



论文

一个冰盖近表层热传输模式及其对南极 Dome A 的温度模拟

陈百炼^{①③}, 张人禾^{②*}, 孙菽芬^①, 张廷军^⑤, 效存德^{②④}, 卞林根^②

① 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

② 中国气象科学研究院, 北京 100081;

③ 中国科学院研究生院, 北京 100049;

④ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000;

⑤ The National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder, CO 80309-0449, USA

* 联系人, E-mail: renhe@cma.gov.cn

收稿日期: 2009-01-21; 接受日期: 2009-10-30

国家科技支撑计划(编号: 2006BAC06B05)、财政部行业专项(编号: GYHY200706005)和国家自然科学基金(批准号: 40921003)资助

摘要 根据南极大陆冰盖近表层的物理模型设计了一个垂直一维的冰盖近表层能量传输模式, 采取合理简化的物理过程参数化方案并构造一套完整的数值求解方法, 实现了对冰盖表面及近表层内能量传输过程的数值模拟. 利用最新获取的东南极高原 Dome A 自动站的气象观测资料, 通过计算冰盖表面能量通量作为模式上边界条件驱动模式求解冰盖表面及近表层内温度的季节变化过程, 将模式模拟结果与 4 个观测深度(0.1, 1, 3 和 10 m)的雪冰层温度进行了对比检验, 取得了与观测较为一致的季节变化过程, 并能够揭示出比观测更为细致的冰盖近表层内温度垂直分布结构及其季节变化特征. 通过模式结果分析得到的冰盖表面能量平衡特征表明: 1) 冰盖表面能量平衡全年主要表现为负的净辐射与正的感热通量之间的平衡, 季节差异显著; 2) 冰气相互作用机制主要是大气以感热形式输送给冰盖, 并在春季显著增强. 因 Dome A 特殊的地理位置, 研究结果对南极高原内陆中心地区具有较好的代表意义.

关键词

南极冰盖
近表层
热传输模式
Dome A
数值模拟

南极冰盖作为地球气候系统中最大的冷源, 其热状况的变化将对全球气候产生重要的影响, 并影响到冰盖的稳定性, 从而导致全球海平面的变化. 由于近几十年来全球增暖的趋势明显, 对南极冰盖的研究引起了人们的极大关注^[1]. 近年来国际上对南极冰盖的研究取得了许多新的进展, 其中一个重要的方面是发展了各种热力-动力冰盖模式, 用以对南极

冰盖的状态进行模拟并估计未来气候变化情形下冰盖变化对全球海平面的影响^[2~4]. 一般冰盖模式都需要以表面物质平衡和能量平衡作为必要的输入, 而实际上冰盖的表面质量平衡往往需要通过表面能量平衡进行估算, 故冰盖的表面能量平衡是十分重要的. 完整的表面能量平衡分析必须考虑能量在雪冰层中的传输, 并模拟冰盖近表层内温度的变化. 而

引用格式: Chen B L, Zhang R H, Sun S F, et al. A one-dimensional heat transfer model on Antarctic Ice Sheet and modeling of near-surface temperatures at Dome A, the summit of Antarctic Plateau. *Sci China Earth Sci*, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-0017-z

温度的变化影响着雪冰层的物理和化学活性, 在寒区工程及冰芯研究等方面具有广泛的应用. 另一方面, 南极冰盖是气候系统中大气圈重要的下边界, 其表面能量收支及与大气间的能量交换对全球气候系统的维持具有重要作用. 对大气模式来说, 正确的表面能量通量和表面温度是得出合理模拟和预测的前提. 然而由于南极冰盖面积巨大且气候酷寒, 长期以来观测资料十分匮乏, 人们对南极特别是南极内陆地区的了解还很不够, 目前 GCM 对南极地区的气候模拟还是一个难题^[5~7]. 而数值模式能够克服观测研究的不足, 模拟冰盖表面能量交换和近表层内的热传输过程, 并能够通过有限的站点观测资料进行验证, 从而为大气模式在南极地区的应用和改进提供依据. 因此, 发展专门的数值模式进行南极站点的模拟研究具有重要意义.

由于恶劣的气候条件, 长期以来广大的南极内陆地区仅有少数几个固定观测站^[8]. 因观测资料的限制对南极内陆地区的站点模拟研究很少. Schlatter^[9]较早研究了南极内陆表面雪层内的热力传输过程, 提出了控制雪层中温度变化的物理模型. Bintanja 等^[10]利用一个一维热传输模式计算分析了夏季南极冰盖上雪面和蓝冰区的表面能量平衡特征. 近年来自动气象站(AWS)在南极的广泛应用为南极内陆地区的数值模拟研究提供了条件. Van den Broeke 等^[11]利用位于 Dronning Maud Land 的 AWS 观测资料考察了该地区表面能量平衡的季节变化特征. Van As 等^[12]利用东南极 Kohnen 站的 AWS 资料计算分析了南极高原夏季的表面能量平衡特征. 而南极高原内陆中心海拔大于 4000 m 的 Dome A 地区是整个南极冰盖的最高点, 对广大的南极高原内陆地区具有极好的代表性, 是国际南极研究关注的焦点, 但长期以来是南极研究中最大的资料空白区. 2005 年 1 月中国第 21 次南极考察队首次成功到达 Dome A 最高点并建立了自动气象站, 在国际上首次获取了南极冰盖最高点 Dome A 区的观测资料, 为开展南极高原内陆中心区的数值模拟研究提供了条件.

1 站点及资料概况

Dome A 位于东南极高原冰盖内陆中心, 是整个南极大陆冰盖的最高点, 距最近的海岸线 1228 km,

海拔高度大于 4000 m, 地势十分平坦(平均地形坡度小于 0.01%)^[13]. 优越的地理位置及环境条件使其对广大的南极高原内陆地区具有极好的代表性, 是国际南极研究关注的关键区. 由于深处极其高寒的高原中心腹地, 气候环境极其恶劣, 一直没有人类涉足, 曾被称为“人类不可到达之极”. 在中澳科技合作项目的支持下, 2005 年 1 月中国第 21 次南极考察内陆冰盖队首次成功到达 Dome A 最高点, 进行了一系列科学考察并建立了自动气象站, 填补了南极冰盖研究中最大的资料空白区. Dome A 自动站位于 80°22'S, 70°22'E; 海拔高度 4093 m. 具体位置见图 1.

