南极洲东方站(Vostok)BH8 冰芯中 4700 a BP 的火山喷发记录

刘雷保 康建成 Jean Robert Petit Jefferson C. Simões
Martine de Angelis

(中国极地研究中心, 上海 200136; 浙江大学环境与生物地球化学研究所, 杭州 310027; Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, BP 96, Saint Martin d'Hères, France; Laboratório de Pesquisas Antárticas e Glaciológicas, Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970-Porto Alegre, RS-Brazil; 上海师范大学地理系, 上海 200234. E-mail: liuleibao@yahoo.com)

摘要 详细测定了南极洲东方站(Vostok)BH8 冰芯 126.0~130.0 m 段的固体电导率(ECM)、痕量化学组分和微粒浓度, 在深度 128.7 m 处, 检测出一距今约 4726 年的火山信号. 研究表明, 其火山 SO_4^{2-} 净通量为 $95.8 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$, SO_4^{2-} 峰值浓度为 $1352.8 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$, 持续时间约 10.1 年. 该火山喷发事件似具有喷发地遥远、规模相对较大、持续时间较长等特点, 与前人报道的某些著名火山喷发事件具可对比性.

关键词 火山喷发 冰芯记录 Vostok 南极洲

同一次火山喷发产生的火山灰物质, 经大气传输, 扩散沉降在海洋、湖泊、冰川、黄土等广阔区域, 形成等时标志层, 成为地层定年及对比极有价值的工具^[1].

由于冰雪沉积后其中某些化学组分的扩散迁移甚至某些地层的缺失等, 造成传统的定年方法无法对冰芯精确定年, 不能满足从冰芯中提取过去高分辨率气候环境变化信息的迫切要求. 自从 Hammer^[2,3] 开拓性地开展冰芯中火山喷发事件的检测研究以来, 冰川学家通过种种努力建立并不断完善不同时间尺度的火山喷发事件的时间序列^[4~7], 以借助冰芯中已知年代的火山灰层, 有效地控制定年并提高定年精度.

Legrand 和 Delmas^[8] 最早通过对采自南极洲冰盖几处冰芯的研究, 建立了 220 年的火山事件时间序列; Delmas 等^[6] 通过对南极点(South Pole)一支 115 m 冰芯的精细研究, 检测出 23 次较大的火山喷发事件, 恢复了距今 1000 年的火山事件记录; 目前, 利用南极冰芯建立的较长火山事件序列是 Cole-Dai 等^[7] 通过对南极洲遥远高原(Plateau Remote, 84°S, 43°E)一支 200 m 冰芯开展研究并恢复建立的 4100 年前的火山记录.

本文将报道自南极洲冰盖 Vostok (78°28 S, 106°50 E, 海拔 3488 m a.s.l., 平均温度 -55)BH8 冰芯中检测到的 4726 aBP 的一次火山事件记录.

1 样品测试与分析

所分析样品为南极洲东方站(Vostok)BH8 冰芯 126.0~130.0 m 段, 实验测试在法国国家科研中心格勒诺布尔(Grenoble)冰川·地球物理·环境实验室(LGGE-CNRS)完成.

在低温冰库(约 -15), 用常规操作程序^[3,8], 首先测定了冰芯的固体电导率 ECM(Electrical Conductivity Measurement). 在冰芯 126.0~130.0 m 段(图 1(b)), 在 128.7 m 处, 检测出一个明显的 ECM 峰.

在 ECM 出现峰值段, 即自 128.0~129.2 m 处, 在

图 1 BH8 冰芯中 126.0~130.0 m 段 nss SO_4^{2-} (a) 和 ECM(b) 与深度的关系

低温冰库, 用清洗洁净的不锈钢刀刮削掉冰芯的外层, 按 2 cm 的间隔(约每年一个样品, Vostok 站雪的平均积累率为 $2.2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)切样, 在洁净实验室(100 级工作间, 室温)融化, 分样, 以备分析测定痕量化学成分和微粒浓度.

