

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2016.0035

Gao Liming, Zhang Yaonan, Shen Yongping, *et al.* Analysis of water and heat transfer in snow layer during snowmelt period in Irtysh River Basin based on energy balance theory[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(2): 323–331. [高黎明, 张耀南, 沈永平, 等. 基于能量平衡对额尔齐斯河流域融雪过程的研究[J]. 冰川冻土, 2016, 38(2): 323–331.]

基于能量平衡对额尔齐斯河流域融雪过程的研究

高黎明^{1,2,3}, 张耀南^{1,2*}, 沈永平¹, 张乐乐^{1,3}

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000; 2. 甘肃省资源环境科学数据工程技术研究中心, 甘肃 兰州 730000; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 为定量描述额尔齐斯河流域积雪的消融过程, 建立了利用基于能量平衡的积雪模型, 对流域内库威积雪站2014年1月4日–3月28日积雪的积累和消融过程进行了模拟. 结果表明: 模型能够很好的模拟出融雪期净辐射能量的变化过程, 对雪水当量的模拟结果也非常好, 雪水当量的观测值和模拟值之间的Nash系数达到了0.989. 在积雪的积累期, 雪表的净辐射、感热、潜热通量的绝对值以及地表热通量明显低于积雪的消融期. 在积累期, 感热和潜热通量以及土壤热通量受到雪层厚度的影响. 当雪水当量小于10 mm时, 感热和潜热通量的绝对值偏高, 土壤热通量的波动性也偏大. 在积累期积雪的物质损失全部为升华损失, 升华量为2.74 mm; 在消融期, 积雪的融化量为66.26 mm, 升华量为2.04 mm. 净辐射对积雪物质损失的贡献达到了83.1%, 湍流通量对积雪物质损失的贡献达到16.9%. 由于在融化期土壤热通量为正值, 因此土壤热通量对融雪没有贡献.

关键词: 积雪模型; 能量平衡; 水量平衡; 额尔齐斯河

中图分类号: P343.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2016)02-0323-09

0 引言

中国西北地区深居内陆, 由于高山对水汽的阻挡, 水资源已成为该区社会经济发展的制约因子^[1–2]. 积雪融水是该区域河川径流的重要补给来源^[3], 根据沈永平等^[4]的统计, 在新疆阿勒泰地区克兰河上游区年内积雪融水可占年径流量的45%. 因此, 积雪的变化直接影响到区域内农业的生产规模以及农作物的收成^[5]. 另外, 积雪作为冰冻圈的重要组成部分, 直接影响着地表与大气之间的水热交换^[6–8], 进而会对区域的气候变化产生影响. 除此之外, 由融雪引起的洪水、雪崩等灾害对工农业生产以及人民生命财产造成的损失也不容易忽视^[9]. 全球变化背景下, 积雪对气候变化的响应最为明显, 积雪的变化也成为了不争的事实. 因此, 准确的积雪预报对水资源开发、气候预测以

及地质灾害预报都具有重要的指导意义.

对积雪的预报目前主要依赖于积雪模型, 对模型的输出要求不同, 模型的复杂程度也不尽相同^[10]. 比较复杂的模型能够模拟积雪内部结构的变化特征, 例如SNOWPACK模型^[11]. 但是从水文学角度来讲, 对积雪模型输出结果的要求主要是雪水当量. 就目前而言, 模拟雪水当量的模型一般可以分为两类, 一类是基于气温指标的模型(如度日模型), 另一类是基于能量平衡的模型^[12–14]. 度日模型由于输入参数要求较少、模型计算简单等特点, 被国内外学者广泛用于积雪和冰川消融的模拟^[15–17]. 不少水文模型对积雪消融的描述也采用了度日模型的方案, 例如SRM模型^[18]. 然而度日模型存在着两个明显的不足^[15]: 1) 随着时间分辨率的提高模拟精度明显降低; 2) 无法描述积雪表面消融状况的空间变化. 针对度日模型的不足, 国

收稿日期: 2015-12-02; 修订日期: 2016-01-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(91125005/D011004; 41271083; 41201062); 国家基础科学人才培养基金项目(J0930003/J0109); 冻土工程国家重点实验室开放基金项目(SKLFSE201412)资助

作者简介: 高黎明(1986—), 女, 甘肃兰州人, 2012年毕业于兰州大学, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读博士研究生, 主要从事水文模型方面的研究. E-mail: gaolm@lzb.ac.cn

*通讯作者: 张耀南, E-mail: yaonan@lzb.ac.cn.

内外学者发展了一系列的改进方案. Tobin 等^[19]发展了度日模型使其可以用于亚日尺度的融雪量模拟; Jowett 等^[20]对度日模型加入了一个与时空变化有关的参数用于改进对格陵兰冰盖的模拟. 但是由于度日模型本质上是一个统计模型, 因此, 无法描述积雪消融的物理过程. 相对于度日模型, 基于能量平衡的积雪模型能够更好的反映出积雪的物理过程, 同时模型的输入参数也更多. 近些年来, 随着气象和水文站点的增加, 以及遥感反演和大气模型模拟精度的提高, 具有物理机制的能量平衡模型已成为研究积雪消融的发展趋势^[14]. 不少分布式水文模型都采用了这种基于物理过程的融雪模块, 例如 WEB-DHM 模型^[21]. Brown 等^[22]开发了集成分布式融雪模型 UEBGRID 和 GeoSFMC 水文模型的建模系统, 并对喜马拉雅地区的融雪径流进行了模拟实验, 发现径流模拟结果有很好的表现.

