

南极 Dome A 地区 109.91 m 冰芯气泡封闭深度及稳定同位素记录的初步结果

侯书贵^{①*}, 李院生^②, 效存德^①, 庞洪喜^③, 徐建中^①

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

② 中国极地研究中心, 上海 200129;

③ 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

* E-mail: shugui@lzb.ac.cn

收稿日期: 2008-06-13; 接受日期: 2008-10-06

国家自然科学基金(批准号: 40825017 和 40576001)、中国科学院“百人计划”、中国科学院知识创新重要方向性项目(编号:

KZCX3-SW-354)、国家科技支撑计划(编号: 2006BAB18B01)和冰冻圈科学国家重点实验室资助

摘要 2004/2005 年中国第 21 次南极考察队在南极冰盖最高区域——Dome A(或称 Dome Argus)地区, 钻取了一支 109.91 m 的冰芯. 冰芯 CH₄ 浓度测试结果以及粒雪化模型模拟结果一致表明, 该冰芯在约 102.0 m 处气泡被完全封闭, 并根据粒雪化模型计算气泡被完全封闭处冰的年龄约为 4.2 ka. 根据冰芯碎屑样品的氢(δD)、氧($\delta^{18}O$)稳定同位素分析资料, 结合东南极冰盖其他内陆冰芯稳定同位素资料, 表明东南极内陆地区晚全新世以来气候状况较为稳定(气温波动幅度约为 $\pm 0.6^{\circ}C$), 且变化趋势具有一致性. Dome A 冰芯中过量氙的值较高(平均值为 17.1‰), 是南极雪冰中过量氙的高值中心, 这可能与过饱和环境下降雪中稳定同位素动力分馏效应有关, 另外 Dome A 冰芯过量氙(d -excess 或 $d = \delta D - 8\delta^{18}O$)自晚全新世以来的升高趋势主要反映了水汽源区位置向赤道方向的总体迁移. 研究结果为开展 Dome A 地区深冰芯研究奠定了基础.

关键词

南极

Dome A

冰芯

气泡封闭深度

稳定同位素

东南极冰盖以 Dome A, Dome B, Dome C 以及 Dome F 为分冰岭, 其中 Dome A 是南极内陆冰盖的最高点, 以 Dome A 为中心的南极冰盖内陆地区是地球上自然环境最严酷的区域, 被称为“不可接近之极”, 也是南极冰盖尚未开展系统科学研究的制高点(图 1). 由于 Dome A 具有独特的高原地形特征, 冰层水平流动小, 动力过程简单; 再加上气温极低、积累率较小(年平均气温为 $-58.5^{\circ}C$; 近期积累率为 2.3 cm 水当量 $\cdot a^{-1}$ (cm 水当量 $\cdot a^{-1}$ 表示当每年积雪完全融化后所得到的水层厚度, 下同))^[1], 推测 Dome A 地区可能存在南极冰盖最古老的冰, 是南极最理想的冰芯钻取地点之一^[2].

目前, 我国已批准在南极 Dome A 地区建立中国第三个南极科学考察站, 预计 2009/2010 年完成夏季站的建设, 这将为我国实施 Dome A 深冰芯钻探计划提供支撑平台和后勤保障. 在实施该深冰芯计划之前, 开展前期冰川学及浅冰芯研究等是非常必要的, 这不仅可为深冰芯研究积累经验, 同时浅冰芯研究中若干关键科学问题的解决(如现代气候条件下粒雪化过程、气泡封闭深度、冰-气年代差等)对于深冰芯记录的解释具有借鉴意义. 国际上就上述浅冰芯研究中所涉及的关键科学问题发展了许多模型进行相关研究^[3-8], 但模型模拟结果的可靠性需要更多浅冰芯资料加以验证. 迄今我国沿中山站-Dome A 断面进

行了 2 支浅冰芯的详细研究, 即冰芯 DT001^[9,10] 和 DT263^[11], 但这 2 支冰芯基本上没有穿透粒雪层, 且冰芯记录时间较短(<1 ka). 2004/2005 年中国第 21 次南极科学考察队实施了沿中山站至 Dome A 断面考察, 并首次从地面到达 Dome A 核心区域, 确定了南极内陆冰盖最高点位置(80°22'01"S, 77°22'23"E, 海拔 4092.5 m, 距离海岸线 1228 km)^[12], 并在距该最高点约 300 m 处钻取了 1 支长度为 109.91 m 的冰芯. 该冰芯底部数米已完全成冰. 本文基于该冰芯底部(87~109.91 m)23 个样品 CH₄ 浓度测试结果, 结合粒雪化物理模型^[6]确定了冰芯气泡的封闭深度, 并利用该模型计算了气泡封闭处冰的年龄; 另外, 根据该冰芯中稳定同位素资料(δD , $\delta^{18}O$ 以及 $d = \delta^{18}O - 8\delta D$), 初步分析了稳定同位素所揭示的基本气候环境信息. 本文初次提供了南极冰盖最高点 Dome A 地区、由我国科学家自主获得的时间序列最长的浅冰芯记录资料, 对我国拟议中的 Dome A 深冰芯计划具有一定的参考价值.

