

# 东南极 780 年来 DT263 冰芯中的火山喷发记录研究

周丽娅 李院生\* Cole-Dai Jihong 谭德军 孙波  
任贾文 韦丽佳 王鹤年

( 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 南京 210093; 中国极地研究中心, 上海 200129; Department of Chemistry and biochemistry, South Dakota State University, Brookings, SD 57007, USA; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈与环境联合重点实验室, 兰州 730000. \* 联系人, E-mail: lysh@pric.gov.cn)

**摘要** 地球上的火山活动使南极冰盖中沉积了超高含量的非海盐硫酸根离子. 通过对东南极 Dome A 边缘 DT263 冰芯进行的离子成分化学分析, 得到了详尽的硫酸根离子记录. 利用火山定年标志层并结合  $\text{Na}^+$  季节性变化特征进行定年, 确定冰芯连续积累了 780 年(1215~1996 年). 1800~1460 年期间当地年均积累率强烈低于该阶段前后的积累率, 该时期与已在北半球找到众多存在证据的“小冰期”气候事件时间相吻合. 火山成因的非海盐硫酸根离子浓度异常峰值说明冰芯中明显记录了至少 17 次火山活动. 对比其他几支南极冰芯, 一些著名火山信号的强度存在明显差异, 可能与不同冰芯钻探地点积累率、微地形、冰雪的原地堆积和重新分配作用差异、火山物质传输途径的不同、以及硫酸根离子化学分析测量技术等因素有关. 南半球中、高纬度地区的火山喷发对南极冰雪内火山信号强弱的影响明显大于低纬度地区的火山.

**关键词** 东南极 冰芯 火山喷发  $\text{nssSO}_4^{2-}$

南极冰盖存储着丰富和详细的全球气候和大气环流变化的记录. 与其他类型的气候环境记录相比, 冰芯记录具有保真度好、信息量大、分辨率高等独特优势. 通过南极冰芯研究, 恢复地球的气候环境变化是全球变化研究的重要内容. 冰芯定年是冰芯研究的基石, 主要方法有: 利用季节性参数( $\delta^{18}\text{O}$ 、主要离子和微粒等)的季节变化特征、参考层位(如放射性物质参考层和火山事件参考层)、放射性同位素、理论模型、冰孔内古温度记录和其他记录比较等. 各种定年方法适用的时间尺度不同, 精度也不同 [1,2].

南北极冰雪中记录了丰富的、有价值的火山喷发信息. 火山喷发时, 大量酸性气体(主要成分是  $\text{SO}_2$ ) 被喷入到对流层顶部和平流层 [3]. 在空气中几周内就能被氧化形成硫酸和水的气溶胶微粒, 后在平流层中通过大气循环向全球扩散, 并逐渐向两极传输 [4]. 这些大规模火山喷发物导致极地冰雪中  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度显著增加, 因此火山喷发产生的高异常  $\text{SO}_4^{2-}$  含量可以作为火山活动的识别标志.

以重大火山事件作为断代标志层的应用也较成熟. Jones 等 [5] 用树木年轮数据与极地冰芯记录对比, 获得了历史上火山事件的活动信息. 1977 年 Hammer [6] 首次用固体直流导电特性检测方法(ECM)

测量了格陵兰冰芯的酸度, 得到了详细的火山活动记录, 并在冰芯定年时第一次使用了利用火山喷发事件作为定年参考层的方法. 1992 年 Delmas 等 [7] 通过对南极点几支冰芯的 ECM 和  $\text{H}_2\text{SO}_4$  浓度的测定重建了 1000 年来的火山记录. 近年利用冰芯中火山喷发物地球化学记录作为定年标志层、建立火山活动的时间序列的研究也取得了许多重要成果 [8~13].

Dome A 是南极冰盖的最高点, 也是东南极冰盖分冰岭的最高点, 这里储存了较南极其他地区更为完整的气候和大气环境信息. 本文研究的 DT263 冰芯位于中山站-Dome A 考察路线上, 是一处年均积累率相对较低、积雪连续堆积的地区, 表面平均温度为  $-43.0$  . 文中将通过 DT263 冰芯的冰川化学分析研究, 讨论其中记录到的火山活动信息, 建立火山活动的时间序列. 并利用火山定年标志层结合  $\text{Na}^+$  离子季节性变化方法对其进行断代, 为以后对该冰芯进一步研究奠定基础.

## 1 冰芯采样和样品分析方法

根据国际横穿南极科学考察(ITASE)计划, 1998/1999 年中国进行了第三次南极中山站-Dome A 内陆冰盖考察, 在国际上率先进入了 Dome A 冰穹地区. 考察队在中山站-Dome A 的考察路线上, 距中山

