

# 积雪季节变化特征的数值模拟及其敏感性试验\*

陈海山 孙照渤

(南京气象学院气象灾害和环境变化重点开放实验室, 南京, 210044)

## 摘 要

文中利用综合陆面模式(Comprehensive Land Surface Model, CLSM)对法国 Col de Porte 1993/1994, 1994/1995 年及 BOREAS SSA-OJP 1994/1995 年积雪个例进行了模拟试验, 通过模拟结果与观测资料的对比, 检验了 CLSM 对积雪变化特征的模拟能力, 并通过敏感性试验探讨了降雪密度、积雪持水量等积雪参数化方案及植被对积雪模拟可能产生的影响。结果表明:(1) CLSM 能够准确地模拟出积雪的变化过程, 对积雪的演变特征作出了合理的描述;(2)降雪密度、积雪持水量参数化方案对积雪模拟结果均具有一定的影响:降雪密度参数化主要对积雪深度的模拟产生影响;而积雪持水量参数化方案对积雪的演变过程, 尤其是积雪的消融, 具有重要的作用;(3)有、无植被存在的条件下, 积雪-土壤系统的变化过程存在显著的差别, 植被通过改变积雪/土壤表面的能量平衡, 对积雪及土壤的变化过程产生重要影响:植被的存在有利于积雪的维持, 使得积雪融化进程推迟, 冻结土壤的增温明显偏慢。  
关键词: 积雪, 演变特征, 综合陆面模式, 模拟, 敏感性试验。

## 1 引 言

积雪代表了一类特殊而又十分重要的下垫面, 国内外已有大量的工作对积雪异常所产生的气候效应进行了较为深入的研究, 并强调了积雪在全球气候变化中的重要作用<sup>[1~6]</sup>。最近, 一些研究工作指出了欧亚冬季积雪异常对亚洲季风及东亚大气环流具有显著的影响<sup>[7~11]</sup>; 而有关青藏高原积雪异常影响东亚大气环流、中国夏季气候的观测和数值模拟研究均强调了高原积雪的重要性<sup>[12~16]</sup>。因此, 对积雪异常有关的问题进行更进一步的研究是深入认识气候异常物理成因所必须解决的关键问题之一。此外, 积雪作为地表水循环的重要组成部分, 同样对地表水循环过程具有重要的影响。因此, 有关积雪过程的研究不仅是气候研究的需要, 也是水文学所关注的问题。众所周知, 数值模式在当前的气候研究中发挥着越来越重要的作用, 要提高数值模式的模拟能力, 必须对气候系统的各个成分进行合理、准确的描述, 而改善数值模式对积雪变化过程的模拟能力自然成为一个必须加以考虑的问题。

Anderson<sup>[17]</sup>, Jordan 等<sup>[18]</sup>发展了用于水文学研

究的复杂积雪模型, 尽管这些模型对积雪本身的变化过程有了非常详细的考虑, 但由于其复杂程度过高, 很难用于气候变化及大尺度水文过程的研究, 尤其是很难用于 GCMs 中。而相比之下, 用于气候研究的绝大多数 GCMs 所采用的积雪参数化方案或模型则过于简单, 这些简单的模型对积雪的变化很难作出准确的刻画, 显然也很难满足当代气候研究的需要。20 世纪 90 年代以来, Loth 等<sup>[19]</sup>、Lynch-Stiegitz<sup>[20]</sup>, Sun 等<sup>[21~23]</sup>在以上复杂积雪模型的基础上提出了中等复杂程度的积雪模型, 完善了数值模式对积雪变化过程的描述。这些模型既考虑了积雪的内部变化过程, 又作了必要的简化, 从而能够更好地用于气候研究。

但是, 积雪本身作为陆面的一组成部分, 与土壤、植被、大气构成了一个存在强烈相互作用的整体, 要准确描述积雪的变化, 不仅仅要考虑积雪自身的变化过程, 更重要的是必须对这个整体中的每一部分及其相互作用作出合理的描述, 正是出于这样的考虑, 最近作者发展了一个详细考虑了地-气系统中的积雪、土壤水热传输、植被及湍流边界层中各种物理过程的综合陆面模式(CLSM), 其目标之一就是

\* 初稿时间: 2003 年 7 月 22 日; 修改稿时间: 2004 年 2 月 10 日。

资助课题: 国家自然科学基金重点项目 40331010 和江苏省气象灾害和环境变化重点开放实验室课题 KJS02107。

是改善陆面模式对积雪的模拟能力<sup>[24,25]</sup>。本文的目标之一就是利用 CLSM 对不同的积雪个例进行模拟试验, 检验模式对不同状况下积雪演变特征的模拟能力。另外, 近来积雪模式的发展主要体现在对积雪的内部变化过程进行描述, 这一方面改善了积雪模式的模拟性能, 但另外一方面, 也增加了模式的复杂程度和不确定性。不同的参数化方案对积雪模拟的结果具有十分重要的影响<sup>[26]</sup>, 研究模拟结果对不同参数化方案的敏感性问题, 可以为积雪参数化方案的不断改进和完善提供一定依据。为此, 本文还探讨了模式中的降雪密度、积雪持水量等积雪参数化方案及植被对积雪模拟结果的影响。

## 2 模式与资料

### 2.1 模式

文中采用的 CLSM 模式是陈海山等<sup>[24,25]</sup>最近发展的一个综合陆面模式。该模式详细考虑了地气系统中的积雪、土壤水热传输、植被及湍流边界层中的各种物理过程, 主要由多层(10)土壤、多层(2~5)积雪、1层植被和湍流边界层等4个主要部分构成。

CLSM 的能量平衡方程和质量平衡方程分别如下

$$R_{\text{net}}(T_{\text{veg}}) - S_{\text{H}}(T_{\text{veg}}) - L_{\text{H}}(T_{\text{veg}}) = 0 \quad (1)$$

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[ - (k_s + \rho_w LD_{\text{VT}}) \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_w LD_{\text{V0}} \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z} \right] + \rho_{\text{ice}} L_f \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t} \quad (2)$$

$$C_{\text{snow}} \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k_{\text{eff}} \frac{\partial T}{\partial z} - R_s(z) \right] + \rho_{\text{ice}} L_f \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial M_{\text{can}}}{\partial t} = q_{\text{intr}} - q_{\text{ceva}} = (1-f)q_{\text{prc}} - q_{\text{drip}} - q_{\text{ceva}} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \left( K \frac{\partial \Psi}{\partial \theta_{\text{liq}}} + D_{\text{V0}} \right) \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{\text{VT}} \frac{\partial T}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial z} - Q_{\text{cedr}} - \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_w} \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t} \quad (5)$$

$$\frac{\partial (\rho_{\text{snow}} \Delta z)}{\partial t} = Q_{\text{in}} - Q_{\text{out}} - R_{\text{snow}} + f_{\text{ice}} \cdot q_{\text{gmd}} \quad (6)$$

其中,  $R_{\text{net}}$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) 为植被吸收的净辐射,  $S_{\text{H}}$ ,  $L_{\text{H}}$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) 分别为感热、潜热,  $T_{\text{veg}}$  (K) 为叶面温度;  $C_s$

( $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ ),  $k_s$  ( $\text{W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ ),  $L$  ( $\text{J}/\text{kg}$ ) 分别为土壤热容量、热传导率和水的蒸发潜热,  $\rho_w$ ,  $\rho_{\text{ice}}$  ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ) 分别为液态水和冰的密度,  $\theta_{\text{liq}}$ ,  $\theta_{\text{ice}}$  ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) 分别为土壤体积含水量、含冰量,  $L_f$  ( $\text{J}/\text{kg}$ ) 为冰的溶解潜热,  $D_{\text{VT}}$ ,  $D_{\text{V0}}$  分别为土壤水汽在温度梯度、土壤水梯度下的扩散率;  $C_{\text{snow}}$  ( $\text{J}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})$ ) 和  $k_{\text{eff}}$  分别表示积雪的热容量和有效热传导率,  $R_s(z)$  则是积雪深度  $z$  处的太阳短波辐射;  $M_{\text{can}}$  (m) 表司冠层水分存储量,  $q_{\text{intr}}$  ( $\text{m}/\text{s}$ ) 为冠层截留的降水,  $q_{\text{ceva}}$  ( $\text{m}/\text{s}$ ) 表示植被湿叶面蒸发,  $q_{\text{prc}}$  ( $\text{m}/\text{s}$ ) 则为降水率,  $q_{\text{drip}}$  ( $\text{m}/\text{s}$ ) 表示叶面过剩滴落水,  $f$  为降水直接穿透冠层的部分,  $\Delta z$  (m) 表示积雪层厚度,  $f_{\text{ice}}$  则是降水中固态水的质量比,  $Q_{\text{in}}$ ,  $Q_{\text{out}}$  ( $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ) 分别为流入、流出积雪层的液体水通量,  $R_{\text{snow}}$  ( $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ) 表示积雪层的侧流量。

模式详细考虑了土壤热传导、水汽扩散、土壤水的相变过程对土壤能量平衡的影响, 而土壤水的计算同时考虑了液体水传输、水汽扩散的作用。模式中积雪的能量平衡采用热传输方程来描述, 其中包含了积雪内部的热传导、水汽扩散、辐射传输、相变过程等; 而质量平衡主要考虑了积雪内部液体水的传输, 并详细考虑了积雪的压实过程、密度的变化等内部变化过程。同时, 模式中包含了详细的植被、湍流边界层参数化方案。

