

## 南极冰盖 GLIMMER 模式试验及其 对二维冰流情形的模型简化\*

唐学远<sup>1\*\*</sup> 张占海<sup>1</sup> 孙波<sup>1</sup> 李院生<sup>1</sup> 李娜<sup>1</sup> 王帮兵<sup>1,2</sup> 张向培<sup>1,2</sup>

1. 中国极地研究中心, 上海 200136; 2. 吉林大学地球探测科学与技术学院, 长春 130023

**摘要** 对南极冰盖三维有限差分动力热力学耦合模式—GLIMMER 模式作了一个简要的介绍, 并在 EISMINT-1 标准下作了一个理想冰盖数值试验, 给出了冰盖处于稳定状态下的各种演化特征曲线. 在此基础上将该模式从三维情形简化为二维冰流情形, 对差分方法及坐标系提出了改进意见, 在耦合温度场条件下模拟了二维冰流的演化, 结果表明反映冰盖质量、动量、能量平衡的各种特征曲线与在 GLIMMER 模式模拟出的冰盖断面结果相一致, 并且与理论结果也吻合. 讨论了简化后的二维冰流模式在模拟 Dome A 地区年代—深度—古积累率关系的应用前景.

**关键词** 南极冰盖 GLIMMER 模式 数值模拟 二维冰流

据估计, 现在的南极冰盖占整个全球冰量的 90%, 这足以使海平面上升 65 m 以上. 因此即使南极冰盖发生微弱的变化也将对全球环境产生深刻的影响. 一个例证是: 南极冰盖每年与海洋交换的水量估计相当于全球海平面波动 6 mm<sup>[1]</sup>, 这个输入量和飘浮在海上的冰架每年的消融量大致相当. 实际上, 南极冰盖现在的行为可能是其过去历史的必然结果, 特别是这些变化是与末次间冰期旋回紧密相关的. 不难理解, 南极冰盖的未来走向在受过去气候变化影响的同时也与现在的气候变化紧密相连. 因此要切实评估南极冰盖的未来变化, 将冰盖的长期演化趋势背景从导致气候变化的人为因素中区分出来就显得尤为重要. 通过数值模拟方式揭示冰盖的各种物理过程已经成为研究冰盖演化历史和未来变化的重要手段. 数值模拟方法的优势在于它既能克服观测在时间和空间方面的限制又能生成整个冰盖的各种动力热力学信息、显示观测不能直接得到的冰盖内部和底部的物理过程以及揭示冰盖在历史上的演化状态. 实际上, 数值模拟方法可能是解释

并预测未来冰盖变化状况的惟一可行方式<sup>[2-4]</sup>.

过去 20 年, 人们发展出了许多模拟冰盖行为的数学模型, 例如估算冰盖年代演变的一维冰流模型 Nye-Dansgaard-Johnsen 模型<sup>[5-7]</sup>; Oerlemans<sup>[8,9]</sup> 和 Budd 等<sup>[10]</sup>建立的耦合地壳均衡并附加有简单冰架结构的垂向积分平面模式; 大尺度上模拟南极冰盖行为则最早由 Budd 等在 1971 年提出, 这一模式建立在冰盖处于稳定状态并且冰流总是沿着地势低处流动的假设上<sup>[11]</sup>; 为进一步了解南极冰盖对气候的反馈机制, 考虑耦合冰温度场的三维冰盖动力热力学冰盖模式是一有效途径, 这方面影响比较大的模式包括 Huybrechts 和 Oerlemans 发展的冰盖模式<sup>[3]</sup>, 这一模式通过 Huybrechts 等的发展后<sup>[12-14]</sup>, 目前已经比较成熟, 利用该模式已经得到了一些具体的模拟结果, 其中就包括通过模拟发现目前控制海平面上升的最重要因素是西南极冰盖, 西南极冰盖一旦全部消融将会使海平面上升 7 m, 而南极冰盖完全融化将使海平面上升 73 m<sup>[4,12,15-19]</sup>; 在 EISMINT(欧洲冰盖数值模拟初步)框架下, Huyber-

2006-06-27 收稿, 2006-08-24 收修改稿

\* 国家自然科学基金(批准号: 40476005/D06 和 40233032)和科技部专项基金(批准号: 2005DIB3J114)联合资助

\*\* E-mail: tangxueyuan@pric.gov.cn

chts 模式经过了 1999 年和 2002 年的两次修正, 现在它已经成为南极冰盖三维动力热力学标准耦合模式 GLIMMER 的组成部分<sup>[15,20,21]</sup>.

GLIMMER 模式是一个日趋完备的南极冰盖标准模式, 它源于 Tony Payne 在研究 GENIE 地球系统模式时对南极陆冰部分模拟的工作<sup>[22-25]</sup>. 本文通过 GLIMMER 这一三维有限差分冰盖模式做了一个理想试验, 以了解冰盖的冰流动力热力学特征, 同时将这一复杂的非线性耦合模式简化为一个二维的冰流模型. 目标是希望找到一个可以模拟东南极 Dome A 地区各种动力热力学特征曲线的数学模型, 以探讨该模型对于模拟 Dome A 地区深度-年代-古积累率的可行性.

