

用于 GCM 耦合的积雪模型的设计

孙菽芬 金继明 吴国雄

(LASG, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

摘 要

文中描述一个一维的积雪分层模型, 目的是要刻划雪盖随季节的变化, 与其下冻土变动模型一起, 构成完整的雪盖模型。为了保持一定精度, 并能用于大气环模式(GCM)研究, 模型对积雪内部热量及质量输送过程的描述精细程度及计算时分层多少均有所考虑。

模型中, 改用内能代替温度作为预报量, 克服了相变时直接预报温度时造成的计算误差, 有效地预报了相变过程。

对于积雪密度的变化, 考虑了雪花形态的破坏而引起的密度变化及由于压实过程而引起的密度变化。并对各分层自重产生压实过程推导了相应的公式, 在模型中对雪盖的光学特性、热力学特性及水流流动特性参数化方案设计也进行了分析。

本简化模型的模拟结果与精细积雪模型比较, 具有几乎同等的精度, 与俄罗斯的 Yershov 站实测数据相比, 吻合十分理想。

关键词: 积雪分层模型, 相变过程, 密度变化, 参数化方案。

1 引 言

在现有的 20 多个用于 GCM 的陆面过程模型中, 除了稠密植被下垫面研究得比较深入外, 其它几类重要下垫面(如积雪, 冻土, 沙漠等)均未有好的参数化方案。积雪下垫面是一个非常重要的陆面类型, 其上反照率及其内热量及能量输送对于天气系统有很大的影响。

世界上现有的积雪模型中, 一类是用于水文和工程(Anderson^[1] 1976, Jordan^[2] 1991)的研究, 这类模型由于复杂难用于 GCM, 另一类是现在 GCM 耦合的下垫面模型(如 SSIB, BATS)中的积雪方案, 它们参数化方案又过于简单, 没能刻划重要的积雪特征。所以, 设计一个精度较高, 而分层不多的积雪模型用于 GCM 是非常必要的, 这也是本文的目的。文中发展的模型, 参考引用了许多积雪模型的优点, 并作出补充和发展, 形成了一个较真实和简化的方案。

2 基本方程

初稿时间: 1997 年 3 月 11 日; 修改稿时间: 1998 年 4 月 22 日。

资助课题: 国家自然科学基金(49475259), 攀登项目“青藏高原地-气系统物理过程观测和理论研究”及“九五”国家重点科技项目 96-908-02 及国家自然科学基金重点项目 49835010 D0501f 课题资助。

为了预报由于太阳辐射、降雪、降雨及和冻土下垫面相互作用等条件下产生的积雪的积聚及融化随季节变化的过程, 必须建立一维积雪的质量和热量平衡方程。

2.1 水平衡方程

在模型中, 积雪层分为若干子层, 每子层以层厚 Z 、单位体积雪水当量(液态水与固态水之和) W 作为预报量, 预报方程为:

$$\frac{W(z) Z}{t} = Q(z) \quad (1)$$

式中 Z 意为子层上下界面值之差, $Q(z)$ 为介质的液态水流通量, 它的大小由下述确定: 积雪可示为多孔介质, 但与土壤不同, 其中决定水流运动的本体势(matrix potential) 远小于重力及粘性力的影响, 当分层内液态水很少时, 薄膜水受粘性作用流运动极慢, 当含水量超过一定数量时, 重力使流速迅速增大, 最终以 D_{sat} 的速度向下运动。根据以上特点, 本模型提出以下方案, 即每一层都规定了体积持水量(与孔隙度有关), 从上层下渗的水及本层由于融化产生的液态水加上原有的液态水, 如果小于本层体积持水量, 则认为这些水全部留在了本层; 否则多出本层持水量的水在规定的时段内以 D_{sat} 加上超过本层饱和含水量的水量的速率下渗到下一层, 照此直到最底层。若流出底层界面水流大于土壤入渗能力, 超渗部分则假定从侧面发生径流, 下渗的水根据下一层的温度或重新冻结或仍保持液态水。

