

东南极 Dome A 近地面气温及雪层温度的观测研究

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

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

2009-07-27 收稿, 2009-11-09 接受

国家科技支撑计划(编号: 2006BAC06B05)、财政部行业专项(编号: GYHY200706005)、国家自然科学基金(批准号: 40921003)和科技部国际科技合作项目(编号: 2009DFA21430)资助

摘要 利用我国在 Dome A 获取的 2005~2007 年自动站观测资料, 分析了冰盖近地面 3 个高度的气温和近表层 4 个深度雪温的季节变化及其差异特征, 并分析了近地面底层逆温及大气稳定状况, 最后对近地面观测气温、10 m 深度雪温以及地面气温的关系作了探讨. 结果表明, Dome A 近地面温度变化具有典型的无芯冬季特征, 在长达半年的冬季期间近地面存在强而稳定的逆温. 雪层中季节温度波动的振幅随深度衰减, 同时位相逐渐滞后, 导致近表层内季节温度的垂直分布廓线具有显著差异. 由于很强的近地面逆温效应, 自动站观测的近地面年平均气温比 10 m 雪温所代表的年平均地面温度高得多. 而根据边界层理论对地面气温进行近似推算得到的年平均地面气温与 10 m 雪温十分接近, 考虑到其极低的 10 m 雪温和很强的近地面底层逆温, Dome A 可能是地球上地面温度最低的地点, 这有待于观测进一步证实.

关键词

东南极

Dome A

近地面气温

地面气温

10 m 雪温

由于南极地区严酷的自然条件, 已建的固定观测站大多集中在南极沿海岸线地区. 长期以来南极高原内陆只有少数几个观测站, 广大的内陆地区特别是东南极高原获取的观测资料十分稀少, 使人们对南极内陆地区的气候了解不多. 海拔 3000 m 以上的东南极高原上唯一的固定常年观测站为前苏联的东方站(Vostok, 78.5°S, 106.9°E, 海拔 3490 m), 曾观测到低达-89.2℃的地球表面最低温度^[1]. 1980 年以来, 自动气象站(AWS)在南极得到广泛应用, 获取的各种观测资料为南极内陆的天气气候及微气象物理过程研究提供了条件. Schwerdtfeger 利用早期的 AWS 观测资料初步分析了南极内陆的气候特征^[2]. Allison 等人利用东南极 100°E~140°E 冰盖扇区上 10 个 AWS 的资料分析了该区域的气候特征, 指出近地

温度、气压及风向风速与冰盖的地形关系密切^[3]. Van den Broeke 等人利用位于 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^[4]. 目前在南极冰盖上运行着近百个自动气象站, 其中主要有美国在罗斯冰架、澳大利亚在凯西站以南的东南极冰盖以及 Lambert 冰川盆地周围、日本在瑞穗站附近以及荷兰在 Dronning Maud Land 建立的 AWS 观测网^[5]. 但 AWS 的分布很不均匀, 尤其在东南极高原内陆地区分布较少. 而东南极高原的中心 Dome A 地区一直是观测资料的空白区. 作为整个南极冰盖的最高区域, Dome A 独特的地理位置及环境条件使其具有不可替代的科学意义. 2005 年 1 月, 中国第 21 次南极科考队成功到达 Dome A 最高点, 进行了一系列科学考察并建立了自动气象站. 利用获

英文版见: Chen B L, Zhang R H, Xiao C D, et al. Analysis on the air and snow temperatures near ground with observations of an AWS at Dome A, the summit of Antarctic Plateau. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-0099-1

得的观测数据,侯书贵等人^[6]确定出南极 Dome A 地区的近期平均积累率为 0.023 m/a 水当量,效存德等人^[7]通过 Dome A 低温、低积累率的特点推论 Dome A 地区可能存在南极最古老的冰,可能满足钻取年代超过 1 Ma 冰芯的必要条件. Aristidi 等人^[8]利用 AWS 及探空资料分析了与 Dome A 地形和环境相似的 Dome C(74.5°S, 123.0°E, 海拔 3280 m)的气温及风速特征,认为其优良的大气稳定性和低风速条件为架设大型天文望远镜提供了理想的条件,并指出 Dome A 很可能具备更好的天文观测条件. 2009 年 1 月,我国已宣布在南极 Dome A 建立常年固定观测站并命名为“昆仑站”,将开展天文、地理、气象、空间物理等多学科的综合观测,对 Dome A 的研究必将引起世界广泛关注.

