

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОСФЕРЕ

УДК 551.578.46:551.521

РАСЧЕТ ДИНАМИКИ АЛЬБЕДО СНЕЖНОГО ПОКРОВА
В ПЕРИОД СНЕГОТАЯНИЯ В БАСЕЙНЕ РЕКИ ЕНИСЕЙ

И.Н. Гордеев

Среднесибирское межрегиональное территориальное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 660049, Красноярск, ул. Сурикова, 28, Россия; biggin@sibmail.com

Рассмотрены факторы, определяющие динамику альbedo снежного покрова в период весеннего снеготаяния по данным наблюдений в бассейне реки Енисей. Предложена схема расчета динамики альbedo, позволяющая использовать ее в моделях снеготаяния для прогноза стока талых вод.

Альbedo снежного покрова, снеготаяние, моделирование стока, гидрологические прогнозы

SIMULATION OF THE DYNAMICS OF SNOW ALBEDO DURING THE SNOWMELT
IN THE BASIN OF THE YENISEI RIVER

I.N. Gordeev

Central Siberian Interregional Territorial Department of Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, 660049, Krasnoyarsk, Surikov str., 28, Russia; biggin@sibmail.com

Factors of snow albedo dynamics during the spring snowmelt in the basin of the Yenisei River according to measurement data are investigated. A scheme for calculating the snow albedo dynamics, which can be used in snowmelt models for runoff forecasting, is suggested.

Snow albedo, snowmelt, runoff simulation, hydrological forecasts

ВВЕДЕНИЕ

В расчетах притока тепла от солнечной радиации к поверхности снежного покрова (СП) используется характеристика отражательных свойств снега – альbedo, представляющая долю отраженной коротковолновой радиации в общем количестве приходящей к поверхности СП радиации. В работах многих авторов предложены различные подходы и методики расчета альbedo. Большинство авторов связывают величину альbedo с возрастом верхнего слоя снега [Шмакин и др., 2009; Debele et al., 2010]. В некоторых методах дополнительно учитываются динамика плотности верхнего слоя снега и степень покрытия участка снегом [Kojima, 1979; Xingong, Williams, 2008]. В работе [Кузьмин, 1961] при отсутствии надежных методов расчета величину альbedo СП предложено принимать равной 50 % для всего периода снеготаяния или приближенно вычислять по убыли высоты снега.

Альbedo СП зависит от многих факторов: размера зерен поверхностного слоя, вида падающей радиации (прямая или рассеянная), высоты солн-

ца, шероховатости поверхности, уровня загрязненности и увлажнения. Вследствие ограниченного информационного обеспечения гидрологических прогнозов не представляется возможным учесть все эти факторы в полном объеме для объективного расчета интенсивности таяния снега методом теплового баланса. Ниже рассмотрена приближенная схема расчета динамики альbedo СП для периода весеннего снеготаяния, учитывающая многофакторность отражательной способности снега и пригодная к использованию в практике прогнозов талого стока рек Сибири.

Условия формирования и схода СП отличаются многообразием в разных элементах ландшафта. В межгорных котловинах к началу весны накапливается наименьший слой снега, что обусловлено инверсионным типом погоды (мощность инверсии достигает 2 км). Здесь из-за солярного таяния и испарения со снежной поверхности сход СП часто наблюдается еще до прихода положительных температур воздуха. На склонах гор снега накапливается значительно больше и сходит он в

течение двух и более месяцев, повышая водность сибирских рек.

РАСЧЕТ ВЕЛИЧИНЫ АЛЬБЕДО СНЕЖНОГО ПОКРОВА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

Предлагается следующая схема вычисления альbedo СП для расчетного участка поверхности водосбора для открытой местности (поля):

$$r = r_{\min} + \Delta r; \quad (1)$$

$$\Delta r = (r_{\max} - r_{\min})k_1k_2k_3k_4 + r_x, \quad (2)$$

где r – альbedo СП, %; r_{\min} – альbedo подстилающей поверхности после полного схода снега, %; r_{\max} – максимально возможное альbedo СП, %; k_1 – коэффициент учета изменений структуры поверхности снежной толщи; k_2 – коэффициент учета возраста поверхности СП; k_3 – коэффициент учета мощности СП; k_4 – коэффициент учета покрытия расчетного участка снегом; r_x – функция увеличения альbedo СП в дни со снегопадом.

