

论文

火山沉积记录和粒雪化模式对东南极 Dome A 109.9 m 冰芯定年初探

李传金^①, 效存德^{①*}, 侯书贵^{①②}, 任贾文^①, 丁明虎^{①③}, 郭瑞^④

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 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093;

③ 中国气象科学研究院, 北京 100081;

④ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所阿拉善荒漠生态水文观测研究站, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: cdxiao@cams.cma.gov.cn

收稿日期: 2011-04-14; 接受日期: 2011-12-21

国家自然科学基金项目(批准号: 40776002, 40825017 和 41171052)、中国科学院百人计划项目、中国极地科学考察办公室项目(编号: 20080202)和南北极环境综合考察专项(编号: CHINARE2012-04-04 和 CHIN ARE2012-02-02)资助

摘要 2005年中国第21次南极科学考察队在距离南极 Dome A 最高点 300 m 处钻取一支 109.9 m 的冰芯, 本文选取 6 次火山事件的沉积记录(Agung 1963 AD, Tambora 1815 AD, Kuwae 1453 AD, Unknown 1259 AD, Taupo 186 AD 和 Pinatubo 1050 BC)作为定年标志和应用 Herron-Langway 粒雪密实化模式(H-L 模式)两种方法对该冰芯进行了初步定年. 通过将 Dome A 冰芯的火山沉积序列与其他东南极冰芯记录进行比较, 确定了上述 6 次火山事件的深度, 利用事件之间的年平均积累率推算得知该冰芯气泡封闭深度处(102 m)的年代为(3516±100) a BP (Present 指 2005 年). 这是南极冰盖已知研究点中最长的气泡封闭时间. H-L 模式对该冰芯相同深度的年代的模拟结果为(3581±100) a BP. 上述两种方法的定年结果误差为 65 年, 约占整个时间序列的 1.8%, 较好的验证了定年结果的可靠性. 利用气泡封闭深度处的年代和距该深度最近的相邻两次火山事件之间的年平均积累率, 计算冰芯底部的年代为(4009±150) a BP, 该结果与 H-L 模式对冰芯底部的定年结果((4115±150) a BP)亦较为一致.

关键词
东南极冰盖
Dome A
火山事件
冰芯定年

自 20 世纪 60 年代在 Byrd 站钻取第一支透底冰芯以来, 南极深冰芯记录研究不断取得新突破^[1-4]. 2004 年 Augustin 等人利用在 Dome C 钻取的一支长度约为 3300 m 的深冰芯将冰芯记录延伸至 740 ka 以前, 并成功的给出了过去 8 次显著的冰期-间冰期循环^[4]. 目前, 国际上深冰芯研究更多关注如何获得时间序列超过 1 Ma 的冰芯, 并藉此研究中更新世气候

周期轨道由 100 ka 年转变为 40 ka 年的问题^[5]. 因此, 如何获得年代超过 1 Ma 的冰芯, 已成为国际冰川学界的一个新的研究热点. 基于先期在东南极冰盖 Dome A 地区进行的大量野外考察, 中国冰川研究者提出 Dome A 是可能钻取到时间超过 1 Ma 冰芯的理想地点之一^[6]. 其主要论据列述如下: 1) Dome A 地区具有南极冰盖最低的年平均积累率; 自动气象站

监测结果显示 2005~2006 年 Dome A 地区年均积累量低于 0.016 m 水当量/年 ($\text{m}(\text{H}_2\text{O})/\text{a}$), 此值约为 Vostok 站、Dome B 和 Dome C 年均积累率的 1/3~1/2; 2) Dome A 具有南极冰盖最低的年平均气温, 2005 年自动气象站记录的 10 m 雪层温度(一般用来指示年平均气温)为 -58.3°C , 2006 年为 -58.2°C (表 1). 该温度是南极冰盖有记录的研究点中的最低年平均气温值, 同时也是地球表面最低的年平均气温值^[6]. 低温和低积累率意味着相同深度的冰芯其年代可能更久远. 另外, 据 Kaspers 等^[7]和侯书贵等^[8]的研究, Dome A 地区粒雪空隙闭合深度(150 m)是东南极地区的最大值, 且存在深度大于 3000 m 的冰层. 上述三个条件满足了在 Dome A 钻取到时间序列最长冰芯的必要条件, 但其他充分条件如冰-岩界面的地热通量、冰层底部的变形尺度等问题仍需进一步的研究和验证^[6].

浅冰芯的研究可以为深冰芯的钻取前景提供基本参数. 首先浅冰芯可以提供该地区年平均积累率的信息, 另外冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 含量可以很好的指示年平均气温及其波动趋势等. 2005 年中国第 21 次南极科学考察队在距离 Dome A 最高点($80^\circ 22' 01.63''\text{S}$, $77^\circ 22' 22.90''\text{E}$)300 m 的地方成功钻取一支长度为 109.9 m 的冰芯^[8-10]. 2009 年侯书贵等^[9]基于冰芯的密度资料和冰芯气泡中 CH_4 的含量变化, 运用法国 LGGE 粒雪密实化模式对该冰芯气泡封闭深度进行了定年, 结果显示在 102 m 处, 气泡完全封闭, 此处粒雪年龄为 4.2 ka BP (Before Present, Present 指 2005 年). 但由于该定年结果的分辨率较低, 不能满

足详细研究冰芯各种环境信息的需求, 因此本文基于该冰芯记录地球化学信息、应用 Herron-Langway 提出的经典粒雪化模式^[11]对该冰芯进行了更为细致的定年研究, 旨在为更加详细的研究冰芯记录的历史环境信息提供基础.

1 资料与方法

Dome A($80^\circ 22' 01.63''\text{S}$, $77^\circ 22' 22.90''\text{E}$)通常被称为“不可接近之极”, 海拔 4092 m, 是东南极冰盖的最高点(图 1). NCEP 再分析资料显示, 该地区常年被冷高压系统控制, 高空辐合, 低空辐散, 形成影响全球气候系统的一个冷空气的重要源区^[8]. 相关研究证实, Dome A 地区记录的环境信息具有半球至全球尺度的效应, 因此, 该地区为大气观测及冰芯研究提供了一个理想之所. 如前文所述, Dome A 地区为一积累率极低的区域(表 1), 此处的降水形式以降雪和“晴天降水”为主, 其中后者又称为“钻石尘”, 是东南极一种较为常见的降水形式, 这种降水一年内可在 Dome F 地区产生约 0.0016 m 水当量的沉积总量^[8,12].