2.2 热平衡方案

以子层内能 H 作为预报量, 规定融化时液态水的内能为 0, 作为内能计算的参考点。根据热平衡方程先求得介质的内能, 再换算出相应的温度。内能预报方案为:

$$\frac{H}{t} = (K \frac{T}{z} - R_s(z) - I_t) \quad (2a)$$

$$H = c_v Z (T - 273.15) - f_i \rho_w L_{li} W Z \quad (2b)$$

其中: Z 为坐标, 向下为正, t 为时间, K 为积雪的有效热传导系数, T 为积雪的温度; c_v 为单位体积雪的平均比热; f_i 为干雪在积雪中的质量比; ρ_w 为水的密度; L_{li} 为冰的溶化热; $R_s (= R_s(0)(1 - \exp(-kz)))$ 为太阳辐射通量, $I_t (= \rho_w c_i (T - 273.16) Q(z))$ 为由于液态水的流动所传输的热通量, 都以向下为正。在雪表面:

$$K \frac{T}{z} \Big|_{z=0} = L_{net} + I_{sen} + I_{lat} \quad (2c)$$

L_{net} 为净的长波辐射, I_{sen} 为表面感热通量, I_{lat} 为表面潜热通量, 方向都向上为正, 它们的求法下面给定。

在积雪的底部, 通过土壤的状态提供下边界条件。

2.3 积雪的压实方程

积雪的压实过程被分为两个阶段(Anderson^[1]):

(1) 破坏性变形阶段: 对于新雪, 雪密度小时, 破坏性变形是主要的。压实参数化方案为:

$$\left[\frac{1}{Z} \frac{Z}{t} \right]_M = - 2.778 \times 10^6 C_3 C_4 e^{-0.04(273.15-T)} \quad (3a)$$

$$\begin{aligned} C_3 = C_4 = 1.0 & \quad i = 0 \text{ 及 } i < 150 \text{ kg/m}^3 \\ C_3 = e^{-0.06(i-150)} & \quad i < 150 \text{ kg/m}^3 \\ C_4 = 2 & \quad i > 0 \end{aligned}$$

i 及 t 分别为冰和水的表观密度(或称体积密度)。

(2) 负载变形阶段:破坏性变形之后,积雪压实速率减小。是由于下层的积雪受到上面雪重的压强(负载压强)而产生的压缩变形,这种变形率是负载压强的线性函数,即:

$$\left[\frac{1}{Z} \frac{Z}{t} \right]_W = - \frac{P_S}{\rho} \quad (3b)$$

本模型中,鉴于 Z 层可能较厚,故补充考虑了本层自重的附加压强,于是:

$$P_S = P_{\text{top}} + P_{\text{self}} \quad (\text{N/m}^2)$$

这里 P_{top} 为子层顶层所受的压强, $P_{\text{self}} (= 4.9 \rho_g Z)$ 为自重附加的有效压强, ρ 是粘性系数(N s/m^2),它取决于积雪的密度,温度和雪粒类型。Jordan^[2](1991)建议:

$$\rho = \rho_0 e^{C_5(273.15-T)} e^{C_6 \rho_s}$$

而 $\rho_0 = 3.6 \times 10^6 \text{ N s/m}^2$, $C_5 = 0.08 \text{ K}^{-1}$, $C_6 = 0.021 \text{ m}^3/\text{kg}$ 。综合上述两个过程,积雪的总压实速率 C_R :

$$C_R = \left[\frac{1}{Z} \frac{Z}{t} \right] = \left[\frac{1}{Z} \frac{Z}{t} \right]_M + \left[\frac{1}{Z} \frac{Z}{t} \right]_W$$

3 模式的参数

3.1 热传导系数(K)

