第26卷 第4期
2002 年 7 月

大 气 科 学
Chinese Journal of Atmospheric Sciences

Vol. 26, No. 4
July 2002

用于气候研究的雪盖模型参数化方案敏感性研究

孙菽芬 李敬阳 P4 A

（中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室，北京 100029）

摘 要 为了得到一个适用于气候研究简化的季节性雪盖模式最佳方案，必须对雪盖内部的重要物理过程、其与上大气相互作用、相应模型的参数化方案和有关的参数选取以及模型的分层结构进行深入研究。利用作者的雪盖模型（SAST），对其中的一些关键性过程的有关参数化方案（如压实、相变、融化雪水流动及分层方案考虑等）及关键的参数（如雪面反照率、有效热传导系数及持水能力等）进行了分析和敏感性试验，得到若干有意义的结论，为雪盖模式改进提供有用的结论。

关键词：雪盖过程；参数化方案；敏感性试验

1 引言

雪盖对于大气及水分循环过程具有极重要的影响。雪盖通过表面不同的反照率，不同的紊流通量，调制了陆面-大气间的能量交换，极大的影响了大气非绝热加热过程，雪盖是引起不同尺度大气变化的活跃因子，已有许多工作研究雪盖过程本身及其与大气间之间相互作用[1~6]。雪盖对其下垫面是一个很重要的水分来源，雪盖的大小及融化过程会导致径流在季节上的重新分配，异常的雪盖或者融雪期的前后移动如果与强降水时事件重合，有可能引发洪水暴发，对陆面水文过程产生十分重要的作用。

虽然雪盖活动在气候研究中十分重要，但在现有的许多全球环流模式（GCM）中，雪盖物理过程参数化方案却相当简单，举例说，在许多 GCM 所用的陆面过程模型中只用一个简单方案去考虑雪盖质量平恒以计算雪盖深度，但在热力作用方面，考虑十分简化。当然，也有许多复杂精细的模型[7,8]，仔细考虑了雪盖内部质量及能量平恒、相变过程以及与大气的相互作用，这些复杂精细模型大多数是分层细多，很费计算时间，不适用于气候研究。

简化的雪盖与大气相互作用模型(snow-atmosphere-soil transfer model，SAST)[9,10]借鉴复杂精细模型，把雪盖与土壤不同的热力作用区分开来，包含与气候研究有关重要物理过程，尽量减少雪盖分层，这对于 GCM 模式长时间积分，减少计时是十分重要的，这些模型已被利用于重要陆面过程模式[11,12]，取得了较好的效果。但是在这些简化的雪盖模型中，包含了很多量化物理过程的参数化方案和参数，由于目前的知识所限，

2000-04-04 收到，2001-08-09 收到修改稿

* 国家重点基楚研究发展规划项目 G1998040900，国家自然科学基金资助项目 49835010、49823002 和 40075019 共同资助

对于它们的确定带有相当的不确定性，影响了模型的性能。所以，对于模型中描述过程的参数化方案和参数及模型结构（如分层多少及如何分层）如何影响雪盖内部能量及质量平衡过程是十分重要的。据作者所知，这方面的工作并不多，本文在作者发展的SAST基础上，利用有关的测量数据，进行敏感性数值模拟研究，以得到有用的结果，进一步改进雪盖模型。

2　SAST简介

SAST是雪盖分层小于等于3层的方案，有4个预报变量（体积比焓$H_{\mathrm{sn},j}$、体积雪水当量$W_{\mathrm{sn},j}$、雪层厚度$D_{z,j}$及雪密度$\rho_{\mathrm{sn},j}$）及几个诊断量（如温度、体积雪水当量中干雪质量比数$f_{i,j}$及雪粒直径d_j），分别由质量、能量和雪盖压实及雪密度变化速率控制方程及有关的参数化方案和给定的参数确定，预报它们在大气条件驱动下，作季节性变化。这里只介绍与本文有关的SAST中方程，有关详细的符号规定和物理意义都可以从文献[9]中找到，不在此详述。

2.1　基本控制方程

2.1.1　能量平恒方程

定义273.15 K时水的体积比焓$H_{\mathrm{sn},j}=0$，其控制方程为

$$\frac{\partial H_{\mathrm{sn},j}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial Z_j}\left[K_j\frac{\partial T_j}{\partial Z_j}-R_{\mathrm{s}}(Z_j)\right]. \tag{1}$$

由于雪对于太阳辐射并不是不透明，所以雪盖内部太阳辐射通量R_{s}遵循Beer定律

$$R_{\mathrm{s}}(Z_j)=R_{\mathrm{s}}(0)(1-\alpha)\exp(-\lambda_{\mathrm{e}}Z_j), \tag{2}$$

$$K_0\frac{\partial T_0}{\partial Z_0}=R_{\mathrm{sn,L}}+G_{\mathrm{pr}}-H_{\mathrm{sn}}-\lambda E_{\mathrm{sn}}\qquad\text{(在雪表面)}, \tag{3}$$

$$H_{\mathrm{sn},j}=c_V(T_j-173.16)-f_{\mathrm{i},j}L_{\mathrm{li}}W_{\mathrm{sn},j}\rho_{\mathrm{l}}, \tag{4}$$

$$C_V=1.9\times10^6\frac{\rho_{\mathrm{sn},j}}{\rho_j}; \tag{5}$$

其中，T_j为温度，$R_{\mathrm{s}}(0)$为进入雪面的短波幅射通量，$R_{\mathrm{sn,L}}$为雪面对长波幅射净吸收，H_{sn}和λE_{sn}分别为显热和潜热，G_{pr}为降水带给雪面的能量，$f_{\mathrm{i},j}$为干雪体积质量比数（液态水体积质量比数$f_{\mathrm{L},j}=1.0-f_{\mathrm{i},j}$），$\rho_{\mathrm{sn},j}$为雪的体积密度，$\alpha$为雪面反照率，$\lambda_{\mathrm{e}}$为消光系数，$L_{\mathrm{li}}$为冰融化成水的相变热，$\rho_{\mathrm{l}}$为水的固有比重，$\rho_{\mathrm{i}}$为冰的固有比重，$C_V$为平均体积热容，$K_j$为有效热传导系数，SAST[9]给出了它的简化计算方案。

方程(1)及(4)包含了3个未知数$H_{\mathrm{sn},j}$、T_j及$f_{\mathrm{i},j}$，必须补充一个附加物理限制条件使解唯一。实际存在的雪盖状态是两种可能状态中的一种就是一个限制条件，即：（1）$T<273.16$ K，$f_{\mathrm{i},j}=1.0$；（2）$T=273.16$，$0.0<f_{\mathrm{i},j}<1.0$。

2.1.2　质量平恒方程

质量平恒方程控制雪水当量（单位体积的液态水及汽态水质量之和）变化，在文献[9]中，已论证汽态水运动对雪水当量贡献很小，故加以忽略。雪层的雪水当量变化由

降雪、降雨、雪内部融化液态水流进流出、径流及雪表面蒸发所引起。在 SAST 中，整个雪盖分层不超过三层（实际分层数多少取决于雪盖总厚度）。定义第j层厚度为D_{z_j}，该层中雪水当量为$W_{\mathrm{sn},j}$，则表层（$j=1$）总的雪水当量变化为

$$\frac{\partial(W_{\mathrm{sn},1} D_{z_1})}{\partial t} = p_{\mathrm{sn}} + I_{\mathrm{f}_0} - I_{\mathrm{f}_1} - Rf_1 - E_{\mathrm{sn}}, \tag{6}$$

而表层之下各层($j=2$、3)的方程则为

$$\frac{\partial(W_{\mathrm{sn},j} D_{z_j})}{\partial t} = I_{\mathrm{f}_{j-1}} - I_{\mathrm{f}_j} - Rf_j, \tag{7}$$

其中p_{sn}为干降雪堆积在表层的速率、I_{f_0}则为降雨产生下渗到表层速率，$I_{\mathrm{f}_{j-1}}$为层j上界面液态水实际入渗率、R_{f_j}为从层j下界面处出流径流量率，层j单位时间内出流速率$W_{\mathrm{f}_j} = I_{\mathrm{f}_j} + R_{\mathrm{f}_j}$。在 SAST 中，引进一个单位质量干雪内最大蓄水能力的临界值，称为持水能力（C_{r}），于是，W_{f_j}等于该层总的液态水含量减去该层总的最大蓄水能力。从上层液态水流出量并不一定等于能够渗至下层的入渗量，SAST 引用饱和入渗速率I_{f_p}估算潜在的下渗速率

$$I_{\mathrm{f}_p} = 4.2129\times 10^5\ d_j^2 \exp(-C_{\mathrm{e}}), \tag{8}$$

其中C_{e}为干雪体积密度γ_{i}的函数，真正的入渗速率$I_{\mathrm{f}_{j-1}} = \min(I_{\mathrm{f}_p}, W_{\mathrm{f}_{j-1}}, a_{\mathrm{vs},j})$，这里$a_{\mathrm{vs},j}$为$j$层有效空间能够容纳的入渗水。

2.1.3 雪盖压实及雪密度变化速率

雪层压缩过程包括三方面：破坏性变形压缩（主要产生于新雪），重量产生的压缩及由于融化雪水出流产生的雪层变薄。对于变形压缩，利用文献[7]提出的经验公式

$$\left[\frac{1}{D_{Z_j}}\frac{\partial D_{Z_j}}{\partial t}\right]_m = -2.778\times 10^6 C_3 C_4 \exp[-0.04\times(273.16 - T_j)], \tag{9}$$

其中，C_3 和 C_4 为经验常数，应由实验校测而定。

重量荷载使雪盖以较慢速率致密压实，压实速率为

$$\left[\frac{1}{D_{Z_j}}\frac{\partial D_{Z_j}}{\partial t}\right]_w = -\frac{p_{\mathrm{s}}}{\eta} = \frac{p_{\mathrm{top}} + p_{\mathrm{self}}}{\eta}. \tag{10}$$

重量压实的作用应包括自重，故总的重量压力p_{s}应为

$$p_{\mathrm{s}} = p_{\mathrm{top}} + p_{\mathrm{self}}, \tag{11}$$

其中p_{top}为雪层上表面荷载压强，而p_{self}为本层雪自重产生附加压强，η为与雪密度有关的粘滞系数。总的压缩速率

$$C_{\mathrm{R}_1} = \left[\frac{1}{D_{Z_j}}\frac{\partial D_{Z_j}}{\partial t}\right]_m + \left[\frac{1}{D_{Z_j}}\frac{\partial D_{Z_j}}{\partial t}\right]_w, \tag{12}$$

而雪层中雪的密度由于压实过程，所产生的变化速率为

$$\frac{\mathrm{d}\rho_{\mathrm{sn},j}}{\rho_{\mathrm{sn},j}\,\mathrm{d}t} = -C_{\mathrm{R}_1}. \tag{13}$$

由于冰的融化不能改变干雪的密度，但融化水的流走会减少雪层厚度，其层厚减小的速率C_{R_2}为

$$C_{\mathrm{R}_2} = \left[\frac{1}{D_{Z_j}}\frac{\partial D_{Z_j}}{\partial t}\right]_{ml} = \frac{\mathrm{d}h_{\mathrm{i}}}{h_{\mathrm{i}}}. \tag{14}$$

