

杨启东,左洪超,杨扬等. 近地层能量闭合度对陆面过程模式影响. 地球物理学报, 2012, 55(9): 2876-2888, doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 09. 007.

Yang Q D, Zuo H C, Yang Y, et al. On the effect of the near-surface layer energy closure degree on land surface process simulations. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(9): 2876-2888, doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 09. 007.

## 近地层能量闭合度对陆面过程模式影响

杨启东<sup>1,2</sup>, 左洪超<sup>1\*</sup>, 杨 扬<sup>1</sup>, 陈继伟<sup>1</sup>, 李 强<sup>1</sup>, 赵 静<sup>1</sup>

1 兰州大学大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000

2 云南大学大气科学系, 昆明 650091

**摘 要** 大量近地层观测试验表明, 利用涡动相关法观测的湍流通量小于近地层可利用能量, 即近地层能量是不闭合的, 这种不闭合度一般为 20% 甚至更高. 而陆面过程模式是基于地气间能量平衡建立, 并且模式中的湍流边界层参数化方案通常根据实际观测的湍流通量来确定, 因此能量不闭合必将对陆面过程模式造成一定的影响. 本文利用 2007 年春季 SACOL 站的近地层观测资料, 依据能量守恒将能量不闭合中的残余能量通过波文比分配到观测的湍流通量中, 即修正涡动相关法观测的湍流通量使得近地层能量达到平衡; 之后分别利用观测和修正的湍流通量, 建立了能量不闭合和闭合情形下的湍流参数化方案, 借助陆面过程模式 SHAW, 通过数值模拟和对比分析方法考察近地层能量闭合度对陆面过程模式的影响. 研究表明近地层能量闭合对陆面过程模式有显著的影响: 在陆面过程数值模拟中, 当应用近地层能量不闭合的湍流通量形成的湍流参数化方案时, 陆面过程模式会明显高估地表长波辐射及土壤温度; 但当应用修正湍流通量使得近地层能量达到闭合形成的湍流参数化方案后, 在不改变任何地表土壤物理生化属性的情况下, 陆面过程模式能较好地模拟地表长波辐射和土壤温度.

**关键词** 近地层能量闭合, 湍流参数化, 湍流通量, 陆面过程模式

doi:10. 6038/j. issn. 0001-5733. 2012. 09. 007

中图分类号 P401

收稿日期 2011-12-09, 2012-03-14 收修定稿

### On the effect of the near-surface layer energy closure degree on land surface process simulations

YANG Qi-Dong<sup>1,2</sup>, ZUO Hong-Chao<sup>1\*</sup>, YANG Yang<sup>1</sup>, CHEN Ji-Wei<sup>1</sup>, LI Qiang<sup>1</sup>, ZHAO Jing<sup>1</sup>

1 Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of PRC Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2 Department of Atmospheric Science, Yunnan University, Kunming 650091, China

**Abstract** Many surface-layer observations have shown that the sum of sensible and latent heat fluxes was lower than the available energy when using the eddy covariance method. It means the observed energy was unclosed. The unclosed degree was usually 20% and even more in particular cases. The land surface models were developed based on the concept of energy balance between the atmosphere and land surface, and the parameterization scheme of the boundary layer in the land surface models were often developed from the observed turbulent heat fluxes. Thus, energy closure degree was bound to affect land surface models. Based on the data observed at SACOL site in spring, 2007, following the law of energy conservation, the residual part of the energy from its imbalance was distributed into the turbulent heat fluxes through the Bowen ratio so as to

**基金项目** 国家重点基础研究发展计划(973 项目)(2012CB956200)和国家自然科学基金(40775017)共同资助.

**作者简介** 杨启东,男,1984 年生,博士研究生,主要从事陆面过程模式研究. E-mail: yangqd06@lzu. cn

\* **通讯作者** 左洪超,教授,博士生导师,从事大气边界层物理和气候变化等研究. E-mail: zuohch@lzu. edu. cn

modify the direct measurement and make energy closed. Then two turbulent boundary layer parameterization schemes were developed as energy closure and unclosure schemes from the observed and modified turbulent heat fluxes. The impacts of energy unclosure and closure on land surface process simulations were investigated by using the land surface model SHAW with numerical simulation and comparing the simulations with the observation. The results suggest that the energy closure remarkably affect the land surface models. For taking using of the energy unclosure turbulent boundary layer parameterization schemes the model obviously overestimated upward longwave radiation and soil temperature. And in the case of using the schemes by modifying the measured turbulent heat flux to make the energy closed, the model is able to better simulate upward longwave radiation and soil temperature with any physical and bio-chemical properties of soil that are kept unchanged.

**Keywords** Surface energy closure, Turbulent boundary layer parameterization, Turbulent heat fluxes, Land surface process models

## 1 引言

自 20 世纪 70 年代提出地球科学系统概念以来,对天气气候的研究不再拘泥于大气圈本身,而是立足于各圈层之间相互作用的观点进行综合研究. 地气相互作用是地球科学系统研究的重要部分<sup>[1-2]</sup>: 一方面,地表与大气及其其他圈层之间进行的各种时空尺度的能量和物质交换,主导着区域乃至全球气候的基本特征<sup>[3-4]</sup>;另一方面,气候变化会反作用于地气间能量物质的交换过程,也会影响地表生态过程<sup>[5-6]</sup>. 基于这种认识,自 20 世纪以来已经开展了一系列的近地层综合观测试验,目的是为了研究不同下垫面与大气之间相互作用的机制,不断发展和改进陆面过程模式的参数化方案,力求更加真实地刻画地气相互作用的物理和生化过程,进而提高数值天气预报和气候预测的准确性.

随着近地层综合实验和陆面过程模式相互促进,目前已发展了多种陆面过程模式,但是各模式模拟结果存在显著差别. 比如在国际陆面过程模式比较计划 PILPS (Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes) 中对当前 20 余个具有代表性的陆面模式进行了比较<sup>[7-10]</sup>,指出“在相同的大气强迫下,模式模拟的地气通量及陆面水循环存在显著的差别,造成这种差别的主要原因是陆面过程模式采用了不同的陆面参数化方案”. 在陆面过程模式中,湍流通量参数化方案决定着地气间能量和物质交换,然后再以能量平衡为基础在地气交界面上进行能量分配,是陆面过程模式中的关键环节<sup>[11-13]</sup>. 湍流通量的参数化方案依据边

界层相似性理论,利用近地层综合观测试验观测的湍流通量及风温湿平均量发展而来. 陆面过程模式中的能量平衡方程为  $LE+H=R_n-G_0$ , 其中  $LE$  为潜热通量,  $H$  为感热通量,  $R_n$  为净辐射,  $G_0$  为地表土壤热通量. 研究之初并未注意到野外观测的近地层能量闭合问题,自 20 世纪 80 年代以来,众多的近地层观测试验发现地表能量存在 20%~30% 的不闭合部分<sup>[14-16]</sup>,甚至更多. 近地层观测的能量不闭合,已成为困扰地气相互作用实验研究的一个难点<sup>[16]</sup>. 如 Wilson 等<sup>[17]</sup> 对 FLUXNET 22 个站点的通量观测资料进行分析,如以湍流热通量与可利用能量线性拟合的斜率判断闭合程度,闭合率在 0.53~0.99 之间,平均值为 0.79. 如前所述能量和物质守恒是陆面过程模式建立的基础. 据此近地层观测的能量不闭合必将对陆面过程模式的发展及模式检验产生重要的影响.

针对近地层观测的能量不闭合问题,一部分研究者认为地表热通量的观测或计算存在不确定性,从而通过改进地表热通量的计算方法来提高近地层能量闭合度. 如 Gao 等<sup>[18-20]</sup> 同时考虑热扩散和热对流机制及土壤水分的作用,使得物理模型更为清晰,并发展了新的计算土壤温度的方法,得到的土壤热通量更为精确;Yang 等<sup>[21]</sup> 发展了一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法,改善了土壤热通量的计算. 这类研究的实质是把近地层能量的不闭合的部分加入到土壤热通量中,这与已有的近地层观测研究结果相矛盾:(1) 涡动相关方法对较大尺度湍流输送观测能力不足,会造成湍流通量的低估,比如根据湍流协谱累计频率分布 (Ogive) 分析,由于取平均时间不足也可能会引起湍

流热通量有 5%~10%左右的低估<sup>[22-23]</sup>; (2) 近年来兴起的大孔径闪烁仪(LAS)可以测量数百米至数公里(超大孔径可达 30 km)量级不同下垫面的地表感热通量<sup>[24]</sup>,很好地解决了测量感热通量空间代表性的问题,在一定程度上也提高了能量的闭合率. 这些观测研究都说明不闭合能量并非都在土壤中. 近地层能量不闭合部分可能仍然存在于大气中,只是由于湍流的观测和计算方法的不完善而未能观测出<sup>[25-26]</sup>.