采用标准测定程序^[9,10], 用离子色谱仪 Dionex 4000i, Dionex 4500i 分别测定痕量阴离子(SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , MSA)和阳离子(K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+})含量, 检测浓度的精度约为 5%. 用库尔特微粒仪(Coulter Multisizer)测试微粒浓度^[11], 小孔管直径 50 μm , 256 通道, 超纯水的背景空白值为 400~700 颗粒 $\cdot \text{mL}^{-1}$.

2 结果和讨论

() 冰芯定年. BH8 冰芯于 1996 年南极夏季钻取, 距 Vostok 5G 钻孔仅 300 m^[12]. 基于同一地区同一层位具等时性的原理, 参照 Vostok 冰川学时标 GT4(Glaciological Timescale)^[13]对该冰芯实施定年. 需要说明的是, 建立 GT4 时标的主要参数之一——冰芯的稳定同位素 δD 含量是按 1 m 样品间隔切割而测定的^[13,14], 即据 GT4 时标仅可得到每整米冰芯所在层位的年龄, 在假设每 1 m 长冰芯所代表时间段内雪积累率均一的前提下, 通过内差法推算 128.7 m 处的 ECM 峰年龄为 4726 a BP. GT4 时标是在 Jouzel 等^[14]建立的 EGT(Extended Glaciological Timescale)时标基础上进一步完善扩展而来, 但仍存在定年的误差, 本文中我们认为据 GT4 时标对所研究冰芯的定年最大误差估计为 3%. GT4 时标的建立及详细描述参见 Petit 等文^[13].

() 基本分析结果. 基于冰雪中总的化学离子平衡方程^[15]及海盐离子和陆源离子的不同贡献比率, 求得阳离子总浓度, 阴离子总浓度, H^+ 浓度及非海盐(non sea salt, 略称 nss) SO_4^{2-} 浓度. 如图 1 所示, 在 ECM 出现峰值处, nss SO_4^{2-} 也出现峰值. 化学组分中(图 2), NO_3^- 仅占阴离子总当量浓度的 8.5%, SO_4^{2-} 占 73%~99%, 平均比率达到 84%(图 2(b)). nss SO_4^{2-} 占总 SO_4^{2-} 浓度的 93.6%~99.7%(平均比率达 96.8%, 图 2(a)). 在 nss SO_4^{2-} 峰值处, 该比率则高达 99.7%. H^+ 浓度与阴离子总浓度处在同一数量级(图 2(c), (d)), 表明冰芯中的阴离子主要由 H^+ 中和, 酸度主要由 SO_4^{2-} 主导^[16]. 对比表明(图 1 和 2), 较高电导值反映了较大的酸沉降^[17,18].

微粒分析表明(图 3), 在 nss SO_4^{2-} 出现峰值处,

微粒数和微粒浓度同样达最高值(分别为 1.12×10^5

图 2 BH8 冰芯 128.0~129.2 m 段, nss SO_4^{2-} 与总 SO_4^{2-} 当量浓度比率(a)、总 SO_4^{2-} 与总阴离子当量浓度比率(b)、总阴离子浓度(c)和 H^+ 浓度(d)与深度的关系剖面

图 3 BH8 冰芯 128.0~129.2 m 段, 微粒粒径分布模式(a)、微粒数(b)、微粒浓度(c)和 nss SO_4^{2-} (d) 与深度的关系

mL^{-1} , $486 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$). 微粒平均粒径为 2.1 μm , 最大粒径仅达 3.8 μm , 说明大量气溶胶颗粒在沉降至冰盖前随气团经历了长距离的运移过程.

() 火山事件的确定. 火山喷发向大气圈中注入大量的火山灰和气体物质(主要为 SO_2), 经过一定时段(几天或几周), SO_2 缓慢转换成硫酸气溶胶. 通过气团的长距离运输, 火山灰气溶胶最终被降水清除出大气, 以灰层或酸层的形式沉降到冰盖表面^[8,19]. 恢复冰芯中的古火山记录, 检测其中火山喷发事件的方法主要有两种: (1) 由 ECM 或 DEP(Dielectric Profiling) 连续测定固体冰的火山酸度^[12,20], (2) 切割、融化冰雪样品, 测定其中的 SO_4^{2-} 浓度^[6,7].