2005 年中国第 21 次南极科学考察队第一次成功到达 Dome A 地区, 并在距离 Dome A 最高点 300 m 的位置利用机械钻于干孔中成功钻取一支长 109.9 m 的冰芯, 冰芯直径为 9 cm. 整支冰芯分 142 次钻取, 每节平均长度为 0.80 m, 样品在 -15°C 的低温环境下运输至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(SKLC)并存放于 -18°C 的低

表 1 南极冰盖各研究点环境特征及粒雪孔隙封闭深度和时间

采样点	位置	海拔(m)	气温($^\circ\text{C}$) ^{a)}	积累率($\text{m}(\text{H}_2\text{O})/\text{a}$)	风速(m/s) ^{b)}	封闭深度(m)	封闭时间(a) ^{c)}	文献来源
SP ^{d)}	90°S	2841	-49.2	0.073	5.0	119	1048	[7]
DML ^{f)}	77°S, 10°W	2300	-35.0	0.100	6.4	74	464	[7]
Dome F	77°19'S 39°42'E	3810	-54.3	0.032	-	-	1353	[6]
Dome B	77°05'S 94°55'E	3650	-57.5	0.038	-	-	2291	[6]
Vostok	72°28'S 106°48'E	3502	-55.5	0.022	5.0	98	2970	[7]
Dome C	74°39'S 124°10'E	3240	-53.5	0.030	5.0	98.6	2090	[7]
Dome A	80°00'S 77°21'E	4092	-58.5	0.019 ^{d)}	-	102	3516	本研究

a) 南极地区年平均气温一般用 10 m 雪层深度处的温度代替; b) 风速是雪层表面 10 m 处的风速值, 该值与年平均气温 T 和积累率 A 带入公式 $\rho_0=0.0736+0.00106 T+0.0669 A+0.00477 W$ 可求得表层的密度; c) 封闭年代指 H-L 模式计算的粒雪孔隙闭合深度处的年代; d) Dome A 地区的年平均积累率是 0.016~0.023 $\text{m}(\text{H}_2\text{O})/\text{a}$ 的平均值; e) SP=South Pole; f) DML=Dronning Maud Land

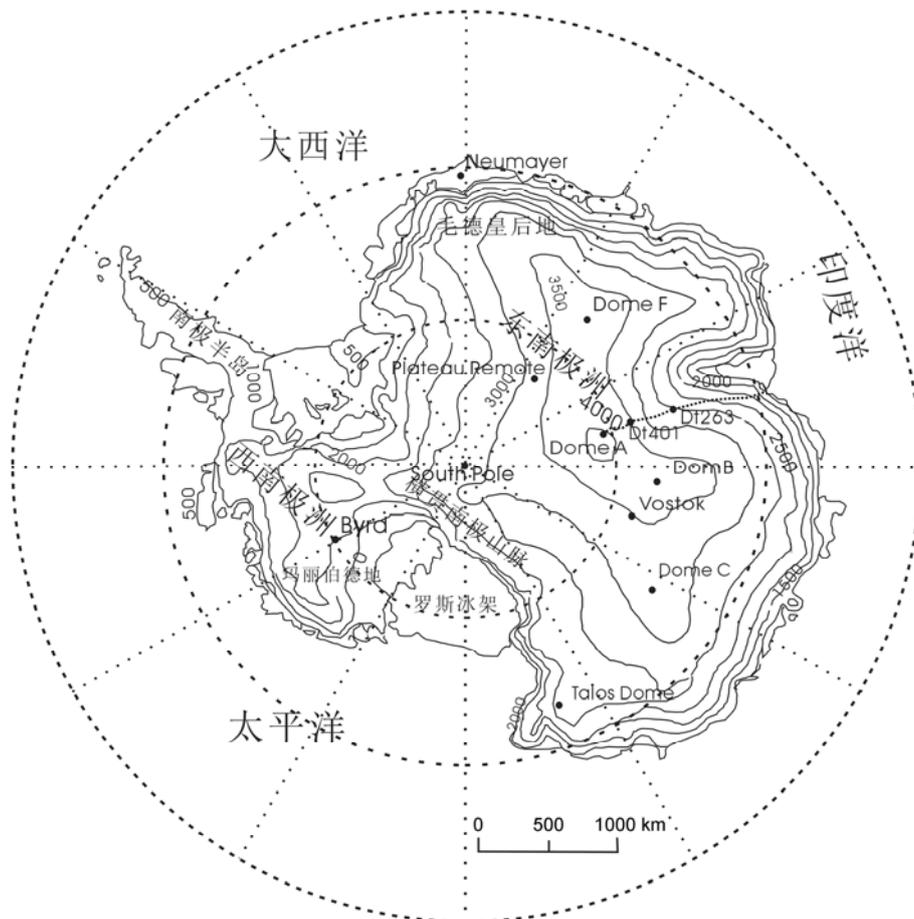


图1 南极冰盖各冰芯研究点及周边海洋分布图

其中研究点包括 Dome A, DT-401, Plateau Remote, DT-263, Dome Fuji, Dome B, Dome C, Vostok 和 South Pole

温环境中. 冰芯的前处理及分析均在 SKLCS 的 100 级超净环境中进行, 其过程简述如下: 低温超净环境下, 将每支冰芯等距(3.4 cm/段, 共获取样品 3191 个)分割后, 用不锈钢刀将每个冰芯外部约 3 mm 刮去, 内核样品用于离子分析, 外部碎屑样品用于同位素分析. 样品的分析也是在 100 级超净环境中进行, 超纯水(Milli-Q)用于全程的仪器清洗、标准配制等, 该水的各种化学离子检测指标均低于分析仪器(Dionex 3000 离子色谱)的检测限. 该仪器的阴、阳离子分析柱分别是 CS-12A 和 AS-11HC, 保护柱则分别是 CG-12A 和 AG-11HC, 进样体积为 1000 μL , 分析方法阳离子采用等量分析, 阴离子为梯度分析. 分析时, 先在 20 $^{\circ}\text{C}$ 的超净环境中将保存于密闭聚乙烯容器中的样品融化, 注入洁净的自动进样器样品瓶中, 自动进样分析. 分析内容包括五种主要阳离子(Na^+ ,

K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+) 和五种主要阴离子(NO_2^- , Cl^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-}). 空白分析与样品同步进行, 检测结果表明空白值均低于仪器检测限, 仪器稳定. 分析误差通过重复测试分析标准获得, 结果显示所有离子均小于 10%.

由于该冰芯顶端 30 cm 低密度且高空隙的粒雪不幸在钻取过程中遗失, 因此在下面的讨论中深度值是测量值加上 30 cm (0.06 m 水当量)的结果(图 2).