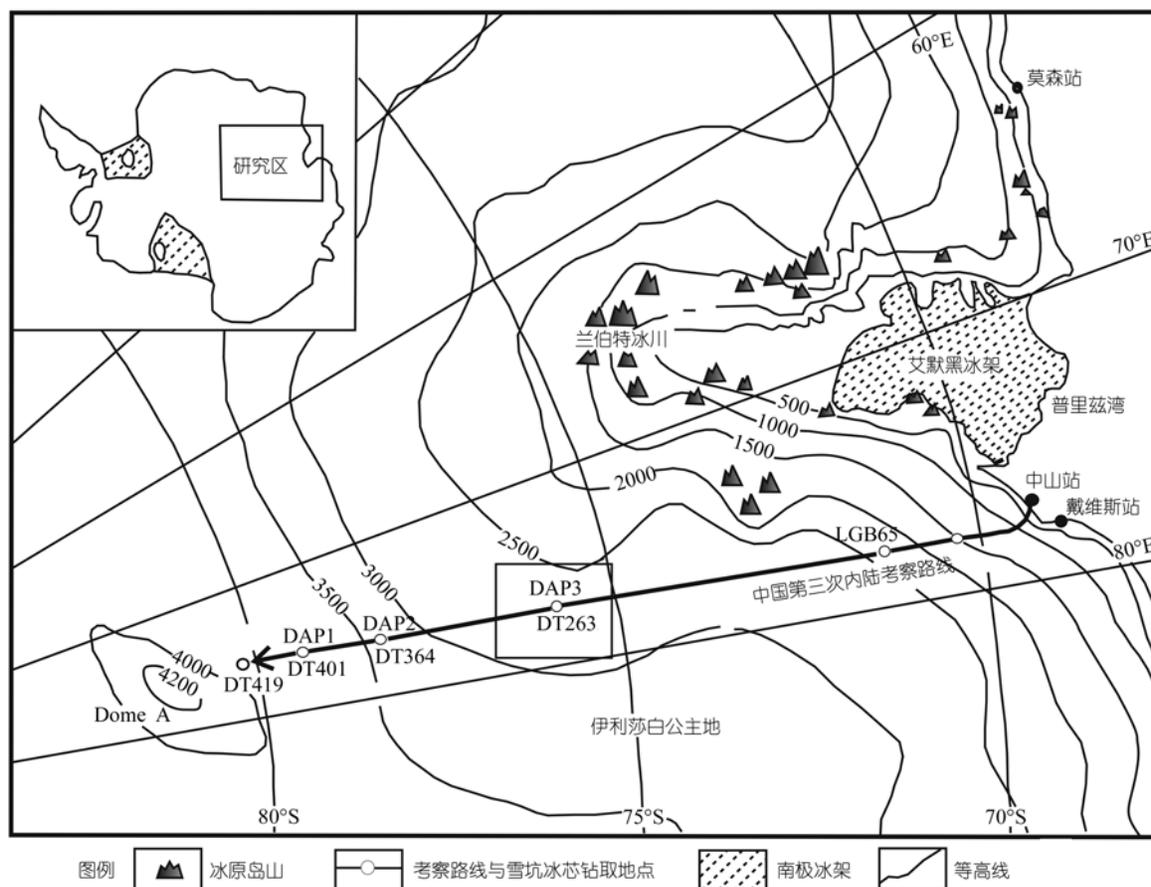


图1 1998/1999年中国第三次南极内陆冰盖考察路线及DT263冰芯钻点位置图

站 820 km 处 Dome A 边缘的 DT263 点(76°32'28"S, 77°01'32"E, 海拔 2800m)(图 1), 挖了 1 m 深的雪坑后又继续向下钻取了一支 82.5 m 长的冰芯。

冰芯钻取和搬运都严格在冷冻、无污染的条件下操作。样品置于美国南达科他州立大学化学和生物化学系冰库冷存(-20 °C), 直到分析前方开启。冰芯样品准备和化学成分分析均在该系冰芯和环境实验室完成。实验前冰芯样品必须首先净化表面污染。在纯净低温室中用干净的锯条切去样品近 2 cm 厚的暴露表面, 并按 3.5 cm 分样, DT263 冰芯共获得了 2232 个样品。每次准备样品前还要在相同的操作程序下准备空白样品(冷冻的超纯去离子水)。

测试过程中所有实验器皿的清洗以及标样的制备均采用去离子水(>18.3MΩ)。室温条件下, 样品测试前置于超净实验室, 在密封的塑料(聚乙烯)容器中自然融化, 融化后立刻进行测试。冰芯中主要阴、阳离子成分采用 Dionex 离子色谱仪分析测试, 最低检

测限小于 1 ppb, 分析误差不大于 10%。测量的阴离子有 F<sup>-</sup>, Ac<sup>-</sup>, MSA, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup> 和 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, 阳离子包括 NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup>, 共获得了两万多个数据。分析过程已经在其他文章中有详细描述 [14,15]。

## 2 DT263 冰芯定年

DT263 冰芯仅长 82.5 m, 由密度不同的积雪、粒雪和冰组成。野外测量结果显示, 冰芯底部密度达到 0.82 g/cm<sup>3</sup>, 而顶部仅 0.39 g/cm<sup>3</sup>。因此冰芯深度需转换为水当量深度(m, w. eq.), 这样可以计算出年均净积累率。

首先将野外测量得到的密度沿深度作图(图 2), 拟合出两条最接近的趋势线(以 30 m 深度为界)。其方程式分别为

$$y_{\text{密度}} = 0.3617 + 0.0727 \times x_{\text{深度}}^{0.3769} \quad (x < 30 \text{ m}), \quad (1)$$

$$y_{\text{密度}} = 0.4971 + 0.0041 \times x_{\text{深度}} \quad (x > 30 \text{ m}). \quad (2)$$

