью, теплопроводностью и максимальной водоудерживающей способностью.

Наряду с тем, что снег рассматривается как набор слоев, снежный покров в данном месте может быть представлен как единый объект – *колон-*

ка снега. При помощи колонки описываются интегральные свойства снежного покрова в данной точке пространства. Помимо физических свойств колонка характеризуется и определенным типом по какой-либо принятой классификации (например, [Sturm et al., 1995]).

Образование нового слоя

Новый слой образуется, если осадки выпадают в твердом виде и их интенсивность превышает 0,1 мм/сут. Если осадки жидкие, то они прибавляются к массе воды и просачиваются в глубь снега. Свойства нового слоя соответствуют типу снега “свежевыпавший” (см. ниже).

Вязкое уплотнение снега

Метод расчета вязкого уплотнения сухого снега приведен в статье [Kominami et al., 1998]. Коэффициент компрессионной вязкости η [Па·с] вычисляется по формуле

$$\eta = C\rho_d^a, \quad (1)$$

где ρ_d – плотность сухого снега; $C = 0,392 \text{ Па}\cdot\text{с}\cdot(\text{кг}/\text{м}^3)^{-a}$, $a \approx 4$ – эмпирические параметры.

Соотношение между изменением во времени массы снега выше слоя i ($\sigma_i(t)$), коэффициентом компрессионной вязкости ($\eta_i(t)$) и толщиной слоя ($h_i(t)$) определяется уравнением

$$-\frac{dh_i(t)}{h_i(t)dt} = \frac{\sigma_i(t)}{\eta_i(t)}. \quad (2)$$

С помощью уравнений (1), (2) вычисляем новую толщину каждого слоя на каждом шаге по времени. Зная толщину и массу слоя, определяем его плотность:

$$\rho_i(t_n) = \min\{w_i(t_n)/h_i(t_n), \rho_{\text{ice}}\}, \quad (3)$$

где $\rho_i(t_n)$ – плотность слоя i на момент времени t_n ; w_i – масса единицы площади слоя влажного снега; $\rho_{\text{ice}} = 917 \text{ кг}/\text{м}^3$ – плотность льда.

Ветровое уплотнение

Под влиянием сильного ветра снег может уплотняться. При этом образуются особые типы снега, такие как ветровая корка, ветровой наст или ветровая доска. Мы принимаем в данной версии модели, согласно работам [Дюнин, 1963; Pomeroy et al., 1998], что ветровое уплотнение снега становится существенным при скорости приземного ветра 7 м/с и выше и скорость уплотнения составляет примерно 9 кг/(м³·ч).

Изменение температуры снега

Температура поверхности снега рассчитывается с помощью уравнения теплового баланса верхнего бесконечно тонкого слоя:

$$S_0(1 - \alpha_{sn}) - S(z) + R + H_s + L_v E_s + B = 0, \quad (4)$$

где S_0 – интенсивность падающей коротковолновой радиации; α_{sn} – альбедо поверхности; $S(z)$ – ин-

тенсивность радиации, проникшей в глубь снега; R – баланс длинноволновой радиации; H_s – турбулентный поток явного тепла; L_v – удельная теплота парообразования; E_s – испарение снега; B – кондуктивный поток тепла в снег. Уравнение, нелинейное относительно температуры поверхности, решается методом итераций. Составляющие теплового баланса вычисляются с помощью модели локального теплообмена SPONSOR из уравнений:

$$H_s = K_t C_p \rho_a (T_s - T_a); \quad (5)$$

$$E_s = K_t \rho_a (q_s - q_a), \quad (6)$$

где K_t – коэффициент турбулентного обмена; C_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ_a – плотность воздуха; T_s – температура поверхности снега; T_a – температура воздуха; q_s – удельная влажность на поверхности снега (т. е. при насыщении); q_a – удельная влажность воздуха.

При расчете теплового баланса берется температура поверхности на текущем временном шаге и только при расчете кондуктивного потока тепла в снег используются значения температуры с предыдущего временного шага.

Процессы теплообмена и изменения температуры внутри толщи снега описываются уравнением

$$\rho_{sn} C_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} + L_i F_{sn}(z) + S(z), \quad (7)$$

где z – глубина, м; T_{sn} – температура снега, К; ρ_{sn} – плотность снега, кг/м³; C_{sn} – теплоемкость снега, Дж/(кг·К); λ_{sn} – коэффициент теплопроводности снега, Вт/(м·К); L_i – удельная теплота таяния льда, Дж/кг; $F_{sn}(z)$ – интенсивность таяния/замерзания воды в снеге, кг/(с·м³). Теплообмен в снежной толще за счет диффузии водяного пара в данной версии модели не учитывается.

Для решения уравнения (7) используется неявная конечно-разностная схема с прогонкой по вертикали, причем потоки тепла и новая температура каждого слоя вычисляется не только для снега, но одновременно и для слоев почвы.