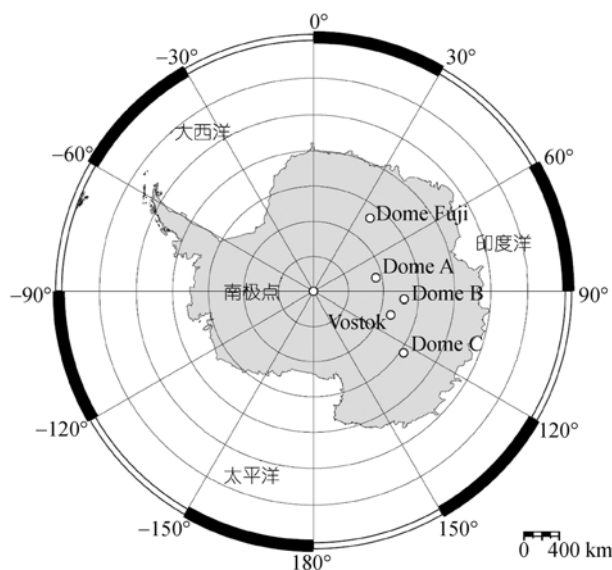


图 1 南极洲及 Dome A 地区示意图

1 野外采样与实验室分析

冰芯钻取分 142 次完成, 每钻的冰芯长度约 0.80 m, 第 1 钻冰芯编号为 DA001, 第 2 钻编号为 DA002, 以后依次类推. 在每钻冰芯样品取出后, 收集钻取过程中钻筒内的冰碎屑, 混合后取出约 20 g 用于稳定同位素分析, 分析结果可代表相应深度范围内的平

均状况. 在冰芯装入塑料袋前测量每段冰芯的长度、直径和质量以计算其密度.

样品从采集至分析期间始终保持冻结状态. δD 在法国原子能委员会和国家科研中心气候与环境实验室(Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement)完成, 精度为 $\pm 0.5\%$; $\delta^{18}O$ 在丹麦哥本哈根大学 Niels Bohr 研究所(Niels Bohr Institute, University of Copenhagen)完成, 精度 $\pm 0.05\%$. 另外, 为了确定冰芯中气泡被完全封闭的深度(即成冰深度)并结合粒雪化模型结果确定该深度的年代, 对冰芯 87~109.91 m 之间的 23 个样品进行了 CH₄ 浓度分析. CH₄ 分析在法国国家科研中心冰川与地球物理环境实验室(Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement)完成, 分析精度 ± 20 ppbv(1 ppbv = 1 nL/L, 下同), 详细测试分析方法见文献^[13].

2 冰芯气泡封闭深度及成冰年代的确定

在新降雪经过粒雪最后演变成冰之前, 粒雪中的空气与大气之间存在交换作用, 直到粒雪成冰后, 气泡才被完全封闭在冰内. 气泡被完全封闭的深度称为封闭深度. 该值取决于新降雪至成冰过程中, 冰芯钻取点的年平均气温和积累率^[6], 气泡被完全封闭处冰的密度大约为 $0.83 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ^[14]. 为了确定 Dome A 冰芯的封闭深度, 对冰芯 87~109.91 m 之间的 23 个样品进行了 CH₄ 浓度测试, 结果如图 2 所示. 可见冰芯中 CH₄ 浓度在 102.0 m 处出现转折: 102.0 m 以上, CH₄ 浓度为高值(>1400 ppbv)且波动较大, CH₄ 浓度水平与工业革命以来大气中 CH₄ 浓度水平相当, 说明 CH₄ 气体在粒雪中没有被完全封闭; 102.0 m 以下, CH₄ 浓度逐渐降低, CH₄ 浓度水平与工业革命前大气中 CH₄ 浓度相当, 说明 CH₄ 气体已被完全封闭. Dome A 冰芯中 CH₄ 浓度在 102.0 m 处发生突变, 表明 Dome A 冰芯中气泡被封闭的深度约为 102.0 m. 为了验证利用 CH₄ 浓度确定的 Dome A 冰芯成冰深度的有效性, 我们利用 LGGE 发展的粒雪化模型^[6], 对 Dome A 冰芯气泡封闭深度进行了模拟. 模型的输入参数为年平均温度和平均积累率. 把 Dome A 地区的年平均气温 -58.5°C (10 m 深度的粒雪层温度) 为年平均温度输入参数, 平均积累率分别设定为 1.0, 1.25, 1.5, 2 和 3 cm