本文正是基于这样的观点,将能量不闭合部分根据波文比分配到观测的湍流通量中,得到近地层能量平衡时的湍流通量,称为修正湍流通量. 依观测湍流通量和修正湍流通量分别构建近地层能量不闭合和能量闭合情形下的湍流参数化方案,并借助于陆面过程模式以数值模拟和对比分析方法研究近地层能量闭合度对陆面过程模式的影响. 研究对于加深地气相互作用的理解,发展和改进陆面过程模式湍流参数化方案,提高陆面过程模式模拟精度,进而改善天气和气候数值模式具有积极的意义.

## 2 资料和模式

### 2.1 站点和资料

SACOL 站(Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University)位于中国甘肃省兰州市榆中县(35°57'46"N, 104°08'13"E),海拔 1965.8 m,属于温带半干旱气候,下垫面为典型的黄土地貌,对黄土高原地区气候特征具有较好的代表性<sup>[27]</sup>. SACOL 站从 2006 年 4 月份仪器安装调试成功后,获取了大量近地层观测资料. 在微气象塔站安装了 7 层(1 m, 2 m, 4 m, 8 m, 12 m, 16 m 和 32 m)风速(014A2L, Met One),温度和相对湿度(HMP45C2L, Vaisalla), 8 m 处安装了风向传感器(034B2L, Met One);辐射观测包括向上和向下的太阳辐射计(CM21; Kipp & Zonen),及向上和向下的长波辐射计(CG4; Kipp & Zonen);湍流通量资料由三维超声风速仪(CSAT3; Campbell)和 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 开路气体分析仪(LI27500, LI2COR)测量;5 层的土壤地温地湿测量系统(STP01-L, Hukseflux),深度分别为 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm, 80 cm;土壤热通量由埋设在 5 cm 和 10 cm 处的热流板(HFP01SC2L, Hukseflux)观测得到. 在研究中利用 M-O 相似性理论得到的近地层廓线对风、温、湿资料进行了质量控制<sup>[28]</sup>,剔除了明显偏离廓线的数

据;湍流资料使用英国爱丁堡大学发展的 EdiRE 软件对原始湍流脉动数据处理得到半小时的湍流通量,具体质量控制过程可以参见文献<sup>[29]</sup>. 本文选取 2007 年春季(3 月—5 月)的观测资料进行分析研究. 由于该时段内地表植被没有生长,下垫面可以近似认为是裸土.

### 2.2 模式

SHAW(Simultaneous Heat and Water Model)模式最初由美国农业部 Flerchinger 和 Saxton 等人建立,用于模拟土壤的冻融过程,以后通过不断发展完善,现已形成一个包含植被、积雪、残留层、土壤层及湍流边界层在内的陆面过程模式<sup>[30]</sup>. SHAW 模式详细地考虑了短波和长波辐射传输、湍流输送、土壤水热传输以及土壤冻融等物理过程. 该模式在一系列不同的下垫面进行了应用研究,已证明具有良好的模拟能力<sup>[31-33]</sup>.

### 2.3 模拟结果评估标准

为了更好地对比分析数值模拟结果,给出了如下评估标准<sup>[31,34]</sup>:

$$\text{平均偏差(MBE)}: \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)$$

$$\text{均方根偏差(RMBE)}: \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2 \right]^{1/2}$$

归一化标准偏差(NSEE):

$$\left[ \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i)^2} \right]^{1/2}$$

其中,  $x_i$  为观测值,  $y_i$  为模拟值,  $N$  为样本数.

## 3 近地层能量闭合分析及其参数化

### 3.1 近地层能量闭合分析

能量闭合率(EBR)定义为

$$\text{EBR} = (LE + H)/(R_n - G_0), \quad (1)$$

式中,感热和潜热通量及净辐射均可以通过观测资料直接得到,而地表土壤热通量难以直接测量,通常是将土壤热流板埋入地下某一参考深度并测定该层的土壤热通量,然后通过参考深度和地表之间的热储量计算得到地表的土壤热通量. 利用 SACOL 观测站 5 cm 处测得的土壤热通量,采用热通量板法计算地表土壤热通量,方法如下<sup>[35]</sup>:

$$G_0 = G_{5\text{cm}} + \int_{z_{\text{ref}}}^0 \frac{\partial C_v T(z)}{\partial t} dz, \quad (2)$$

其中  $t$  是时间,  $z$  为土壤深度,  $T$  为土壤温度,  $C_v$  为土壤热容量,  $G_{5\text{cm}}$  是 5 cm 处观测的土壤热通量,  $G_0$

为地表热通量,  $z_{ref}$  是深度, 取为 5 cm.

在近地层能量平衡分析中通常有 4 种方法表征能量闭合度<sup>[17]</sup>. 本文利用最小二乘法求湍流通量 ( $LE+H$ ) 和有效能量 ( $R_n - G_0$ ) 之间的线性回归系数的方法进行能量平衡闭合的研究 (OLSs). 对于 OLSs 法来说, 地表能量完全闭合时斜率为 1 且截距为 0.

根据 Cava 等<sup>[36]</sup> 研究, 为了定量地分析不同时间尺度的地表能量不闭合的表现特征, 可以将能量闭合率分为短期闭合率和全局闭合率, 即将半小时平均的能量闭合率称为短期闭合率, 而将一段时期内能量闭合率称为全局闭合率. 为此利用 SACOL 站 2007 年春季资料, 分别计算短期和全局能量闭合率. 如图 1a 所示, 为 SACOL 站春季短期能量闭合率的平均日变化, 可以发现在该地区白天能量闭合率较夜晚高, 能量闭合率最高为 0.79, 最低为 0.3, 能量不闭合较为显著. 如图 1b 所示, 为春季能量的全局闭合率, 可以看到全局的闭合率为 0.79 左右,

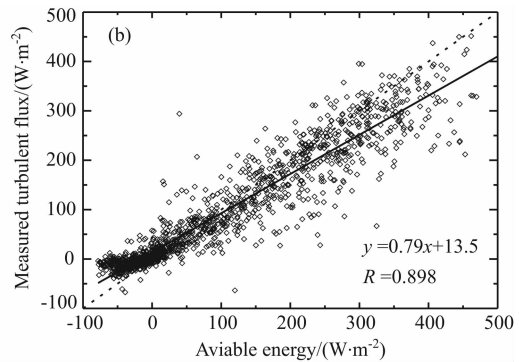
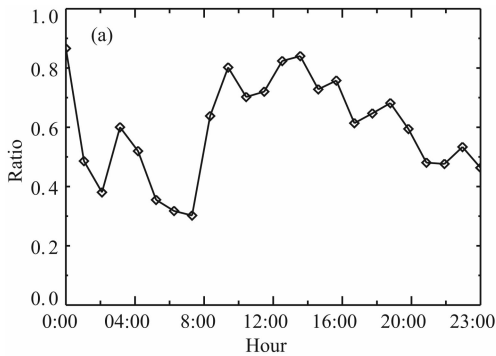


图 1 (a) SACOL 站短期能量闭合率平均日变化; (b) SACOL 站全局能量闭合率, 实线为线性拟合线, 虚线为 1:1 线  
Fig. 1 (a) Daily change of short-term energy closure at SACOL site. (b) Global energy closure degree at SACOL site, the solid line is the linear regression line, dash line is the 1:1 line