定年是冰芯研究的第一步, 也往往是关键的一步, 定年结果的准确性对于环境信息的解读具有重要影响. 目前, 关于极地冰盖冰芯定年的方法主要有下述 5 种: 1) 花杆法. 用于确定研究区域的年平均积累率, 进而根据沉积深度推断其年代^[13]. 该方法在积累率较高的南极冰盖周边地区、格陵兰冰盖及山地冰川地区具有较为广泛的应用基础, 在积累率较低的

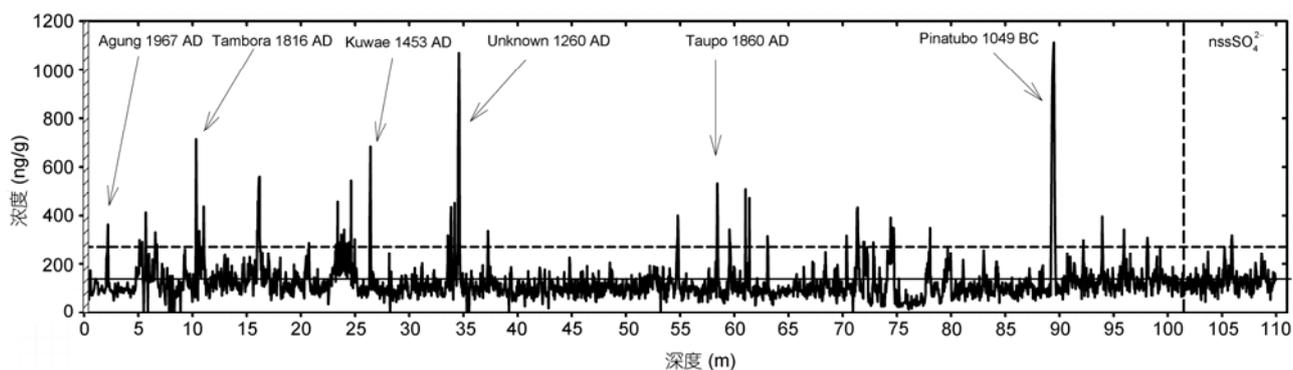


图2 Dome A 冰芯记录的 nssSO_4^{2-} 浓度随深度的波动、6 次火山事件及喷发时间

图右端竖直虚线代表粒雪孔隙封闭深度(102 m), 两条横线分别代表剔除明显的火山事件后 nssSO_4^{2-} 的平均值(实线)和 nssSO_4^{2-} 平均值加 2 倍标准偏差的值(火山事件的阈值, 虚线), 图左端阴影部分代表顶部丢失的 30 cm 粒雪深度

东南极冰盖, 该方法可以为其他定年结果的提供参考. 2) 粒雪化经验模式法. 自 20 世纪 80 年代 Herron 和 Langway 提出粒雪化模式以来, 一系列的改进型模式和新的模式被用于极地冰盖冰芯的定年^[9,11,14]. 不同模式的参数选取及适用条件不尽相同, 因此不同研究区域的冰芯定年在模式的选取上也具有较大的差异. 3) 冰芯年层标志法. 在格陵兰、西南极冰盖等积累率较高的研究点, 由于冰芯时间分辨率较高, 可以利用氢、氧同位素($\delta^{18}\text{O}$, δD)、微粒浓度、化学离子浓度、pH 和 ECM 层位变化等进行定年^[15-17]. 利用年层标志的定年结果可以为冰芯研究提供较为精细的时间基础, 但对于积累率较低的东南极地区, 风吹雪等沉积后过程可能会对年层信息造成巨大影响, 因此该方法在该地区的普适性较差. 4) 火山事件标志法, 由于火山喷发可以向大气中释放大量的火山灰、 SO_2 等气体, 这些物质可以随大气环流传输至极地冰盖并沉降和得以保存, 因此这些标志层可以作为定年的重要依据^[17-20]. 火山事件的沉积标志在南极和格陵兰冰盖地区的冰芯定年中具有较为广泛的应用基础, 尤其是强度较大的几次火山事件, 可以为冰芯定年提供较为可靠的时间标尺^[18-21]. 5) 放射性同位素法(如 ^{210}Pb), 该方法在南极、格陵兰冰盖的定年研究中也具有较为广泛的应用基础^[22,23]. 相对于其他方法, 同位素定年的误差相对较大, 但在时间序列较长的冰芯研究中, 该方法可以提供较为可信的时间结点.

需要指出的是, 并非上述每种方法在南极冰盖某一地区都是适用的, 尤其是在积累率很低的东南

极冰盖. Cole-Dai 等^[21]和 Ren 等^[13]研究指出, 在东南极冰盖, 由于积累率很低, 随着深度的增加, 年层分辨率逐渐降低, 且在如此低积累率地区, 风吹雪等可能对积雪的沉积、分布具有重要影响, 因此方法 3) 在东南极低积累率地区可靠性较差. 至于方法 5), 由于此冰芯的分析内容没有包含 Pb 同位素, 因此在下面的定年讨论中, 我们采用方法 1), 2)和 4).

2 结果与讨论

2.1 H-L 粒雪化模式定年

1980 年 Herron-Langway 基于南极和格陵兰冰盖 17 支冰芯建立了 H-L 粒雪密实化经验模式(以下简称 H-L 模式), 该模式可用于建立极地冰盖冰芯深度-密度-年代之间的关系, 在随后几十年, 此模式在极地冰芯中的应用证明了它的适用性及广泛性^[13,17]. 该经验模式需要输入的初始值包括表层雪密度、年平均气温(一般可用 10 m 深度处的温度代替)和年平均积累的水当量深度^[11]. 其年代-密度的计算公式表示为

$$t_p = \frac{1}{k_1 A^{0.5}} \ln \left(\frac{\rho_i - 0.55}{\rho_i - \rho} \right) + t_{0.55}, \quad (1)$$

其中, t_p 代表 ρ 密度深度处的粒雪的年代, k_1 和 $t_{0.55}$ 则分别由下述方程式(2)和(3)计算得到, ρ_i 代表纯冰密度(0.917 g/cm^3), ρ 则是欲求其深度或年龄处的粒雪密度, A 则代表年平均积累率的水当量深度 ($\text{m}(\text{H}_2\text{O})/\text{a}$).

$$k_1 = 575 \exp \left[-\frac{21400}{RT} \right], \quad (2)$$

$$t_{0.55} = \frac{1}{k_0 A} \ln \left[\frac{\rho_i - \rho_0}{\rho_i - 0.55} \right]. \quad (3)$$

方程式(2)中, R 代表气体常量(8.314 J/(k mol)), T 则是开氏温度值(Dome A 处为 214.5 K), 方程(3)中, k_0 是由方程式(4)计算得出的一常量值, 由研究点环境参数决定, ρ_0 则是表层雪的密度值(Dome A 冰芯处为 0.34 g/cm³).

$$k_0 = 11 \exp \left[-\frac{10160}{RT} \right]. \quad (4)$$

根据侯书贵等^[8,9]的结论, Dome A 冰芯封闭深度为 102 m, 气泡封闭的密度区间为 0.82~0.84 g/cm³, 此处我们选取其中值为参考值, 该值与侯书贵等应用 LGGE 粒雪化模式时输入的密度值一致. 积累率的输入本文亦采用近期气象站实测的积累率区间(0.016~0.023 m(H₂O)/a)的中间值(0.019 m(H₂O)/a). 将上述各种参数输入公式(1)~(4), 计算得到 Dome A 冰芯气泡封闭深度处的年代为(3581±100) a BP (Present 代表冰芯钻取的年份 2005 AD). 依据上述模式定年的输入参数, 本文进一步计算得该冰芯底部(109.9 m, 密度 0.85 g/cm³)的年代为(4115±150) a BP.

