

陆面模式 CLSM 的设计及性能检验^{*}

I. 模式设计

陈海山 孙照渤

(南京信息工程大学气象灾害与环境变化重点实验室, 南京 210044)

摘 要 在现有陆面模式的基础上, 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, 发展了一个既能反映积雪变化、干旱/半干旱区地气交换过程, 同时又能描述不同陆面状况物理过程的陆面模式 (Comprehensive Land Surface Model, 简称 CLSM), 改善了陆面模式对全球范围内不同下垫面条件下的陆面过程及地—气交换过程的模拟能力。

关键词: 陆面模式 CLSM; 模式设计

文章编号 1006-9895 (2004) 06-0801-19 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

1 引言

陆地表面是地球气候系统的重要组成部分, 同时也是全球和区域大气环流模式的重要下边界。深入研究陆面过程, 发展和完善陆面模式, 对陆面过程及地—气交换过程进行合理的描述, 是改善气候模式对地球气候系统的模拟能力和深入认识地球气候系统变化的物理机制所必须解决的一个根本的问题^[1]。近 20 年来, 陆面模式的发展取得了很大的进步, 在大量观测研究的基础上, 先后发展了数十个陆面模式。陆面模式由早期的简单“Bucket”模式, 逐渐发展到了能够较全面描述土壤—植被—大气相互作用的综合模式, 陆面过程的研究确实取得了很大的进展。

然而, 尽管各种复杂的陆面模式相继发展, 在一定程度上改善了气候模式对陆面过程的模拟能力, 但在陆面模式的研究中仍存在大量有待深入研究的问题^[2~8]。国际陆面模式比较计划 PILPS, 通过对目前 20 余个具有代表性的陆面模式的比较, 发现众多陆面模式在相同的大气强迫下, 对陆面水循环和地气通量的模拟存在显著的差别; 大多数陆面模式对湿润区植被分布均匀的模拟效果较好, 而对积雪、冻土、沙漠和非均匀下垫面状况的模拟能力还存在很大的缺陷^[9~15]。这一方面说明了目前陆面模式中的参数化方案仍很不成熟, 另一方面也说明了陆面过程的复杂性, 陆面模式的模拟能力还有待完善。

BATS^[16~18]、SiB^[19]、NCAR LSM^[20]等陆面模式, 以及 NCAR 新一代的陆面模式 CLM^[21], 包含了复杂的植被参数化方案, 对植被在陆面过程及地气交换中的重要作用进行了详细的描述, 是目前用于气候研究的最具代表性的陆面模式。然而, 大多数模

2003-07-28 收到, 2003-10-29 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40331010

式对陆面过程的描述能力也存在一些不足之处。例如,模式对土壤水热传输过程的描述过于简化,没有详细考虑土壤水分的多相态过程及其所引起的能量变化;另外,模式中积雪的参数化方案也过于简单,难以对积雪的变化特征进行合理的刻画。这些因素限制了模式对不同陆面过程的综合描述能力。与此同时,各种针对不同研究需要的陆面过程模型和参数化方案也逐渐发展起来。Anderson^[22]和 Jordan^[23]先后发展了对积雪变化过程进行详细描述复杂积雪模型。在此基础上,一些研究者^[24~28]先后发展了用于 GCM 的多层积雪模型,这些积雪模型考虑了积雪的压实、变形以及积雪中液态水的流动等积雪变化的内部过程,对积雪变化的物理过程进行了较全面的描述。为了描述与气候变化有关的水文过程,以 VIC 模式^[29]为代表的陆面水文模式也不断出现。近年来,越来越多的研究将冻土、干旱/半干旱等特殊气候条件下土壤的水热传输过程作为研究的重点,并发展了有针对性的参数化方案和模型^[30~35]。与前面所提到的陆面模式不同,此类陆面过程模型基本上侧重于对某类特殊问题的描述,尽管有强的针对性,但缺乏对土壤—植被—大气系统的全面反映。

如何寻找两类模式的最佳结合点,发展能够全面反映不同陆面过程的综合陆面模式,值得尝试。本文以包含复杂植被参数化方案的陆面模式 BATS、NCAR LSM 为基础,并结合 SNTHERM^[23]、SAST^[26~28]、SWHTM^[33]等模式中关于积雪、土壤过程的参数化方案,从理论上对土壤—积雪—植被—大气系统的各种物理过程进行了新的考虑,详细考虑地—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,发展了一个能够反映积雪变化、干旱/半干旱区地气交换过程,同时又能够描述不同陆面状况地气交换过程的陆面模式(Comprehensive Land Surface Model,简称 CLSM)。本文将从模式的基本结构及其主要的物理过程、模式的物理方程及参数化、计算方案等方面对 CLSM 进行详细的介绍。

2 CLSM 的结构和主要的物理过程

CLSM 的基本结构和主要的物理过程如图 1 所示。CLSM 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,主要包括多层(10 层)土壤、多层(2~5 层)积雪、1 层植被和湍流边界层等四个组成部分,从而构成了一个完整的土壤—积雪—植被—大气相互作用系统。

3 模式的物理方程

3.1 CLSM 的能量平衡方程

CLSM 的能量平衡过程主要包括冠层能量平衡、土壤热传输和积雪能量平衡三部分。

3.1.1 冠层的能量平衡

植被表面能量平衡方程可以表示为

$$R_{\text{net}}(T_{\text{veg}}) - H_{\text{sveg}}(T_{\text{veg}}) - H_{\text{lveg}}(T_{\text{veg}}) = 0, \quad (1)$$

其中, R_{net} (单位: W m^{-2}) 为植被吸收的净辐射, H_{sveg} (单位: W m^{-2}) 为感热通

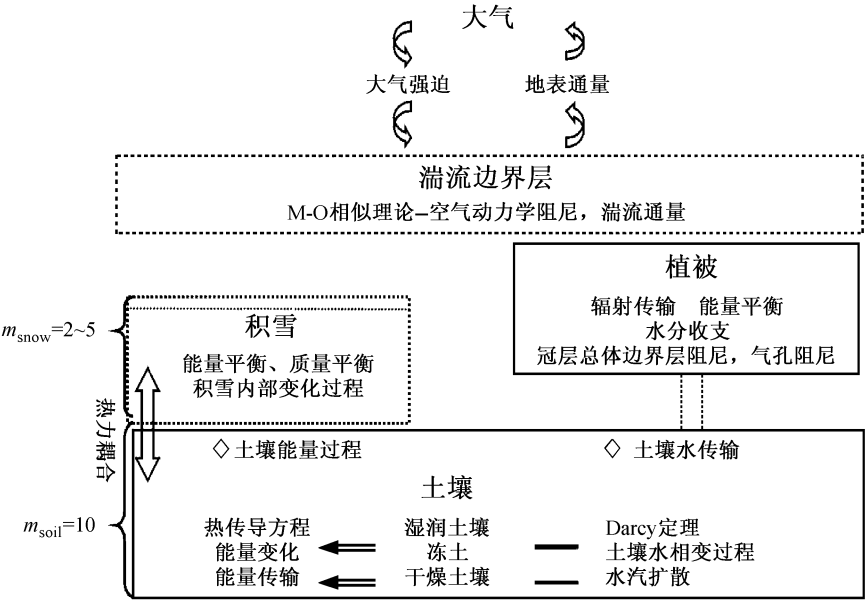


图1 模式结构及主要物理过程示意图

量, H_{veg} (单位: W m^{-2}) 为潜热通量, T_{veg} (单位: K) 为植被叶面温度。

3.1.2 土壤热传输

为了更好地反映不同情况下土壤的热量变化过程, CLSM 详细考虑了土壤热传导、水蒸汽扩散、土壤水的相变对土壤热传输和能量平衡的影响, 所采用的控制方程为

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[- (k_s + \rho_w L D_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} - \rho_w L D_{v\theta} \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z} \right] + \rho_{\text{ice}} L_f \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t}, \quad (2)$$

其中, C_s (单位: $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) 为单位体积土壤的热容量, T (单位: K) 为土壤温度, k_s (单位: $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) 为土壤的热传导率, L (单位: J kg^{-1}) 为水的蒸发潜热, ρ_w (单位: kg m^{-3}) 为液态水的密度, θ_{liq} (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) 为土壤饱和体积液态含水量; ρ_{ice} (单位: kg m^{-3}) 为冰的密度, L_f (单位: J kg^{-1}) 为冰的溶解潜热, θ_{ice} (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) 为土壤的固态水 (冰) 体积含量, $D_{vT} = D_v C_T$ 为土壤水汽温度梯度下的扩散率, $D_{v\theta} = D_v C_\theta$ 为土壤水梯度下的扩散率, D_v 、 C_θ 、 C_T 的计算如下:

$$D_v = 229 \times 10^{-7} \left(\frac{1000}{p_s} \right) \left(\frac{T}{273.15} \right)^{1.75} (\theta_{\text{liq},s} - W_{\text{liq}} \theta_{\text{liq},s})^{5/3},$$

$$C_T = - \frac{h_r}{R_w^2 T^2} \left[T \frac{d e_{\text{sat}}(T)}{dT} - \left(\frac{\psi g}{R_w T} + 1 \right) e_{\text{sat}}(T) \right],$$

$$C_\theta = \frac{h_r g}{R_w^2 T^2} \frac{B \psi_s}{\theta_{\text{liq},s}} \left(\frac{\theta_{\text{liq}}}{\theta_{\text{liq},s}} \right)^{-B-1} = \frac{h_t g}{R_w^2 T^2} \frac{B \psi_s}{\theta_{\text{liq},s}} W_{\text{liq}}^{-B-1},$$