Теплопроводность снега зависит от многих факторов, прежде всего от его плотности, наличия в снеге воды/льда, а также от типа снега [Павлов, 2008]. В общем случае будем считать, что зависимость теплопроводности снега от его плотности имеет вид [Sturm et al., 1997]

$$\lambda_{sn} = \begin{cases} 0,138 - 1,01\rho_{sn} + 3,233\rho_{sn}^2 & (0,156 \leq \rho_{sn} \leq 0,6), \\ 0,023 + 0,234\rho_{sn} & (\rho_{sn} < 0,156), \end{cases} \quad (8)$$

в данном случае плотность снега выражена в г/см³.

Для некоторых типов снега соотношение (8) не выполняется. Это прежде всего относится к глубинной изморози. Для данного типа снега разными авторами предложены эмпирические зави-

симости. Мы использовали эмпирическую зависимость из работы [Sturm et al., 1997]:

$$\lambda_{sn} = \lambda_{dry} + \frac{51,8}{(T_{sn,C} - 27,8)^2 + 211,2}, \quad (9)$$

где $\lambda_{dry} = 0,06$ Вт/(м·К) – теплопроводность свежего сухого снега; $T_{sn,C}$ – температура слоя, °С.

Испарение снега

Испарение с поверхности, в том числе количество испарившегося снега, вычисляется по уравнению (6) в модели локального теплообмена SPONSOR. В данной версии модели принято, что снег испаряется только с поверхности, внутреннее испарение снега не рассматривается.

Перенос коротковолновой радиации в толще снега

Коротковолновая часть радиации может проникать в снежную толщу на значительную глубину [Кузьмин, 1957; Красс, Мерзликун, 1990; Glendinning, Morris, 1999]. С высокой степенью точности интенсивность радиации изменяется с глубиной по закону Бугера–Ламберта:

$$S(z) = S_0 e^{-\beta z}, \quad (10)$$

где $S(z)$ – интенсивность радиации на глубине z [м] от поверхности снега; S_0 – интенсивность радиации, пришедшей на поверхность снега; β – коэффициент ослабления, м⁻¹.

Коэффициент β зависит от плотности снега, его влажности, кристаллической структуры и других факторов. Кроме того, существует зависимость β от спектрального состава падающей радиации [Красс, Мерзликун, 1990; Morris, 1991; Glendinning, Morris, 1999]. По данным [Кузьмин, 1957], с увеличением влажности снега коэффициент ослабления β может увеличиться с 10 до 44 м⁻¹, а по данным [Jordan, 1991], $\beta = 38$ м⁻¹ для снега с плотностью 100 кг/м³ при диаметре снежных зерен 0,1 мм и $\beta = 62$ м⁻¹ для плотности снега 500 кг/м³ при диаметре зерен 1 мм. Используя эти данные, для коэффициента ослабления β принимаем следующую простую зависимость от плотности снега ρ_{sn} [кг/м³]:

$$\beta = \min(65; 0,25\rho_{sn}). \quad (11)$$

Альbedo

Альbedo верхнего слоя снега (α_{sn}) определяется согласно работе [Dickinson et al., 1986] как

$$\alpha_{sn} = (1 - 0,2 f_{age}) \alpha_{sn,new}, \quad (12)$$

где $\alpha_{sn,new} = 0,9$ – альbedo свежего снега; f_{age} – функция возраста снега:

$$f_{age} = \tau_{sn} / (1 + \tau_{sn}) \quad (13)$$

(τ_{sn} – возраст верхнего слоя снега, сут). Если верхний слой снега талый, то альbedo снега принимается равным 0,55.

Таяние, перенос жидкой воды и вторичное замерзание

Таяние снега происходит, когда температура его поверхности становится равной 0 °С. Скорость таяния (M) выражается в кг/(м²·с) или в мм/с для водно-эквивалентной толщины слоя и определяется как

$$M = E_{melt} / L_i, \quad (14)$$

где L_i – удельная теплота таяния/замерзания, Дж/кг; E_{melt} – затраты тепла на таяние, Вт/м². В данной версии модели мы принимаем, что таяние снега происходит вблизи его поверхности, поэтому

$$E_{melt} = \Delta E_{T=0} + \Delta E_{prec} + \sum E_{melt}(z), \quad (15)$$

где $\Delta E_{T=0}$ – вычисляемый по уравнению (4) “излишек” тепла, который приходит к поверхности снега после достижения ею температуры 0 °С; ΔE_{prec} – приток тепла за счет охлаждения осадков до 0 °С, если они выпадают в жидком виде и их температура выше 0 °С; $\sum E_{melt}(z)$ – сумма “излишков” тепла, которые возникают в нижележащих слоях снега после нагрева их до температуры 0 °С (определяется из уравнения баланса тепла каждого слоя).