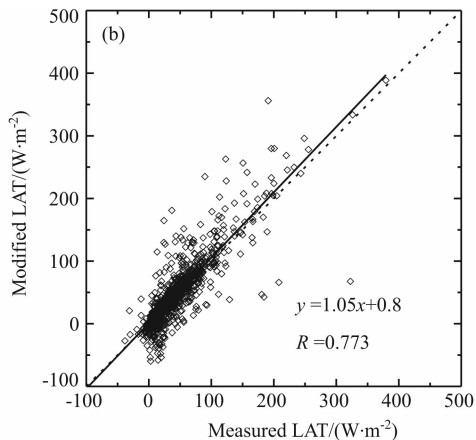
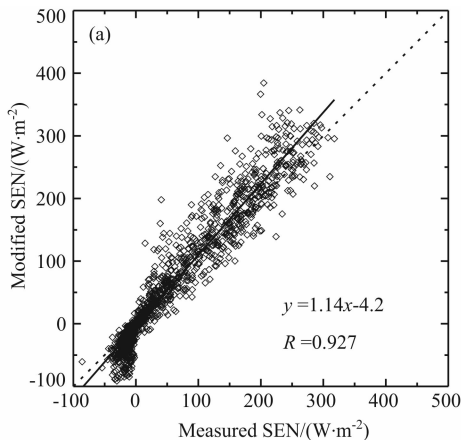


图 2 (a) 观测的与修正后的感热通量 (SEN) 的比较; (b) 观测的与修正后的潜热通量 (LAT) 的比较  
Fig. 2 Comparison of the (a) observed and modified sensible heat flux (SEN) and the (b) observed and modified latent heat flux (LAT)

能量也是不闭合的, 说明该地区利用涡动相关法观测到的感热通量和潜热通量之和比可利用能量偏小.

### 3.2 湍流通量的修正

根据近地层能量平衡原理, 将能量不闭合引起的残余能量依据观测的波文比分配到大气中<sup>[37]</sup>, 即得到修正湍流热通量, 这样修正后的波文比保持不变.

$$\beta = H/LE, \quad (3)$$

$$R_{es} = R_n - G_0 - H - LE, \quad (4)$$

$$H_b = H + \frac{\beta}{1+\beta} R_{es}, \quad (5)$$

$$LE_b = LE + \frac{1}{1+\beta} R_{es}, \quad (6)$$

这里的  $\beta$  为观测湍流通量的波文比,  $R_{es}$  为残余的能量.  $H_b$  和  $LE_b$  分别为修正后的感热和潜热通量. 图 2 为修正后的湍流通量与实际观测的湍流通量的比较. 如图 2 所示, 修正后的感热通量较观测的感热通量高 14%, 而潜热通量较观测值高 5%.

### 3.3 近地层湍流参数化方案

近地层湍流通量参数化方案采用总体输送系数

法<sup>[38]</sup>,其基本的原理简述如下.

根据梯度输送理论,湍流量可以表示为

$$H = \rho c_p C_H (u - u_s)(\theta_s - \theta), \quad (7)$$

$$E = \rho C_E (u - u_s)(q_s - q), \quad (8)$$

$C_H$  和  $C_E$  分别为感热通量和水汽通量的总体输送系数,通常取  $C_H = C_E$ ;  $c_p$  为空气等压比热;  $u$ ,  $\theta$ ,  $q$  为某一高度上的风速、位温和比湿;  $u_s$ ,  $\theta_s$ ,  $q_s$  分别为地表面的风速、位温和比湿,在地表面上,  $u_s = 0$ .

$C_H$  一般参数化为<sup>[39]</sup>

$$C_H = C_H(Ri_b, C_{HN}), \quad (9)$$

其中  $Ri_b$  是总体理查逊数,  $C_{HN}$  是中性条件总体输送系数,与地表粗糙度及热力粗糙度有关. 总体理查逊数及中性条件下的总体输送系数可以分别表示为

$$Ri_b = \frac{gZ(\theta - \theta_s)}{Tu^2}, \quad (10)$$

$$C_{HN} = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{Z}{z_{0m}}\right)\ln\left(\frac{Z}{z_{0h}}\right)}, \quad (11)$$

式中  $g$  为重力加速度,  $Z$  为观测高度,通常取为 10 m,  $T$  为地表与观测高度之间的平均温度,  $k$  为 Von Karman 常数,取为 0.4,  $z_{0m}$  为地表粗糙度,  $z_{0h}$  为热力学粗糙度,  $z_{0h} = 0.1z_{0m}$ . 经计算 SACOL 站春季地表粗糙度约为  $1.7 \times 10^{-3}$  m.

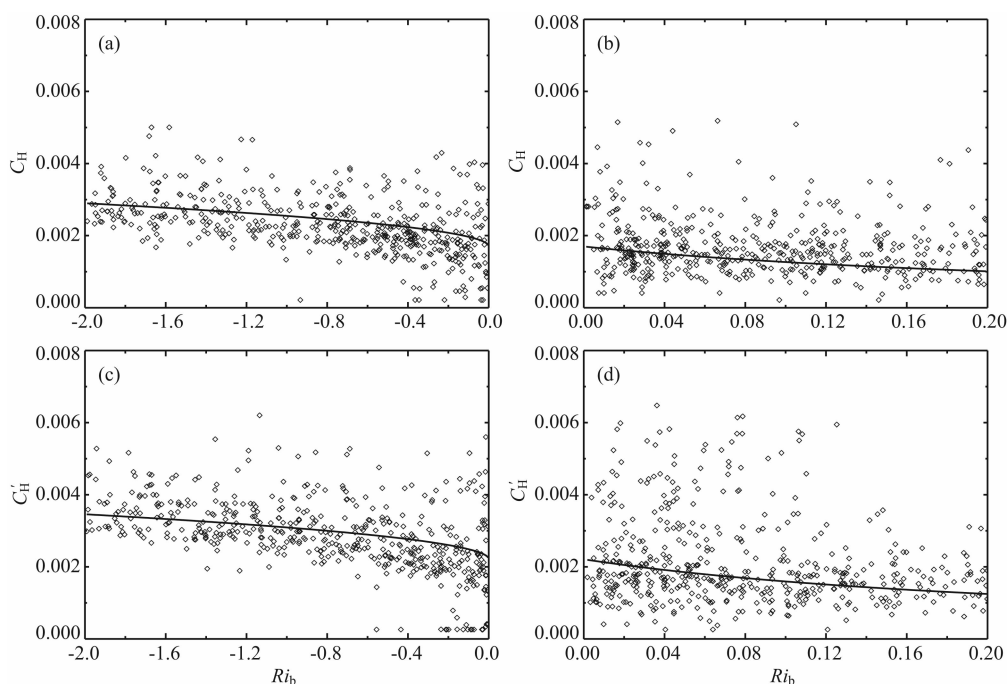


图3 总体输送系数与总体理查逊数之间的关系

(a) 不稳定情形下的  $C_H$  与  $Ri_b$ ; (b) 稳定情形下的  $C_H$  与  $Ri_b$ ; (c) 不稳定情形下的  $C'_H$  与  $Ri_b$ ; (d) 稳定情形下的  $C'_H$  与  $Ri_b$ .

Fig. 3 Relationship between bulk transfer coefficient of observed ( $C_H$ ) and modified sensible heat flux ( $C'_H$ ) with bulk Richardson number ( $Ri_b$ )

(a)  $C_H$  related to  $Ri_b$  in unstable atmosphere; (b)  $C_H$  related to  $Ri_b$  in stable atmosphere; (c)  $C'_H$  related to  $Ri_b$  in unstable atmosphere; (d)  $C'_H$  related to  $Ri_b$  in stable atmosphere.

据此由观测的感热通量与修正的感热通量计算得到总体输送系数与总体理查逊数,在稳定情形 ( $Ri_b > 0$ ) 和不稳定情形下 ( $Ri_b \leq 0$ ),分别给出  $C_H$  与  $Ri_b$  的经验关系:

$$C_H = \begin{cases} C_{HN}/(1 + 3.4Ri_b) & Ri_b > 0 \\ C_{HN}(1 + 10.2(-C_{HN}Ri_b)^{1/2}) & Ri_b \leq 0 \end{cases} \quad (12)$$

$$C'_H = \begin{cases} C'_{HN}/(1 + 4.1Ri_b) & Ri_b > 0 \\ C'_{HN}(1 + 12.5(-C'_{HN}Ri_b)^{1/2}) & Ri_b \leq 0 \end{cases} \quad (13)$$

(12)(13) 两式中,观测的感热通量的总体输送系数及中性总体输送系数分别记为  $C_H$  和  $C_{HN}$ ,修正的感热通量得到的总体输送系数和中性总体输送系数分别记为  $C'_H$  和  $C'_{HN}$ ,  $C'_{HN} = 1.29C'_{HN}$ . 总体输送系数和总体理查逊数的变化关系如图 3 所示.