如上所述, 在 128.7 m 处, ECM, nss SO_4^{2-} 和微粒浓度均出现峰值, 似明确指示该处火山信号的存在. 它们之间良好的一致对应性, 揭示火山喷发在向冰面输入高浓度 SO_4^{2-} 的同时, 大量的火山灰物质经过不断的沉降分异也沉降到冰面上. 不同于在其他冰芯如 Dome F^[21] 和 Collins 冰帽^[22] 等处所记录的火山信号, 在 BH8 冰芯 ECM 出现峰值段, 肉眼见不到明显火山灰层或污化带, 这与较小粒径的微粒平均分布模式(图 3)相互佐证, 支持火山气溶胶在经随气团长距离运移后才沉降的推断^[23,24]. 该火山活动的喷发地距 Vostok 地区可能比较遥远.

() 火山源 SO_4^{2-} 通量. 为评价火山活动的规模, 我们计算了火山源 SO_4^{2-} 通量. 冰雪中 SO_4^{2-} 依其来源主要包括海洋生物源 SO_4^{2-} (源自海洋微生物释放的以 DMS(dimethylsulfide) 为主的有机硫化物^[25])、海盐 SO_4^{2-} 、陆源 SO_4^{2-} 和火山喷发活动输入的 SO_4^{2-} 等. 在南极洲冰盖腹地, 由于距海较远, 海盐 SO_4^{2-} 对 SO_4^{2-} 背景值的贡献几乎可忽略不计^[19]. 在没有火山活动发生期间, nss SO_4^{2-} 主要由海洋生物源和陆源 SO_4^{2-} 组成, 同时也构成非火山源 SO_4^{2-} 的背景值. 通过求没有火山物质输入时段(样品自 BH8-115 到 BH8-125 除外) nss SO_4^{2-} 浓度的平均值($\bar{X}$)来估算 SO_4^{2-} 背景浓度为 $86.9 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$, 标准偏差(δ)为 $21.9 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$. 利用背景 SO_4^{2-} 浓度与 2 倍标准偏差之和(即 $130.6 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$)区别背景基础上的火山信号. 如图 4 所示, 虚线代表平均的非火山源 SO_4^{2-} 水平, 实线代表非火山

源 SO_4^{2-} ($\bar{X} + 2\delta$) 的上限. S 和 E 分别代表火山物质输入的起始和结束点.

将火山事件所包含样品的净火山源 SO_4^{2-} 浓度 (nss SO_4^{2-} 浓度与背景值之差) 与代表输入时段的样品长度(水当量)求积求和^[6,26,27], 得到火山源 SO_4^{2-} 通量为 $95.8 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$.

() 火山喷发规模及与其他火山事件比较. 将本文所研究的火山事件与南极遥远高原冰芯中的火山事件相比较^[7], 其火山源 SO_4^{2-} 通量几乎是 Tambora/1815 ($22.39 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$) 事件的 4 倍, 仅次于 Kuwae/1454 ($133.37 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$) 事件的火山源 SO_4^{2-} 通量. 其 SO_4^{2-} 峰值浓度 ($1352.8 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$) 也接近于 Kuwae/1454 ($1380.4 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$) 事件的浓度. 据 Cole-Dai 等^[7] 划分的参考性对比标准, 该火山事件属于大规模火山喷发事件(火山源 SO_4^{2-} 通量 $> 20 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$).

如图 4 所示, 据 GT4 时标估算火山灰物质的输入(自 S 点至 E 点)持续约 10.1 年, 与 Kuwae/1454 (PR12, 持续 7.2 年), Kuwae/1277 (PR15, 持续 9.0 年) 和 Taupo/-719 (PR39, 持续 9.8 年) 等事件具有可对比性^[7]. 较长的火山持续时间可能由以下因素造成: 火山气溶胶在大气中较长的滞留时间, 火山灰物质沉降后在外力(如暴风)作用下与临近时段表面雪样的混合, 切样时火山事件两端样品可能部分覆盖了非火山输入时段的部分样品等(尤其在火山物质与非火山物质输入的边界, 分别靠近点 S 和 E 处).