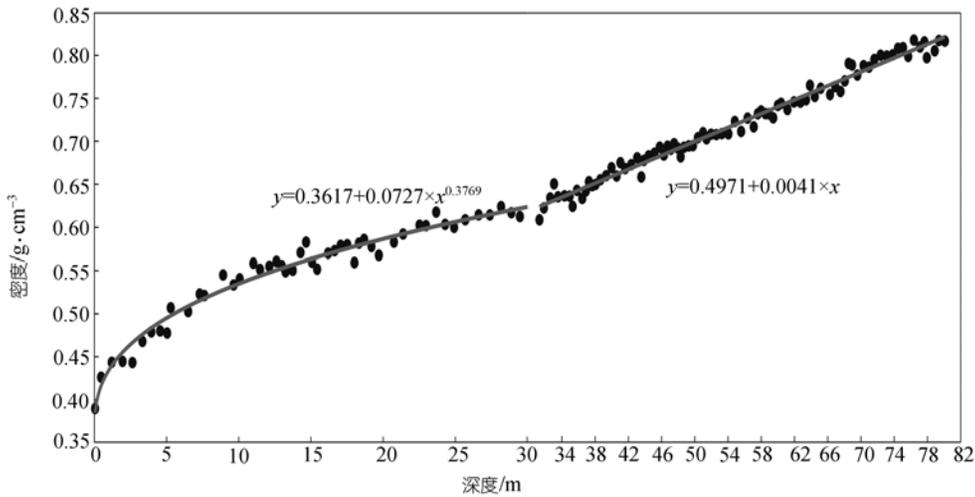


图 2 DT263 冰芯野外实测密度与深度关系图  
灰色曲线和直线为趋势线

最后将根据方程式计算出的不同深度下冰雪的密度乘以相应的每个样品长度，得到样品的水当量长度，再分别叠加就可以得出水当量深度。

### 2.1 利用火山标志层定年

海洋微体生物所排放出的有机硫化物(如二甲基硫化物或DMS)充满了南半球的海洋大气。这些化合物最后有一部分被氧化成  $\text{SO}_4^{2-}$  [16]，形成南极降雪中的  $\text{SO}_4^{2-}$  本底值。火山成因  $\text{SO}_4^{2-}$  加重了这些易变的本底值。为了估算非火山年均  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度的本底值及其变化范围，依照Cole-Dai等 [9]，先从数据中除去那些确定或明显可能是火山活动年份的非海盐  $\text{SO}_4^{2-}$  (nss  $\text{SO}_4^{2-}$ ) 值，然后计算所剩  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度的平均值 ( $\bar{x}$ ) 和标准偏差 ( $\sigma$ )，来代表本底值和变化范围。将 nss  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度高于本底值的两倍标准偏差时定义为火山爆发年份。

为了建立DT263冰芯的时间尺度，图3列出了冰芯非海盐硫酸盐当量浓度随水当量深度变化的曲线。可以看出，DT263冰芯中多次出现超出本底值两倍标准偏差的nss  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度峰。火山喷发物沉积到极地冰盖是一个持续过程，所以一般连续几个样品nss  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度都超出检测限时才认为可能是火山信号。因此DT263冰芯至少记录到了17次较明显的火山事件。根据火山事件的喷发强度、规模，对比南极其他地区冰芯中的记录，DT263冰芯记录到的火山事件分别对应了17次已知火山活动 [6-13]。DT263火山信号的时

间和相对深度及平均积累率(用相邻的两个火山信号计算得出，并假设保持不变)均列于表1。本文将DT263冰芯中测得的nss  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度异常峰值对应的时间认为是本冰芯中记录到的相应各火山喷发事件的时间。南极雪中记录到的火山信号时间通常比低纬度地区落后1~2年 [17]。因此表1中冰芯记录的火山事件的时间常比实际火山爆发时间至少落后1~2年。

图3显示，在水当量深度22~34 m段(D10-D11)，nss  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度出现多次峰值。说明在当时DT263冰芯也记录到了多次火山活动，但由于平均积累率极低(表1)，因此不能确定每个峰的相应深度及时代。

对南极冰芯利用火山事件进行定年时，Krakatoa/1883, Tambora/1815, Unknown/1809, Kuwae/1453和Unknown/1259火山活动在冰芯中都可作为定年标准 [10]，我们将根据这几次著名的火山定年标志层，对DT263冰芯进行定年。

年代的上限根据DT263冰芯最后记录到的两次火山事件：Hudson/1991(D1)和Pinatubo/1991(D2)。这两次喷发时间十分接近，它们在冰芯记录到的时间为1992~1993年，水当量深度对应于0.363和0.433 m。因此根据当时的年均积累率计算得出DT263冰芯最顶部的积雪沉积时间为1996年。

Tambora/1815, Unknown/1809和Kuwae/1453这三次火山活动在极地冰芯中也是定年参考层。根据强度、规模，我们认为分别对应于DT263冰芯中的D9, D10和D11记录，水当量深度分别为21.364,

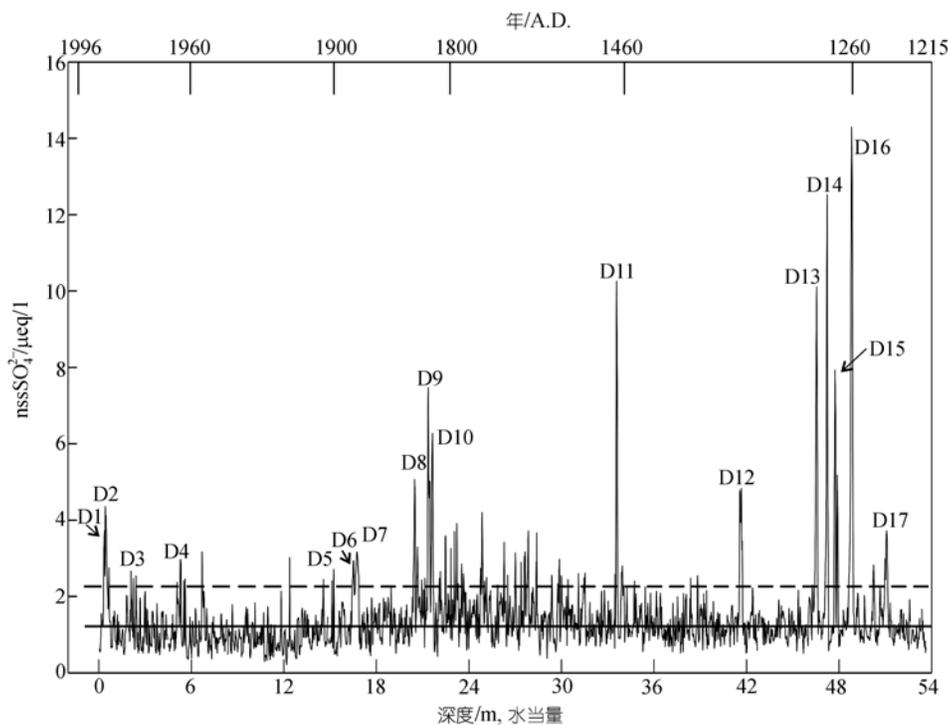


图3 东南极DT263冰芯 nss SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 浓度变化记录的火山活动图  
标志出的已知火山喷发事件用来建立时间尺度。图中下方的实横线代表非火山 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 本底值，上方的虚横线代表本底值加 2 倍的标准偏差