Жидкая вода, образовавшаяся в результате таяния снега и выпадения осадков в жидком виде, просачивается в глубь толщи снега. В данной версии модели принимается, что каждый слой снега может впитать количество воды, соответствующее его максимальной водоудерживающей способности γ_{max} , определяемой по эмпирическим данным и составляющей 8–15 % массы слоя [Кузьмин, 1957]. Из массы воды, просачивающейся в глубь снега, часть удерживается последовательно каждым i -м слоем до достижения им влажности, соответствующей

шей γ_{max} . В следующий, более глубокий слой поступает масса воды за вычетом части, пошедшей на насыщение i -го слоя, и так далее. Если масса жидкой воды больше, чем необходимо для насыщения всех слоев, остаток формирует сток в почву.

В этой версии модели мы принимаем, что в каждом слое в данный момент времени вода, определяющая влажность снега, может существовать только в одной фазе: или в жидком, или в твердом виде. Если температура слоя меньше 0 °С, вся жидкая вода в слое замерзает; если слой нагревается до температуры 0 °С и есть любой “излишек” тепла (определяемый из уравнения теплового баланса слоя), весь лед в слое тает. Соответственно, интенсивность потока тепла ($L_i F_{sn}(i)$) таяния/замерзания воды в i -м слое в уравнении (7) равна

$$L_i F_{sn}(i) = \begin{cases} -L_i \gamma_i w_i / \Delta t & (\text{при таянии}), \\ L_i \gamma_i w_i / \Delta t & (\text{при замерзании}), \end{cases} \quad (16)$$

где γ_i – массовая доля воды (льда) в данном слое, $0 \leq \gamma_i \leq \gamma_{max}$; Δt – шаг по времени, с.

Определение типа слоя и его физических свойств

Кроме описанных выше свойств, каждый слой снега в модели характеризуется своим типом. В зависимости от задач в снежной толще выделяют от порядка десяти до нескольких десятков типов снега [Bader, Haefeli, 1939; Снег, 1986]. Взяв за основу [Bader, Haefeli, 1939], мы выделяем 10 обобщенных типов снега, к образованию которых приводят процессы, наиболее важные для изменения физических свойств сезонного снежного покрова. Типы снега, используемые в модели, условия их возникновения, а также их характерные физические свойства представлены в таблице. При определе-

Типы снега, описание их физических свойств и условий образования

№ п/п	Тип снега	Условия образования	Теплопроводность, Вт/(м·К)
1	Свежевыпавший	Выпадение нового снега	0,067
2	Тонкозернистый	Через 5 дней из типа 1 в отсутствие условий для типов 5–10; $\gamma_i < 0,5\gamma_{max}$	По уравнению (8)
3	Среднезернистый	Через 5 дней из типа 2 в отсутствие условий для типов 5–10; $\gamma_i < 0,5\gamma_{max}$	
4	Крупнозернистый	Через 10 дней из типа 3 в отсутствие условий для типов 5–10; $\gamma_i < 0,5\gamma_{max}$	»
5	Талый, не насыщенный водой	Вода в жидкой фазе, $\gamma_i < 0,9\gamma_{max}$	»
6	Насыщенный водой	Вода в жидкой фазе, $\gamma_i \geq 0,9\gamma_{max}$	»
7	Ледяная корка или прослойка	Вода в твердой фазе, $\gamma_i \geq 0,9\gamma_{max}$	»
8	Снег с включениями льда	Вода в твердой фазе, $0,5 \gamma_{max} \leq \gamma_i < 0,9\gamma_{max}$	»
9	Ветровая доска или корка	Скорость приземного ветра >7 м/с, образуется из снега всех типов, кроме 5–7	»
10	Глубинная изморозь	1) средняя температура толщи <0 °С; 2) средний вертикальный градиент температуры >20 °С/м. Условия 1 и 2 существуют непрерывно более 7 дней и за это время не было оттепелей или ветра скоростью >14 м/с; переходит в типы 4–9, если случилась оттепель или ветер скоростью >14 м/с	По уравнению (9)

нии свойств и условий образования снега типа “глубинная изморозь” мы использовали работу [Гусева, Голубев, 1989]. В данной версии модели не рассматривается диффузия водяного пара внутри толщи снега. Поэтому при описании модельного типа снега “глубинная изморозь” мы руководствовались формальными критериями ее возникновения, т. е. если указанные погодные условия сохранялись длительное время, принимали, что снег в данном слое перешел в состояние глубинной изморози. При этом его плотность и влажность оставались теми же, а теплопроводность вычислялась по другим формулам, определенным для глубинной изморози.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Для тестирования модели снежного покрова был выполнен ряд численных экспериментов. Эксперименты проводились по данным нескольких экспериментальных полигонов, расположенных в различных районах Северного полушария. Параметры, коэффициенты и константы снежной модели для всех экспериментов задавались одинаковыми для корректного сравнения результатов работы модели в различных условиях. На данном этапе качество результатов оценивалось по тому, насколько хорошо модель воспроизводит сезонную динамику общего количества снега в водном эквиваленте, а также толщины снежного покрова.