Для обоснования региональной схемы расчета альbedo использованы материалы совместных наблюдений за изменением структуры верхнего слоя снега и элементами радиационного баланса на метеостанциях Среднесибирского управления Росгидромета: Кызыл, Енисейск и Ванавара, расположенных в различных географических зонах бассейна Енисея. На этих станциях ведутся наиболее полные инструментальные наблюдения гидрометеорологических характеристик в период весеннего снеготаяния. Аппроксимации коэффициентов в формуле (2) подбирались из физических соображений с учетом опыта отечественных и зарубежных исследований. Параметры аппроксимаций уточнялись по данным наблюдений на основе численных экспериментов.

Анализ данных наблюдений показал, что максимально возможное альbedo СП для открытых участков в лесостепных и лесных ландшафтах составляет около 90 %, а в степных и полупустынных ландшафтах не превышает 80 %.

Интенсивность снижения альbedo снежного покрова в период снеготаяния определяется прежде всего увеличением плотности тонкого верхнего слоя СП, вследствие чего уменьшается его отражательная способность. В практике гидрологических прогнозов возникают трудности при задании и предварительном определении структуры СП по территории обширных слабоизученных бассейнов с разнородными ландшафтами. Изначально предполагалось для описания хода нарастания плотности верхнего слоя снега косвенно использовать ход положительных температур воздуха. Однако одни и те же положительные температуры воздуха по-разному влияют на СП в зависимости от его мощности. Другой косвенный метод расчета свя-

зан с учетом относительной убыли мощности СП. Численные эксперименты, основанные на данных наблюдений, показали возможность использования этого параметра для расчета альbedo. Относительная убыль снега учитывается коэффициентом

$$k_1 = \frac{S_{\tau-1}}{S_1},$$

где $S_{\tau-1}$ – запас воды в снеге в предшествующий расчету день, мм; S_1 – начальный запас воды в снеге, мм; τ – порядковый номер расчетных суток от 21 марта.

В случае, когда расчет ведется в период продолжающегося снегонакопления, величина S_1 пересчитывается после каждого снегопада. Так как запас воды в снеге в расчетные сутки неизвестен, он берется за предыдущие сутки. Коэффициент k_1 изменяется от 1 до 0 в начале и конце снеготаяния.

Даже в случае отсутствия таяния СП его альbedo уменьшается, что объясняется уплотнением поверхности снега под действием силы тяжести и ветра, “старением” снега. Анализ данных наблюдений и численные расчеты показали, что в период отрицательных температур в бесснежную погоду альbedo СП уменьшается по экспоненциальному закону, что согласуется с выводами работы [Снег..., 1986]. Можно предполагать, что уплотнение поверхности СП продолжается в течение всего периода снеготаяния. “Старение” снега, как показали численные эксперименты, хорошо описывается следующим выражением:

$$k_2 = \exp\left(-\frac{\tau}{300}\right).$$

Согласно этой формуле, коэффициент k_2 изменяется от 1 в начале снеготаяния до 0,80–0,85 его завершающей стадии.

Как сказано выше, бассейн Енисея характеризуется многообразием ландшафтов. Накопление СП в них происходит неравномерно. Если в степях Минусинской и Тувинской котловин к началу таяния может накопиться только 10–20 мм снега, то в горах Саян запас воды в снеге достигает 1000 мм и более. В работе [Kotliakov, 1972] представлена зависимость отношения альbedo снежного покрова к альbedo бесснежной поверхности от толщины СП. С ростом мощности снежной толщи до некоторого порогового значения (20–30 см) наблюдается увеличение альbedo по степенной зависимости. При дальнейшем росте мощности СП увеличения альbedo инструментально не зафиксировано. Это объясняется тем, что, во-первых, при незначительной мощности снега солнечная радиация частично проникает до подстилающей поверхности, обладающей низким значением альbedo; во-вторых, маломощный СП не скрывает выступающие элементы микроландшаф-

та (стерня, сухой травостой, камни и т. п.). В практике гидрологических прогнозов вместо высоты снега часто используется запас воды в СП. Пороговой высоте снега 30 см соответствует примерно 100 мм запаса воды. Влияние мощности СП на величину альбеда удалось учесть введением эмпирического коэффициента

$$k_3 = \begin{cases} \frac{S_1^{0,4}}{6,31} & \text{при } S_1 \leq 100 \text{ мм,} \\ 1 & \text{при } S_1 > 100 \text{ мм.} \end{cases}$$