水当量·a⁻¹这5种情形,模型的输出结果见图2.可见当平均积累率为1.5 cm水当量·a⁻¹时, LGGE模型模拟的Dome A密度剖面与实际观测的密度剖面吻合较好,此时模拟的冰芯气泡封闭深度为(101.6±0.4) m,与利用CH₄确定的冰芯成冰深度102.0 m一致.另外,侯书贵等^[1]根据β总活化度标志层确定南极Dome A地区的近期平均积累率为2.3 cm水当量·a⁻¹; 效存德等^[2]根据安装在Dome A自动气象站记录的雪面高度数据表明,2005~2006年间Dome A积累率约1~2 cm水当量·a⁻¹.以上观测值波动较大,主要是由于观测时间较短、以及观测方法存在误差引起的.但是,可以初步认为Dome A地区积累率在1.0~2.3 cm水当量·a⁻¹范围内波动,1.5 cm水当量·a⁻¹在这一波动范围之内.以上观测和模拟结果表明,1.5 cm水当量·a⁻¹可代表Dome A 109.91 m冰芯的平均积累率是可信的.

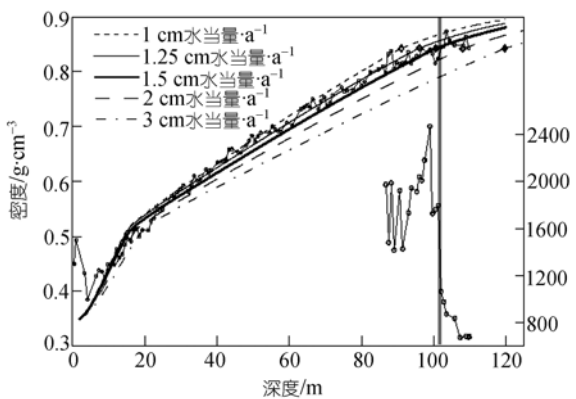


图2 利用LGGE粒雪化模型模拟的Dome A冰芯密度剖面变化、实际观测的密度变化以及Dome A冰芯87~109.91 m之间的23个样品CH₄浓度测试分析结果

图中不同密度模拟曲线上的菱形对应该情形下冰芯成冰深度,灰色垂直柱状直线的位置为平均积累率为1.5 cm水当量·a⁻¹情形下,模拟的Dome A冰芯成冰深度的位置,与102.0 m处CH₄浓度的突变位置吻合

此外,以Dome A地区年平均气温(-58.5℃)以及冰芯气泡封闭深度(102.0 m)为输入参数,利用LGGE粒雪化模型计算的Dome A地区年平均积累率为1.6 cm水当量·a⁻¹(图3),与模拟冰芯成冰深度设定的平均积累率1.5 cm水当量·a⁻¹吻合较好,说明LGGE模型对Dome A冰芯相关参数模拟结果的可靠性较高.同时,图3也给出了根据年平均气温和冰芯气泡封闭深度为输入参数对南极地区Dome F^[15], Vostok^[16]及

EDC^[17]冰芯进行了相关模拟,模拟的平均积累率与实际观测值吻合较好,说明该模型对内陆冰盖冰芯基本参数的模拟可信度较高.

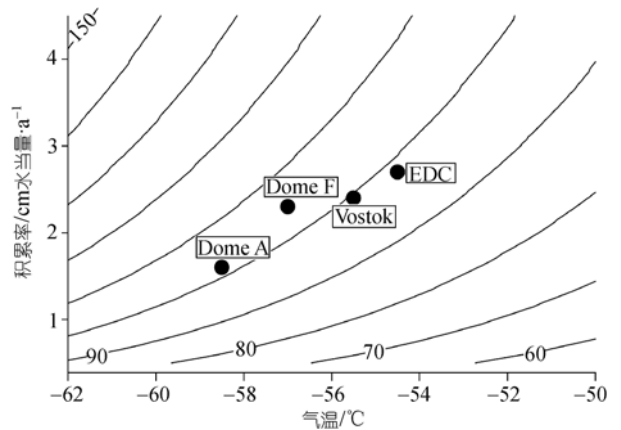


图3

以Dome A地区年平均气温(-58.5℃)和冰芯成冰深度(102.0 m)为输入参数,利用LGGE粒雪化模型模拟的Dome A冰芯平均积累率为1.6 cm水当量·a⁻¹(南极地区Dome F, Vostok以及EDC冰芯的模拟结果也在图中给出,模拟效果较好)

从粒雪到成冰过程中,粒雪中被包裹的气泡到完全被封闭在冰中需要一定的时间,因此,冰内被封闭气泡的年龄要比周围冰的年龄小,即存在冰-气年代差.以Dome A地区年平均气温(-58.5℃)以及年平均积累率(1.6 cm水当量·a⁻¹)为输入参数,利用LGGE粒雪化模型^[6],可以计算Dome A冰芯的冰-气年代差约为4.1 ka(图4).同时,利用Kaspers等^[8]发