Dome A 自动气象站观测内容包括 3 层(1, 2 和 4 m)气温、风速; 一层(4 m)风向及全风速; 一层(4 m)气压、相对湿度; 入射短波总辐射、雪面高度差以及 4 个观测深度(0.1, 1, 3 和 10 m)雪层温度. 数据由 AWS 的发射系统通过搭载在 NOAA 极轨卫星上的法国 ARGOS 卫星通讯系统实时发送, 经室内质量控制和订正后形成约每小时一次的数据. 自动站使用的主要传感器情况见表 1.

由于恶劣的气候及环境条件导致自动站观测数据出现一定程度的缺测和误差, 尤其是风速和辐射资料, 可能是因为极端低温环境下仪器结冰或被霜冻、吹雪等影响所造成. 在已获取的观测数据中只有 2005 年的资料项目比较完整, 能够用于全年季节变化过程的模拟研究. 因该自动站建于 2005 年 1 月中

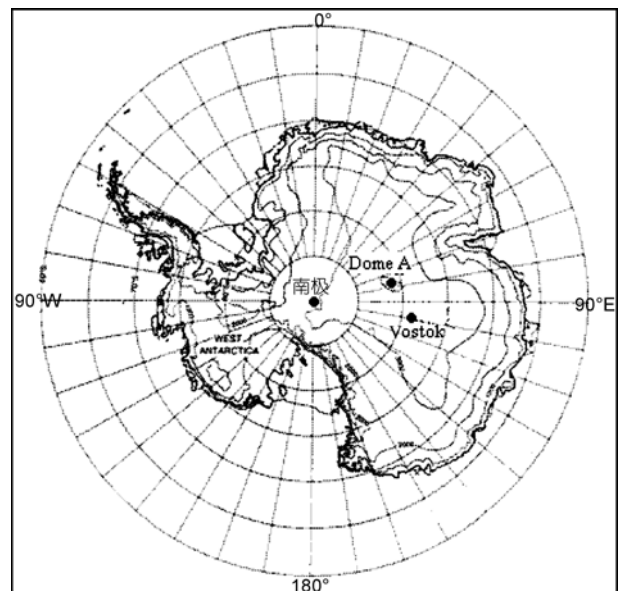


图 1 南极冰盖地形及 Dome A 位置示意图

表 1 Dome A 自动站传感器型号及分辨率

传感器	型号	测量范围	分辨率
气温	FS23D	-10~-99℃	0.02℃
雪温	FS23D	-10~-99℃	0.02℃
气压	PD6051A	530~610 hPa	0.1 hPa
风速	AAD 风速计	0~51 m·s ⁻¹	0.1 m·s ⁻¹
相对湿度	Vaisala HMP45D	0~100%	2%
太阳辐射	Middleton EP08	0~205 MJ·m ²	0.1 MJ·m ²
雪面高度	Campbell SR50	0.5~5 m	0.01 m

旬, 故全年的观测资料缺少约 20 天, 本文中模拟研究的时段为 2005 年 1 月 21 日~12 月 31 日. 所有观测数据在正式使用前均进行了必要的检查和处理. 首先进行各要素逐时资料序列的普查及连续性检验, 剔除奇异值及前后相对偏差明显过大的值, 然后采用线性内插补充少量缺测及被剔除时刻的资料. 需要指出的是, 雪温观测的 4 个观测深度(0.1, 1, 3 和 10 m) 是建站时传感器的初始埋设深度, 实际上由于表面雪积累造成雪面高度变化导致传感器的实际观测深度也发生变化. 因此传感器的实际观测深度需根据雪面高度变化进行修正. 除自动站观测资料外, 本文还利用了在南极 Dome A 钻取的冰芯实测数据, 以确定雪冰层的密度深度关系.

2 物理模型

南极冰盖内陆地区表面温度极低, 即使在夏季冰盖表层也无融化产生, 在冰川学上属冰川干雪带. 一般冰盖表面为厚达数十米的粒雪层覆盖, 从表面向下在上覆压力的作用下雪层的密度随深度逐渐增大, 当密度大于 $550 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 时雪粒之间产生聚合和烧结; 当密度进一步增大时产生变形和重结晶作用; 当密度大于 $830 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 时雪层中残留的空气成为气泡被完全封闭, 这时雪冰层开始转化为冰. 以后继续在冰川蠕变变形机制作用下冰层中的气泡逐渐消失直至形成密度 $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右的冰川冰^[14]. 整个成冰过程没有融水参与, 为冷型密实化成冰过程. 由于极低的温度和表面净积累率, 南极高原内陆雪层的成冰过程进行得非常缓慢, 一般成冰深度(密度达到 $830 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 时的深度)在数十米以下, 成冰过程要耗时数百年. 观测表明冰川干雪带雪冰层在 10~15 m 深度左右温度已观测不到明显的季节变化, 因此该深度以上在冰川学上叫做近表层, 或活动层^[14]. 在冰盖

表面具有短波和长波辐射能量收支, 并与大气间有感热、潜热湍流能量交换, 在冰盖近表层内由于能量的传播使温度具有季节变化, 而在近表层深度以下温度季节波动消失. 由于南极高原冰盖表面地形十分平坦, 水平方向的能量传输可以忽略. 根据图 2 可设计一个垂直一维的能量传输模式, 对冰盖近表层内的温度变化进行数值模拟.

