

文章编号: 1000-0534(2009)05-0978-10

# 青藏高原中部季节冻土区地表能量通量的模拟分析

郭东林<sup>1-2</sup>, 杨梅学<sup>1</sup>, 李敏<sup>3</sup>, 屈鹏<sup>4</sup>

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院 大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;

3. 中国科学院 大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029;

4. 甘肃省基础地理信息中心, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 利用“全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验(CAMP/ Tibet)”中那曲地区 BJ 站 2002 年 8 月 1 日—2003 年 8 月 31 日的观测资料作为水热耦合模式(Simultaneous Heat and Water, SHAW)的强迫场, 对青藏高原中部季节冻土区地表能量通量特征进行了单点模拟研究。通过对实测值与模拟结果的对比分析, 发现 SHAW 模式能较成功地模拟该地区地表能量通量特征, 短波净辐射和长波净辐射的模拟值与观测值吻合较好, 净辐射和土壤热通量在夏半年的模拟值与观测值也吻合, 但相对夏、秋季而言, 它们在冬、春季的模拟值较观测值略偏大。模拟的感热和潜热通量的季节变化比较合理, 由模拟的感热和潜热通量计算的 Bowen 比能较好地解释不同季节太阳辐射的能量转化。

**关键词:** 青藏高原; SHAW 模式; 地表能量通量

**中图分类号:** P404 **文献标识码:** A

## 1 引言

青藏高原南临副热带, 北至中纬度, 东西跨度超过 25 个经距, 约占中国国土面积的四分之一, 平均海拔在 4000 m 以上。它以其高大地形的动力作用, 加上地面及其上大气柱强大热源的热力影响, 对我国乃至全球气候都有十分重要的影响<sup>[1]</sup>, 被誉为地球的‘第三极’。青藏高原的能量和水分循环过程对亚洲季风系统的形成和演化具有十分重要的作用, 是全球能量和水分循环的主要部分之一。研究高原地—气相互作用的物理过程并改进对它的数值预报对提高 GCM 模拟东亚乃至全球气候的能力十分重要, 已成为 20 世纪 90 年代以来国际广泛关注的焦点<sup>[2-3]</sup>。

青藏高原具有独特地理位置和地形高度, 其地表能量通量特征也存在一定的特殊性, 表现在太阳辐射加热明显比其它地区强<sup>[4]</sup>, 白天为强热源, 夜晚为弱冷源, 但日平均仍为强热源<sup>[5]</sup>。青藏高原上分布着大范围的多年冻土和季节冻土, 土壤的季节

性冻结和消融过程是高原地表最显著的物理特征之一。已有研究表明, 青藏高原土壤的季节冻融过程不但对干湿季节转换具有重要的作用, 而且与高原上空及东亚地区的大气环流、中国夏季降水之间有较强的相关性。其原因是土壤冻结过程有利于土壤维持其水分, 而土壤的冻融作用能使高原地表对大气的热力作用(感热、潜热输送)随季节发生变化, 进一步影响着气候的变化<sup>[6-7]</sup>。由于这些热力作用主要是通过近地层和边界层以湍流方式逐渐影响自由大气的, 因此, 对大气边界层尤其是近地层微气象特征的研究就显得十分重要。

随着第一、第二次青藏高原大气科学实验(QXPMECH, 1979 年 5~8 月; TIPEX, 1998 年 5~8 月)的开展, 对高原陆面过程已有了较深入的了解<sup>[8]</sup>, 但由于高原自然环境恶劣, 交通不便, 造成气象水文台站十分稀少, 所得资料年份短、分辨率低, 且大多集中在夏季。这导致许多模拟研究或者基于同化资料, 或者只基于短期的观测资料, 综合深入的分析还不够。在中日合作项目“全球能量水

收稿日期: 2008-10-14; 改回日期: 2009-02-23

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目(29O827B11); 国家自然科学基金重大国际(地区)合作研究项目(40810059006); 国家重点基础研究发展规划(973)项目(2005CB422004)共同资助

作者简介: 郭东林(1983—), 男, 甘肃会宁人, 硕士, 主要从事寒区陆面过程模拟研究。E-mail: guodl@mail.iap.ac.cn

分循环亚洲季风之青藏高原试验研究 (GAME/ Tibet, 1996—2000 年) 以及“全球协调加强观测计划之亚澳季风青藏高原试验 (CAMP/ Tibet, 2001—2005 年)”开展期, 建立了多个自动气象站和塔站, 获得了较长时间序列和较高分辨率的观测资料, 为数值模式的运行提供了长时间序列的强迫资料。许多数值模拟试验研究也相继开展<sup>[9-17]</sup>。

水热耦合模式 (Simultaneous Heat and Water, SHAW) 模型由 Flerchinger 等<sup>[18]</sup> 开发于 1989 年, 随后 Flerchinger 等<sup>[19-21]</sup> 又对其做了改进。它对土壤冻融、蒸发和蒸腾、辐射能量平衡、能量通量和表面温度等均有较好的模拟能力。SHAW 模型在国内也有较好的应用, 包括对黑河流域土壤—植被—大气系统能平衡的模拟<sup>[22]</sup>, 对冠层中气象要素廓线的模拟<sup>[23]</sup>, 黄土高原农田土壤水分动态模拟<sup>[24]</sup>, 冻融土壤水热盐运移规律模拟<sup>[25]</sup>, 黄土高原砂壤土冻融过程的模拟<sup>[26]</sup> 等。然而, 有关 SHAW 模式在青藏高原上运用的报道还不多见。考虑到青藏高原地表能量受土壤频繁季节冻融的影响大及 SHAW 模式对土壤水热运移耦合解决的优越性, 检验 SHAW 模式在高原上的模拟能力是很有必要的。本文利用 CAMP/ Tibet 中那曲地区 BJ 站 2002 年 8 月 1 日—2003 年 8 月 31 日的观测资料作为 SHAW, 对青藏高原中部季节冻土区的地表能量通量特征进行了单点模拟研究。并通过统计分析模拟要素的模拟值与观测值差异, 检验了 SHAW 模式对青藏高原地区地表能量通量的模拟能力。

## 2 模式介绍

SHAW 模式的物理系统由从植物冠层—雪—凋落物—土壤表面延伸到土壤中某一具体深度的一维垂直剖面构成 (图 1)。模式将植物冠层—雪—凋落物—土壤系统的详细物理机制整合起来同步计算。模式的特点是: (1) 对热、水、溶质通量的同步计算; (2) 对土壤冻融过程的详细描述; (3) 提供了一个成熟的模拟多种植物冠层中蒸腾和水蒸汽迁移的方法<sup>[33]</sup>。