2.2 火山事件的确定与定年

南极冰盖硫酸根本底值主要来源于海洋浮游生物产生的二甲基硫化物(DMS)的氧化产物(H₂SO₄)^[24,25]和海浪及地壳源的贡献^[21,26-28]. Xu 等^[10]通过对冰穹 A 冰芯底部微粒含量的研究发现, 地壳源对此处物质输入的贡献量很低, 甚至可以忽略. 虽然南极冰盖硫酸根可能部分来源于周边地区火山持续的非喷发式的排放, 但在东南极地区, 这个贡献源似乎也可以忽略^[9,29].

火山喷发是南极冰盖硫酸根的另一重要来源, 火山喷发物中含有大量的火山灰和 SO₂, 强烈的喷发可以将这些物质送入平流层, 在平流层的传输过程中, 部分物质会逐渐沉降, 而其中一部分则可以到达极地冰盖上空, 最后通过极地平流层垂直沉降降至冰盖表面^[18,19]. 由于 SO₂ 在传输过程中被氧化成 H₂SO₄, 因此其在冰盖上的沉积可以形成明显的 SO₄²⁻ 峰值, 根据这些沉积记录可以研究历史时期火山活动的信息, 针对此项研究, 前人已做了大量的工作^[13,20,21,30-33].

为了区别火山事件造成的 H₂SO₄ 的波动与本底值的变化, 我们采取了 Kohno 等^[17]使用的非海盐硫酸根(nssSO₄²⁻)指标, 其计算公式为

$$\text{nssSO}_4^{2-} = \text{SO}_4^{2-} - (\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+)_{\text{seawater}} \times \text{Na}^+, \quad (5)$$

其中, (SO₄²⁻/Na⁺)_{seawater} 指海水中 SO₄²⁻ 和 Na⁺ 的重量比值(0.25). 图 2 中显示了 nssSO₄²⁻ 浓度随深度变化的曲线, 平均本底值含量(剔除显著的火山事件造成的 nssSO₄²⁻ 峰值后)为 116.24 ng/g. 根据 Cole-Dai 等^[21]的研究, 区分火山事件的 nssSO₄²⁻ 的“门槛值”还需满足以下两个条件: (1) nssSO₄²⁻ 值超过本底值加上 2 倍标准偏差($X+2\sigma$), Dome A 冰芯计算结果为 272.47 ng/g; (2) 一次事件超过“门槛值”的连续样品数量须多于 2 个. 依据以上条件共监测到 Dome A 冰芯记录的 42 次明显的火山事件(图 2).

一些中、低纬度著名火山事件在雪层中形成了明显的 nssSO₄²⁻ 峰值, 可以作为冰芯定年的标志^[18,28,34-38]. 本文选取了南极冰芯普遍记录的 5 次火山事件(Agung 1963 AD, Tambora1815 AD, Kuwae 1453 AD, Unknown 1259 AD, Taupo 186 AD)和喷发于 1050 BC 的 Pinatubo 火山事件作为定年标志(表 2), 采取下述三种方法对每次事件进行确定: (1) 参照其他南极冰芯记录, 确定 Dome A 冰芯中相应火山事件的深度; (2) 根据冰穹 A 冰芯记录的积累率推算事件的年代; (3) 与其他冰芯记录的诸次事件的沉积特征(峰值浓度、通量等)进行对比研究. 由于南极冰盖记录了上述几次火山事件的冰芯较多, 本文仅选取距离 Dome A 较近的 5 个研究点 Plateau Remote (PR-B), South Pole (SP), Dome C (EDC), DT263 和 DT401 冰芯中火山记录作为参照(图 3).

(1) Agung. Agung 火山喷发于 1963 年, 喷发地位于印度尼西亚 Lesser Sunda 岛, 喷发强度为 5 级^[39]. Cole-Dai 等^[21]将东南极 PR-B 冰芯中 1.81m 的 nssSO₄²⁻ 峰值确定为此次事件的沉积信号, 其他四支冰芯中该事件的记录深度分别是 EDC, 2.95 m; SP, 4.72 m; DT263, 10.79 m; DT401, 2.18 m. 通过与上述几支冰芯对比, 我们可以将 2.19 m 的火山信号初步确定为 Agung 火山信号. 依据 Agung 事件在 Dome A 冰芯中的水当量深度(0.79 m)和实测的近期该地区平均积累率(0.023 m(H₂O)/a)^[8], 推算得知该深度的年代为 1967 AD, Agung 火山事件沉积年代的计算值与实际喷发时间具有 4 年的误差, 约占整个时段的 7.3%, 考虑到积累率可能存在的变化, 该定年结果是