在积雪中,热传导性和积雪的密度有直接的关系。此外,它与积雪内部空气的扩散及冰本身的热传导特性有一定关系。目前关于积雪的热传导系数有很多方案。有用常数(文献[3,4]),经验公式(文献[2,3,5~7])及由假设经理论推导的(文献[7])。在模型中,假定它是密度和温度的函数。采用 Yen^[7](1981)的工作:

$$K = 0.0688 \exp(0.0088(T - 273.16) + 4.6682 \rho_s) \quad (\text{W/mk})$$

其中, ρ_s 为积雪的密度(kg/m^3),其变化为 $\frac{d\rho_s}{dt} = \rho_s \times C_R$

3.2 单位体积积雪的比热(c_v)

对于比热求取,有采用常数(文献[3,4,8]),加权平均法(文献[2])及经验公式(文献[5,6]),这里采用后者: $c_v = 1.9 \times 10^6 \text{ s} / i$, i 为冰的密度(920 kg/m^3)

3.3 雪粒直径 d (m)

质量平衡和能量平衡中,雪粒大小是一个很重要的参数,它影响积雪中液态水的渗透率和太阳辐射的消光系数。本模式用 Anderson^[1](1976)的对雪粒直径的简单公式:

$$d = 0 \quad (i < 920 \text{ kg/m}^3)$$

$$d = 2.796 \times 10^{-3} \quad 400 \text{ kg/m}^3 \quad i \quad 920 \text{ kg/m}^3$$

$$d = 1.6 \times 10^{-4} + 1.1 \times 10^{-13} i^2 \quad (i \quad 400 \text{ kg/m}^3)$$

i 为冰的表观密度(或称体积密度)。

3.4 饱和水传导系数(D_{sat})

它由经验公式 $D_{sat} = 4.2129 \times 10^5 \times d^2 \times \exp(-7.8 \times 10^{-3} i)$ 计算。

3.5 雪面反照率(ρ)

雪面反照率是一个十分重要的参数,它与后面讲到的雪面能量平衡有关,有用常数(文献[3,4]),也有用经验公式(文献[6])。文中采用 Gray 和 Landine^[9](1987)方案,对于积雪晴空反照率 ρ_0 (初值取为 0.78)随时间下降的变化率(一直降到最低值 0.17 为止)由表 1 给定:

表 1 ρ_0 在化雪不同阶段的下降率

阶 段	下降率
化雪前期	- 0.0061/d
化雪期间,雪厚 < 0.25 m	- 0.071/d
在化雪期间,雪厚 > 0.25 m	- 0.015/d
在化雪后期	- 0.196/d

实际的反照率与云盖和太阳天顶角有关,在本模型中,引用 Siemer^[10](1988)的公式:

$$(\rho, N, \theta) = \rho_0 + \rho_0(1 - \rho_0)(N, \theta) \quad (4)$$

这里 ρ 为总体反照率, ρ_0 为晴空反照率, N, θ 分别为云量和太阳天顶角, $n = 3$, 函数

$$(N, \theta) = a_1(N) + b_2(\theta) + c_1(N) \theta^2 \quad (5)$$

取 $a_1(N) = N^2$, $\theta^2(\theta) = \exp[1 - (1 - \cos(\theta))^2]$, 系数 $a = 1, b = 1, c = -1.3$

4 模式的分层

为了求得方程的数值解,把积雪-土壤系统在垂直方向上分成若干层。本模式,雪最多分 3 层,构思从试验获得,由经细模式(分十几层)出发,逐渐减少,经 10 层,7 层,3 层,直至 1 层,发现 3 层划分与 7 层乃至十几层结果基本接近,因为表层受大气的日变化驱动,有其特性,底层受冻土作用也有其特性,加上中间的一夹层,自然形成了至多 3 层想法。为了准确反映积雪表面对于日变化的响应,表层取的较薄,在 0.2 cm 和 2 cm 之间。从表面垂直向下,各物理量的变化趋于平缓,所以也就形成分层逐渐变厚的想法,即,中层较薄,底层较厚。在分层中,尽可能使积雪和土壤中的每一层的物理性能均匀。