额尔齐斯河是我国新疆水资源最为丰富的两条大河之一^[23], 同时也是一条重要的国际河, 流经中国、哈萨克萨坦和俄罗斯, 最后汇入额毕河流入北冰洋, 其径流对这些国家的社会经济发展有着极其重要的地位. 额尔齐斯河流域水资源主要分布于上游区, 约占到全流域的 80% 以上^[24]. 在流域内, 冰川融雪补给占 30%, 季节性积雪和降水补给占 25%^[25]. 因此, 积雪对该流域的影响不容忽视. 然而就目前而言, 由于该区域研究资料匮乏, 目前相关的研究相对较少. 杨富程等^[26]分析了额尔齐斯河中游鄂木斯克水文站径流的变化特征; 庄晓翠等^[27]利用 7 个气象站数据分析了阿勒泰地区的积雪变化趋势; 张伟等^[28-29]在额尔齐斯河流域分析了森林以及不同下垫面对融雪过程的影响; Wu 等^[30]用 UEB 模型对额尔齐斯河流域源区库威站的融雪过程进行了单点模拟, 提出 UEB 模型能够很好的模拟出融雪过程. 但是 Wu 等^[30]使用的辐射数据是通过气温的日变化幅度来估算的而缺少验证, 由于积雪融化过程受辐射影响较大^[31], 因此, 在该区域做进一步的积雪模拟实验很有必要.

针对以上研究背景, 本研究选取了中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在中国阿尔泰山额尔齐斯河源区建立的气象-积雪-冻土-水文综合观测场(库威站)获取的气象、积雪数据, 构建了一个基于能量平衡的模型对积雪的积累和消融过程进行了模拟. 本研究的主要目标为验证能量平衡模型在该区域单点模拟的表现, 并进一步分析净辐

射、湍流通量以及土壤热通量对融雪的贡献.

1 基于能量平衡的融雪模型介绍

研究采用了单层的积雪模型, 雪层的物质平衡方程为^[32]:

$$\frac{\partial SWE}{\partial t} = P - E_s - M + C + V \quad (1)$$

式中: SWE 为积雪的雪水当量(mm); t 为时间步长(s); P 为降水率($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$); E_s 为蒸发或升华率($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$); M 为融雪量($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$); C 为由毛管力造成的雪层对融雪量的粘附量, 在本研究中, 我们结合前人的研究成果, 把雪层的持水量设置为雪水当量的 3%^[14]; V 为风吹雪在成的物质损失, 在库威站由于风速比较小, 因此, 我们忽略了风吹雪造成的损失项.

降水是积雪物质的主要补给来源, 降水量数据来源于雨量筒的观测, 而风对雨量筒造成的动力损失不容忽视. 在本研究中, 我们首先用 Smith 等^[33]提出的修正公式对降水量进行了修正:

$$CE = 1.01 \exp(-0.09U) \quad (2)$$

式中: CE 为雨量筒的扑捉率; U 为雨量筒口风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

积雪融化量和蒸发/升华量的计算^[32]:

$$M = Q_m / (L_f \rho_w B) \quad (3)$$

$$E_s = L_v E / (L_v \rho_w) \quad (4)$$

式中: Q_m 为用于融雪的能量($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2}$); L_f 为冰的融雪潜热($334 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$); ρ_w 为水密度($1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$); L_v 为升华/蒸发潜热($2834 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$); B 的取值范围在 0.95 ~ 0.97 之间.

积雪表面的能量平衡方程为^[21]:

$$Q_{\text{net}} = S_{\text{net}} + L_{\text{net}} + H + L_v E + I_{\text{prec}} \quad (5)$$

式中: Q_{net} 为雪表收入的净能量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); S_{net} 为净短波辐射($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); L_{net} 为净长波辐射($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); H 为感热($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); $L_v E$ 为潜热($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$); I_{prec} 为由降水带来的热量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$).

用于积雪内能变化和积雪融化的能量 Q 为:

$$Q = Q_{\text{net}} + G \quad (6)$$

式中: G 为地表热通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). 在积雪期, Q 主要用于加热雪层温度, 当雪层温度达到融化温度后, 则全部用于积雪的消融.

净短波辐射和净长波辐射的计算公式为:

$$S_{\text{net}} = S_{\text{in}} - S_{\text{out}} = S_{\text{in}}(1 - a) \quad (7)$$

$$L_{\text{net}} = L_{\text{in}} - L_{\text{out}} = \varepsilon_a \varepsilon_s \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (8)$$

式中: S_{in} , S_{out} , L_{in} , L_{out} 分别为向下向上的短波和长

波辐射($W \cdot m^{-2}$); α 为反照率; ε_a 和 ε_s 分别为大气和地表的发射率; σ 为 Stefan-Boltzmann 常数($5.67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$); T_a 和 T_s 分别为气温和雪表温度. 反照率是影响雪表能量收支的一个重要参数, 在本研究中, 我们选用了与 Noah 陆面模式相同的积雪反照率参数化方案^[34]:

$$\alpha_{snow} = \alpha_{max} A^B \quad (9)$$

式中: α_{max} 为新雪反照率, 在本研究中, 我们取值为 0.85; t 为距离最近一次降雪的天数; A 和 B 为常数, 在积雪的积累期选取的 A 和 B 的值分别为 0.94、0.58和 0.82、0.46.