其中h_{i}是融化前层内干雪质量，而$\mathrm{d}h_{\mathrm{i}}$为层中融化而流走的干雪质量。所以，总厚度减少速率C_{R}为

$$\left[\frac{1}{D_{Z_j}}\frac{\partial D_{Z_j}}{\partial t}\right] = C_{\mathrm{R}} = C_{\mathrm{R}_1} + C_{\mathrm{R}_2}. \tag{15}$$

对于表层，它的总厚度由于压实而减小，但也因为新降干雪p_{sn}而增加。

在模型中，涉及到许多参数化方案和有关参数，它们的不同选择会对雪盖内部能量平衡，质量平衡产生不同的影响，以下先概要地介绍 SAST 中有关参数化方案及参数的确定。然后，利用本模型对它们进行敏感性试验及对结果进行深入的分析。

2.2　有关参数的确定

这里给出有关有效热传导系数、雪面反照率及持水能力的估计方案。

2.2.1　雪盖中水汽对有效热传导系数的贡献

SAST[9]利用有效热传导系数$K = k_{\mathrm{v}} + k_{\mathrm{s}}$、其中$k_{\mathrm{s}}$为温差引起热传导的系数，而$k_{\mathrm{v}}$为水汽扩散及相变引起热传导的系数。在文献[9]附录 1 中，推导简化计算k_{v}的拟合公式为

$$k_{\mathrm{v}} = a + \frac{b}{T + c}\left|\frac{1000}{p}\right|, \tag{16}$$

这里，p为雪表面气压，a、b、c为拟合的常数。而

$$k_{\mathrm{s}} = k_{\mathrm{a}} + (7.75\times 10^{-5}\rho_{\mathrm{s}} + 1.105\times 10^{-5}\rho_{\mathrm{s}}^2)(k_{\mathrm{i}} - k_{\mathrm{a}}), \tag{17}$$

其中k_{i}为冰热传导系数，k_{a}为空气热传导系数，ρ_{s}为雪的体积密度。

2.2.2　持水能力

定义雪层持水能力为单位质量干雪能够存储的水量。利用 Loth 和 Graf[13,14]建议的公式

$$C_{\mathrm{r}} = \begin{cases} C_{\min}, & \text{当}\gamma_{\mathrm{i}} \geqslant \gamma_{\mathrm{e}}, \\ C_{\min} + (C_{\max} - C_{\min}(\gamma_{\mathrm{e}} - \gamma_{\mathrm{i}})/\gamma_{\mathrm{e}}, & \text{当}\gamma_{\mathrm{i}} < \gamma_{\mathrm{e}}, \end{cases} \tag{18}$$

其中$C_{\min} = 0.03$，$C_{\max} = 0.10$，$\gamma_{\mathrm{e}} = 200\ \mathrm{kg\ m^{-3}}$，其中$\gamma_{\mathrm{i}}$为干雪的体积密度。

2.2.3　雪面反照率

在本模型中，对雪深＜25 cm 的浅雪[15]及＞25 cm 的深雪[16]用了不同方案。先规定晴空下雪面的反照率α_t^0，它为雪龄的函数:

$$\alpha_t^0 = \begin{cases} 0.5 + (\alpha_{t-1}^0 - 0.5)\exp[-(0.01\exp(\Delta t / 3600)], & \text{深雪,} \\ \alpha_{t-1}^0 - 0.071 / 86400\Delta t, & \text{融化中浅雪,} \\ \alpha_{t-1}^0 - 0.006 / 86400\Delta t, & \text{未融化浅雪。} \end{cases} \quad (19)$$

实际反照率要受到云量及太阳高度角的修正，用文献[17]的修正方案，为

$$\alpha_t = \alpha_t^0 + \alpha_t^0(1 - \alpha_t^0)F(N, A_G). \quad (20)$$

式中

$$F(N, A_G) = N^2 + \exp[1 - (1 - \sin A_G^2)] - 1.3N^2 \exp[1 - (1 - \sin A_G^2)],$$

其中N为空中云量，A_G取太阳高度角和$\pi / 3$两值中的小值。新降雪会迅速提高表面反照率，SAST规定表层每增厚1.0cm新雪即增加反照率0.1，但最大不得超过0.92。

2.3 雪盖分层方案的确定

为得到数值解，雪盖应该分层，分层方案（包括分几层及每层厚度的安排）对于解的精度是十分关键的。精细分层的模型[8]计算量太大，为了节约机时，SAST提出不多于三层的方案（Loth和Graf在他们模型的敏感试验中指出，二层模型在许多情况不能产生精确结果），并且提出各层厚度安排的建议：（1）规定雪表层厚度应不大于2 cm；（2）雪盖热力学性质的日变化大都体现在15～20 cm范围内，故规定次表层厚度不应超过20 cm。这种分层方案的优点将在下面讨论。

2.4 雪盖变化与大气的相互作用——雪盖上边界驱动条件

雪盖上边界驱动条件本应由地气耦合作用（或地气耦合模型）产生。但是在雪盖模型发展研究中，往往在给定的大气条件下研究雪盖变化，SAST[9]要求大气压强、温度、湿度、风速、降水及太阳辐射作为上边界条件。

3 雪盖物理过程、物理性质和有关参数化方案的敏感性试验

将雪盖模式与气候模式耦合之前，必须对雪盖模式进行全面的敏感性试验，以解决如下的问题：雪盖的各物理过程对数值模拟的重要性如何？各种参数化方案能描写物理过程的准确程度？在模式中是否可以简化这些方案从而节省机时？本文利用法国1989年、1993／1994年及1994／1995年（详见文献[9]）和部分其他地区（如美国的Mammoth Mountain）的数据，用SAST对有效热传导系数、表面反照率、持水能力、压实过程、模型分层方案及变化的大气条件，对雪盖的不同变化反馈进行敏感性试验。

3.1 有效热传导系数影响的敏感性试验

在复杂精细模式中，相变及气相扩散对能量及质量平恒方程的影响给予了详细考虑，造成方程复杂，计算量大。但在许多模型方案中，则用简化办法考虑水汽相变对有效热传导系数的影响，它们有的采用常数[18]，有的采用经验公式[1,10,14,16,19,20]或半经验公式[8]。SAST推导得出一个计算有效热传导系数K的简化方案。

首先，我们分析k_v的影响。然后，取K为三个不同常数，并对三种典型K的方案进

行比较，以了较深了解有效热传导系数对热传导过程的影响。

3.1.1　k_v对表面温度的影响

由方程(16)，得出k_v在一个不大范围内变动，在压强为 1 000 hPa（或 500 hPa）条件下，当温度从 253.16 K 增至 273.16 K 时，k_v从 0.014（或 0.028）增至 0.10（或 0.2）$W\,m^{-1}\,K^{-1}$。而由方程(17)，k_s值为干雪的体积密度γ_i的函数。从表 1 可以看出，在雪密度不太高的情况下（例如，新降下的雪密度在 50 $g\,m^{-3}$ 左右）或者压强很低情况下，k_v与k_s的大小是同一量级的，所以k_v对有效热传导系数贡献应保留。

表 1　k_s与γ_i的关系

γ_i / ($kg\,m^{-3}$)	50.0	100	300	500	917（冰）
k_s / ($W\,m^{-1}\,K^{-1}$)	0.037	0.063	0.256	0.72	2.20

我们曾对不同雪盖密度进行过试验，发现当密度较高时，k_v的影响一般较小，当密度较低时，对表面温度有较大的影响，特别在夜间，由于幅射弱，有热传导系数确定的表层热交换对表面温度有时有较大的影响，图 1 给出 Mammoth Mountain 雪盖（假设雪密度为 50 $kg\,m^{-3}$）模拟的其中一天的结果，结果表明，在不同k_v下，夜间表面的最大的温差可达 4 ℃。

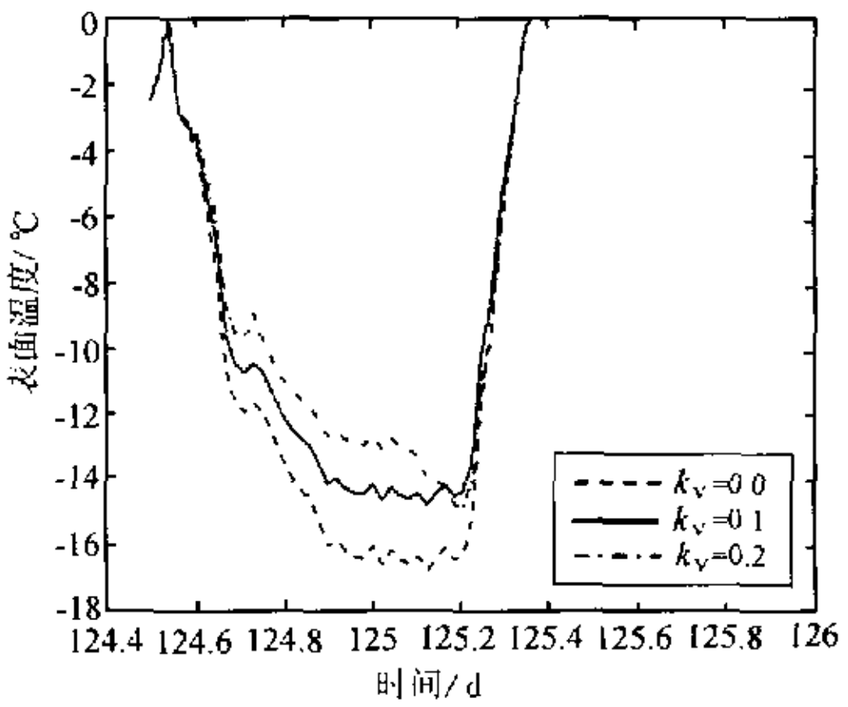

图 1　不同取值对雪表面温差的影响

3.1.2　三种不同方案的比较

我们比较了如下三种有效热传导系数计算方案:

方案1 [20]：$K = 3.2217\times 10^{-6}\gamma_i$,

方案2 [19]：$K=\begin{cases} 0.138-1.01\times 10^{-3}\gamma_i+3.2217\times 10^{-6}\gamma_i^2, & \text{当}156\leqslant\gamma_i\leqslant 600\text{时,}\\ 0.023+0.234\times 10^{-3}\gamma_i, & \text{当}\gamma_i<156, \end{cases}$

方案3 [9]：$K = k_v + K_s$.