5 表面定解条件

从能量方程(2a)及(2c)可以看出,雪盖的表层及与大气直接作用的表面的能量平衡

涉及到净辐射、感热及潜热通量以及由降水带入表层的热通量。入射净辐射到雪盖表面太阳辐射在雪层中传输在 2.2 中已有说明, 而大气的长波辐射在雪表面被吸收, 雪表面则按灰体辐射规律发出长波辐射, 下面主要就感热及潜热通量和由于降雨带入表层的热能的计算予以说明:

(1) 感热通量和潜热通量:

在积雪表面, 感热和潜热通量由 Andreas 和 Murphy^[11] (1986) 定义为:

$$I_{\text{sen}} = (E_{\text{H}0} + {}_a c_p C_{\text{H}w})(T_n - T_a)$$

$$I_{\text{lat}} = P/0.662(E_{\text{E}0} + \frac{100L_{\text{VL}}}{R_w T_a} C_{\text{E}w})(f_r q_s(T_n) - q_a)$$

这里 P 为大气压强, ${}_a$ 为空气的密度, T_a 为空气的温度, c_p 为空气的定压比热, T_n 为表面温度, w 为风速, C_{H} 及 C_{E} 分别为感热和潜热的总体输送系数, I_{sen} 和 I_{lat} 定义为向下为正。在雪面上, 水汽假定为饱和, 故 $f_r = 1.0$ 。 L_{VL} 为升华或凝华潜热, 参数 $E_{\text{H}0} = (2.0 \pm 0.5) \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K})$ 和 $E_{\text{E}0} = (2.0 \pm 0.5) \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ hPa})$ 为无风情况下雪面的交换系数, 是由经验确定的。

(2) 雪面的降水热通量:

降水热通量仅包括由于降雨而产生的热通量, 即:

$$I_{\text{f}}(0) = {}_l C_l (T_a - 273.16) P_{\text{R}}$$

这里, C_l 为液态水的比热, ${}_l$ 液态水的密度, P_{R} 为降雨率, T_a 为雨温。

(3) 积雪表面 $Q(0)$ 等于总的降雨量减去蒸发量及雪面径流量, 而降雪则叠置于原雪面, 形成有一定质量的薄层。

6 结果和分析

(1) 解法:

鉴于篇幅, 这儿只作简单介绍, 对于热平衡方程, 由于表面温度变化较快, 采用泰勒级展开然后隐式方法求解。而对于雪水当量和积雪厚度则采用显式的方法求解。

(2) 模拟结果和分析:

对本模型和 Jordan 的模型从 1987 年 2 月 5 日共 14 d 的积分结果进行比较, 发现本模型具有和复杂模型相当的精度, 例如, 从图 1a 表面温度模拟的结果来看, 两个模型的结果基本一致。

用本模型和 Jordan 的复杂模型相比较, 发现本模型比 Jordan 的模型节省了计算机时近 20 倍, 并且本模型能够稳定的长期积分进行积雪季节变化的研究, 而 Jordan 的模型可能由于表层分层极薄, 所用时间步长需很短, 对于积分时间长的问题, 若为节省机时而用大时间步长时, 发现稳定性较差。

对俄罗斯 Yershov (48.3°N, 51.4°E) 站 1978~1983 年 6 a 的大气及积雪资料进行计算, 并把计算的反照率、表面温度、积雪厚度与实测值进行了比较, 发现它们都表现出很强的季节变化 (图 1)。从图 1b 可以看出, 反照率在冬季无论其本身的价值还是方差都较大, 但