### 2.2 资料

采用的观测资料来源于法国阿尔卑斯山的 Col de Porte 积雪观测站, 该资料集包含了反映积雪变化的积雪深度、积雪水当量、积雪密度、表面温度等基本物理量以及每 1 h 的气象观测资料, 为积雪模式的检验和积雪变化过程的研究提供了很好的依据, 并被广泛应用于积雪的模拟研究<sup>[27,28]</sup>。模拟试验选择了 1993/1994, 1994/1995 年积雪个例作为研究对象。

此外, 还使用了 1993~1996 年在加拿大北部开展的国际研究计划——北温带大气生态系统研究 (BOREAS) 计划所收集的部分资料。该研究计划对温度森林的生物、气象、遥感开展了全面的观测研究, 为陆面生态系统-大气的相互作用提供了多方面的实际观测资料<sup>[29]</sup>。其中, 也包含了对积雪有关过程的观测, 所获得的与积雪有关的观测资料在积雪模拟、积雪-植被相互作用的研究中得到了广泛的应用<sup>[30~33]</sup>。试验中采用了 BOREAS 研究计划南部

研究区域(SSA)的 old Jack pine 观测点(OJP)的资料。该观测点位于加拿大温带森林的南部(53.92°N, 104.69°W), 观测区域为大面积的 Jack 松所覆盖, 植被覆盖密度为 76%, 森林冠层的平均高度为 16.8 m, 土壤类型为沙土。试验采用的资料主要包括时间间隔为 15 min 的常规气象、辐射、土壤温度及积雪深度的观测资料。

利用 CLSM 分别对 3 个积雪个例进行了模拟,

通过模式模拟的积雪深度、水当量、表面温度等反映积雪变化的特征量与实测资料的比较, 检验模式对积雪季节变化过程的描述能力。模拟试验所用的模式参数, 由表 1 给出, 其中, 模式积雪初值、表面温度、土壤温度、土壤含水量等均根据观测资料给定。此外, 还设计了多组模拟试验, 分析积雪变化过程模拟结果对模式参数的敏感性。

表 1 积雪模拟试验模式初值和有关参数

Table 1 Model initial value and parameter used in the experiments

个例	模式初值		土壤水初值	模式参数		
	积雪量初值(mm)	土壤温度初值(K)		土壤类型	土壤颜色	陆面状况
France 1988/1989	69.0	265.15	0.3	Loam	4	草地
France 1993/1994	0.0	264.0	0.3	Sand 43%	4	草地
France 1994/1995	0.0	270.0	0.3	Clay 18%	4	草地
BOREAS 1994/1995	0.0	280.0	0.4	Sand 70% Clay 10%	4	常绿针叶林

### 3 积雪季节变化过程的模拟

#### 3.1 法国 Col de Porte 1993/1994 年积雪个例

首先对 1993/1994 年积雪过程的模拟结果进行讨论。图 1 给出了模拟与观测结果的对比。由图 1a 可以发现模拟的积雪深度与实际情况比较接近。在积雪比较深的一段时间, 模式模拟结果与自动观测得到的雪深有一些差别, 但与雪坑观测值却吻合得很好。模式模拟的积雪变化, 除了积雪完全融化的时间比实际情况稍微偏后外, 也取得了较好的结果。另外, 将模式模拟的雪水当量与每两周一次的雪坑观测进行了对比(图 1b), 应该说模式模拟的积雪水当量是比较准确的, 这和模式给出的雪深模拟结果是完全一致的。积雪密度的变化是积雪内部过程的一个重要反映, 为了说明模式对积雪内部过程变化描述的合理性, 图 1c 给出了利用观测的雪水当量和积雪深度计算得到积雪的总体密度和模拟得到的积雪密度。模式模拟的积雪密度无论从量值上, 还是从变化的特征上看, 均与实际情况较吻合, 模式对积雪密度的模拟给出了比较准确的结果。对积雪密度模拟不足的是在第 1 个积雪融化过程的后期, 模拟值比观测值有所偏大。表面温度是地表能量平衡的一个综合指标, 准确模拟表面温度对于积雪变化过程的模拟是关键。由于没有实际观测的地表辐射及其他的表面通量资料, 这里给出了模拟的地表温度与实际情况的对比(图 1d), 试图来检验模式

对表面温度计算和对表面能量平衡模拟的可靠性。从图上看, 模拟的温度变化与观测值是一致的, 但模拟值比观测值有所偏高, 总体效果是不错的, 这在一定程度上反映出模式对积雪表面能量平衡的模拟是合理的, 当然这也是模式对积雪变化过程能够得到较好结果的一个重要原因。

#### 3.2 法国 Col de Porte 1994/1995 年积雪个例

图 2a 给出了模拟的雪深与实测的对比, 模式模拟的雪深从变化的特征来看基本上反映了积雪变化的情况, 模拟的积雪融化略微偏迟。从图中可以看出, 尽管积雪最初开始累积的几天模式模拟的结果与观测相当一致, 但是在积雪维持的阶段, 模拟的积雪深度明显比观测值要偏大。进一步对模拟的积雪水当量的分析发现, 模式模拟的积雪水当量与观测是非常一致的, 模式模拟的结果是合理的(见图 2b)。但是什么原因造成了模式对雪深的模拟出现了如此大的偏差。积雪深度与积雪水当量之间的联系是积雪的总体密度, 显然引起上述结果的主要原因是模式中积雪密度的描述与实际情况存在偏差。这在模式模拟的积雪密度与实际积雪密度的比较中得到了证实。由图 2c 不难发现, 模式模拟的积雪总体密度在模拟的大部分时间里均比实际情况有所偏低, 在模拟期间积雪的平均密度约为  $300 \text{ kg/m}^3$ , 积雪密度比实际情况的偏差较大的时候甚至可达  $100 \text{ kg/m}^3$ 。另外, 也注意到了模拟的积雪密度出现偏差的时间基本上和积雪深度存在较大误差的时间是

一致的, 积雪密度在模拟期的前、后两段时期内相对比较准确, 对应积雪深度的模拟也取得了比较好的结果。从以上分析看, 模式对积雪量的模拟效果是

可以的, 但由于密度的计算不准确, 造成了积雪深度模拟的偏差。

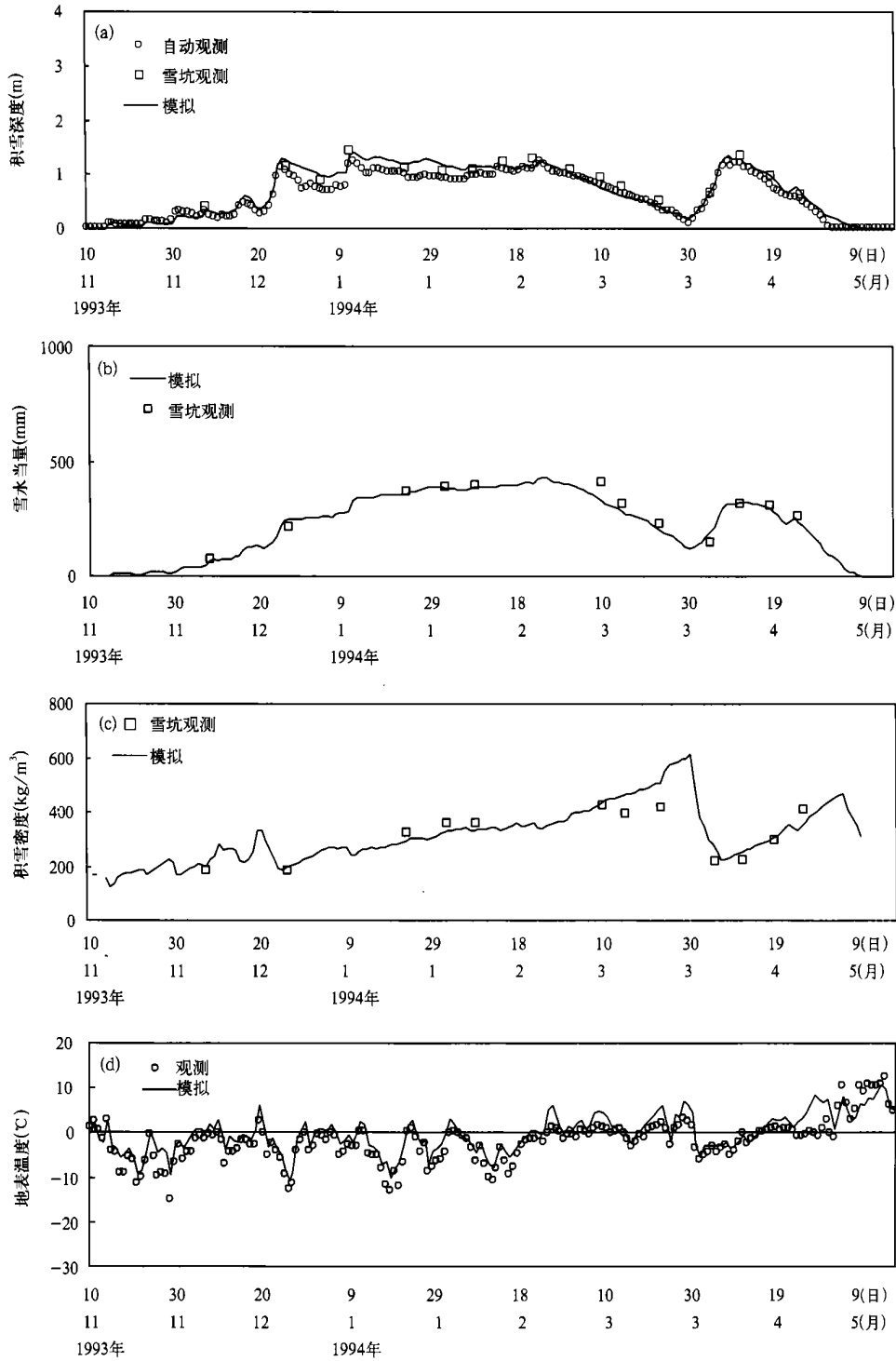


图 1 法国 Col de Porte 1993/ 1994 年 CLSM 的模拟与观测资料的对比

(a. 积雪深度, b. 积雪水当量, c. 积雪总体密度, d. 表面温度)