## 1 GLIMMER 模式和 EISMINT-1 试验

GLIMMER 冰盖模式实际上是一个用来模拟冰盖演化的程序库集, 可以单独运行, 也可作为地球系统模式(ESM)的一个子模块. 建立该模式的目标是要生成一个可供其他地球系统模式调用的标准冰盖模式. 截至 2006 年, 该模式已经通过了由 M. Hagdorn 研究小组在 EISMINT-1 和 EISMINT-2 基准下进行的严格测试<sup>[26]</sup>.

### 1.1 GLIMMER 模式的数理基础

模式采用浅冰近似. 这一近似认为冰床和冰表面坡度很小, 并忽略法向应力. 水平剪切应力 $(\tau_{xx}, \tau_{yy})$ 近似为 $\tau_{xx} = -\rho g(s-z) \frac{\partial s}{\partial x}$ ;  $\tau_{yy} = -\rho g(s-z) \frac{\partial s}{\partial y}$ , 冰黏性与黏滞力关系通过非线性的冰流定律:  $\dot{\epsilon}_{iz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial i} \right) = A(T) |\tau|^{n-1} \tau_{iz}$ ,  $i = x, y$ , 其中 $\dot{\epsilon}_{iz}$ 是形变率,  $\tau$ 是剪切应力张量的二阶不变量,  $n$ 是冰流定律常数, 冰流定律系数 $A(T)$ 满足 Arrhenius 关系:  $A(T) = f A_0 \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right)$ , 这里 $f$ 为 Arrhenius 关系加强因子, 它是反映冰体中杂质和冰流中冰粒的各向异性的一个调整参数,  $A_0$ 是独立于温度的常数,  $R$ 是气体常数,  $Q$ 为形变活化能. 由此, 可以得到反映冰盖质量与能量守恒的连续性方程组.

利用 Jenssen 变换<sup>[6,27]</sup>, 垂向坐标成为 $\sigma$ 坐标.

在 $(x, y, \sigma)$ 坐标系下, 得到刻画冰盖质量守恒的冰厚演化方程:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\text{div}(D \cdot \text{grad}(s)) + M$$

这里 $D = h \int_0^1 c(\sigma) d\sigma$ 是扩散系数, 其中 $c(\sigma) = -2(\rho g)^{n-1} |\text{grad}(s)|^{n-1} \int_1^\sigma A \sigma^n d\sigma$ ,  $h$ 是冰厚,  $s = s(x, y, t)$ 是表面高程,  $M$ 是表面的质量平衡项,  $\text{div}$ 是散度算子.

由能量守恒可导出冰温热力学方程:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho C_p h^2} \frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2} - \langle u, \text{grad}(T) \rangle + \frac{1}{h} \frac{\partial T}{\partial \sigma} (w - w_{\text{grid}}) + \frac{\sigma g}{C_p} \left\langle \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \text{grad}(s) \right\rangle$$

其中 $T$ 是绝对温度,  $u$ 是水平速度场,  $w$ 是垂向速率,  $w_{\text{grid}}$ 为格点处的垂向速率,  $\rho$ 是冰密度,  $C_p$ 是冰的热容,  $\langle \rangle$ 是欧式内积,  $\text{grad}$ 是 $(x, y)$ 水平面上的梯度算子.

由此在冰盖底部 $\sigma=1$ , 在冰盖表面 $\sigma=0$ . 显然, 冰温热力学方程在冰盖边缘( $h=0$ )将出现奇点.

GLIMMER 模式采用 $(x, y, \sigma)$ 坐标系, 利用有限差分方式数值求解冰盖连续性方程组. 在实际求解中, 冰厚演化方程采用 Crank-Nicolson 半隐式差分格式, 扩散系数 $D$ 使用非线性 Picard 迭代; 冰温分布方程中的各种梯度通过 Taylor 展开后由其中心差分近似. GLIMMER 模式在水平方向上采用两套交错网格进行, 在整数网格上计算冰温、冰厚和垂向冰速, 在错列的半整数网格上计算水平冰速以及各种梯度; 水平和垂直方向的网格数可按实际需要设定, 并且在 $\sigma$ 坐标系下垂向网格步长的选取可以是不规则的(具体差分格式可看文献<sup>[27]</sup>).

### 1.2 GLIMMER 模式在 EISMINT-1 标准下的理想试验

EISMINT-1 是欧洲冰盖模拟比较计划(EISMINT)指定的一个所有冰盖模式必须通过的简单测试集基准, 它的一个关键假设在于冰流定律与温度场无关, 即在 Arrhenius 关系中取因子 $A = \text{常数}$

$A_0$ . 这一标准分为固定边界和移动边界两种边界条件. 为了在此基础上简化 GLIMMER 冰盖模式使之能直接模拟二维冰流情形, 采用 EISMINT-1 固定边界条件.

EISMINT-1 固定边界条件试验特征:

表面温度强迫:  $T_s = 239 + 8 \times 10^{-8} d^3$ , 其中  $d = \max\{|x - x_{\text{summit}}|, |y - y_{\text{summit}}|\}$

为冰盖表面至冰盖中心的最大水平距离.

表面质量平衡年积累率:  $M = 0.3 \text{ m/a}$ .

依赖时间的周期强迫:  $\Delta T = 1.0 \sin \frac{2\pi t}{T}$ ,  $\Delta M = 0.2 \sin \frac{2\pi t}{T}$

这里  $T = 40000 \text{ a}$  为一个 Milankovitch 周期. 这一周期的选取主要是去考察理想冰盖在第四纪中更新世时期冰盖的演化状态.