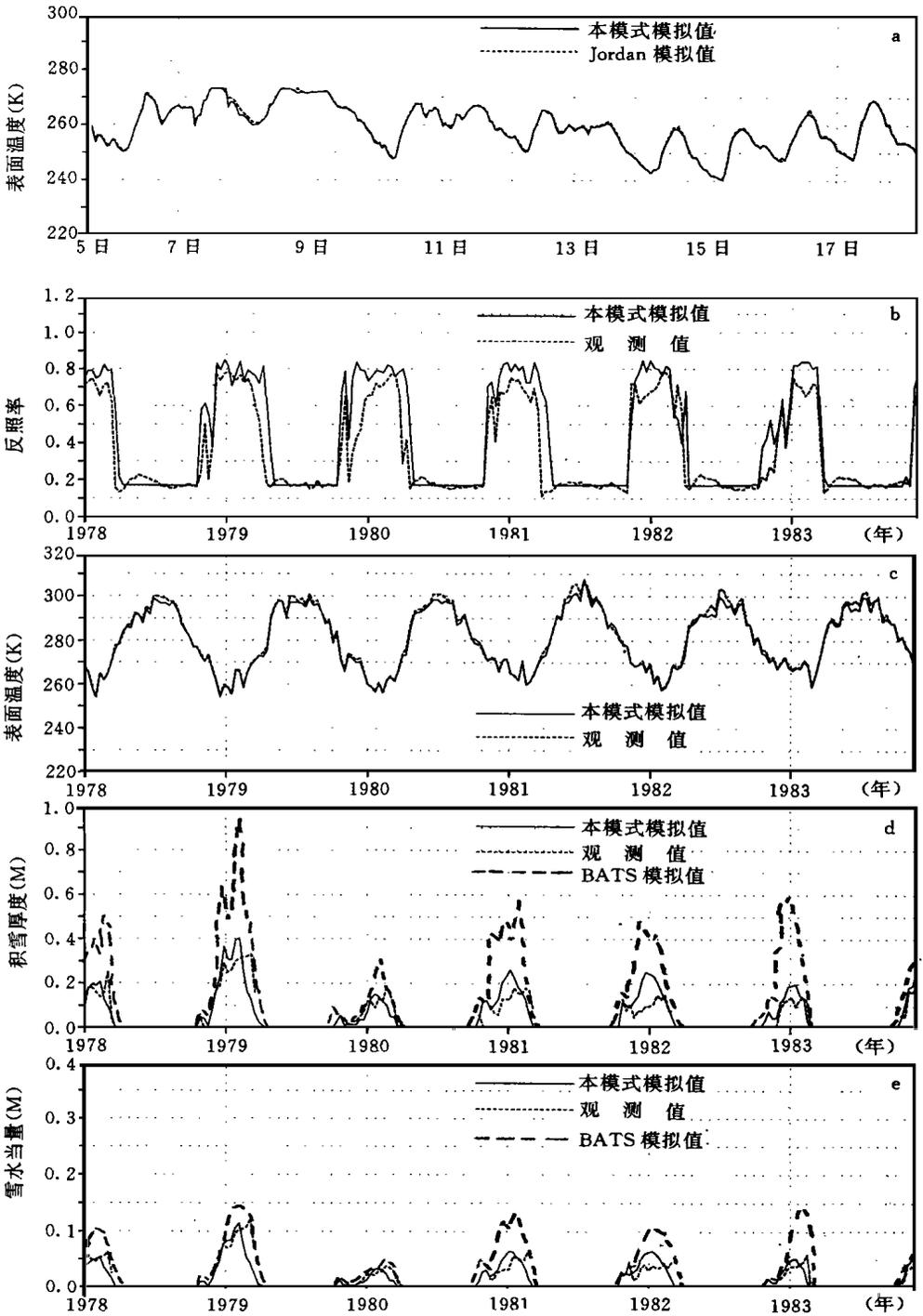


图1 本模型和 Jordan 复杂积雪模型以及俄罗斯 Yershov 站实测资料的对比
 (横坐标: 积分时间; 纵坐标: a. 表面温度; b. 反照率; c. 表面温度; d. 积雪厚度; e. 雪水当量)