雪表温度也是影响雪表能量平衡以及积雪与大气交换能水的一个重要参数. 在积雪模型中, 常用的雪表温度的获取方法包含以下 2 种: 1) 根据统计方法构建出雪表温度和气温之间的关系式^[35]; 2) 基于雪表能量平衡方程求解得出雪表温度^[36]. 虽然基于能量平衡方法获取的雪表温度包含物理意义, 但是实践证明, 这种方法获取的雪表温度也存在着 8~10℃的误差^[37]. 在数据缺乏地区, 基于气温获取的雪表温度甚至有更大的优势^[38]. Boudhar 等^[32]发现, 当气温小于 5℃时, 气温和雪表温度存在着很好的线性关系. 在本研究中, 我们也构建出了雪表温度与气温之间的线性关系:

$$T_s = 1.05T_a - 3.86, R^2 = 0.93 \quad (10)$$

对感热和潜热的计算则采用了 Boons^[39]提出的算法. 这种方法被陆恒等^[8]和 Lu 等^[40]用于新疆天山西部地区不同植被条件下雪表能量的计算:

$$H = \rho_a C_{pa} D_H (T_a - T_s) \quad (11)$$

$$L_v E = \rho_a \lambda_w D_E \frac{0.622}{P} (e_a - e_s) \quad (12)$$

式中: ρ_a 为空气密度($kg \cdot m^{-3}$); C_{pa} 为空气热容($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$); D_H 为感热的总体输送系数($m \cdot s^{-1}$); λ_w 为潜热通量($2.48 \times 10^6 J \cdot kg^{-1}$); D_E 为潜热的总体输送系数($m \cdot s^{-1}$); P 为大气压(kPa); e_a 和 e_s 分别为大气和雪面的水汽压(kPa).

在中性条件下, 感热和潜热的输送系数计算方法如下:

$$D_H = D_E = k^2 u_a / [\ln(z_a / z_0)]^2 \quad (13)$$

式中: k 为卡曼常数(0.4); u_a 为风速($m \cdot s^{-1}$); z_a 为风速测量高度(m); z_0 为积雪表面粗糙度(m). 积雪表面的粗糙度通常难于观测, 在以往的研究中, 通常把 z_0 设置为定值, 范围大致在 $10^{-4} \sim 10^{-2}$ 之间^[41]. Wu 等^[19]在本研究区用 UEB 模型对积雪进行模拟, 认为 z_0 取 0.009 时效果最佳, 在本研究

中, 笔者也选取了这个方案.

2 研究区概况

研究区位于阿尔泰山区额尔齐斯河河源区的卡依尔特斯河流域(图 1). 流域北高南低, 最低海拔 1 353 m, 最高海拔 3 860 m, 总面积约 2 690 km². 该区域属北温带寒冷区大陆性气候^[42], 年平均气温大约为 3℃, 夏季最高日平均气温可达 30℃以上, 冬季最低气温在 -45℃以下. 年降水量大约为 360 mm, 且季节分布不均匀, 降水量最小的月份为 2 月和 3 月^[30]. 积雪期从 11 月持续至次年 4 月, 在海拔较高的区域积雪可持续到 6 月份, 积雪期长且厚度大, 在某些年份最大积雪厚度可达到 1 m 以上. 在研究区域内, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所于 2011 年 8 月在阿勒泰水文水资源勘测局库威国家基本水文站(库威站, 47.35°N, 89.65°E, 海拔 1 379 m)的基础上建立了气象-积雪-冻土-水文综合观测场. 监测的参数包括 3 m 高度的风速、气温、相对湿度、气压、降水量, 地表温度、分层积雪温度(10 cm、15 cm、20 cm、30 cm、40 cm), 5 cm 土壤热通量, 不同深度(5 cm、10 cm、20 cm、40 cm、60 cm、80 cm、120 cm、160 cm、200 cm)土壤的温度和含水量. 为了获取更为全面的气象驱动数据, 在 2013 年 9 月, 综合观测场内有安装了 CNR4 型辐射探头, 主要观测向上向下的长波和短波辐射.

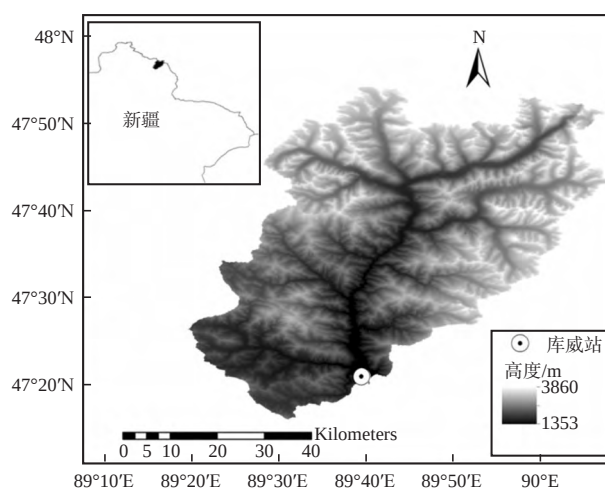


图 1 研究区位置介绍

Fig. 1 Location of study site

3 结果与讨论

本研究选取了 2014 年 1 月 4 日 - 3 月 28 日这次

积雪过程进行分析. 在这段时间里, 总的降水量为 67.4 mm, 降水类型全部为固态的雪, 平均气温为 -12.6°C , 平均风速为 $0.88\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. 在本节, 我们主要对积雪的积累和消融过程进行了模拟, 并分析了积累和消融期积雪物质和能量的变化过程.

3.1 模拟结果及其验证

净辐射是融雪过程中能量的主要来源, 净辐射模拟的准确度直接影响着融雪量的模拟结果. 本研究首先验证了观测器净辐射的模拟效果(图 2a), 结果表明: 在积雪的积累期净辐射的模拟值存在小于观测值的现象, 一方面可能与雪表温度的模拟误差有关; 另一方面, 在积累期大量的降雪事件也是造成仪器观测不稳定的原因. 在积雪的消融期, 模拟的净辐射与观测的净辐射有很好的 consistency, 准确的净辐射是融雪量模拟准确的保障.