1 站点及资料

Dome A 区域位于东南极高原中心,是南极大陆冰盖的最高点,距最近的海岸线距离大约 1200 km,海拔高度大于 4000 m,地势十分平坦,冰面坡度小于 0.01%,估算冰流速率小于 0.2 m/a^[9]. 独特的地理位置及环境条件使其对东南极高原内陆地区具有极好的代表性,但由于该区域极其高寒且气候恶劣,一直没有人类涉足,曾被称为“人类不可达到之极”,是南极研究中最大的资料空白区. 2005 年 1 月,中国第 21 次南极科考队成功到达 Dome A 最高点,并通过中澳合作建立了首个自动气象观测站,在国际上首次获取了南极 Dome A 地区的观测资料. Dome A 自动站的站点位置为: 80°22′01.6″S, 77°22′22.3″E; 海拔高度 4093 m. 其地理位置见图 1(图中还标出了美国南极点站、Dome C 站以及前苏联 Vostok 站的位置).

Dome A 自动站仪器由澳大利亚南极局研制,经 -99℃低温环境测试和传感器测值订正后安装. 所有传感器安装在 4 m 高的观测塔上,地面以上观测内容包括 3 层(1, 2, 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;地面以下观测 4 层(初始深度分别为 0.1, 1, 3, 10 m)雪层温度. 传感器采样间隔约 3 min,数据由 AWS 的发射系统通过搭载在 NOAA 极轨卫星上的法国 ARGOS 卫星通信系统实时发送,经室内质量控制和订正后形成每小时数据. 自动站气温和雪温观测的传感器均使用 FS23D 型传感器,其测量范围为 -10~-99℃,精度为 0.02℃. 风速观测仪为 AAD 型风

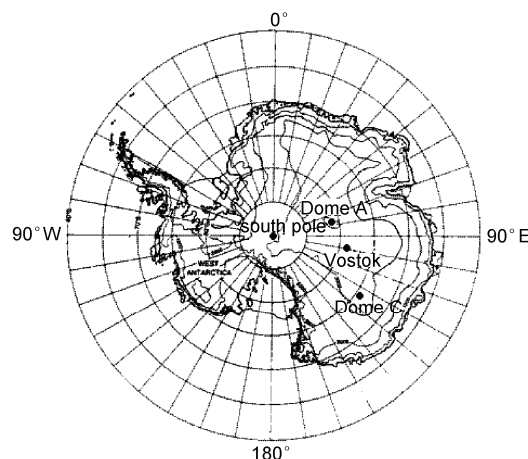


图 1 南极冰盖地形及 Dome A 自动站地理位置

速计,精度为 0.2 m/s. 恶劣的气候条件导致有时传感器出现故障,使观测数据出现一定的缺测和误差. 其中近地面风速的观测数据在冬季缺测较多,可能是因为极端低温环境下仪器结冰或被霜冻、吹雪等影响所致. 而温度观测数据的质量较好,无明显的仪器误差且基本没有缺测. 本文主要利用 Dome A 自动站 2005~2007 年的温度、风速观测资料. 在正式使用前我们对自动站观测数据进行了必要的检查与处理,包括资料一致性检查、奇异值消除及内插填补等,以保证研究结果的可靠性.

2 近地面温度变化特征

以近地面 2 m 高度气温为代表,由 2005~2007 年的 AWS 观测数据得到的 Dome A 年平均近地面气温为 -51.6℃. 最低月平均温度 -61.7℃ 出现在 8 月,最高月平均温度 -33.4℃ 出现在 12 月,两者之差约 30℃,表明 Dome A 地区气候的大陆度很强. 自动站观测到的最低气温为 -82.5℃(2005 年 7 月 27 日 21 时 1 m 高度气温观测值),接近于 Dome C 站曾经观测到的最低气温 -84.6℃. 由于目前的观测资料长度太短, Dome A 站的极端最低气温还有待进一步观测.