表1 DT263冰芯中火山活动信号记录和平均积累率

火山事件标号	火山/喷发时间	深度/m	水当量深度/m	记录时间/A.D.	平均积累率/ cm (H <sub>2</sub> O) · a <sup>-1</sup>
	表面雪	0	0	1995/1996	
D1	Hudson/1991	0.881	0.363	1992	12.31
D2	Pinatubo/1991	1.000	0.433	1992	14.00
D3	Sub Antarct./1975	5.228	2.406	1979	15.18
D4	Agung and Deception/1963	10.79	5.2992	1963	22.26
D5	Santa Maria /1902	26.782	14.569	1904	15.71
D6	Tarawera/1886	29.949	16.527	1886	10.88
D7	Krakatoa/1883	30.300	16.746	1884	10.95
D8	Cosegüina /1835	36.188	20.480	1836	8.24
D9	Tambora/1815	37.552	21.364	1816	4.42
D10	Unknown/1809	37.973	21.638	1810	4.57
D11	Kuwaē/1453	55.315	33.575	1454	3.35
D12	?	66.164	41.670	1343	7.29
D13	Unknown/1285	72.403	46.544	1286	8.55
D14	?	73.266	47.230	1277	8.58
D15	?	74.079	47.880	1269	8.12
D16	Unknown/1259	75.233	48.807	1260	10.70
D17	Unknown	78.044	51.088	1239	11.00
	沉积开始	81.14	53.637	1215	11.00

21.638, 33.575 m. 从表 1 可以看出, 钻点地区年均积累率在火山信号 D10-D11 之间有显著降低, 跨越的时间段大致在 1460~1800 年. 这一时期与北半球已有众多证据表明存在的小冰期时期(Little Ice Age)<sup>[18,19]</sup>相对应. 在南极其他地区, 许多研究者虽然没有明确提出和论证“小冰期”存在的问题, 但通过对冰芯的稳定同位素记录研究也找到了同时期气候变冷的信号<sup>[20-22]</sup>, 与本文定年结果显示的积累率明显降低的时间正好相符.

13 世纪有五次著名的火山信号, 其中以 1259 年墨西哥 El Chichon 事件(D16)最为有名, 而且常被用来作为极地冰芯中的定年标志层. 根据初步定年和对比其他记录, 我们认为在 DT263 冰芯沉积早期, 48.807 m(水当量)深处的 nss SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 浓度峰值(D16)所代表的火山活动就发生在 1259 年<sup>[3,9,11]</sup>. 本冰芯记录到的第一次火山喷发在冰雪中的时间是 1239 年(D17), 对应水当量深度 51.088 m.

虽然底部最后一段冰芯(2.549 m, 水当量)中没有可用于定年的火山标志层, 但我们可以用年均积累率进行估算. 根据 DT263 冰芯年均积累率变化特点, 这段冰芯沉积时的年均积累率应大致与前一段相近, 约为 110 mm (H<sub>2</sub>O) · a<sup>-1</sup>(表 1), 该估计值可能有些偏小. 最后将冰芯底部最后一段 2.549 m(水当量)除以估计的 ~110 mm (H<sub>2</sub>O) · a<sup>-1</sup> 年均积累率后, 得到 24 年的冰雪沉积时间, 并且不超过 24 年. 因此, 我们可以确定 DT263 冰芯底部沉积时间不超过公元 1215 年, 只有几年的误差.

### 2.2 利用 Na<sup>+</sup> 浓度季节变化特征定年

由于受源地、传输路径、沉积方式等的影响, 南极冰雪中的很多化学离子和 δ<sup>18</sup>O 都不同程度地呈现出季节性变化, 表现了较强的年层效应. 比如, 冬季海洋气团向南极内陆侵入作用加强, 南极冰盖中的海盐离子(主要指 Cl<sup>-</sup> 和 Na<sup>+</sup>) 在冬季出现最大值, 而呈现明显的季节变化<sup>[1,2]</sup>. 因此, 在短时间尺度上, 也可以通过主要阴、阳离子和 δ<sup>18</sup>O 的季节性变化数年层的方法, 对冰芯进行定年.

DT263 冰芯 1900 年以来 Na<sup>+</sup> 和 nss SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 浓度随深度的变化如图 4 所示. 并根据 Na<sup>+</sup> 的年层循环, 在图中标志出了每年的年份. 火山爆发物使大气中的 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 浓度大量增加, 经过一段时间(几个月甚至几年)的运输到达南极上空. 因此南极冰雪中火山成因的

nss SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 出现的层位比火山实际爆发时间会有延迟. 通过季节性参数数年层可以修正火山活动记录到南极冰芯中的时间. 图 4 显示, 根据 Na<sup>+</sup> 季节性变化来数年层与利用 nss SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 浓度定年结果基本相符. 说明在 DT263 冰芯中利用火山事件定年是可行的.

综上所述, 通过以火山事件标志层为参数并结合 Na<sup>+</sup> 浓度季节性变化特征, 我们将 DT263 冰芯定年为 1215~1996 年, 沉积时间共跨越了 780 年.