Fig. 1 Simulated results and the observational of France Col de Porte 1993/ 1994 snow case

(a. snow depth, b. SWE, c. snow bulk density, d. surface temperature)

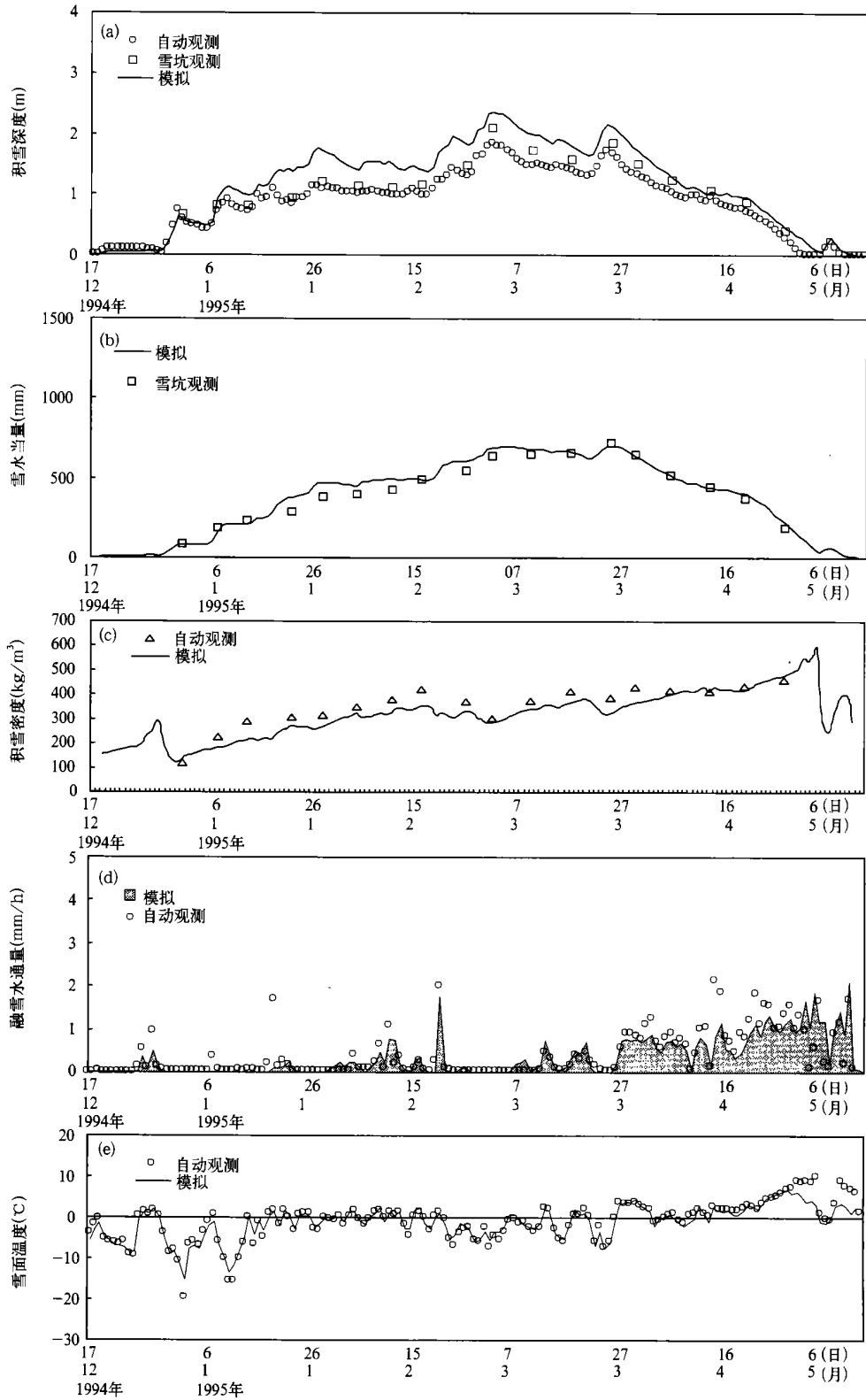


图 2 法国 Col de Porte 1994/1995 年积雪过程模拟结果与观测资料的对比

(a. 积雪深度, b. 雪水当量, c. 积雪总体密度, d. 融雪液体水流量, e. 积雪表面温度)

Fig. 2 Simulated results and the observational of France Col de Porte 1994/ 1995 snow case

(a. snow depth (m), b. SWE (mm), c. snow bulk density ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ),

d. liquid water flux ( $\text{mm}/\text{hr}$ ), e. surface temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ))

图 2d, e 分别给出了模式模拟的融雪水流通量和表面温度的模拟结果。从图上看, 积雪融化产生的液体水流通量的模拟与观测资料较一致, 积雪的融化最主要出现在模拟的后一段时期, 这与实际的液体水流通量是很接近的, 和积雪量的减少也存在比较好的对应关系, 模拟结果是合理的。另外, 可以看到表面温度的模拟结果也取得了比较好的效果。

### 3.3 BOREAS SSA-OJP 1994/1995 年积雪个案

对法国积雪个案的模拟试验中, 下垫面为草地, 由于所考虑的又是冬季的情况, 实际上此时的陆面状况和裸土没有很大的差别。然而, 当有植被存在时, 考虑植被对积雪变化过程的影响在很大程度上增加了积雪模拟的难度。植被的存在, 一方面通过改变积雪表面的能量平衡, 同时能够改变积雪表面与大气之间的各种交换过程。植被的存在对积雪的变化过程产生了影响, 使得积雪-大气之间的相互作用变得更加复杂。采用 BOREAS SSA-OJP 观测点 1994 年 10 月 1 日~1995 年 6 月 1 日的实测资料作为模式的输入场, 对温带植被覆盖条件下的积雪变化过程进行模拟试验, 目的是为了检验模式对温带森林的积雪变化过程和积雪-植被相互作用的模拟能力。

图 3a 给出了模拟和实测观测的积雪深度。可以看出, 模拟的积雪深度与观测资料的结果是比较一致的, 模拟的积雪积累和融化过程也是比较合理的。当然, 模拟结果与实际情况也存在小的偏差, 模拟的积雪深度比实际情况略小, 模拟积雪完全融化的时间比实际情况偏慢大致 2~3 d。总的说来, 模式对积雪过程的模拟是成功的, 这说明模式对植被覆盖下的积雪变化过程也有一定的模拟能力。图 3b~d 给出了土壤温度的模拟结果。从整体上来看, 模式对不同层次土壤温度的模拟基本上与实际情况是一致的, 模拟的温度变化趋势也反映出了实际温度变化的主要特点。但模式对不同深度土壤温度的模拟效果并不相同。模式模拟的 10 cm 的土壤温度, 除了在积雪开始积累的阶段比观测值有所偏低外, 与实际情况是比较接近的(见图 3b)。而 20 cm 土壤温度的模拟得到了与实际情况完全吻合的结果(见图 3c); 相比之下, 深层土壤(50 cm)的模拟结果不太理想, 在模拟的前半段时期, 模拟结果比观测值明显偏低(见图 3d)。深层土壤温度的这种偏

差从模式模拟一开始就出现了。在模式的初始化过程中, 本文并没有严格地给出土壤温度的垂直分布, 而是将土壤温度均采用了相同的初值, 这可能是引起这种结果的一个原因。另外, 从模拟的结果来看, 温度的垂直分布表现出了一个比较明显的特点, 冬季土壤垂直分布表现为上冷下暖, 而积雪融化后的情况则基本上相反, 这种结果与观测值所给出的实际情况是相符的。土壤温度的模拟结果表明模式对其模拟基本上是合理的, 至于深层温度的模拟存在的问题, 可能与没有考虑温度的垂直分布和土壤性质的垂直分布等有关。

对能量通量的准确模拟是合理描述其他要素的根本保证, 合理模拟各种能量通量是很关键的, 下面对能量通量的模拟结果进行详细的讨论。

从图 4 可以看出, 净辐射的模拟给出了与观测值完全吻合的结果。模拟结果显示, 在冬季积雪的积累期间, 净辐射基本上为负值, 为净的能量损失; 积雪开始融化及融化之后, 净辐射开始明显增加, 这与实况非常一致, 这是积雪模拟取得较好效果的最根本的原因。

综合 SSA-OJP 1994/1995 年的模拟结果, 可以看出模式成功地模拟了植被覆盖条件下积雪的变化过程, 对土壤温度、辐射通量的模拟也取得了较好的结果, 模式总体上准确地描述了积雪-土壤-植被系统变化的基本特征。