表 2 给出了三种方案取值范围。从表 2 可以看出，方案 1 和方案 3 取值较结近，而方案 2 取值则几乎为一半。用以上三种方案对法国 1989 年、1993／1994 年及 1994／1995 年观测数据进行模拟。图 2 给出了三种方案对法国观测数据的模拟结果，对于 1993／1994 年，方案 1、2 和 3 对雪盖厚度的模拟与观测都差不多，方案 1 和 3 对雪盖厚度的模拟稍偏高（与方案 2 差最大也不到 10 cm），但雪盖消失时间模拟方案 2 不及方案 1 和 3 好。而在 1994／1995 年，方案 1 和方案 3 对雪盖厚度以及雪盖完全消融时间的模拟与观测较为接近，而方案 2 对雪盖

表 2　K的取值范围

γ_i	100	200	300	400	500	600
方案 1	0.03	0.13	0.29	0.52	0.81	1.16
方案 2	0.05	0.07	0.13	0.25	0.44	0.70
方案 3	0.11	0.19	0.34	0.53	0.77	1.06

注：方案 3 中的k_s取为 0.04

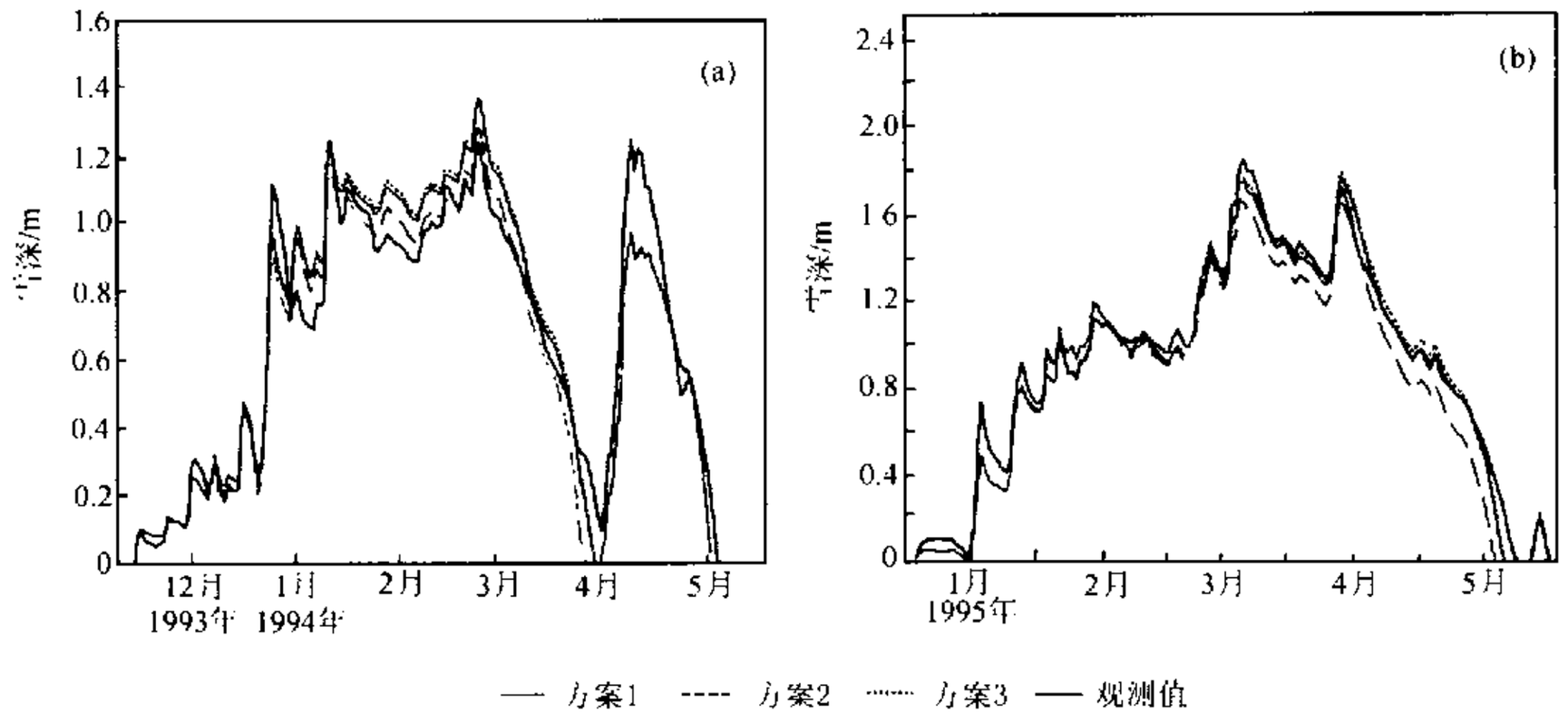

图 2 有效热传导系数取不同方案的结果比较
(a) 1993 / 1994 年; (b) 1994 / 1995 年

厚度的模拟稍偏低，雪盖完全消融时间约提前 2～3 天。根据 1989 年、1993 / 1994 年及 1994 / 1995 年的计算结果，雪盖表层的密度一般介于 100～250 kg m^{-3} 之间，而雪盖内部的密度一般介于 200～400 kg m^{-3} 之间；因此在这个密度范围内，方案 2 的K值比方案 1 与方案 3 的K值一半还小。但是由模拟结果看来，虽然彼此间有一定差别，但其差别远不及如下变动雪面反照率产生的差别强烈，这说明有效热传导系数对于雪盖过程的影响总的说来是第二位的。

3.1.3 不同 K 值的影响

为了进一步了解有效热传导系数K值的影响，取不同的数值K（0.2、0.3 和 0.4）对法国观测数据进行模拟，结果由图 3 给出。可以发现，不同K值对雪深及雪盖生命期的长短模拟虽有差别，但不明显。雪盖厚度的模拟差别主要是出现在融雪过程中，但最大差仅达 10 cm。而在雪盖的积雪过程（指雪盖的降雪过程）中，对雪厚的模拟差别很小，这表明有效热传导系数K不同的数值对在雪盖厚度，雪盖生命期的模拟虽然有一定的差别，但不大，这与上一节结果一致。

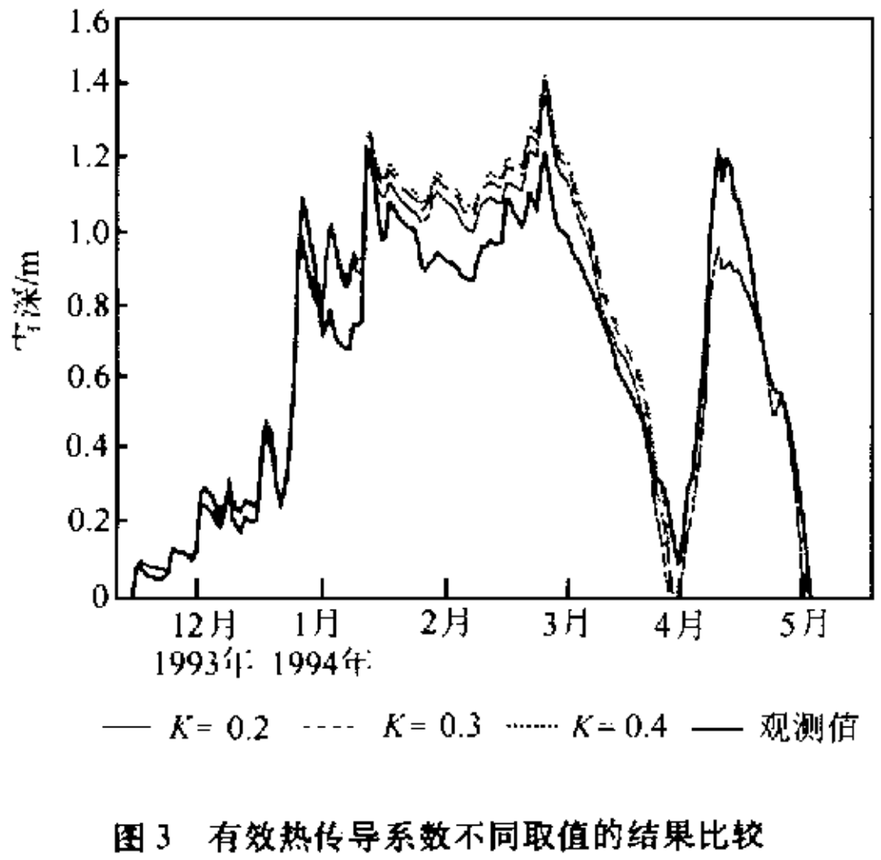

图 3 有效热传导系数不同取值的结果比较

模拟结果还表明，K值对表层温度及次表层温度的影响是不同的，在雪盖的积雪过程中，K值不同时，在白天中午前后，表层温度的差别很小，但在夜间，表层温度出现一定的差别，K值大的表层温度高于K值小的，$K=0.2$ 与$K=0.4$ 之间

的表层温度相差仅 1 ℃，雪盖次表层温度对不同K值反应与表层温度正相反，K值小的次表层温度高于K值大的，模拟结果表明，次表层温度较大的差别出现在白天，夜间相对较小。这是因为，在雪盖的积雪过程中，雪盖次表层温度高于表层温度，能量主要由雪盖的次表层传向表层，因此在夜间当K值较小时，次表层向表层的热量输送较小，从而造成表层温度较低、而次表层的温度较高。在白天，由于短波辐射较强，由不同的有效热传导效应造成的表层温度的差别不明显，而次表层受短波辐射较小，故次表层温度仍然保持夜间产生的较大差别。在雪盖的融化过程中，次表层的温度低于表层温度时，能量主要是从表层向次表层输送，因此当K较小时，热通量变小，能量在表层堆积，以 1994 年 2 月 3 日～6 日为例（图略），当有效热传导系数K较小时，表层温度较高，并且稍早地达到融化温度（273.15 K），表层雪的融化速度稍稍地加快，雪盖的融化消失的时间略为提前，当K较大时，则有相反的效果。

3.2　表面反照率的敏感性试验

表面反照率α_f对于决定雪盖能量平恒过程是一个至关重要的参数，它对决定雪面温度，雪面上的湍流通量及雪面融化消失时间都有极大的影响。有各种方案为人们所建议，有用常数的[8,18]，有用经验或半经验公式的[9,13,16]。以下将取不同的表面反照率值及对三种表面反照率方案进行比较。

3.2.1　表面反照率不同取值的敏感性试验

通过这个试验，研究雪盖对表面反照率的敏感性以及简化表面反照率计算方案的可能性。图 4a 及 4b 给出用法国 1988／1989 年及 1994／1995 年雪盖的观测数据（雪盖厚度为 1～2 m），分别取表面反照率为 0.75、0.8 和 0.85 不同的常数进行模拟的结果，可以发现雪盖物理过程对表面反照率具有高度的敏感性，尤其是在融雪过程中（那时太阳辐射变强，表面反照率作用更明显），当表面反照率仅仅相差 0.05，雪盖厚度的差别可达 30 cm 以上，雪盖消融时间相差 5 天左右。当表面反照率相差 0.10 时，雪盖厚度的差别最大可达 50 cm 以上，雪盖消融时间可相差 15 天之多。另外，图 4c 给出用美国的厚雪盖观测数据取不同的表面反照率进行模拟的结果，可以发现雪盖物理过程对表面反照率具有高度的敏感性，当表面反照率从 0.35 变到 0.65（变差为 0.3），雪盖消融时间相差 16 天左右；当表面反照率从 0.65 变到 0.95（变差仍为 0.3），雪盖消融时间可相差超过 40 天之多。由此，可以看出，表面反照率对雪盖物理过程进程有很大的影响，而且，这种影响是明显的非线性的，所以用一个简单的反照率方案或取常数是不妥的。