图 2 是由观测资料得到的 Dome A 近地面 2 m 高度日平均气温逐日变化序列(实线). 由图 2 可见,实际的温度波动由低频的季节变化与高频的逐日变化两部分组成. 明显的温度季节波动出现在夏季,冬季波动振幅不明显. 图中还给出了由谐波分析得到的第 1, 2 谐波分量的曲线(虚线),其解释方差已占到总方差的 90% 以上. 可见全年温度变化主要由年周期及半年周期变化组成,由于 1, 2 谐波分量的叠加作

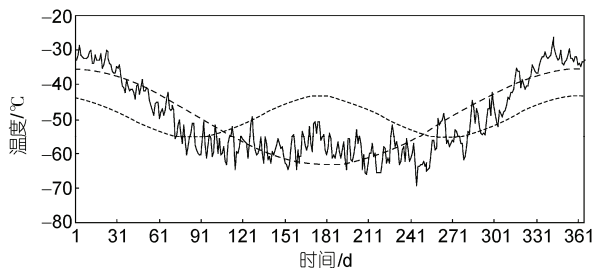


图2 Dome A 近地面2 m 高度日平均近地面气温的全年变化

用使冬季温度的波动幅度很小. 由此可知, Dome A 近地面全年温度季节变化具有显著的无芯冬季 (coreless winter) 特征. Schwerdtfeger 分析了这种现象, 并指出这是南极内陆典型的温度季节变化特征. Allison 等人^[3]通过 AWS 资料对东南极 100°~140°E 冰盖扇区的气候分析也发现, 几乎所有站点均存在不同程度的无芯冬季现象.

图3给出了 Dome A 站的月平均近地面气温的变化曲线(实线). 无芯冬季特征在月平均温度变化图上表现十分显著. 平均温度在冬半年长达6个月的时间内维持相对稳定的低值, 没有明显的最低值, 变化幅度仅约为 3.5°C; 而在春、秋过渡季节快速变化, 夏季达到短暂的最高值. 无芯冬季强度可用“无芯率”来表示, 其定义为温度全年季节波动的第2谐波分量振幅与第1谐波分量振幅之比值, 一般当“无芯率”大于 0.25 时, 可以认为具有明显的无芯特征. 我们计算得到的 Dome A 站的“无芯率”为 0.445, 高于 Allison 得到的 Dome C 站的无芯率(0.358). 图3还给出了根据 Dome C 站 1980~1982 年自动站观测资料得到的月平均近地面温度曲线(虚线). Dome C 站年平均温度与 Dome A 站十分接近, 图中可见月平均温度季节变化也与 Dome A 相似, 但其冬季的波动更明显. Allison 用更长的 AWS 资料得到的 Dome C 站的无芯率可能

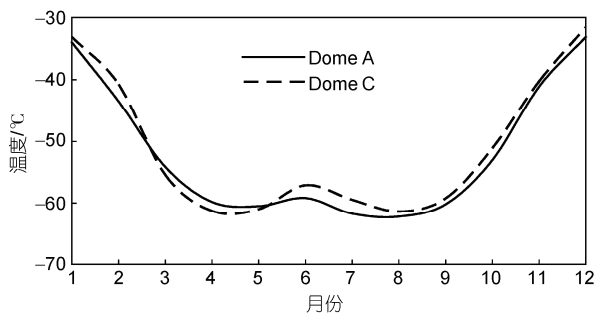


图3 Dome A 站月平均近地面气温变化及与 Dome C 站的比较

是一个比较低的气候值. 而我们用3年资料计算得到的 Dome C 站的无芯率比 Dome A 站更高. 从气候背景和环境条件分析, Dome C 的地形与 Dome A 一样十分平坦, 基本不受下降风的影响, 但其位置比较接近高原边缘, 且海拔高度比 Dome A 低, 受南极大气系统半年周期波动的影响明显, 导致其温度半年波动的振幅较大, 故得到的无芯率也较大.

南极内陆温度的这种特殊的季节变化特征表明, 以全球其他地方通常3个月为一季度的季节划分已不适合南极内陆. 参照图3我们可以将 Dome A 地区的季节合理划分为春季(10~11月)、夏季(12~1月)、秋季(2~3月)及冬季(4~9月). 一年中冬季最长(占6个月), 夏季短暂, 春、秋季为过渡季节, 3个季度各占两个月. 以上划分较符合南极高原内陆地区的气候特点, 并与国内外相关研究基本一致.

3 近地面逆温及大气稳定度

资料显示, Dome A 近地面3个高度(1, 2和4 m)的月平均气温在冬季随高度均匀地升高, 表明近地面底层存在逆温层特征. 冬季存在稳定的近地逆温层是南极内陆地区的普遍特点. 而由于 Dome A 处于南极高原的冷源中心, 地形十分平坦且风速很小, 强烈的表面长波辐射冷却使地面温度很低, 导致近地面出现强而稳定的逆温层.