其中, p_s (单位: hPa) 为地面气压, $\theta_{\text{liq},s}$ (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) 为土壤饱和体积含水量, $W_{\text{liq}} = \theta_{\text{liq}} / \theta_{\text{liq},s}$ 表示土壤饱和度, $h_t = \exp(\psi g / R_w T)$ 表示土壤相对湿度, g (单位: m s^{-2}) 为重力加速度, $R_w = 461.296$ (单位: $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) 为水的气体常数, ψ (单位: m) 为土壤水势, ψ_s (单位: m) 为饱和土壤水势, $e_{\text{sat}}(T)$ (单位: hPa) 表示局地土壤温度为 T 时的饱和水汽压^[33,35~38]。

积雪存在时,上边界条件根据积雪表面的能量平衡来确定;没有积雪存在的情况下,土壤表面的上边界条件由下式给定:

$$-(k_s + \rho_w LD_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} - \rho_w LD_{v\theta} \frac{\partial \theta_{liq}}{\partial z} \Big|_{z=0} = S_g - L_g - H_{sg} - H_{lg},$$

式中, S_g 、 L_g 、 H_{sg} 、 H_{lg} 分别表示土壤表面的净太阳短波辐射、净长波辐射、感热通量和潜热通量,而下边界采用零通量边界条件。

3.1.3 积雪的能量平衡方程

积雪的能量平衡主要包括积雪内部的热传导、水蒸汽扩散以及积雪内太阳辐射的透射等过程,以及积雪相变过程引起的能量变化,忽略了降水和积雪内部液态水流动引起的能量变化。积雪的热传输方程为

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

其中, C_{snow} (单位: $J m^{-3} K^{-1}$) 为单位体积积雪的热容量; $k_{eff} = k_{sn} + k_v$ 为考虑水汽扩散作用的有效热传导率^[26], k_{sn} 为积雪的热传导系数; k_v 为考虑水蒸汽运动所引起的热传导系数; $R_s(z)$ 为积雪深度 z 处的太阳短波辐射。

积雪表面满足的上边界条件:

$$k_{eff} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-d_{snow}} = -L_g - H_{sg} - H_{lg}.$$

3.2 CLSM 的质量平衡方程

3.2.1 冠层的水收支

植被冠层的水分收支由其截留的降水、叶面的蒸发和凝结所决定,冠层水的变化可以根据简单的质量平衡方程来决定,冠层的质量平衡可以表示为

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

其中, M_{can} (单位: m) 为冠层的水分存储量, q_{intr} (单位: $m s^{-1}$) 为冠层截留的降水, q_{ceva} (单位: $m s^{-1}$) 为植被湿叶面的蒸发, q_{prc} (单位: $m s^{-1}$) 为降水率, q_{drip} (单位: $m s^{-1}$) 为叶面过剩滴落水, f 为降水直接穿透冠层的部分,采用类似植被辐射传输的方法来进行计算^[19],

$$f = \exp[-K_c(L_{ai} + S_{ai})],$$

式中, $K_c = G(\mu)/\mu$, $\mu = 1$, $K_c = 0.5$ 。

叶面过剩滴落水表示为

$$q_{drip} = \begin{cases} 0, & M_{can} \leq M_{cmax}, \\ M_{can} - M_{cmax}, & M_{can} > M_{cmax}, \end{cases}$$

$M_{cmax} = 0.1 \text{ mm}$ 为植被冠层的最大储水量。降雪的情况采用类似的处理方法,根据上式可以直接计算冠层的水量。

另外,在计算植被叶面的水汽通量时,还需要确定湿叶面、干叶面所占的比例,通常这两个量通过冠层水量来确定^[18]:

$$f_{wet} = \left[\frac{M_{can}}{M_{cmax}(L_{ai} + S_{ai})} \right]^{2/3} \leq 1,$$

$$f_{dry} = (1 - f_{wet}) \frac{L_{ai}}{L_{ai} + S_{ai}},$$

地面所获得的降水通量： $q_{\text{gnd}} = q_{\text{prc}}f + q_{\text{drip}}$ 。

3.2.2 土壤水分的控制方程

土壤水分变化主要决定于重力渗透、液力扩散、水汽扩散、植被的蒸腾抽吸等过程。同时，考虑土壤水的相变过程引起的土壤不同相态的土壤水含量之间的转变。CLSM 主要对土壤液态水、固态水的质量平衡进行描述。

土壤液态水的控制方程为

$$\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t} = - \frac{\partial Q}{\partial z} + S_Q,$$

其中， Q （单位： m s^{-1} ）为水的总通量，包括液态水通量 Q_l 和汽态水通量 Q_v 两部分， S_Q 表示土壤水分的源汇项。

根据 Darcy 定理，土壤液态水通量 Q_l 为

$$Q_l = -K \left[\frac{\partial (\psi + z)}{\partial z} \right] = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z} + 1 \right),$$

其中， K 、 ψ 、 θ_{liq} 分别为土壤导水率（单位： mm s^{-1} ）、土壤水势（单位： mm ）和土壤液态水体积含量（单位： $\text{mm}^3 \text{mm}^{-3}$ ）。根据 C-H 土壤水分参数化方案，土壤的导水率： $K = K_{\text{sat}} s^{2B+3}$ ，而土壤水势可以表示为： $\psi = \psi_{\text{sat}} s^{-B}$ ， $s = \theta_{\text{liq}} / \theta_{\text{liq},s}$ 为土壤水饱和度。

水汽扩散引起的气态水通量 Q_v 表示为

$$Q_v = - \left(D_{v\theta} \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right).$$

不同相态的土壤水之间的转化过程可以引起不同相态的土壤含水量的变化。根据质量守恒定理，土壤中液态水和固态水（冰）质量之间满足：

$$\frac{\partial m_{\text{ice}}}{\partial t} = - \frac{\partial m_{\text{liq}}}{\partial t} \Rightarrow \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t} = - \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_w} \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t}.$$

植被存在时，蒸腾作用会引起根区土壤水分的净减少，最终有土壤水分的源汇项为

$$S_Q = -Q_{\text{cetr}} - \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_w} \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t}.$$

土壤水分控制方程的完整形式则为

$$\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(K \frac{\partial \psi}{\partial \theta_{\text{liq}}} + D_{v\theta} \right) \frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} - Q_{\text{cetr}} - \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_w} \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t}. \tag{5}$$

土壤水分传输方程的上边界条件（土壤水入渗通量）：

$$\begin{aligned} Q|_{z=0} &= q_{\text{gnd}} + S_m - E_g - R_{\text{surf}}, & m_{\text{snow}} &= 0, \\ Q|_{z=0} &= q_{\text{snowb}} - R_{\text{surf}}, & m_{\text{snow}} &\geq 1. \end{aligned}$$

关于地表径流的参数化方案的讨论很多，在 CLSM 中采用了简单的参数化方案，假定地表径流为超过土壤表层饱和导水率的部分（超渗产流），定义：

$$q_g = q_{\text{gnd}} + S_m$$

或

$$q_g = q_{\text{sonwb}},$$

$$R_{\text{surf}} = \begin{cases} q_g, & \theta_{\text{liq}} \geq \theta_{\text{liq},s} \\ q_g - \min(q_g, K_{\text{sat}}), & \theta_{\text{liq}} < \theta_{\text{liq},s} \end{cases}$$

下边界条件：

$$Q_{\text{bottom}} = q_{\text{drain}}$$

或

$$Q_{\text{msoil}} = q_{\text{drain}},$$

其中,重力排水(深层土壤径流)的计算方案为

$$q_{\text{drain}} = K_{\text{msoi}} \left(\frac{\theta_{\text{liq}}}{\theta_{\text{liq},s}} \right)^{2B+3},$$

其中, K_{msoil} 为土壤底层的导水率。

3.2.3 积雪的质量守恒方程

积雪的质量平衡主要受液态水传输影响,水汽扩散对于积雪的质量平衡而言,其影响是非常小的。另外,积雪内部的相变过程只改变积雪的内部成分,不直接影响积雪的质量平衡。

对于厚度为 Δz (单位: m) 的积雪层,质量平衡方程为

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

式中双下划线表示固态降水量,仅对表层积雪而言, f_{ice} 为降水中固态水的质量比; Q_{in} (单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 为流入积雪层的液态水通量, Q_{out} (单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 为流出积雪层的液态水通量, R_{snow} (单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) 则为积雪层的侧流量。上边界条件为 $Q_{\text{in}}|_{z=0} = (1 - f_{\text{ice}}) q_{\text{grnd}} - E$; 而底层的液态水外流通量 Q_{out} 和积雪层的侧流量 R_{snow} 则参与地表的水循环过程,为土壤水的计算提供上边界条件。