Следует отметить, что при любых реализациях модели, даже на материалах какого-либо конкретного полигона, остается существенная неопределенность в задании ряда параметров модели. Например, альbedo свежеснежного покрова может варьировать в довольно широком диапазоне в зависимости от конкретных погодных условий в момент снегопада; тип осадков (дождь или снег) при температуре, близкой к 0 °С, заранее неизвестен (если нет прямых данных о характере осадков) и т. д. Многие из параметров модели могут существенно повлиять на результаты вычислений, поэтому неопределенность в их значениях приводит к неустраняемому разбросу результатов. Это особенно актуально при реализации модели не для отдельных точек, а для некоторых территорий (например, для ячеек моделей климата). Поэтому при тестировании модели по точкам нами выполнялось по несколько численных экспериментов с различными значениями параметров модели, которым свойственна неопределенность. Диапазон неопределенности параметров задавался исходя из литературных данных и экспертных оценок. Качество модельных вычислений при этом считалось хорошим, если данные измерений водного эквивалента снега и толщины снежной толщи полностью попадали в диапазон результатов, полученный при различных значениях параметров.

Несколько численных экспериментов было проведено по данным полигонов, включенных в международный проект сравнения моделей снежного покрова SnowMIP [Etchevers et al., 2004]. Полигоны располагались в разных регионах Евразии и Северной Америки, причем климатические условия полигонов значительно различались. Одним из них был полигон BERMS, расположенный на равнине в северной Канаде (53°55' с.ш., 104°42' з.д., 579 м над уровнем моря), по которому были доступны данные измерений за сезоны 2002–2003 и 2003–2004 гг. Измерения на полигоне BERMS проводились как в лесу, так и на открытом участке, однако в этом тестировании использовались данные только безлесного участка. Полигон располагается в зоне резко континентального климата с относительно небольшим количеством осадков в холодный сезон.

На рис. 1 представлена сезонная динамика водного эквивалента снежного покрова на полигоне BERMS с осени 2002 по весну 2004 г. При этом задавались разные значения следующих параметров: температуры порога снегопад/дождь при выпадении осадков, альbedo свежеснежного покрова, альbedo тающего снега. Эксперимент с изменением альbedo проводился при пороговой температуре снегопад/дождь, равной 1 °С. Как видно на рис. 1, разброс результатов довольно широкий, причем основные отличия между вариантами модельных реализаций возникают в середине холодного сезона, а во время снеготаяния различия уменьшаются, и для данного полигона скорость снеготаяния слабо зависит от указанных параметров. Качество моделирования (с учетом приведенных соображений о трудноустраняемой неопределенности параметров) можно считать достаточно высоким, особенно при воспроизведении схода снега. Коэффициенты корреляции с рядом данных наблюдений составляют 0,9 для ряда 2 и 0,86 для ряда 3 на рис. 1. Средняя разница дат схода снежного покрова для модельных данных по сравнению с данными наблюдений составляет –0,5 дня. Зависимости от значений конкретных параметров вполне объяснимы: чем выше температура порога снегопад/дождь при выпадении осадков, тем больше будет выпадать осадков в твердом виде и тем выше будет снежная аккумуляция, а при снижении альbedo количество снега уменьшается.

Очевидно, для более успешного тестирования необходимо подбирать сезоны, разнообразные по погодным условиям. Для этого были проведены численные эксперименты по данным полигонов, на которых имелись ряды измерений длиной в несколько лет и которые располагались в весьма контрастных природных условиях. В качестве таких полигонов были выбраны Дукант (Западный Тянь-Шань, Узбекистан) и Валдай (Тверская область).