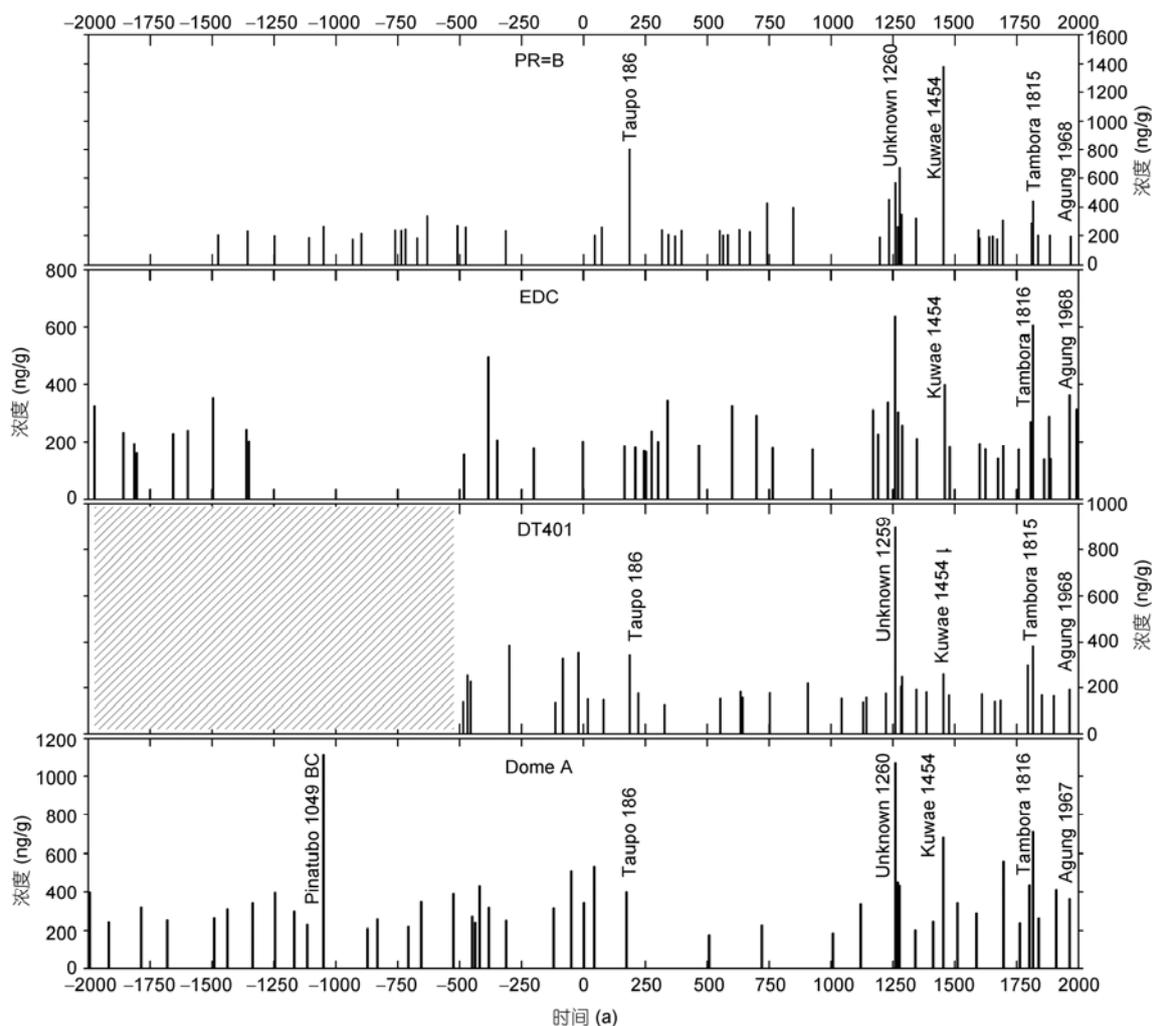


图 3 PR-B, EDC, DT401 和 Dome A 冰芯记录的火山事件($nssSO_4^{2-}$)随年代的变化

其中 DT401 冰芯右端阴影部分表示该冰芯并未覆盖到的时间段, 时间标识的负值表示公元前纪年

表 2 Dome A 冰芯记录的 6 次著名火山事件的沉积特征

火山信号	深度(m)	水当量 深度(m)	年均积累率 ^{a)} ($m(H_2O)/a$)	年均积累率 ^{b)} ($m(H_2O)/a$)	峰值浓度 (ng/g)	沉积通量 ^{c)} (kg/km^2)
Surface (2005 AD)	0	0	0	0	-	-
Agung (1967 AD)	2.19	0.79	0.019	0.019	363.98	7.43
Tambora (1816 AD)	10.33	4.05	0.021	0.022	711.51	16.14
Kuwae (1454 AD)	26.42	13.13	0.024	0.025	681.57	27.57
Unknown (1260 AD)	34.59	18.41	0.025	0.027	1069.55	78.51
Taupo (186 AD)	54.48	32.81	0.018	0.013	400.34	27.61
Pinatubo (1049 BC)	89.48	61.93	0.020	0.024	1112.54	198.07

a) 该年平均积累率是指本次火山事件与雪层表面之间的年平均积累率值; b) 与方法 a)不同, 该积累率值是指本次火山事件与上次事件沉积记录之间的年平均积累率值; c) 沉积能量是指每次事件所有样品中 $nssSO_4^{2-}$ 的浓度与水深度当量的和

可信的. 另外, 侯书贵等^[8]的研究结果显示, 在该冰芯 2.20~2.40 m 深度内, β 活化度峰值较好的记录了 1964~1965 年核试验的影响, 这与我们的定年结果一致.

在东南极低积累率地区, 沉积通量较浓度值可以更好的反映火山的沉积特征^[21], 沉积通量的计算方法为将一次火山事件的每个样品的 nssSO_4^{2-} 浓度与其水当量持续深度乘积, 再把所有样品计算的乘积求和, 便得到本次火山事件的沉积通量^[21]. Agung 事件在南极 6 个研究点中的沉积峰值浓度波动较大, 但沉积通量相差不大, 均处于同一数量级. 由以上推断可知, 将 Dome A 冰芯 2.19 m 的 nssSO_4^{2-} 沉积峰值定为 Agung 事件是可信的.

(2) Tambora. Tambora 火山喷发于 1815 AD, 喷发地为印度尼西亚 Lesser Sunda 岛, 喷发强度为 7 级^[40]. 这是最近 110 ka 年来有记录的最强烈的一次喷发事件, 喷发事件导致了当年欧洲和北美洲成为“没有夏季的一年”, 其强烈的喷发引起了其喷发物质在世界范围的传播, 在格陵兰和南极冰盖的相关冰芯研究中, 均记录了此次事件^[36,41,42]. 本文依据下述条件初步断定 Dome A 冰芯 10.33 m 处的 nssSO_4^{2-} 峰值为此次事件的沉积标志: (1) Tambora 事件在 Dome A 冰芯中的埋藏深度与其在 PR-B (15.10 m) 和 EDC (12.34 m) 冰芯中的深度比较一致, 后两者的埋藏深度稍大于前者. PR-B 距离 Dome A 冰芯钻取点较近(图 1), 但海拔(3330 m)较后者为低, 年平均积累率($\sim 0.04 \text{ m}(\text{H}_2\text{O})/\text{a}$)则高于 Dome A, EDC 钻取点的年平均积累率也稍高于 Dome A. 另外, 三支冰芯的钻取时间较为接近, 因此 PR-B 和 EDC 冰芯记录的 Tambora 事件的深度稍大于 Dome A 冰芯. (2) Dome A 冰芯记录的此次事件的沉积通量值与 PR-B 和 EDC 冰芯相似, 三者的通量值均较 DT263 相差约一半^[38]. 在东南低积累率地区, 火山事件的沉积主要源于喷发物质的平流层垂直沉降, 因此其通量受积累率影响较大^[21], DT263 地区的年平均积累率约为前两者的 2 倍, 可能是导致其沉积通量在三个采样点如此分布的主要原因. (3) Tambora 事件在 EDC 冰芯中的沉积峰值浓度与 Dome A 相近, 这可能与两个研究点年平均积累率相近有关. 另外, Dome A 冰芯中该事件峰值与 Agung 峰值之间的年平均积累率为 $0.022 \text{ m}(\text{H}_2\text{O})/\text{a}$, 与侯书贵等^[8]对近期积累率的研究结果相近. 参照其他南极冰芯的定年结果, 本文将此次火山

事件的沉积时间定为 1816 AD.