雪水当量是表征积雪物质变化的一个重要因子, 也是水文模型的一个重要的输入参数. 在本研究中, 我们对观测期的雪水当量进行了模拟(图 2b). 从模拟结果来看, 雪水当量的模拟值和观测值有很好的 consistency, 能够准确地反映出积雪消融开始和结束时间. 为了进一步评价模型的模拟效

果, 我们选取了 Nash 系数(NSE)和平均绝对误差(MAE)两种参数对模拟结果进行定量的评价:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (SWE_{m,i} - SWE_{o,i})^2}{\sum_{i=1}^n (SWE_{o,i} - \overline{SWE_o})^2} \quad (14)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |SWE_{o,i} - SWE_{m,i}| \quad (15)$$

式中: n 为观测次数; $SWE_{m,i}$ 为 i 时刻雪水当量的模拟值; $SWE_{o,i}$ 为 i 时刻雪水当量的观测值; $\overline{SWE_o}$ 为雪水当量观测值的平均值. Nash 系数反映模拟值与观测值的比值与 1:1 曲线的靠近程度, Nash 系数越接近 1, 相对误差的绝对值越小, 模拟精度就越高^[43]; MAE 值越接近 0, 那么模拟的效果就越好. 通过计算, 得出本研究的 Nash 系数为 0.989, MAE 值为 1.88 mm, 说明该研究构建的模型能够很好的模拟出库威站雪水当量的变化过程.

3.2 能量项的变化

积雪的融化是一个热动力过程^[14]. 为了进一步了解融雪过程的能量状况, 我们利用模型计算的湍流通量, 并结合净辐射以及土壤热通量数据, 分析了这次积雪过程各能量项的变化(图 3). 根据雪水当量的变化过程, 我们把 2014 年 3 月 15 日之

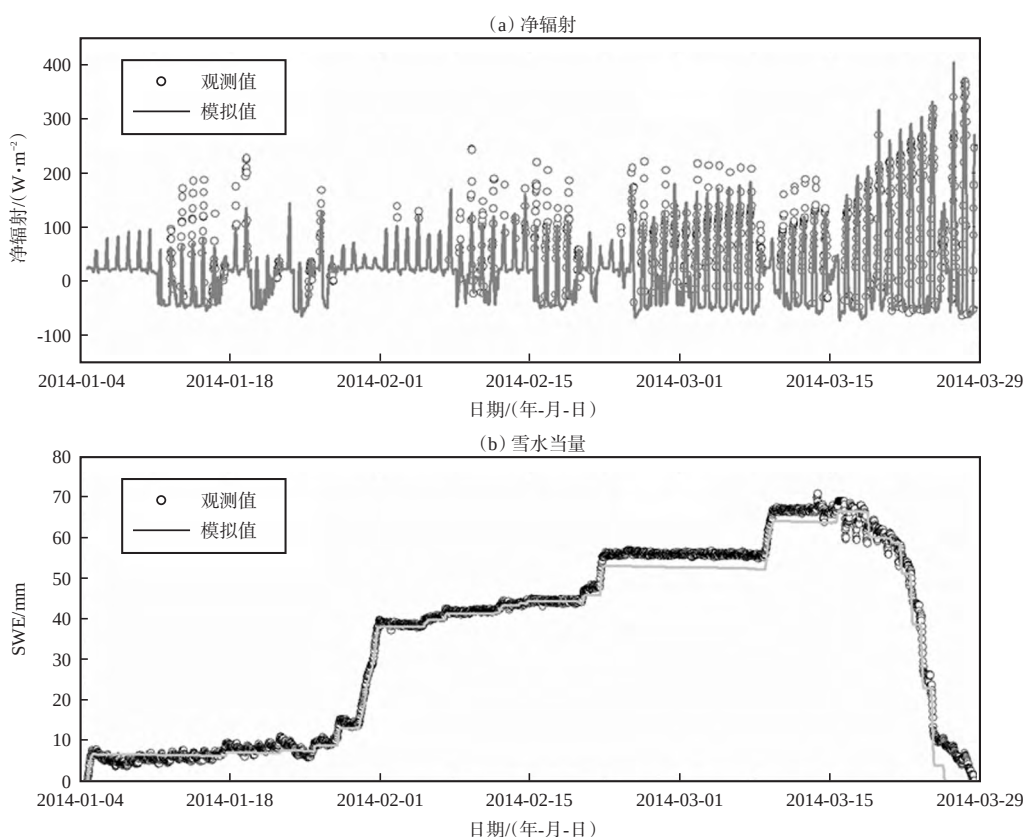


图 2 净辐射和雪水当量模拟值与观测值对比

Fig. 2 Comparing modeled net radiation and snow water equivalent (SWE) with observed value

前划分为积雪的积累期，之后划分为消融期，分别分析了积累和消融期净辐射、感热、潜热以及土壤热通量变化的差异性。从图3(a)可以看出，在积累期，净辐射的峰值都在 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下；在积雪的消融期，除了降水日，净辐射的峰值都在 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上，最大值接近 $400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。图3(b)和3(c)给出了湍流通量的变化过程，可以看出在整个研究期，感热主要为正而潜热则主要为负值，这说明雪表温度低于气温，而雪表附近的水汽压却高于观测高度的水汽压。在积雪的积累期和消融期，湍流通量也存在很大差异性，积累期的感热通量明显小于融化期。积累期潜热的绝对值也明显小于消融期，这说明消融期的升华和蒸发量明显高于积累期。我们也发现，在2月1日之前，感热以及潜热的绝对值出现了偏高值，这与这段时间雪深较小有关，雪深也是影响湍流通量的一个重要因素。土壤热通量对融雪的贡献在以往的研究中往往被忽视，但是根据 Maruyama 等^[44]在日本得出的结果，表明土壤热通量对融雪的贡献也不