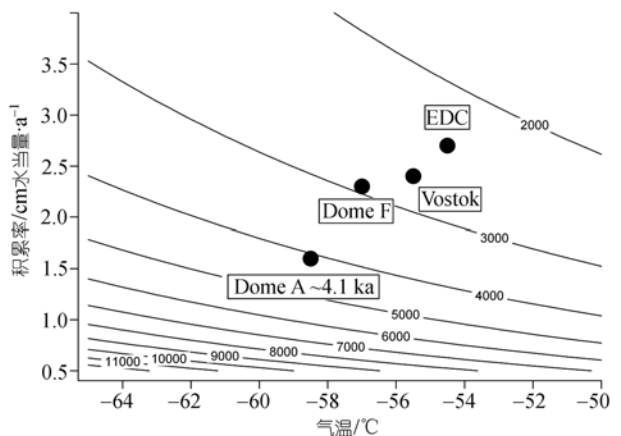


图4

以Dome A地区平均气温(-58.5℃)和平均积累率(1.6 cm水当量·a⁻¹)为输入参数,利用LGGE粒雪化模型模拟的Dome A冰芯冰-气年代差为4.1 ka(南极地区Dome F, Vostok及EDC冰芯的模拟结果也在图中给出,模拟效果较好)

展的粒雪内气体扩散模型, 计算出 Dome A 冰芯气泡封闭深度处被封闭气泡的年龄约为 100 a. 因此, Dome A 冰芯 102.0 m 深度处冰的年龄约为 4.2 ka. 毋庸讳言, 由于本区研究基础几为空白, 兼之分析资料有限, 上述定年结果只能是初步的, 但估计与冰芯实际年龄不会有大的出入. 同时, 图 4 也给出了根据温度和积累率为输入参数对南极地区 Dome F^[15], Vostok^[16] 及 EDC^[17] 冰芯进行了相关模拟, 模拟的冰-气年代差与实际观测值吻合较好, 也说明了该模型对内陆冰盖冰芯基本参数的模拟基本可靠.

3 冰芯稳定同位素记录

根据以上讨论可知 Dome A 冰芯 102.0 m 处冰的年龄约为 4.2 ka, 假设 4.2 ka 以来 Dome A 地区积累率为 1.6 cm 水当量·a⁻¹ 保持不变(模拟积累率的平均值), 则根据冰芯密度观测资料, 可以给出 Dome A 冰芯自顶部至 102.0 m 处初步定年结果(按每个样品约对应 80 cm 冰芯计算, 采样平均分辨率约为 35 a, 可代表百年际尺度上的变化). 为进行对比分析, 我们收集和整理了东南极冰盖内陆地区 Dome B, Dome C 和 Vostok 冰芯(图 1)4.2 ka 以来的稳定同位素资料, 结果见表 1.

从表 1 可以看出, 4.2 ka 以来 Dome A 冰芯中稳定同位素的平均值最低, 且冰芯积累率最小, 体现了其高海拔、极低气温和极低积累率的特点. 另外, 东南极冰盖内陆地区 4.2 ka 以来冰芯中稳定同位素的标准差较小, Dome A, Dome B, Dome C 和 Vostok 冰芯中 δD 的标准差分别为 5.99‰, 4.27‰, 5.13‰ 和 5.31‰, 平均值为 5.18‰. 由于这 4 支冰芯均处于南极内陆地区, 海拔较高, 稳定同位素-温度空间梯度较大. 我们以 δD -温度空间梯度 8.6 ‰/°C⁻¹ 计算^[21], 4.2 ka 以来这

4 支冰芯所记录的温度的平均标准差为 0.6°C, 即气温的波动幅度仅为 $\pm 0.6^\circ\text{C}$, 说明东南极内陆冰盖地区晚全新世以来百年尺度上气候波动较为稳定. 研究表明, 南极地区 1 ka 以来温度变化幅度仅为 $\pm 0.5^\circ\text{C}$ ^[22].

4.2 ka 以来 Dome A, Dome B, Dome C 及 Vostok 冰芯 δD 记录如图 5 所示. 尽管 4 支冰芯处于不同的位置, 且冰芯定年精度也有所差异, 但 4.2 ka 以来这 4 支冰芯 δD 记录趋势比较一致. 比如小冰期在 4 支冰芯 δD 记录中均有不同程度的反映, 且近几百年以来(小冰期以来)温度升高较为显著(特别是 Dome B 和 Dome C), 这与小冰期以来全球气温普遍升温趋势一致; 此外, 除 Vostok 冰芯外, 其他 3 支冰芯在过去 2.5~3.0 ka 期间的 δD 值较高, 说明在 2.5~3.0 ka 以前东南极冰盖内陆可能存在一相对温暖的时期. 需要说明的是, 本文所展示的 Dome A 稳定同位素资料分辨率较粗, 进一步高分辨率的冰芯稳定同位素记录将会提供气候和环境变化更为详细的信息.