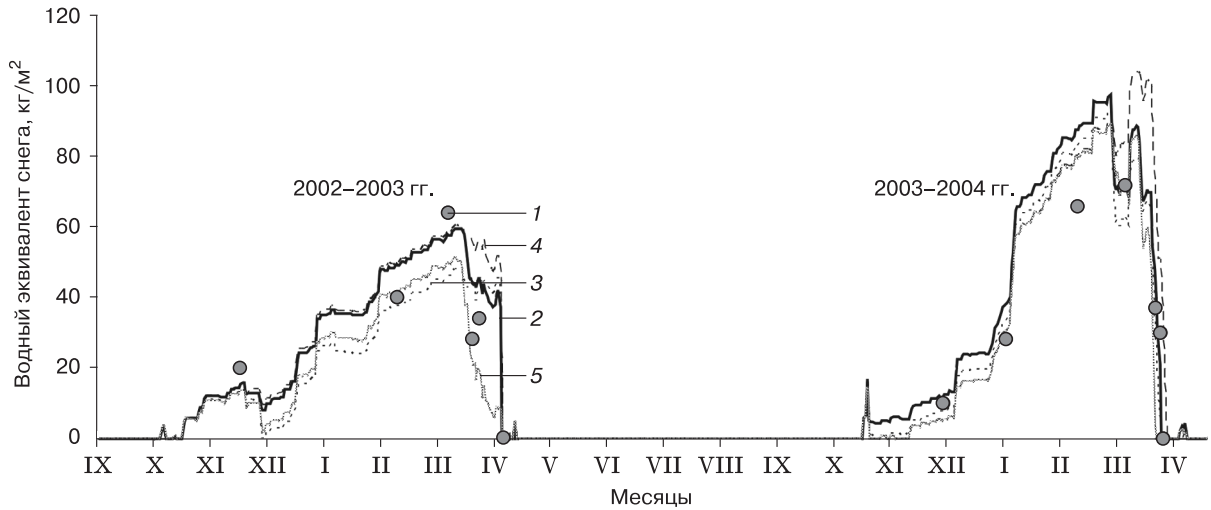


Рис. 1. Водный эквивалент снега (кг/м²) на полигоне BERMS за 2002–2004 гг. по данным измерений (1) и вычислений (2–5):

2 – пороговая температура снегопад/дождь 1,5 °С, альbedo свежавывавшего снега 0,9, альbedo тающего снега 0,55; 3 – пороговая температура снегопад/дождь 0 °С, альbedo свежавывавшего снега 0,9, альbedo тающего снега 0,55; 4 – пороговая температура снегопад/дождь 1 °С, альbedo свежавывавшего снега 0,9, альbedo тающего снега 0,55; 5 – пороговая температура снегопад/дождь 1 °С, альbedo свежавывавшего снега 0,8, альbedo тающего снега 0,4.

Полигон Дукант (41°09' с.ш., 70°04' в.д.) расположен на высоте 2000 м над уровнем моря на почти горизонтальном гребне, отходящем от склона восточной экспозиции Чаткальского хребта, рядом с одноименной метеостанцией. Данные по приходящим потокам солнечной и длинноволновой радиации рассчитывались исходя из данных об облачности и с учетом закрытости горизонта с помощью модели [Shmakin, 1998]. Специфика это-

го региона состоит в обильных снегопадах в течение относительно короткого сезона, а также в проявлении горных эффектов (высокая солнечная радиация, пониженная плотность воздуха, вклад закрытости горизонта и др.). Сезонная эволюция водного эквивалента снега на этом полигоне за 1988–1991 гг. представлена на рис. 2. В этой серии численных экспериментов задавалось по несколько значений пороговой температуры, определяю-

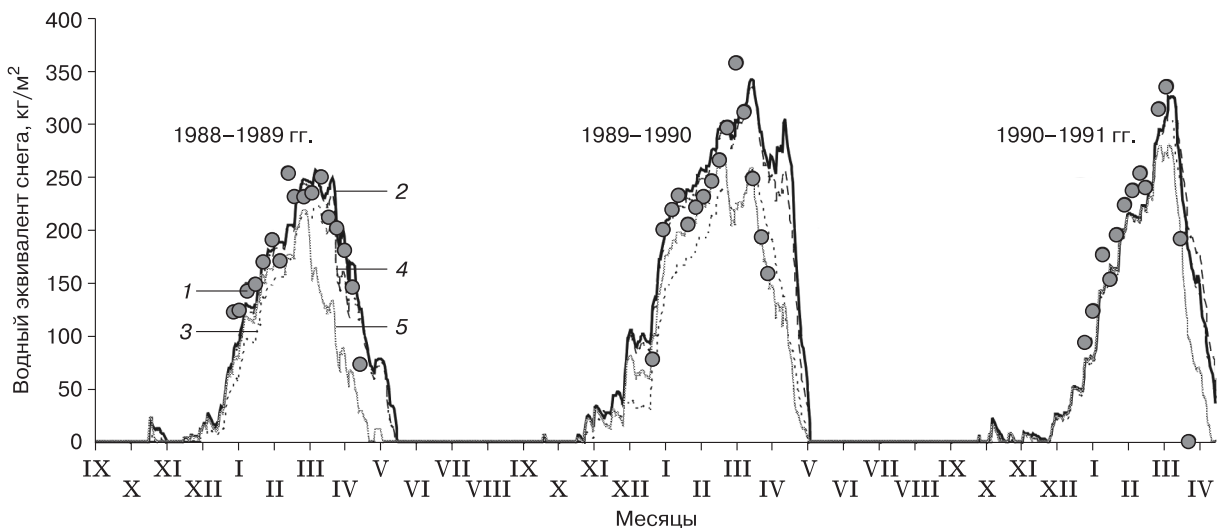


Рис. 2. Водный эквивалент снега (кг/м²) на полигоне Дукант за 1988–1991 гг. по данным измерений (1) и вычислений (2–5).