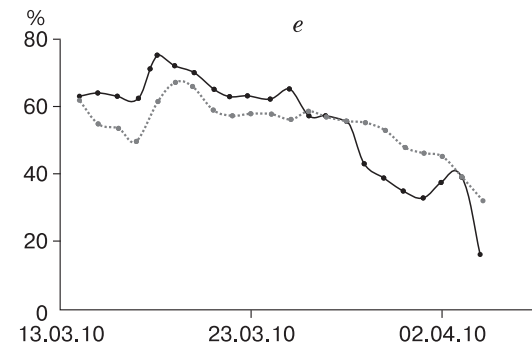
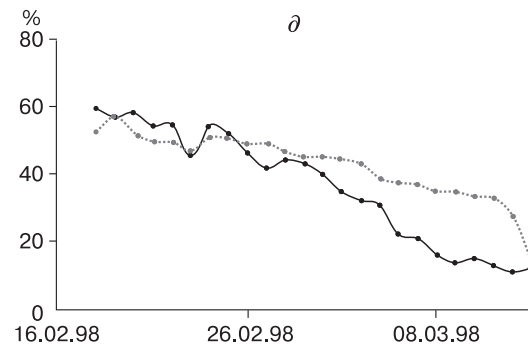
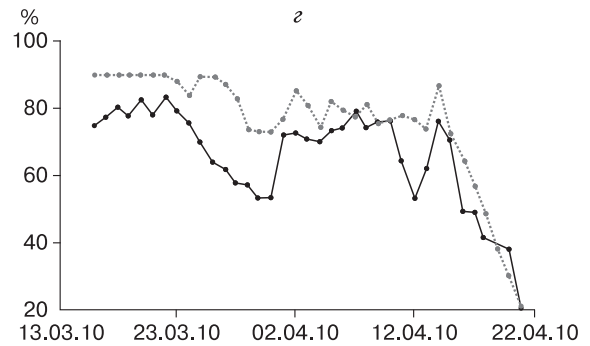
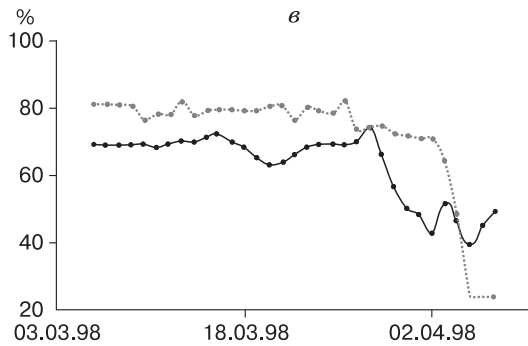
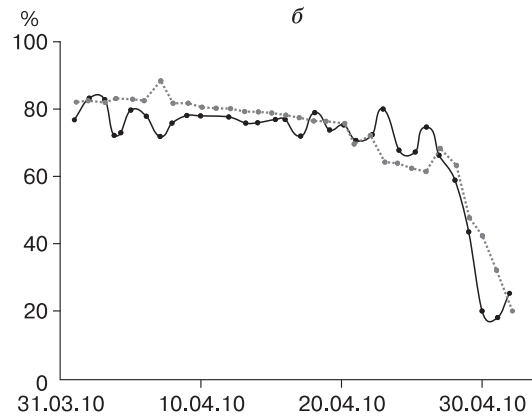
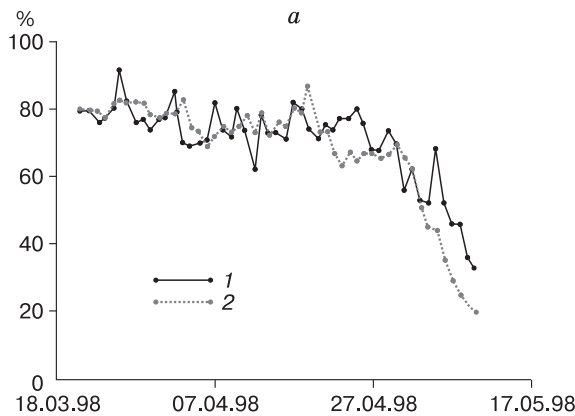
Согласно данным наблюдений, альбеда СП в завершающий период таяния резко понижается.

Одним из факторов, способствующих этому, является согревающее влияние проталин на кромку снега. Численные эксперименты показали, что поправочный коэффициент на величину покрытия может быть описан следующим выражением:

$$k_4 = \left(1 + \frac{1}{f_{\tau-1} + 1} \right)^{-1},$$

где $f_{\tau-1}$ – покрытие расчетного участка в предшествующий расчету день, %.

Коэффициент k_4 изменяется от 1 до 0,5 в зависимости от степени покрытия расчетного участка снегом.