边界条件: 上边界冰温设置为表面温度; 下边界冰通过地热通量和滑动摩擦加热, 即满足:

$$\frac{\partial T}{\partial \sigma} \Big|_{\sigma=1} = -\frac{Gh}{k} - \frac{H\tau_b u(1)}{k}, \text{ 其中 } \tau_b = -\rho gh$$

$\nabla s$  为底部剪切应力,  $u(1)$  为底部冰速. 在底部, 如果达到冰的熔点  $T_0$  (即  $T \geq T_0$ ), 冰温取常数  $T^* = T_0$ ; 超过部分的热量转化成融解率

$$S = \frac{k}{\rho L} \left( \frac{\partial T^*}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial z} \right), \text{ 这里 } L \text{ 为融解比潜热.}$$

参照文献[15], 选取一个理想冰盖, 将初始条件取为零冰厚, 积分区域设定为零高程、大小为  $1500 \text{ km} \times 1500 \text{ km}$  的平底方形冰床, 其中  $(x_{\text{summit}}, y_{\text{summit}}) = (750 \text{ km}, 750 \text{ km})$ ; 水平网格取为  $31 \times 31$ , 步长为  $50 \text{ km}$  的方形区域; 垂向分层为 11 层; 积分时间为  $200 \text{ ka}$ , 时间步长取为  $10 \text{ a}$ ; 边界条件取为 Dirichlet 条件, 即在边界  $(i, j)$  处冰厚  $H(x, y, t) = 0$ , 这里  $i = 1, 31$  或  $j = 1, 31$ .

试验结果与分析:

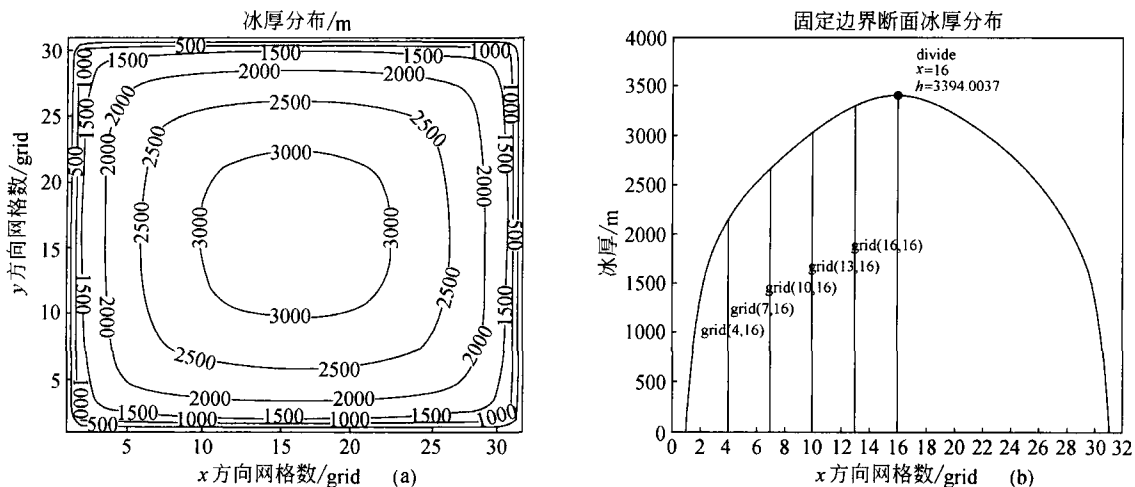


图1 EISMINT-1 固定边界试验冰厚分布

每个网格长  $50 \text{ km}$

(a) 稳定态时冰厚分布状况; (b) 经过冰盖中心与  $x$  轴平行的冰流断面冰厚分布

注意: 本文中的冰厚以冰底为参照面即冰底为  $0$  冰厚

在上述 EISMINT-1 条件下, 冰盖演化至稳定态时冰厚分布呈现轴与中心对称分布, 且从边界至中心冰厚逐渐增加(图 1(a)). 由对称性, 冰盖冰厚分布状况可由过冰盖中心的断面反映; 从截取的冰盖断面来看, 在稳定状态下, 冰盖最高处厚度稳定在  $3394 \text{ m}$  左右, 且从边缘至中心冰厚变化梯度逐渐

减少. 根据中心对称, 考虑依赖冰盖状态变量空间分布, 只需选取如上述冰盖断面边缘至中心部分就可以了, 因此在考察这些冰盖变量依赖于距离的变化情形时, 选取了连接  $\text{grid}(1, 16)$  至  $\text{grid}(16, 16)$  这一断面上的 5 个参考点:  $\text{grid}(4, 16)$ ,  $\text{grid}(7, 16)$ ,  $\text{grid}(10, 16)$ ,  $\text{grid}(13, 16)$ ,  $\text{grid}(16, 16)$

(见图 1(b)).