在夏季方差较小, 模拟结果与实测值吻合较好。从图 1c 看出实测的表面温度和模拟值符合得非常好, 对于积雪厚度和雪水当量的模拟与实测结果相比也是比较理想(图 1d-e)。另外, 对俄罗斯另外 5 个站同样时间长度的资料也进行了模拟分析, 得到了非常类似的结果。总之, 本模型对雪水当量的模拟要优于对积雪厚度的模拟, 也就是说, 对积雪质量的模拟更好于对密度的模拟, 模型对有雪和无雪的时间分界点的模拟也比较准确。从图 1d-e 中也给出 BATS 对积雪厚度和雪水当量的模拟结果, 可以看到模拟的结果要远比 BATS 的模拟结果(Yang^[6], 1994)更接近实测结果, 这是由于合理地考虑了积雪的内部过程和积雪密度的变化而得到的, 而 BATS 模型对雪盖的描述是十分的简化, 未考虑积雪的内部过程和积雪密度的变化。

(3) 讨论:

表面反照率是影响能量平衡非常重要的参数, 确定它的因子十分复杂。虽然我们在计算反照率时, 已取得较好的结果, 但是对于反照率的日变化及积雪、土壤、植被共存时反照率的计算, 仍有待于进一步研究。

对于质量平衡, 积雪厚度、雪水当量、表面径流、积雪覆盖等是比较关键的几个量, 对于前两者, 新设计的简化模型已有相当的提高, 而后两者, 它们不仅影响着陆地与大气之间的水汽交换, 而且也影响着水文循环。由于观测资料的缺乏, 没有理想的参数化方案。BATS 和 SSIB 中提出简单的解决办法, 但是比较粗糙。希望进一步研究这个问题。

参考文献

- 1 Anderson E A. A point energy and mass balance model of a snow cover. Office of Hydrology, National Weather Service, Silver Spring, MD. NOAA Technical Report NWS 19, 1976. 1- 150
- 2 Jordan R. A one-dimensional temperature model for a snow cover. CRREL, Special Report. 1991. 91- 1b, 1- 48
- 3 Kondo J, Yamazaki T. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. J Appl Meteor, 1990, 29: 375- 384
- 4 Marshall S. Snow hydrology in a general circulation model. J Climate, 1994, 7: 1251- 1268
- 5 Mare L S. The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. J Climate, 1994, 7: 1842- 1855
- 6 Verseghy D L. Class-a Canadian land surface scheme for GCMS, 1. soil model. International Journal of Climate, 1991, 11: 111- 133
- 7 Yen Y C. Review of thermal properties of snow, ice and sea ice. CRREL Report 81- 10, 1981. 1- 27
- 8 Loth B, Graf H F. Modeling the snow cover for climate studies. Report No. 190, Max-Planck-Institute für Meteorologie, 1996. 1- 30
- 9 Gray D M, Landine P G. Albedo model for shallow prairie snow covers. Canadian Journal of Earth Science, 1987, 24: 1760- 1768
- 10 Siemer A H. One-dimensional EBM of a snow cover taking into account liquid water transmission. Ber Ins Meteorol-Klimatol Univ Hannover, 1988, 34: 126
- 11 Andreas E L, Murphy B. Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and polynyas. J Phys Oceanogr, 1986, 16(11): 1875- 1883

A SNOW MODEL DESIGN FOR COUPLING WITH GCM

Sun Shufen Jin Jiming Wu Guoxiong

LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080

Abstract

It is a simplified and layered model to describe seasonal change of a snow cover. The model will be used to couple with frozen soil model being developed later. In order to keep the model more accuracy as well to be able in using in GCM study, the model takes into consideration the energy and mass transport processes as well scheme of layering snow pack carefully.

In the model, the internal energy, instead of temperature, is used as predicted variable. It will help us to deal with phase change process and to reduce computational error more efficiently.

As for snow density change, two processes leading snow more dense will be considered. They are metamorphism and compaction processes. The compaction effect from self weight of each sublayer is also considered because the sublayer may be very thick in the model. There are many parameters involved in the model, and it is explained to how to select the scheme to estimate these parameters.

Comparison of simulation results from the model with more fine model shows that the model can almost predict results with same accuracy as the fine model did. The model also simulates the field observation data very well.

Key words: Layered snow cover model, Phase change process, Density change, Parameterization scheme.