模式中, 土壤表面反照率由土壤含水量确定。长波入射辐射由气温和日平均云量来估算。土壤反照率计算式为

$$s = a \exp[-a \cdot i], \quad (1)$$

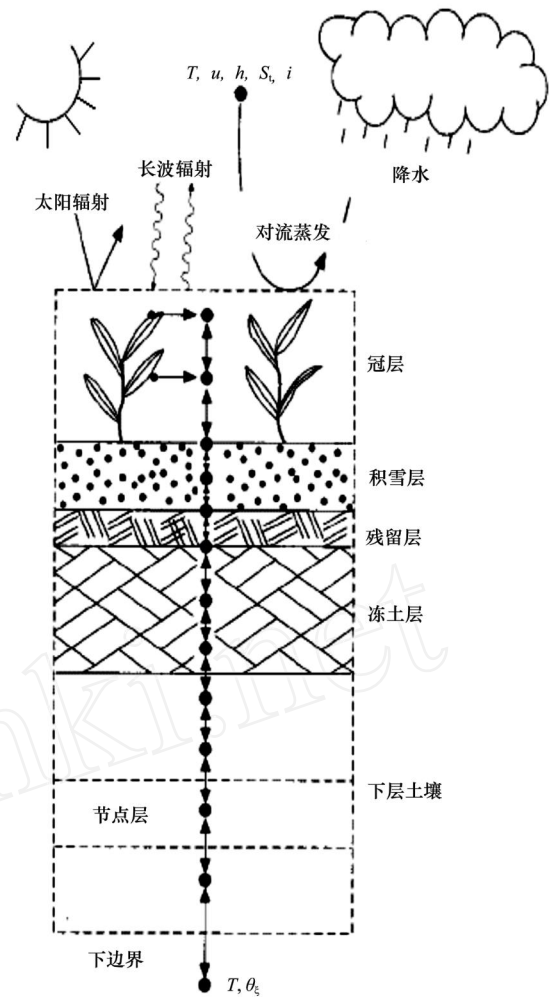


图 1 SHAW 模式的物理系统描述

Fig. 1 The physical system described by the SHAW Model

式中  $a$  为干土壤反照率;  $i$  为地表土壤体积含水量;  $a$  是经验系数, 可以通过湿土壤反照率求得。

雪面反照率的计算式为

$$s_p = 1 - 0.206 C_v d_s^{1/2}, \quad (2)$$

式中  $C_v$  为经验系数;  $d_s$  为冰晶颗粒直径, 由雪密度和液体水密度决定。

大气向下长波辐射计算式为

$$L_i = \alpha T_k^4, \quad (3)$$

式中  $T_k$  为空气温度;  $\sigma$  为 Stefan - Boltzman 常数;  $\alpha$  为天空的发射率, 由天空中的云量、晴朗天空的发射率决定。地面发射 (向上) 的长波辐射也通过此公式计算。

能量输入由能量平衡方程计算:

$$R_n + H + L_v E + G = 0, \quad (4)$$

式中  $R_n$  为净辐射 ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $H$  为感热通量 ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $L_v E$  为潜热通量 ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $G$  为土壤热通量 ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $L_v$  为蒸发潜热 ( $J \cdot kg^{-1}$ ),  $E$  为土壤表面和植被冠层的总蒸散发量 ( $kg \cdot m^{-2} \cdot s$ )。其中, 净辐射由太阳辐射和长波辐射在植被冠层、残留层和土壤表面各个层之间的传输量来确定。感热和潜热通量由边界面和大气之间的气温和水汽含量梯度计算。土壤热通量由方程(1)计算, 它须满足系统不同层能量平衡通量的整体平衡。系统上边界的降水量减去由方程(1)计算的蒸发量所得的净水量作为系统的水通量输入。

SHAW 模式采用上边界的天气条件(包括气温、风速、湿度、太阳辐射和降水)和下边界的土壤状况来定义系统中的水热通量。系统被分层, 每层由一个独立的节点表示。每个时步均计算各节点间的能量、湿度和溶质通量, 计算每个节点通量的公式用隐函有限差分公式表示。模式中不但考虑了液态水和固态水, 还考虑了气态水传输对水热平衡的影响, 冻融时产生的潜热也被考虑。模式中将土壤体积含水量表示为基质势的函数, 并结合热通量方程迭代计算系统中各层次节点的温度、水含量、冰含量和基质势, 同时调整了水的冻结温度, 从而能更准确地预测土壤的冻结和融化过程。

SHAW 模式要求输入的参数包括积雪、土壤温度、土壤总含水量的初始状态; 逐日或逐小时的气象状况; 模拟地点的一般信息; 描述植被覆盖、积雪、残积层及土壤的参数等。模式对参数设置的要求比较灵活, 植物冠层, 雪被层, 植物残留层以及土壤层的有无、层数及每层的厚度都可以按照实际实验区特点手动设置。SHAW 模式提供了两种可供用户选择的确定下边界水热条件的方法, 一种由模式估算; 另一种通过用户输入。模式中的水力特性参数 (Hydraulic parameter) 可以通过土壤参数自动计算, 也可以直接输入。

### 3 试验设计

本文选用了 CAMP/ Tibet 试验中那曲地区 BJ 站作为模拟试验点。BJ 站位于青藏高原中部的那曲草原, 其地理位置为  $31.37^{\circ}N$ ,  $91.90^{\circ}E$ , 海拔高度为 4509 m。属于高原亚寒带半湿润气候。该观测站下垫面地势开阔平坦, 地表主要为砂土, 稀疏分布着细石块, 不均匀地生长着高度为 4~5 cm 的高寒草甸<sup>[13]</sup>。

CAMP/ Tibet - AMS 观测的气象要素有: 风

速(1.0, 5 和 10 m), 风向(10 m), 气温(8.2 m 和 1 m), 相对湿度(8.2 m 和 1.0 m), 气压, 降水, 短波辐射(向上和向下)和长波辐射(向上和向下), 地表辐射温度, 土壤温度(0, -4, -10, -20 和 -40 cm), 土壤湿度(-4 cm 和 -20 cm), 土壤热通量(-10 cm 和 -20 cm), 雪深, 太阳直接辐射和散射辐射; CAMP/ Tibet - SMTMS 系统观测的有: 土壤温度(-4, -20, -40, -60, -80, -100, -130, -160, -200, -250 cm), 土壤液态水含量(-4, -20, -60, -100, -160, -210 cm)。