根据试验结果,冰盖冰流断面上的变化特征符合我们对冰盖演化的基本认识:在可比较的范围内,冰盖相同高度(这里的高度以冰底为零计算)处从边缘至中心温度大致呈递减趋势,只在深度达到 1000 m 左右时所有地点温度差异很小,同时对于任何固定地点,冰温随着深度的增加呈现先下降后增加的变化特点(图 2(a));垂直方向冰流速率变化随着高度增加而增加,因此对于固定的垂直方向冰盖表面的垂向流速最大(如图 1(b)中 grid(4, 16));由试验假设,冰盖底部流速都为零,同时由计算结

果来看,自边缘至中心断面上,相同的高度处的垂向冰流平均速率逐渐减小,梯度也逐渐减小;另外在冰盖最高处,垂向流速很小(小于 0.3 m/a),因此根据 Dansgaard-Johnsen 冰流模型<sup>[6,28]</sup>,冰穹处模拟冰盖时间尺度将大大简化并且具有很高的可信度(图 2(b)).

试验结果还显示,冰盖在大约 40ka 时开始稳定下来,这体现了 EISMINT-1 时间强迫周期;同时距离冰盖中心越远表面温度越低,且对固定地点,表面温度经过了先下降然后再上升的过程(图 3(a)).水平速率随高度的变化情况与垂向速率相似,即随

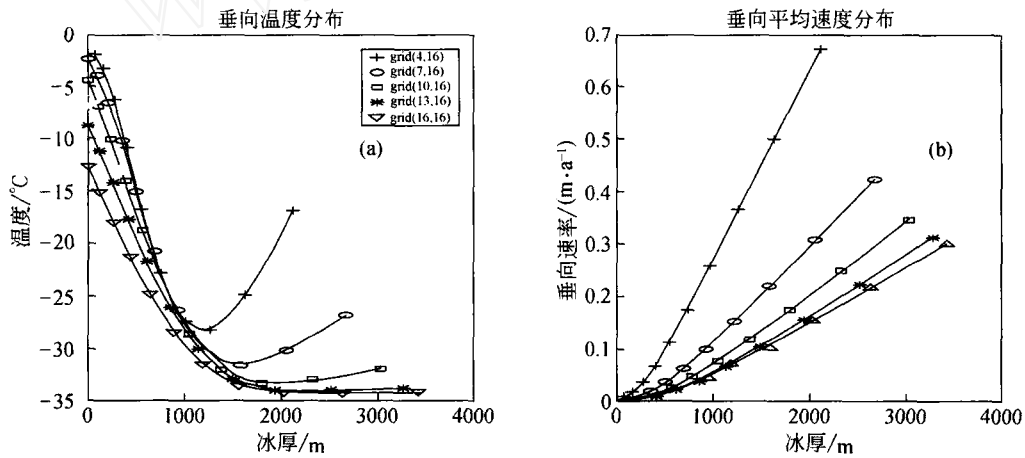


图 2 EISMINT-1 固定边界试验温度与冰速的垂直分布

(a) 稳定态时冰盖不同地点的温度垂直分布状况;(b) 不同地点冰流的垂向速率分布

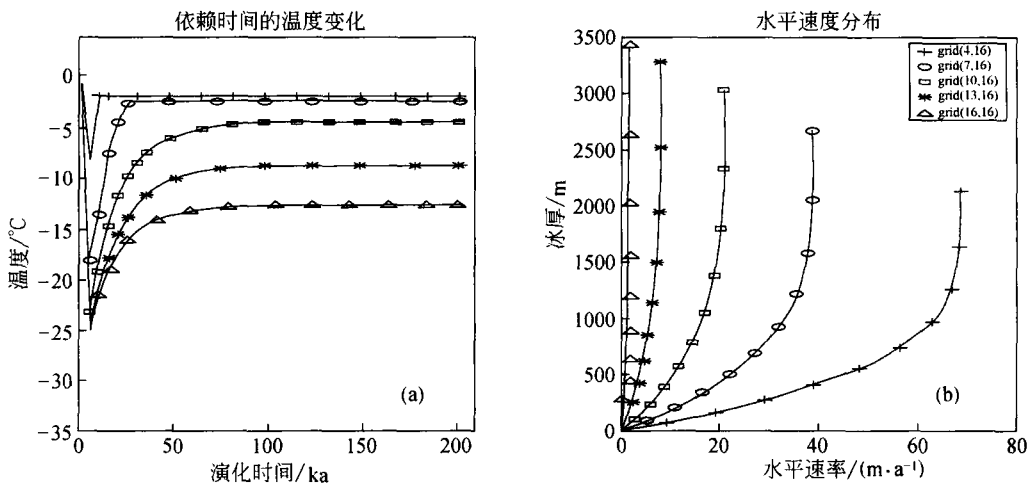


图 3 EISMINT-1 固定边界试验,冰盖表面温度和断面水平速率垂向分布

(a) 冰盖表面不同地点温度随时间变化状况;(b) 冰盖断面不同地点水平速率随高度的变化关系

着高度的增加而增加,从而在高度最大时(即冰盖表面)水平速度最大;同时在相同高度处沿着冰盖边缘至冰盖中心断面,水平速率依次减少;而在中心处(即 grid(16, 16)处)自冰盖底部到表面水平速率都接近与零(图 3(b)),这使得我们可以通过 Dansgaard-Johnsen 冰流模型模拟 Dome A 区域的年代-深度关系,原因在于模拟区域的水平流速必须接近零,垂向冰速也要求很小,这里试验表明在冰穹处满足这些条件,而 Dome A 是一个典型的冰穹<sup>[29]</sup>.