## 3 讨论

因为受大气或局部地区冰川作用的影响, 极地冰芯中可能会出现假的硫酸盐信号. 因此需通过对比其他南极或格陵兰冰芯, 仔细确认从单个冰芯中获得的火山信号, 特别是检测到的小或中等的火山信号<sup>[9]</sup>. 本文将 DT263 冰芯记录的火山信号分成三个时期进行讨论, 主要进行信号变化和定量对比. 其他南极冰芯的火山记录<sup>[7,10,12,13]</sup> 将用来进一步确定 DT263 记录的火山事件(表 2). 根据 Cole-Dai 等<sup>[15]</sup> 提出的计算方法, 计算出 DT263 冰芯记录到的各火山通量, 列于表 3. 并与 Plateau Remote 冰芯中火山通量和非海盐硫酸盐浓度<sup>[10,15]</sup> 对比(表 3), 探讨影响沉积到冰雪中的火山信号强弱的因素.

### 3.1 1800~1996 年

1991 年 8 月南美洲智利 Hudson 火山(45°55'S, 73°00'W) 喷发时, 约 1500 kt SO<sub>2</sub> 被排放到大气圈内, 是 6 月喷发的菲律宾 Pinatubo 火山(15°08'N, 120°21'E) 排放量 20Mt 的 8%<sup>[24]</sup>. 因为 Hudson 火山距离南极洲较近, 物质喷发后立即南移<sup>[25]</sup>, 其微粒云团高度较低. 而 Pinatubo 火山因为在北半球, 距离较远, 喷发物微粒传输时位于平流层内, 位置较高. 因此, 最迟到 1991 年底 1992 年初, Hudson 火山微粒已经降到南极冰盖表面, 而 Pinatubo 火山微粒在 1992 年年中以后才开始逐渐沉降到南极冰面. 虽然 Hudson 火山距南极洲较近, 但由于其喷发量大大低于 Pinatubo 火山, 它在雪层中的信号强度仍相对较弱. 因此, 本文认为 D1 为 Hudson 火山信号, D2 为 Pinatubo 火山信号. 在 DT263 冰芯的雪样中 Hudson 火山喷发 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的净通量 (12.38 kg/km<sup>2</sup>) 却达到 Pinatubo 的近一半 (28.19 kg/km<sup>2</sup>), 这说明南半球高纬度的火山喷发对南极冰雪内火山信号的影响明显大于低纬度地区的火山. 南极点雪中的 Hudson 和 Pinatubo 的火山通量<sup>[23]</sup> 要远

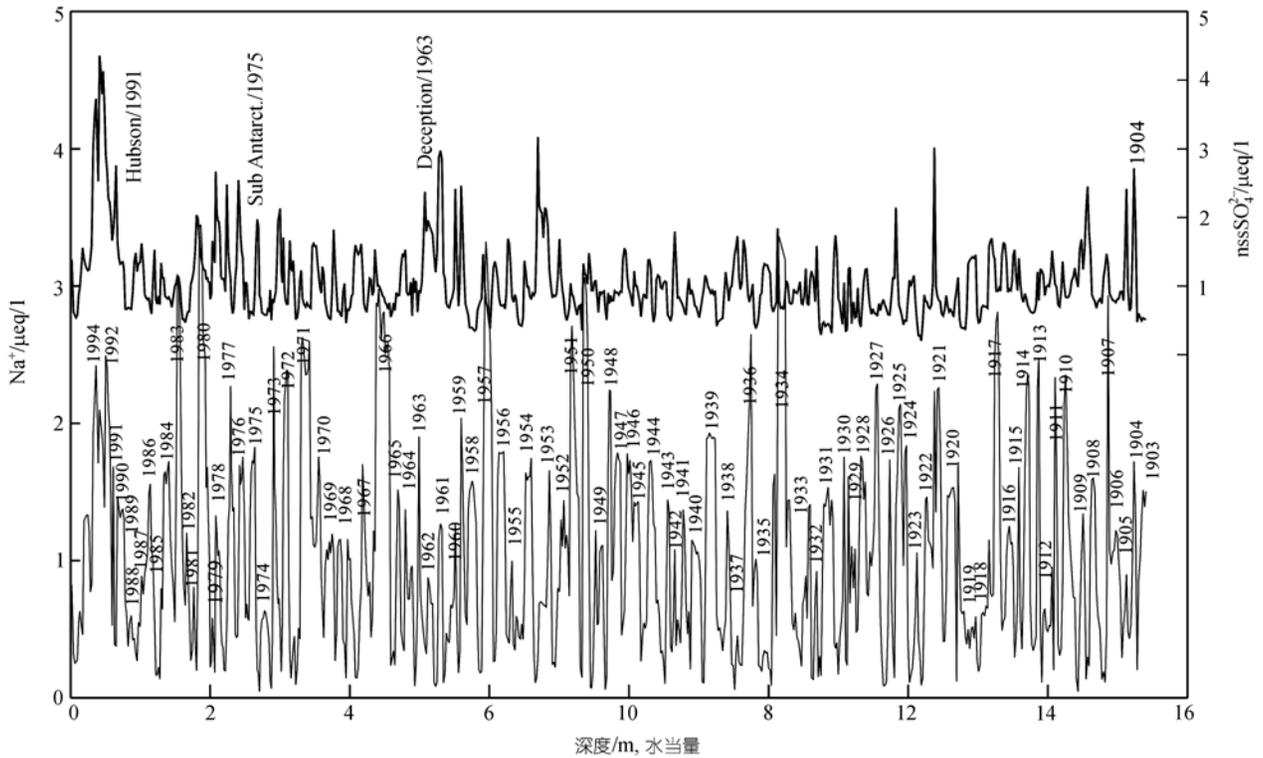


图4 东南极DT263冰芯1900年以来Na<sup>+</sup>和nssSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>浓度与水当量深度的关系