图4给出了 Dome A 站近地面3个高度(4, 2, 1 m)之间气温垂直差异的逐日变化. 图中两条曲线 DT_{21} , DT_{42} 分别代表近地面2与1 m, 4与2 m 高度的温差(已做5 d 滑动平均). 可见 Dome A 近地面底层全年大部分时间垂直温差是大于零的, 也即存在逆温. 全年 DT_{21} , DT_{42} 的数值及变化趋势十分一致, 只是在春夏季(10~12月)有较明显的差异. 底层逆温从秋季2月中旬开始出现, 到冬季发展并稳定维持, 而到春、夏

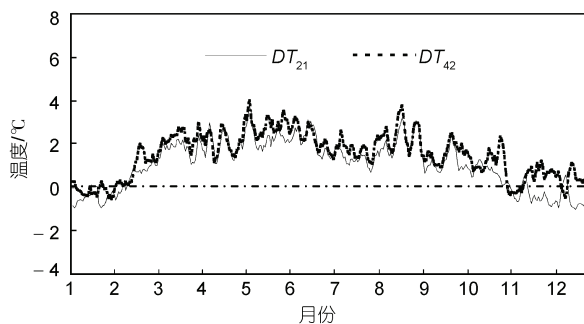


图4 Dome A 近地面3个高度(4, 2, 1 m)间的垂直温差变化

季减弱消失. 据观测计算 Dome A 冬季(4~9月)1和2 m 间平均温差为 2.02℃, 2和4 m 间平均温差为 2.24℃, 表明近地面底层逆温很强. 但本文限于只有4 m 高度以下3层的观测资料, 得到的垂直温度梯度只代表逆温层底部的逆温强度, 对整个逆温层并不具代表性. 由于目前在 Dome A 尚没有探空资料或更高层次的观测数据, 无法对整个逆温层的结构和强度进行分析. 但在与 Dome A 地形和环境条件十分相似的 Dome C 站, Aristidi 等人^[8]根据探空观测发现, 其近地面逆温层很浅薄, 其平均厚度不到 100 m, 远低于 Vostok 站的 300~500 m 以及南极点站的 220 m^[5]. 考虑到相似的地形和环境条件, Dome A 站的近地面逆温层厚度可能同样比较浅.

从近地面垂直温差可以初步分析近地面底层大气的层结稳定度情况, 由图 4 可见, 在全年大部分时间内两个温差值十分接近($DT_{21} \approx DT_{42}$). 按照近中性的近地面温度垂直分布关系, 有

$$\begin{aligned} DT_{42} &= T_4 - T_2 \approx (T^*/k) \ln(4/2), \\ DT_{21} &= T_2 - T_1 \approx (T^*/k) \ln(2/1), \end{aligned} \quad (1)$$

因此有 $DT_{42} \approx DT_{21}$, 即 2 与 1 m, 4 与 2 m 高度的温差相当, 此为近中性稳定层结的特征. 因此初步分析可知 Dome A 站全年大部分时间近地面为近中性稳定层结. 分析垂直温差的季节变化可知逆温结构的季节变化主要发生在近地面底层. 图 4 中 DT_{21} 在春季 10 月中旬开始减弱, 进入夏季底层逆温消失且出现负值, 表明地面辐射加热和湍流混合作用增强使底层逆温受到破坏, 近地面底层大气出现不稳定层结. 而 DT_{42} 基本上全年为正, 表明逆温结构的破坏在更高的层次上并不明显. 经计算, DT_{21} , DT_{42} 的最大负温差约为 -2℃, 而 $DT_{21} \leq -1^\circ\text{C}$ 的天数占全年总数的不到 10%, 表明不稳定出现的情况很少. 大气层结稳定性可通过动力稳定度, 即理查逊数进行分析. 理查逊数定义为由于气层浮力造成的湍流损耗与来自风切变的能量生成之比, 可写为

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2}, \quad (2)$$

其中 θ 为位温, u 为水平风速, g 为重力加速度. 按理查逊数的定义, 当 $Ri > 0$ 时大气层结为稳定, 当 $Ri < 0$ 时为不稳定. 一般取 $-0.2 \leq Ri \leq 0.2$ 时为近中性层结. 利用 Dome A 站逐时观测的 1, 2 m 高度的气温和风速