(3) Kuwae. Kuwae 火山喷发于 1453 AD, 喷发地位于太平洋东南部的 Vanuatu, 喷发强度为 6 级^[40]. 西南极 Siple 冰穹冰芯记录的此次事件持续深度为 286~288 m, 高硫酸根含量持续时间超过了 4 年, 可能表明此次事件是一次持续时间较长、强度较大的喷发活动^[19,31].

通过与其他南极冰芯记录相比, 本文大致推断 Dome A 冰芯 26.42 m 深度处的 nssSO_4^{2-} 峰值为该次事件的沉积层. 此处水当量深度为 13.13 m, 依据近期年均积累率值推断该处的年代约为 1432 AD, 与实际喷发年代相差 21 年, 约占整个上覆冰芯持续时段的 1.5%. Dome A 冰芯记录的此次事件的沉积通量 ($27.57 \text{ kg}/\text{km}^2$) 与 EDC ($31.7 \text{ kg}/\text{km}^2$) 和 DT401 ($19.36 \text{ kg}/\text{km}^2$) 冰芯相似, 而且沉积峰值浓度也表现出较为一致的趋势, 其中 Dome A 冰芯稍高于其余两者, 可能是由此处较低的年均积累率所致. 参照其他南极冰芯中的定年结果, 本文将此次事件的记录年代定为 1454 AD.

(4) Unknown (1259 AD). 众多南极冰盖冰芯都记录了此次喷发于 1259 AD 的火山事件^[19,21,32,33], 但至今为止尚无确切证据判定此次火山事件的源地. Langway 等^[15]推断此次火山活动应位于赤道附近, Delmas 等^[18]则将此事件定位墨西哥 El Chichon 火山的一次喷发. 本次火山活动具有较强的喷发强度, 它引起了 Dome A 冰芯中最强的浓度信号, 而且其通量值也是最高的, 与 Dome A 冰芯相似, 本次事件在 DT401 和 DT263 等冰芯的沉积结果也均呈现最高的浓度和通量^[13,38].

本次事件在 Dome A 冰芯造成的火山信号持续深度为 34.51~34.66 m, 相应于水当量深度区间为 18.36~18.46 m. nssSO_4^{2-} 峰值浓度为 $1069.55 \text{ ng}/\text{g}$, 与 SP 冰芯的峰值浓度 ($1220 \text{ ng}/\text{g}$) 相近, 两者均高于 EDC 和 PR-B 冰芯(图 3). 基于 Dome A 地区近期的年平均积累率, 计算该事件的沉积时间为 1202 AD, 这与其实际的喷发年代相差 57 年, 约占上覆冰芯持续时间的 7.1%, 该值与 PR-B 冰芯记录的时间误差(64 年)较为相近^[21]. 参照其他南极冰芯中相关记录, 本文将该火山沉积记录的时间定为 1260 AD.

(5) Taupo. Taupo 火山喷发于 186AD, 喷发地位于新西兰, 强度 ≥ 6 级^[40]. 虽然 Taupo 火山地处南半球较高纬度($38^\circ 48' 25'' \text{S}$ $175^\circ 54' 28'' \text{E}$), 但由于此次

喷发为超普林尼式喷发(Ultraplilian), 喷发物高度可达 50 km 以上^[43], 直接进入平流层并随气流传输, 因此南极和格陵兰冰盖均有此次事件的沉积记录^[21,36]. 此次喷发事件在 PR-B 冰芯的沉积通量为 69.38 kg/km², 较 1259 年 Unknown 事件的通量值高约 50%, 但仅是 Kuwae 沉积通量(133.4 kg/km²)的一半. 根据 Cole-Dai 等^[21]的研究推断, 此次喷发事件的喷发物中硫化物含量应较低, 因此其当时造成的气候影响应较为有限.

Dome A 冰芯记录此次事件峰值浓度的深度为 54.48 m, 依据效存德等人给出的 Dome A 地区的近期积累率^[6], 推算得知该事件的沉积年代为 2051~1427 BP 之间, 亦即 46 BC ~578 AD, 此时间段涵盖了本次事件的沉积年代. 然而, Taupo 与 Unknown (1259 AD)两次火山事件之间的年平均积累率的计算结果(0.013 m(H₂O)/a, 表 2)较侯书贵等^[8]和效存德等^[6]的测定值显著为小, 这可能与不同时段积累率的波动有关, 尤其在东南极积累率极低的地区, 风吹雪、地形等因素对降雪的沉积可能具有较大影响^[21].

另外, 相近时段内 Dome A 冰芯中仍记录了其他 5 次显著的 nssSO₄²⁻峰值事件, 本文将 54.48 m 处的峰值定为 Taupo 事件的沉积主要基于以下两点: (1) 该峰值较其他五次峰值有最大的沉积通量(27.61 kg/km²)(图 2), 而且该峰值与 Unknown 1259 AD 事件沉积通量的比值与在 PR-B 冰芯中两者的比值相近^[21]; (2) 该峰值的深度与 DT401 冰芯记录的同一事件的深度一致^[13]. 参照 PR-B 和 DT401 冰芯中此次火山事件沉积记录, 本文将此次事件的年代定为 186 AD.

(6) Pinatubo. 与上述其他 5 次事件不同, 两极冰盖均无本次事件的相关研究. 可能是前人的研究较少涉及该深度和年代, 另外亦可能由于某次火山事件在该处的沉积特征有别于其他南极地区, 导致其他冰芯中并无此次事件的显著记录. 在 Dome A 冰芯 89.48 m 深度处显示的 nssSO₄²⁻峰值浓度为整支冰芯中的最高值(1112.54 ng/g), 其值与 Unknown 1259 AD 的沉积浓度相当, 但其沉积通量却是后者的 2.5 倍. 根据峰值所处的水当量深度和 Taupo 事件深度至雪层表面的年平均积累率计算得知本次事件的年代为 1072 BC. Simkin 和 Siebert 等^[40]的列出的位于相近研究时段 (1150BC~990 BC)的火山事件共有 17 次, 其中 9 次来自北半球的喷发, 且喷发强度≤5, 因此可以排除他们的造成此次沉积记录可能性. 剩余

的 8 次事件中, 喷发于~1050 BC. 菲律宾 Luzon 的一次强度为 6 级的火山活动 (Pinatubo 火山)具有较大的可能性. 强烈的喷发和距离南极冰盖较近, 可能是导致本次沉积记录最为强烈的必要条件. 考虑到南半球火山喷发物质传输至南极冰盖需要 1~2 年, 因此, 本文将 Dome A 冰芯中记录的该事件的年代确定为 1049 BC. 然而, 本文并不能排除其他南半球中低纬度、高纬度及南极冰盖周边火山活动造成此次沉积记录的可能性, 相关研究已证实南极冰盖周边地区的火山活动也曾经导致冰芯中显著的沉积记录^[44].