#### 4 数值模拟结果分析

本文设计了两组模拟试验对比分析能量平衡闭合情况对陆面过程模式的影响. 第一组试验中,陆面过程模式 SHAW 中的边界层采用能量不闭合时湍流参数化方案,即由关系式(12)和(7)(8)确定,记为

SHAW\_IMBALANCE 试验. 第二组试验中, 采取能量闭合时的湍流参数化方案, 即由关系式(13)和(7)(8)确定, 记为 SHAW\_BALANCE 试验. 两组模拟试验都使用相同的参数设置、初始条件及大气强迫输入. 为了方便起见, 我们只给出 5 月份的模拟结果, 3, 4 月份模拟结果与 5 月份类似. 数值模拟结果

对比如下.

#### 4.1 模拟的湍流量

图 4 是 SHAW\_IMBALANCE 和 SHAW\_BALANCE 试验模拟的感热通量 (SEN) 与观测值比较. 如图 4a 所示, 总体上看两组模拟试验均能较好地模拟感热通量的变化趋势, 它们的模拟值与观

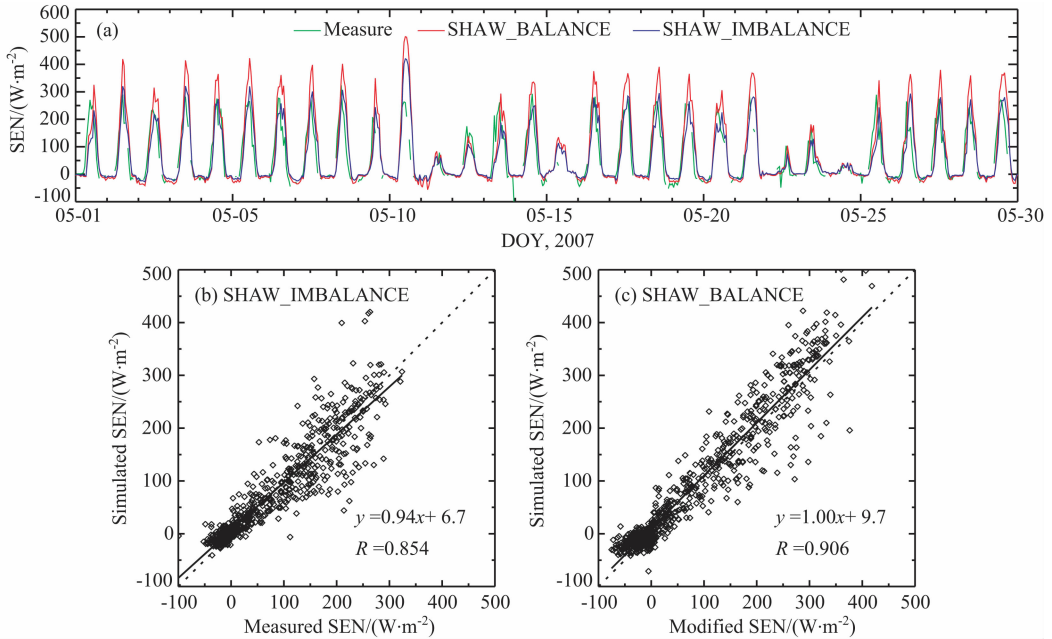


图 4 (a) SHAW\_BALANCE 与 SHAW\_IMBALANCE 模拟的感热通量 (SEN) 与观测值的比较; (b) SHAW\_IMBALANCE 模拟的感热通量值与观测值之间的散点图; (c) SHAW\_BALANCE 模拟的感热通量值与修正值之间的散点图

Fig. 4 (a) Comparison of SHAW\_IMBALANCE and SHAW\_BALANCE simulations with observed sensible heat flux (SEN); (b) Scatter plot of SHAW\_BALANCE simulation against measured sensible heat flux; (c) Scatter plot of SHAW\_IMBALANCE simulation against modified sensible heat flux

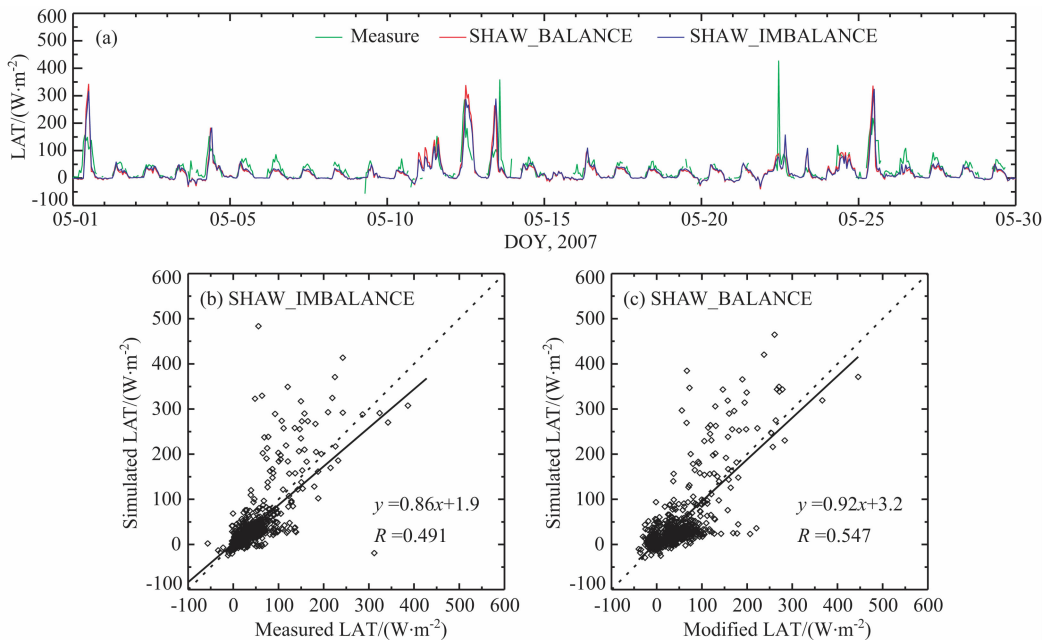


图 5 同图 4, 但为潜热通量 (LAT)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for latent heat flux (LAT)

测值位相一致.但是在白天 SHAW\_BALANCE 模拟的感热通量明显高于 SHAW\_IMBALANCE 试验模拟值,这正是基于能量闭合对湍流通量修正产生的结果.从散点图 4b 和图 4c 上可以看出, SHAW\_BALANCE 试验模拟的感热通量与修正的感热通量间的线性拟合线较 SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的感热通量与观测的感热通量的拟合线更接近于 1:1 线; SHAW\_BALANCE 试验的线性拟合系数为 1.00,而 SHAW\_IMBALANCE 试验的线性拟合系数为 0.94.将两组试验模拟的感热通量进行统计评估,其结果列入表 1 中.由表 1 中可以看到虽然 SHAW\_BALANCE 试验的 MBE 相对于 SHAW\_IMBALANCE 试验的较大,但它的 RMBE 和 NSEE 更小,总体而言 SHAW\_BALANCE 试验中的湍流参数化方案更好.

SACOL 站地处半干旱区,春季感热通量占主导地位,潜热通量较小,但当有降水发生时,潜热通量会增大而后迅速减小.图 5 是 SHAW\_IMBALANCE 与 SHAW\_BALANCE 试验模拟的潜热通量(LAT)与观测值的比较.从图 5a 中可以看到两组模拟试验均能模拟潜热通量的变化趋势,并且在潜热通量小于  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  时,模拟值与观测值较为接近. SHAW\_BALANCE 试验模拟的潜热通量与修正值之间的线性拟合系数为 0.92,而 SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的潜热通量与观测值之间的线性拟合系数为 0.86,它们的评估结果也列入表 1 中.与模拟的感热通量相比,湍流参数化方案改变对潜热通量模拟影响较小,表明在干旱/半干旱地区能量闭合度对潜热的模拟影响较小.