3.2.2　三种表面反照率方案

为了研究不同的雪盖表面反照率α_f方案的功能，我们选用三种方案（方案 1 见文献[20]，方案 2 见文献[9]，方案 3 见文献[21]）对法国 1988／1989 及 1994／1995 年的数据进行模拟。图 5a 和 5b（1988／1989 年）的结果显示，方案 3 对表面反照率的模拟，在积雪阶段（3 月 1 日之前），观测值偏低约 0.1；在融雪阶段的偏差更大，偏低约 0.3，雪盖过早地完全消融，径流出现得早且数值较大。方案 1 和方案 2 对表面反照率都有较好的刻画，其中方案 1 与观测最为接近，而方案 2 比方案 1 略偏高，在融雪过程中，偏高约达 0.1 以上。从雪厚的模拟上也可看到，方案 1 比方案 2 融化得略快。

图 5c 和 5d（1994／1995 年）的结果也显示，方案 3 对表面反照率的模拟偏低 0.2 以上，径流出现得频繁而且数值较大，雪盖过早地完全消融，时间提前一个月左右。

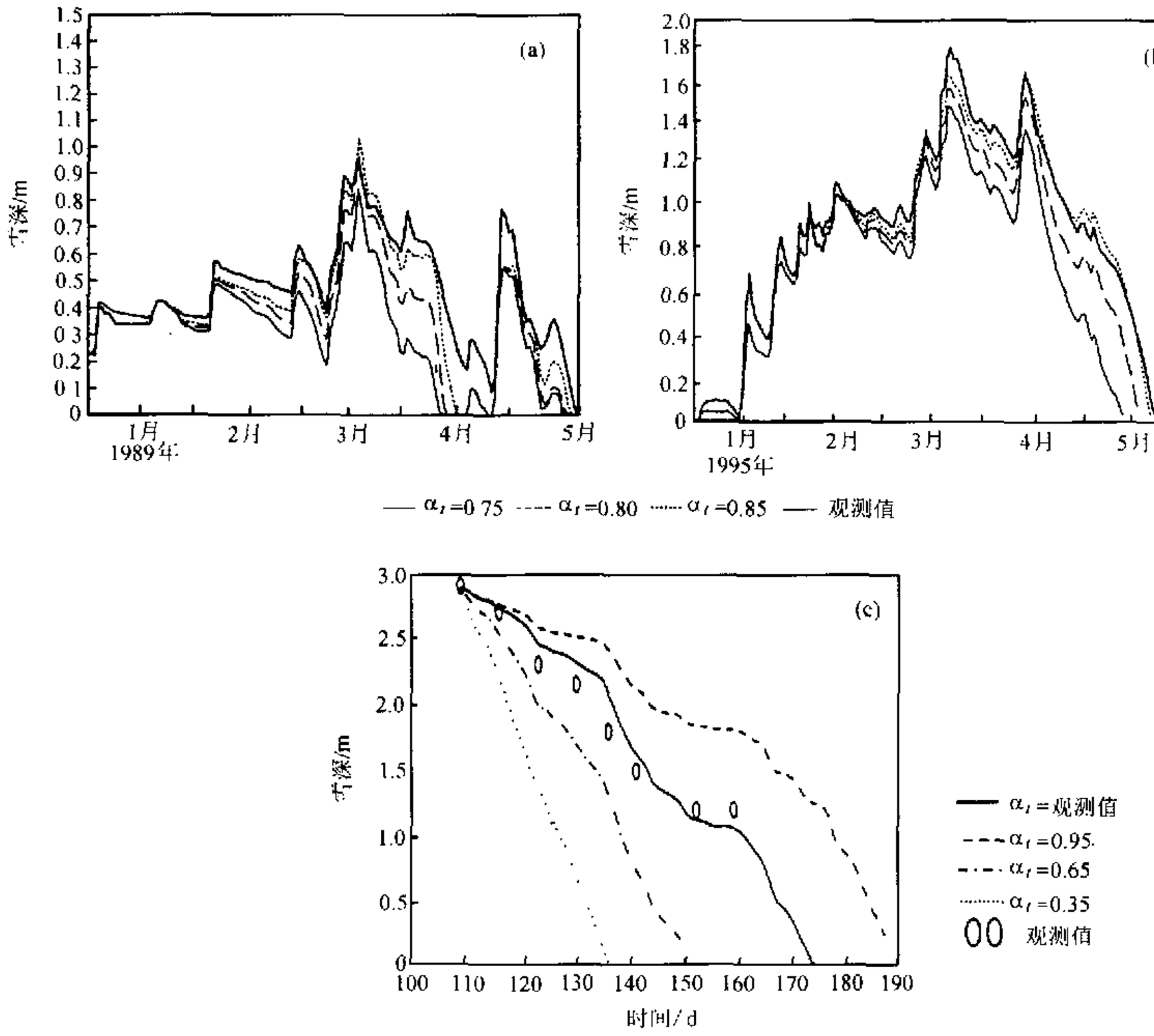

图 4 表面反照率不同取值的结果比较
(a) 法国 1988／1989 年雪盖的观测数据; (b) 法国 1994／1995 年雪盖的观测数据;
(c) 美国的厚雪盖观测数据

方案 1 和方案 2 都能较好地描述表面反照率的变化趋势，但是比观测偏高，最大差达到 0.2。对融雪过程的模拟，方案 1 比方案 2 雪盖融化稍快，完全消融时间提前约 7 天左右，径流略大。

从上述结果可以看出，方案 1 对表面反照率的模拟结果与观测接近，方案 2 的值比方案 1 的略高，两个方案都可以用于雪盖模式中，方案 3 的值太低，用于雪盖模式时须慎重。可以发现，在表面反照率计算中，用简单的常数或温度函数恐怕难以表达其实际变化规律。方案 1 和 2 都具有较好的模拟效果，是因为都考虑了雪龄及雪状态的综合影响。

3.3 雪盖持水能力的敏感性试验

雪盖中融化的液态水流动行为对于雪盖的质量平衡是很重要的，Jordan[8]采用多空

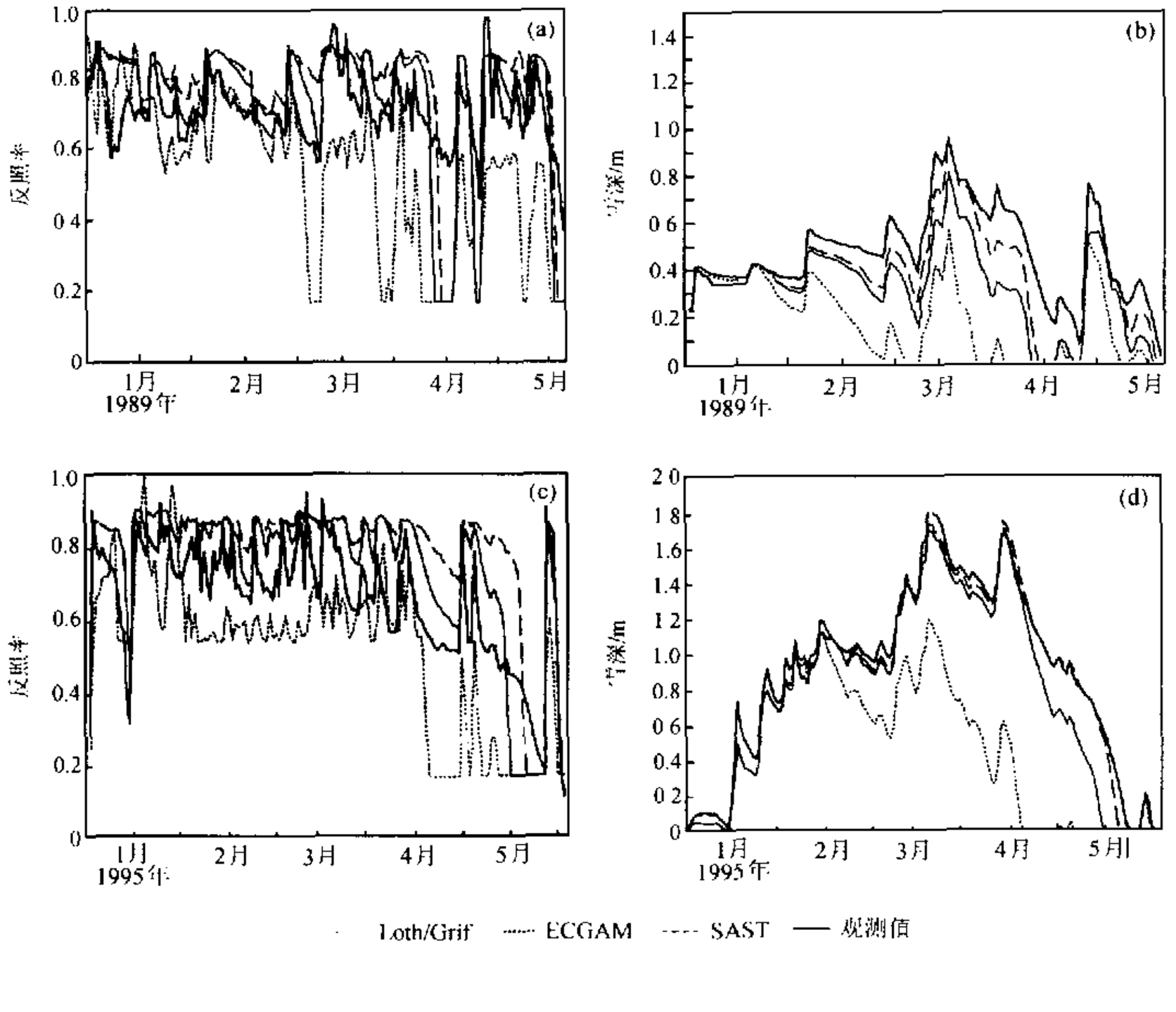

图 5　不同方案的表面反照率和雪深模拟结果比较
(a) 1988／1989 年表面反照率；(b) 1988／1989 年雪深；
(c) 1994／1995 年表面反照率；(d) 1994／1995 年雪深

介质的流动理论处理这一问题，但是很复杂，而且，由于对雪盖这样的变密度多孔介质，其吸附水及导水的性能不很清楚，并非一定精确。在 SAST 中，考虑到雪盖内液态水流动行为与土壤水流动行为很不相同，为简化模型，SAST 引进一个雪盖持水能力的临界值，称为持水能力（C_r），而单位时间内下流速率（W_{f_l}）等于总的液态水的质量减去持水能力值。很显然，持水能力C_r的取值对雪盖质量平衡及地表径流产生有较大的影响。我们设计二个试验，以发现它的影响。

3.3.1　*改变持水能力方案的影响*

式（18）确定C_r取值范围为 0.03（对体积密度大的雪）到约 0.083（对体积密度小的雪），式（18）所确定的C_r并不具备很充分的理论或实验依据。

在本试验中，我们将式（18）方案分别乘以系数 0.0、0.5、1.0、2.0 和 5.0 后对法国的 1988／1989 及 1994／1995 年的数据进行模拟试验。图 6a 给出 1988／1989 年（浅