#### 3.1 参数设置

模拟试验期为 2002 年 8 月 1 日—2003 年 8 月 31 日, 下边界水热条件选择用户输入, 水力特性参数通过模式自动计算。由于起始时间是 8 月 1 日, 因此无积雪, 观测的土壤液态水含量即总含水量。由于 BJ 站处在平坦的草原上, 植被较短且稀疏, 因此坡度为零, 没有考虑植物残留层。植被覆盖度取  $0.45^{[13]}$ , 地表粗糙度取  $0.00466 m^{[27]}$ , 植被叶面积指数从 1 km 分辨率 MODIS 每月的合成产品中提取(数据来自 <ftp://primavera.bu.edu/pub/datasets/>, 2008 年 9 月 25 访问)。考虑到观测资料的限制, 土壤被分为 12 层, 分别为 0, 4, 10, 20, 40, 60, 80, 100, 130, 160, 200, 250 cm。每层的土壤质地及比份参数为实际测样值, 取自文献[16]。各层的土壤温度直接用实测资料, 4, 20, 60, 100, 160 cm 的土壤湿度直接用 SMTMS 实测资料, 其他层的土壤湿度通过线性插值获得。

#### 3.2 强迫资料

SHAW 模式提供了可选择的两种时间步长的强迫条件, 分别是日或者小时。本试验选择了小时步长, 其要求的强迫变量有: 气温( )、风速(mph)、相对湿度(%)、降雨(雪)(inches)或雪的密度( $g \cdot cm^{-3}$ )和水平面观测的太阳总辐射( $W \cdot m^{-2}$ )。其中气温、风速、相对湿度、太阳总辐射直接用 CAMP/ Tibet - AMS 的实测资料。雪密度设为零后, 模式可以根据空气温度自动计算。青藏高原上冬季降水的观测一直是个难点<sup>[16]</sup>。试验期间用 AMS 观测到的冬季降水异常偏大。由于那曲气象站( $31.29^{\circ}N$ ,  $92.04^{\circ}E$ , 海拔 4508 m)距离 BJ ( $31.37^{\circ}N$ ,  $91.90^{\circ}E$ , 海拔 4509 m)站很近, 对 2002 年 8 月 1 日~10 月 31 的 BJ 站 AWS 观测降水和那曲气象站观测降水做了相关分析, 发现相关系数为  $0.80 (p < 0.01, n = 92)$  (图 2), 表明 BJ 站

AWS 观测降水和那曲气象站观测降水差别较小。同时, 分析那曲气象站 2002 年 11 月 1 日—2003 年 2 月 28 日(共 120 天)的降水资料表明, 有降水

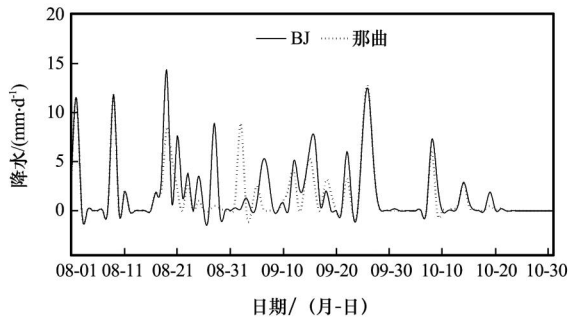


图 2 2002 年 BJ 站 AWS 观测降水和那曲气象站观测降水的对比

Fig. 2 Comparison of the observed precipitation from AWS at BJ site and Naqu meteorological station in 2002

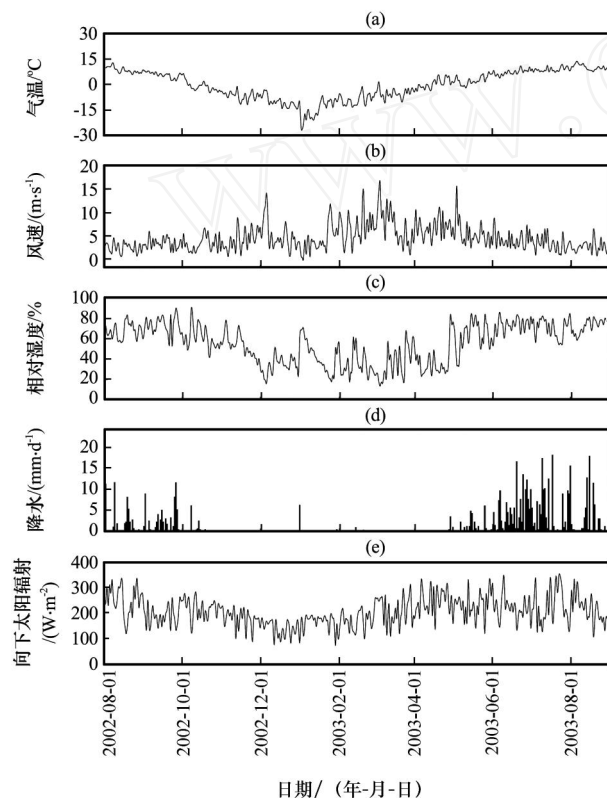


图 3 模拟期的输入模式的强迫变量

(a) 气温, (b) 风速, (c) 相对湿度, (d) 降水, (e) 向下太阳辐射

Fig. 3 Input forcing data of the model in period of simulation. (a) temperature, (b) wind speed, (c) specific humidity, (d) precipitation, (e) downward solar radiation

的日数为 10 天, 而降水  $> 1 \text{ mm}$  的日数仅为 3 天, 可知 BJ 站冬季的降水是比较微弱的, 极大多数的日降水量为零。因此, 我们用那曲气象站 2002 年 11 月 1 日—2003 年 2 月 28 日的降水资料替换了 BJ 站对应日的降水资料并作为模式的降水输入, 虽然仍存在偏差, 但可以认为对降水资料做替换是可行的。图 3 为强迫变量的日平均值(降水为日降水总量)。

## 4 模拟结果及分析

### 4.1 净辐射能量通量

向下短波辐射与向上短波辐射之差为地表短波净辐射, 同样, 向下长波辐射与向上长波辐射之差为地表长波净辐射, 短波净辐射与长波净辐射之和为净辐射。图 4 给出了模拟和观测的短波净辐射、长波净辐射、净辐射的日平均值。短波净辐射一年的变化范围在  $12 \sim 290 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  之间, 表现出夏季较大, 冬季较小。这与冬季降水少、地表较干, 以及植被覆盖被破坏导致地表短波反射加强有关。特别是在 1 月 1 日附近出现一个明显的降低, 这与 1 月 1 日的一次较大降雪有关, 因为雪的反照率较土壤大。长波净辐射的值在一年内变化比较平缓, 范围大致在  $-19 \sim 143 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  之间, 但在 1 月 1 日附近也出现了明显的升高。原因是雪融化需要吸收热量, 使得地表温度降低, 地面向上长波辐射减小。净辐射的季节变化趋势和短波净辐射比较相似。