水体相变过程中, 如果稳定同位素发生动力分馏过程, 则水体中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分馏程度存在差异, Dansgaard^[23] 将其定义为过量氘 (*d*-excess 或 *d* = $\delta D - 8\delta^{18}\text{O}$), 它反映了水体相变过程中稳定同位素非平衡分馏程度, 其值取决于水汽源区条件(海表面温度、相对湿度、风速)^[24,25]. 从表 1 可以看出, 东南极内陆冰盖 Dome A 冰芯过量氘最高(17.1 ‰), Dome B 次之(13.6 ‰), Dome C 最小(9.1 ‰), 与 3 支冰芯钻取点的海拔(气温)呈反相关关系, 这与南极大陆表面积雪以及雪坑中过量氘与海拔(气温)呈反相关关系类似^[26,27]. Jouzel 和 Merlivat^[25] 对过饱和条件下极地地区降雪过程中稳定同位素动力分馏效应进行了研究, 发现由于极低气温条件下水汽凝华成冰晶(雪)的过程

表 1 东南极冰盖内陆地区 4.2 ka 以来冰芯中稳定同位素记录统计

冰芯	位置	海拔/m	年平均温度/°C	平均值			标准差		年代/ka	冰芯深度/m	样本量	参考文献
				δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	过量氘 (‰)	δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)				
Dome A	80°22'S 77°22'E	4093	-58.5	-450.6	-58.5	17.1	5.99	0.81	4.2	102	123	本文
Dome B	77°05'S 94°55'E	3650	-57.5	-429.4	-55.4	13.6	4.27	0.57	4.206	169	166	[18]
Dome C	74°39'S 124°10'E	3240	-53.5	-396.4	-50.7	9.1	5.13	0.67	4.202	152.35	266	[19]
Vostok	78°28'S 106°48'E	3490	-55.5	-441.0			5.31		4.226	117.5	113	[20]

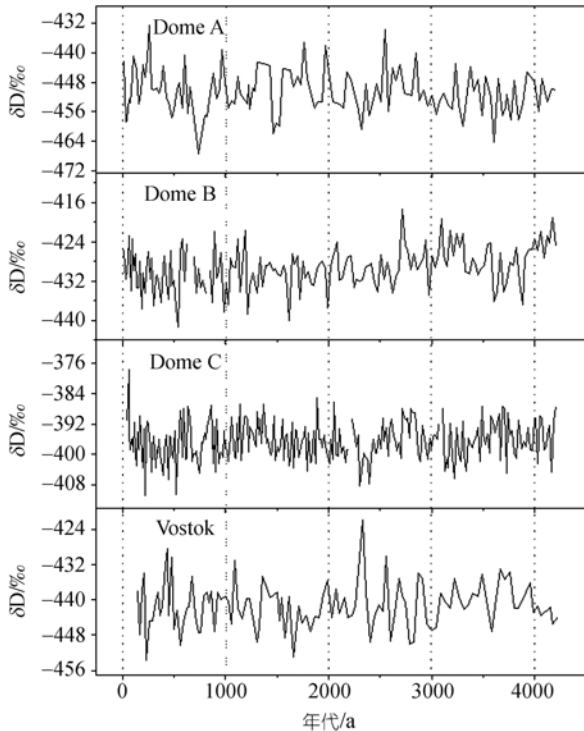


图5 4.2 ka 以来东南极 Dome A, Dome B, Dome C 及 Vostok 冰芯 δD 记录

中, 稳定同位素动力分馏效应主要由水汽的过饱和程度控制, 温度越低水汽的过饱和程度越大, 降雪中过量氘越高, 因此降雪形成过程中过饱和条件的不同, 是导致东南极内陆冰盖雪冰中过量氘空间分布特征的一个重要因素。

我们使用混合云稳定同位素分馏模型(mixed cloud isotopic model, 简称为MCIM)^[28]模拟结果进一步探讨 Dome A 冰芯稳定同位素的气候指示意义。MCIM考虑了水汽、液滴和冰晶三相共存时的云内微物理过程(Bergeron-Findeisen process), 能够较好地模拟南极地区降水的稳定同位素特征^[29,30]。其输入参数为水汽源区的海表面温度(SST)、相对湿度和风速以及降水地点的气温(近似代表当地的水汽过饱和度)和气压。敏感性试验表明水汽源区风速的影响作用微弱且不稳定^[28], 而且以往相关研究表明南半球中、低纬度地区是南极内陆地区的主要水汽来源^[26], 该水汽源区的相对湿度相对稳定, 因此我们根据 Dome A 地区的实测资料, 模拟海平面气温变化对 Dome A 地区降水稳定同位素的影响(图 6), 可见当 SST 介于 290~295 K 时, 模拟结果与 Dome A 表层雪样品的稳定

同位素实测结果比较一致, 结合NECP再分析资料的 SST 空间分布(图未显示), 可判断 Dome A 地区的现代降水主要来源于 25°~30°S。另外, 在保持其他变量不变的情况下, 随着 SST 升高, 过量氘也随之增加, 同时稳定同位素(δD 和 $\delta^{18}O$)略有降低。