容忽视。在本研究中，我们分析了5 cm深度处土壤热通量的变化过程(图3d)，结果表明：在积累期土壤热通量主要为负值，土壤为雪层提供能量。同时发现，在2月1日之前当雪层较薄($\text{SWE} < 10 \text{ mm}$)时，土壤热通量波动性较大，而在其他时期土壤热通量比较小。而在消融期，土壤热通量则为正值，最大值甚至达到 $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上，雪层为土壤提供能量。

3.3 各个能量分量对积雪损失量的贡献

为了进一步分析各个能量分量对积雪物质损失的贡献，把发生物质损失时的能量进行了统计，并给出了净辐射、湍流通量以及土壤热通量对积雪物质损失的贡献(表1)。结果表明，在积雪的积累期，雪层的物质损失全部为升华造成的损失，这段时期的升华量为 2.74 mm ，造成物质损失的能量全部来源于湍流通量。在积雪的消融期，雪层的融化量为 66.26 mm ，升华量为 2.04 mm 。由于这段时期土壤热通量全部为正值，主要表现为雪层为土壤提供能量，土壤热通量对融雪的贡献

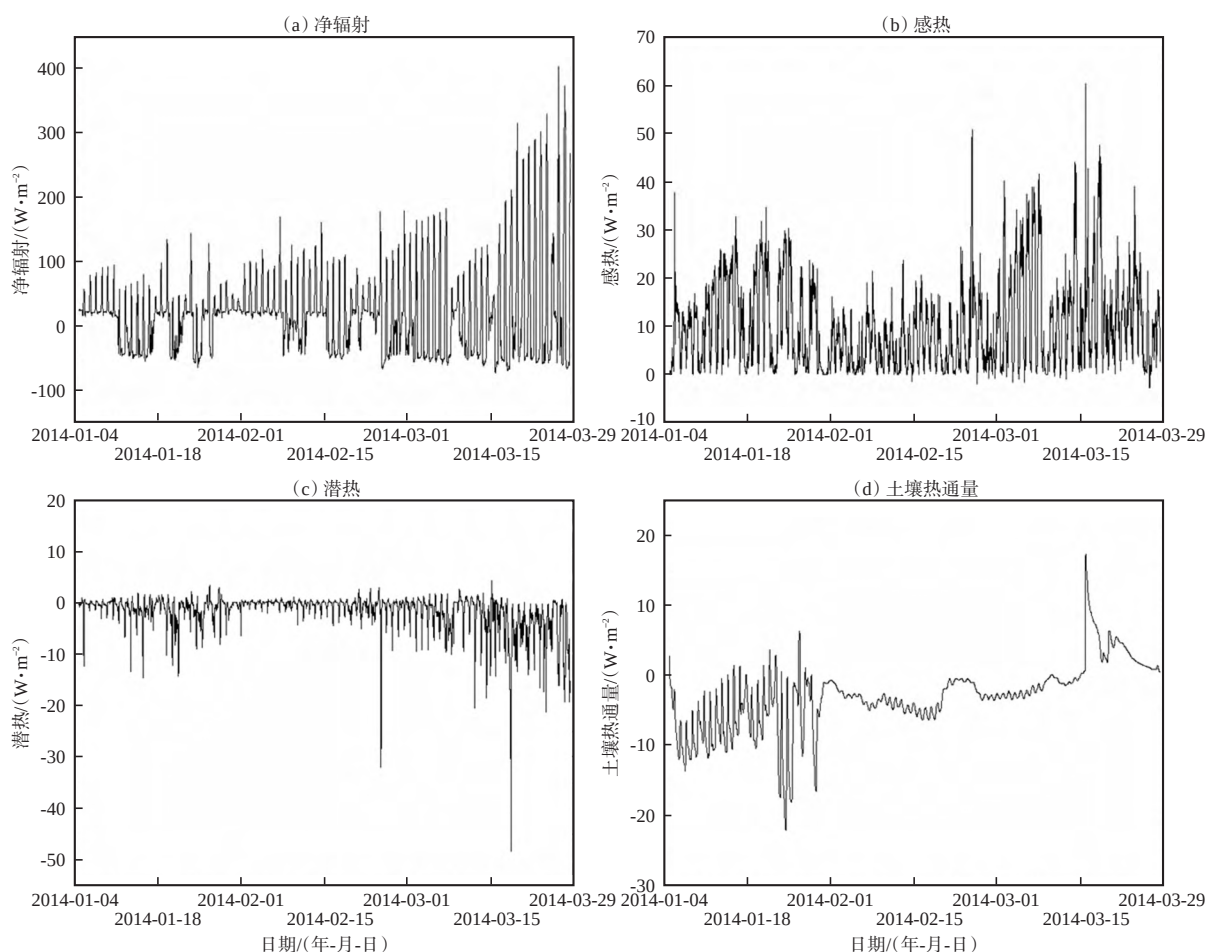


图3 研究期净辐射、湍流通量和土壤热通量的变化

Fig. 3 Variation of net radiation, turbulence flux and soil heat flux during the study periods

表 1 各个能量分量对积雪物质损失量的贡献
Table 1 Contribution to the snow mass lose by different energy component

积雪期划分	物质损失量/mm	升华量/mm	融化量/mm	不同能量贡献率/%		
				净辐射	湍流通量	土壤热通量
积累期	2.74	2.74	0	0	100	0
消融期	66.26	2.04	64.22	83.1	16.9	0

为 0。净辐射对融雪的贡献达到了 83.1%，净辐射仍然是造成积雪消融的主要能量来源。湍流通量对积雪物质损失的贡献一方面表现为积雪消融提供能量，另一方面湍流通量中的潜热是雪层升华和蒸发的能量来源。