资料, 我们计算分析了近地面底层的大气稳定度. 2005~2007 年共得到 Ri 的有效样本 10824 个, 其中 2006, 2007 两年因冬季风速缺测而样本较少. 总样本中近中性样本 6621 个, 占样本总数的 61%; 稳定样本 2579 个, 不稳定样本 1624 个, 分别约占样本总数的 24% 和 15%. 稳定及近中性样本数合计占总数的 85% 以上, 考虑到 2006, 2007 两年冬季样本较少, 则该比例应更高. 因此可知, Dome A 全年近地面大气以近中性稳定层结为主, 不稳定层结很少, 只出现在春、夏季. 这与根据近地面底层垂直温差分析得到的结论是一致的. Aristidi 等人通过对南极 Dome C 站的温度和风速的观测研究指出, 由于很低的湍流边界层加上平坦的地形和稳定的低风速条件, Dome C 具备比南极点更好的架设大型天文望远镜的条件. 同时又指出, Dome A 可能具备更加优越的天文观测条件. 目前的观测结果表明, Dome A 近地面年平均风速(2.0 m/s)低于 Dome C(2.9 m/s), 其近地面强而稳定的大气层结同样导致很弱的湍流边界层, 具有长达 6 个月的无芯冬季且平均温度的波动更小, 而且由于其位于南极高原内陆中心, 海拔更高, 故可以推测 Dome A 具备更好的天文观测条件, 可能是地球上最优越的天文观测点.

4 雪层温度的季节变化

图 5 给出了 Dome A 站 4 个观测深度雪层温度的平均季节变化曲线. 图中 4 条曲线分别为 0.1, 1, 3 及 10 m 深度的雪温. 观测到的最低雪温 -70℃ 出现在冬季 8 月, 年平均 0.1 m 雪温为 -56.7℃, 比年平均 1 m 高度气温低近 4℃. 近表层 1~10 m 各深度的年平均温度变化很小, 1, 3 及 10 m 的年平均温度分别为 -57.1℃, -57.7℃ 和 -58.2℃. 年平均温度随深度有轻微变化可能缘于雪层密度的变化导致导热率的差异以及热量在向下传播中的损耗. 值得指出的是, 这里的观测深度只是自动站安装时传感器的初始埋设深度, 而后来由于表面积累导致雪面高度变化, 实际的观测深度已发生变化, 故传感器的实际观测深度需根据雪面高度变化进行修正. 虽然观测表明 Dome A 站雪面高度的年变化很小(约 0.2 m), 但仍会对表层 1 m 深度内的雪温观测带来影响. 我们利用同期的雪面高度值对传感器实际观测深度进行了修正, 然后通过二次插值重新估算了相对真实的 0.1 和 1 m 深度的雪温. 而雪面高度的微小变化对 3, 10 m 深度雪温的影

响可以忽略. 图5清楚地显示出热量在雪层中传导过程的特点, 季节温度波动振幅随深度迅速衰减而位相逐渐滞后. 从表面向下雪层温度的高频变化迅速消失. 根据地表热传导方程近似解分析^[10], 表面温度波动在雪层中传播的振幅衰减因子为 $\exp[-z(\omega/2k)^{1/2}]$, 位相落后为 $z(\omega/2k)^{1/2}$, 其中 z 为深度, ω 为圆频率, k 为雪层的热扩散系数. 按表层雪密度 $300\sim 400\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 、导热率为 $0.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ 计算, 结果表明高频的表面日温度波在表层 0.4 m 深度左右消失, 而年温度波可影响到 $8\sim 9\text{ m}$ 深度. 而观测表明, 在 Dome A 表层 1 m 深度雪温波动振幅已衰减为表面的 60% 左右, 传播位相落后约 30 d ; 到 3 m 温度波动振幅已衰减掉 75% , 位相落后约 80 d ; 而 10 m 深度处温度振幅基本消失, 已没有明显的季节变化, 因此在图5中 10 m 雪温已几乎是一条直线. 因此, 冰川学上将干雪带 10 m 深度以上具有明显季节温度波动的部分称为近表层或活动层, 理论上可用 10 m 深度雪温代表多年平均表面温度^[11].

图6给出了根据观测和理论修正后得到的近表层内温度季节分布廓线. 其中图6(a)是根据 Dome A 近表层4个深度观测温度直接得到的垂直分布廓线. 由于在 10 m 深度内只有4个温度观测点, 故据此绘制的垂直廓线(图6(a))过于粗略. 为了更好地表现温度垂直分布情况, 至少需要在 $10\sim 3\text{ m}$ 之间增加一个数值估算点, 但用有限的观测值简单内插是无效的. 根据温度季节波动振幅在近表层中传播的衰减因子计算, 到 5 m 深度时的波动振幅已衰减 90% 以上, 接近于 10 m 深度温度, 故可据此对图6(a)中的垂直廓