## 4 积雪模拟对模式参数的敏感性试验

以上利用 CLSM 对几个积雪个案进行了成功的模拟, 应该说模式对积雪演变过程的基本特征均具有较强的刻画能力, 这也说明模式中的积雪参数化方案是合理的。但是, 值得注意的是, 积雪参数化方案中包含了大量用来描述与积雪变化有关的不同物理过程的一些经验参数, 因此, 不同参数化方案不可避免地会对模拟结果产生一定的影响, 分析模拟结果对不同参数化方案的敏感性问题是有必要的。以下分别设计了 3 组试验, 讨论降雪密度、积雪持水量等积雪参数化方案及植被对积雪模拟结果的影响。

### 4.1 积雪变化对降雪密度参数化的敏感性分析

前面指出, 1994/1995 年积雪个案的模拟中, 尽管模式基本上模拟出了积雪的变化过程, 但模式模拟的积雪深度与实际观测存在较大的偏差。由于模

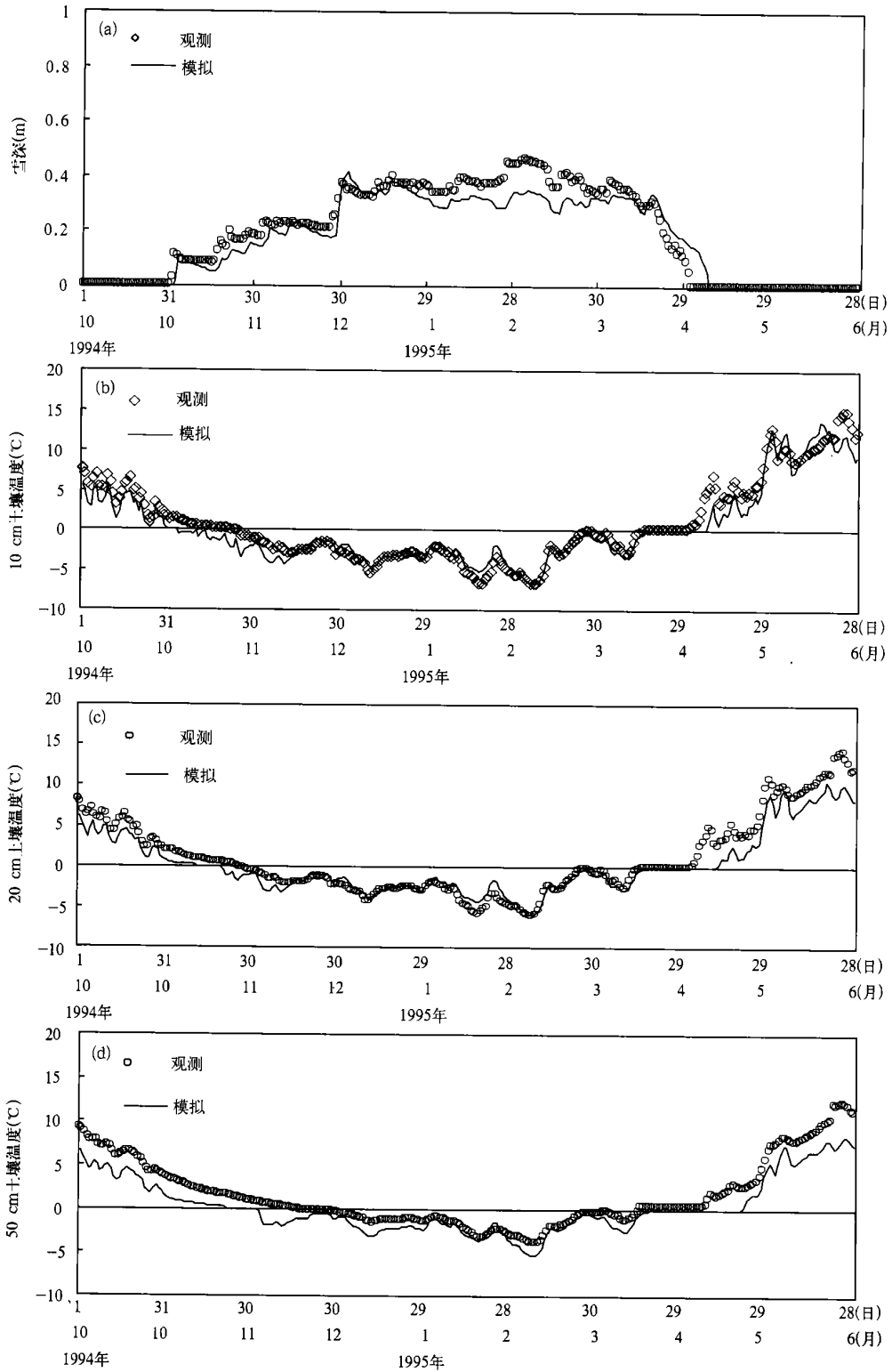


图3 BOREAS SSA-OJP 1994/1995 年模拟和观测的积雪深度(a), 不同深度的土壤温度(°C) 10 cm(b), 20 cm(c), 50 cm(d)

Fig.3 Simulated results and the observational of BOREAS SSA-OJP 1994/1995 snow case (a. snow depth (m), b. 10 cm, c. 20 cm, d. 50 cm soil temperature (°C))

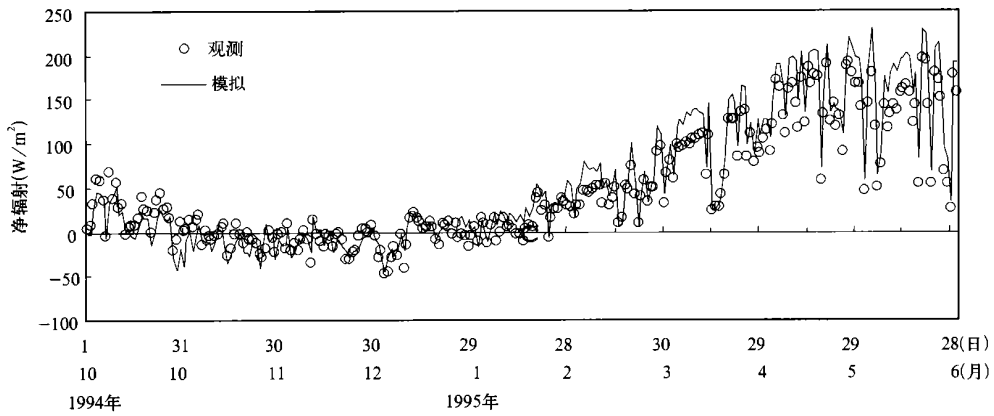


图4 模拟和观测净辐射的对比

Fig. 4 Modeled and observational net radiation at the snow/soil surface

式模拟的积雪水当量是准确的,初步的分析认为造成这种结果的原因可能在于模式对积雪密度的计算方面存在问题。然而,模拟结果的这种偏差并没有出现在整个模拟过程中,分析发现模拟的积雪深度与观测值之间较大的偏差基本上出现在积雪的增加阶段,尤其是在降雪过程发生的一段时间里,那么是不是模式对降雪(新雪)密度的计算结果与实际情况存在差异而产生了上述结果呢?为了对模拟结果的这种不合理性进行解释,探讨模式模拟结果对降雪密度参数化方案的敏感性,对模式中有关降雪密度的参数化方案进行了比较。

#### 4.1.1 试验方案

设计了3组简单的模拟试验,均采用1994/1995年个例模拟试验的大气强迫场和初始条件,而分别采用了不同的降雪密度方案:

方案1(scheme0)模式原始方案:

$$\rho_{\text{snow}}(1) = \begin{cases} 0.0 & T_{\text{air}} > 2.5 \text{ }^{\circ}\text{C} \\ 189.0 & 2.0 < T_{\text{air}} \leq 2.5 \text{ }^{\circ}\text{C} \\ 50.0 + 1.7 \cdot (T_{\text{air}} + 273.15 - 258.16)^{2/3} & -15.0 < T_{\text{air}} \leq 2.0 \text{ }^{\circ}\text{C} \\ 50.0 & T_{\text{air}} \leq -15 \text{ }^{\circ}\text{C} \end{cases}$$

方案2(scheme+50)(增加降雪的密度):

$$\rho_{\text{snow}}(2) = \rho_{\text{snow}}(1) + 50, T_{\text{air}} \leq 2.5 \text{ }^{\circ}\text{C};$$

方案3(scheme-50)(减小降雪的密度):

$$\rho_{\text{snow}}(3) = \max[50, \rho_{\text{snow}}(1) - 50].$$

#### 4.1.2 模拟结果分析

对3种情况下的模拟结果进行对比分析。这里着重来讨论不同方案下模式模拟的积雪特征变化,主要分析直接反映积雪变化的几个特征量:积雪深

度、积雪水当量、积雪总体密度的模拟情况。

如图5a所示,3种方案下模拟的积雪深度表现出很大的差异,以scheme0为参考,scheme-50对应的积雪深度明显偏大,而scheme+50的情况则正好相反。以上积雪深度的显著差别基本上维持于整个积雪变化过程。另外,积雪深度的差异在每一次积雪增加后均表现得更加突出,这种差异随着时间的增加而逐渐减弱,这应该是比较容易接受的。再来看积雪水当量的模拟情况,模式对积雪水当量的模拟基本上没有影响,事实上也应该如此,降雪密度发生变化当然不会引起积雪量的变化(5b)。图5c给出了模式模拟的积雪总体密度的比较,积雪密度的特点基本上出现了与积雪深度变化相反的情形,scheme-50情况下积雪整体密度整体比scheme0的情况偏小,而scheme+50情况下密度普遍偏大,积雪深度之所以会产生上述变化也就不难理解了。最终的结果必然造成模式模拟的积雪深度产生很大的变化。对于前面讨论的1994/1995年积雪个例的模拟而言,这可能是造成模式模拟结果产生偏差的一个主要原因。通过以上简单的对比试验表明,积雪模型中新雪密度的参数化方案完全能够引起模式模拟结果的显著变化,模式对新雪密度计算的不准确,最终会通过改变积雪的总体密度,从而对模拟的积雪深度产生影响。