表 1 SHAW\_IMBALANCE 模拟的湍流通量与观测湍流通量以及 SHAW\_BALANCE 模拟湍流通量与修正的湍流通量间的平均偏差(MBE),均方根偏差(RMBE),归一化标准偏差(NSEE)

Table 1 MBE, RMBE, and NSEE for turbulent heat fluxes between SHAW\_IMBALANCE measured and SHAW\_BALANCE modified

Variable	SHAW_IMBALANCE and measure			SHAW_BALANCE and modify		
	MBE ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )	RMBE ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )	NSEE	MBE ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )	RMBE ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ )	NSEE
SEN	-2.06	36.46	0.31	5.63	35.27	0.26
LAT	-2.58	40.83	0.62	0.75	38.95	0.62

#### 4.2 模拟的净辐射

净辐射由向上及向下短波和长波组成,在

SHAW 模式中,向下短波作为模式的大气强迫直接输入,向下长波由空气温度参数化得到,而空气温度同样也是大气强迫输入量,由于两组模拟试验中采用了相同的大气强迫输入,因此净辐射取决于向上的短波和长波辐射. SHAW 模式中向上短波辐射由反照率决定,而向上的长波辐射与地表温度及发射率有关.在两组模拟试验中,反照率的参数化方案均采用 Guan 等<sup>[40]</sup>根据 SACOL 站长期观测资料分析得到的关系式.图 6 是在 SHAW\_IMBALANCE 和 SHAW\_BALANCE 试验模拟的向上短波辐射(USR)与观测值的比较,可以看到两组模拟试验均能很好地模拟短波辐射,两组试验模拟的线性拟合线与 1:1 线较为吻合,说明模式中的反照率参数化方案在该地区较为适用.陆面过程模式中湍流参数化方案和向上短波辐射没有直接关联,两组试验的模拟值差别微小.这表明能量闭合对向上短波辐射没有影响.

图 7 是 SHAW\_BALANCE 和 SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的向上长波辐射(ULR)与观测值的比较.如图 7a 所示, SHAW\_BALANCE 和 SHAW\_IMBALANCE 试验都能很好地模拟向上长波辐射的变化趋势,但是 SHAW\_IMBALANCE 试验,模拟的向上长波辐射较观测值明显偏高,尤其在中午时分较观测值高  $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  以上;而 SHAW\_BALANCE 试验,模拟的向上长波辐射与观测值偏差明显变小.图 7b,7c 给出了两组模拟试验模拟的向上长波辐射与观测值之间的散点图.由图 7b 可见, SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的向上长波辐射与观测值间的线性拟合系数为 1.40,在向上长波辐射大于  $350 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  时,明显偏离 1:1 线.而图 7c 可以发现 SHAW\_BALANCE 试验模拟的向上长波辐射与观测值的偏差较小,线性拟合线较为接近 1:1 线.对比分析两组试验模拟的地表向上长波辐射值与观测值的偏差(表 2)也可以发现, SHAW\_BALANCE 模拟试验与观测值偏差较小,而 SHAW\_IMBALANCE 模拟试验与观测值偏差较大,说明近地层能量不闭合时,陆面模式会高估向上长波辐射,而修正湍流通量使近地层能量达到闭合,利用修正的湍流通量形成湍流参数化方案时,模式可以较好地模拟向上长波辐射.

在另外一些陆面过程模拟试验中,也发现观测的能量不闭合对模拟的向上长波辐射的影响.如 Gao 等利用 SiB2 模式模拟青藏高原 BJ 站陆面过程特征时指出,该地区观测的近地层能量是不闭合的,

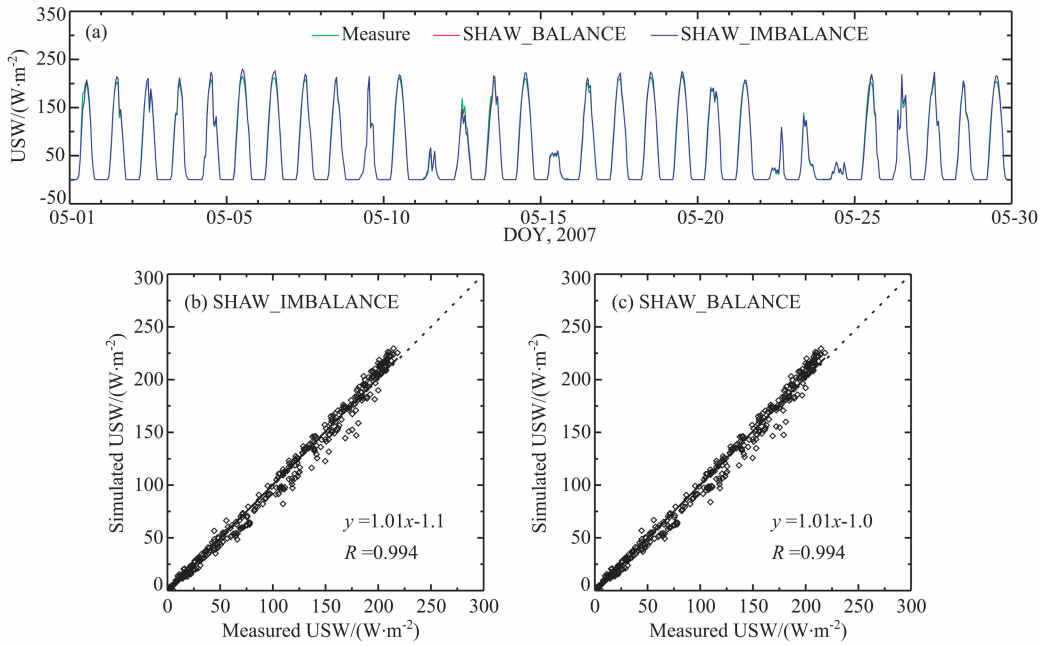


图 6 (a) SHAW\_BALANCE 与 SHAW\_IMBALANCE 模拟的向上短波辐射(USW)与观测值的比较;(b) SHAW\_IMBALANCE 模拟的向上短波辐射与观测值之间的散点图;(c) SHAW\_BALANCE 模拟的向上短波辐射与观测值之间的散点图

Fig. 6 (a) Comparison of SHAW\_IMBALANCE and SHAW\_BALANCE simulations with observed upward shortwave radiation (USR); (b) Scatter plot of SHAW\_IMBALANCE simulation against measured upward shortwave radiation; (c) Scatter plot of SHAW\_BALANCE simulation against measured upward shortwave radiation

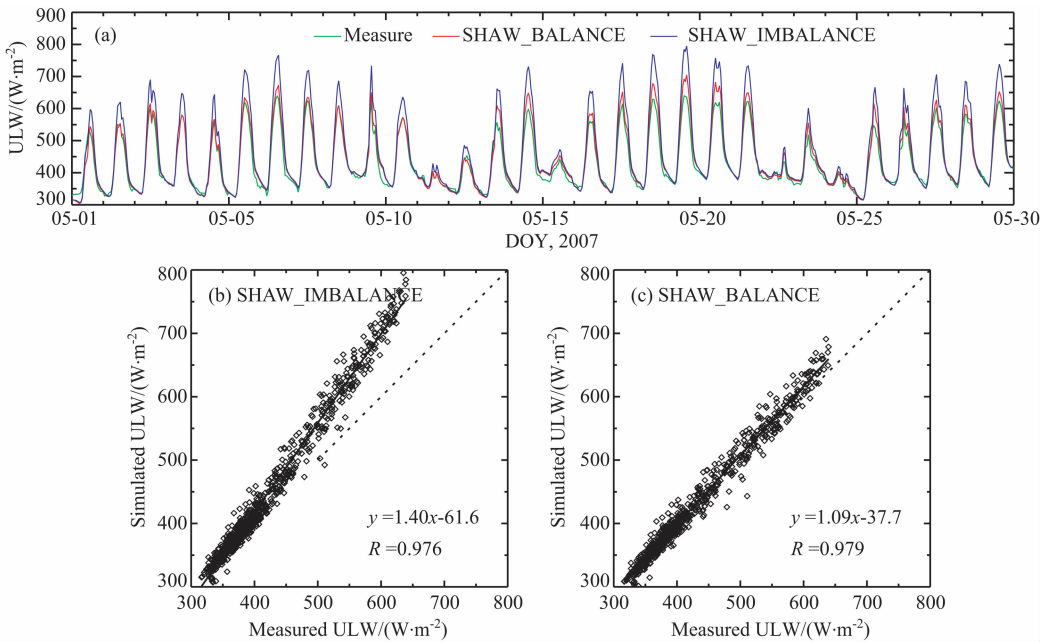


图 7 同图 6, 但为向上长波辐射(ULR)

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for upward longwave radiation (ULR)

能量闭合度约为 0.7 左右<sup>[34]</sup>, 模拟的向上长波辐射类似本文中 SHAW\_IMBALANCE 试验的结果. 上述结论说明, 陆面过程模式中考虑近地层能量闭合非常重要.