在图 2 中 z 为深度, 为保证下边界没有温度变化, 将模式下边界取到 20 m 深度, 故下边界条件可取热通量为常量. 而模式的上边界是与大气接壤的自由雪面, 影响近表层内温度变化的能量通量主要来自上边界, 包括表面得到的短波辐射 S , 长波辐射 L ; 以及与大气的感热 H , 潜热交换 LE ; 以及附表层热通量 G . 可取表面从外界得到的净能量通量 Q_0 为上边界条件. 由于没有融水相变作用, 近表层内的能量传

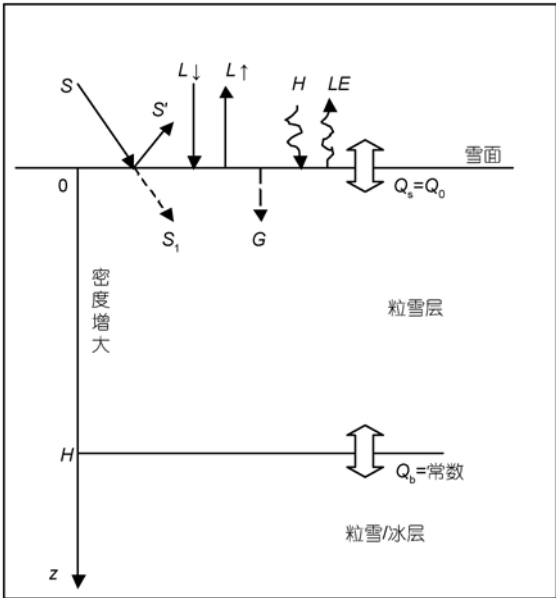


图 2 南极内陆冰盖近表层物理过程模型示意图

输主要由热传导过程控制, 另外需考虑太阳短波辐射在雪层中的穿透, 因此冰盖近表层内的能量传输方程可写为

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial R_z}{\partial z}, \quad (1)$$

其中 T 为雪冰层的温度, C_p 为雪冰层介质的比热, k 为等效导热率, R_z 为短波辐射在雪层中的穿透通量; 方程的边界条件可取为: $z=0$, $k\partial T/\partial z=Q_0$; $z=20$ m, $k\partial T/\partial z=\text{常数}$.

3 参数化方案

3.1 雪冰层密度随深度的变化

冰盖近表层内雪冰层的密度随深度增加. 根据观测研究南极内陆雪冰层密度随深度的变化近似服从指数关系, 较常用的经验公式^[14]为

$$\rho_s = \rho_i - (\rho_i - \rho_0) \exp(-cz), \quad (2)$$

其中 ρ_i 为冰的密度, ρ_0 为表层雪的密度, z 为深度, c 为经验常数. 利用在 Dome A 钻取的长度超过 100 m 的冰芯实测资料, 根据冰芯长度及重量数据计算得到各深度的密度, 以此为观测密度按照(2)式进行拟合, 当取 $c=0.02 \text{ m}^{-1}$, $\rho_s=340 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 时得到最好的拟合效果(见图 3).

图 3 中可见拟合的密度深度曲线与根据冰芯观测数据得到的密度值符合很好. 该拟合关系应用于 2 m 深度以下的雪冰层时效果较好, 而对密度变化较小的 1 m 深度以上的表层拟合效果较差. 因此模式中取冰盖近表层 1 m 深度以下时密度按(2)式计算, 而表面到 1 m 深度的密度则根据观测取为 $300 \sim 400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. 根据 Dome A 站 2005 年的观测其表面年净

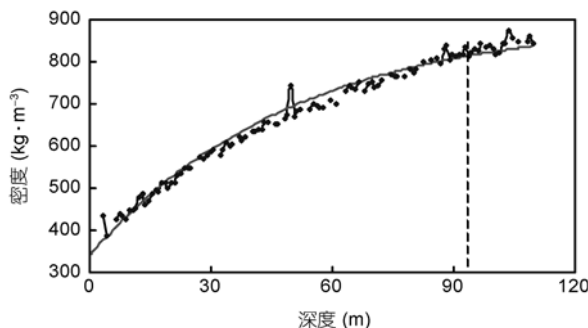


图 3 Dome A 站雪冰层的密度-深度分布关系拟合(实线)与观测(点线)比较

累积厚度(由雪面高度变化计算)仅约 0.1 m, 因温度及积累率极低导致成冰过程极其缓慢, 从图 3 可见其成冰深度(竖虚线标出)已超过 90 m. 因此本文中所取的冰盖近表层模型深度全部位于粒雪层内.

3.2 雪冰层的等效导热率

由于雪冰层密度的变化导致其热力属性也随之变化, 其中导热率是十分重要的, 需采取专门的参数化方案计算. 由于雪层中含有空气及水汽, 热量在雪层中的传输除通过雪粒中的热传导外, 还包括空气对流和水汽扩散对热量的输送. 但实际上不同传输方式的作用是难以区分的, 一般采取等效导热率的概念来表达多种热量传输机制的综合作用^[15]. 由于南极内陆雪层的温度极低, 水汽含量也极低, 水汽运动对导热率的影响可以忽略. 于是可将等效导热率 K_s 参数化为雪层密度的函数, 本文采用了 SNTHERM 雪模式中的参数化方案^[16]:

$$K_s = K_a + (7.75 \times 10^{-5} \rho_s + 1.105 \times 10^{-6} \rho_s^2)(K_i - K_a), \quad (3)$$

其中 $K_a=0.024 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 为空气的导热率, $K_i=2.76 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 取冰在 -50°C 时的导热率, ρ_s 为雪冰层的体积密度.

3.3 短波辐射在雪层中的穿透

冰盖表面接收到的入射太阳短波辐射可主要分为可见光和近红外两部分, 实验证明波长较大的近红外辐射大部分在表面几毫米内被吸收, 余下的部分则向下穿透并随深度按 Bill 定律呈指数衰减^[17]. 设 R_s 为达到冰盖表面的短波辐射通量, 则短波辐射在雪层中的穿透可表示为

$$R(z) = (1-a)R_s \exp(-\mu z), \quad (4)$$

其中 a 为表面反照率, 尽管已知雪面反照率的变化依赖于表面雪粒的大小、太阳高度角以及受云的影响, 而观测表明在南极高原雪面表面反照率很高且非常稳定, 一般固定取 0.8 以上. μ 为雪层的消光系数, 在表面几毫米内 μ 很大, 按有关研究其吸收部分的比例在 60% 左右^[17]. 而在表层以下的 μ 可近似取为常数^[18].