#### 4.2 融雪液体水处理对积雪变化模拟结果的影响

对于积雪的模拟,积雪中液体水含量的多少直接影响积雪的内部构成和热力性质。在现有的积雪模式中,液体水的计算问题一直没有得到很好的解决,要准确计算积雪的导水率是非常困难的,而这对融雪水流通量的计算又是很关键的。积雪中液体水



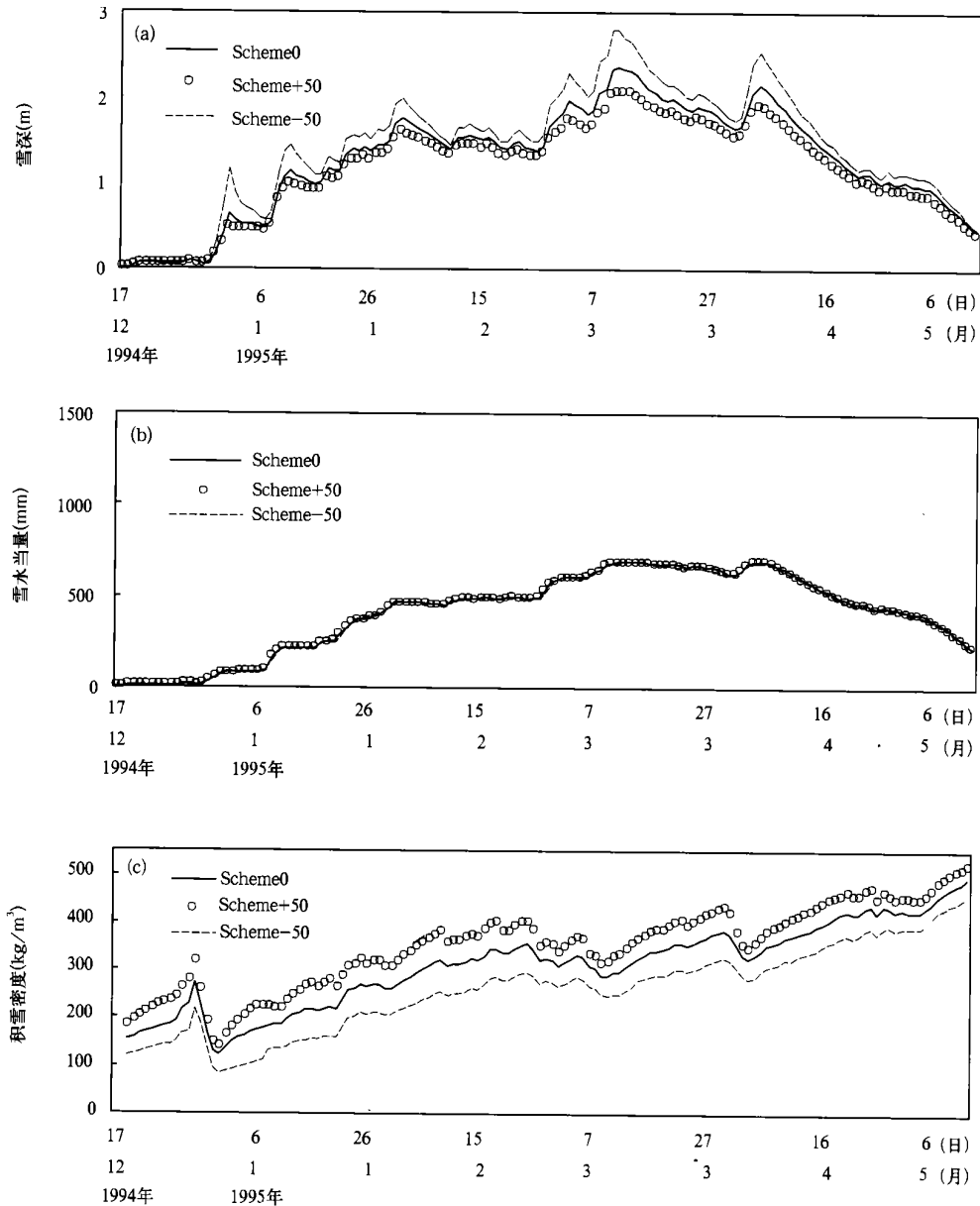


图 5 不同降雪密度方案下积雪变化的模拟结果

(a. 积雪深度, b. 雪水当量, c. 积雪总体密度)

Fig. 5 Simulated (a) snow depth, (b) snow water equivalent, (c) snow bulk density given by three experiments with different schemes of snowfall density

的含量主要来源于积雪融化, 液体水的运动也主要出现在积雪融化过程中, 液体水的处理必然会对积雪的融化过程产生一定的影响。CLSM 采用了简单直接的概念模型来刻画积雪中液体水的传输, 其中积雪的持水量  $C^h$  (liquid water holding capacity) 是一个关键的物理量。一般情况下其值大致为 0.03 ~ 0.10。不同的积雪的持水量  $C^h$  基本上反映了对积雪液态水的不同处理情况。液体水的处理对积雪的融化究竟能够产生多大的影响? 为此, 文中进行

了模拟分析。

#### 4. 2. 1 试验方案

设计了 3 组试验, 在模拟过程在将  $C^h$  简单地设置为不同的固定值, 并通过对模拟结果的对比分析来探讨积雪持水力对积雪变化过程, 尤其是对积雪融化过程的影响。3 组试验的具体方案如下: (1)  $C^h = 0$  不含液体水的极端情形; (2)  $C^h = 0.03$ ; (3)  $C^h = 0.06$ 。

#### 4. 2. 2 模拟结果分析

图 6 给出了 3 种情况下积雪变化的模拟结果。从图中不难发现, 3 种情况下积雪深度和积雪水当量均存在非常明显的差异。而且差异最明显的时期主要位于积雪的融化阶段, 由于积雪累积阶段, 积雪中液体水含量较低, 结果当然不会出现很大的差别, 然而随着积雪融化的开始, 积雪中的液体水含量开始增加, 该参数对积雪模拟结果的影响也就变得非常明显。从这种结果来看, 积雪的持水力的变化也

主要是对积雪的融化产生比较大的影响。融雪液体水的处理直接影响模拟的积雪融化过程, 阻碍了模式对积雪变化过程的准确描述。积雪的持水量偏大, 结果造成积雪的密度偏大, 热含量偏高, 积雪内温度的变化缓慢, 积雪融化过程偏慢; 相反, 加速了积雪的融化过程。这可能是影响模式模拟积雪融化的一个关键过程, 如何改善对该物理量的刻画, 对于正确模拟积雪的融化过程是很重要的。

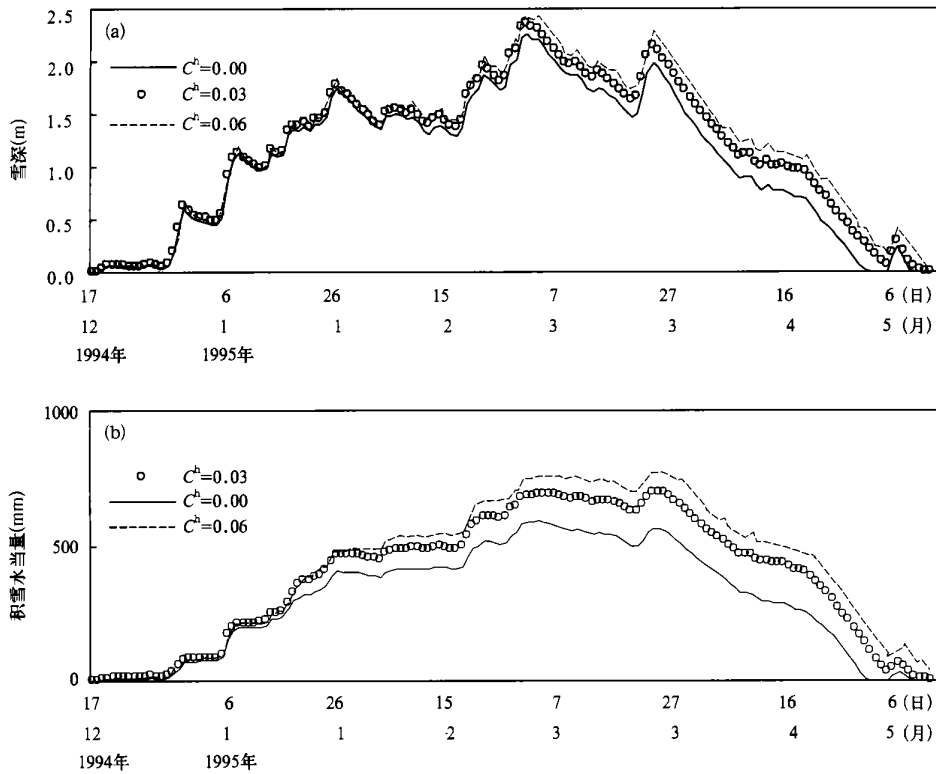


图 6 不同积雪液体水处理方案下 CLSM 的模拟结果  
(a. 积雪深度, b. 雪水当量)

Fig. 6 Simulated (a) snow depth, (b) snow water equivalent given by three experiments with different liquid water holding capacity