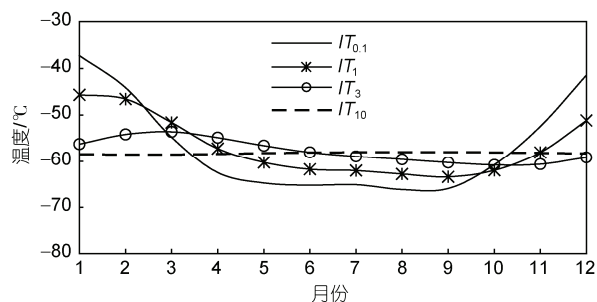


图5 近表层4个观测深度(0.1, 1, 3, 10 m)月平均温度变化

线进行修正. 图6(b)是经过理论修正后的季节温度分布廓线, 结果与干雪带冰川近表层内季节温度分布特征更为相符^[11], 也更接近于真实情形. 从图6(b)可以看到雪层温度垂直分布的季节性差异十分显著. 夏季从表面向下雪层温度迅速降低, 而冬季雪层温度则随深度升高. 冬季平均 $1, 3\text{ m}$ 深度雪温分别比表面高 4.3°C , 7.2°C . 但冬、夏季温度分布廓线并不对称, 夏季近表面升温幅度大于冬季降温幅度, 这可能是由于夏季有强的短波辐射加热作用, 而冬季有大气对冰盖表面的感热输送补偿. 春、秋两季为过渡季节, 春季表层升温而秋季降温, 其垂直分布廓线同样也不对称. 值得注意的是, 由于温度季节波动在向下传播时的位相滞后效应, $2\sim 4\text{ m}$ 深度雪层温度在春季达到最冷而秋季达到最暖. 其春、秋季平均温差可达 10°C 以上. 而季节温度波动到 5 m 深度左右已减小为其表面的 10% , 故在该深度以下季节温度分布的差异迅速减小, 而到 10 m 深度季节差异已基本消失.

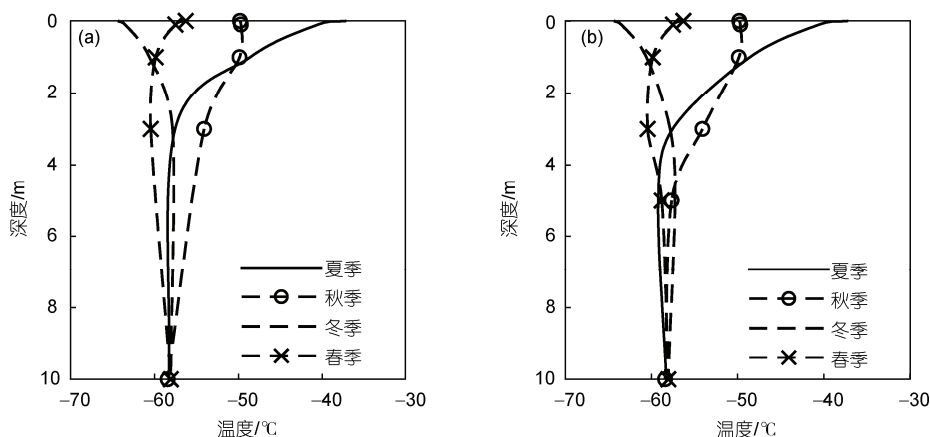


图6 根据观测和理论修正得到的冰盖近表层内季节平均温度分布廓线

5 10 m 雪温与地面气温推算

众所周知, 10 m 深度雪温在南极研究上是一个非常重要的概念. 根据热传导原理和冰川学理论推导, 冰川干雪带 10 m 深度雪温相当于当地多年平均表面气温^[11]. 故 10 m 雪温的测量是国际上历次南极考察活动的一项重要内容, 迄今为止大范围的 10 m 雪温测量已经贯穿整个南极内陆. 严格来说, 这种方法得到的是冰盖表面的年平均温度, 即年平均地面温度, 可以近似于地面气温, 但与常规观测高度的近地面气温有一定差别. 在南极沿海地区可能两者相差不大, 但在近地面逆温很强的内陆地区则差异很大. King 和 Turner 曾指出在南极高原地区由于逆温的影响地面温度至少要比 1.5 m 处标准高度的气温低 2℃^[5]. 而由前面的分析可知, Dome A 近地面低层存在很强的逆温. 自动站观测的近地面 1 m 高度年平均气温约为 -53℃, 而若以观测的平均 10 m 深度雪温为 -58.2℃ 近似于年平均地面气温. 则 Dome A 地面气温要比观测的近地面 1 m 气温(-53℃)低 5℃ 左右. 仪器的观测误差不会导致如此大的平均温差, 而且由于 Dome A 表面积累率极低, 雪面高度的变化对近地面气温观测的影响也很小, 因此这主要是由于强大的近地面底层逆温效应造成的. 但两者差异如此之大确实有些令人吃惊, 实际的地面气温到底是怎样的呢? 这是一个值得探讨的问题.