Обозн. см. на рис. 1.

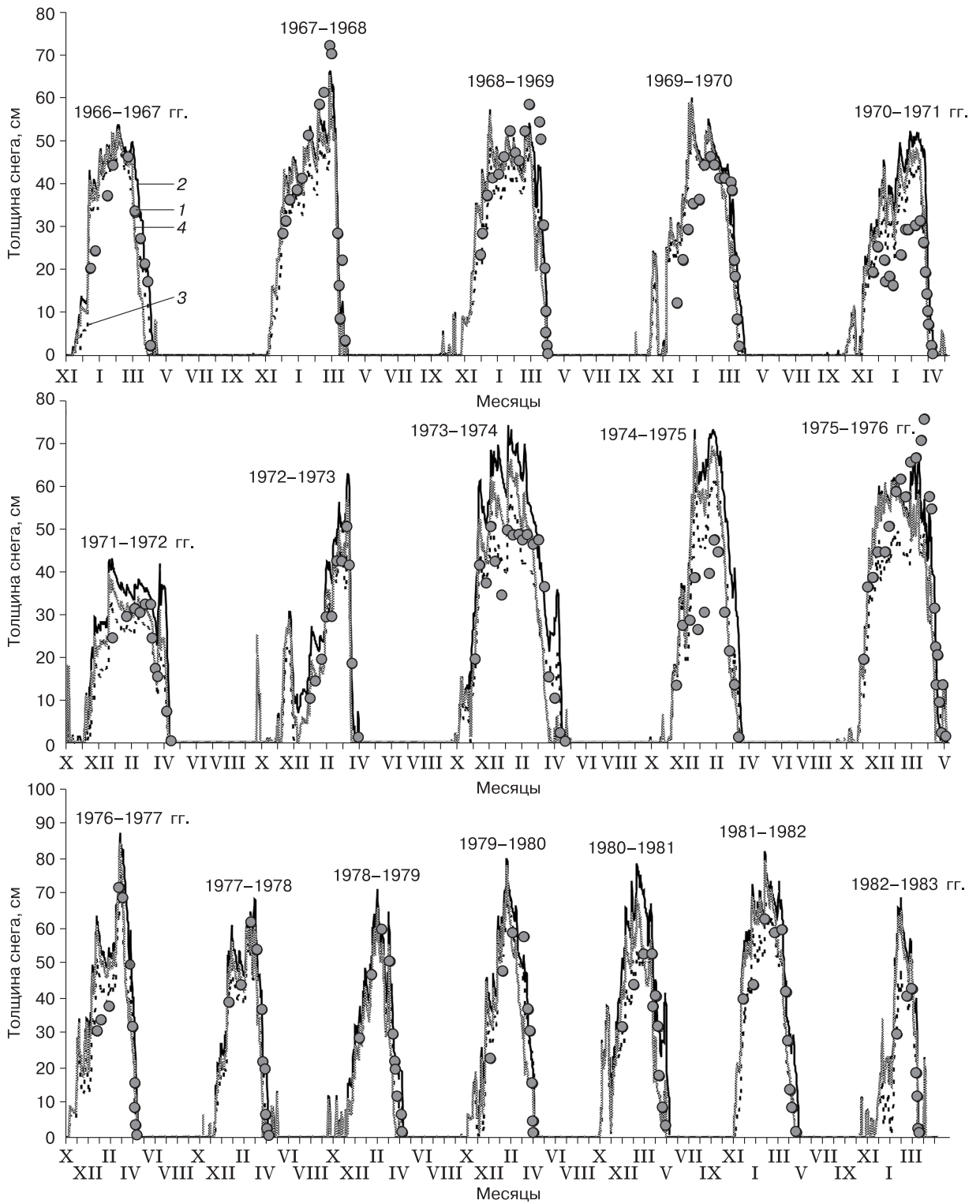


Рис. 4. Толщина снега (см) на полигоне Валдай за 1966–1983 гг. по данным измерений (1) и вычислений (2–4).

Обозн. см. на рис. 3.

щей вид осадков (снег/дождь), а также альbedo свежего и тающего снега. Растительность на станции представлена короткой, скашиваемой травой.