图 7 为 4.2 ka 以来 Dome A, Dome B 以及 Dome

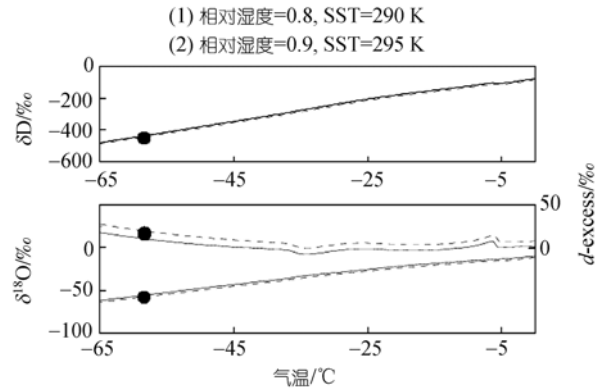


图 6 Dome A 地区降水稳定同位素的 MCIM 模拟结果敏感性试验(1)和(2)分别用实线和虚线表示; 实心圆点表示 Dome A 表层雪样品的稳定同位素实测结果。通常相对湿度随 SST 升高而增加, 因此第 2 个敏感试验将相对湿度略增加为 0.9。在保持 SST 不变的情形下, 上述相对湿度的变化对模拟结果影响微弱

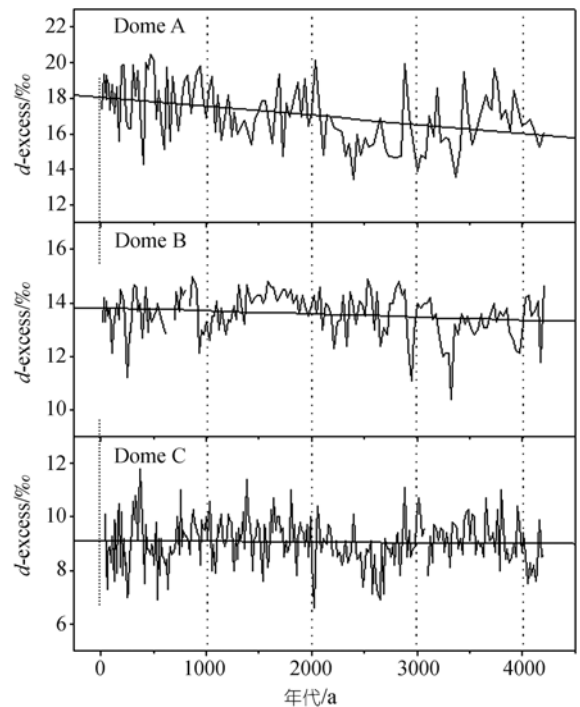


图 7 4.2 ka 以来东南极 Dome A, Dome B 以及 Dome C 冰芯过量氘记录及其线性回归

C 冰芯过量氙记录. 尽管 3 支冰芯过量氙的平均值有较大的差异, 但是 4.2 ka 以来它们的变化趋势大体一致, 说明 Dome A, Dome B 以及 Dome C 等南极内陆地区降水的水汽源区条件变化应具有一致性. 另外处于内陆腹地的 Dome A 和 Dome B 冰芯过量氙 4.2 ka 以来有较明显的升高趋势, 因为在所研究时段内南极内陆冰盖气候状况没有明显的变化趋势且较为稳定(图 5), 冰芯过量氙的升高趋势(图 7)主要反映了水汽源区的状况变化. 这可能是水汽源区位置不变的情况下, SST 升高; 也可能是水汽源区位置总体上向较低纬度迁移的结果. 海洋沉积记录表明从 $\sim 40^{\circ}\text{S}$ 至赤道地区自中全新世以来 SST 基本保持稳定^[31,32], 因此南极内陆冰芯最近几千年来过量氙的升高趋势应主要反映了水汽源区位置向赤道方向的总体迁移^[29,30].

REDFIT 软件^[33]针对非等时距时间序列直接分析其红色噪声谱, 当功率谱超过 90% 的置信度时被认为显著性周期. 应用该软件对稳定同位素记录进行功率谱分析, 结果如图 8 所示. 对于 $\delta^{18}\text{O}$, δD 和过量氙记录均存在 70~144 a 的多年代际至百年尺度的显著性周期, 此外对于 $\delta^{18}\text{O}$, δD 和过量氙还分别存在 363, 364 和 935 a 的显著性周期. 除过量氙的 935 a 显著性周期可能反映大洋热盐环流的周期变化外, 其他周期均与太阳辐射变化具有相当的一致性^[34].