上述试验结果表明, GLIMMER 冰盖模式的确实可以在一些假设下模拟出冰盖断面冰流的某些物理特征,而且结果与我们对冰盖的认识是相似的.因此,通过简化模型优化参数化方案可以模拟出 Dome A 区域的某些物理场分布,从而为模拟 Dome A 区域年代-深度-积累率关系提供输入参数.

## 2 GLIMMER 模式在二维冰流情形时的简化

在考虑模拟 Dome A 地区的年代-深度-积累率关系时,比较重要的输入量包括冰穹处的最大深度和表面冰流速率估计值等,然而就目前对该地区的考察现状,还不足以提供这方面较完备的数据信息,因此有必要通过数值模拟方法给出其近似值.为了得到冰盖表面冰速的估计值,本文将 GLIMMER 模式下的 EISMINT-1 基准作了一些相应的假设,并将其简化为模拟二维冰流情形的冰流模型,在耦合温度场后,去模拟条件相对理想状态下的冰盖顶部断面上的冰厚、冰速、冰温分布状况.虽然简化后连续性方程组较之 GLIMMER 模式变得简单了,但是模式仍然包含了冰盖冰流动力热力学模式应该具备的所有合理结构<sup>[30,31]</sup>.因此在此基础上优化参数化方案、改进模型应该能够切实模拟出 Dome A 地区的年代-深度-积累率关系.

### 2.1 GLIMMER 模式简化为二维冰流模式

参考 van der Veen<sup>[2]</sup>, Paterson<sup>[6]</sup>, EISMINT-1<sup>[15]</sup> 有关冰流的物理假设,建立一个二维冰流动力热力学耦合模型.假设:冰流仅在水平方向( $x$  方向)和垂直方向( $z$  方向)产生作用;冰流的产生主要来自水平方向的剪切应力和一个联系应力和应变率的关

系式即非线性的 Glen 流动定律;冰温变化来源于垂直方向的热传导、垂向和水平方向的热对流以及冰流过程的热耗散;冰体被认为是不可压缩的;Glen 流动定律中的参数系数通过 Arrhenius 关系式给出,即把它看成是一个关于温度的函数;而且冰厚在一个定义区间的两端设为零,这等价于固定边界问题;冰床假定为平坦、无形变且具有零高程;另外在底部,忽略沿垂向的冰消融,因此底部的冰体垂向速率可假设为零;表面雪的积累率设为常数(以冰当量计算);在冰的底部忽略滑动;冰体表面温度与其所在位置到中心距离的立方成线性关系;底部的温度边界条件由地热流决定.在这样的假设下, GLIMMER 冰盖模式被简化为一个二维耦合上温度场的冰流模式,且它的边界条件以及冰盖和气候的标准化数据集与 EISMINT-1 是一致的;差别在于此时额外耦合了温度场,同时采取了一些不同于 GLIMMER 模式的算法.

令  $H(x, t)$ ,  $T(x, z, t)$ ,  $u(x, z, t)$ ,  $w(x, z, t)$  分别表示  $t$  时刻冰盖断面的深度、温度、水平速度、垂直速度分布函数; $x \in [-L, L]$  是冰盖断面在水平方向的定义区间,  $z > 0$ ,  $t \geq 0$  分别表示垂向坐标和时间坐标;令  $\varphi(x, z, t) = 2f(\rho g)^n A(T) \left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|^{n-1} (H(x, t) - z)^n$ ,  $D(x, t) = \int_0^{H(x, t)} \varphi(x, \xi, t) (h(x, t) - \xi) d\xi$

则依据前述假设可以得到下列的冰盖状态方程组:

$$\text{冰厚演化方程: } \frac{\partial H}{\partial t} = M + \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial H}{\partial x} - u_b H \right) \quad (1)$$

$$\text{水平冰速: } u = -\frac{\partial H}{\partial x}(x, t) \int_0^z \varphi(x, \xi, t) d\xi + u_b(x, t) \quad (2)$$

$$\text{垂向速率: } w(x, z, t) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial H}{\partial t}(x, t) \int_0^z \varphi(x, \xi, t) \cdot (z - \xi) d\xi \right) - z \frac{\partial u_b}{\partial x}(x, t) + w_b(x, t) \quad (3)$$

$$\text{冰温演化方程: } \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{k}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{g(h-z)}{C_p} \left| \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} \right| \quad (4)$$

$$\text{不可压缩: } \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

$$\text{Arrhenius 关系: } A = fA_0 \exp\left(\frac{-Q}{RT} + \frac{3c}{(T_r - T)^\kappa}\right) \quad (6)$$

$$\text{冰床底部零高程: } H(-L, t) = H(L, t) = 0, \quad L = 750 \text{ km} \quad (7)$$

$$\text{冰底垂向速率: } w_b = w(x, 0, t) = 0 \quad (8)$$

$$\text{表面积累率: } M = 0.3 \text{ m/a} \quad (9)$$

$$\text{冰底水平速率: } u_b = u(x, 0, t) = 0 \quad (10)$$

$$\text{冰体表面温度: } T(x, h, t) = 239 + (8 \times 10^{-8}) |x|^3 \quad (11)$$

冰底温度边界条件: 若  $T(x, 0, t) \leq \tilde{T}(x, 0, t)$ , 则

$$\frac{\partial T}{\partial z}(x, 0, t) = -\frac{G}{k}$$

其他情形  $T(x, 0, t) = \tilde{T}(x, 0, t)$

其中  $\tilde{T}(x, z, t) = T_r - \beta(h - z)$  表示在深度  $z$  处冰的熔点。 (12)

模式中冰盖状态方程物理常数。数据来自文献[6]和[15].