根据 Loth 等^[24]和 Sun 等^[27]的工作,定义积雪的积雪持水力为

$$C_{\text{h}} = \frac{r_{\text{l}}}{r_{\text{i}}} = \begin{cases} C_{\text{min}}, & r_{\text{i}} \geq r_{\text{e}}, \\ C_{\text{min}} + \frac{(C_{\text{max}} - C_{\text{min}})(r_{\text{e}} - r_{\text{i}})}{r_{\text{e}}}, & r_{\text{i}} < r_{\text{e}}, \end{cases}$$

其中, $C_{\text{min}} = 0.03$, $C_{\text{max}} = 0.10$, $r_{\text{e}} = 200 \text{ kg m}^{-3}$, r_{l} 、 r_{i} 分别为积雪中水、冰的分密度。

当积雪内部所含的液态水超过 C^{h} 时,超过的部分以液态水通量形式流出该积雪层,计算为

$$Q_{\text{out}} = \begin{cases} 0, & f_{\text{ice}} \geq \frac{1}{1 + C_{\text{h}}}, \\ [1 - f_{\text{ice}}(1 + C_{\text{h}})] \frac{\rho_{\text{snow}} \Delta z}{\Delta t}, & f_{\text{ice}} < \frac{1}{1 + C_{\text{h}}}, \end{cases}$$

f_{ice} 为积雪冰质量的的比例。

流出的液态水通量的分配,取决于下层积雪的液态水含量,即入渗水的可用空间:

$$S_{\text{ave}} = [1 - (\theta_{\text{ice}} - \theta_{\text{liq}}) \Delta z] \rho_{\text{w}}.$$

如果假定下层积雪有入渗水的可用空间,考虑在模式一个时间步长内的情况,入渗水的可用空间(单位时间内可以容纳的液态水)可以表示为

$$R_{\text{ave}} = \frac{S_{\text{ave}}}{\Delta t},$$

实际流入下层的液态水通量为

$$Q_{\text{in}} = \min(Q_{\text{out}}, R_{\text{ave}}),$$

积雪层的侧流量则为

$$R_{\text{snow}} = \max(0, Q_{\text{out}} - R_{\text{ave}}).$$

相变过程由下式来描述：

$$\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t} = -\frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_{\text{w}}} \frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t},$$

根据计算所得到的积雪温度和能量的剩余进行诊断。

4 模式的参数化方案

4.1 反照率的参数化

模式中反照率的参数化主要包括地表反照率和植被反照率两部分的计算。地表反照率的参数化主要考虑土壤颜色、水分以及积雪对地表反照率的影响；而植被反照率的参数化主要考虑不同植被类型的辐射特性的差异和植被冠层中的辐射传输过程。

4.1.1 地表反照率

土壤表面的反照率主要取决于土壤颜色、土壤水分、积雪和植被的覆盖状况，同时与太阳高度角以及辐射的光谱性质也存在密切的关系。CLSM 中将太阳辐射分为可见光和近红外光两个波段，均包含直射和散射两种情况。假定土壤直射和散射辐射具有相同的反照率，并且根据下式计算：

$$\alpha_{\text{soil},\Lambda,\mu} = \alpha_{\text{soil},\Lambda} = \alpha_{\text{sat},\Lambda} + \lambda \leq \alpha_{\text{dry},\Lambda},$$

其中 $\alpha_{\text{soil},\Lambda,\mu}$ 、 $\alpha_{\text{soil},\Lambda}$ 分别为土壤的直射、散射反照率；而 $\alpha_{\text{sat},\Lambda}$ 、 $\alpha_{\text{dry},\Lambda}$ 则代表饱和土壤、干土壤的反照率，而 $\lambda=0.11-0.40\theta_1>0$ 为土壤湿度对反照率的影响因子；根据模式的土壤反照率参数，就可以计算不同土壤、不同水分条件下实际的反照率。

积雪存在时，考虑积雪对地表反照率的影响。采用 Dickinson 等^[18]提出的参数化方案，主要考虑雪龄、太阳高度角对积雪反照率的影响。

最终，可以得到地表反照率：

- (1) 直射辐射的反照率：应为 $\alpha_{\text{g}\Lambda\mu} = \alpha_{\text{soil},\Lambda,\mu} (1-f_{\text{snow}}) + \alpha_{\text{snow},\Lambda,\mu} f_{\text{snow}}$ ；
- (2) 散射辐射的反照率： $\alpha_{\text{g}\Lambda} = \alpha_{\text{soil},\Lambda} (1-f_{\text{snow}}) + \alpha_{\text{snow},\Lambda} f_{\text{snow}}$ 。

而积雪覆盖面积 $f_{\text{snow}} = d_{\text{snow}} / (10z_0 + d_{\text{snow}})$ ， z_0 (单位：m) 为地表粗糙度。

4.1.2 植被反照率 (辐射传输)

植被的反照率采用二流辐射传输方案进行计算，由于篇幅所限，这里不加详细讨论，有关此方法的理论和具体的计算可参见有关工作^[20,39~41]。

如果积雪存在，必须考虑积雪的影响。采用类似于土壤的方法，首先确定植被被积雪所覆盖的部分： $f_{\text{snow}} = d_{\text{snow}} / (10z_0 + d_{\text{snow}})$ ，此时 z_0 (单位：m) 对应植被的粗糙度，然后通过积雪反照率与植被反照率的组合得到复合反照率。

模式计算中，在确定了各种地表构成的反照率之后，根据网格区域内不同地表成分所占的比例，可以通过对整个网格区域内植被、土壤和积雪反照率作面积加权平均来确定地表总体反照率。

4.2 CLSM 辐射通量的计算

太阳短波辐射和大气长波辐射是陆面能量变化过程的驱动力，是求解陆面模式能量平衡方程所必须的上边界条件。在确定了地表、植被有关辐射特性的基础之后，可

以据此给出地表或植被表面的各种辐射通量。

4.2.1 短波辐射通量

通过植被冠层的二流辐射传输方案,可以根据植被的辐射特性参数对植被冠层的辐射通量进行计算。对于单位入射辐射通量,经过植被的反射、透射和散射,可以利用辐射传输计算的结果和植被、地表的辐射特性来确定。下面分别给出相关的辐射通量的计算表达式。

单位入射辐射通量为植被吸收的直射和散射通量分别为

$$I_{\Lambda\mu} = 1 - I \uparrow_{\Lambda\mu} - (1 - \alpha_{g\Lambda}) I \downarrow_{\Lambda\mu} - (1 - \alpha_{g\Lambda\mu}) e^{-K_c(L_{ai} + S_{ai})},$$

$$I_{\Lambda} = 1 - I \uparrow_{\Lambda} - (1 - \alpha_{g\Lambda}) I \downarrow_{\Lambda}.$$

植被和地表吸收的总太阳短波辐射分别为

$$S_{veg} = \sum_{\Lambda} (S \downarrow_{atm\Lambda\mu} \cdot I_{\Lambda\mu} + S \downarrow_{atm\Lambda} \cdot I_{\Lambda}),$$

$$S_g = \sum_{\Lambda} [S \downarrow_{atm\Lambda\mu} e^{-K_c(L_{ai} + S_{ai})} (1 - \alpha_{g\Lambda\mu}) + (S \downarrow_{atm\Lambda\mu} \cdot I_{\Lambda\mu} + S \downarrow_{atm\Lambda} \cdot I_{\Lambda}) (1 - \alpha_{g\Lambda})],$$

其中, $I \uparrow_{\Lambda\mu}$ ($I \downarrow_{\Lambda\mu}$)、 $I \uparrow_{\Lambda}$ ($I \downarrow_{\Lambda}$) 分别为单位入射太阳直射、散射通量所对应的向上(向下)散射辐射通量, $\alpha_{g\Lambda\mu}$ 、 $\alpha_{g\Lambda}$ 为地表直射、散射辐射反照率; K_c 、 L_{ai} 和 S_{ai} 分别为植被冠层的消光系数、叶面积指数和茎面积指数; 而 $S \downarrow_{atm\Lambda\mu}$ 、 $S \downarrow_{atm\Lambda}$ 分别为入射的直射和散射辐射通量。

4.2.2 长波辐射通量

(1) 有植被的情况

冠层净长波辐射:

$$L_{veg} = -\alpha_{veg} [1 + (1 - \alpha_{veg})(1 - \alpha_g)] L \downarrow_{atm} - \alpha_g \epsilon_g \sigma T_g^4 + \epsilon_{veg} \sigma [2 - \alpha_{veg}(1 - \alpha_g)] T_{veg}^4,$$

地表的净长波辐射:

$$L_g = \alpha_g (1 - \alpha_{veg}) L \downarrow_{atm} + \alpha_g \epsilon_{veg} \sigma T_{veg}^4 - \epsilon_g \sigma T_g^4,$$