从图 4 可以看出, 短波净辐射、长波净辐射、净辐射的模拟值和观测值是比较吻合的。相关系数都在  $0.86 (p < 0.01, n = 396)$  以上(表 1)。短波净辐射的相关系数最高, 达到  $0.95$ ; 净辐射次之, 达到  $0.93$ 。进一步比较模拟与观测值的偏差发现, 长波净辐射的偏差最小, 达到  $-1.39 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 净辐射的偏差为  $6.54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。从全年来看, 虽然冬半年的模拟结果也是很不错的, 但相对夏半年而

表 1 模拟和观测的地表能量通量偏差比较

Table 1 Comparison of bias of the simulated and observed surface energy flux

	短波净辐射	长波净辐射	净辐射	土壤热通量
相关系数	0.95	0.86	0.93	0.70
偏差/ $(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	7.70	-1.39	6.54	2.30
标准差/ $(\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$	19.03	15.27	18.99	9.12
相对标准差	0.12	0.17	0.22	1.59

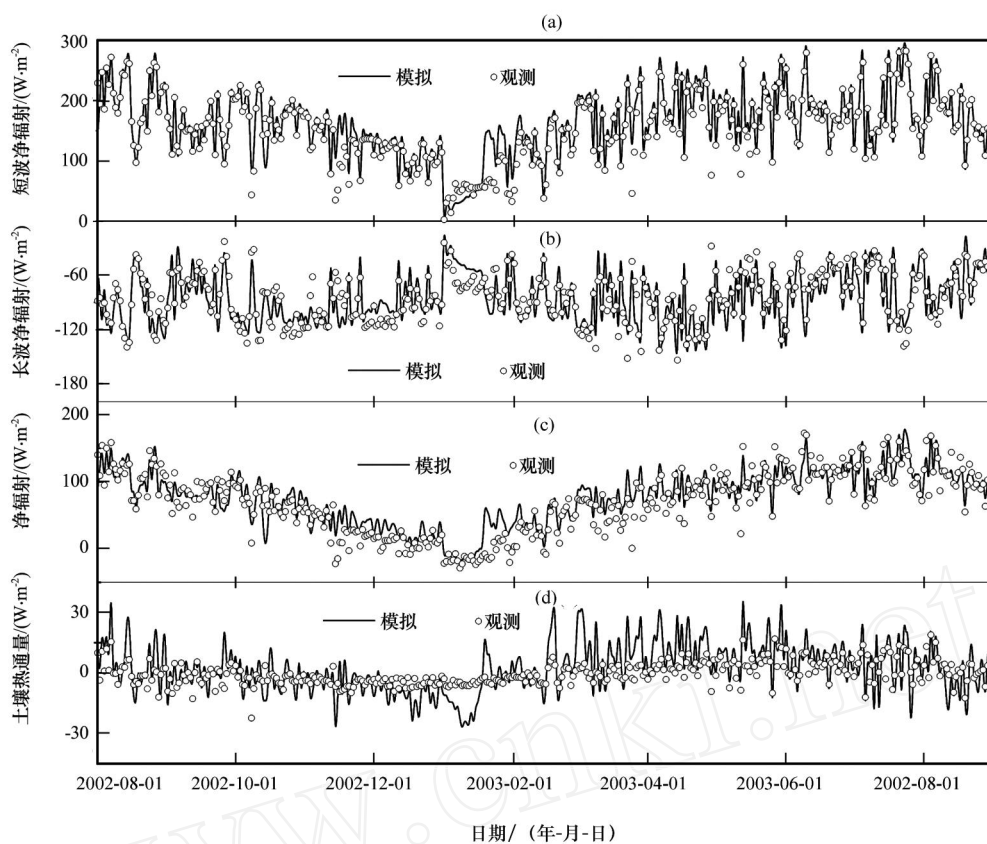


图4 观测和模拟的日平均地表能量通量

(a) 短波净辐射, (b) 长波净辐射, (c) 净辐射, (d) 土壤热通量

Fig. 4 The observed and simulated daily mean surface energy flux. (a) shortwave net radiation, (b) longwave net radiation, (c) net radiation, (d) soil heat flux

言, 净辐射在冬半年的模拟结果较观测略偏高。引起这种偏高的可能原因有: (1) 模式中输入的冬季降水强迫资料和实际值之间存在偏差。虽然那曲气象局距离BJ站很近, 但由于青藏高原降水具有很大的空间不均匀性<sup>[28]</sup>, 两地的降水可能仍存在一定的偏差。(2) 模式中用了MODIS 1 km 每月合成的植被指数, 其时间和空间分辨率可能不够; (3) 由于冬、春季青藏高原土壤发生着频繁的日冻融循环<sup>[29]</sup>, 模式中计算短波、长波向上辐射的方法(公式(1)~(3))在土壤发生这样频繁日冻融循环期的适用性欠佳。

图5给出了日平均地表能量通量模拟值与观测值的散点分布图。由图可看出, 短波净辐射线性拟合的较好, 除了低值区有少量点距拟合线较远外, 大多数点都距拟合线很近, 拟合线比较接近等值线, 表明模拟值和观测值的差异较小。长波净辐射的点值比较松散, 但较均匀地分布在等值线两侧, 这是导致其偏差较小的原因, 拟合线也比较接近等

值线。净辐射点值的松散度处于短波净辐射和长波净辐射之间, 拟合线比较远离等值线, 较多的小值点分布在等值线的上侧, 表明冬、春季模拟值较观测值偏大。

#### 4.2 土壤热通量

地表土壤热通量通过下面方程计算得到<sup>[30]</sup>:

$$G_0 = \bar{C}(\rho_{sfc} \partial T_{sfc} + \rho_{5cm} \partial T_{5cm} + \rho_{10cm} \partial T_{10cm}) / \partial t + G_{10cm}, \quad (5)$$