4 讨论和结论

Masson 等^[34]利用南极 11 支冰芯中稳定同位素资料, 对南极地区全新世以来的气候变化进行了研究, 发现南极地区全新世气候可分为 3 个气候适宜期: 早全新世气候适宜期(11.5~9.0 a); 在罗斯海所在方位的南极扇区, 存在次一级的气候适宜期(7.0~5.0 ka); 在东南极地区存在晚全新世气候适宜期(6.0~3.0 ka), 表明南极地区全新世气候存在显著的波动. 但是, 4.2 ka 以来东南极内陆冰盖 4 支冰芯 δD 记录没有显著的气候波动变化趋势, 且 4.2 ka 以来 δD 序列标准差较小, 平均值仅为 5.18‰, 对应温度序列的标准差仅为 0.6°C , 这可能说明了晚全新世以来东南极冰盖内陆地区气候变化较为稳定的特点.

与东南极冰盖内陆其他冰芯相比, Dome A 冰芯

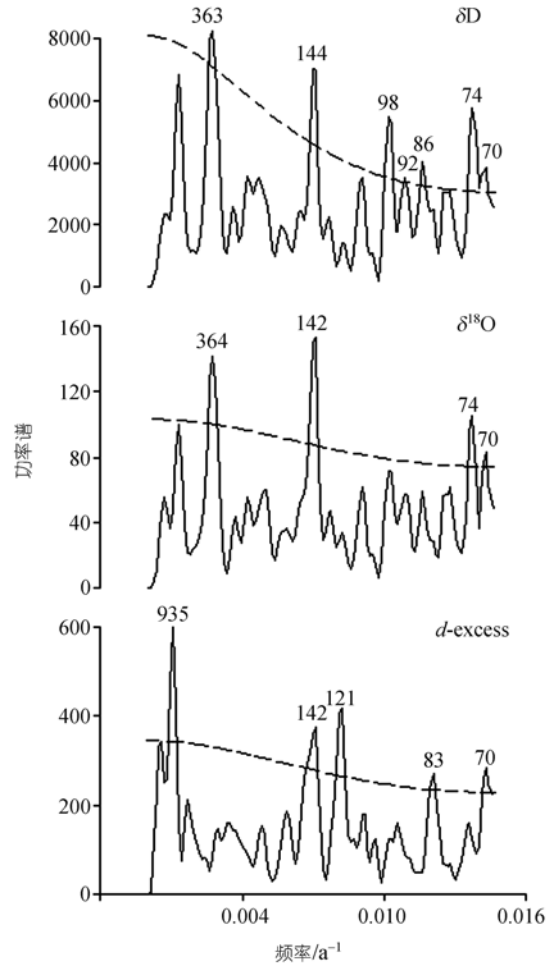


图 8 稳定同位素($\delta^{18}\text{O}$, δD 和 $d\text{-excess}$)的 Redfit 功率谱分析结果

虚线为 90% 置信度

的高过量氙可能与 Dome A 地区高海拔和降水形成过程中水汽的高过饱和度有关, 这说明南极内陆地区雪冰中过量氙的值并不完全取决于水汽源区条件. 另外对于南极内陆地区, 降水方式除常规降雪外, 通常在晴天时低空大气层存在缓慢降落的小冰粒或小冰针, 称为冰晶降水(diamond dust)或晴天降水(clear-sky precipitation), 而且当空气温度低于冰面温度时, 近地面气团可达到或略大于饱和状态, 这时在冰盖表面发生结霜现象(frost). 现代气候条件下 Dome A 地区结霜过程产生的净积累量可占 Dome A 地区年总积累量的 7%^[11]. 上述特殊降水方式对降水稳定同位素的影响目前尚不得而知. 因此, 利用南极内陆冰芯中过量氙进行水汽源区环境变化信息恢复

时, 需要考虑降水形成过程中水汽的过饱和程度以及降水方式对降水中过量氙的影响, 但这种非平衡分馏效应对冰芯中过量氙的影响究竟有多大? 需要进一步的研究.

总之, 本文基于南极 Dome A 地区 109.91 m 浅冰芯资料, 得出以下初步结论:

(1) 现代气候条件下, Dome A 地区冰芯气泡的

封闭深度为 102.0 m, 成冰年龄约为 4.2 ka.

(2) 东南极冰盖内陆高海拔区域晚全新世以来气候波动较为稳定.

(3) Dome A 地区为南极雪冰中过量氙的高值中心, 其水汽来源位于 25°~30°S. 晚全新世以来东南极内陆冰芯过量氙的升高趋势主要反映了水汽源区位置向较低纬度的总体迁移.

致谢 中国第 21 次南极科学考察队提供野外支持, Jean Jouzel, Valérie Masson-Delmotte, Jérôme Chappellaz 和 Sigfus J. Johnsen 提供样品测试, 评审专家提出建设性意见, 一并致谢.