() MSA, NO_3^- 与火山酸度. 在 nss SO_4^{2-} 峰周围(图 4), 甲基磺酸盐 MSA(methanesulphonate acid) 和 NO_3^- 浓度呈明显反相变化. NO_3^- 浓度分别从两侧的 18.0 (128.83 m) 和 $18.39 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$ (128.53 m) 降到 $2.0 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$ (128.67 m). MSA 浓度则从 1.7 (128.88 m) 和 $2.4 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$ (128.44 m) 降到 $0.2 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$ (128.67 m , 接近检测限). 类似变化在南极雪层曾有报道^[5], 但将有大量火山源 SO_4^{2-} 存在时 NO_3^- 浓度的降低归因于火山喷发期间可能的大气化学作用过程(NO_x 和 HNO_3 间较弱的转化). 最近研究表明^[28], 该现象可能源于冰雪沉积后的再迁移作用. MSA 和 NO_3^- 等酸性挥发性气体组分在随冰雪沉积后倾向于向表层迁移并部分再沉积, 在雪积累率较低点 ($< 6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$), 酸性组分的迁移更容易和显著^[28,29]. 数据表明(图 4), 尽管 MSA 和 NO_3^- 有峰谷值变化, 但整体平均浓度并没有改变许多(分别为 1.1 和 $12.5 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$). 这说明高

图 4 BH8 冰芯 128.0~129.2 m 段, MSA(a)、 NO_3^- (b) 和 nss SO_4^{2-} 浓度(c)与深度的关系. 虚线(底部)示平均非火山源 SO_4^{2-} ($\bar{X}$), 实线(上部)示非火山源 SO_4^{2-} 的上限($\bar{X} + 2\delta$). S 和 E 分别代表火山源 SO_4^{2-} 输入的起始和终止点

浓度火山源 SO_4^{2-} “驱逐” MSA 和 NO_3^- 等挥发性酸盐向两侧临近的较低酸度层位迁移并再沉积。在冰雪芯较深层位,挥发性酸盐的迁移后再沉积作用占主导,而不是释放到自由大气中。

3 结论

对南极洲 Vostok BH8 冰芯 126.0~130.0 m 段固体电导率 ECM、痕量化学组分和微粒浓度等开展了精细的测试研究,在 128.7 m 处,检测出一距今约 4726 年的火山信号。该火山喷发事件似乎是一次规模相对较大(火山源 SO_4^{2-} 通量达 $95.8 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$, SO_4^{2-} 峰值浓度为 $1352.8 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$)、持续时间较长(约 10.1 年)、具有远源火山喷发源区(可能具有区域意义)的火山事件;与前人报道的冰芯中记录的某些著名火山事件^[7]具有可对比性。

Vostok BH8 冰芯中 4700 a BP 火山记录的发现,将进一步完善冰芯中不同时段火山事件年表。

致谢 感谢 Cole-Dai 和 Clausen 的有益建议与讨论。南极洲东方站(Vostok)冰芯研究项目是由俄罗斯科技部、法国 PNEDC 和美国 NSF 长期联合资助,本研究还受中国国家留学基金、国家自然科学基金(批准号:40203013, 40271026)以及巴西国家科技发展基金(CNPq)资助。