冠层向下的长波辐射:

$$L \downarrow_{veg} = (1 - \alpha_{veg}) L \downarrow_{atm} + \epsilon_{veg} \sigma T_{veg}^4,$$

地表向上的长波辐射:

$$L \uparrow_g = (1 - \alpha_g) L \downarrow_{veg} + \epsilon_g \sigma T_g^4,$$

冠层向上的长波辐射:

$$L \uparrow_{veg} = (1 - \alpha_{veg})(1 - \alpha_g)(1 - \alpha_{veg}) L \downarrow_{atm} + [1 + (1 - \alpha_{veg})(1 - \alpha_g)] \epsilon_{veg} \sigma T_{veg}^4 + (1 - \alpha_{veg}) \epsilon_g \sigma T_g^4,$$

其中, α_{veg} 、 α_g 分别为植被和地表的吸收系数, $L \downarrow_{atm}$ 表示向下的大气长波辐射; 而地表散射系数 $\epsilon_g = \epsilon_{soil}(1 - f_{snow}) + \epsilon_{snow} f_{snow}$, $\epsilon_{snow} = 0.97$, $\epsilon_{soil} = 0.96$, σ 为 Stefan-Boltzmann 常数, T_g 为地表温度, ϵ_{veg} 为植被散射系数。

(2) 裸土情况

地表净长波辐射通量:

$$L_g = \alpha_g L \downarrow_{atm} - \epsilon_g \sigma T_g^4,$$

地面向上的长波辐射通量:

$$L \uparrow_g = (1 - \alpha_g) L \downarrow_{atm} + \epsilon_g \sigma T_g^4.$$

4.3 湍流通量的参数化

湍流通量的参数化主要包括动量、感热、潜热（水汽）通量的计算。

如果给定参考高度 z_{atm} 上的 u_{atm} 、 v_{atm} 、 θ_{atm} 或 T_{atm} 、 q_{atm} 和地面的 u_s 、 v_s 、 θ_s 或 T_s 、 q_s ，湍流通量的基本表达式分别为

动量通量：

$$\tau_x = -\rho_{\text{atm}} \frac{(u_{\text{atm}} - u_s)}{r_{\text{am}}}, \quad \tau_y = -\rho_{\text{atm}} \frac{(v_{\text{atm}} - v_s)}{r_{\text{am}}},$$

水汽通量：

$$E = -\rho_{\text{atm}} \frac{(q_{\text{atm}} - q_s)}{r_{\text{aw}}},$$

潜热通量：

$$H_l = -L\rho_{\text{atm}} \frac{(q_{\text{atm}} - q_s)}{r_{\text{aw}}},$$

感热通量：

$$H_s = -\rho_{\text{atm}} c_p \frac{(\theta_{\text{atm}} - \theta_s)}{r_{\text{ah}}},$$

其中， r_{am} 为高度 z_{atm} 与 $z_l = z_{\text{om}} + d$ 之间动量输送的阻尼系数， r_{aw} 为高度 z_{atm} 与 $z_l = z_{\text{ow}} + d$ 之间水汽输送的阻尼系数， r_{ah} 为高度 z_{atm} 与 $z_l = z_{\text{oh}} + d$ 之间热量输送的阻尼系数，而 z_{om} 、 z_{oh} 、 z_{ow} 分别为动量、热量、水汽输送的空气动力学粗糙度， d 为零平面位移。

实际计算湍流通量时，必须首先确定空气动力学阻尼、表面阻尼以及边界层阻尼。以下逐一加以简单的介绍，最后给出模式计算各种湍流通量的具体表达式。

4.3.1 风速、温度和水汽廓线的确定

根据莫宁-奥布霍夫相似论（M-O 相似理论），近地层有以下关系式成立：

$$\frac{k(z-d)}{u_*} \frac{\partial |u|}{\partial z} = \phi_m(\zeta), \quad \frac{k(z-d)}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \phi_h(\zeta), \quad \frac{k(z-d)}{q_*} \frac{\partial q}{\partial z} = \phi_w(\zeta),$$

其中，稳定度参数 $\zeta = (z-d)/L$ ， L 为莫宁-奥布霍夫长度（M-O 长度）， $\phi_m(\zeta)$ 、 $\phi_h(\zeta)$ 、 $\phi_w(\zeta)$ 为莫宁-奥布霍夫稳定度函数。以上等式建立了莫宁-奥布霍夫稳定度函数和平均风速、温度、水汽垂直梯度之间的联系。

由于莫宁-奥布霍夫稳定度函数与大气的稳定度具有密切的联系，而在利用以上的关系式来计算近地层有关要素的垂直廓线之前，必须首先确定稳定度函数的具体形式。在不同的稳定度条件下稳定度函数满足不同的关系式：

(1) 稳定情况^[42]：

$$\phi_m(\zeta) = \phi_h(\zeta) = 1 + 5\zeta, \quad \zeta > 0,$$

(2) 不稳定情况^[42]：

$$\phi_m(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-\frac{1}{4}}, \quad \phi_h(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-\frac{1}{2}}, \quad \zeta < 0,$$

(3) 非常不稳定情况^[43]：

$$\phi_m(\zeta) = 0.7\kappa^{\frac{2}{3}}(-\zeta)^{\frac{1}{3}}, \quad \phi_h(\zeta) = 0.9\kappa^{\frac{4}{3}}(-\zeta)^{-\frac{1}{3}},$$

(4) 非常稳定情况^[44]：

$$\phi_m(\zeta) = \phi_h(\zeta) = 5 + \zeta.$$

模式中采用了 Zeng 等^[45]所提出的通量梯度关系。该通量梯度关系以上述的几个经

验关系式为基础，具体的形式如下：

$\phi_m(\zeta)$ 和 $\phi_h(\zeta)$ 关系式为

$$\phi_m(\zeta) = \begin{cases} 5 + \zeta, & \zeta \geq 1; \\ 1 + 5\zeta, & 1 > \zeta > 0; \\ (1 - 16\zeta)^{-\frac{1}{4}}, & \zeta_{Cm} < \zeta < 0; \\ 0.7\kappa^{\frac{2}{3}}(-\zeta)^{\frac{1}{3}}, & \zeta \leq \zeta_{Cm}. \end{cases}$$
$$\phi_h(\zeta) = \begin{cases} 5 + \zeta, & \zeta \geq 1; \\ 1 + 5\zeta, & 1 > \zeta > 0; \\ (1 - 16\zeta)^{-\frac{1}{2}}, & \zeta_{Ch} < \zeta < 0; \\ 0.9\kappa^{\frac{4}{3}}(-\zeta)^{-\frac{1}{3}}, & \zeta \leq \zeta_{Ch}. \end{cases}$$

其中， $\zeta_{Cm} = -1.574$ ， $\zeta_{Ch} = -0.465$ 。另外， $\phi_w(\zeta)$ 的形式同 $\phi_h(\zeta)$ 。

根据 M-O 相似性理论，利用上述的通量梯度关系，对两个任意的高度进行垂直积分，就可以分别得到风速、温度和水汽无量纲尺度，求出风速、温度和湿度廓线。

定义： $|u|_1 = 0$ ， $z_1 = z_{om} + d$ ； $\theta_1 = \theta_s$ ， $z_1 = z_{oh} + d$ ； $q_1 = q_s$ ， $z_1 = z_{ow} + d$ ，可以得到风速、温度和湿度廓线关系（为了简洁起见，这里不再一一给出）。利用以上关系，给定任意高度的平均风速、温度和湿度，可以通过迭代的方法估计边界层（近地层）内的风速、温度、湿度廓线，计算得到以下几个关键物理量：摩擦速度（ u_* ）、温度尺度（ θ_* ）、湿度尺度（ q_* ），这些变量将用于空气动力学阻尼的计算。

4.3.2 空气动力学阻尼

根据 u_* 、 θ_* 、 q_* 与湍流通量的关系，可以得到空气动力学阻尼的计算表达式：

$$r_{am} = \frac{|u_m|}{u_* u_*}; \quad r_{ah} = \frac{\theta_{atm} - \theta_s}{\theta_* u_*}; \quad r_{aw} = \frac{q_{atm} - q_s}{q_* u_*}.$$

式中 $|u_m| = \sqrt{u_{atm}^2 + v_{atm}^2}$ 为参考高度上的风速。计算廓线时，当积分下限高度： $z_1 = z_{om} + d$ 、 $z_1 = z_{oh} + d$ 、 $z_1 = z_{ow} + d$ 中的粗糙度、零平面位移分别取为植被和裸土所对应的取值，就可以分别计算得到植被冠层、地表与参考大气的空气动力学阻尼。

植被存在时，还必须给出植被冠层空间与土壤表面的空气动力学阻尼。模式计算中采用了 BATS 的方案，根据摩擦速度和地表的常值拖曳系数来确定：

$$(r'_{aw})^{-1} = (r'_{ah})^{-1} = C_{dsoil} u_* = C_{dsoil} \sqrt{\frac{|u_m|}{r_{am}}},$$