参考文献

- 1 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(2): 243—245
- 2 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. 科学通报, 2007, 52(20): 2456—2460
- 3 Arzt E. The influence of an increasing particle coordination on the densification of spherical powders. Acta Metal, 1982, 30: 1883—1890[doi]
- 4 Alley R B. Firn densification by grain boundary sliding: a first model. J Phys (Paris), 1987, 48: C1-249—C1-256[doi]
- 5 Schwander J, Barnola J M, Andrié C, et al. The age of the air in the firn and the ice at Summit, Greenland. J Geophys Res, 1993, 98: 2831—2838[doi]
- 6 Arnaud L, Barnola J M, Duval P. Physical modeling of the densification of snow/firn and ice in the upper part of polar ice sheets. In: Hondoh T, ed. Physics of Ice Core Records. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. 285—305
- 7 Goujon C, Barnola J M, Ritz C. Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites. J Geophys Res, 2003, 108(D24): 4792[doi]
- 8 Kaspers K A, van Wal R S W, van den Broeke M R, et al. Model calculations of the age of firn air across the Antarctic continent. Atmos Chem Phys, 2004, 4: 1365—1380
- 9 张明军, 任贾文, 李忠勤, 等. 南极伊利莎白公主地 250 年来 NO_3^- 浓度变化特征研究. 自然科学进展, 2003, 13(5): 513—517
- 10 效存德, 程彦杰, 任贾文, 等. 冰芯记录的南印度洋“南极绕极波”近期信号. 科学通报, 2004, 49(23): 2455—2463
- 11 周丽娅, 李院生, Cole-Dai Jihong, 等. 东南极 780 年来 DT263 冰芯中的火山喷发记录研究. 科学通报, 2006, 51(18): 2189—2197
- 12 Zhang S K, E Dong-Chen, Wang Z M, et al. Surface topography around the summit of Dome A, Antarctica, from real-time kinematic GPS. J Glaciol, 2007, 53(180): 159—160[doi]
- 13 Chappellaz J, Blunier T, Kints S, et al. Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. J Geophys Res, 1997, 102(D13): 15987—15997[doi]
- 14 Martinier P, Lipenkov V Y, Raynaud D, et al. Air content paleorecord in the Vostok ice core (Antarctica): a mixed record of climatic and glaciological parameters. J Geophys Res, 1994, 99(D5): 10565—10576[doi]
- 15 Watanabe O, Kamiyama K, Motoyama H, et al. The paleoclimate record in the ice core at Dome Fuji Station, East Antarctica. Ann Glaciol, 1999, 29: 176—178[doi]
- 16 Bender M L, Sowers T, Dickson M L, et al. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the last 100000 years. Nature, 1994, 372: 663—666[doi]
- 17 Landais A, Barnola J M, Kawamura K, et al. Firn-air $\delta^{15}\text{N}$ in modern polar sites and glacial-interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica? Quat Sci Rev, 2006, 25: 49—62[doi]
- 18 Jouzel J, Vaikmae R, Petit J R, et al. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. Clim Dyn, 1995, 11: 151—161[doi]
- 19 Jouzel J, Masson V, Cattani O, et al. A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. Geophys Res Lett, 2001, 28(16): 3199

- 3202[doi]
- 20 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429—436[doi]
 - 21 Masson-Delmotte V, Hou S G, Ekaykin A, et al. A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modeling. *J Clim*, 2008, 21: 3359—3387[doi]
 - 22 Van Ommen T D, Morgan V I. Calibrating the ice core paleothermometer using seasonality. *J Geophys Res*, 1997, 102 (D8): 9351—9357[doi]
 - 23 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436—468
 - 24 Merlivat L, Jouzel J. Global climate interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J Geophys Res*, 1979, 84: 5029—5033[doi]
 - 25 Jouzel J, Merlivat L. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modeling of the isotope effects during snow formation. *J Geophys Res*, 1984, 89(D7): 11749—11757[doi]
 - 26 Petit J R, White J W C, Young N W, et al. Deuterium excess in recent Antarctic snow. *J Geophys Res*, 1991, 96(D3): 5113—5122[doi]
 - 27 Qin D H, Petit J R, Jouzel J, et al. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. *J Glaciol*, 1994, 40: 107—118
 - 28 Ciais P, Jouzel J. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: an isotopic model including mixed cloud processes. *J Geophys Res*, 1994, 99: 16793—16803[doi]
 - 29 Vimeux F, Masson V, Jouzel J, et al. Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature*, 1999, 398: 410—413[doi]
 - 30 Vimeux F, Masson V, Jouzel J, et al. Holocene hydrological cycle changes in the Southern Hemisphere documented in East Antarctic deuterium excess records. *Clim Dyn*, 2001, 17: 503—513[doi]
 - 31 Bard E, Rostek F, Sonzogni C. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry. *Nature*, 1997, 385: 707—710[doi]
 - 32 Beck J W, Recy J, Taylor F, et al. Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature*, 1997, 385: 705—707[doi]
 - 33 Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput Geosci*, 2002, 28: 421—426[doi]
 - 34 Masson V, Vimeux F, Jouzel J, et al. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quat Res*, 2000, 54: 348—358[doi]