4 结论

本研究利用能量平衡模型，对额尔齐斯河流域库威站 2014 年 1 月 4 日 - 3 月 28 日积雪的积累和消融过程进行了模拟。结果表明，模型能够很好的模拟出融雪期的净辐射变化过程，对积雪的积累和消融过程也能够很好的模拟。通过计算雪水当量模拟值与观测的之间的 Nash 系数，得出两者之间的 Nash 系数为 0.989。

根据积雪雪水当量的变化过程，我们把 3 月 15 日之前划分为积雪的积累期，之后为消融期。通过分析积累期和消融期雪表能量以及土壤热通量的变化，发现在积雪的积累期，净辐射日变化的峰值都在 $200\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ 以下；在消融期，除了降水日之外，峰值都在 $200\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。积累期和消融期雪表的湍流通量也有很大的差异性，积累期的感热和潜热的绝对值明显小于消融期。土壤热通量在积累期主要为负值，而在消融期则主要为正值。在积累期，积雪的厚度对湍流通量以及土壤热通量也有很大的影响，当雪深较薄 ($\text{SWE}<10\text{ mm}$) 时，感热以及潜热通量的绝对值明显高于厚雪期，土壤热通量在薄雪期的波动性也明显高于厚雪期。

通过分析各个能量分量对积雪物质损失的贡献，得出在积累期积雪的物质损失全部为升华损失，升华量为 2.74 mm。在消融期，积雪的融化量为 66.26 mm，升华量为 2.04 mm。净辐射对积雪物质损失的贡献达到了 83.1%。湍流通量一方面为积雪消融提供能量，另一方面也是雪层升华和蒸发的主要能量来源，湍流通量对积雪物质损失的贡献达到 16.9%。

本研究有助于进一步了解卡依尔特斯河流域

积雪期物质和能量的变化过程，对改进该区域积雪水文的模拟也有重要的意义。

致谢：感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所新疆阿尔泰山库威积雪—冻土—水文—生态观测站提供的积雪和气象数据。

参考文献(References):

[1] Zhao Jun, Huang Yongsheng, Song Geqing, *et al.* Application of snowmelt runoff model in upper stream of Shule river basin [J]. Journal of Water Resources & Water Engineering, 2015, 26 (1): 72 - 80. [赵军, 黄永生, 宋阁庆, 等. SRM 融雪径流模型在疏勒河流域上游的应用[J]. 水资源与水工程学报, 2015, 26(1): 72 - 80.]

[2] Xia Ziqiang, Guo Wenxian. Research advance in river health [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2008, 17 (2): 252 - 256. [夏自强, 郭文献. 河流健康研究进展与前瞻[J]. 长江流域资源与环境, 2008, 17(2): 252 - 256.]

[3] Shen Yongping, Su Hongchao, Wang Guoya, *et al.* The responses of glaciers and snow cover to climate change in Xinjiang (I): Hydrological effect [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35 (3): 513 - 527. [沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川、积雪对气候变化的响应(I): 水文效应[J]. 冰川冻土, 2013, 35(3): 513 - 527.]

[4] ShenYongping, Su Hongchao, Wang Guoya, *et al.* Hydrological processes responding to climate warming in the upper reaches of Kelan River Basin with snow - dominated of the Altay Mountains region, Xinjiang, China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, 29 (6): 845 - 854. [沈永平, 王国亚, 苏宏超, 等. 新疆阿尔泰山区克兰河上游水文过程对气候变暖的响应[J]. 冰川冻土, 2007, 29(6): 845 - 854.]

[5] Li Min, Liu Zhihui, Fang Shifeng. Study of snow water equivalent monitoring model based on MODIS data [J]. Research of Soil and Water Conservation, 2007, 14 (4): 74 - 81. [李民, 刘志辉, 房世峰. 基于 MODIS 数据的雪水当量监测模型研究[J]. 水土保持研究, 2007, 14(4): 74 - 81.]

[6] Liu Yu, Jiang Lingmei, Shi Jiancheng, *et al.* Validation and sensitivity analysis of the snow thermal model (SN THERM) at Binggou basin, Gansu [J]. Journal of Remote Sensing, 2011, 15 (4): 792 - 810. [刘誉, 蒋玲梅, 施建成, 张立新, 张生雷, 潘金梅, 王培. 雪热力模型 (SN THERM) 在冰沟流域的模拟和敏感性试验[J]. 遥感学报, 2011, 15 (4): 792 - 810]