由于雪面高度的变化无法对冰盖表面温度进行连续观测, 也不能用观测的 0.1 m 雪温简单外推表面温度, 为了分析与验证地面气温与 10 m 深度雪温的关系, 我们通过边界层理论对冰盖表面气温进行了推算. 根据大气边界层 Monin-Obukhov 相似理论^[12,13], 近地层中气温的垂直廓线关系为

$$\theta - \theta_0 = (\theta^*/k)[\ln(z/z_{0T}) - \psi_h(\zeta)], \quad (3)$$

其中 θ 为高度 z 上的位温; θ_0 为高度 z_{0T} 上的位温; z_{0T} 为热量输送的标量粗糙度, 在均匀陆(雪)面上 z_{0T} 很小, 故 θ_0 近似为表面温度; $\psi_h(\zeta)$ 为温度的层结影响函数, 其中 $\zeta = z/L$ 为层结稳定度参数, L 为 Obukhov 相似长度, 表征中性层结下浮力作用项与切变作用项相等的高度, 是边界层风速、温度特征尺度 u^* 及 θ^* 的函数. 在近中性层结下可忽略 $\psi_h(\zeta)$ 的作用, 故可将边界层中两个高度 z_1, z_2 上的位温差写为

$$\theta_{z_2} - \theta_{z_1} \approx (\theta^*/k) \ln(z_2/z_1), \quad (4)$$

由于 θ^* 与高度无关, 当取 $z_2/z_1=2$ 时, 有

$$\begin{aligned} \theta_4 - \theta_2 &\approx \theta_2 - \theta_1 \approx \theta_1 - \theta_{1/2} \approx \theta_{1/2} - \theta_{1/4} \\ &\approx \cdots \theta_{1/n} - \theta_{1/2n}, \end{aligned} \quad (5)$$

即 4 与 2 m, 2 与 1 m, 1 与 0.5 m, …… , 直至地面两两高度上的温差近似相等. 而气温与位温分布有着同样的关系. 由于已知 Dome A 近地面主要为近中性稳定层结, 故可认为近地面气温随高度基本按照近中性规律分布. 根据近地面 1 和 2 m 高度观测的温差, 可按式(5)向下近似求取接近地面的气温. 其估算高度的取法是从 1 m 高度向下依次减半, 即取为 0.5, 0.25, 0.125, 0.0625, 0.03125, 0.01563 m, …… , 直至地面. 为尽量避免雪面高度变化对计算带来的影响, 我们选择雪面高度变化较小的 2006 年进行表面气温推算, 实际估算高度根据雪面高度的变化而定, 须使地面气温的估算高度接近或略高于实际雪面高度. 考虑到接近地面时的摩擦混合作用很强, 最低估算高度只取到 0.01563 m. 通过上述方法利用 1 m 高度气温近似得到的地面气温逐日变化如图 7 所示.

图 7 中地面气温全年变化趋势与观测的 1 m 气温相近, 而在秋、冬季地面气温则明显更低, 且温度扰动很大, 较真实地反映了冬季很强的底层逆温状况. 而春、夏季由于冰盖表面吸收短波辐射使表面升温使底层逆温受到破坏, 地面气温可接近甚至超过 1 m 高度气温. 估算得到的 Dome A 年平均地面气温约为 -58℃, 与观测的 10 m 深度雪温十分接近, 与理论上 10 m 深度雪温相当于年平均表面温度相符, 表明估算结果是合理的.