4 表面能量通量

模式的上边界条件通过冰盖表面从外界得到的净能量通量 Q_0 计算得到, 其表达式为

$$Q_0 = Rn + Ln + H + LE, \quad (5)$$

其中 Rn , Ln , H 和 LE 分别为冰盖表面从外界得到的净短波辐射、净长波辐射、感热及潜热通量。

4.1 表面辐射通量

自动站资料中有短波总辐射的观测数据, 但没有长波辐射的观测, 故长波辐射通量需通过参数化方法计算. 净长波辐射为冰盖表面向外发射的长波辐射与接收到的大气层向下长波辐射之差, 即 $Ln = L\downarrow - L\uparrow$. 向外发射的长波辐射可接近黑体辐射定律求取. 故净长波辐射计算的关键是向下长波辐射通量 $L\downarrow$ 的计算. 可以利用常规气象观测资料通过参数化方法估算向下长波辐射通量, 较常用的有 Brunt^[19], Swinbank^[20] 和 Brutsaert^[21] 提出的经验公式. 对冰盖上的向下长波辐射的观测研究不多, Konzelmann 等^[22] 对格陵兰冰盖上的观测研究得到了向下长波辐射的经验公式. 本文在比较多种向下长波辐射参数化方案的基础上, 根据 Konzelmann 方案并考虑温室气体对向下长波辐射的额外贡献, 采用了以下计算大气向下长波辐射的参数化方案:

$$L\downarrow = [0.23 + 0.484(Ea/Ta)^{1/8}] \sigma Ta^4 \times (1+n)^2 + 16, \quad (6)$$

其中 Ea 和 Ta 分别是近地面大气的湿度和温度, n 为云量, 0.23 是在完全干燥的洁净大气的长波发射系数. 考虑到南极高原内陆大多数时候存在强的近地面逆温, 而本文中只有近地面 4 m 高度以下的观测资料可用, 故在实际模拟时上式中的系数 0.484 应适当增大. 式中最后增加的 $16 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 主要代表温室气体对向下长波辐射的贡献, 是根据多个大气辐射传输模式及观测研究得到的结果^[23].

4.2 湍流交换通量

冰盖表面与大气之间的感热、潜热通过湍流交换通量进行计算. 尽管自动站观测资料有不止一个高度的温度风速数据, 但更加稳定的一层大气总体输送法更适合用于湍流通量的计算. 研究证明湍流通量的计算对近地面两层大气要素的观测误差十分敏感, 用地面值替代第一层高度上的观测值能够增大要素的垂直差异, 有效地降低观测误差对湍流通量计算的影响^[10-12]. 根据近地层的 Monin-Obukhov 相似理论, 采用总体输送系数法, 规定湍流通量方向指向冰面为正, 则感热、潜热的计算公式可以写为

$$H = \rho C_p C_H U (\theta - \theta_s), \quad (7)$$

$$LE = \rho L_s C_E U (q - q_s), \quad (8)$$

其中 ρ 为空气密度, C_p 是干空气的比热, L_s 为升华(凝华)潜热, U 为近地面水平风速, $(\theta - \theta_s)$ 为近表层大气与冰盖表面的位温差, $(q - q_s)$ 为比湿差. C_H 和 C_E 分别是感热和潜热交换系数. 在中性层结条件下, $C_H = k^2 / [\ln(z/z_0) \ln(z/z_{0T})]$; $C_E = k^2 / [\ln(z/z_0) \ln(z/z_{0q})]$. 其中 k 为 von Karman 常数 ($k=4.0$), z 为观测高度, z_0 为表面动量粗糙度, z_{0T} 和 z_{0q} 分别为热量及水汽标量粗糙度. 根据观测研究, 南极高原内陆雪面粗糙度很小 (z_0 约为 10^{-5} m), 而 z_{0T} 和 z_{0q} 约大于 z_0 ^[12]. 由于南极内陆冬季普遍存在稳定的逆温层, 导致低层大气维持稳定层结. 而稳定层结会显著抑制湍流的产生, 因此在中性层结下得到的湍流交换系数必须进行层结订正. 已有多层结订正函数方案如 Businger 等^[24], Dyer^[25], Beljaars 和 Holtslag^[26] 等, 但一般需要对通量廓线关系进行复杂的迭代运算. 为简便起见本文采取了广泛用于 GCM 模式中的直接订正交换系数的方法(见文献[27, 28]), 将层结订正函数表示为大气动力稳定度理查逊数的函数, 而理查逊数可通过自动站气象观测资料方便地计算得到.

5 数值求解方案

5.1 数值差分方案

根据第 2 节中描述的南极冰盖近表层的物理模型, 冰盖近表层内的能量传输方程(1)是一个对不均匀介质(雪冰混合物)的带有热源项(短波穿透)的热传导方程, 在某一深度上其数学格式可写为

$$\frac{\partial U}{\partial t} - a^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = f(x, t), \quad (9)$$

其初始条件和边界条件分别为

$$U(x, 0) = \varphi(x), \quad 0 \leq x \leq L,$$

$$\partial U / \partial x |_{(0, t)} = \mu_1(t), \quad \partial U / \partial x |_{(L, t)} = \mu_2(t), \quad 0 \leq t \leq T.$$

以上方程在数学上属于带第二类边界条件的二阶抛物型偏微分方程, 需构造差分格式进行数值求解.

研究表明日温度变化能够影响到雪层中的深度仅为 10 cm 左右, 且在这个深度内具有很大的垂直温度梯度^[16]. 因此表面温度的计算对模式中表层单元的厚度十分敏感. 要准确模拟表面温度则模式中表层厚度必须取得很薄, 也即格距必须取小. 而表面温度对表面能量通量的计算十分重要, 其中向外长波

辐射通量和感热潜热通量的计算都与表面温度紧密相关. 为满足差分方程的计算稳定性条件, 方程(9)不能采用一般显示差分格式求解, 而需要采取隐式差分方案. 隐式差分格式采取向后时间差分, 是满足无条件稳定的格式, 对数值模式的时空间距没有特别要求, 故满足表层单元厚度很小的要求. 故模式采用隐式差分方案进行数值求解. 将方程(9)写为隐式差分格式并在垂直方向上离散化, 可化为三对角矩阵方程组. 在已知边界条件下求解三对角矩阵方程组, 可得到差分方程各时刻各格点上的值.