表2 过去1000年几个南极冰芯中记录到的火山事件信号对比

火山事件	东南极				西南极
	DT263	LGB65 <sup>[13]</sup>	Plateau Remote <sup>[10]</sup>	South Pole <sup>[7]</sup>	Byrd Station <sup>[12]</sup>
	年/A.D.				
D1 Hudson	1992	1992	—	1991/1992 <sup>a)</sup>	—
D2 Pinatubo <sup>b)</sup>	1992	1994	—	1992 <sup>b)</sup>	—
D3 Sub Antarctica	1979	1976	—	—	—
D4 Agung 和 Deception	1963	1965	1968	1964	—
D5 Santa Maria	1904	1903	—	—	—
D6 Tarawera	1886	1886	1884	1886	1884
D7 Krakatoa <sup>b)</sup>	1884	1884	1884	1884	—
D8 Coseguina	1836	1836	1836	1836	1835
D9 Tambora <sup>b)</sup>	1816	1817	1816	1816	1816
D10 Unknown <sup>b)</sup>	1810	—	1809	1809	1811
	—	—	—	1795	—
	—	—	1694	—	—
	—	—	1671	—	—
	—	—	1653	—	—
Parker 和 Deception	—	—	1639	1641	—
	—	—	—	1621	—
Huaynaputina <sup>b)</sup>	—	—	1600	1601	—
	—	—	1595	1596	—
D11 Kuwae <sup>b)</sup>	1454	—	1454	1450	1464
D12 Unknown	1343	—	1343	1340	1348
D13 Unknown <sup>b)</sup>	1286	—	1285	—	1287
D145 Unknown	1277	—	1277	1279	1278
D15 Unknown	1269	—	1269	1269	1270
D16 Unknown/1259 <sup>b)</sup>	1260	—	1260	1259	1259
D17 Unknown <sup>b)</sup>	1239	—	1234	—	1227

a) 根据Core-Dai等<sup>[23]</sup>, b) 低纬度地区爆发的火山<sup>[10]</sup>

表 3 DT263 和 Plateau Remote 冰芯中各火山通量和硫酸盐浓度记录

火山/时间	DT263		Plateau Remote	
	硫酸盐峰值/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	火山通量/ $\text{kg}\cdot\text{km}^{-2}$	硫酸盐峰值/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	火山通量/ $\text{kg}\cdot\text{km}^{-2}$
Hudson/1991	193.14	12.38	—	3.60 <sup>a)</sup>
Pinatubo/1991	221.55	28.19	—	8.37 <sup>a)</sup>
Sub Antarctic/1975	127.22	4.63	—	—
Agung 和 Deception/1963	150.09	9.39	194.2	6.68
Santa María/1902	119.52	6.51	—	—
Tarawera/1886	150.30	20.67	200.4	9.42
Krakatoa/1883	154.55	37.03	—	—
Cosegüina /1835	249.13	24.05	201.3	6.31
Tambora/1815	364.25	40.54	442	22.39
Unknown/1809	305.59	34.16	285.5	8.3
Kuwaë/1453	500.96	50.00	1380.4	133.37
Unknown/1343	242.09	42.45	321.8	14.88
Unknown/1285	488.99	47.73	349	21.05
Unknown/1277	615.00	63.19	672.1	55.39
Unknown/1269	261.67	56.73	259.8	11.85
Unknown/1259	689.76	109.20	566.8	46.3
Unknown/1239 ?	185.90	28.83	453.4	31.21

a) 南极点雪坑火山记录(据Cole-Dai等<sup>[23]</sup>)

小于 DT263 冰芯中的, 这可能是因为南极点冰雪年均积累率相对较低( $94\text{mm}(\text{H}_2\text{O})\cdot\text{a}^{-1}$ )、雪的原地堆积和重新分配不同的缘故。而且火山喷发物质在沉积到南极冰盖之前, 南极点和 DT263 点接受物质沉积的物源、传输路径和距离远近的不同也可能导致火山通量差异的产生。

1963 年印度尼西亚 Agung 和南极 Deception Island 火山喷发为小规模爆发<sup>[10]</sup>。在 Plateau Remote 冰芯中记录到的火山成因  $\text{nssSO}_4^{2-}$  浓度要高于 DT263 冰芯中的记录, 而其火山通量却小于后者。DT263 冰芯和 Plateau Remote 冰芯所反映的当地冰雪年均积累率都很低, DT263 冰芯钻点地区每年平均为  $30\sim 160\text{mm}(\text{H}_2\text{O})\cdot\text{a}^{-1}$ , 在 20 世纪 50~60 代达到高峰, 平均  $220\text{mm}(\text{H}_2\text{O})\cdot\text{a}^{-1}$ , 而 Plateau Remote 每年仅  $40\text{mm}(\text{H}_2\text{O})\cdot\text{a}^{-1}$ , 是南极年均积累率最低的地区之一。在积累率高的地区, 通量指标比浓度指标更易检测出中小强度的火山活动<sup>[13]</sup>。所以, 由于 DT263 冰芯反映的当地冰雪年均积累率高出 Plateau Remote 地区, 因此尽管在该地冰雪中 Agung 和 Deception Island 火山爆发产生的  $\text{nssSO}_4^{2-}$  浓度低于 Plateau Remote 中的, 但火山通量却呈现相反。

在东南极 Plateau Remote, South Pole 和 DT263 冰芯、LGB65 雪芯中均发现 1884 年(D6)和 1886 年(D7)

的一对峰值。这对峰值对应的两次火山喷发分别是 1883 年 8 月 Krakatoa 火山( $6^\circ\text{S}$ ,  $105^\circ\text{E}$ )和 1886 年 6 月 Tarawera 火山( $38^\circ\text{S}$ ,  $176^\circ\text{E}$ )爆发。在 Plateau Remote 冰芯中 Krakatoa 和 Tarawera 火山的通量总和为  $9.42\text{kg}/\text{km}^2$ , 远小于 DT263 冰芯中这两次的火山通量。根据火山位置及喷发规模, 说明在南半球中或高纬度地区喷发的中、小强度火山事件及南北半球低纬度喷发的火山事件对 DT263 冰芯中火山通量的影响要大于在 Plateau Remote 地区冰芯中的影响。