式中,  $\rho_{sfc} = 0.01 \text{ m}$ ,  $\rho_{5cm} = 0.06 \text{ m}$ ,  $\rho_{10cm} = 0.03 \text{ m}$ ,  $G_0$  为地表土壤热通量,  $G_{10cm}$  为地下 10 cm 的土壤热通量观测值。计算中, 用  $T_{4cm}$  代替  $T_{5cm}$ ;  $\bar{C}$  为平均体积热容, 采用下面的公式计算得到:

$$\bar{C} = C_{dry} + \rho_{liq} C_{liq} \theta_{4cm}, \quad (6)$$

式中,  $\rho_{liq} = 1.00 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ ,  $C_{liq} = 4.18 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $\theta_{4cm}$  为 4cm 土壤湿度,  $C_{dry} (= 0.90 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1})$  为干土的体积热容。这里将计算所得的  $G_0$  定义为地表土壤热通量。

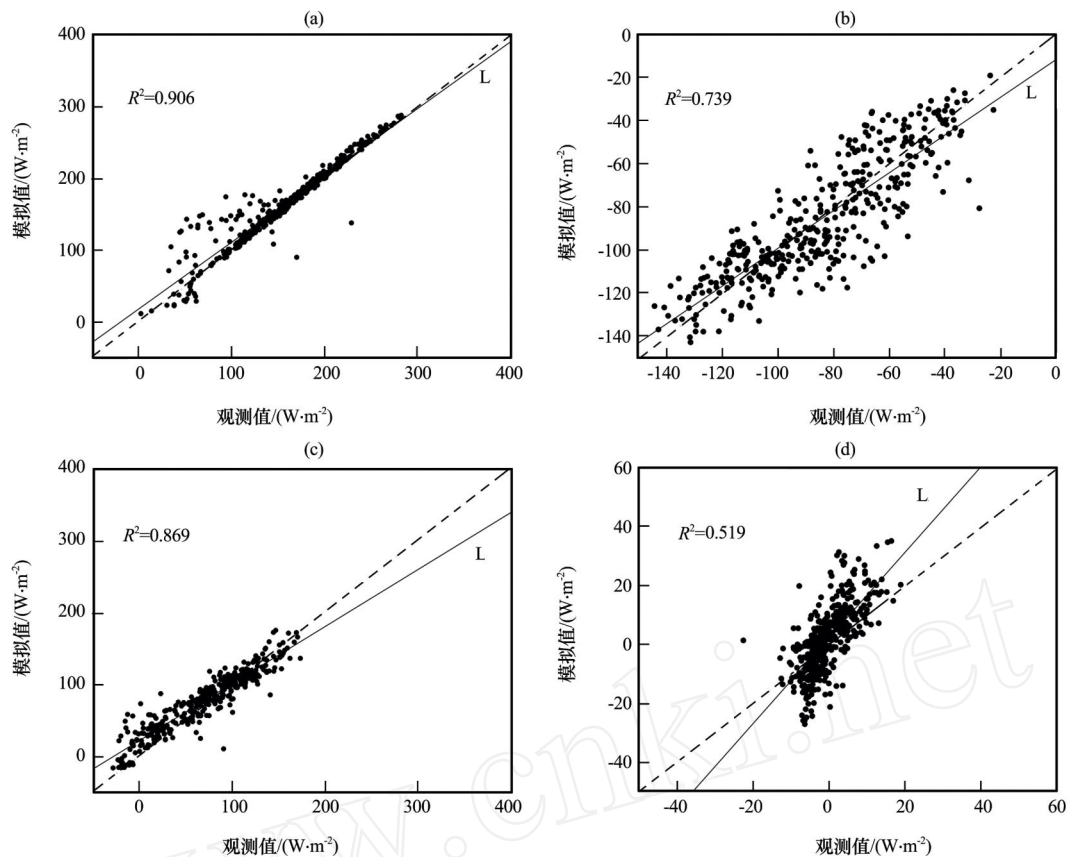


图 5 日平均地表能量通量的模拟值与观测值对比

虚线：等值线，L：拟合线，其余说明同图 4

Fig. 5 Comparison of the simulated and observed daily mean surface energy. Dashed line represents isoline, L represents regression line. Others are the same as Fig. 4

从图 4 可以看出，土壤热通量在一年中的变化比较平缓，在零值线上下波动，范围在  $16 \sim -19 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  之间。模拟值和观测值的相关系数为 0.70 ( $p < 0.01$ ,  $n = 396$ )，偏差为  $2.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  (见表 1)。从模拟值和观测值的散点分布图可以看出(图 5)，点值的分布区间窄，比较集中。但拟合线比较远离等值线，模拟值与观测值差异较大，更多的点分布在等值线的上侧，模拟值较观测值偏大。与观测值相比，模拟的土壤热通量波动较大，特别是在 1 月 1 日附近突然偏低，直到 1 月 18 日才得以回升。从方程(4)中寻找原因，由于模式中土壤热通量是通过地表净辐射减去感热和潜热通量计算得到，而地表净辐射在 1 月 1 日附近的观测值和模拟值相差不大，所以土壤热通量在 1 月 1 日的偏小可能与模式对融雪期模拟的感热与潜热通量之和偏大有关，这正好与 1 月 1 日发生的一次较大降雪相对应(见图 3d)。这一方面可能与输入模式的这次降水比实际的偏大有关；另一方面可能是在地表有积

雪存在或者积雪消融发生时，模式对感热和潜热通量变化的物理过程描述的不够合理。

#### 4.3 感热、潜热通量及 Bowen 比

上述分析结果表明，模拟的净辐射除了在冬、春季较观测值略偏大外，其他时间与观测值吻合较好。而模拟的土壤热通量在 1 月 1 日附近偏小，春季偏大，春季的偏大主要是由净辐射偏大引起的。因此，根据净辐射、感热、潜热和土壤热通量之间的计算关系，可以推断出模拟的感热和潜热通量之和除了在 1 月 1 日附近可能偏大外，其他时间是合理的。同时，模拟的感热和潜热通量在一年中的季节变化趋势和 Ma 等<sup>[31]</sup>在 BJ 站 2000 年 9 月—2001 年 8 月的计算结果比较一致(图 6a ~ b)。因此，可以认为感热和潜热通量的模拟是比较合理和可信的。

由于资料的限制，只将 2002 年 8 月 1 日 13:00 ~ 7 日 14:00 感热和潜热通量的小时模拟值与对应涡旋相关法所得值进行对比(图 7)，发现二者具有较好的相关性，相关系数都达到  $0.92 (p < 0.01, n$