参 考 文 献

- 1 隋淑珍,刘嘉麒,郭正府,等. 火山灰的提取及测试技术. 地学前缘, 2003, 10(1): 111~116
- 2 Hammer C U. Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities. *Nature*, 1977, 270(5637): 482~486
- 3 Hammer C U, Clausen H B, Dansgaard W. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, 1980, 288(5788): 230~235[DOI]
- 4 Langway C C Jr, 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
- 5 Legrand M R, Kirchner S. Origins and variations of nitrate in south polar precipitation. *J Geophys Res*, 1990, 95(D4): 3493~3507
- 6 Delmas R J, Kirchner S, Palais J M, et al. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole. *Tellus*, 1992, 44B(4): 335~350
- 7 Cole-Dai J, 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]
- 8 Legrand M, Delmas R J. A 220-year continuous record of volcanic H_2SO_4 in the Antarctic ice sheet. *Nature*, 1987, 327(6124): 671~676[DOI]
- 9 Legrand M, De Angelis M, Delmas R J. Ion chromatographic determination of common ions at ultratrace levels in Antarctic snow and ice. *Anal Chim Acta*, 1984, 156: 181~192[DOI]
- 10 Legrand M, De Angelis M, Maupetit F. Field investigation of major and minor ions along Summit (central Greenland) ice cores by ion chromatography. *J Chromatogr*, 1993, 640: 251~258[DOI]

- 11 Simões J C, Petit J R, Souchez R, et al. Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core. *Ann Glaciol*, 2002, 35: 340~346
- 12 Wolff E, Basile I, Petit J R, et al. Comparison of Holocene electrical records from Dome C and Vostok, Antarctica. *Ann Glaciol*, 1999, 29: 89~93
- 13 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399(6735): 429~436[DOI]
- 14 Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 1987, 329(6138): 403~408[DOI]
- 15 Legrand M R, Delmas R J. The ionic balance of Antarctic snow: a 10-year detailed record. *Atmos Environ*, 1984, 18(9): 1867~1874
- 16 Udisti R, Becagli S, Gastellano E, et al. Holocene electrical and chemical measurements from the EPICA-Dome C ice core. *Ann Glaciol*, 2000, 30: 20~26
- 17 Hammer C U. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism and radio-echoes. *J Glaciol*, 1980, 25(93): 359~372
- 18 Zielinski G A, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores. *J Geophys Res*, 1997, 102(C12): 26625~26640[DOI]
- 19 Legrand M, Wagenbach D. Impact of the Cerro Hudson and Pinatubo volcanic eruptions on the Antarctic air and snow chemistry. *J Geophys Res*, 1999, 104(D1): 1581~1596[DOI]
- 20 Moore J C, Mulvaney R, Paren J G. Dielectric stratigraphy of ice: a new technique for determining total ionic concentrations in polar ice cores. *Geophys Res Lett*, 1989, 16(10): 1177~1180
- 21 Fujii Y, Kohno M, Motoyama H, et al. Tephra layers in the Dome Fuji (Antarctica) deep ice core. *Ann Glaciol*, 1999, 29: 126~130
- 22 Han Jiankang, Xie Zichu, Dai Fengnian, et al. Volcanic eruptions recorded in an ice core from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. *Ann Glaciol*, 1999, 29: 121~125
- 23 Petit J R, Mounier L, Jouzel J, et al. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, 1990, 343(6253): 56~58[DOI]
- 24 Maggi V, Petit J R. Atmospheric dust concentration record from the Hercules Nève firn core, northern Victoria Land, Antarctica. *Ann Glaciol*, 1998, 27: 355~359
- 25 Legrand M, Mayewski P. Glaciochemistry of polar ice cores: a review. *Rev Geophys*, 1997, 35(3): 219~243[DOI]
- 26 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(D14): 16761~16771[DOI]
- 27 Cole-Dai J, Mosley-Thompson E, Thompson L G. Quantifying the Pinatubo volcanic signal in south polar snow. *Geophys Res Lett*, 1997, 24(21): 2679~2682[DOI]
- 28 Wagnon P, Delmas R J, Legrand M. Loss of volatile acid species from upper firn layers at Vostok, Antarctica. *J Geophys Res*, 1999, 104(D3): 3423~3431[DOI]
- 29 Pasteur E C, Mulvaney R. Migration of methane sulphonate in Antarctic firn and ice. *J Geophys Res*, 2000, 105(D9): 11525~11534[DOI]

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/04td0237> (2005-04-20 收稿, 2005-07-22 收修改稿)