1815 年爆发的 Tambora 火山(D9)排入大气中的火山物质巨大, 在 DT263 点记录到的火山喷发  $\text{SO}_4^{2-}$  净通量( $40.54\text{kg}/\text{km}^2$ )是 Pinatubo 的 1 倍多。它与 1809 年发生在低纬度地区<sup>[26]</sup>的不知名火山活动在雪层中形成  $\text{nssSO}_4^{2-}$  两个明显峰值。

### 3.2 1460~1800 年

这段时间内 DT263 钻点地区的年均积累率非常低。虽然数据显示该冰芯也记录到一些  $\text{SO}_4^{2-}$  异常浓度峰值, 说明这段时间内发生一些火山喷发。但由于积累率极低, 因此不能确定每个火山喷发的相应深度及时代。当时积累率的剧烈变化暗示这个时期该地区的气候条件发生了显著变化, 与北半球“小冰期”的时间一致。

在南半球,南美洲秘鲁Quelccaya冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也显示当地气温在1500年左右到1850年明显变冷,与小冰期温度变化趋势相当吻合<sup>[20]</sup>.而南极冰芯中也找到了该时期气候变冷的信号. Mosley-Thompson等<sup>[21]</sup>通过对南极内陆高原上南极点冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 数据资料的分析,提出南极点在小冰期时期内温度要低于现在的温度. Benoist等<sup>[22]</sup>对Dome C冰芯 $\delta\text{D}$ 研究时同样揭示了当地在1200~1800年也存在较冷的环境. Morgan对南极东部边缘Law Dome和东南极冰盖东北部边缘Mizuho冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录研究<sup>[23]</sup>也发现了同时期存在一个较长时间的变冷环境.

这些研究结果显示的南半球气候条件发生变化的时间,与本文DT263冰芯的定年结果相符. 它是否也能作为南极存在与北半球同时期的小冰期的证据之一,我们将在其他文章中作进一步探讨.

### 3.3 1215~1460年

1453年南太平洋瓦努阿图Kuwaie火山(D11)(17°S, 168°E)爆发强度极大<sup>[24]</sup>,在DT263冰芯雪层中持续积累了4~5年时间. 但它的火山喷发净通量(50.00 kg/km<sup>2</sup>)还远小于1259年(D16)一次不知名的火山喷发(109.20 kg/km<sup>2</sup>).

13世纪有五次著名的火山信号,其中以1259年在低纬度地区喷发<sup>[26,29]</sup>的火山最为著名,在所有南极冰芯中都暂时认为它是因为墨西哥的El Chichon(17°N, 93°W)<sup>[30]</sup>,而且常被用来作为极地冰芯中的定年标志层. 在DT263冰芯中,这个时期(13世纪)同样有5次火山信号被发现.

1285年(D13)喷发的火山信号由于在北极冰芯<sup>[12]</sup>中也找到了相应记录,说明这可能代表了一次大的低纬度喷发或在两个半球同时发生的两次中或高纬度火山喷发. 而在北极冰芯中没有找到相应的1277年(D14)和1269年(D15)火山喷发记录,说明这两次火山喷发可能发生在南半球的中或高纬度区域<sup>[10]</sup>.

DT263冰芯记录到的最早一次火山喷发,时间是1239年(D17),在Byrd站冰芯中记录到的时间是1227年,在1978年钻取的South Pole冰芯中是1231年,Plateau Remote冰芯中是1234年,这些时间差别都是在定年误差范围之内的. 这个信号在几支格陵兰冰芯中也有发现<sup>[10,12,29]</sup>. 说明这次火山事件极有可能是来自低纬度的大的火山喷发.

1285, 1277, 1259, 1239年不知名火山爆发都是较大强度的火山喷发事件. 对比中等强度的

Unknown/1343和Unknown/1269发现,大强度喷发事件在DT263冰芯和Plateau Remote冰芯两者中的火山通量值的差别(前者通常是后者的1~2倍)比中等强度的(前者通常是后者的3~4倍)小许多. 说明中、小强度的火山喷发对两支冰芯火山通量的影响要大于大强度的火山事件. 这可能与两支冰芯在南极冰盖上的位置不同有关: Plateau Remote位于南极内陆高原,主要沉积来自高层大气的物质. 而DT263冰芯位于Dome A最高点北侧海拔急剧下降后的第一个平坦区域,受到内陆和海洋气候系统的共同作用,这里的物质来源既直接来自高层大气又有来自近距离的海洋气团. 因此对全球气候记录的程度有差别,DT263冰芯所处的地理位置似乎更优越地记录了全球气候变化信息.

## 4 结论

( ) 通过对南极Dome A边缘地区DT263冰芯nssSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>浓度分析,并对比其他几支南极和北极冰芯,得到了详细的17次火山喷发记录. 根据实际记录和南极各冰芯之间的对比,DT263冰芯记录到的火山活动与早期记录相符.

( ) 利用火山事件标志层和Na<sup>+</sup>季节性变化特征数年层相结合的方法对DT263冰芯进行了定年,认为这段冰芯连续积累了780年(1215~1996年).

( ) 15世纪中期到19世纪,本地年均积累率强烈降低. 说明这段时间内当地气候环境和条件发生了显著变化,与北半球“小冰期”时期相符. 在南半球和南极其他地区冰芯研究中,通过稳定同位素资料分析,相似时间内也发现部分地区存在温度变冷的气候环境. 为了证明它是否可以作为南极也存在小冰期的证据,我们将结合其他冰雪地球化学证据在其他文章中作进一步讨论.

( ) 导致南极冰雪中火山信号强弱差异的因素众多,包括火山位置、喷发规模、传输路径的不同; 沉积地点的物质来源、海拔、微地形、积累率的不同; 火山物质沉积到雪中的沉积方式,以及雪的原地堆积和重新分配的不同; 不同实验室中,硫酸根离子化学分析测量技术、火山信号的最低检测限的不同等等. 因此在讨论时要综合各种影响因素多方考虑.