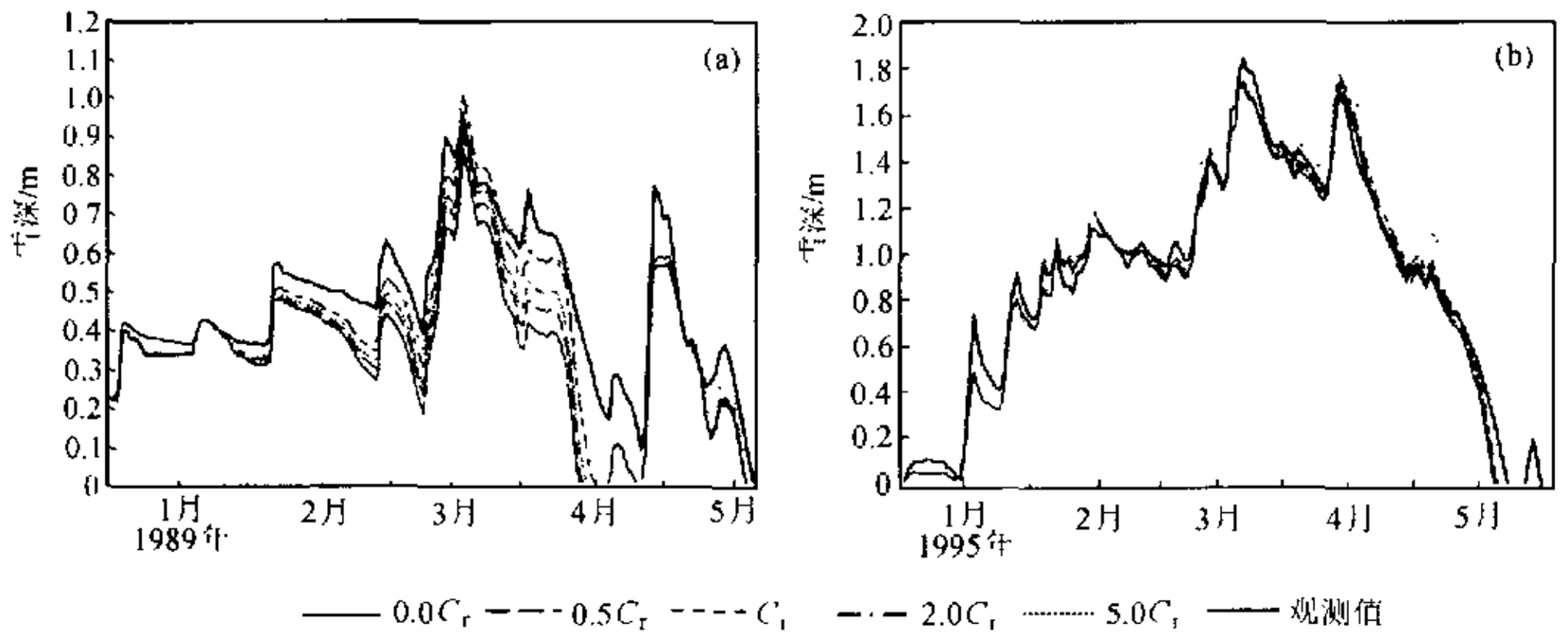

图 6 改变持水能力方案的模拟结果比较
(a) 1988 / 1989 年雪深; (b) 1994 / 1995 年雪深

雪年，最大雪深为 1.0 m）雪深模拟结果（关于径流结果图略），当忽略或减低雪盖的持水能力时（C_r =0.0 或较小），积雪融化较快，与观测结果相差较大，径流的发生时间偏早，数值较大，但是当取较大的持水能力时 [(2.0～5.0)C_r]，与观测结果吻合较好。但图 6b 给出的 1994 / 1995 年（较厚雪年，最大雪深为 1.9 m）雪深模拟的结果（关于径流结果图略）显示，当忽略或减低雪盖的持水能力时（C_r =0.0 或较小），上述现象不明显，除5.0 C_r 稍差外，其他取值的结果与观测结果吻合较好。原因是，在浅雪年（如 1988 / 1989 年），雪盖密度小，C_r 本身较大，如果将其忽略，则差别明显，尤其在融雪过程中。而厚雪年（如 1994 / 1995 年）的雪密度较大，C_r 本身就很小（C_r ～0.03），因此将其忽略、减低或稍放大，差别也不明显。另外，雪盖的密度较小时，液态水所占份额相对较大，其对质量和能量平衡大影响较大，所以对 1988 / 1989 年，随着设定的C_r 值增加，模拟的雪盖的厚度也相应地变大（尤其是融雪期），因而径流出现得较晚，并会在融化的后期出现较大的峰值。在 1994 / 1995 年，虽也有类似现象，但是相对量值小许多，只有当持水能力有较大的增加时，雪盖厚度的增加的变化才较显著。

3.3.2 *不同持水能力值的影响*

在本试验中，我们取雪盖持水能力为常数值 0.07、0.15 和 0.3 对法国的 1988 / 1989 年及 1994 / 1995 年的数据进行模拟试验。图 7a 和 7b 分别给出 1988 / 1989 年及 1994 / 1995 结果。发现，对 1988 / 1989 年（图 7a），当C_r 取较大值 0.3 时有较好的模拟结果，而对 1994 / 1995 年（图 7b），C_r 取较小值 0.07 时模拟效果较好，由式（18）计算方案所确定雪盖持水能力并不能概括所有的情况。不同雪密度情况，C_r 的不同大小取值对雪盖质量和能量平衡过程的影响也不同的结果与上节的结果也吻合。

总之，雪盖持水能力对雪盖质量和能量平衡影响较大，需要进一步的研究。在雪盖

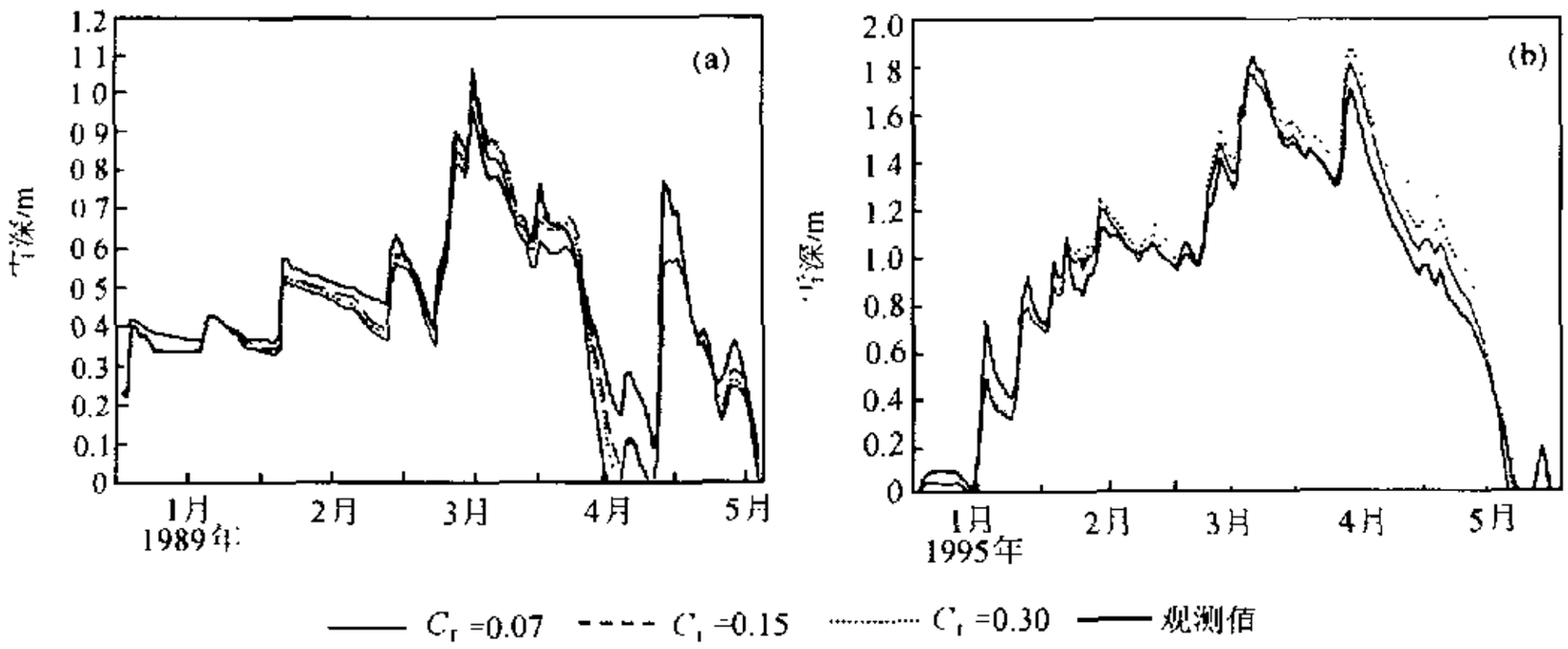

图 7　不同持水能力值的结果比较
(a) 1988 / 1989 年; (b) 1994 / 1995 年

较浅的情况下，雪盖模式对雪盖持水能力有较高的敏感性；在雪盖较厚的情况下，雪盖模式对积雪持水能力的敏感性较低。对雪盖较浅（雪盖密度小）的情况，雪盖持水能力 C_r 应取大，对雪盖较深（雪盖密度大）的情况，雪盖持水能力 C_r 应取小。因此，对于雪盖持水能力的简化计算必须谨慎进行，SAST 选用的计算方案公式（18）虽然取值方向（即 C_r 随雪密度变大而变小）是合理的，但具体的比例系数应有所调正。

3.4　压实过程的敏感性试验

如在 2.1.3 节中所讨论的，SAST 考虑了雪层由于破坏性变形压缩，雪重量产生的压缩及由于融化雪水出流产生的雪层变薄，并引起雪层中雪的密度变大。但在现有的陆面过程模型中（如 SSiB 及 BATS），并不考虑这种雪层变薄和由此引起的雪密度变大影响。下面对雪盖的压实过程的必要性进行讨论。

我们分别用法国 1988 / 1989 年和 1994 / 1995 年的数据，分别考虑压实过程和不考虑压实过程两种情况，进行对比模拟试验。结果发现，对于较厚雪年（1994 / 1995 年），考虑和不考虑压压实过程的雪深和雪水当量的模拟出现很大的差别，如图 8a 所示的雪厚的偏差高达近 2 m，雪水当量的偏差大于 20 cm（图略），雪盖的完全消融时间相差约 15 天，径流出现的时间及强度也有很大的差别（图略）。这是因为，当不考虑压实过程时，雪盖密度估计偏小，改变了许多参数的估计值（如有效热传导系数估计偏小很多，使在融雪过程中，能量在表层堆积，融化过程加快）。对于浅雪年（1988 / 1989 年）如图 8b 所示，虽有类似的情况，但是量级小很多，但图 8c 及 8d 所示的俄罗斯（Kostroma 站，浅雪）的 6 年模拟结果中 1978 年 12 月～1979 年 4 月积雪段及融雪段（其中图 8c 显示 1978 年 12 月 10～20 日，图 8d 显示 1979 年 4 月 16～26 日）的结果，雪厚和雪水当量的模拟结果仍出现很大的差别，雪厚的偏差高达一倍以上，雪盖的完全消融时间提前 20 天以上，这说明在雪盖的压实过程影响是重要的，该过程的定量化应力求精确。