5.2 模式的分层结构

模式的上边界为冰盖表面的自由雪面, 下边界取到表面以下 20 m 深度. 差分方案在上下边界之间的垂直方向上进行分层. 由于表面温度的计算对模式中表层单元的厚度十分敏感, 因此模式中表层厚度的选定是关键, 要准确模拟表面温度则表层单元的厚度必须取得很薄. 本文经过对比试验采用了 0.02 m 的表层厚度. 由于模式表层以下随深度增加密度变化逐渐减小使热力属性趋于稳定, 同时温度变化也逐渐减小, 为节省时间和计算量可采取各层单元厚度随深度逐渐加大, 这样不会影响到模式的模拟效果. 因此整个数值模式被设计为垂直一维的变格距多层计算单元结构. 这样每层的单元厚度、密度随深度是变化的, 由参数化方法计算的导热率也不同. 模式中具体的分层及单元厚度方案为: 表层厚度取为 0.02 m; 0~0.1 m 深度格距取为 0.02 m; 0.1~0.9 m 深度格距取为 0.05 m; 1.0~5.0 m 深度格距取为 0.10 m; 5.0~20 m 深度格距取为 0.20 m. 这样从表面到下边界的深度上共分了 138 层.

5.3 模式的求解

模式的初始条件的确定采取线形内插给定. 根据观测的 0.1 及 10 m 深度温度合理设定一个表层和底层初始温度, 利用线形内插计算出各层的温度分布作为初始条件. 至此得到的边界条件为第二类边界条件即通量边界条件, 而实际上对方程(9)的求解需要得到第一类边界条件, 也即必须获知模式表面温度和底层温度. 在下边界 20 m 深度处可取热通量为零, 通过三对角方程组的递推算法可由上而下得到下边界温度, 不需要给出底层温度. 而上边界表面温度是未知的, 需通过表面能量通量的变化进行计

算. 因此, 如何求出表面温度是整个模式求解的关键. 将能量传输方程(1)应用到表面, 其温度变化决定于垂直方向上的能量净通量的变化, 可以写作:

$$Cv\partial Ts/\partial t = \partial Qs/\partial z = F, \quad (10)$$

其中 Ts 是表面温度, Qs 为表面获得的净能量通量 ($=Q_0+Ql$); 其中 Q_0 为表面从外界得到的能量净通量, 按(5)式计算; Ql 为从附表层向上传的热通量, 正比于表面与模式表层单元之间的温差($Tl-Ts$). 故 Q_0 和 Ql 本身都是包含 Ts 的函数. 因此方程(10)本身是一个对表面温度 Ts 的隐式求解问题, 且通过附表热通量将表面温度 Ts 与表层温度 Tl 联系起来. 将方程(10)写为差分格式, 设给定时刻的表面温度为 T_0 , 将方程的右边在 T_0 处用小量展开并取一阶近似, 并将 T_0 代入可求出下一时刻的表面温度 Ts' . 求得下一时刻的表面温度 Ts 后又将其作为新的上边界继续向下求解近表层内的能量传输方程, 可求出各层单元的温度. 与 AWS 观测资料时间间隔一致, 模式积分时间步长取为 1 h(3600 s), 逐时求解冰盖表面及近表层内的温度变化. 积分若干个年循环后当求得的各层温度值稳定收敛后输出最后结果, 同时输出表面能量通量各项计算结果.

6 模拟结果分析

6.1 雪层温度的季节变化

应用上述模式和计算方案, 利用 Dome A 自动站 2005 年气象观测资料对近表层温度的季节变化过程进行了数值模拟. 模式输入为近地面气温、风速、气压和相对湿度 4 个气象参数, 以及太阳短波总辐射观测数据, 模式输出结果为表面以下直到 20 m 深度以内各层的温度.

图 4 是模拟得到的 2005 年 Dome A 冰盖表层 0.1 m 深度温度逐日变化与相应观测值的对比图. 因观测资料限制模拟时段为 1 月 21~12 月 31 日共 345 天(以下同). 图 4 横坐标为日期序数, 可见模拟与观测的两条曲线十分接近, 模式模拟出了与观测一致的季节变化. 模拟对观测序列的平均绝对偏差为 1.2℃, 均方根偏差为 1.5℃, 平均相对偏差约为 2%. 模拟与观测的偏差, 来源于模式误差以及观测资料误差的影响. 模拟结果与观测的比较已经考虑了雪面高度变化对实际观测深度的影响. 由于模式上边界始终

取 $z=0$ 的自由雪面,因此模式的模拟深度始终是相对表面的深度. 我们将模式输出的温度值内插到随雪面高度变化的传感器实际观测深度上, 经过深度修正后再与观测温度进行比较, 这样可以较为真实地反映雪层温度的模拟效果.

图 5 是对冰盖近表层 3 个观测深度(1, 3, 10 m)的温度模拟结果与观测的比较. 各深度上的模拟温度已作深度修正. 图 5 中可见三条模拟曲线的季节变化与相应观测值均比较接近, 只是模拟的 1 m 雪温有一定的偏差, 可能源于模式初始化误差以及观测资料误差的影响. 而随深度加深, 3 和 10 m 的模拟温度与观测比较吻合, 其中 10 m 深处温度的模拟和观测已几乎完全重合. 模拟结果显示出了观测到的不同深度雪层温度的季节变化特征, 温度波动的振幅随深度增大而减小同时位相逐渐滞后. 根据 Dome A 的相关观测值计算分析, 高频的表面日温度波在表层 0.4 m 深度左右消失, 而年温度波可传播到约 10 m 深度.