致谢 衷心感谢中国南极第十五次科学考察队和第三次内陆冰盖队所有考察队员、中国极地研究中心、美国South

Dakota State University 化学和生物系冰芯和环境实验室所给予的支持。本文受国家自然科学基金项目(批准号:49973006)资助。

### 参 考 文 献

- 1 Wilson A T, Hندی C H. The chemical stratigraphy of polar ice sheets—a method of dating ice cores. *J Glaciol*, 1981, 37: 3—9
- 2 张明军, 效存德, 任贾文, 等. 南极冰芯定年综述. *自然杂志*, 2004, 26(2): 63—68
- 3 Krueger A J, Walter L S, Bhartia P K, et al. Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments. *J Geophys Res*, 1995, 100: 14057—14076[DOI]
- 4 Trepte C R, Veiga R E, McCormick M P. The pole ward dispersal of Mr. Pinatubo volcanic aerosol. *J Geophys Res*, 1993, 98: 18563—18573
- 5 Jones P D, Briffa K R, Schweingruber F H. Tree-ring evidence of the widespread effects of explosive volcanic eruptions. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 1333—1336[DOI]
- 6 Hammer C U. Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities. *Nature*, 1997, 270: 482—486[DOI]
- 7 Delmas R J, Kirchner S, Palais J M, et al. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole. *Tellus*, 1992, 44B: 335—350
- 8 Palmer A S, van Ommen T D, Curran M A J. High-precision dating of volcanic events (AD 1301—1995) using ice cores from Law Dome, Antarctica. *J Geophys Res*, 2001, 106(D22): 28089—28095[DOI]
- 9 Cole-Dai Jihong, Mosley-Thompson E, Thompson L G. Annually resolved southern hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores. *J Geophys Res*, 1997, 102(D14): 16761—16771[DOI]
- 10 Cole-Dai Jihong, Mosley-Thompson E, Wight S P, et al. A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctica ice core. *J Geophys Res*, 2000, 105(D19): 24431—24441[DOI]
- 11 Langway C C Jr, Osada K, Clausen H B, et al. New chemical stratigraphy over the last millennium for Byrd Station, Antarctica. *Tellus*, 1994, 46B: 40—51
- 12 Langway C C Jr, 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[DOI]
- 13 张明军, 李忠勤, 秦大河, 等. 南极洲伊利莎白公主地 250 年火山活动记录研究. *自然科学进展*, 2000, 10(10): 920—924
- 14 Mosley-Thompson E, Dai J, Thompson L G, et al. Glaciological studies at Siple Station (Antarctica): potential ice-core paleoclimatic record. *J Glaciol*, 1991, 37(125): 11—22
- 15 Cole-Dai J, Thompson L G, Mosley-Thompson E. A 485 year record of atmospheric chloride, nitrate and sulfate: Results of chemical analysis of ice cores from Dyer Plateau, Antarctic Peninsula. *Ann Glaciol*, 1995, 21: 182—188
- 16 Saltzman E S. Ocean/atmosphere Cycling of Dimethylsulfide. In: Delmas R J, ed. *Ice Core Studies of Global Biogeochemical Cycles*, NATO ASI Ser, Vol 30. New York: Springer-Verlag, 1995. 65—89
- 17 Legrand M, Wagenbach D. Impact of Cerro Hudson and Pinatubo volcanic eruptions on the Antarctic air and snow chemistry. *J Geophys Res*, 1999, 104: 1581—1596[DOI]
- 18 Cole-Dai J, Li Y Sh, Zhou L Y. Evidence of Little Ice Age in an east Antarctica ice core. In: *EOS. Trans. AGU*, 2003, 84(46), Fall Meet Suppl, Abstract PP51A-08
- 19 Bradley R S, Jones P D. When was the “LIA”. In: Mika T, ed. *Proceedings of the International Symposium on the LIA Climate*. Department of Geography Tokyo Metropolitan University, 1992. 1—4
- 20 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Dansgaard W, et al. The “Little Ice Age” as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 1986, 234: 361—364
- 21 Mosley-Thompson E, Thompson L G, Grootes P M, et al. Little Ice Age (Neoglacial) paleoenvironmental conditions at Siple Station, Antarctica. *Ann Glaciol*, 1990, 14: 199—204
- 22 Benoist J P, Jouzel J, Lorius C, et al. Isotope climatic record over the last 25ka from Dome C, Antarctica. *Ann Glaciol*, 1982, 3: 17—22
- 23 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
- 24 Doiron S D, Bluth G J S, Schnetzler C G, et al. Transport of Cerro Hudson SO<sub>2</sub> clouds. *EOS Trans Am Geophys Union*, 1991, 72: 489
- 25 Schceberl M R, Doiron S D, Lait L R, et al. A simulation of the Cerro Hudson cloud. *J Geophys Res*, 1993, 98: 2949—2955
- 26 Dai J, Mosley-Thompson E, Thompson L G. Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceding Tambora. *J Geophys Res*, 1991, 96: 17361—17366
- 27 Morgan V I. An oxygen isotope climatic record from Law Dome, Antarctica. *Clima Change*, 1985, 7(3): 415—426[DOI]
- 28 Pang K D. Climatic impact of the mid-fifteenth century Kuwae Caldera formation, as reconstructed from historic and proxy data (abstract). *Eos Trans, AGU* 74(43), Fall Meet, 1993, (Suppl): 106
- 29 Palais J M, Kirchner S, Delmas R J. Identification of some global volcanic horizons by major elemental analysis of fine ash in Antarctic ice. *Ann Glaciol*, 1990, 14: 216—220
- 30 Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. *Science*, 1994, 264: 948—952

(2006-01-10 收稿, 2006-05-15 接受)