### 4.3 模拟的土壤温度

土壤温度模拟的准确性, 尤其是地表温度, 直接影响到模式中陆面和大气间的能量和物质交换, 进而影响到中尺度和气候模式的模拟的准确性. 图 8



表 2 SHAW\_IMBALANCE 与 SHAW\_BALANCE 模拟的向上短波辐射(USR)和向上长波辐射(ULR)与观测值之间的各项统计评估量

Table 2 Statistical evaluation for USR and ULR between measurements of SHAW\_IMBALANCE and SHAW\_BALANCE simulation

Variable	SHAW_IMBALANCE			SHAW_BALANCE		
	MBE ( $W \cdot m^{-2}$ )	RMBE ( $W \cdot m^{-2}$ )	NSEE	MBE ( $W \cdot m^{-2}$ )	RMBE ( $W \cdot m^{-2}$ )	NSEE
USR	0.34	5.90	0.02	0.22	5.68	0.02
ULR	30.12	47.90	0.11	13.30	23.80	0.05

是 SHAW\_IMBALANCE 和 SHAW\_BALANCE 试验模拟的地表温度与观测值的比较. 如图 8a 所示, SHAW\_IMBALANCE 和 SHAW\_BALANCE 试验都能很好地模拟出地表温度的日变化趋势, 但是 SHAW\_IMBALANCE 试验, 模拟的地表温度在白天明显偏高, 尤其在中午时分较观测值可达  $10^{\circ}C$  以上; 而 SHAW\_BALANCE 模拟值与观测值偏差很小. 由其散点图 8b 可见, SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的地表温度与观测的地表温度间的线性拟合系数为 1.31, 在  $25^{\circ}C$  以上时明显偏离 1:1 线. 而散点图 8c, 可以发现 SHAW\_BALANCE 试验模拟的地表温度与观测值之间线性拟合线在 1:1 线附

近, 线性拟合系数为 1.07. 进一步比较两组试验模拟的地表温度与观测值之间的偏差(表 3)发现, SHAW\_BALANCE 试验偏差较小. 图 9 是 SHAW 模式模拟的 10 cm 处土壤温度随时间的变化趋势图和散点图. 表 3 给出了两组试验各层的模拟值与观测值偏差. 分析表明模拟的土壤温度结果与地表温度模拟结果相似. 关于能量闭合度对土壤温度模拟的影响, 在其他一些陆面过程模拟试验中也有所体现. 如 Gao 等<sup>[34]</sup> 利用 SiB2 模式模拟青藏高原 BJ 站地表温度时发现 SiB2 模式在白天高估了地表温度, 夜晚则低估了地表温度(图 10); Xin 等<sup>[41]</sup> 利用 CoLM 模式模拟青藏高原及西北干旱区的地表温度时, 模拟值与观测值偏差较大.

所有这些都说明近地层能量闭合度显著地影响陆面过程模式对土壤温度的模拟准确度, 尤其在能量闭合度较低的地区.

#### 4.4 模拟的土壤湿度

SACOL 站位于半干旱区, 春季降水稀少, 土壤湿度很低, 本研究中有关近地层湍流通量参数化方案改变对土壤湿度的影响甚微. 图 11 为 SHAW\_BALANCE 和 SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的 5 cm 处的土壤湿度与观测值的比较. 如图 11 所示, 可以看到两组试验模拟的土壤湿度并无较大差别.

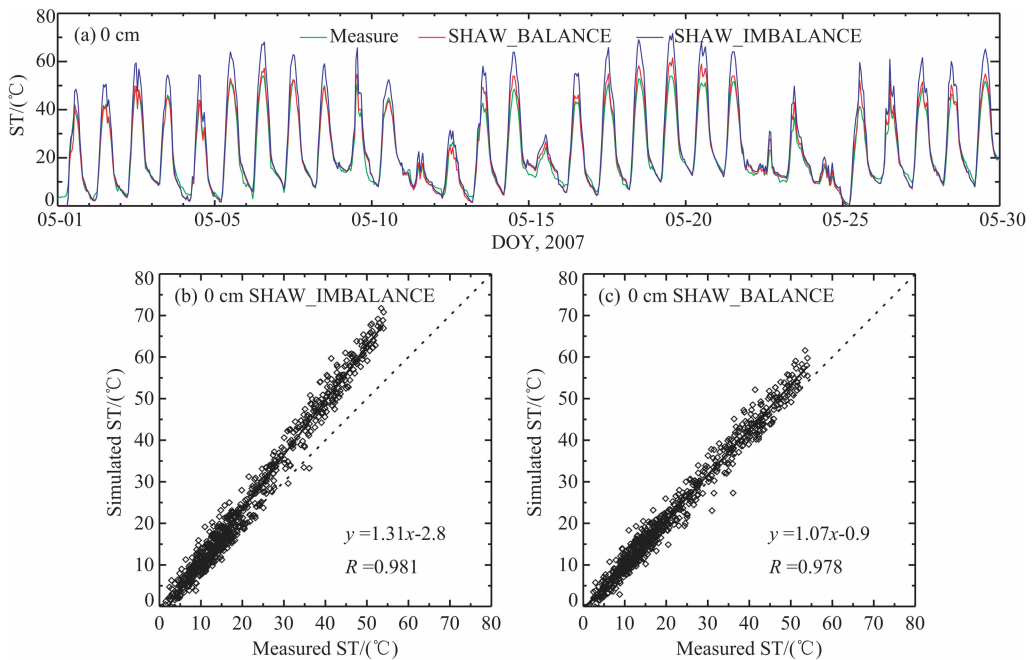


图 8 (a) SHAW 模式模拟的地表温度(ST)与观测值的比较; (b) SHAW\_IMBALANCE 模拟的地表温度与观测值的散点图; (c) SHAW\_BALANCE 模拟的地表温度与观测值的散点图

Fig. 8 (a) Comparison of SHAW\_IMBALANCE and SHAW\_BALANCE simulations with observed soil temperature (ST); (b) Scatter plot of SHAW\_IMBALANCE simulation against measured soil temperature; (c) Scatter plot of SHAW\_BALANCE simulation against measured soil temperature

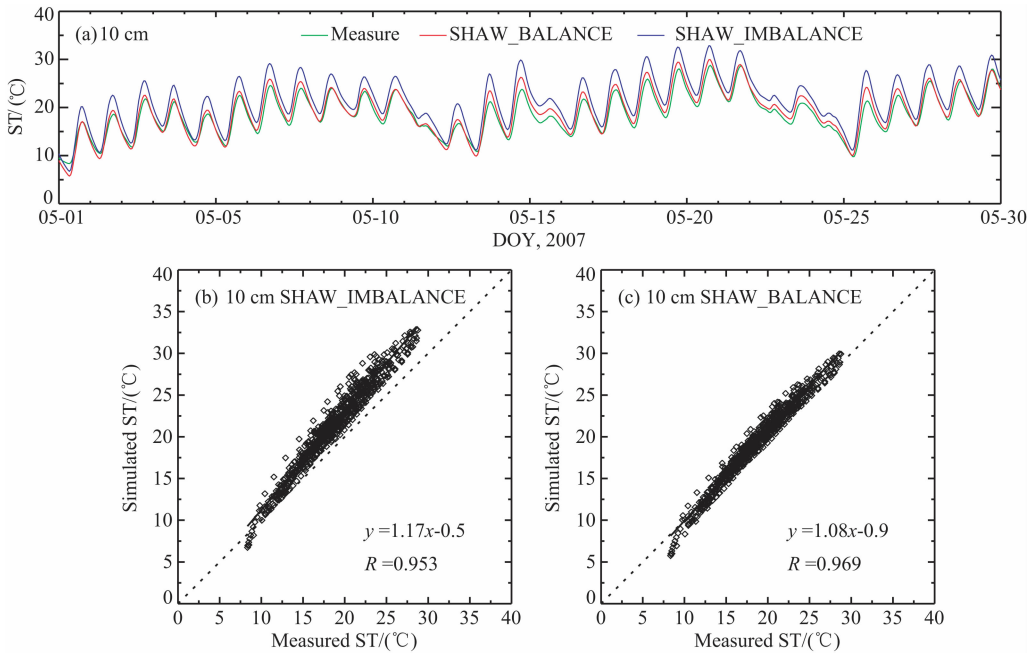


图 9 同图 8, 但为 10 cm 处土壤温度 (ST)