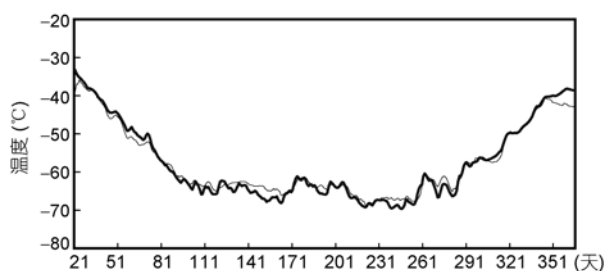


图 4 冰盖表层 0.1 m 深度温度季节变化模拟结果与观测的对比

细线为模拟结果, 粗线为观测结果

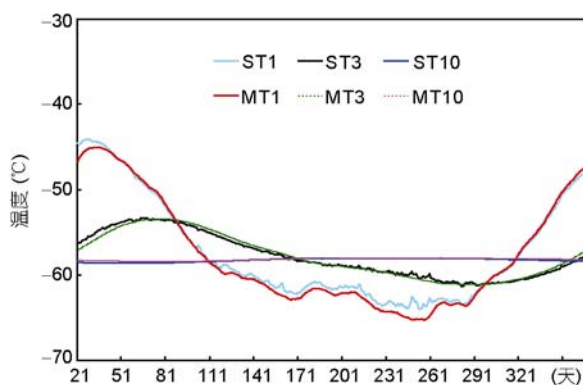


图 5 近表层 3 个观测深度温度模拟结果与观测的对比

ST1, ST3 和 ST10 分别是 1, 3 和 10 m 观测深度的观测温度, MT1, MT3 和 MT10 分别是相应深度的模拟温度

到 10 m 深度以下温度的季节波动基本消失, 故在图 5 中模拟与观测的 10 m 深度温度都已近乎变成重合的一条直线. 因此理论上在南极内陆可以用 10 m 深度雪温代表当地的年平均表面温度. 观测的 2005 年 Dome A 冰盖 10 m 深度温度为 -58.2°C , 而模拟得到的冰盖表面温度年平均为 -57.7°C , 与观测的 10 m 深度温度接近, 与理论上 10 m 深度雪温相当于年平均表面温度相符, 也说明了模式的可靠性.

6.2 近表层内温度的垂直分布特征

由于南极内陆地区特殊的地理位置和气候条件, 其季节划分与其他地方有所不同. 观测和研究表明, 在高原内陆中心地区较合理的季节划分为: 夏季(12~1 月)、秋季(2~3 月)、冬季(4~9 月)和春季(10~11 月)^[14]. 冬季漫长而夏季短暂, 春、秋为转换季节. 按照上述季节划分, 利用观测及模式结果对 Dome A 近表层 10 m 的季节平均温度垂直分布特征进行了对比分析.

图 6 显示了 Dome A 全年及冬、夏季平均的近表层 10 m 内温度的垂直分布情况, 其中(a)是直接根据 4 个深度(0.1, 1, 3 和 10 m)的观测得到的垂直温度分布廓线, 图中标出了观测数值取值点; 而(b)是根据模式结果得到的相应的温度廓线. 比较图 6(a)和(b)可见两者基本一致, 说明了模拟结果的可信度. 图 6 中所示冰盖近表层内冬、夏季平均的温度垂直分布特征正好相反, 但并不完全对称, 由于短波辐射的作用使夏季近表层的升温幅度要大于冬季的降温幅度. 冬、夏季节平均温度差异在 3 m 深度以下趋于消失. 图 6 中可见近表层内年平均温度随深度变化很小, 基本上是以 10 m 深度温度为准的直线分布, 而在 10 m 深度处温度已基本没有季节差异.

图 7 是给出了春、秋季节平均的温度垂直分布情况, 同样是根据观测与模式结果的对比. 然而对比图 7(a)和(b)两图可见其中的分布廓线具有显著差异, 尤其是在 5 m 以下深度. 仔细分析图 7(a)可知, 由于只有 4 个观测深度, 特别是 3~10 m 之间间隔太大, 直接根据观测点绘制的垂直分布廓线过于粗略以至很不可靠. 按理论上季节温度波动随深度的振幅衰减因子计算, 到 5 m 深度的波动振幅已衰减近 90%, 因此 5 m 深度以下温度的季节差异应该迅速消失. 而我们的模式具有更多的分层和很高的垂直分辨率, 模式得到的结果(图 7(b))与理论分析一致, 也说明了模拟