其中，土壤表面的拖曳系数 $C_{dsoil} = 0.004$ 。

4.3.3 边界层阻尼

冠层的湍流传输过程，还必须确定冠层的总体边界层阻尼，其计算公式^[18]为

$$(\overline{r_b})^{-1} = C_f \sqrt{u_* d_{leaf}},$$

其中， $C_f = 0.01 \text{ (m s}^{-1/2}\text{)}$ ，而 d_{leaf} 为与植被叶子分布有关的给定参数。

4.3.4 表面阻尼

叶面气孔阻尼的计算由 NCAR LSM 直接引进而来，气孔阻尼的计算由生物光合作用模型来决定，相应的方程为

$$\frac{1}{r_s} = m \frac{A}{c_s} \frac{e_s}{e_i} P_{atm} + b,$$

其中， r_s 为叶面气孔阻尼，参数的说明和具体求解参见文献 [20]。

土壤表面阻尼采用以下方案来计算^[46]：

$$r_{\text{surf}} = \exp \left[8.206 - 4.255 \frac{\theta_{\text{liq}}}{\theta_{\text{liq},s}} \right]_{m_{\text{soil}}=1} \quad (\text{土壤}), \quad r_{\text{surf}} = 0.0 (\text{积雪}).$$

4.3.5 湍流通量的计算

(1) 植被覆盖的情况

(A) 感热通量：

总的感热通量：

$$H_s = -\rho_{\text{atm}} c_p \frac{(\theta_{\text{atm}} - T_{\text{af}})}{r_{\text{ah}}} = H_{\text{sveg}} + H_{\text{sg}},$$

冠层的感热通量：

$$H_{\text{sveg}} = -\rho_{\text{atm}} c_p (T_{\text{af}} - T_{\text{veg}}) \frac{(L_{\text{ai}} + S_{\text{ai}})}{\bar{r}_{\text{b}}} = -\rho_{\text{atm}} c_p c_{\text{v,h}} (T_{\text{af}} - T_{\text{veg}}),$$

地表的感热通量：

$$H_{\text{sg}} = -\frac{\rho_{\text{atm}} c_p (T_{\text{af}} - T_{\text{g}})}{r'_{\text{ah}}} = -\rho_{\text{atm}} c_p c_{\text{a,h}} (T_{\text{af}} - T_{\text{g}}).$$

根据上述三个感热之间的联系，可以将冠层间的气温表示为

$$T_{\text{af}} = \frac{c_{\text{a,h}} \theta_{\text{atm}} + c_{\text{v,h}} T_{\text{veg}} + c_{\text{g,h}} T_{\text{g}}}{c_{\text{a,h}} + c_{\text{v,h}} + c_{\text{g,h}}},$$

其中，

$$c_{\text{v,h}} = \frac{(L_{\text{ai}} + S_{\text{ai}})}{\bar{r}_{\text{b}}}, \quad c_{\text{g,h}} = \frac{1}{r'_{\text{ah}}}, \quad c_{\text{a,h}} = \frac{1}{r_{\text{ah}}}.$$

利用以上关系式，感热通量可以进一步表示为

$$\begin{aligned} H_{\text{sveg}} &= -\rho_{\text{atm}} c_p (T_{\text{af}} - T_{\text{veg}}) \frac{(L_{\text{ai}} + S_{\text{ai}})}{\bar{r}_{\text{b}}} \\ &= \rho_{\text{atm}} c_p \frac{c_{\text{v,h}} [(c_{\text{a,h}} + c_{\text{g,h}}) T_{\text{veg}} - c_{\text{a,h}} \theta_{\text{atm}} - c_{\text{g,h}} T_{\text{g}}]}{c_{\text{a,h}} + c_{\text{v,h}} + c_{\text{g,h}}}, \\ H_{\text{sg}} &= -\rho_{\text{atm}} c_p \frac{(T_{\text{af}} - T_{\text{g}})}{r'_{\text{ah}}} = \rho_{\text{atm}} c_p \frac{c_{\text{g,h}} [(c_{\text{a,h}} + c_{\text{v,h}}) T_{\text{g}} - c_{\text{a,h}} T_{\text{a}} - c_{\text{v,h}} T_{\text{veg}}]}{c_{\text{a,h}} + c_{\text{v,h}} + c_{\text{g,h}}}. \end{aligned}$$

(B) 地面蒸发及潜热通量：

总的潜热通量：

$$H_{\text{l}} = -\rho_{\text{atm}} L \frac{(q_{\text{atm}} - q_{\text{af}})}{r_{\text{a,w}}} = H_{\text{lg}} + H_{\text{lveg}},$$

植被冠层的潜热通量（蒸发+蒸腾）：

$$H_{\text{lveg}} = -\rho_{\text{atm}} L [q_{\text{af}} - q_{\text{sat}}(T_{\text{veg}})] \left[f_{\text{wet}} \left(\frac{L_{\text{ai}} + S_{\text{ai}}}{\bar{r}_{\text{b}}} \right) + (1 - f_{\text{wet}}) \left(\frac{L_{\text{ai}}}{\bar{r}_{\text{b}} + r_s} \right) \right],$$

地表的潜热通量：

$$H_{\text{lg}} = -L \rho_{\text{atm}} \frac{(q_{\text{af}} - q_{\text{g}})}{r'_{\text{aw}} + r_{\text{surf}}}.$$

同样，也可以表示为

$$H_{\text{lveg}} = -\rho_{\text{atm}} L [c_{\text{a,w}} q_{\text{atm}} + c_{\text{g,w}} q_{\text{g}}(T_{\text{g}}) - (c_{\text{a,w}} + c_{\text{g,w}}) q_{\text{sat}}(T_{\text{veg}})] \frac{c_{\text{v,w}}}{c_{\text{a,w}} + c_{\text{v,w}} + c_{\text{g,w}}},$$

$$H_{lg} = -\rho_{atm} L \frac{(q_{af} - q_g)}{r'_{aw} + r_{surf}} = \rho_{atm} L \frac{c_{g,w} [(c_{a,w} + c_{v,w}) q_g (T_g) - c_{a,w} q_{atm} - c_{v,w} q_{sat}(T_{veg})]}{c_{a,w} + c_{v,w} + c_{g,w}},$$

其中,

$$c_{a,w} = \frac{1}{r_{aw}}, \quad c_{vwet,w} = \frac{f_{wet}(L_{ai} + S_{ai})}{\bar{r}_b},$$
$$c_{vdry,w} = \frac{(1 - f_{wet})L_{ai}}{\bar{r}_b + r_s}, \quad c_{g,w} = \frac{1}{r'_{aw} + r_{surf}}, \quad c_{v,w} = c_{vwet,w} + c_{vdry,w}.$$

(2) 无植被覆盖的情况

$$H_{sg} = -\rho_{atm} c_p \frac{(\theta_{atm} - T_g)}{r_{ah}}, \quad H_{lg} = -L \rho_{atm} \frac{(q_{atm} - q_g)}{r_{aw} + r_{surf}}.$$

4.4 积雪内部变化过程的参数化方案

简单积雪模型与复杂积雪模型的差别主要表现在对积雪的内部变化过程的处理上,简单模型基本上忽略了积雪内部的变化过程,甚至不考虑积雪密度的变化。实质上积雪的内部过程的处理对改善积雪的模拟效果是必要的。积雪的内部变化过程主要包括积雪密度、热力、液力性质和微观结构的变化。CLSM 主要考虑积雪的压实、密度的变化、积雪热力参数的变化,同时对积雪中的辐射传输进行了描述。

4.4.1 积雪的变形过程和密度的变化

模式描述的积雪的变形过程主要包括破坏性形变、负载压实形变和融雪引起的形变。积雪的这种内部变形过程对积雪的密度、热力、液力性质和微观结构均有很大的影响。模式采用的计算方案主要参考现有的几个复杂模型的处理方法。

(1) 破坏性形变^[22]:

$$C_{R1} = \left[\frac{1}{\Delta z} \frac{\partial z}{\partial t} \right]_m = -2.778 \times 10^6 C_3 C_4 e^{-0.04(273.16-T)},$$

其中所涉及的经验参数为

$$C_3 = C_4 = 1.0, \quad \gamma_1 = 0, \gamma_i \leq 150$$
$$C_3 = e^{-0.06(\gamma_i - 150)}, \quad \gamma_i > 150$$
$$C_4 = 2.0, \quad \gamma_1 > 0,$$

式中 γ_1 、 γ_i (单位: kg m^{-3}) 分别为积雪中液态水、冰的分密度。

(2) 负载压实形变^[23]:

负载压实主要是由于上层积雪的重力作用而产生的,对于积雪层比较厚的情况,还必须考虑积雪自身的负载压实过程,上述过程所产生的积雪的压实形变可以表示为

$$C_{R2} = \left[\frac{1}{\Delta z} \frac{\partial z}{\partial t} \right]_g = -\frac{P_s}{\eta},$$