物理值	物理量
$\rho = 910 \text{ kg/m}^3$	冰密度
$g = 9.81 \text{ m/s}^2$	重力加速度
$R = 8.321 \text{ J/(mol} \cdot \text{K)}$	气体常数
$A_0 = 2.948 \times 10^{-9} \text{ Pa}^3 \cdot \text{s}$	Glen 定律常数
$T_r = 273.39 \text{ K}$	水三态临界值
$C_p = 2009 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$	水热容
$Q = 7.88 \times 10^4 \text{ J/mol}$	蠕变活化能
$\beta = 8.7 \times 10^{-4} \text{ K/m}$	关于深度的冰熔点变化率
$G = 0.042 \text{ J/(m}^2 \cdot \text{s)}$	地热流量
$\kappa = 1.17$	Arrhenius 关系中常数
$k = 2.10 \text{ J/(m} \cdot \text{Ks)}$	冰热导率
$c = 0.16612 \text{ K}^\kappa$	Arrhenius 关系中常数

## 2.2 二维冰流模式的差分格式与算法分析

冰盖状态方程组(1)–(12)中,最重要的方程是冰厚演化方程(1)和冰温演化方程(4)。数值计算冰厚演化方程参照 GLIMMER 模式的 Crank-Nicolson 有限差分方式<sup>[27]</sup>,通过半隐式差分进行迭代,关于扩散系数由中心差分近似;对于温度演化方程,在 GLIMMER 模式中,方程在冰盖边界处出现奇异,直接采用直角坐标系( $x, y, z$ )可以避免这一问题。垂直方向离散化采用 Paterson<sup>[4]</sup>, Payne AJ 和 Dongelmans<sup>[32]</sup>提出的不要求步长相同的网

格选取方案,最后通过 Taylor 级数直接离散化边界条件。

## 2.3 试验结果与分析

冰流断面高程初始条件通过 Vialov 和 Weertman 提出的冰盖断面冰厚分布方程确定<sup>[6,7]</sup>。其分布方程为  $h(x) = 2^{3/8} \left(\frac{5M}{2(\rho g)^3 A_0}\right)^{1/8} (L^{4/3} - x^{4/3})^{3/8}$  (图 4(a)实线)。在演化 25 ka 后,冰盖断面高程演变如图 4(a)中虚线显示,在冰穹处冰厚较理论值有所增加,达到 3600 m 左右,但就整个冰盖断面而言,冰厚整体上有所下降,且冰厚梯度呈增加趋势;另外由于理论曲线反映的是冰盖稳定状态下的冰厚分布状态,因此在此基础上演化总体上偏离不大,图 4(a)说明了这一点。

选择坐标为 A:  $x=0$ 、B:  $x=0.5L$ 、C:  $x=0.9L$  三个位置分析冰盖断面不同地点温度的垂直分布特征(图 4(a)),模拟计算结果表明在冰盖中心区域附近温度垂向分布随着深度的增加而增加,在其他区域温度随深度的增加先增加而后递减(图 5),这和 GLIMMER 模式在 EISMINT-1 情形下的模拟结果相同(图 2(a))。温度在整个冰盖断面上的空间分布(如图 4(b))显示:在冰穹附近表面温度分布状况相对简单,在冰盖边缘附近表面温度分布相对比较复杂,冰盖内部温度分布总体呈现随着深度增加而增加的特征。模拟结果还表明,在冰穹( $x=0$ )附近冰流水平速度接近 0,而且水平速度和垂向速度变化特征(图 6)与从 GLIMMER 模式模拟结果是一致的(图 2,图 3),这对于检验冰盖速度截面在反应不同深度处水平剪切力的增强效应及影响有着重要的意义,并表明将 GLIMMER 模式简化为二维的冰流模式后,只要做进一步的优化模式参数、边界条件设置并结合实际观测数据完全可以模拟出实际冰盖断面表面流速以及垂向流速的分布。

## 3 结论与讨论

本文在 EISMINT-1 基准下利用南极冰盖的三维耦合模式—GLIMMER 模式作了一个理想冰盖模拟试验,得到了反映冰盖动量、质量和能量平衡的各种演化曲线,指出在固定边界条件下,冰盖处于稳定状态时的物理特征与我们目前对南极冰盖的实