Измеренные (линии 1) и рассчитанные (линии 2) величины альбеда снежного покрова (%) в период весеннего снеготаяния 1998 и 2010 гг. на метеорологических станциях Ванавара (а, б), Енисейск (в, г), Кызыл (д, е) при разных начальных запасах воды в снеге:

а – $S_1 = 72$ мм; б – $S_1 = 86$ мм; в – $S_1 = 65$ мм; г – $S_1 = 105$ мм; д – $S_1 = 14$ мм; е – $S_1 = 36$ мм.

Весной в периоды похолоданий часты снегопады. В дни установления нового верхнего слоя снежной толщи альbedo увеличивается. В начальный период таяния вследствие ненарушенности структуры СП это увеличение незначительно. В период интенсивного таяния с выпадением свежего снега альbedo существенно возрастает. Рост его тем больше, чем больше снега выпадает на поверхность участка, так как с возрастанием количества твердых осадков увеличивается покрытие территории и снижается плотность верхнего слоя СП. Величина приращения альbedo СП в случае выпадения свежего снега может быть описана эмпирической формулой

$$r_x = 5\sqrt{X_S},$$

где X_S – сумма твердых осадков в расчетные сутки, мм.

В периоды сильных снегопадов, особенно в начальный период снеготаяния, рассчитанное значение альbedo может получаться выше максимально возможного. В таких случаях альbedo приравнивается к максимально возможному. Фазовое состояние осадков приближенно определяется согласно данным наблюдений на метеорологических станциях по величине критической среднесуточной температуры воздуха, равной 2 °С [Голубцов, 2010].

Выразив коэффициенты рассмотренными эмпирическими соотношениями, получим расчетный вид формулы (1):

$$r_\tau = r_{\min} + \frac{(r_{\max} - r_{\min}) S_{\tau-1} \exp\left(-\frac{\tau}{300}\right)}{6,31 S_1^{-0,6} (1 + 1/f_{\tau-1})} + 5\sqrt{X_S}, \quad (3)$$

где r_τ – альbedo СП в расчетные сутки, %.

На рисунке представлены измеренные на станциях и рассчитанные по формуле (3) значения альbedo СП в период снеготаяния. Рассчитанные значения в основном соответствуют наблюдаемым. Только в степных ландшафтах (г. Кызыл) в некоторые годы рассчитанное альbedo оказывается несколько выше фактического. Расхождения можно объяснить разными условиями предвесенней перекристаллизации маломощной снежной толщи при антициклональном типе погоды.

ВЫВОДЫ

В режиме прогноза талого стока в условиях ограниченной информации существующие методы оценки альbedo снежной поверхности не позволяют с требуемой точностью рассчитать количество отраженной суммарной радиации. В этих условиях оказался эффективным региональный подход, учитывающий отечественный и зарубежный опыт в области геокриологии и гидрологии.

В предложенной региональной методике многообразии факторов, определяющих изменение альbedo, учтено введение эмпирических коэффициентов, количественное описание которых получено на основе физических соображений и численных экспериментов по данным наблюдений.

Полученные аппроксимации обеспечивают приемлемую точность моделирования динамики альbedo СП в период снеготаяния в разных ландшафтах, что позволяет использовать данную методику в оперативной практике прогноза талого стока рек Средней Сибири.

Литература

- Голубцов В.В.** Моделирование стока горных рек в условиях ограниченной информации. Алматы, Казгидромет, 2010, 232 с.
- Кузьмин П.П.** Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1961, 344 с.
- Снег:** Справочник / Отв. ред. Д.М. Грей, Д.Х. Мейл. Пер. с англ. Л., Гидрометеоздат, 1986, 751 с.
- Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю.** Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 69–79.
- Debele B., Srinivasan R., Gosain A.K.** Comparison of process-based and temperature-index snowmelt modeling in SWAT // Water Res. Management, 2010, vol. 24, iss. 6, p. 1065–1088.
- Kojima K.** Snowmelt process and heat balance // Note, Meteorol. Soc. Jap., 1979, No. 136, p. 1–28.
- Kotliakov V.M.** Snow accumulation on mountain glaciers // The role of Snow and Ice in Hydrology: Proc. Banff. symp., 1972, Geneva etc., Unesco–WMO–IAHS, vol. 1, p. 394–400.
- Xingong L., Williams M.W.** Snowmelt runoff modeling in an arid mountain watershed, Tarim Basin, China // Hydrol. Processes, 2008, vol. 22, iss. 19, p. 3931–3940.

Поступила в редакцию
27 октября 2011 г.