其中, $P_s = P_{top} + P_{self}$ (单位: N m^{-2}), P_{top} 为其上积雪层的负载压强, $P_{self} = \rho_{snow} g \Delta z / 2 = 4.9 \rho_{snow} \Delta z$ (单位: N m^{-2}) 为积雪层自身的负载压强, $\eta = \eta_0 e^{C_a}$ (单位: N s m^{-2}) 为与积雪温度和密度有关的积雪粘性系数,其中的参数如下: $\eta_0 = 3.6 \times 10^6$ (单位: N s m^{-2}), $C_a = C_5(273.15 - T) + C_6 \rho_{snow}$, $C_5 = 0.08 \text{ K}^{-1}$, $C_6 = 0.021 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。

(3) 融雪引起的形变:

积雪的融化引起的密度变化为

$$C_{R3} = \begin{cases} 0, & \gamma_i < 250 \text{ kg m}^{-3} \\ -\frac{M_{\text{rate}}}{(\gamma_i \Delta z)}, & \gamma_i \geq 250 \text{ kg m}^{-3} \end{cases}$$

其中， M_{rate} 为积雪中单位时间内液态水融化量。

(4) 总的形变压实率：

$$C_R = C_{R1} + C_{R2} + C_{R3}.$$

(5) 密度的变化：

$$\frac{1}{\rho_s} \frac{d\rho_s}{dt} = -C_R.$$

4.4.2 积雪中太阳辐射的传输

穿透积雪层的辐射随积雪深度的增加近似满足 e 指数衰减规律^[47]。当然，太阳辐射在积雪中的透射性质与积雪的基本性质有着很密切的关系，根据 SNTHERM^[23]的方案进行计算的结果表明，穿透积雪的辐射大部分集中在 10 cm 以上的范围内，而在此深度以下，辐射的能量很小，基本可以忽略。正是基于这样的原因，为了简便起见，这里忽略了积雪的内部性质对辐射过程的影响，以及辐射波长的影响，采用了类似 Kondo 等^[47]的作法，并根据 Jordan^[23]方案的计算结果近似给出了一种简单描述积雪中土壤辐射通量计算的方法，到达穿透积雪到达深度 z 处的辐射通量可以根据下式来简单计算： $R_s(z) = R_{s0} \exp(-d_{\text{rad}} z)$ ，其中， R_{s0} 为到达积雪表面的太阳辐射通量，模式中经验参数 $d_{\text{rad}} = 40$ 。

4.4.3 积雪的热力参数的确定

(1) 积雪的热容量：积雪的热容量，可以根据积雪中冰和液态水的质量进行线性组合来确定。单位质量积雪的热容量： $C_{\text{snow}} = c_w(1 - f_{\text{ice}}) + c_{\text{ice}} f_{\text{ice}}$ ，其中 c_w 和 c_{ice} 分别为水和冰的比热。很容易求得单位体积的积雪的热容量为 $C_{\text{snow}} = \rho_{\text{snow}} c_{\text{snow}}$ 。

(2) 热传导系数：热传导系数与积雪的密度有密切联系，其参数化方案众多，一种是假定为常数^[47~49]；另外，用经验公式计算^[23,25,50]。模式中积雪热传导系数根据 Jordan^[23]方案计算：

$$k_{\text{sn}} = k_a + [7.75 \times 10^{-5} \rho_{\text{snow}} + 1.105 \times 10^{-6} (\rho_{\text{snow}})^2] (k_i - k_a),$$

其中， $k_a = 0.023$ 、 $k_i = 2.29$ 分别为空气和冰的热传导系数（单位： $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ）， ρ_{snow} （单位： kg m^{-3} ）为积雪的总体密度。

积雪内部的水汽扩散产生的热传导率 k_v 根据经验公式估计：

$$k_v = \left(a + \frac{b}{T + c} \right) \left(\frac{1000}{p_s} \right),$$

其中， p_s （单位：hPa）为表面气压，而 $a = 0.06026$ ， $b = -2.5415$ ， $c = -289.0$ ^[26]。

最终，可得到积雪的有效热传导系数： $k_{\text{eff}} = k_{\text{sn}} + k_v$ ，并用于积雪热传输过程的计算。

4.4.4 降雪过程的考虑

(1) 雨雪判据的确定：当降水发生后，降水的形式是雨或雪，主要决定于降水发生时近地层的空气温度，降水中冰的质量含量由以下经验公式来决定：

$$f_{\text{ice}} = \begin{cases} 0, & T_{\text{air}} > 2.5, \\ 0.6, & 2.0 < T_{\text{air}} \leq 2.5, \\ 1 - [54.62 - 0.2(T_{\text{air}} + 273.15)], & 0.0 < T_{\text{air}} \leq 2.0, \\ 1, & T_{\text{air}} \leq 0.0, \end{cases}$$

T_{air} 的单位为 $^{\circ}\text{C}$ 。而液态降水所占的部分则为 $f_{\text{liq}} = 1 - f_{\text{ice}}$ 。

(2) 降雪密度的计算：新雪密度由降水中冰的质量和分密度决定，而冰的分密度 γ_i (单位： kg m^{-3}) 的参数化方案为

$$\gamma_i = \begin{cases} 0.0, & T_{\text{air}} > 2.5, \\ 189.0, & 2.0 < T_{\text{air}} \leq 2.5, \\ 50.0 + 1.7(T_{\text{air}} + 273.15 - 258.16)^{\frac{2}{3}}, & -15.0 < T_{\text{air}} \leq 2.0, \\ 50.0, & T_{\text{air}} \leq -15.0. \end{cases}$$

同时，可以确定新降雪的厚度： $\Delta z_{\text{new}} = (f_{\text{ice}} q_{\text{gmd}} \Delta t) / \gamma_i$ ，其中， q_{gmd} 为经过冠层拦截后到达地表的降水（固态），该量在冠层水的质量平衡中已经给出。

5 模式的计算方案

5.1 叶面温度的计算

由于表面温度与能量平衡方程中的多个分量均存在密切的联系，因此，能量分量随表面温度的变化应该得到正确的反映。CLSM 采用 Newton-Raphson 迭代法，求解叶面温度：这种方法在众多的陆面模式中被广泛使用。根据冠层能量平衡方程，可以达到

$$-S_{\text{veg}} + L_{\text{veg}} + H_{\text{sveg}} + H_{\text{lveg}} + \left(\frac{\partial L_{\text{veg}}}{\partial T_{\text{veg}}} + \frac{\partial H_{\text{sveg}}}{\partial T_{\text{veg}}} + \frac{\partial H_{\text{lveg}}}{\partial T_{\text{veg}}} \right) (T_{\text{veg}}^{n+1} - T_{\text{veg}}^n) = 0.$$

进一步可得计算叶面温度的表达式如下：

$$\Delta T = T_{\text{veg}}^{n+1} - T_{\text{veg}}^n = \frac{S_{\text{veg}} - L_{\text{veg}} - H_{\text{sveg}} - H_{\text{lveg}}}{\partial L_{\text{veg}} / \partial T_{\text{veg}} + \partial H_{\text{sveg}} / \partial T_{\text{veg}} + \partial H_{\text{lveg}} / \partial T_{\text{veg}}},$$
$$T_{\text{veg}}^{n+1} = T_{\text{veg}}^n + \Delta T.$$

根据上式进行迭代，最终可以求出叶面温度。

5.2 CLSM 积雪—土壤系统温度的求解

积雪的能量与土壤的能量平衡并非孤立的，CLSM 考虑了积雪—土壤热传输的热力耦合过程，模式中对积雪—土壤系统的热传输方程进行统一求解。

土壤、积雪的热传输方程 (2)、(3) 均可以简化为

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial F}{\partial z} + S,$$

方程中右端第二项与土壤水分随时间的变率有关，可以将其看作方程的一个剩余项，在不考虑此项的情况下对方程进行求解，求解方程之后，根据能量平衡来考虑相变的过程。上述方程的求解问题就简化为求解普通的热传导方程：

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial F}{\partial z}.$$

对于此方程的求解，通常采用 Crank-Nicholson 方法进行求解。

首先，方程左端项采用前差格式，而方程右端项则采用半隐式差分格式，这样就可以得到积雪—土壤系统的热传输方程对应的差分形式：

$$\frac{C_i \Delta z_i}{\Delta t} [T^{n+1}(i) - T^n(i)] = \frac{1}{2} (F_{i-1}^n - F_i^n + F_{i-1}^{n+1} - F_i^{n+1})$$

其中， F_{i-1} 、 F_i 分别表示通过第 i 层上、下界面的热通量。

同时，需要确定土壤—积雪热力系统的上边界条件，考虑到积雪存在时，短波辐射的透射性，而在积雪的热传输方程中短波辐射是类似于热通量项而出现的；对于土壤则完全不同，短波辐射包含在土壤表面的上边界条件中。为了方便，定义 $\delta=0$ ， $-m_{\text{snow}}+1\leq 0$ ； $\delta=1$ ， $-m_{\text{snow}}+1>0$ 。于是积雪—土壤系统表面的净能量通量为 $h_s=\delta S_g-L_g-H_{sg}-H_{lg}$ 。