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for 10 cm depth soil temperature (ST)

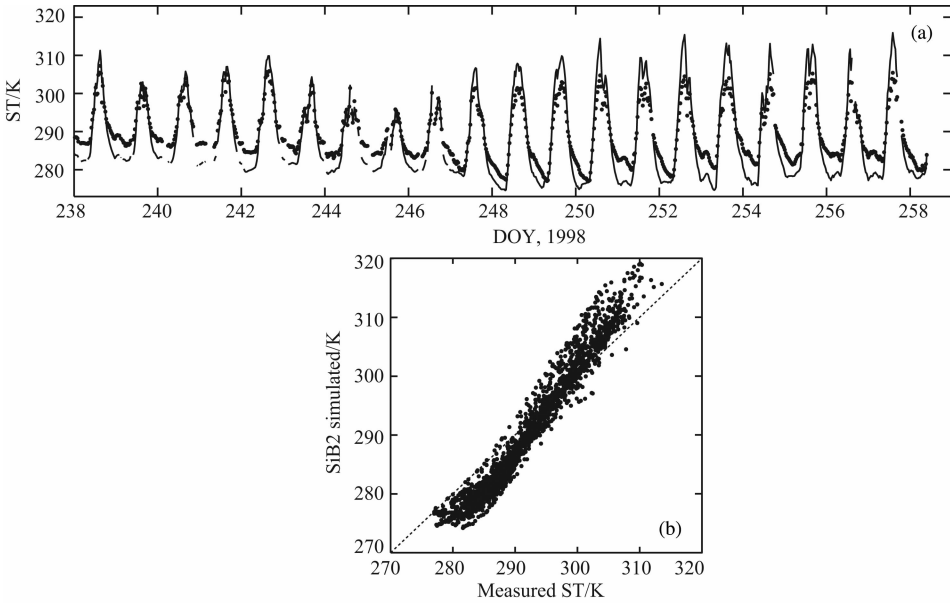


图 10 (a) SiB2 模式模拟的青藏高原 BJ 站的地表温度与观测值的比较, 实线为模拟值, 虚线为观测值; (b) SiB2 模式模拟的青藏高原 BJ 站的地表温度与观测值的散点图, 虚线为 1 : 1 线. 引自 Gao 等<sup>[34]</sup>.

Fig. 10 (a) Comparison of SiB2-given soil temperature (solid line) to the observed equivalent (dotted line) at the BJ station of the Tibetan Plateau; (b) Plot of scatter points of SiB2 simulated and measured soil temperature at the Tibetan BJ station. Dash line is 1 : 1 line. Cited from Gao et al. <sup>[34]</sup>.

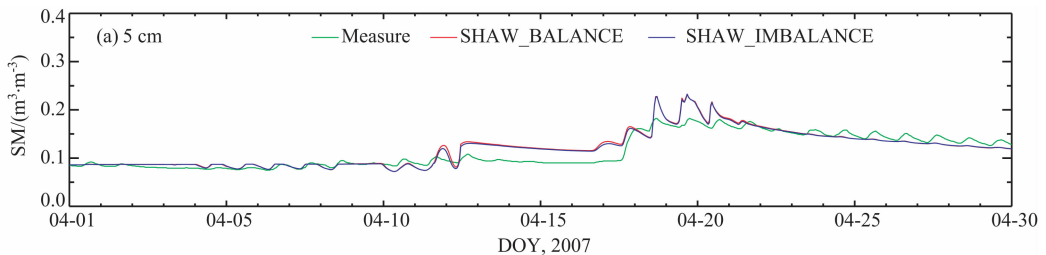


图 11 SHAW\_BALANCE 与 SHAW\_IMBALANCE 模拟试验模拟的 5 cm 处的土壤湿度 (SM) 与观测值之间的比较  
Fig. 11 Comparison of SHAW\_IMBALANCE and SHAW\_BALANCE simulations with observed soil moisture (SM)

表 3 SHAW\_IMBALANCE 与 SHAW\_BALANCE  
模拟各层土壤温度与观测值间的各项统计评估量

Table 3 Statistical evaluation for ST between measurement and SHAW\_IMBALANCE and SHAW\_BALANCE simulation at different depths

Depth (cm)	SHAW_IMBALANCE			SHAW_BALANCE		
	MBE(°C)	RMSE(°C)	NSEE	MBE(°C)	RMSE(°C)	NSEE
0	3.83	6.27	0.25	0.94	2.69	0.11
5	2.90	4.58	0.23	0.42	2.58	0.13
10	2.72	3.00	0.12	0.22	0.83	0.04
20	2.23	2.39	0.13	-0.19	0.95	0.05
50	1.22	1.35	0.08	-0.91	1.05	0.06
80	-1.15	1.24	0.09	-0.87	1.04	0.07

两组试验模拟结果的对比分析可以看到,在干旱半干旱区能量不闭合对陆面过程模式的影响主要表现在土壤温度和地表长波辐射的模拟值明显偏离观测值,而其他物理量相差较小,究其原因这主要取决于所模拟的物理量和近地层能量闭合度的关联度.至于对陆面过程模式或其参数化的评估,应该从数学统计量和物理过程两方面综合考量,而不应仅仅关注数学统计量.据此原则并结合上述的对比分析,可以看到 SHAW\_BALANCE 试验模拟的地表长波辐射及土壤温度与相应的观测值之间的偏差较小,并且模拟值与观测值之间的线性拟合线趋近于 1:1 线,模拟的湍流通量接近于修正的湍流通量;而 SHAW\_IMBALANCE 试验模拟的湍流通量虽然与观测的湍流通量也较为接近,但是其模拟的地表长波辐射和土壤温度较相应的观测值明显偏高,模拟值与观测值之间的线性拟合线显著地偏离了 1:1 线.总体而言,SHAW\_BALANCE 试验的湍流参数化方案更好.

## 5 结论与讨论

本文利用 2007 年春季 SACOL 站观测的近地层资料,借助于陆面过程模式 SHAW,通过数值模拟和对比分析的方法研究了近地层能量闭合度对陆面过程模式的影响,发现将残余能量通过波文比分配到大气湍流通量中,即修正湍流通量使能量达到闭合,利用修正的湍流通量得到湍流参数化方案,不用修改任何地表土壤物理生化属性就可以使得陆面过程模式较为准确地模拟地气相互作用过程.研究主要结论如下:

(1)近地层观测的湍流能量不闭合将通过近地

层湍流参数化方案传导到陆面过程模式中.当湍流通量能量低于可利用能量时,能量不闭合将使得陆面过程模拟的地表长波辐射显著偏大和土壤温度显著偏高.

(2)将实际观测中能量不闭合部分分配到观测的湍流通量中,即修改观测的湍流通量使之达到近地层能量平衡,并依据修正的湍流通量发展湍流参数化方案,陆面过程模式就能很好地模拟地表长波辐射和土壤温度.也就是说近地层能量闭合与否是陆面过程模式发展成败的至关重要的环节.