- [7] Hu Liequn, Huang Weijun, Yin Keqin, *et al.* Estimation of snow water resources and its distribution in Xinjiang[J]. *Advances in Water Science*, 2013, 24(3): 326–332. [胡列群, 黄慰军, 殷克勤, 等. 新疆冬季雪水资源估算及分布特征[J]. 水科学进展, 2013, 24(3): 326–332.]
- [8] Lu Heng, Wei Wenshou, Liu Mingzhe, *et al.* The characteristic of energy budget on snow surface beneath Picea Schrenkiana forest in the west Tianshan Mountains of China during snowmelt period[J]. *Mountain Research*, 2015, 33(2): 173–182. [陆恒, 魏文寿, 刘明哲, 等. 融雪期天山西部森林积雪表面能量平衡特征[J]. 山地学报, 2015, 33(2): 173–182.]
- [9] Ablimitjan Ablikim, Chen Chunyan, Yusup Abdula, *et al.* The temporal and spatial distribution features of snowmelt flood events in Xinjiang from 2001 to 2012[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(1): 226–232. [阿不力米提江·阿布力克木, 陈春艳, 玉素甫·阿不都拉, 等. 2001–2012年新疆融雪型洪水时空分布特征[J]. 冰川冻土, 2015, 37(1): 226–232.]
- [10] Essery R, Etchevers P. Parameter sensitivity in simulations of snowmelt[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2004, 109(D20).
- [11] Bartelt P, Lehning M. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2002, 35(3): 123–145.
- [12] Feng Xi, Wang Chuanhai, Li Shujian, *et al.* Multi-time scale simulations with snow melting models based on energy balance theory[J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2013, 41(1): 26–31. [冯曦, 王船海, 李书建, 等. 基于能量平衡法的融雪模型多时间尺度模拟[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2013, 41(1): 26–31.]
- [13] He Qingshan, Liu Zhihui, Wei Zhaocai. The study on snowmelt processes based on energy and water balance theory[J]. *Journal of Xinjiang University (Natural Science Edition)*, 2012, 29(2): 132–136. [贺青山, 刘志辉, 魏召才. 基于水热平衡的融雪过程研究[J]. 新疆大学学报(自然科学版), 2012, 29(2): 132–136.]
- [14] Qin Yan, Liu Zhihui, Qiao Peng. The process of water and heat transfer in snow layer during snowmelt period based on energy balance theory[J]. *Desert and Oasis Meteorology*, 2010, 4(5): 11–15. [秦艳, 刘志辉, 乔鹏. 基于能量平衡的融雪期雪层水热过程研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2010, 4(5): 11–15.]
- [15] Zhang Yong, Liu Shiyin. Progress of the application of degree-day model to study glaciers and snow cover[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(1): 101–107. [张勇, 刘时银. 度日模型在冰川与积雪研究中的应用进展[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 101–107.]
- [16] Jost G, Moore R D, Smith R, *et al.* Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 420: 87–101.
- [17] Qing Wenwu, Chen Rensheng, Liu Shiyin, *et al.* Research and application of two kinds of temperature index model on the Koxkar Glacier[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(4): 409–416. [卿文武, 陈仁升, 刘时银, 等. 两类度日模型在天山科其喀尔巴西冰川消融估算中的应用[J]. 地球科学进展, 2011, 26(4): 409–416.]
- [18] Li Hongyi, Wang Jian. The snowmelt runoff model applied in the upper Heihe River Basin[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(5): 769–775. [李弘毅, 王建. SRM融雪径流模型在黑河流域上游的模拟研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(5): 769–775.]
- [19] Tobin C, Schaeffli B, Nicótina L, *et al.* Improving the degree-day method for sub-daily melt simulations with physically-based diurnal variations[J]. *Advances in Water Resources*, 2013, 55: 149–164.
- [20] Jowett A E, Hanna E, Ng F, *et al.* A new spatially and temporally variable sigma parameter in degree-day melt modelling of the Greenland Ice Sheet 1870–2013[J]. *Cryosphere Discussions*, 2015, 9(5).
- [21] Shrestha M, Wang L, Koike T, *et al.* Inverse simulation of snowmelt runoff and snow cover area using the energy balance-based distributed snowmelt model (WEB-DHM-S) for the correction of basin-scale snowfall[C]// EGU General Assembly Conference Abstracts. 2012, 14: 3444.
- [22] Brown M E, Racoviteanu A E, Tarboton D G, *et al.* An integrated modeling system for estimating glacier and snow melt driven streamflow from remote sensing and earth system data products in the Himalayas[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 519: 1859–1869.
- [23] Lei Yu, Long Aihua, Deng Mingjiang, *et al.* Analyses of climate change and its impact on water resources in the middle reaches of Irtysh river during 1926–2009[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 32(4): 912–919. [雷雨, 龙爱华, 邓铭江, 等. 1926–2009年额尔齐斯河流域中游地区气候变化及其对水资源的影响分析[J]. 冰川冻土, 2012, 32(4): 912–919.]
- [24] Zhao Jing, Zhao Wei, Guo Chunhong, *et al.* The sustainable development of water resources and ecological environment construction in the Irtysh River Basin[J]. *Journal of Xinjiang Agricultural University*, 2004, 27(spl): 107–110. [赵晶, 赵伟, 郭春红, 等. 额尔齐斯河流域水资源的可持续开发利用与生态环境建设[J]. 新疆农业大学学报, 2004, 27(增刊): 107–110.]
- [25] Wang Yong. The relationship between snow and runoff in the Irtysh River Basin[J]. *Xinjiang Meteorology*, 1989, (7): 15–19. [王勇. 额尔齐斯河流域积雪与径流的关系[J]. 新疆气象, 1989, (7): 15–19.]
- [26] Yang Fucheng, Xia Ziqiang, Huang Feng, *et al.* Runoff change characteristics of Omsk station in middle reaches of Irtysh river[J]. *Water Resources and Power*, 2012, 30(5): 9–12. [杨富程, 夏自强, 黄峰, 等. 额尔齐斯河中游鄂木斯克站径流变化特征研究[J]. 水电能源科学, 2012, 30(5): 9–12.]
- [27] Zhuang Xiaocui, Guo Cheng, Zhao Zhengbo, *et al.* Snow