求解过程中考虑了积雪—土壤系统所吸收的净能量通量随地表温度的变化，应用如下关系：

$$\frac{\partial h_s}{\partial T_g}=\frac{\partial}{\partial T_g}(L_g-H_{sg}-H_{lg}),$$

于是，有

$$\begin{aligned}\frac{C_i\Delta z_i}{\Delta t}(T_i^{n+1}-T_i^n)&=h_s^n+\frac{\partial h_s}{\partial T_i}(T_i^{n+1}-T_i^n)+\frac{1}{2}(F_i^n+F_i^{n+1}) \quad (\text{表层}), \\ \frac{C_i\Delta z_i}{\Delta t}(T_i^{n+1}-T_i^n)&=\frac{1}{2}(F_{i-1}^n-F_i^n+F_{i-1}^{n+1}-F_i^{n+1}) \quad (\text{中间层}), \\ \frac{C_i\Delta z_i}{\Delta t}(T_i^{n+1}-T_i^n)&=\frac{1}{2}(F_{i-1}^n+F_{i-1}^{n+1}) \quad (\text{底层}),\end{aligned}$$

其中，通量项的计算随后给出。

对于土壤：

$$F_{\text{soil}}=-\underbrace{(k_s+\rho_w LD_{vT})}_{\textcircled{1}}\frac{\partial T}{\partial z}-\underbrace{\rho_w LD_{v\theta}}_{\textcircled{2}}\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z},$$

式中，①和②可以根据 n 时刻模式的变量和空间前差格式计算得到，在求解之前先计算①、②。对于一个时间步长的计算来说，①项相当于对 k_v 增加了常数，而②相当于在通量中增加了一个常值的源汇项，可采用普通的热传导方程的解法得到。

对于积雪 $F_{\text{snow}}=-k_{\text{eff}}(\partial T/\partial z)+R_s(z)$ ，确定 $R_s(z)$ 在特定积雪层上、下边界的差即可。

最终，可得三对角矩阵： $r_i=a_iT_{i-1}^{n+1}+b_iT_i^{n+1}+c_iT_{i+1}^{n+1}$ ，求解三对角矩阵，可由 n 时刻温度 T_i^n 及边界条件，求得 $n+1$ 时刻的温度 T_i^{n+1} 。

5.3 CLSM 土壤水的计算

根据土壤水分的控制方程：

$$\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[\left(K\frac{\partial \psi}{\partial \theta_{\text{liq}}}+D_{v\theta}\right)\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_{vT}\frac{\partial T}{\partial z}\right)+\frac{\partial K}{\partial z}-Q_{\text{ctr}}-\frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_w}\frac{\partial \theta_{\text{ice}}}{\partial t}.$$

方程中的两个源汇项：

$$\begin{aligned}S_{Q1}&=-Q_{\text{ctr}} \quad (\text{蒸腾作用}), \\ S_{Q2}&=-\frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_w}\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t} \quad (\text{相变过程引起的土壤液态水的变化}),\end{aligned}$$

其中，相变过程引起的土壤液态水的变化与土壤温度中的相变过程的处理同时进行，并对土壤的液态水、固态水含量进行了必要的调整。因此，考虑以下方程：

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial t}&=\frac{\partial}{\partial z}\left[\left(K\frac{\partial \psi}{\partial \theta_{\text{liq}}}+D_{v\theta}\right)\frac{\partial \theta_{\text{liq}}}{\partial z}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[D_{vT}\frac{\partial T}{\partial z}\right]+\frac{\partial K}{\partial z}+S_{Q1}. \quad (\text{C1}) \\ &\quad \textcircled{1} \qquad \qquad \qquad \textcircled{2}\end{aligned}$$

NCAR LSM 土壤水分的计算方案为

$$\frac{\partial \theta_{liq}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\underbrace{\left(K \frac{\partial \psi}{\partial \theta_{liq}} \right) \frac{\partial \theta_{liq}}{\partial z}}_{(A)} \right] + \underbrace{\frac{\partial K}{\partial z} + S}_{(B)}$$

(L1)

(C1) 式与 (L1) 式的差别主要在于 (C1) 中下划线对应项。

类似土壤温度的计算，公式 (C1) 中①和②在求解之前根据 n 时刻模式的变量和空间差分格式计算得到。计算时间步长内，公式 (C1) 中①可以看作是在方程 (L1) 中的 (A) 上加一个常数项，而公式 (C1) 中②可以看作是在公式 (L1) 中增加了另一个常值源汇项。考虑边界条件的变化，并做相应的调整后，模式计算可以直接采用 NCAR LSM 土壤水分方案。关于公式 (L1) 的求解，同样采用了类似土壤热传导的方法，即求解三对角矩阵^[20]。

6 模式的计算流程

至此，已经对模式的物理方程、参数化和计算方案作了全面的介绍。运行 CLSM

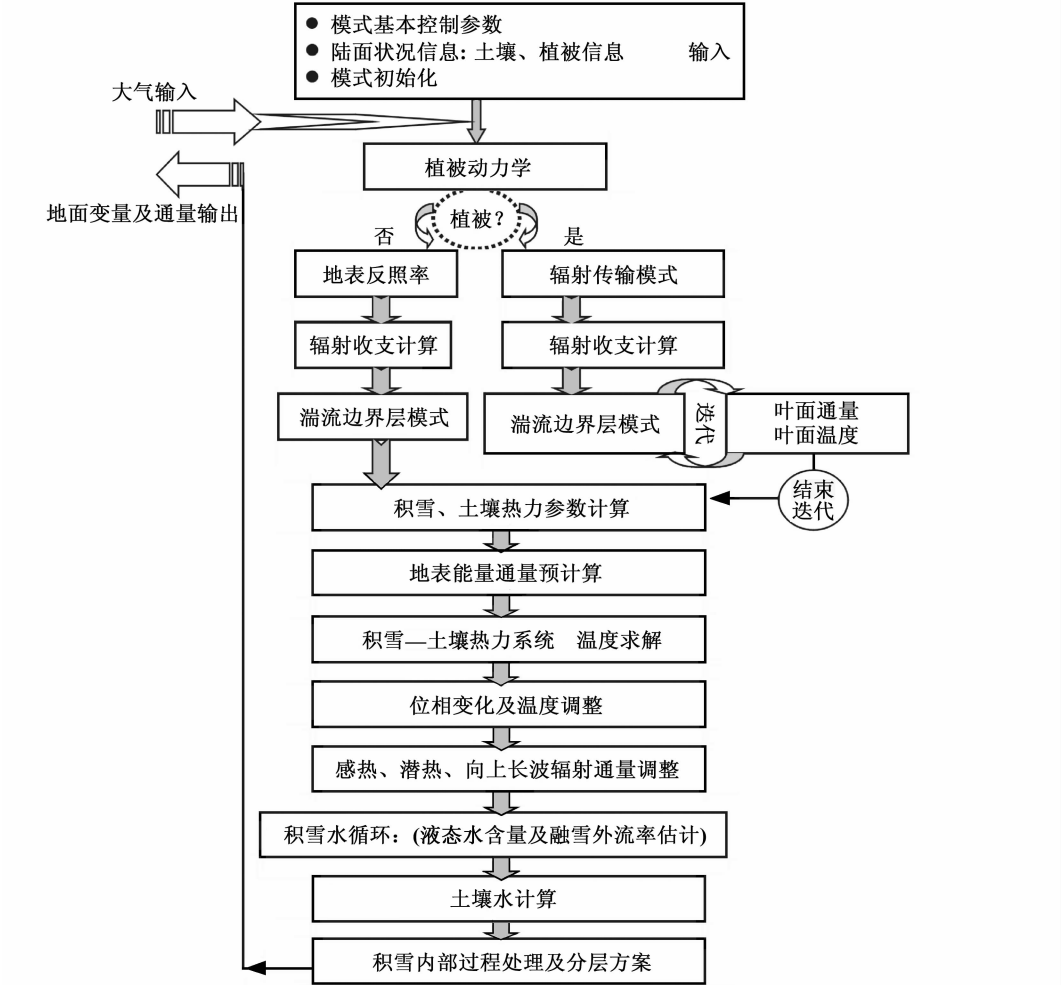


图 2 模式计算流程示意图

时，首先需要给定模式计算所必需的基本信息，并通过大气强迫驱动 CLSM，CLSM 就可以完成陆面变量及地气物质、能量、动量通量的计算。为了更清楚地说明 CLSM 的具体计算过程，图 2 给出了模式的计算流程。

7 结语

本文以改善陆面模式对积雪过程、干旱/半干旱区地气交换过程的模拟能力为研究重点，在众多 LSMs 的基础上，对土壤—积雪—植被—大气系统的各种物理过程进行了全面的考虑，发展了一个有自身特色的综合陆面模式 CLSM。

(1) 模式采用完全的水热耦合方程对土壤水热传输进行描述，土壤的能量平衡方程详细考虑了土壤热传导、水汽扩散、土壤水的相变等过程；而土壤水的计算同时考虑了液态水传输、水汽扩散的作用。

(2) 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态水的传输；并详细考虑了积雪的压实过程、密度的变化以及融雪液态水传输等内部变化过程。

(3) 为了真实反映土壤—积雪系统的能量交换过程，提出了统一求解土壤—积雪系统热力过程的计算方案，保证了模式求解的有效性和合理性。

(4) 模式中包含了详细的植被、湍流边界层参数化方案。最终，构成了一个既能够反映积雪变化、干旱/半干旱区地气交换过程，同时又能够描述不同陆面状况地气交换过程的陆面模式。

模式的检验将在文章的第 II 部分讨论（另文给出）。

参 考 文 献

1 Dickinson R. E., Land Surface, In: *Climate System Modeling*, Trenberth K. E. (Ed.) Cambridge University Press, 1992, 149~168.