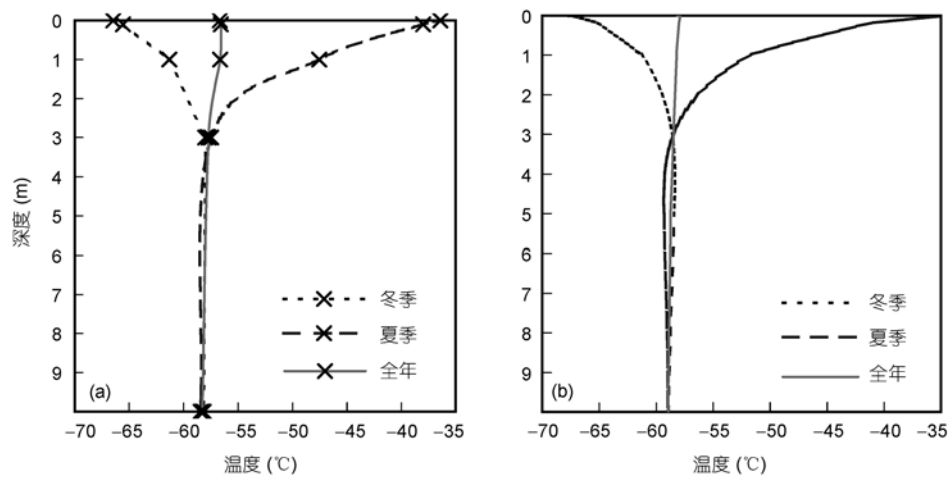


图 6 根据观测(a)与模拟(b)得到的近表层 10 m 内冬、夏季平均温度分布廓线

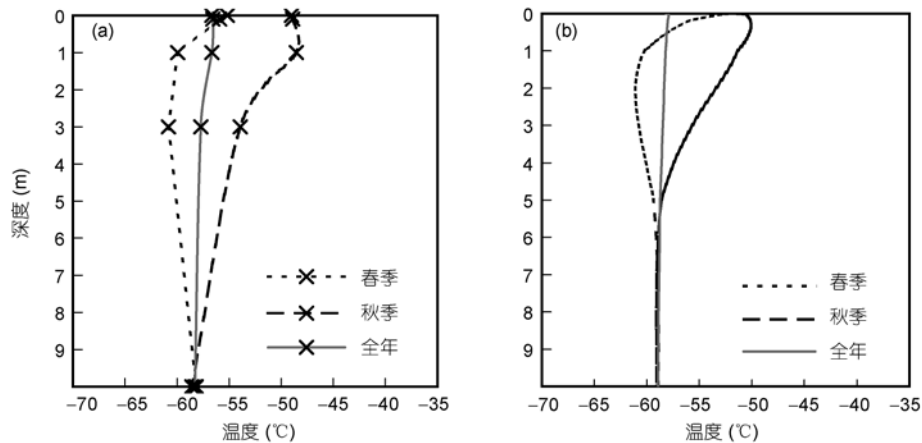


图 7 根据观测(a)与模拟(b)得到的近表层 10 m 内春、秋季平均温度分布廓线

结果的可靠性. 因此, 根据模拟得到的垂直温度廓线揭示出了更真实和细致的分布情形. 从图 7 可见春、秋季近表层内温度垂直分布廓线也不对称, 春季表层升温而秋季降温, 反映了太阳辐射在转换季节的显著变化. 春、秋季平均温度的明显差异可到达 5 m 深度左右, 低于冬夏季的 3 m 的深度(见图 6), 这可能是由于温度季节波动传播的位相滞后造成的. 值得注意的是, 由于温度季节波动位相的滞后效应, 使近表层 1~5 m 深度内的温度在春季比冬季更冷而在秋季比夏季更暖.

6.3 表面能量平衡特征

如前所述, 本文通过计算表面能量通量作为模

式上边界条件求解冰盖近表层能量传输方程, 对 Dome A 冰盖近表层内温度的模拟取得了与观测接近的结果, 因此有理由认为表面能量通量的计算结果是合理可信的, 于是可利用模式结果对 Dome A 冰盖的表面能量平衡特征进行初步分析.

根据模式计算结果, 图 8 给出了 Dome A 表面能量通量各项全年及各季节平均的对比. 图 8 中清楚地表明总的年平均表面能量平衡特征主要表现为净辐射与感热通量之间的平衡, 潜热可忽略不计, 代表了南极内陆中心区典型的表面能量平衡特征, 与已有相关研究结果一致^[11,12]. 图 8 中结果显示出 Dome A 表面能量平衡的季节性差异十分明显. 春季平均净的表面能量平衡为正且感热通量达到最大, 秋季净

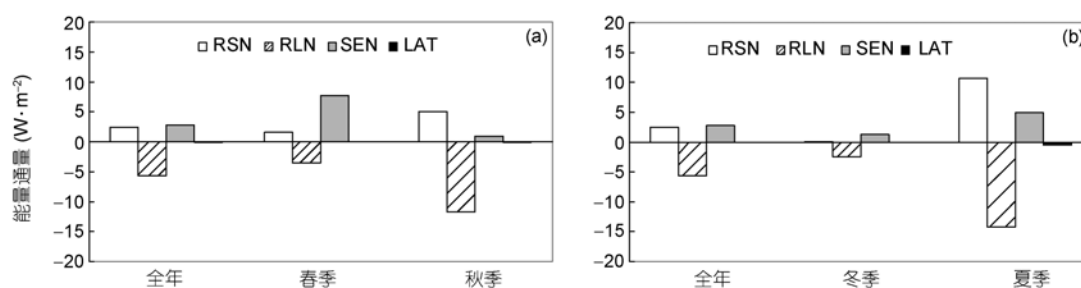


图 8 模式得到的全年及季节平均的表面能量通量对比

(a) 春秋季; (b) 冬夏季. RSN, 净短波辐射; RLN, 净长波辐射; SEN, 感热通量; LAT, 潜热通量

表面能量平衡为负而感热通量最小, 同时长波冷却较强; 冬季由于没有短波辐射, 弱的感热与负的净长波基本平衡; 而夏季平均净短波辐射最强, 由于表面温度升高使净长波能量损失达到最大, 并导致出现负的潜热通量(升华), 而平均的感热通量仍为明显的正值. 模式结果显示模拟的 345 天平均的表面能量净通量为 $-0.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 附表热通量变化为 $-7 \sim +6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 平均值为 $+0.42 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 模式结果的不确定性主要来源于模式误差, 而模拟的全年时段缺少了开头 20 天也对结果具有一定影响.

模式结果分析表明春、夏季平均冰盖表面通过短波辐射和感热交换从外界获取能量, 且在春季达到最大 ($+5.72 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$); 而秋、冬季向外界失去能量且在秋季达到负值最大 ($-5.78 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). 全年平均湍流通量为 $+2.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 表明冰盖是大气的冷源. 而 Dome A 表面的冰气相互作用特征主要表现为大气以感热形式输送冰盖, 潜热可以忽略不计. 冰盖表面在春季得到的感热最大, 分析 AWS 资料显示由冬入春后近地面气温显著升高并伴随风速增大有关, 导致大气对冰盖的感热输送加强. 而秋季感热最弱且出现负值. 计算得到的夏季感热通量为正, 且很少出现明显的负值. 这与已有在高原内陆近中心区夏季得到的研究结果略有不同^[12], 可能是因为 Dome A 的近地面低层逆温特别强的缘故.