迄今在实际近地层观测试验中,观测的近地层能量几乎都是不闭合的.能量闭合已经成为地气相互作用观测研究中一个至关重要的热点问题,至今尚未完全解决.由于陆面过程模式中的参数化方案都是基于观测资料得到的,因此观测能量不闭合势必会对陆面过程模式造成一定的影响.这种影响通过陆面过程模式和中尺度及气候模式的耦合,势必会导致对天气和气候模式的模拟的误差.此前 Gao 等<sup>[18-20]</sup>发展了新的计算土壤温度的方法,改进了土壤热通量的计算,即将不平衡的能量修正到土壤热通量中,提高了能量闭合度,也可以提高陆面过程模式的模拟能力.但是有关改变土壤热通量的做法仍然与近地层观测的地气能量交换特征不符,因为现有近地层观测结果都预示着近地层能量的不闭合部分仍然存在于近地层大气中<sup>[14,23,25]</sup>.本研究认为近地层能量的不闭合部分仍然存在于近地层大气中.本文研究将近地层能量不闭合的部分通过波文比分配到观测的湍流通量中,即通过修正涡动相关法观测的湍流通量使得近地层能量达到平衡;之后建立了能量闭合情形下的湍流参数化方案,借助陆面过程模式 SHAW,通过数值模拟证实近地层能量的不闭合部分以某种形式分配到湍流通量中使得近地层能量闭合后,在不改变任何地表土壤物理生化属性的情况下,陆面过程模式能较好地模拟地表长波辐射和土壤温度.总之地气相互作用必须受到能量守恒和物质守恒的约束,至于近地层观测的能量不闭合部分,即残余能量到底以何种方式储藏在大气中还是土壤中需要更多的野外观测予以证实.

## 参考文献(References)

- [1] Karl T R, Trenberth K E. Modern global climate change. *Science*, 2003, 302(5651): 1719-1723.
- [2] 曾庆存, 林朝晖. 地球系统动力学模式和模拟研究的进展. *地球科学进展*, 2010, 25(1): 1-6.  
Zeng Q C, Lin Z H. Recent progress on the earth system

- dynamical model and its numerical simulations. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 2010, 25(1): 1-6.
- [ 3 ] Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the penn state-NCAR MM5 modeling system. Part II: preliminary model validation. *Monthly Weather Review*, 2001, 129(4): 587-604.
- [ 4 ] Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. Simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmosphere Science*, 1986, 43(15): 505-531.
- [ 5 ] Bounoua L, DeFries R, Collatz G J, et al. Effects of land cover conversion on surface climate. *Climatic Change*, 2002, 52(1): 29-64.
- [ 6 ] Collatz G J, Bounoua L, Los S O, et al. A mechanism for the influence of vegetation on the response of the diurnal temperature range to changing climate. *Geophys. Res. Lett.*, 2000, 27(20): 3381-3384.
- [ 7 ] Wood E F, Lettenmaier D P, Liang X, et al. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) Phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment; 1. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, 1998, 19(1-4): 115-135.
- [ 8 ] Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P, et al. The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment; 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes. *Global and Planetary Change*, 1998, 19(1-4): 137-159.
- [ 9 ] Jin J, Gao X, Sorooshian S. Impacts of model calibration on high-latitude land-surface processes; PILPS 2(e) calibration/validation experiments. *Global and Planetary Change*, 2003, 38(1-2): 73-80.
- [10] Nijssen B, Bowling L C, Lettenmaier D P, et al. Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin; PILPS Phase 2(e); 2; Comparison of model results with observations. *Global and Planetary Change*, 2003, 38(1-2): 31-53.
- [11] 刘树华, 茅宇豪, 胡非等. 不同下垫面湍流通量计算方法的比较研究. *地球物理学报*, 2009, 52(3): 616-629.  
Liu S H, Mao Y H, Hu F, et al. A comparative study of computing methods of turbulent fluxes on different underlying surfaces. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(3): 616-629.
- [12] Garratt J R. Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments—a review. *Journal of Climate*, 1993, 6(3): 419-449.
- [13] Garratt J R, Pielke R A. On the sensitivity of mesoscale models to surface-layer parameterization constants. *Boundary-Layer Meteorology*, 1989, 48(4): 377-387.
- [14] Foken T. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 2008, 18(6): 1351-1367.
- [15] Oncley S P, Foken T, Vogt R, et al. The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, 123(1): 1-28.
- [16] 王介民, 王维真, 刘绍民等. 近地层能量平衡闭合问题——综述及个例分析. *地球科学进展*, 2009, 24(7): 705-713.  
Wang J M, Wang W Z, Liu S M, et al. The problems of surface energy balance closure—an overview and case study. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 2009, 24(7): 705-713.
- [17] Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113(1-4): 223-243.
- [18] Gao Z Q. Determination of soil heat flux in a Tibetan short-grass prairie. *Boundary-Layer Meteorology*, 2005, 114(1): 165-178.
- [19] Gao Z, Chen G T J, Hu Y B. Impact of soil vertical water movement on the energy balance of different land surfaces. *International Journal of Biometeorology*, 2007, 51(6): 565-573.
- [20] Gao Z, Fan X, Bian L. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil. *Soil Science*, 2003, 168(2): 99-107.
- [21] Yang K, Wang J M. A temperature prediction-correction method for estimating surface soil heat flux from soil temperature and moisture data. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2008, 51(5): 721-729.
- [22] Kanda M B, Inagaki A, Letzel M O, et al. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, 2004, 110(3): 381-404.
- [23] 陈家宜, 范邵华, 赵传峰等. 涡旋相关法测定湍流通量偏低的研究. *大气科学*, 2006, 30(3): 423-432.  
Chen J Y, Fan S H, Zhao C F, et al. The underestimation of the turbulent fluxes in eddy correlation techniques. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, 30(3): 423-432
- [24] 卢俐, 刘绍民, 孙敏章等. 大孔径闪烁仪研究区域地表通量的进展. *地球科学进展*, 2005, 20(9): 932-937.  
Lu L, Liu S M, Sun M Z, et al. Advances in the study of areal surface fluxes with large aperture scintillometer. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 2005, 20(9): 932-937.
- [25] Foken T, Wimmer F, Mauder M, et al. Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2006, 6(12): 4395-4402.
- [26] Thomas C, Foken T. Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 2005, 80(2-4): 91-104.
- [27] Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the loess Plateau. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2008, 25(6): 906-921.
- [28] Dyer A J. A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, 1974, 7(3): 363-372.

- [29] 肖霞. 黄土高原半干旱区荒草地湍流和湍流能量传输特征及能量平衡状况[博士论文]. 兰州: 兰州大学, 2011: 107-135.  
Xiao X. A study on characteristics of turbulence and turbulent energy transport with surface energy unclosure over native grassland in the semi-arid Loess Plateau [Ph. D. thesis](in Chinese). Lanzhou: Lanzhou University, 2011: 107-135.
- [30] Flerchinger G N, Saxton K E. The Simultaneous Heat and Water (SHAW) Model: Technical Documentation. Technical Report NWRC, 2000.
- [31] Flerchinger G N, Hardegree S P. Modelling near-surface soil temperature and moisture for germination response predictions of post-wildfire seedbeds. *Journal of Arid Environments*, 2004, 59(2): 369-385.
- [32] Flerchinger G N, Kustas W P, Wertz M A. Simulating surface energy fluxes and radiometric surface temperatures for two arid vegetation communities using the SHAW model. *Journal of Applied Meteorology*, 1998, 37(5): 449-460.
- [33] Flerchinger G N, Pierson F B. Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1991, 56(3-4): 227-246.
- [34] Gao Z Q, Chae N, Kim J, et al. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature, and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2). *J. Geophys. Res.*, 2004, 109(D6): D06102.
- [35] Liebethal C, Huwe B, Foken T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 132(3-4): 253-262.
- [36] Cava D, Contini D, Donato A, et al. Analysis of short-term closure of the surface energy balance above short vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, 148(1): 82-93.
- [37] El Maayar M, Chen J M, Price D T. On the use of field measurements of energy fluxes to evaluate land surface models. *Ecological Modelling*, 2008, 214(2-4): 293-304.
- [38] 左洪超, 胡隐樵. 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数. *高原气象*, 1992, 11(4): 371-380  
Zuo H C, Hu Y Q. The bulk transfer coefficient over desert and gobi in HEIHE region. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1992, 11(4): 371-380.
- [39] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Technical Note, 1993, (NCAR/TN-387+STR): 43-44.
- [40] Guan X D, Huang J P, Guo N, et al. Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(4): 692-700.
- [41] 辛羽飞, 卞林根, 张雪红. CoLM 模式在西北干旱区和青藏高原区的适用性研究. *高原气象*, 2006, 24(4): 567-574.  
Xin Y F, Bian L G, Zhang X H. The application of CoLM to arid region of northwest China and Qinghai. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2006, 24(4): 567-574.

(本文编辑 何 燕)