2 周亚军、陈葆德、孙国武，陆面过程研究综述，地球科学进展，1994，**9**（5），26~31.

3 牛国跃，陆面过程研究的现状与发展趋势，地球科学进展，1997，**12**（1），20~25.

4 张 强，简评陆面过程模式，气象科学，1998，**18**（3），295~304.

5 付培健、王世红、林有恒，大气环流模式中地面参数化的发展，地球科学进展，1999，**14**（1），44~50.

6 史学丽，陆面过程模式研究简评，应用气象学报，2001，**12**（1），102~112.

7 陈海山、孙照渤，陆气相互作用及陆面模式的研究进展，南京气象学院学报，2002，**25**（2），277~288.

8 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．南京气象学院博士学位论文，2002.

9 Henderson-Sellers, A., Z-L. Yang, and R. E. Dickinson, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1993, **74**（7），1335~1349.

10 Henderson-Sellers, A., A. J. Pitman, P. K. Love et al., The Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes (PILPS): Phases 2 & 3, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1995, **76**（4），489~503.

11 Yang Zongliang, and R. E. Dickinson., Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for intercomprison of Land Surface Parameterization Schemes pkase1 (a), *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**, 16553~16578.

12 Henderson-Sellers, A., K. McGuffie, and A. J. Pitman, The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS): 1992 to 1995, *Climate Dynamics*, 1996, **12**（12），849~859.

- 13 Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, X. Liang et al., The project for intercomprison of land-surface parameterization scheme (PILPS) Phase 2c: Red-Arkansas river basin experiment. 1. experiment description and summary intercomparisons, *Global. Planet. Change*, 1998, **19**, 115~136.
- 14 Liang Xu, E. F. Wood, D. P. Lettenmaier et al., The project for intercomprison of land-surface parameterization scheme (PILPS) Phase 2c: Red-Arkansas river basin experiment. 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes, *Global Planet Change*, 1998, **19**, 137~160.
- 15 Schlosser, C. A., A. Slater, A. Robock et al., Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia; PILPS 2 (d), *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128** (2), 301~321.
- 16 Dickinson, R. E., J. Jager, W. M. Washington et al., Boundary subroutine for the NCAR globale climate model, NCAR Technical. Note-173+IA, 1981, 75pp.
- 17 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy et al., Biosphere-Atmosphere Tansfer Scheme (BATs) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical. Note-275+STR, 1986, 69pp.
- 18 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, Biosphere-Atmosphere Tansfer Scheme (BATs) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical. Note- 378+STR, 1993, 72pp.
- 19 Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud et al., A Simple Biosphere scheme for use within GCMs, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 505~531.
- 20 Bonan, G. B., The NCAR land surface model (LSM version 1. 0) coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical Note NCAR/TN-429+STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1996, 171pp.
- 21 Dai Yongjiu, Zeng Xubin, R. E. Dickinson et al., The Common Land Model, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2003, **84** (8), 1013~1023.
- 22 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. Siler Spring, MD. 1976, 150pp.
- 23 Jordan, R., A one-dimensional temperature model for a snow cover, CRREL Special Report 91-16, 1991, 49pp.
- 24 Loth, B. and H. F. Graf., Snow cover model for gloal climate simulation, *J. Geophys. Res.*, 1993, **8** (D6), 10451~10464.
- 25 Lynch-Stieglitz, M., The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM, *J. Climate*, 1994, **7** (12), 1842~1855.
- 26 金继明, 一个用于 GCM 的简单的雪盖—大气—土壤传输模型 (SAST), 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1999.
- 27 Sun Shufen, Jin Jiming and Xue Yongkang. A simple snow-atmosphere-soil transfer model, *J. Geophys. Res.*, 1999, **104** (D16), 19587~597.
- 28 孙菽芬、金继明、吴国雄, 用于 GCM 的积雪模型设计, *气象学报*, 1999, **57** (3), 284~300.
- 29 Liang X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, et al., A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99** (D7): 415~428.
- 30 Flerchinger, G. N., Sensitivity of soil freezing simulated by the SHAW Model, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1991, **34** (6), 2381~2389.
- 31 Johnson, K. D., and D. Entekhabi, The implementation and validation of improved land-surface hydrology in an atmospheric geneal circulation model, *J. Climate*, 1993, **6** (6), 1009~1026.
- 32 Flerchinger, G. N., J. M. Baker and E. J. A. Spaans, A test of the radiative energy balance of the SHAW model for snow-cover, *Hydrological Processes*, 1996, **10**, 1359~1367.
- 33 孙菽芬、牛国跃、洪钟祥, 干旱及半干旱区土壤水热传输模式研究, *大气科学*, 1998, **21** (1), 1~10.
- 34 Staehli, M., and P. E. Jansson, Test of two SVAT snow submodels during different winter conditions, *Agricultural and Forest Meteorology*, 1998, **92** (1), 29~42.
- 35 刘和平、刘树华、桑建国, 不同下垫面水分与能量传输模式, *大气科学*, 1999, **23** (4), 449~461.

- 36 Philip J. R. , and D. A. de Vries, Moisture movement in porous material under temperature gradient, *Trans. Am. Geophys. Union* , 1957a, **38** (2) , 222~228.
- 37 Philip J. R. , Evaporation and moisture and heat filed in the soil, *J. Meteor.* , 1957b, **14** (8) , 354~366.
- 38 Milly, P. C. D. , Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media; matric head based formulation and a numerical models, *Ralph M. Parsons Lab. Rep.* 279, MIT, Cambridge. 1982, 256pp.
- 39 Dickinson, R. E. , Land surface process and climate-surface albedos and energy balabnce, *Advance in Geophysics* , 1983, 25; 305~353.
- 40 Sellers, P. J. , Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration, *Int. Res. Remote Sens.* , 1985, **68**, 1335~1372.
- 41 Sellers, P. J. , J. Berry, J. A. Collatz et al. , Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. III. A re-analysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme, *Remote. Sen. Environ.* , 1992, **42** (3) , 187~216.
- 42 Dyer, A. J. , A review of flux profile relationships, *Bound. -Layer Meteor.* , 1974, **7** , 363~372.
- 43 Kader, B. A. , and A. M. Yaglom, Mean fields and fluctuation moments in unstably stratified turbulent boundary layers, *J. Fluid Mech.* , 1990, **212** , 637~662.
- 44 Holtslag, A. A. M. , and H. A. R. de Bruin, Applied modeling of nighttime surface energy balance over land, *J. Appl. Meteor.* , 1988, **27** , 689~704.
- 45 Zeng XuBin, Zhao Ming, and R. E. Dickinson, Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data, *J. Climate* , 1998, **11** , 2628~2644.
- 46 Sun Shufen, Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. M. S. Thesis. Dept. of Civil Engineering, University of Connecticut, 1982, 25pp.
- 47 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** (5) , 375~384.
- 48 Marshall, S. , An improved snow hydrology for GCMs. Part 1: snow cover fraction, albedo, gain size, and age, *Climate Dyn.* , 1994, **10** (1) , 21~37.
- 49 Marshall, S. , and J. O. Roads, Snow hydrology in a general circulation model, *J. Climate* , 1994, **7** , 1251~1269.
- 50 Verseghy, D. L. , Class-A Canadian land surface schems for GCMS, I. Soil model and coupled runs, *Int. J. Climatol.* , 1991, **11** , 111~133.

Design of A Comprehensive Land Surface Model and Its Validation

Part I. Model Description

Chen Haishan and Sun Zhaobo

(Key Laboratory of Meteorological Disaster and Environmental Variation, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044)

Abstract Based on the existing land surface models, a Comprehensive Land Surface Model (CLSM) is developed by considering different physical processes of the soil-snow-vegetation-atmosphere system more completely, which is designed to describe not only the snow cover and land-atmosphere interaction in arid/semi-arid regions but also the various physical processes of different land covers. CLSM improves the comprehensive capability of land surface model to simulate the land processes and land-atmosphere interactions under different conditions on the global basis.

Key words: Comprehensive Land Surface Model (CLSM); model design