#### 4.3 植被影响积雪变化过程的敏感性试验

为了研究植被对积雪变化过程和积雪模拟的影响, 在前面模拟的基础上, 考虑在模拟试验中将植被类型由实际情况改为裸土, 进行模拟试验。并通过对有植被情况下模式模拟结果之间存在的差异, 来分析植被在积雪变化中的作用及有关的物理过程。需要说明的是, 模拟试验中之所以选择裸土这样的极端情形, 目的是为了便于更清楚地认识裸土和植被情形下模拟结果的差异, 从而揭示植被对积雪模拟的影响。

图 7a 是两种情况下的积雪深度模拟结果。从图上看, 两种情况下模拟的积雪深度具有比较明显的差异。进一步分析两种情况下积雪变化的更为细致的特征可以发现, 积雪深度在模拟开始的一段时间二者并没有表现出明显的差异, 而积雪深度明显的差异主要出现在积雪过程的后半段时期内, 尤其是积雪发生融化的一段时间。图中标记出了两种情况下积雪完全融化的时间, 可以看到, 无植被情况下, 积雪完全融化大致出现在 4 月 21 日, 而有植被的情况下, 积雪完全消融的日期为 5 月 8 日。积雪

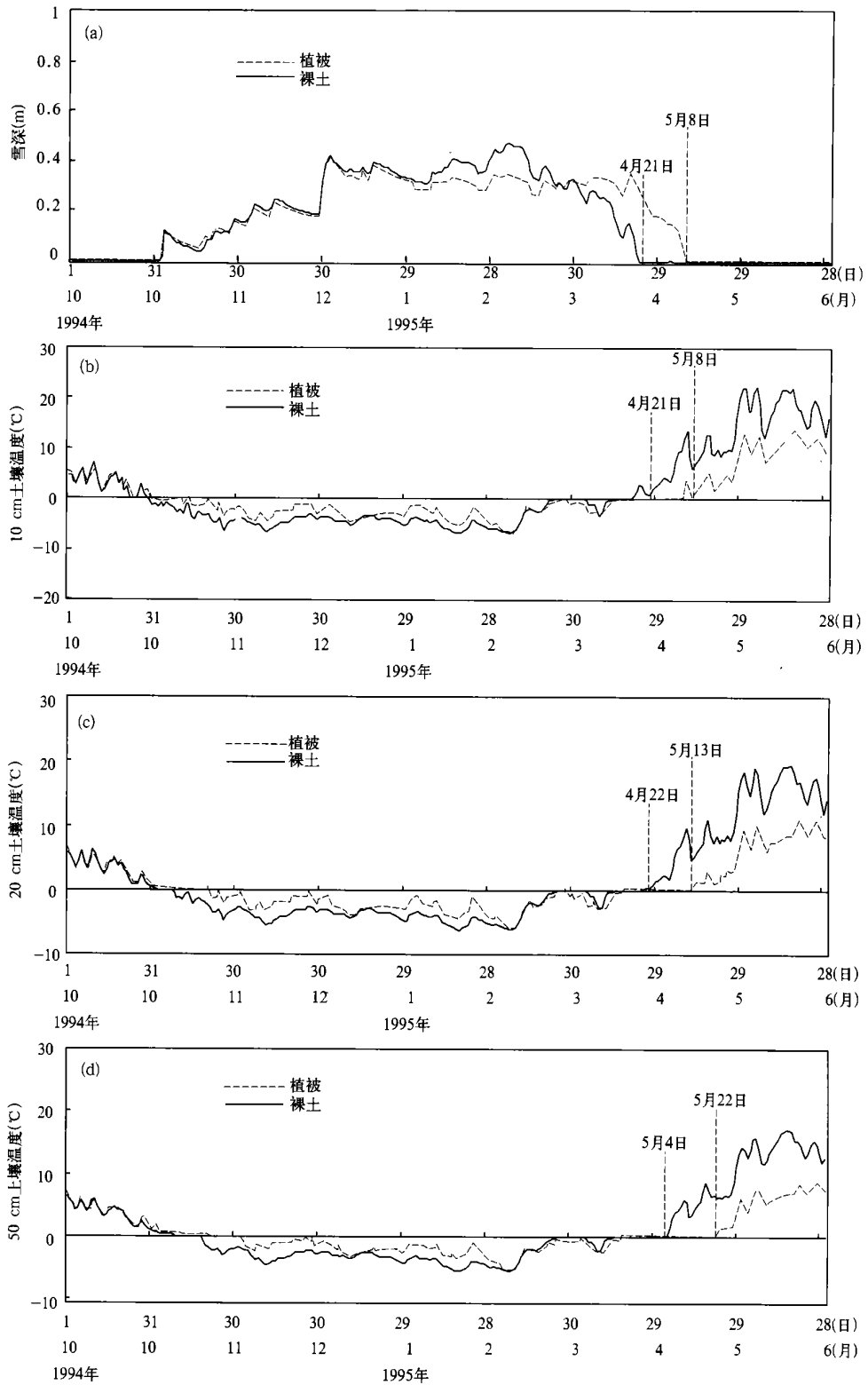


图 7 裸土和植被情形下模式模拟的积雪深度与不同深度的土壤温度

(a. 雪深, b. 10 cm 土壤温度, c. 20 cm 土壤温度, d. 50 cm 土壤温度;

\* 图中标注表示积雪完全融化或温度高于冻结点的日期)

Fig. 7 Comparisons of the model results between bare soil and vegetation experiments

(a. snow depth (m) with the time corresponding to the complete melting of snow is marked, b. 10 cm, c. 20 cm, d. 50 cm soil temperature (°C), the marked shows the time the temperature become above the freezing point)

变化过程中裸土情况积雪融化过程明显快于有植被存在的情况,积雪完全融化的时间要比有植被的情形提前约 17 d, 这种差异是非常显著的。而有植被存在的情形,最大的特点在于积雪融化的进程被明显推迟了。积雪深度的模拟结果所表现出的上述差异,从另外一个角度也说明植被的存在可以在很大程度上改变积雪的演变过程,植被对积雪的变化过程具有十分重要的影响。产生积雪深度模拟结果的上述差异的原因可以认为是植被的存在所产生的,但植被究竟如何影响积雪的演变过程,这将在稍后的讨论中给出。图 7b~d 为土壤温度的模拟结果。可以看出两种情况下不同层次的土壤温度均存在显著的差异,不同层土壤温度的差异表现出大体一致的变化形势。无植被的情况下,土壤温度的变化较大,积雪开始累积前后,土壤温度均比有植被存在时下降得快,温度也较低;而积雪融化阶段土壤温度的差异相对较小;积雪融化后,二者的差异最为明显,无植被的情况下,土壤迅速增暖,不同深度土壤的增暖均比有植被的情况要超前,这可以通过比较图中所标的土壤温度大于  $0^{\circ}\text{C}$  的时间看出。植被的存在不仅推迟了积雪的融化过程,也推迟了冻结土壤解冻的进程。造成这种差异的根本原因可以在后面能量平衡的分析中得到解释,当然土壤温度的这种差异很大程度上与两种情况下积雪状况的不同是密切联系的。

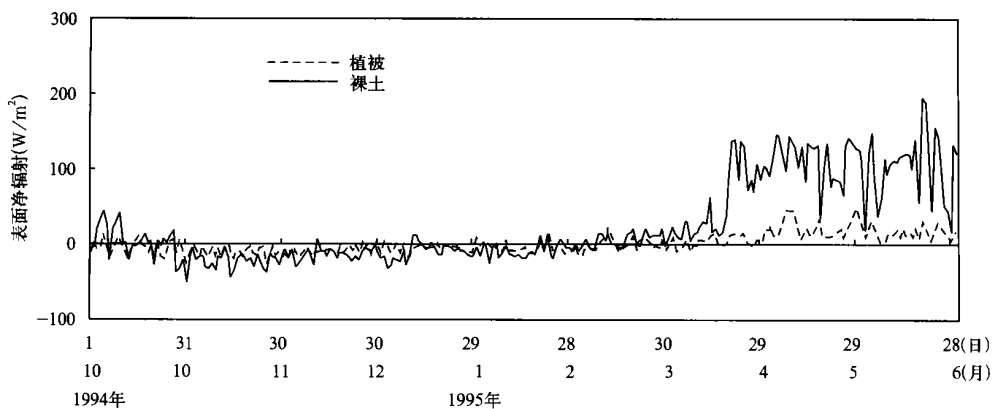


图 8 裸土和植被情形下模拟的积雪/土壤表面净辐射

Fig. 8 Comparisons of the simulated surface net radiation between bare soil and vegetation experiments

图 9a 为净短波辐射的模拟结果。可以看到,在模拟期内无植被情况下的净短波辐射远大于有植被存在的情况。在积雪开始融化后,净短波辐射开始

前面的分析表明,有、无植被的情况下,积雪、土壤的变化过程存在显著差异,显然,积雪土壤系统变化主要的驱动力是系统表面的净能量通量,两种情况下积雪-土壤系统所接受能量的差别是造成上述结果的原因。下面给出模式对两种情况下积雪/土壤表面能量平衡的模拟结果,通过对各能量分量的分析,来寻找造成上述模拟结果的差异,并分析植被在上述过程中所起的作用。需要说明的是,以下所给出的所有能量通量均对积雪/土壤表面而言,有别于前面个例模拟中所给出的地面总通量。