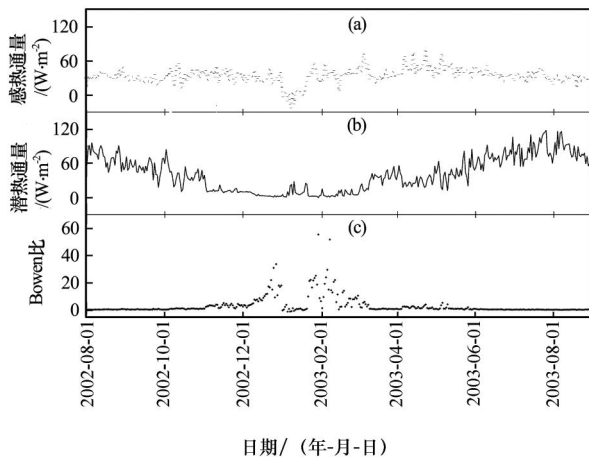


图6 模拟的感热(a)、潜热通量(b)及Bowen比(c)

Fig. 6 The simulated sensible heat flux(a), latent heat flux(b) and Bowen ratio(c)

= 146), 偏差分别为 6.48 和 -6.45  $W \cdot m^{-2}$  (表 2)。图 7c~d 也给出了感热和潜热通量模拟值和涡旋相关法所得值的散点分布。感热通量的点值分布比较集中, 但拟合线与等值线的距离相对较远, 较多的点分布在等值线的上侧, 模拟值偏大。相反, 潜热通量的点值分布比较松散, 但拟合线与等值线的距离相对较近, 较多的点分布在等值线的下侧, 模拟值偏小。

表 2 模拟和观测的感热、潜热通量偏差比较

Table 2 Comparison of bias of the simulated and observed sensible and latent heat fluxes

	感热通量	潜热通量
相关系数	0.92	0.92
偏差/ ( $W \cdot m^{-2}$ )	6.48	-6.45
标准差/ ( $W \cdot m^{-2}$ )	21.23	41.51
相对标准差	0.47	0.29

青藏高原的热力作用不仅对东亚季风区环流有重要影响, 而且高原春季加热能加强东亚的夏季风<sup>[32-33]</sup>。从模拟的感热通量随时间变化曲线可看出(见图 6a), 感热通量在前两个月内变化比较平缓, 进入 10 月后, 有增加的趋势。这与进入 10 月后降水减少, 太阳辐射主要转化为感热通量有关。可以明显地看出, 1 月 1 日的一次较大降水使得感热通量迅速减少, 直到 20 日才得以恢复。这主要是融雪吸热导致地表温度降低的原因, 表明感热通量对冬季的降水是很敏感的。春季的感热通量仍然比较大, 到 2003 年 5 月 10 日开始有了减小趋势,

即夏季开始后, 感热通量降低。可能原因是春季土壤融化还处于开始阶段, 土壤含水量并不高。另外, 此时处于季风前, 降水量小, 所以太阳辐射主要转化为感热通量。夏季的感热通量变小的原因主要是, 一方面土壤的快速消融需要吸收热量, 融水的蒸发也需要吸收热量, 导致地面温度降低; 另一方面降水的增加导致地表较湿, 蒸发变大, 太阳辐射主要转化为潜热通量。

虽然高原上年平均感热通量相对潜热通量在地表能量平衡中占主导地位<sup>[1]</sup>。但是由于高原土壤发生日冻融循环的时间较长, 大约为 6 个月<sup>[29]</sup>, 土壤频繁的冻融循环导致表层土壤频繁的发生水分相变, 水分相变又伴随着潜热通量的吸收和释放, 在太阳辐射一定的条件下, 潜热通量的吸收和释放自然会影晌感热通量的变化。因此, 在高原地表能量平衡中, 潜热通量也是重要的通量之一。从模拟的潜热通量随时间变化曲线可看出(见图 6b), 潜热通量变化的季节特征较感热通量更为明显。潜热通量在模拟的前 2 月较大, 进入 10 月后开始减小, 直到 12 月 12 日的  $3 W \cdot m^{-2}$ 。同样, 1 月 1 日的降雪使得潜热通量迅速增大, 和感热通量一样到 1 月 20 日才得以恢复, 表明这次降雪过了 20 天才完全消融。在这期间, 感热和潜热通量对应地出现了 4 次峰值(潜热通量为大值, 感热通量为小值)。潜热通量从 3 月 1 日开始增加, 直到 7 月 26 日达到最大值。可以认为在季风开始前, 即 3 月 1 日~5 月潜热通量的增加主要由土壤消融引起, 季风开始后主要由降水引起。

Bowen 比 被定义为感热通量和潜热通量的比值。从由模拟的感潜热通量计算的 Bowen 比随时间变化的曲线可看出(见图 6c), 从 8 月 1 日~10 月 5 日, Bowen 比的范围大概为 0.3~0.5, 表明潜热通量大于感热通量, 地表较湿。从 10 月 5 日~11 月 1 日, Bowen 比在 1 左右, 表明感热和潜热通量值相当。之后 Bowen 比 > 1, 太阳辐射主要转化为感热通量, 感热通量开始大于潜热通量, 地表较干。1 月 1 日的降雪导致 Bowen 比迅速减小并出现负值, 说明 Bowen 比对降水也是很敏感的, 在 1 月 20 日恢复后, 一直到 5 月 10 日, Bowen > 1, 感热通量仍大于潜热通量。从 5 月 10~20 日, Bowen 比在 1 附近, 感热通量与潜热通量再次相当。之后 Bowen 比又开始 < 1, 潜热通量又占了主要地位。