7 结论与讨论

本文根据南极大陆冰盖近表层的物理模型设计了一个垂直一维的冰盖近表层能量传输模式, 经过实验比较选取了合理简化的物理过程参数化方案,

并设计构造了一套完整的数值模式求解方案, 实现了对冰盖表面及近表层内的能量传输过程进行数值模拟. 在此基础上利用最新获取的东南极高原 Dome A 的自动站气象观测资料, 利用模式对冰盖近表层温度的季节变化过程进行了模拟. 将模式模拟结果与 4 个观测深度 (0.1, 1, 3 和 10 m) 的观测温度进行了对比检验, 表明模拟结果与观测温度较为相符, 取得了与观测相一致的季节变化过程, 并能够揭示出比观测更为细致的冰盖近表层内温度的垂直分布结构及其季节变化特征. 表明本文设计的数值模式及计算方案是合理可靠的, 该模式可应用于广大的南极内陆地区, 经进一步完善后可应用于南极冰盖的气候模拟, 具有一定的应用价值.

通过模式结果进一步对 Dome A 冰盖表面能量通量的季节变化过程进行了分析, 得到了其表面能量平衡及其季节变化差异特征. 全年表面能量平衡主要表现为负的净辐射与正的感热通量之间的平衡, 感热交换作为净辐射冷却的主要补偿机制, 潜热可忽略不计. 由于 Dome A 是整个南极冰盖的最高点, 其结果对南极高原内陆中心具有很好的代表性. 但由于观测资料的限制, 表面能量通量的计算除短波辐射外主要采用参数化方法, 其计算结果具有一定程度的不确定性, 尚有待实地观测的验证. 初步分析可知 Dome A 表面的冰气相互作用是以感热交换为主, 主要是大气以感热形式输送给冰盖, 且在春季感热加热显著增强. 这使人想到由于南极内陆地区辐射通量变化很小, 在全球增暖的背景下如果南极高原地区气温有持续明显的上升, 则冰气作用将有可能导致冰盖近表层温度升高. 因此气候变化对南极冰盖近表层热状况的影响是值得长期监测和进一步研究的问题.

致谢 国家海洋局极地考察办公室和中国极地研究中心对本文中用到的南极 Dome A 观测资料提供后勤支持, 审稿人提出建设性的修改意见, 特此致谢.

参考文献

- 1 Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR). The Role of the Antarctic in Global Change, an International Plan for A Regional Research Programme. Cambridge: University Printing Services, 1993. 11—54
- 2 Oerlemans J. Response of the Antarctic ice sheet to a climatic warming: a model study. *J Clim*, 1982, 2: 1—11
- 3 Herterich K. A 3-D ice-sheet model of the Antarctic ice sheet. *Ann Glaciol*, 1988, 11: 32—35
- 4 Huybrechts P, Oerlemans J. Response of the Antarctic ice sheet to future greenhouse warming. *Clim Dyn*, 1990, 5: 93—102
- 5 Genthon C. Antarctic climate modeling with general circulation models of the atmosphere. *J Geophys Res*, 1994, 99(D6): 12953—12961
- 6 Genthon C, Braun A. ECMWF analyses and predictions of the surface climate of Greenland and Antarctica. *J Clim*, 1995, 8: 2324—2332
- 7 King J C, Connolley W M. Validation of the surface energy balance over the Antarctic ice sheet in the U.K. Meteorological Office Unified Climate Model. *J Clim*, 1997, 10: 1273—1286
- 8 King J C, Turner J. Antarctic Meteorology and Climatology. Cambridge: Cambridge University Press, 1997
- 9 Schlatter T W. The local surface energy balance and subsurface temperature regime in Antarctica. *J Appl Meteorol*, 1972, 11: 1048—1061
- 10 Bintanja R, Van den Broeke M R. The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice. *J Appl Meteorol*, 1994, 34: 902—925
- 11 Van den Broeke M R, Reijmer C, Van As D, et al. Seasonal cycle of Antarctica surface energy balance from automatic weather stations. *Ann Glaciol*, 2005, 41: 131—139
- 12 Van As D, Van den Broeke M R, Reijmer C, et al. The summer surface energy balance of the high Antarctic Plateau boundary-layer. *Meteorology*, 2005, 115: 289—317
- 13 Xiao C D, Li Y S, Allison I, et al. Surface characteristics at Dome A, Antarctica: first measurements and a guide to future ice-coring sites. *Ann Glaciol*, 2008, 82: 82—87
- 14 Paterson W S B. The Physics of Glaciers. 3rd ed. New York: Pergamon, 1994
- 15 Colbeck S C. Dynamics of Snow and Ice Masses. New York: Academic Press, 1980
- 16 Jordan R. A one dimensional temperature model for a snow cover. US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Spec Rep, 1991
- 17 Brandt R E, Warren S G. Solar-heating rates and temperature profiles in Antarctic snow and ice. *J Glaciol*, 1993, 39: 99—110
- 18 Stephenson P J. Some considerations of snow metamorphism in the Antarctic ice sheet in the light of ice crystal studies. *Phys Snow Ice*, 1966, 1: 725—740
- 19 Brunt D. Notes on radiation in the atmosphere. *Q J R Meteorol Soc*, 1932, 58: 389—418
- 20 Swinbank W C. Long-wave radiation from clear skies. *Q J R Meteorol Soc*, 1963, 89: 339—348
- 21 Brutsaert W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour Res*, 1975, 11: 742—744
- 22 Konzelmann T, Roderik S W, Van de Wal, et al. Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet. *Glob Planet Change*, 1994, 9: 143—164
- 23 Luther F M, Ellingson R G, Fouquart Y, et al. Intercomparison of radiation codes in climate models: longwave clear-sky results—a workshop summary. *Bull Am Meteorol Soc*, 1988, 69: 40—48
- 24 Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. Flux-profile relationships in the atmosphere surface layer. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 181—189
- 25 Dyer A J. A review of flux-profile relationships. *Bound-Layer Meteorol*, 1974, 7: 363—372
- 26 Beljaars A C M, Holtslag A A M. Flux parameterization over land surface for atmospheric models. *J Appl Meteorol*, 1991, 30: 327—341
- 27 Louis J F. A parameterization model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteorol*, 1979, 17: 187—202
- 28 Louis J F, Tiedtke M, Geleyn J F. A short history of the PBL parameterization at ECMWF. In: Proceedings of the ECMWF Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization. ECMWF, Reading England, 1982. 59—80