图 8 为积雪/土壤表面净辐射的模拟结果。可以看出,积雪融化之前,裸土情况的表面净辐射比有植被的情况要小;而积雪开始融化后,两种情况下,表面的净辐射均由负转正,即表面能量由净损失转化为净获得,并逐渐开始增加。裸土情况下净辐射的增加要比有植被的情况下明显超前,这和积雪的融化过程是相吻合的。值得注意的是,尽管这种差别在量值上并不是非常大,但实质上这就是造成裸土情况积雪融化快的主要原因,这将在后面有关通量的分析中得到进一步的证实。当积雪完全融化之后,裸土情况下净辐射远远大于有植被的情况,这是比较容易理解的,由于没有植被,太阳辐射可以直接到达地表,而植被对太阳辐射的遮挡使得到达地表的辐射明显减少,这很好地解释了前面温度模拟的结果在两种情况下的差异。

明显增大,短波辐射的这种变化与积雪的融化进程是完全相一致的。积雪完全融化后,由于地表反照率减小,短波辐射的变化幅度更加明显;而植被存在

的情况, 尽管短波辐射的变化也表现出了相似的趋势, 但要比没有植被的情况小近两个量级。而两种情况下, 净长波辐射的情况则完全不同。在整个模拟试验期间, 无植被的情况下净长波辐射均为负值(地表向大气有净的长波辐射), 对地面始终起冷却的作用。而有植被的情况下, 上述情况仅出现在积雪存在的时候, 没有积雪则出现相反的情况。这主

要由于地面温度相对比较低而造成的, 植被是引起这种结果的根本原因(图 9b)。可见, 净短波辐射是引起地面净辐射上述差异的主要原因, 而长波辐射的作用则部分削弱了两种情况下净辐射之间存在的差异, 而造成短波辐射出现差异的主要原因是植被对地表辐射的控制作用。

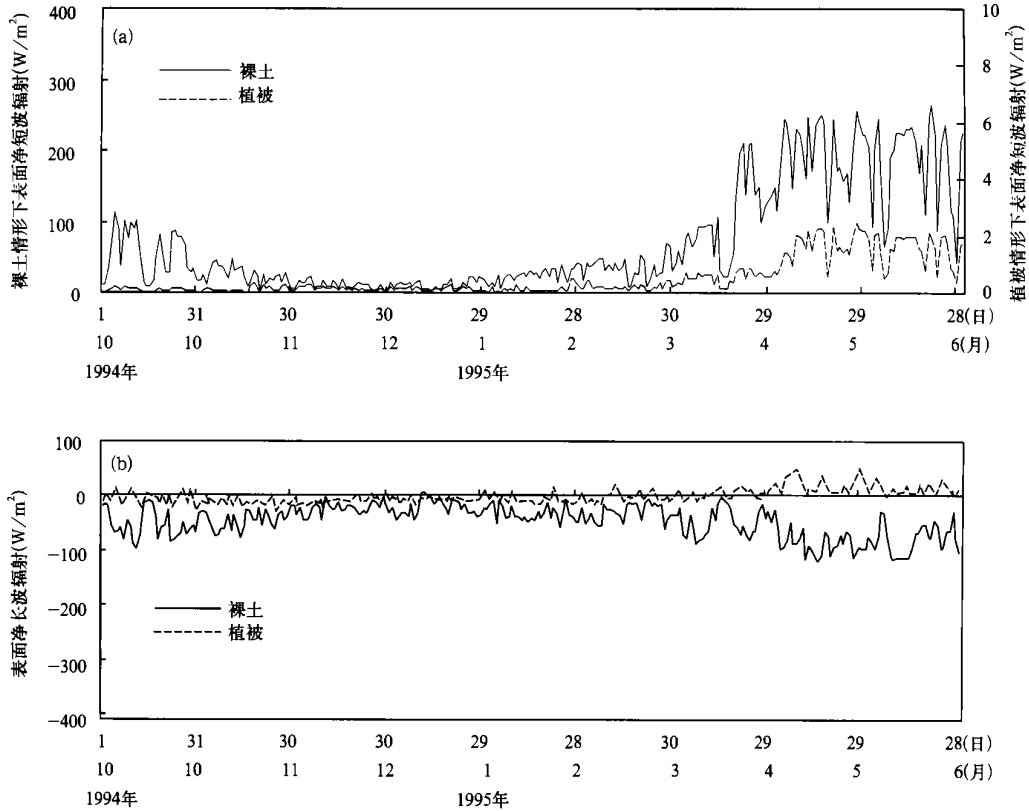


图 9 裸土和植被情形下辐射通量模拟的结果

(a. 净短波辐射, b. 净长波辐射)

Fig. 9 Comparisons of the simulated radiation fluxes at the snow/soil surface between bare soil and vegetation experiments

(a. net short-wave radiation, b. net long-wave radiation)

感热、潜热和土壤热通量等能量分量的模拟结果由图 10 给出。由图 10a 可以看出, 无植被的情况下, 感热的交换要明显得多, 引起这种结果的原因可能是多方面的。例如: 无植被情况下地表-大气的要素差明显要大于有植被的情况, 这也主要是由于植被的影响所产生的。当然, 感热通量在积雪存在的过程中的差异并不是很大, 这在一定程度上说明, 在模拟的积雪过程中, 感热通量所起的作用是有限的。积雪融化之后, 感热通量的差异比较明显, 裸土有向上的感热输送, 而植被的情形相反。表面潜热的情

况由图 10b 给出, 积雪覆盖期间两种情况下的潜热通量均很小。从模拟结果看, 两种情况下, 潜热对积雪的能量平衡的影响都很小。无积雪覆盖时, 无植被的潜热明显比有植被的情况大, 这种结果应该说是合理的。植被的存在限制了土壤与大气之间的水汽交换过程。当然此时水汽交换很大程度上是由植被来进行的。积雪/土壤表面热通量的差异并不是很明显, 主要的差别仅仅出现在积雪完全融化后的几天时间内, 这主要是与积雪的融化过程及土壤的水热状态有关(图 10c)。

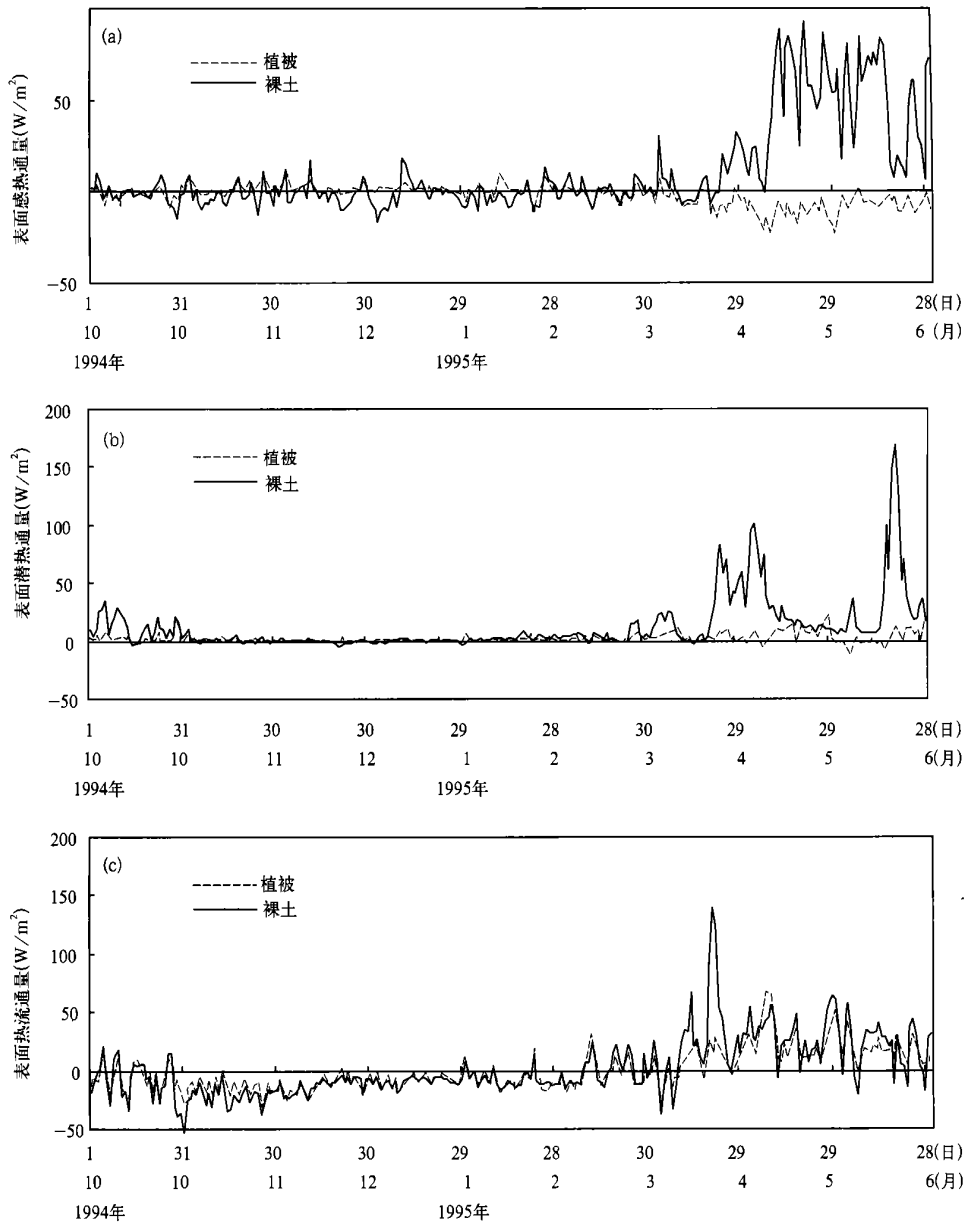


图 10 裸土和植被情形下模拟的感热(a)、潜热(b)和表面热流量(c)