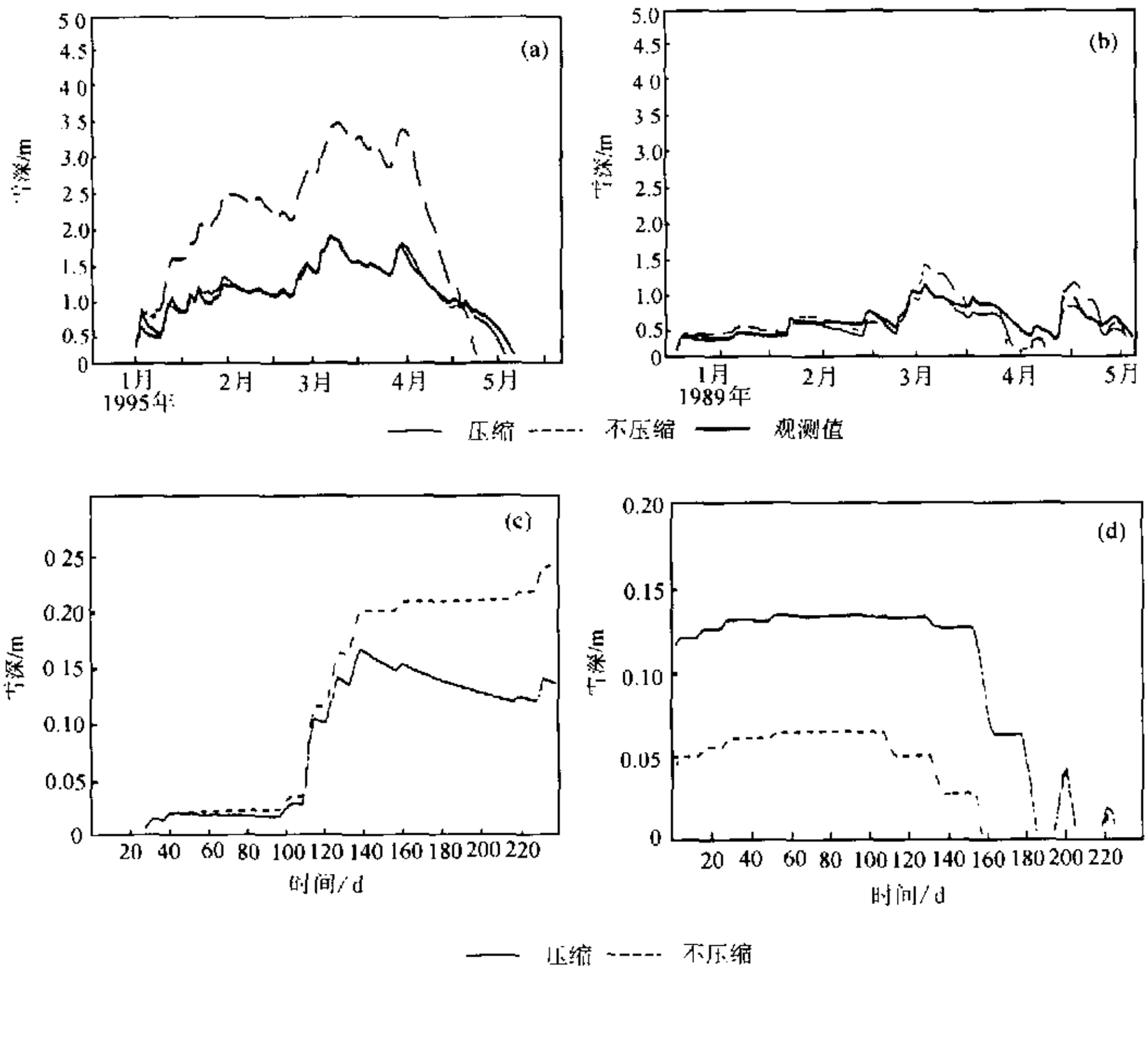

图 8 考虑压实和不考虑压实过程的结果比较

(a) 法国 1994 / 1995 年，较厚雪年；(b) 法国 1988 / 1989 年，浅雪年；(c) 俄罗斯 Kostroma 站，1978 年 12 月 10～20 日；(d) 俄罗斯 Kostroma 站，1979 年 4 月 16～26 日

3.5 垂直分层的敏感性试验

3.5.1 垂直分层数的确定

SAST 用不多于三层、层数多少取决雪厚可变的方案。在现有的陆面过程模型中，仅用一层且不可压的方案，已有的数值模拟表明，(如 SSiB 中) 一层且不可压的方案的结果是不理想的。如果用一层且可压的方案结果又会怎样呢？我们对法国 3 年 (1988 / 1989 年、1993 / 1994 年及 1994 / 1995 年) 的数据用不多于三层可压的方案及一层可压的方案进行模拟比较，图 9 给出 1988 / 1989 年及 1994 / 1995 年的雪深模拟结果，并与观测结果作比较。从图看出，一层可压的方案模拟的雪厚及雪盖完全消融时间误差很大 (当然雪水当量及地表径流的误差也大)，而三层可压的方案结果恰恰比较吻合。

至于表层温度，图 10 给出了 1993 年 3 月 3～14 日的结果，三层方案能够较好的反

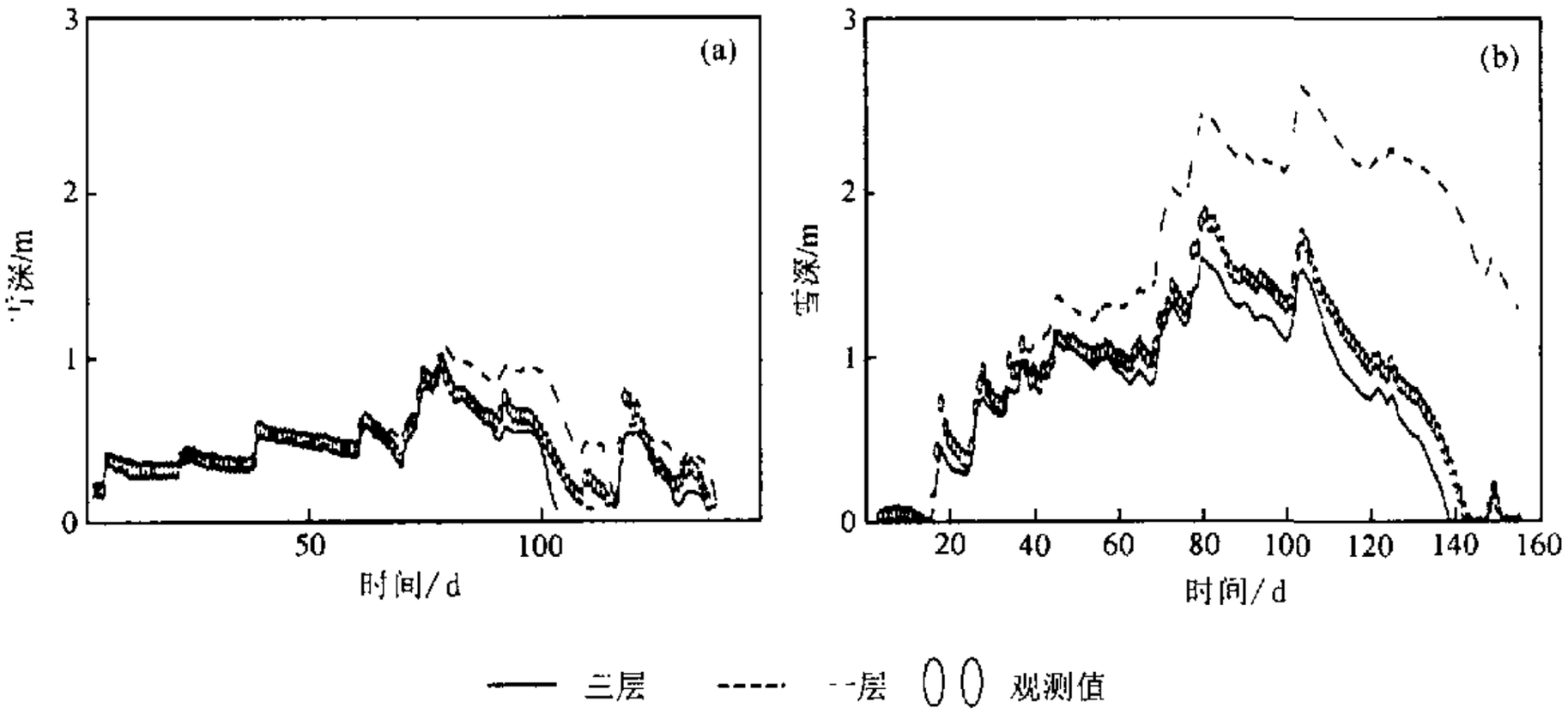

图 9　不多于三层及一层方案的雪深模拟结果比较
(a) 1988／1989 年；(b) 1994／1995 年

应它一天内应有的较大变化幅度，而一层方案反应的变化幅度恰很小，不符真实。对于径流（图略），一层方案显示了径流的延迟出现，并且出现时数量大，这是因为一层方案的雪盖必须使整体一起达到融化温度才能融化、使径流的出现时间延迟且集中所至。Loth 和 Graf[14]在他们模型的敏感试验中也指出，即使用二层模型在许多情况也不能产生精确结果。这说明利用等于或少于三层、层数可变、层数多少取决雪厚的方案是合理的。

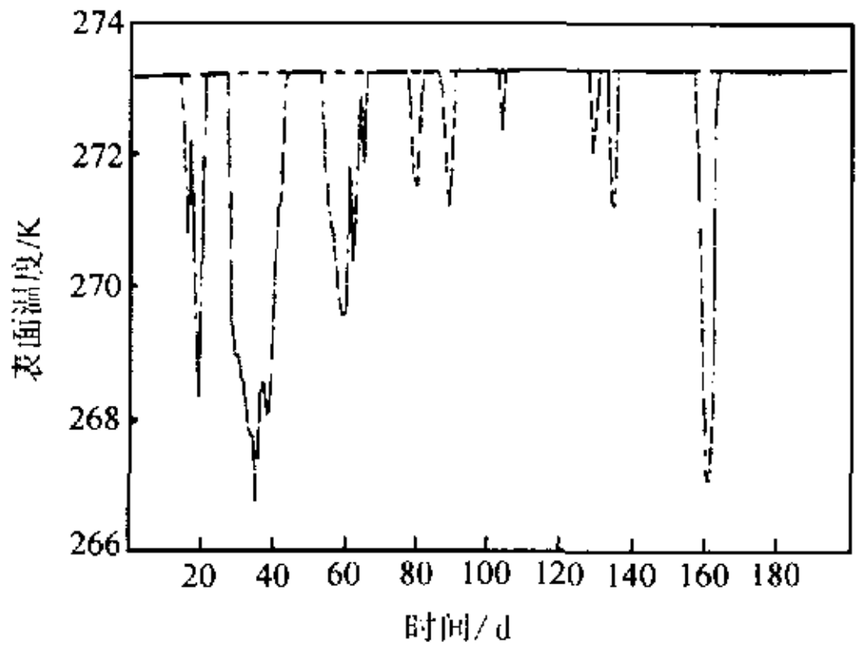

图 10　不多于三层及一层方案对表面温度影响

3.5.2　垂直分层安排的敏感性试验

SAST 在分析雪盖内部物理过程特征基础上提出各层厚度安排：（1）雪面表层厚度应不大于 2 cm；（2）规定次表层厚度不应超过 20 cm。由于雪盖在垂直方向的非均匀性，在雪盖模式的分层方案中，表层要薄，比较清楚，但如何设定次表层的厚度也是关键问题之一。在本试验中，对于雪盖次表层厚度的上限，我们分如下三种情况进行比较：（1）上限为 10 cm；（2）上限为 20 cm；（3）上限为 30 cm。