根据已完成的横贯整个南极大陆的 10 m 深度雪温的观测结果, 海拔 3000 m 以上的东南极高原内陆为温度极低区域. 据记载, 在南极点(海拔约 3000 m)曾测得的 10 m 深度雪温为 -50.8℃, 在东方站(海拔 3490 m)测得的 10 m 深度雪温为 -57.3℃^[1]. 而 Dome

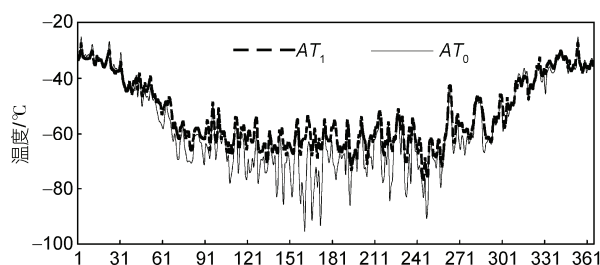


图 7 估算的全年逐日地面气温(AT_0)与 1 m 观测气温(AT_1)

A的平均10 m雪温 -58.2°C 可能是目前器测得到的地球表面最低值^[6],意味着非常低的平均地面温度.实际上我们初步估算得到的最低地面气温已低于 -90°C (见图7).应该指出的是,严格意义上冰盖表面气温与表面温度可能还有一定差别.因此,更准确地说,在南极内陆10 m深度雪温相当于年平均冰盖表面温度,近似于当地多年平均地面气温,而与近地面观测高度的气温是有较大差别的.

6 结论

本文利用自动站观测资料对东南极冰盖 Dome A 地区的近地面气温和雪层温度的季节变化及差异特征进行了分析,结果表明, Dome A 近地面温度的季节变化具有典型的无芯冬季特征,具有漫长的冬季和短暂的夏季.全年大多数时候近地面存在稳定的逆温层.冬季近地面底层的逆温很强,平均垂直温度梯度超过 $2^{\circ}\text{C}/\text{m}$. 动力稳定度分析表明,其近地面大

气层结以近中性稳定为主,不稳定情况很少.特殊的地理位置、极低的温度和风速以及稳定的大气层结,使 Dome A 可能具备地球上最优越的天文观测条件.

对冰盖近表层内温度变化的观测分析表明,雪层中季节温度波动的振幅随深度衰减,同时位相逐渐滞后,10 m 深度雪层温度已基本没有季节变化.而季节平均温度的垂直分布廓线具有显著差异.由于强烈的近地面逆温效应,使 Dome A 自动站近地面观测的年平均气温比10 m 雪温近似代表的年平均地面气温高得多.本文根据边界层理论对地面气温进行了推算.估算得到的近似的年平均地面气温与观测的10 m 深度雪温十分接近,与理论上两者的近似关系相符.虽然目前自动站观测的 Dome A 近地面最低温度高于 Dome C 站及 Vostok 站的记录,但考虑到其极低的10 m 雪温和很强的近地面底层逆温效应, Dome A 仍可能是地球上地面温度最低的地点.由于目前的观测资料有限,这还有待于进一步观测证实.

致谢 感谢国家海洋局极地办公室及中国极地研究中心的支持.

参考文献

- 1 日本国立极地研究所. 解思梅, 范晓莉, 田少奋, 译. 南极气象学. 北京: 海洋出版社, 1991
- 2 Schwerdtfeger W. Weather and Climate of the Antarctica. New York: Elsevier Science, 1984
- 3 Allison I, Wendler G, Radok U. Climatology of the East Antarctic Ice-Sheet(100°E to 140°E) derived from Automatic Weather Stations. J Geophys Res, 1993, 98: 8815—8823
- 4 Van den Broeke M R, Reijmer C, Van A D, et al. Seasonal cycle of Antarctica surface energy balance from automatic weather stations. Ann Glaciol, 2005, 41: 131—139
- 5 King J C, Turner J. Antarctic Meteorology and Climatology. Cambridge: Cambridge University Press, 1997
- 6 侯书贵, 李院生, 效存德, 等. 南极 Dome A 地区的近期积累率. 科学通报, 2007, 52: 243—245
- 7 效存德, 李院生, 侯书贵, 等. 南极冰盖最高点满足钻取最古老冰芯的必要条件: Dome A 最新实测结果. 科学通报, 2007, 52: 2456—2460
- 8 Aristidi E, Agabi K, Azouit M, et al. An analysis of temperatures and wind speeds above Dome C, Antarctica. Astron Astrophys, 2005, 430: 739—746
- 9 Xiao C, Li Y, Allison I, et al. Surface characteristics at Dome A, Antarctica: First measurements and a guide to future ice-coring sites. Ann Glaciol, 2008, 48: 82—87
- 10 Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusionss of a layer of vegetation. J Geophys Res, 1978, 83: 1889—1903
- 11 Paterson W S B. The Physics of Glaciers. 3rd ed. Pergamon, New York: Elsevier Science, 1994
- 12 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
- 13 Dyer A J. A review of Flux-Profile relationships. Boundary-Layer Meteorol. 1974, 7: 363—372