Fig. 10 Comparisons of the simulated (a) sensible heat flux, (b) latent heat flux, (c) soil heat flux between bare soil and vegetation experiments

通过对裸土和植被情况的模拟结果的对比表明, 两种情况下积雪的变化过程具有明显的差异: 裸土情况积雪融化快, 土壤升温迅速; 而植被的存在使得积雪的维持时间增加, 积雪完全融化的时间推迟了; 同时也对积雪下土壤的变化过程有重要的影响, 使得冻结土壤的增温明显偏慢。对各种能量通量的分析表明, 产生上述差异的主要原因在于植被的存在改变了积雪/土壤表面的能量平衡; 植被对积雪变化过程的影响, 最主要的是植被对辐射通量的控制

作用。

## 5 结论和讨论

本文利用 CLSM 对法国 Col de Porte 1993/1994, 1994/1995, BOREAS SSA - OJP 1994/1995 年 3 个积雪个例进行了模拟试验, 通过模拟结果与观测资料的对比分析, 检验了模式对积雪变化过程的模拟能力; 另外, 通过敏感性试验研究了模式的降雪密度、积雪持水量等参数化方案对模式模拟结果

可能产生的影响,并探讨了植被对积雪变化过程的可能影响及其物理过程。结果表明:

(1) CLSM 能够比较准确地模拟出不同积雪变化过程的主要特征,模式对积雪的内部变化、植被对积雪的影响均作出了合理而准确的描述。CLSM 对积雪过程的模拟总体上取得了比较好的效果,这也说明模式的计算方案是有效和可行的。

(2) 降雪密度、积雪持水量的参数化方案对积雪模拟结果具有一定的影响。降雪密度的参数化方案主要对积雪深度的模拟产生影响;而积雪持水量

是描述积雪内部液态水传输的重要变量,其参数化方案与积雪的融化过程密切相关。如何改进以上模式参数的计算,对正确模拟积雪的变化过程是很关键的。

(3) 植被通过改变积雪/土壤表面的能量平衡,对积雪及其下土壤的变化过程均具有重要的影响。植被的存在有利于积雪的维持,推迟了积雪融化的进程,使得冻结土壤的增温明显偏慢。植被在积雪变化过程中的作用主要表现为:植被对辐射通量的控制作用。

## 参考文献

- Williams J. The influence of snow cover on the atmospheric circulation and its role in climatic change: An analysis based on results from the NCAR global circulation model. *J Appl Meteor*, 1975, 14(2): 137~ 152
- Yeh T-C, Wetherald R, Manabe S. Model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow cover removal. *Mon Wea Rev*, 1983, 111(5): 1013~ 1024
- Barnett T P, Dumnil L, Schlese U, et al. The effect of Eurasian snow cover on global climate. *Science*, 1988, 239(4839): 504~ 507
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. Local and remote responses to excessive snow cover mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate — A study with the MRI GCM. *J Meteor Soc Japan*, 1991, 69(4): 473~ 487
- Cess R D, Potter G L, Zhang M-H, et al. Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 general circulation models. *Science*, 1991, 253(5022): 888~ 892
- Cohen J, Rind R. The effect of snow cover on the climate. *J Climate*, 1991, 4(7): 689~ 706
- Dong B, Valdes P J. Modelling the Asian summer monsoon rainfall and Eurasian Winter/spring snow mass. *Quart J R Meteor Soc*, 1998, 24(552): 2567~ 2598
- 杨秋明. 冬半年欧亚雪盖变化对东亚环流的影响. *气象学报*, 1998, 56(5): 627~ 634
- Chen Haishan, Sun Zhaobo. Response of the Atmospheric General Circulation to Winter Snow Cover Anomaly. *Acta Meteor Sinica*, 2002 16(2): 133~ 149
- 陈海山, 孙照渤. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响 I: 观测研究. *大气科学*, 2003, 27(3): 304~ 316
- 陈海山, 孙照渤, 朱伟军. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响 II: 数值模拟. *大气科学*, 2003, 27(5): 847~ 860
- 罗勇. 青藏高原东春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的研究. *高原气象*, 1995, 14(4): 505~ 512
- 吴国雄, 薛纪善, 王在志等. 青藏高原化雪迟早的辐射效应对季节变化的影响. 见: 黄荣辉主编. 灾害性气候的模拟和预测. 北京: 气象出版社, 1996. 151~ 161
- 陈乾金, 王丽华, 高波等. 青藏高原 1985 年冬季异常少雪和 1986 年异常多雪的环流及气候特征对比研究. *气象学报*, 2000, 58(2): 202~ 213
- 陈乾金, 高波, 李维京等. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究. *气象学报*, 2000, 58(5): 582~ 595
- 吴统文, 钱正安. 青藏高原冬春季积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步分析. *气象学报*, 2000, 58(5): 570~ 581
- Anderson E A. A point energy and mass balance of a snow cover. NOAA Tech. Rep. NWS 19 U. S., Department of Commerce NOAA, National Weather Service. Spring Silver, MD. 1976, 1~ 150
- Jordan R. A one-dimensional temperature model for a snow cover. CRREL Special Report 91- 16, 1991, 1~ 48
- Loth B, Graf H F. Snow cover model for global climate simulation. *J Geophys Res*, 1993, 8(D6): 10451~ 10464
- Lynch-Stieglitz M. The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. *J Climate*, 1994, 7(12): 1842~ 1855
- Sun Shufen, Jin Jiming and Yongkang Xue. A simple snow-atmosphere-soil transfer model. *J Geophys Res*, 1999, 104(D 16): 587~ 597
- 孙淑芬, 金继明, 吴国雄. 用于 GCM 耦合的积雪模型设计. *气象学报*, 1999, 57(3): 284~ 300
- Sun Shufen, Xue Y K. Implementing a new snow scheme in Simplified Simple Biosphere Model. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(3): 335~ 354
- 陈海山. 陆面模式 CLSM 的设计及其与全球气候模式 NCAR CCM3 的耦合试验. [博士学位论文]. 南京: 南京气象学院, 2002
- Chen Haishan, Sun Zhaobo. Design of A Comprehensive Land Surface Model and Its Validation Part I: Model Description. ( Accepted by Chinese J Atmos Sci, 2004)
- Sun Shufen, Li Jingyang. A sensitivity study on parameterization scheme of snow cover internal and interfacial processes in snow model. *Adv At-*

- mos Sci, 2001, 18(5): 910~ 928
- 27 Brun E, David P, et al. A numerical model to simulate snow cover Stratigraphy for operational avalanche forecasting. J Glaciol, 1992, 38(128): 13~ 22
- 28 Douville H, et al. A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, part h validation in stand-alone experiments. Climate Dyn, 1995, 12: 21~ 35
- 29 Hall F G. Introduction to special section: BOREAS in 1999: experiments and science overview. J Geophys Res, 1999, 104(D22): 27627~ 27640
- 30 Hardy J P, Davis R E, Jordan R, et al. Snow ablation modeling at the stand scale in a boreal jack pine forest, J Geophys Res, 1997, 102: 29397 ~ 29405
- 31 Levine E R, Knox R G. Modeling soil temperature and snow dynamics in northern forests. J Geophys Res, 1997, 102(D24): 29407~ 29416
- 32 Link T E, Marks D. Point simulation of seasonal snow cover dynamics beneath boreal forest canopies. J Geophys Res, 1999, 104(D22): 27841 ~ 27858

## NUMERICAL SIMULATION OF THE EVOLUTION OF SNOW COVER AND ITS SENSITIVITY EXPERIMENTS

Chen Haishan Sun Zhaobo

(Key Laboratory of Meteorological Disaster and Environmental Variation,  
Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

### Abstract

By using Comprehensive Land Surface Model (CLSM), three snow cases, i. e., France Col de Porte 1993/1994, 1994/1995 and BOREAS SSA-OJP 1994/1995, are simulated. The simulated results were compared with the observations to examine the capability of the model to describe the evolutions of snow cover under two different land cover conditions. Several sensitivity experiments were performed to investigate the effects of some snow cover internal processes parameterizations and vegetation on the model results. Results suggest that CLSM simulates the basic processes of snow cover accurately and describes the features of the snow cover evolutions reasonably, indicating that the model has the potential to model the processes related to snow cover evolution. It was also found that the different parameterization schemes of the snowfall density and snow water holding capacity have significant effects on the simulation of snow cover. The estimation of snowfall density mainly impacts the simulated snow depth, and the underestimation (overestimation) of snowfall density increases (decreases) snow depth simulated significantly with little effect on the simulated snow water equivalent (SWE). The parameterization of snow water holding capacity played crucial roles on the evolution of the snow cover, especially on the ablation of snow cover. A larger snow water holding capacity usually led to large snow density and heat capacity by storing more liquid water in the snow layer, and made the temperature of the snow cover and snow ablation varies more slowly. To a smaller snow water holding capacity, contrary was the case. The results also shows that the physical processes related to the snow cover variation were different whether vegetation exists or not. Vegetation played an important role in the evolution of soil-snow system by changing the energy balance at the snow-soil surface. The existence of vegetation is favorable to the maintenance of the snow cover and delays increase underlying soil temperature.

**Key words:** Snow cover, Evolution, Simulation, Comprehensive Land Surface Model, Sensitivity experiments.