对法国的数据进行模拟的结果发现（图略），10 cm 与 20 cm 结果差别很小，当次表层的厚度上限为 30 cm 时，雪盖融化较快，在 1993／1994 年（雪厚 1.5 m），雪盖的完全消融时间提前约 5 天左右，在 1994／1995 年（雪厚 2.0 m）约提前 4 天；尤其对厚雪，根据我们以前对美国的 Mammoth Mountain 厚雪数据不同的次表层厚度方案（但均为三层）安排，发现过厚的次表层（～1 m）导致表层下界面热量大大低估，从

而造成雪表温度计算不正确，对能量平恒计算带来误差，从而引起雪盖融化消失时间上很大的误差。而浅雪在 1988／1989 年则没有明显的差别（图略），这是因为较薄雪层的次表层厚度基本上不会大于 20 cm，所以模拟结果没有明显差别。以上这种现象是由雪盖的垂直非均匀性造成的，因为雪盖表层 20 cm 范围内温度日变化较为激烈的区域，而在 20 cm 以下区域日变化较小。因此，在雪盖模式分层方案中，如果次表层的选取不能反应这一特点，模拟结果会有较大的误差。

4 雪盖对大气变化的响应

如前所述，雪盖与大气作用和影响是相互的，雪盖上边界驱动条件应由地气耦合作用（或地气耦合模型）产生，不可能事先给出。但是在 SAST 等发展的模拟研究中，是在给定的大气条件下，研究雪盖随时间和空间的变化[9]，这是一种单向的非耦合方式，不能体现由于变化的大气条件引起雪盖时空上变化，进而反馈引发大气条件的进一步变化，继而又反过进一步反馈激发雪盖的时空变化，从而有可能掩盖强烈的非线性作用。

雪盖异常对气候变化的影响研究已有许多[1,3,22~26]，这类研究主要侧重于大气对雪盖（异常）变化的响应，它仅仅是它们相互作用的一个方面。

变化了的天气条件必然会激发引起雪盖的新变化，体现它们相互作用的另一个方面。因此，研究雪盖对大气条件变化的响应问题同样也是一个重要问题。本文利用 SAST 进行敏感性试验，通过改变大气温度，湿度和地表风速来探讨雪盖如何响应大气的变化。

4.1 雪盖对大气温度变化的响应

我们分别用真实的大气温度，真实的大气温度增加 1 K 和减小 1 K 三种方案对法国的 1988／1989 年及 1994／1995 年的数据进行试验。图 11 仅给出了 1994／1995 年雪深的模拟和观测结果。结果表明，温度的变化对积雪的质量平衡有明显影响，温度差 1 K，雪厚最大的差别可达 20～50 cm（在 1988／1989 年，温度差 1 K，最大雪厚差别可达 20 cm，图略），而积雪完全消融时间二年的模拟结果都可达标 7 天左右。积雪消融起始及结束时间差别造成了地表径流出现时间及数量上的差别，与真实的情况相比，地表径流上下偏差各可达 0.005～0.01 m d^{-1}。以上分析表明，大气温度是影响积雪厚度、其生命期及地表径流出现的时间及数量的重要因素之一。

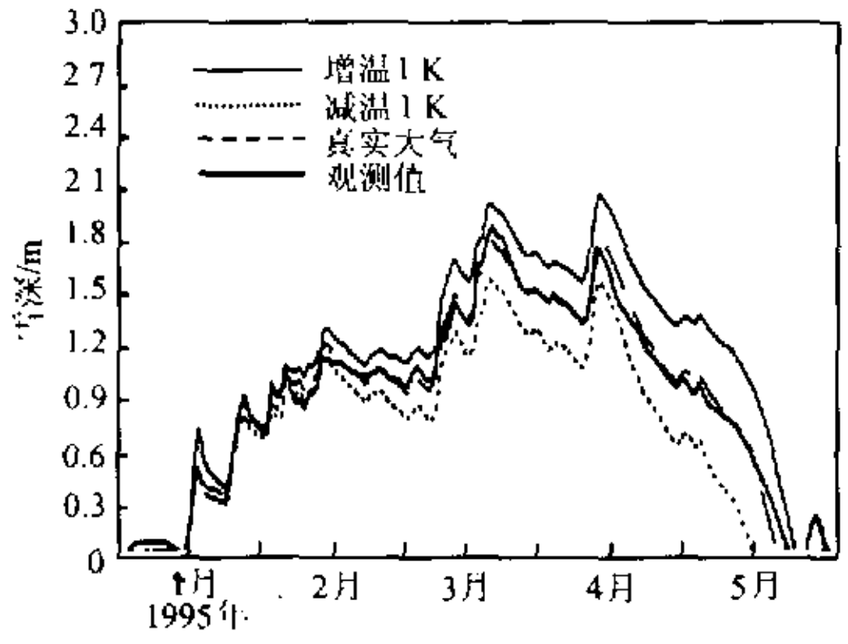

图 11 大气温度变化对雪深的影响

结果还表明（图略），积雪的表面温度变化与大气温度变化趋势一致，而且其变化的幅度在大气温度变化幅度范围内，很大的差别只出现在一个已处于完全的融

化态而另一个还是有一定厚度的雪盖的时段，这时大的温度差别出现主要是由于二者的表面反照率相差很大而产生的。至于显热通量和潜热通量：在 1988／1989 年，显热通量在积雪期差别不大，而在融雪期，最大差达到 10 W m^{-2}；潜热通量的差别主要也是出现在融雪期，与真实的情况偏差达 3～5 W m^{-2}。在 1994／1995 年，显热通量和潜热通量都有显著的增加，显热通量偏差达 5 W m^{-2}，最大也达到 10 W m^{-2}，潜热通量偏差达约 3～5 W m^{-2}。由于积雪情况下，本身的显热通量和潜热通量也不大，除在融化期间外，大都不到 40 W m^{-2}，这种变化也不算小了。与表面温度变化一样、很大的差别也出现在一个已处于完全的融化态而另一个还是没有，这时大的差别出现也主要是由于二者的表面反照率相差很大而产生的。

4.2　雪盖对大气湿度变化的响应

我们分别取真实的大气湿度，真实的大气湿度减小 10%和增加 10% 3 种方案对法国 1988／1989 及 1994／1995 年的数据进行试验。图 12 给出了二年模拟中 1994／1995 年雪深的模拟和观测结果。结果表明，在积雪阶段，大气湿度的变化对雪厚度的影响不大，但在融雪期间，影响较大，随着大气湿度的增加，大气中的过多水汽在雪面凝聚量增加，向雪盖输送的潜热通量的增加，使积雪融化速度加快，1994／1995 雪厚相差均可达 15～25 cm，完全消融时间也都相差 3 天左右，在 1988／1989 年，雪厚（图略）相差均可达 10 cm，完全消融时间也都相差 3～4 天左右。对径流影响主要在融雪期间。大气湿度与积雪融化速度之间似乎构成了一个正反馈机制，因为大气湿度的增加会导致积雪融化加快，而积雪的融化会增加大气湿度。结果还表明（图略），当大气湿度每增加或减小 10%，大气潜热通量都有显著的变化，在 1988／1989 年最大可达 10 W m^{-2}，在 1994／1995 年，一般达 5 W m^{-2}，最大也达 10 W m^{-2}。大气湿度的变化对显热通量影响较小。潜热通量及显热通量很大的差别也出现在一个已处于完全的融化态、而另一个还是没有，这是由于二者的表面反照率相差很大而产生热通量大的差别。