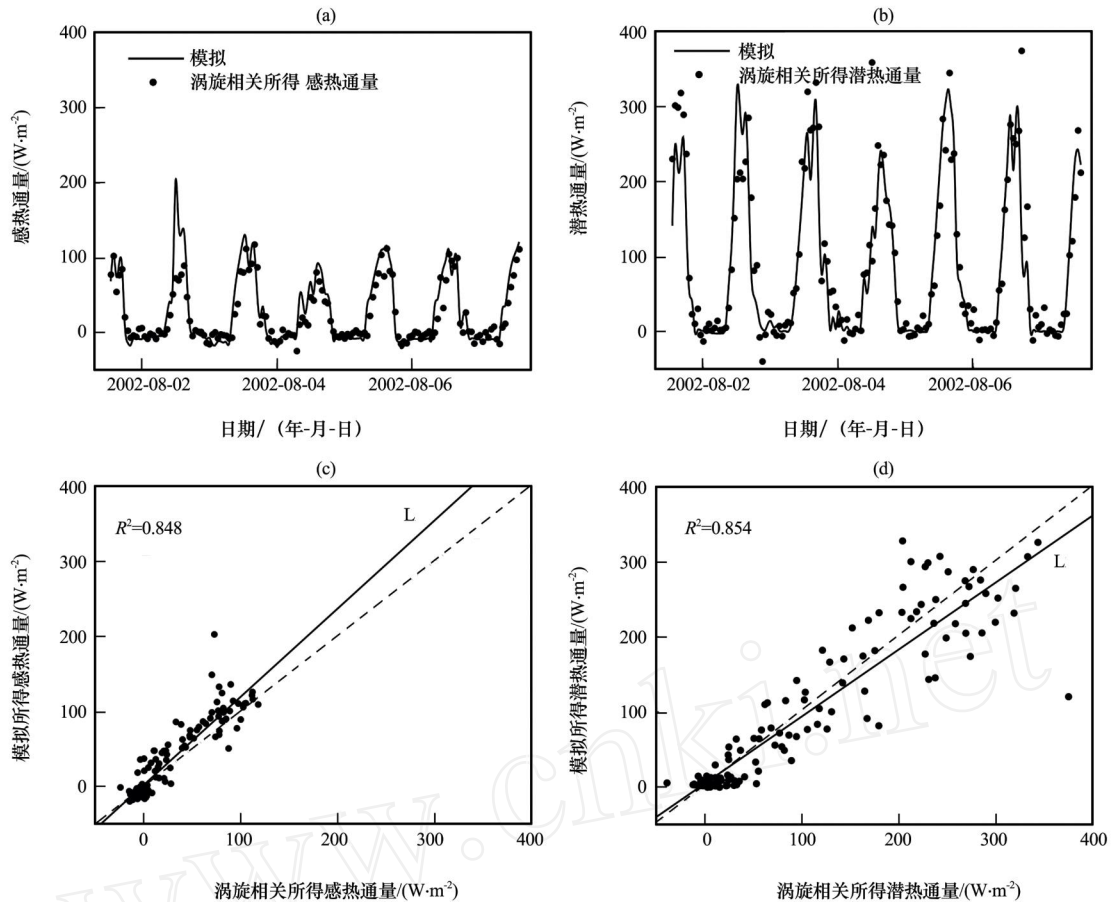


图 7 小时感热、潜热通量的模拟值与观测值及其对比

(a) 感热通量, (b) 潜热通量, (c) 感热通量对比, (d) 潜热通量对比, 虚线: 等值线, L: 拟合线

Fig. 7 Hourly sensible heat flux and latent heat flux and their comparisons. (a) sensible heat flux, (b) latent heat flux, (c) comparison of the sensible heat flux, (d) comparison of the latent heat flux.

Dashed line represents isoline, L represents regression line

## 5 结论与讨论

利用 CAMP/Tibet 中那曲地区 BJ 站的观测资料作为 SHAW 模式的强迫场, 对青藏高原中部季节冻土区 BJ 站的地表能量通量特征进行了模拟与分析, 得到如下结论:

(1) 观测资料分析表明, 短波净辐射表现出夏季较大, 冬季较小, 一年中变化范围在  $12 \sim 290 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  之间。长波净辐射的值在一年内变化比较平缓, 范围大致在  $-19 \sim 143 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  之间, 净辐射的季节变化趋势和短波净辐射比较相似。土壤热通量在一年内变化也比较平缓, 在零值线上下波动, 范围为  $-19.5 \sim 16 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

(2) SHAW 模式能对高原地表能量通量进行合理的模拟, 模拟值与观测值的相关系数都在 0.86 以上。短波净辐射的相关系数最高, 达到 0.95; 净

辐射次之, 达到 0.93。长波净辐射偏差最小, 达到  $-1.39 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 净辐射的为  $6.54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。土壤热通量的模拟值和观测值的相关系数为 0.70, 偏差为  $2.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。虽然冬半年的模拟结果也是合理的, 但相对夏半年而言, 净辐射与土壤热通量的冬半年的模拟结果较观测略偏高。

感热和潜热通量的模拟结果与涡旋相关法所得值具有较好的相关性, 相关系数都达到 0.92, 偏差分别为  $6.48$  和  $-6.45 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。同时, 为了检验感热和潜热通量在一年内的模拟效果, 将模拟的感热和潜热通量的季节变化趋势和已有的研究结果做了比较, 发现二者比较一致, 表明模拟的感热和潜热通量的季节变化趋势是比较合理的, 即 SHAW 模式对 BJ 站感潜热通量的模拟能力较好。进一步对由模拟的感潜热通量计算的 Bowen 比随季节的变化做了分析, 发现感热通量从 11 月到次



年5月占主导地位,潜热通量从6~10月占主导地位,5月和10月的感热和潜热通量大致相当。

(3) 模拟的地表能量通量对2003年1月1日的一次较大降雪十分敏感,表现为短波净辐射、净辐射、土壤热通量、感热通量降低,长波净辐射,潜热通量升高,而且感热和潜热通量的变化要经过20天才得以恢复。表明冬季降雪对模拟的地表能量通量影响很大。另外,在模式参数敏感性分析过程中发现,地表叶面积指数对模拟结果的影响也很大。

(4) 冬、春季高原表层土壤发生着频繁的日冻融循环,土壤的日冻融循环必然会引起土壤未冻水含量的日循环,进而影响了地表能量通量的变化。因此,包含能详细描述土壤频繁日冻融循环过程的冻土参数化方案的陆面过程模式是模拟好高原地表能量通量特征的必要条件。SHAW模式的冻土参数化方案使用土壤基质势定义土壤冻结后的液态水含量,对土壤冻融过程进行了详细的描述,包括考虑了冻融时产生的潜热;考虑了气态水传输对水热平衡的影响;调整了水分冻结温度,即认为液态水在0以下仍能存在等,并将植物冠层—雪—凋落物—土壤系统的详细物理机制整合起来同步计算了热、水、溶质通量<sup>[34]</sup>。

本次数值模拟试验取得了较好的结果,表明SHAW模式对高原土壤冻融过程的模拟具有优势。由于观测资料的不连续,本文只进行了一年的模拟。同时,本次模拟只是对一个点进行的,将SHAW模式耦合进区域气候模式(比如RegCM3),将点上的模拟研究拓展到面上是进一步需要深入研究的问题。