- cover variation analysis in Altay area of Xinjiang[J]. Journal of Arid Meteorology, 2010, 28(2): 190 – 197. [庄晓翠, 郭城, 赵正波, 等. 新疆阿勒泰地区积雪变化分析[J]. 干旱气象, 2010, 28(2): 190 – 197.]
- [28] Zhang Wei, ShenYongping, He Jianqiao, *et al.* Snow properties on different underlying surfaces during snow-melting period in the Altay Mountains: Observation and analysis[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(3): 491 – 499. [张伟, 沈永平, 贺建桥, 等. 阿尔泰山融雪期不同下垫面积雪特性观测与分析研究[J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 491 – 499.]
- [29] Zhang Wei, ShenYongping, He Jianqiao, *et al.* Assessment of efforts of forest on snow ablation in the headwaters of Irtysh River, Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(5): 1260 – 1270. [张伟, 沈永平, 贺建桥, 等. 额尔齐斯河源区森林对春季融雪过程的影响评估[J]. 冰川冻土, 2014, 36(5): 1260 – 1270.]
- [30] Wu Xuejiao, Wang Ninglian, ShenYongping, *et al.* In-situ observations and modeling of spring snowmelt processes in an Altay Mountains river basin[J]. Journal of Applied Remote Sensing, 2014, 8(1): 084697 – 084697.
- [31] Lapo K E, Hinkelman L M, Raleigh M S, *et al.* Impact of errors in the downwelling irradiances on simulations of snow water equivalent, snow surface temperature, and the snow energy balance [J]. Water Resources Research, 2015, 51(3): 1649 – 1670.
- [32] Boudhar A, Boulet G, Hanich L, *et al.* Energy fluxes and melt rate of a seasonal snow cover in the Moroccan High Atlas [J]. Hydrological Sciences Journal, 2014.
- [33] Smith C D. Correcting the wind bias in snowfall measurements made with a Geonor T-200B precipitation gauge and alter wind shield[C]// 87th American Meteorological Society Annual Meeting, San Antonio, TX. 2007.
- [34] Chen Ajiao. Improving Experiments of Snow Albedo Parameterization Scheme in Land Surface Model BCC_AVIM[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2014[陈阿娇. 陆面模式BCC_AVIM中积雪反照率参数化方案的改进试验[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2014.]
- [35] Molotch N P. Reconstructing snow water equivalent in the Rio Grande headwaters using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model[J]. Hydrological Processes, 2009, 23(7): 1076 – 1089.
- [36] Essery R, Etchevers P. Parameter sensitivity in simulations of snowmelt[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2004, 109(D20).
- [37] Essery R, Morin S, Lejeune Y, *et al.* A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site[J]. Advances in Water Resources, 2013, 55: 131 – 148.
- [38] Raleigh M S, Landry C C, Hayashi M, *et al.* Approximating snow surface temperature from standard temperature and humidity data: New possibilities for snow model and remote sensing evaluation [J]. Water Resources Research, 2013, 49(12): 8053 – 8069.
- [39] Boons Sarah. Snow ablation energy balance in a dead forest stand[J]. Hydrological processes, 2009, 23: 2600 – 2610.
- [40] Lu Heng, Wei Wenshou, Liu Mingzhe, *et al.* Energy budget over seasonal snow surface at an open site and beneath forest canopy openness during the snowmelt period in western Tianshan Mountains, China[J]. Journal of Mountain Science, 2015, 12(2): 298 – 312.
- [41] Daniel M R. On the use of bulk aerodynamic formula over melting snow[J]. Nordic Hydrology, 1983, 14(4): 93 – 206.
- [42] Wang Guoya, Mao Weiyl, He Bin, *et al.* Changes in snow covers during 1961 – 2011 and its effects on frozen ground in Altay region, Xinjiang[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(6): 1293 – 1300. 王国亚, 毛炜峰, 贺斌, 等. 新疆阿勒泰地区积雪变化特征及其对冻土的影响[J]. 冰川冻土, 2012, 34(6): 1293 – 1300.
- [43] Zeng Yun, Wei Lin. Runoff and sediment simulation in purple hilly area based on SWAT Model[J]. Journal of Geo-Information Science, 2013, 15(3): 401 – 407. [曾贇, 魏琳. 川中紫色丘陵区径流泥沙SWAT模型的模拟应用分析[J]. 地球信息科学学报, 2013, 15(3): 401 – 407.]
- [44] Maruyama T, Takimoto H, Ogura A, *et al.* Analysis of snow-pack accumulation and the melting process of wet snow using a heat balance approach that emphasizes the role of underground heat flux [J]. Journal of Hydrology, 2015, 522: 369 – 381.

Analysis of water and heat transfer in snow layer during snowmelt period in Irtysh River Basin based on energy balance theory

GAO Liming^{1,2,3}, ZHANG Yaonan^{1,3}, SHEN Yongping¹, ZHANG Lele^{1,2}

(1. Cold and Arid Regions Environmental and Engineer Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. Gansu Data Engineering and Technology Research Center for Resources and Environment, Lanzhou 730000, China;

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: In order to quantitatively describe the melting process of snow cover in Irtysh River Basin, a single layer energy and water balance model was constructed for modeling the snow accumulation and ablation processes during January 4 and March 28, 2014 in Kuwei station of the basin. The results showed that the model can well simulate the changing process of the net radiation, and the simulation results of snow water equivalent was also very good, the Nash coefficient between the observed snow water equivalent and simulated values had reached 0.989. The net radiation, sensible heat, absolute value of latent heat flux and the surface heat flux in the snow accumulation period were significantly lower than accumulation period. In the accumulation period, the sensible heat and latent heat flux and soil heat flux is affected by the thickness of the snow, when the snow water equivalent was less than 10 mm, sensible and the absolute value latent heat fluxes is higher, and the volatility of the soil heat flux was larger. In the accumulation period, the material loss of snow cover was all sublimation loss, and the sublimation amount was 2.74 mm. During the ablation period, the amount of snow melting was 66.26 mm, and the sublimation amount was 2.04 mm. The contribution of net radiation to snow material loss reached 83.1%, the contribution of the turbulent flux was 16.9%. Because the soil heat flux was positive during the melting period, the contribution of soil heat flux on snowmelt was zero.

Key words: snow melting model; energy balance; mass balance; Irtysh River