Качество воспроизводства моделью сезонной эволюции снежного покрова на полигоне Дукант вполне удовлетворительное. Коэффициенты корреляции с рядом данных наблюдений составляют 0,8 для ряда 2 и 0,73 для ряда 3 на рис. 2. Однако в силу специфики измерений на снеголавинной станции наблюдения за снегом в период таяния и при исчезновении снега немногочисленны. Характерно, что здесь отличия между отдельными численными экспериментами заметно проявляются с февраля или даже позже и сохраняются до конца снеготаяния. Таким образом, для полигона Дукант рассчитанный срок схода снега и скорость снеготаяния (а также общая масса снега) весьма чувствительны к значениям модельных параметров. Вероятно, это же можно сказать и о других районах с подобными климатическими условиями. Отличия экспериментов друг от друга вполне логичны: при повышении критической температуры перехода снегопада в дождь и альbedo количество снега растет. Отметим, что зимой 1990/91 г. чувствительность модели к параметрам была гораздо ниже, чем в другие холодные сезоны, что связано с преобладанием облачной погоды (т. е. небольшой ролью альbedo) с низкой температурой воздуха (т. е. незначительной ролью пороговой температуры дождь/снег).

Наиболее длительные численные эксперименты были проведены по данным полигона Валдай (Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории, водосбор Усадьевский) за 17 сезонов с 1966 по 1983 г. Данные полигона использовались в одной из стадий междунационального эксперимента сравнения моделей PILPS [Slater et al., 2001]. Полигон расположен на западе Тверской области и имеет координаты 58°00' с.ш., 33°12' в.д. Высота водосбора над уровнем моря колеблется в пределах 200–220 м. Район характеризуется умеренно континентальным климатом с относительно большим количеством осадков, в частности, вследствие влияния возвышенности. Однако отмечается довольно высокая межгодовая изменчивость всех метеорологических параметров, в том числе температуры и осадков. Растительность на водосборе представлена высоко-травьем с преобладанием злаков и разнотравных видов и отдельными кустарниками.

На рис. 3 приведены результаты расчетов водного эквивалента снежного покрова при разных реализациях модели, в которых задавались различные значения альbedo и пороговой температуры снегопад/дождь. Как следует из рис. 3, качество воспроизведения водного эквивалента достаточно хорошее: лишь в отдельных случаях

наблюдаемые точки выпадают из полосы модельных решений. Коэффициенты корреляции с рядом данных наблюдений составляют 0,86 для ряда 2 и 0,84 для ряда 3 на рис. 3. При этом особенно успешно воспроизведены режим снеготаяния и момент схода снега практически во все годы. Средняя разница дат схода снежного покрова для модельных данных по сравнению с данными наблюдений составляет 0,25 дня для ряда 2 и –4 дня для ряда 3 на рис. 3. Этот результат следует признать обнадеживающим, поскольку с помощью модели удалось воспроизвести весьма разные условия: от малоснежных и суровых зим до теплых и многоснежных.

Для Валдайского полигона имелась возможность протестировать модель по данным измерений не только водного эквивалента снежного покрова, но и его толщины. Воспроизведение этой величины, естественно, требует достаточно точного описания сезонных вариаций плотности снега в каждом слое. Результаты тестирования, приведенные на рис. 4, говорят о вполне удовлетворительном качестве расчетов плотности снега в годы с весьма различными погодными условиями. Коэффициенты корреляции с рядом данных наблюдений составляют 0,85 для ряда 2 и 0,86 для ряда 3 на рис. 4. Вместе с тем имеются отдельные сезоны, когда плотность снега (и соответственно его толщина) были вычислены с ошибками, причем имело место как занижение, так и завышение плотности. Очевидно, хотя в целом схема описания плотности снега работает успешно, требуется ее совершенствование для отдельных типов метеорологических условий.

Отметим, что для всех полигонов полоса неопределенности модельных решений может быть шире, если провести еще несколько экспериментов с возможным разбросом некоторых ландшафтных параметров, прежде всего характеристик растительного покрова (особенно высоты растительности, ее альbedo и способности к перехвату осадков) и почвы (в частности, механического состава и альbedo). Однако эти эксперименты выходят за рамки данной статьи, посвященной описанию модели снега.

ВЫВОДЫ

Разработана численная модель снежного покрова, позволяющая воспроизводить формирование и сезонную эволюцию слоистой структуры снега. Модель интегрирована в модель теплового обмена на суше SPONSOR, разработанную ранее в ИГ РАН, и отличается высокой экономичностью с точки зрения компьютерных ресурсов. На модели успешно воспроизводится сезонная эволюция водного эквивалента снежного покрова в широком диапазоне природных условий (от рез-

ко континентальных условий севера Канады до мягкого и многоснежного климата Западного Тянь-Шаня) при значительной межгодовой изменчивости погоды. Коэффициенты корреляции вычисленных и измеренных значений водного эквивалента составляют в среднем 0,8–0,9.

Трудноустраняемая неопределенность измеряемых параметров приводит к разбросу результатов моделирования в зависимости от условий конкретного региона и сезона. В отдельные сезоны влияние неопределенности параметров на результаты моделирования практически отсутствует, а в другие сезоны она значительно возрастает, причем ошибка для конкретных регионов не является систематической. Наибольшую неопределенность в результаты расчетов характеристик снежного покрова вносит значение пороговой температуры, определяющей вид осадков (снег/дождь) при температуре воздуха около 0 °С, причем характерное наблюдаемое значение этой температуры может меняться от 0 до 2,5 °С. Для полигонов BERMS и Валдай оптимальным значением можно считать +1 °С, для полигона Дукант +1,5 °С.