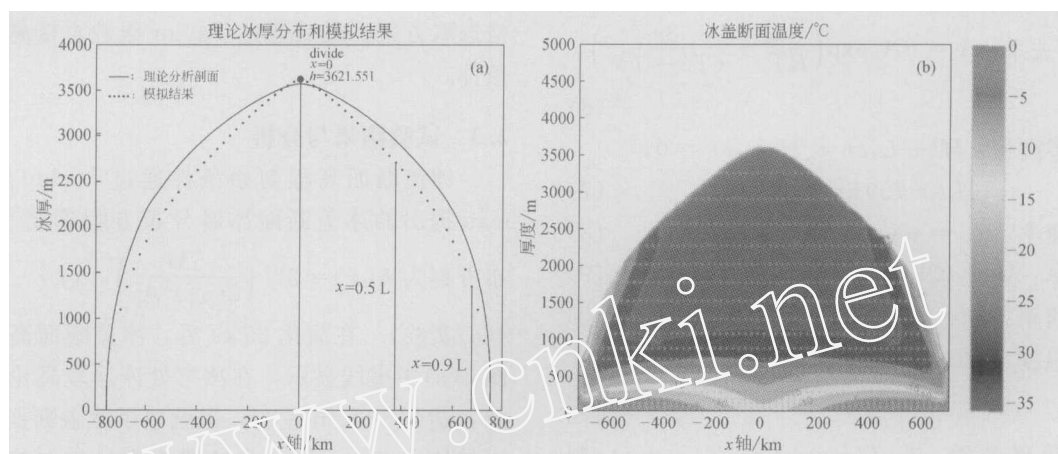


图4 冰盖断面厚度与温度分布

(a) 冰盖断面理论厚度分布与模拟结果比较; (b) 稳定状态下的冰盖断面温度分布

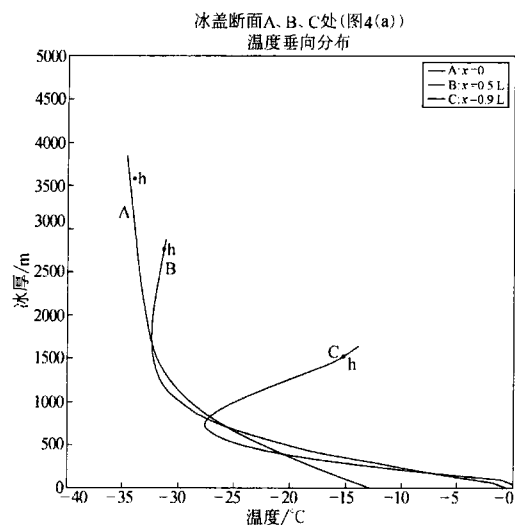


图5 冰盖断面不同地点的温度垂向分布

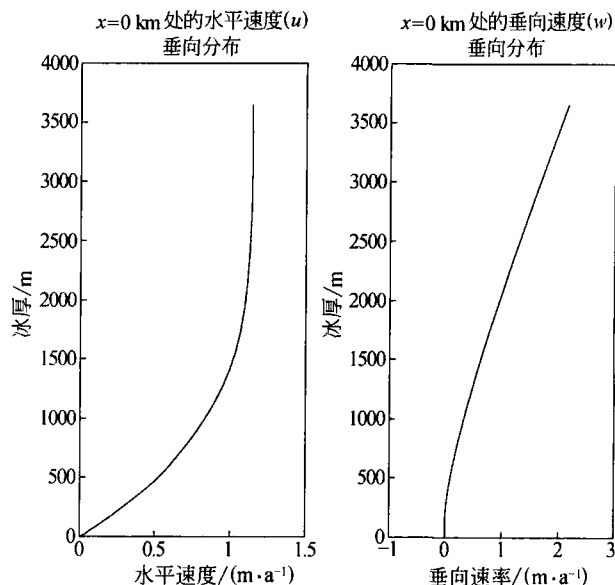
对应图4(a)的三条参考线:  $x=0$ ,  $x=0.5L$ ,  $x=0.9L$ 

图6 冰盖冰穹处

(图4(a)中参考线:  $x=0$ ) 水平冰流流速垂直分布

际认识大体上是相吻合的, 同时为了考虑进一步模拟 Dome A 冰穹地区的冰盖断面深度-年代-古积累率关系, 我们在耦合温度场的前提下, 将 GLIMMER 模式简化成了二维冰流模式, 并在一系列简要的假设下, 作了试验检验, 定量地得到了冰盖演化稳定状态时冰流断面高程、温度场、速度场的变化规律, 其试验结果与 GLIMMER 模式计算结果相一致。

同时本文在具体求解模式的连续性方程组时, 也提出了对原有三维模式差分格式的改进意见, 考虑了冰盖底部温度场边界条件的模拟计算对模拟计算稳定性要求。这种处理办法使得垂向轴的离散更

为自由, 并且也可以比较不同时间步长对模拟结果的影响, 这有利于更好地分析冰盖演化过程中各个物理过程的变化细节。

当然本文处理的情形还是理想状态下的冰盖情形, 就研究本身而言, 它还不足以详细描述一个实际冰盖区域(如 Dome A)的演化细节, 原因在于模式还缺乏针对具体区域的参数优化过程, 另外选取怎样的初始条件和边界条件也是一个重要问题。尽管如此, 简化后的模式已经可以直接模拟出冰厚、温度场、速度场以及各种梯度, 结果显示该二维冰

流模式能准确模拟出冰穹附近的冰体形变以及依赖于温度的流变特征。因此进一步的模拟工作应该是模拟一个实际的南极区域,以找到优化参数、边界条件的方案,从而揭示在冰穹附近冰流的复杂性,试图模拟出 Dome A 区域的深度-年代-古积累率关系,为南极冰盖质量平衡以及它对海平面变化做一些定量的分析。