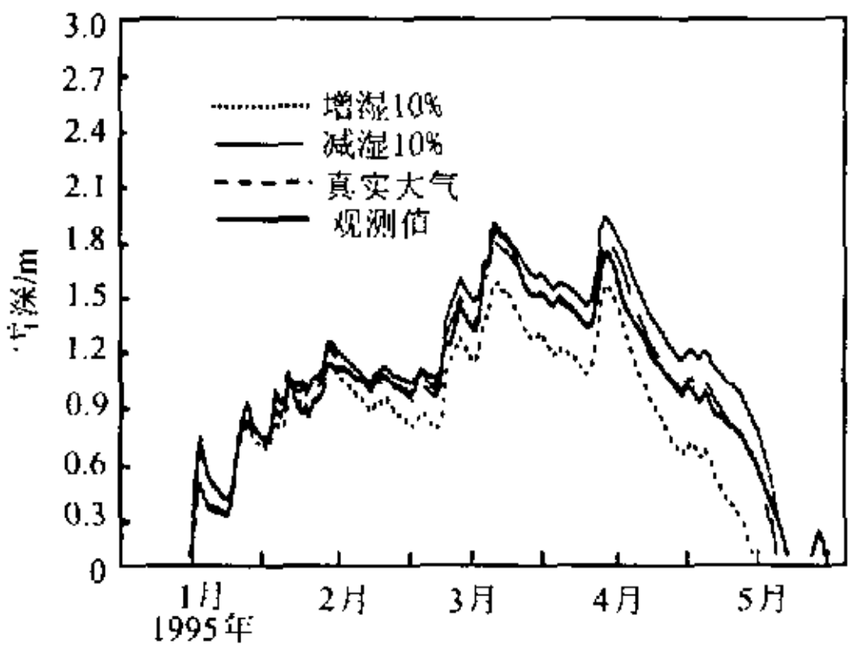

图 12　大气湿度变化对雪深的影响

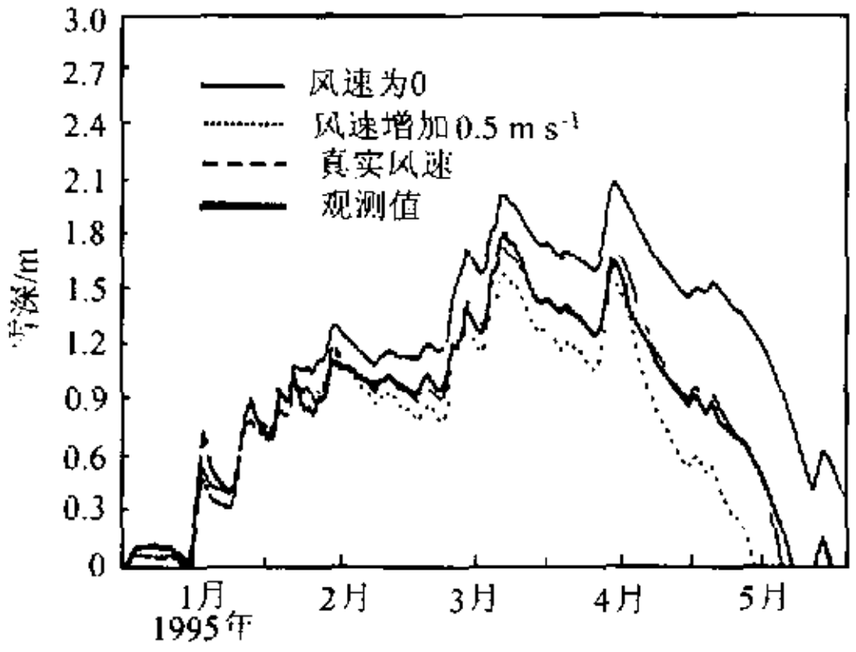

图 13　地表风速变化对雪深的影响

4.3　雪盖对大气地表风速变化的响应

我们分别用零风速、真实地表风速和真实地表风速增加 0.5 m s^{-1} 三种方案对法国

同样的数据进行试验。图 13 给出了 1994／1995 年的结果，结果显示，当降低地表风速（风速为零时），积雪融化速度明显减慢，雪厚偏高可达 60 cm，完全消融时间约推迟 20 多天，当在真实地表风速的基础上增加 0.5 $m\ s^{-1}$ 时，融化速度加快，，完全消融时间提前 7 到 8 天，径流出现得早且数值较大，1988／1989 年模拟也有类似的结果（图略）。可见，在春季融雪期，较大的地表风速会加快积雪融化速度，缩短雪盖的生命期；而较小的地表风速会导致雪盖生命期的延长。另外，如我们考虑了风速对雪的迁移作用，那么，地面风速对雪盖模拟的影响会更大。

结果还显示（图略），当地表风速为零时，显热通量普遍地偏小，潜热通量的值也稍有减小，在融雪期间，显热通量及潜热通量都有很大的差别，最大可达 40 $W\ m^{-2}$，这种大的差别也出现在一个已处于完全的融化态而另一个还是没有，也主要是由于二者的表面反照率相差很大而产生的。当地表风速增加 0.5 $m\ s^{-1}$ 时，显热通量普遍地偏大，通量增加约 10 $W\ m^{-2}$，潜热通量的值稍有增大，融雪期间显热通量增加最大可达 20 $W\ m^{-2}$，潜热通量在融雪期间，也有增加，约 5～10 $W\ m^{-2}$，原因同上。1988／1989 年也有类似 1993／1994 年的模拟结果一样（图略）。

综上所述，雪盖的变化除了与其本身内部过程有关外，还与天气条件密切相关，它与大气作用和影响是相互的非线性作用，所以，为进一步改进雪盖模式并研究它与大气间强烈的非线性作用，必须利用二者耦合的模型。

5 结论与建议

通过以上敏感性试验，我们发现雪盖的变化对上述各个过程、参数化方案及有关参数敏感的程度是不一样的。在以后雪模拟研究中，应注意以下几个方面的雪盖物理性质和物理过程：

（1）表面反照率在雪盖的模拟中是一个关键因子，雪盖过程对表面反照率具有高度的敏感性，它通过影响积雪表面短波辐射的收支而影响积雪的表面交换和融化过程，故准确地描述它是十分重要，不应用简单的常数或简单的温度函数。应该在理论和试验二方面进一步加强研究，尤其是现有的雪盖表面反照率方案大都基于裸露雪盖上的观测数据，得到更多的植被下的雪盖数据是十分必要的。

（2）融化水流动在雪盖的模拟中也是一个重要因子。利用持水能力的概念处理融化水流动简化了问题的复杂性。公式（18）虽然取值方向（即C_r随雪密度变大而变小）是合理的，但具体的比例系数的修正须进一步研究。

（3）积雪的压实变形过程不但影响对雪厚的准确模拟，而且影响积雪密度的求解，而积雪密度直接影响有效热传导系数、消光系数和持水能力的计算，因此雪盖模拟中考虑压实过程十分必要。

（4）雪盖表面层的性质决定表面反照率及雪盖的融化过程，雪盖表面层性质与次表层性质相关，积雪性质的日变化只发生在一定深度的表层，所以次表层厚度以不超过积雪日变化的深度为好。

（5）热传导系数对积雪热平衡过程影响是第二位的。不同阶段影响不同：冬天或晚间，太阳辐射弱，热传导过程对热平衡影响较大；在融雪阶段特别在白天，辐射变强，

其影响变为次位。与蒸汽扩散有关的热传导系数k_v，仅在低密度雪（$<100\ kg\ m^{-3}$）时（新雪和薄雪）才变得较重要，对于一般雪，k_v的影响就变小，这时用一个常数（如$0.1\ W\ m^{-1}\ K^{-1}$）来描述它就可以了。

（6）对雪颗粒大小变化的影响也进行了试验，发现对该因子不敏感，计算方案可以进一步简化。

（7）模拟结果表明，雪盖对大气条件高度敏感，为进一步改进雪盖模式并研究它与大气间强烈的非线性作用，必须利用二者耦合的模型。

参 考 文 献

1 Walsh, J.E., W.H. Jasperson and B. Ross, Influence of snow cover and soil moisture on monthly air temperature, *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**, 756～768.

2 Wiliams, J., The influences of snow cover on the atmospheric circulation and its role in climate change: a analysis based on results from the NCAR global circulation model, *J. Appl. Meteor.*, 1975, **14**, 137～152.

3 Barnett, T.P., L. Dumenil, U.Schlese, E. Roeckner and M. Latif, The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 661～685.

4 Cohen, J. and D. Rind, The effect of snow cover on the climate, *J. Climate*, 1991, **4**, 689～706.

5 Vernekar, A.D., J. Zhou, and J. Shukla, The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon, *J. Climate*, 1995, **8**, 248～266.

6 Sud, Y.C. and D. M. Mocko, Development and evaluation of a new snow–physics model to complement SSiB. Part I: Design and evaluation with ISLSCP initiative I datasets, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, 77(1B), 335～348.

7 Anderson, E.A., A point energy and mass balance model of a snow cover, NOAA Technical Report NWS, 19, Office of Hydrology, National Weather Service, Silver Spring, MD, 1976.

8 Jordan, R., A one–dimensional Temperature Model for a Snow Cover, CRREL, Special Report, 91–1b, 1991.

9 Sun, S.F., J. Jin and Y. K. Xue, A simple snow–atmosphere–soil transfer model, *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**(D16), 19587～19597.

10 Lynch–Stieglitz, M, The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM, *J. Climate*, 1994, 7, 1842～1855.

11 Jin, J.M., X. Gao, Z.–L. Yang, R.C. Bales, S. Sorooshian, R.E. Dickinson, S.F. Sun, and G.X. Wu, Comparative Analyses of physically based snowmelt models for climate simulations, *J. Climate*, 1999, **12**, 2643～2657.

12 Sun Shufen and Xue Yongkang, Implementing a new snow scheme in Simplified Simple Biosphere Model, *Advances in Atmosphric Sciences*, 2001, **18**(3), 335～354.

13 Loth, B. and H.F. Graf, Snow cover model for global climate simulation, *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**(D6), 10451～10464,.

14 Loth, B. and H.F. Graf, Modeling the snow cover for climate studies, Report No. 190, Max–Planck–Institute fur Meteorologie, 1996, 1～30.

15 Gray, D.M. and P.G.Landine, Albedo model for shallow prairie snow covers, *Canadian Journal of Earth Science*, 1987, **24**, 1760～1768.

16 Verseghy, D.L., Class a Canadian land surface scheme for GCMS, 1. soil model, *International Journal of Climate*, 1991, **11**, 111～133.

17 Siemer, A.H., One dimensional EBM of a snow cover taking into account liquid water transmission, Ber. Inst. Meteorol., Klimatol, Univ. Hannover, 1988, 34, 126.

18 Kondo, J. and T. Yamazaki, A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, *J. Appl. Meteor.*, 1990, **29**, 375～384.

19 Sturm, M., J. Holmgren, M. Konig and K. Morris, The thermal conductivity of seasonal snow, *Journal of Glaciology*, 1987, **43**(No. 143), 26～42.

20 Yen, Y.C., Review of thermal properties of snow, ice and sea ice., CRREL Report 81–10, USA Cold Regions and Engineering Laboratory, 1981.

21 Loth, B. and H.F. Graf, Modeling the snow cover in climate studies. Part I: Long term integration under differ-

ent climatic conditions using a multilayered snow-cover model, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(D10), 11313~11327.

22 Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Domenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert and M. Windelband, Simulation of the present-day climate with the ECHMA model: Impact of model physics and resolution, Max-Planket-Institute fur Meteorologie, Report No. 93 1992.

23 Wagner, A.J., The influence of average snow depth on monthly mean temperature anomaly, *Mon. Wea. Rev.*, 1973, **101**, 626~636.

24 Dewey,K.F., Daily minimun and maximun temperature forecast and the influence of snow cover, *Mon. Wea. Rev.*, 1977, **105**, 1594~1598.

25 Kukla, G., Climate role of snow cover, in: *Sea Level, Ice and Climatic Change*, Allison, A. (ed.), International Association of Hydrological Sciences Publication 131, Washington D.C., 1981, 79~107.

26 Hahn, D.G. and J. Shukla, An apparent relation between Eurasian snow cover and India monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**, 2461~2462.

27 Yeh, T.C., R.T. Wetherald and S. Manabe, A model study of the short-term climate and hydrologic effect of sudden-snow-cover removal, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 1013~1024.

28 Slater, A.G., A.J. Pitman and C.E. Desborough, The validation of a snow parameterization designed for use in General Circulation Models, *International Journal of Climatology*, 1998, **8**, 595~617.

A Sensitivity Study of Parameterization Scheme in Snow Cover Model Used in Climate Research

Sun Shufen and Li Jingyang

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract In order to obtain an optimal seasonal snow scheme in climate studies, it is necessary to conduct deep and comprehensive studies. The sensitivity study should involve internal processes of seasonal snow cover and its interact with the atmosphere above as well as the parameterization schemes, which include many parameters with uncertainty, for the processes and interact, and corresponding physical model structure. By using the seasonal snow cover model (SAST) developed by the authors, several sensitivity studies have been conducted. The sensitivity study included the test of different parameterization schemes (such as compaction process, phase change and its effect, melted snow water process and scheme of layering snow pack) as well as of different parameter values (such as snow surface albedo, effective thermal conductivity and snow water holding capacity), which are all related to the important key physical processes. From the study, some meaningful results have been obtained, which will benefit to seasonal snow model improvement as well will be helpful for land surface process modeling in climate studies.

Key words: snow cover process; parameterization scheme; sensitive study