对于 Dome A 冰芯的定年, 本方法分以下两步进行. 首先, 根据上述火山事件确定的深度及年代, 估算冰芯气泡封闭深度处的年龄. 根据侯书贵等^[9]的研究结果, Dome A 冰芯气泡中 CH₄ 气体的含量在 102 m 处(水当量深度为 73.00 m)出现显著的变化, 表明粒雪孔隙在此深度处完全闭合, 粒雪的密度为 0.83 g/cm³. 根据 Pinatubo 事件所处的深度(89.48 m)和年代及该事件与 Taupo 之间的年平均积累率, 推算得知封闭深度处的年代为(3516±100) a BP. 侯书贵等^[9]根据 LGGE 粒雪密实化经验模型估算出此处的年代约为 4.2 ka BP, 该计算结果与利用火山沉积记录计算的结果相差 684 年, 占整个研究时段的~19%. 第二步, 与上述方法相似, 进一步计算得知该冰芯底部 (109.9 m, 水当量深度 81.23 m)的年代为(4009±150) a BP.

2.3 讨论

H-L 模式对 Dome A 冰芯过去约 4000 年沉积时间的计算结果与应用火山沉积信号计算得到的结果较为一致(图 4). 由于 H-L 模式中应用的年平均积累率是近期几十年该地区实测积累率的平均值^[6], 该值与应用火山事件推算得到的整支冰芯的年平均积累率一致, 因此, 两种方法的定年结果具有很好的可比性. 方法 1)与方法 2)对整支冰芯的定年结果误差为 106 年, 占整支冰芯持续时段的~2.6%. 由于在如此低积累地区温度和积累率可能稍有波动, 因此该定年误差值应在误差范围之内^[45].

然而, 本文所应用的两种方法对 Dome A 气泡封闭处的定年结果与侯书贵等^[9]使用 LGGE 粒雪化模式的定年结果具有较大差异(684 年). 2001 年 Monnin 等^[46]研究得知 Dome C 冰芯记录的末次间冰期初期 CO₂ 含量的增长滞后于 δD (800±600) a, 该误差范围

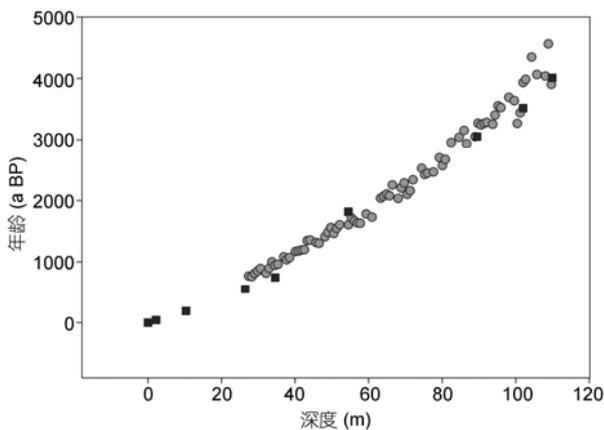


图4 火山标志定年结果(黑方点)与H-L模式定年结果(灰圆点)比较

H-L模式的定年结果只限于粒雪密度 $>0.55 \text{ g/cm}^3$ 的冰芯部分

与本文得出的年代差较为相近. 2007年, Loulergue等^[45]也对不同方法(Arnaud粒雪密实化模型与火山记录、 ^{10}Be 等方法)计算的东南极冰盖Dome C等地点定年的结果的差值进行了研究, 结果显示680年的波动位于误差范围之内. 考虑到Dome A位于积累率更低的东南极冰盖内陆地区, 其误差范围可能更大. 不同研究时段的积累率和年平均气温的波动等^[19,45]均可能是导致Dome A地区上述的定年误差的因素. 另外, 针对本文而言, Pinatubo火山事件的定年的不确定性($1050 \text{ BC} \pm 500 \text{ a}$)^[40]可能是另一因素.

与南极冰盖其他研究点相比, Dome A冰芯具有最长的气泡封闭持续时间, 甚至大于东南极另一研

究点Vostok站(表1). 不同研究点的气泡封闭深度(或年代)与该地区的年平均气温和积累率有关^[11], Dome A地区最低的年平均气温和积累率可能是造成此处最长冰芯气泡封闭时间的主要原因. 目前, 各国科学家均在关注能否在Dome A地区钻取到时间超过1 Ma的冰芯, 上述研究结果可能为该项研究带来一线曙光, 但更多、更确切的证据仍需接下来进一步的探索和分析.

3 结论

通过火山沉积事件和H-L模式两种方法对东南极冰盖Dome A一支109.9 m的冰芯进行定年, 本文得出以下结论.

(1) 应用粒雪密实化经验模式(H-L模式)对Dome A冰芯气泡封闭深度处的定年结果为 $(3581 \pm 100) \text{ a BP}$.

(2) 应用5次著名的火山事件作为定年标志, 对同一深度处的定年结果为 $(3516 \pm 100) \text{ a BP}$, 这是南极冰盖目前已知的最长的封闭持续时间. 该方法的定年结果与方法1的结果较为一致, 显示了定年结果的可信性.

(3) 几次著名火山事件之间的年平均积累率可根据事件的记录年代和水当量深度求得(表2), 根据年均积累率的计算结果推算得知Dome A冰芯底部的年代为 $(4009 \pm 150) \text{ a BP}$, 该结果与应用H-L模式的计算结果亦较为一致.