### 参 考 文 献

- 1 Warrick RA, Provost CL, Meier MF, et al. Changes in Sea Level. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 1996, 359—405
- 2 van der Veen CJ, IM Whulans. Force budget: I, Theory and numerical methods. *J Glaciol*, 1989, 35: 53—60
- 3 Huybrechts P, Oerlemans J. Evolution of the East Antarctic ice sheet: A numerical study of thermo-mechanical response patterns with changing climate. *Ann Glaciol*, 1988, 11: 52—59
- 4 Oerlemans J, PJ Jonker. The heat budget of the Antarctic Ice Sheet. *Zeitscher Gletsch Glazialgeol*, 1985, 21: 291—299
- 5 Nye JF. Corection factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet. *J Glaciol*, 1963, 4: 785—788
- 6 Paterson WSB. The Physics of Glaciers. third edition. Oxford: Pergamon Press/Elsevier Ltd, 1994, 15, 243: 275—279
- 7 Dansggard W, Johnsen SJ. A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland. *J Glaciol*, 1969, 8(53): 215—223
- 8 Oerlemans J. A model of the Antarctic ice sheet. *Nature*, 1982, 297(5967): 550—553
- 9 Oerlemans J. Response of the Antarctic ice sheet to a climate warming: A model study. *J Climatol*, 1982, 2: 1—11
- 10 Budd WF, Smith IN. Large-scale numerical modelling of the Antarctic ice sheet. *Ann Glaciol*, 1982, 3: 42—49
- 11 Budd WF, Jenssen D, Radok U. Derived Physical Characteristics of the Antarctic Ice Sheet. ANARE Interim Report, Series A (IV). University of Melbourne, Melbourne: Meteorology Department Publication, 1971, 18, 221—225
- 12 Huybrechts P, De Wolde J. The dynamics response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multiple-century climate warming. *J Climate*, 1999, 12(8): 2169—2188
- 13 Ritz C, Rommelaere V, Dumas C. Modeling the evolution of the Antarctic ice sheet over the last 420000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region. *J Geophys Res*, 2001, 106 (D23): 943—964
- 14 Budd WF, Coutts B, Warner RC. Modelling the Antarctic and northern-hemisphere ice-sheet changes with global climate through the glacial cycle. *Ann Glaciol*, 1998, 27: 153—160
- 15 Huybrechts P, Payne AT. The EISMINT benchmarks for testing ice-sheet models. *Annals of Glaciology*, 1996, 23: 1—12
- 16 Van Der Veen CJ. Fundamentals of Glacier Dynamics. Netherlands/Rotterdam; Balkema AA, 1999, 163, 215—233, 261—299
- 17 Huybrechts P, LeMeur E. Predicted present-day evolution patterns of ice thickness and bedrock elevation over Greenland and Antarctica. *Polar Res*, 1999, 18(2): 299—308
- 18 Huybrechts P. A 3-D model for the Antarctic ice sheet: A sensitivity study on the glacial-interglacial contrast. *Climate Dyn*, 1990, 5: 79—92
- 19 Huybrechts P. Formation and destinegration of the Antarctic ice sheet. *Ann Glaciol*, 1994, 20: 336—340
- 20 MacAyeal DR, Rommelaere V, Huybrechts P, et al. An ice-shelf model test based on the Ross ice shelf. *Ann Glac*, 1996, 23: 46—51
- 21 Payne AJ, Huybrechts P, et al. Results from the EISMINT model intercomparison: The effects of thermomechanical coupling. *J Glac*, 2000, 46(153): 227—238
- 22 Payne AJ, Baldwin DJ. Thermo-mechanical modelling of the Scandinavian Ice Sheet: Implications for ice-stream formation. *Ann Glac*, 1999, 28: 83—89
- 23 Payne AJ. Dynamics of the Siple Coast ice streams, West Antarctica; Results from a thermomechanical ice sheet model. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25: 3173—3176
- 24 Payne AJ. A thermomechanical model of ice flow in West Antarctica. *Climate Dynamics*, 1999, 15: 115—125
- 25 Payne AJ, Sugden DE, Clapperton CM. Modeling the growth and decay of the Antarctic Peninsula ice sheet. *Quaternary Research*, 1989, 31: 119—134
- 26 Hagdorn M. Glimmer-discuss EISMINT 1&2 <http://forge.nesc.ac.uk/pipermail/glimmer-discuss/2004-November/000060.html>[2006-08-09]
- 27 Hagdorn M, Rutt I, Payne AJ. Glimmer 0.5.6 Documentation. <http://forge.nesc.ac.uk/projects/glimmer>[2005-12-19]
- 28 Siegret M, Hindmarsh R, Hamilton G. Evidence for a large surface ablation zone in central East Antarctica during the last Ice Age. *Quaternary Research*, 2003, 59: 114—121
- 29 Qin Dahe, Ren Jiawen, et al. Primary Results of Glaciological studies along an 1100 km transect from Zhongshan station to Dome A, East Antarctic Ice Sheet. *Annals of Glaciology*, 2000, 31: 198—204
- 30 Greve R. A continuum-mechanical formulation for shallow polythermal ice sheets. *Phil Trans Royal Soc*, 1997, 355: 921—974
- 31 Hutter K. Thermomechanically coupled ice-sheet response: Cold, polythermal, temperature. *J Glac*, 1993, 39(131): 65—86
- 32 Payne AJ, Dongelmans PD. Self-organization in the thermomechanical flow of ice sheets. *J Geophys Res*, 1997, 102 (B6): 12219—12233