Направления дальнейшего совершенствования модели снежного покрова могут включать разработку новых процедур для определения плотности снега, сезонной динамики альбедо, описания испарения, переноса водяного пара внутри толщи снега.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00475), в рамках программ Отделения наук о Земле РАН № 11 (направление 6, 2006–2008 гг.), № 12 (направление 7, с 2009 г.).

Литература

- Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыков В.Н.** Параметризация процессов теплообмена в снежном покрове для целей моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // *Метеорология и гидрология*, 2000, № 5, с. 16–28.
- Гусева Е.В., Голубев В.Н.** Математическая модель формирования строения и свойств снежного покрова // *Материалы гляциол. исслед.*, 1989, вып. 68, с. 18–25.
- Дюнин А.К.** Механика метелей. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1963, 378 с.
- Красс М.С., Мерзликин В.Г.** Радиационная теплофизика снега и льда. Л., Гидрометеоиздат, 1990, 262 с.
- Кузьмин П.П.** Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеоиздат, 1957, 179 с.
- Мачульская Е.Е.** Моделирование и диагноз процессов теплообмена между атмосферой и сушей в условиях холодного климата: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2001, 24 с.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2008, 230 с.
- Снег:** Справ. / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 751 с.
- Шмакин А.Б., Рубинштейн К.Г.** Валидация динамико-статистического метода детализации метеорологических параметров // *Тр. Гидрометцентра России*, 2006, вып. 341, с. 186–208.
- Bader H., Haefeli R.** Der Schnee und seine Metamorphose // *Beitrage Zur Geologie der Schweiz, Geotechnischen Serie – Hydrologie*. Zurich, 1939, Lfg. 3, 79 S.
- Dickinson R.E., Williamson D., Henderson-Sellers A.** Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. Boulder, Colorado, 1986, 69 p. (NCAR/TN-275+STR).
- Essery R.L.H.** Seasonal snow cover and climate change in the Hadley Center GCM // *Ann. Glaciol.*, 1997, vol. 25, p. 362–366.
- Etchevers P., Martin E., Brown R. et al.** Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) // *Ann. Glaciol.*, 2004, vol. 38, p. 150–158.
- Fierz C., Lehning M.** Assessment of the microstructure-based snow-cover model SNOWPACK: thermal and mechanical properties // *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2001, vol. 33, No. 2–3, p. 123–131.
- Gelfan A.N., Pomeroy J.W., Kuchment L.S.** Modeling Forest Cover Influences on Snow Accumulation, Sublimation and Melt // *J. Hydrometeorol.*, 2004, vol. 5, p. 785–803.
- Glendinning J.H.G., Morris E.M.** Incorporation of spectral and directional radiative transfer in a snow model // *Hydrol. Processes*, 1999, vol. 13, p. 1761–1772.
- Gusev Ye.M., Nasonova O.N.** Modelling heat and water exchange in the boreal spruce forest by the land-surface model SWAP // *J. Hydrol.*, 2003, vol. 280, No. 1–4, p. 162–191.
- Jordan R.** A one-dimensional temperature model for a snow cover. Tech. doc. for SNTHERM.89. Wash., US Army Corps of Eng., 1991. (CRREL / Spec. Rep. 91-16).
- Kominami Y., Endo Y., Niwano Sh., Ushioda S.** Viscous compression model for estimating the depth of new snow // *Ann. Glaciol.*, 1998, vol. 26, p. 77–82.
- Morris E.M.** Physics-based models of snow // *Recent advances in the modelling of hydrological systems* / Ed. by D.S. Bowles, P.E. O'Connell. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 1991, p. 85–112.
- Pomeroy J.W., Gray D.M., Shook K.R. et al.** An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling // *Hydrol. Processes*, 1998, vol. 12, p. 2339–2367.
- Shmakin A.B.** The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements // *Global and Planet. Change*, 1998, vol. 19, No. 1–4, p. 49–62.
- Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. et al.** The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *J. Hydrometeorol.*, 2001, vol. 2, No. 1, p. 7–25.
- Snow and Climate** / Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge, U.K., Cambridge Univ. Press, 2008, 222 p.
- Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K.** The thermal conductivity of seasonal snow // *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 143, p. 26–41.
- Sturm M., Holmgren J., Liston G.E.** A Seasonal Snow Cover Classification System for local to global application // *J. Climate*, 1995, vol. 8, p. 1261–1283.
- Vavrus S.** The role of terrestrial snow cover in the climate system // *Climate Dynamics*, 2007, vol. 29, p. 73–88.

Поступила в редакцию
12 февраля 2009 г.