致谢 本文的完成是在中国第21次南极科学考察队全体工作人员的努力和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王晓香老师、崔晓庆博士等帮助下完成的, 在此向他们表示衷心感谢. 另外, 徐建中博士等在样品前处理和分析方面给予了无私帮助, 美国P. A. Mayewski及两位审稿人提出了宝贵意见, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Robin G de Q. The Climate Record in Polar Ice Sheets. Cambridge: Cambridge University Press, 1983. 196
- 2 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
- 3 Watanabe O, Jouzel J, Johnsen S, et al. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, 2003, 422: 509-512
- 4 EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 2004, 429: 623-629
- 5 任贾文, 效存德, 侯书贵, 等. 极地冰芯研究的新焦点: NEEM与Dome A. *科学通报*, 2009, 54: 399-401
- 6 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

- 7 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
- 8 侯书贵, 李院生, 效存德, 等. 南极 Dome A 地区近期积累率. *科学通报*, 2007, 52: 243–245
- 9 侯书贵, 李院生, 效存德, 等. 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. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 1376–1383
- 10 Xu J Z, Hou S G, Qin D H, et al. Insoluble dust in a new core from Dome Argus, central East Antarctica. *J Glaciol*, 2007, 53: 154–156
- 11 Herron M M, Langway C C. Firn densification: An empirical model. *J Glaciol*, 1980, 25: 373–385
- 12 Kameda T, Azuma N, Furukawa T, et al. Surface mass balance, sublimation and snow temperatures at Dome Fuji Station, Antarctica. In: *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, National Institute of Polar Research Tokyo, Japan, 1997. 24–34
- 13 Ren J W, Li C J, Hou S G, et al. A 2680 year volcanic record from the DT-401 East Antarctic ice core. *J Geophys Res*, 2010, 115: D11301, doi: 10.1029/2009JD012892
- 14 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
- 15 Langway C C, Clausen H B, Hammer C U. An inter-hemispheric volcanic time-marker in ice cores from Greenland and Antarctica. *Ann Glaciol*, 1988, 10: 102–108
- 16 Hammer C U, Clausen H B, Tauber H. Ice-core dating of the Pleistocene/Holocene boundary applied to a calibration of the ^{14}C time scale. *Radiocarbon*, 1986, 28: 284–291
- 17 Kohno M, Fukuoka T, Fuji Y, et al. Volcanic records and dating of an upper half of the H15 ice core from Mizuho Plateau, East Antarctica. *Tech Report ISEI Ser A*, 1996, 66: 1–20
- 18 Delmas R J, Kirchner S, Palais J M, et al. 1000 years of explosive volcanism recorded at South Pole. *Tellus*, 1992, 44B: 335–350
- 19 Cole-Dai J, Mosley-Thompson E, Thompson L G. Annually resolved southern hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores. *J Geophys Res*, 1997, 102: 16761–16771
- 20 Cole-Dai J, Mosley-Thompson E. The pinatubo eruption in South Pole snow and its potential value to ice-core paleovolcanic records. *Ann Glaciol*, 1999, 29: 99–105
- 21 Cole-Dai J, Mosely-Thompson E, Wight S P, et al. A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core. *J Geophys Res*, 2000, 10: 24431–4441
- 22 Crozaz G, Langway C C. Dating Greenland firn-ice with Pb-210. *Earth Planet Sci Let*, 1966, 1: 194–196
- 23 Masuda N, Harada K. Accumulation rate at Mizuho station, East Antarctica: An application of Pb-210 method. *Mem Natl Inst Polar Res, Spec Issue*, 1986, 43: 159–165
- 24 Saltzman E S. Ocean/atmosphere cycling of dimethylsulfide. In: Delmas R J, ed. *Ice-core Studies of Global Biogeochemical Cycles*. NATO ASI Series, Global Environmental Change, Vol 30. Berlin: Springer-Verlag, 1995. 65–89
- 25 Prospero J M, Savoie D L, Saltzman E S, et al. Impact of oceanic sources of biogenic sulphur on sulfate aerosol concentrations at Mawson, Antarctica. *Nature*, 1991, 350: 221–223
- 26 Cole-Dai J H, Thompson E-Mosley, 秦大河. 皮纳图博火山喷发物在南极点雪层内的记录及其意义. *科学通报*, 1999, 44: 200–204
- 27 Maupetit F, Delmas R J. Chemical composition of falling snow at Dumont d'Urville, Antarctica. *J Atmos Chem*, 1992, 14: 31–42
- 28 Castellano E, Becagli S, Jouzel J, et al. Volcanic eruption frequency over last 45 ky as recorded in Epica-Dome C ice core (East Antarctica) and its relationship with climatic changes. *Glob Planet Change*, 2004, 42: 195–205
- 29 Patris N, Delmas R J and Jouzel J. Isotopic signatures of sulfur in shallow Antarctic ice cores. *J Geophys Res*, 2000, 105: 7071–7078
- 30 Hammer C U. Past volcanism revealed by Greenland Ice Sheet impurities. *Nature*, 1977, 270: 482–486
- 31 Gao C C, Robock A, Self S, et al. The 1452 or 1453 AD Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years. *J Geophys Res*, 2006, 111: D12107, doi: 10.1029/2005JD006710
- 32 Gao C C, Oman L, Robock A, et al. Atmospheric volcanic loading derived from bipolar ice cores accounting for the spatial distribution of volcanic deposition. *J Geophys Res*, 2007, 112: D09109
- 33 Gao C C, Robock A, Ammann C. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core based index for climate models. *J Geophys Res*, 2008, 113: D23111, doi: 10.1029/2008JD010239
- 34 Mayewski P A, Lyons W B, Spencer M J, et al. Sulfate and nitrate concentrations from a South Greenland ice core. *Science*, 1986, 232: 975–977
- 35 Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Record of volcanism since 7000 BC from the GISP2 Greenland ice core and implications

- for the volcanism-climate system. *Science*, 1994, 264: 948–952
- 36 Langway C C, Osada K, Clausen H B, et al. A 10-century comparison of prominent bipolar volcanic events in ice cores. *J Geophys Res*, 1995, 100: 16241–16247
- 37 Castellano E, Becagli S, Hutterli M, et al. Holocene volcanic history as recorded in the sulfate stratigraphy of the European project for ice coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core. *J Geophys Res*, 2005, 110: D06114, doi: 10.1029/2004JD005259
- 38 周丽娅, 李院生, Cole-Dai J H, 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: 2189–2197
- 39 Legrand M, Kirchner S. Polar atmospheric circulation and chemistry of recent (1957–1983) South Polar precipitation. *Geophys Res Lett*, 1988, 15: 879–882
- 40 Simkin T, Siebert L, McClelland L, et al. *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10000 Years*. 2nd ed. Tucson: Geoscience Press, 1994. 33–108
- 41 Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D, et al. A 110000 year record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core. *Quat Res*, 1996, 45: 109–118
- 42 Robock A. Volcanic eruptions and climate. *Rev Geophys*, 2000, 38: 191–219
- 43 Wilson C J, Walker G P. The Taupo eruption, New Zealand, General aspects. *Philos Trans R Soc London Ser A*, 1985, 314: 199–228
- 44 Corr H J, Vaughan D G. A recent volcanic eruption beneath the west Antarctic ice sheet. *Nature*, 2008, 1: 122–125
- 45 Louergue L, Parrenin F, Blunier T, et al. New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0–50 kyr. *Clim Past Discuss*, 2007, 3: 435–467
- 46 Monnin E, Indermuhle A, Dallenbach A, et al. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 2001, 291: 112–114