致谢:感谢国家气象信息中心提供了那曲气象站的降水资料和罗斯琼博士提出的宝贵意见。

## 参考文献

- [1] 叶笃正,高由禧等著. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 30 - 55
- [2] 陈海山, 孙照渤. 青藏高原单点地气交换过程的模拟试验[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 9 - 15
- [3] 马耀明, 姚檀栋, 王介民. 青藏高原能量和水循环试验研究 - GAME/Tibet 与 CAMP/Tibet 研究进展[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 344 - 351
- [4] Tanaka K, H Ishikawa, H Hayashi, et al. Surface energy budget at Amdo on Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data [J]. J Meteor Soc Japan, 2001, 79(1B): 505 - 517
- [5] 马耀明, 塚本修, 吴晓鸣, 等. 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征[J]. 大气科学, 2000, 24(5): 715 - 722
- [6] 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究[J]. 地球物理学报, 2003, 46(3): 309 - 316
- [7] Yang M, T Yao, X Gou. The soil moisture distribution, thawing-freezing processes and their effects on the seasonal transition on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. J Asian Earth Sciences, 2003, 21: 457 - 465
- [8] 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展[J]. 应用气象学报, 2006, 17(6): 756 - 772
- [9] 张宇, 吕世华. 藏北高原陆面过程的模拟试验[J]. 大气科学, 2002, 26(3): 387 - 393
- [10] 张宇, 宋敏红, 吕世华, 等. 冻土过程参数化方案与中尺度大气模式的耦合[J]. 冰川冻土, 2003, 25(5): 541 - 546
- [11] 张艳武, 吕世华, 李栋梁, 等. 初冬青藏高原冻土过程的数值模拟[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 471 - 477
- [12] 王兰宁, 郑庆林, 宋青丽. 青藏高原中西部下垫面对东亚大气环流季节转换影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2003, 22(2): 179 - 184
- [13] Gao Z Q, N Chae, J Kim, et al. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2) [J]. J Geophys Res, 2004, 109: D06102
- [14] 王澄海, 师锐, 左洪超. 青藏高原西部冻融期陆面过程的模拟分析[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 240 - 248
- [15] 王澄海. 青藏高原西部陆面过程特征的模拟分析[J]. 冰川冻土, 2007, 29(1): 73 - 81
- [16] 罗斯琼, 吕世华, 张宇, 等. CoLM模式对青藏高原中部BJ站陆面过程的数值模拟[J]. 高原气象, 2008, 27(2): 259 - 271
- [17] 杨薇薇, 杨梅学. RegCM3在青藏高原地区的应用研究: 积云参数化方案的敏感性[J]. 冰川冻土, 2008, 30(2): 250 - 258
- [18] Flerchinger C L, C L Hanson. Modeling soil freezing and thawing on a rangeland watershed [J]. Transactions of the ASAE. 1989, 32(5): 1551 - 1554
- [19] Flerchinger G N, J M Baker, E J A Spaans. A Test of the Radiative Energy Balance of the SHAW Model for Snowcover[J]. Hydrological Processes, 1996a, 10: 1359 - 1367
- [20] Flerchinger G N, C L Hanson, J R Wight. Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed [J]. Water Resources Res, 1996b, 32(8): 2539 - 2548
- [21] Flerchinger G N, W P Kustas, M A Weltz. Simulating surface energy fluxes and radiometric surface temperatures for two arid vegetation communities using the SHAW model [J]. J Appl Meteor, 1997, 37: 449 - 460
- [22] 康尔泗. 河西走廊黑河山区土壤-植被-大气系统能量水平衡模拟研究[J]. 中国科学, 2004, 34(6): 544 - 551
- [23] 肖薇, 郑有飞, 于强. 基于SHAW模型对农田小气候要素的模拟[J]. 生态学报, 2005, 25(7): 1626 - 1634
- [24] 成向荣. 基于SHAW模型的黄土高原半干旱区农田土壤水分动态模拟[J]. 农业工程学报, 2007, 23(11): 1 - 7

- [25] 李瑞平. 冻融土壤水热盐运移规律及其 SHAW 模型模拟研究 [D]. 内蒙古农业大学博士论文, 2007
- [26] 罗斯琼, 张宇, 吕世华. 黄土高原土壤冻融过程的观测和模拟[J]. 冰川冻土, 2008, 30(2): 234 - 243
- [27] Ma Y M, O Tsukamoto, J M Wang, et al. Analysis of aerodynamic and thermodynamic parameters on the grassy marshland surface of Tibetan Plateau [J]. *Progress in Nature Science*, 2002, 12(1): 36 - 40
- [28] Yang M, T Yao. The spatially heterogeneous distribution of precipitation of the Anduo area, Tibetan Plateau, in summer 1998[J]. *Hydrological Science Journal*, 2007, 52(4): 645 - 653
- [29] Yang M, T Yao, X Gou, et al. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2007, 52(1): 136 - 139
- [30] Tanaka K, I Tamagawa, H Ishikawa, et al. Surface energy budget and closure of the eastern Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP 1998[J]. *J Hydrology*, 2003, 283: 169 - 183
- [31] Ma Y, S Fan, H Ishikawa, et al. Diurnal and inter-monthly variation of land surface heat fluxes over the central Tibetan Plateau area [J]. *Theor Appl Climato*, 2004, 80: 259 - 273
- [32] 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展[J]. *气象学报*, 2004, 62(5): 924 - 935
- [33] 王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风环流的影响[J]. *高原气象*, 2008, 27(1): 1 - 9
- [34] Flerchinger. The simultaneous heat and water (SHAW) model: Technical documentation [R]. North Watershed Research Center USDA Agricultural Research Service. 2000, 9

## Analysis on Simulation of Characteristic of Land Surface Energy Flux in Seasonal Frozen Soil Region of Central Tibetan Plateau

GUO Dong-lin<sup>1-2</sup>, YANG Mei-xue<sup>1</sup>, LI Min<sup>3</sup>, QU Peng<sup>4</sup>

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

2. *Nansen Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*

3. *International Centre for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*

4. *Gansu Geographic Information Centre, Lanzhou 730000, China)*

**Abstract :** Using the observed BJ site data from CEOP Asia-Australia Monsoon Project on the Tibetan Plateau (CAMP, 2001—2005) from 1 August 2002 to 31 August 2003, the land surface energy flux characteristics in seasonal frozen soil region of central Tibetan Plateau were simulated by the Simultaneous Heat and Water (SHAW) model. The model closely captures the pattern of the surface energy flux, including net short wave radiation, net long wave radiation, net radiation, soil heat flux, sensible heat flux, and latent heat flux. Net short wave radiation and net long wave radiation were simulated well. The simulated results of net radiation and soil heat flux during summer half year were also well, but that of them during winter half year is slightly larger than the observed. The simulated sensible heat and latent heat flux have a reasonable seasonal change. Furthermore, the Bowen ratio calculated by simulated sensible heat and latent heat can indicate energy conversion of solar radiation during different seasons.

**Key words :** Tibetan Plateau; SHAW model; Land surface energy flux