

# 珠穆朗玛峰东绒布冰芯 1800 AD以来的火山活动记录

徐建中, S. Kaspari, 侯书贵\*, 康世昌, 秦大河, 任贾文, P. Mayewski

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;

Climate Change Institute and Department of Earth Sciences, University of Maine, Orono, ME 04469 USA;

中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085

\* 联系人, E-mail: [shugui@lzb.ac.cn](mailto:shugui@lzb.ac.cn)

2008-07-25 收稿, 2008-11-21 接受

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411501)、国家自然科学基金(批准号: 90411003)、中国科学院“百人计划”和中国科学院知识创新工程方向性项目(批准号: KZCX3-SW-344)资助

Xu J Z, Kaspari S, Hou S G, et al. Records of volcanic events since AD 1800 in the East Rongbuk ice core from Mt. Qomolangma. Chinese Science Bulletin, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0020-y

**摘要** 通过元素 Bi 的含量, 研究了珠穆朗玛峰东绒布冰芯记录的 1800 AD 以来的 9 次强火山活动的信号. 结果表明, 东绒布冰芯中 Bi 含量的变化对关键区域的强火山活动有很好的记录, 这为山地冰芯定年提供了很好的标志层, 并为开展更长时间序列的山地冰芯火山记录研究提供了基础.

**关键词**

珠穆朗玛峰  
东绒布冰芯  
火山事件  
Bi

火山活动能产生大量的火山灰和酸性气体, 这些物质随大气环流的传输沉降到冰雪中并保存下来, 因此通过冰芯记录研究历史时期的火山活动是冰芯研究的一个重要内容. Hammer<sup>[1]</sup>最先认识到通过冰芯中酸性物质(主要是 $H_2SO_4$ )浓度的异常变化可以反映出火山活动事件(目前也是最常用的方法), 随后不同时段一些强火山事件被从冰芯记录中提取出来<sup>[2-3]</sup>. 冰芯记录的火山活动和其他方法记录的结果有很好的-一致性, 表明了冰芯记录的可靠性<sup>[3]</sup>. Delmas等人<sup>[4]</sup>通过南极点的冰芯首次分析了近 1000 年来连续的火山活动记录, 恢复出了过去全球 23 次火山活动记录; 千年及万年尺度连续的火山活动记录也逐渐通过南极和格陵兰的深冰芯恢复出来<sup>[5-6]</sup>, 并认识到火山活动是造成某些时段气候变冷的直接原因<sup>[7]</sup>. 通过冰芯恢复火山活动的意义在于: (1) 冰芯中记录的火山信号可以确定出火山喷发的时间, 评估出火山喷发的强度及注入到大气中火山喷发物质的数量<sup>[8-9]</sup>, 并通过这些信息可以了解火山活动对气候变化的影响<sup>[10]</sup>; (2) 火山记录信号可以作为定年的标志层<sup>[11-12]</sup>, 为冰芯确定年层提供了依据.

越来越多的冰芯被用于火山活动记录的研究<sup>[12-16]</sup>, 这为认识和了解历史时期全球火山活动情况提供了可靠依据. 目前所研究的冰芯多数来自于极地和-高纬度地区, 中低纬度的山地冰芯由于其中 $SO_4^{2-}$ 更容易受到粉尘的干扰, 研究较少. 在加拿大育空地区的冰芯中, 由于非火山沉积物中的硫酸盐含量过高, 导致一些距离相对较远的火山活动信号完全被掩盖<sup>[17]</sup>, 即使在南极地区, 有时候由于本底值的过高, 火山信号的含量只占到整个硫酸含量的 13%<sup>[4]</sup>. 同时强度较大的火山喷发物质传输主要以平流层为主, 在极地冰芯中的记录更明显.

最近Kaspari等人<sup>[11]</sup>通过珠穆朗玛峰(简称珠峰)东绒布冰芯中Bi的含量反映出历史火山活动的信号, 这为开展中低纬度冰芯火山记录研究提供了新的思路. 本文通过这个指标恢复 1800 AD以来珠峰东绒布冰芯中记录的火山活动.

## 1 样品采集和分析方法

### 1.1 样品采集及实验分析

2002年9~10月中美联合科学考察队在珠峰东绒

布冰川垭口处(28°01'05"N; 86°57'52"E, 海拔 6518 m) 钻取了两支长度分别为 108.83 和 95.80 m 的透底冰芯, 以及一支 40 m 浅冰芯<sup>[18]</sup>。冰芯钻取点位于冰川积累区, 该区域冰川水平流动微弱(1997 和 2002 年 GPS 重复测量结果所证实)。冰芯(108.83 m) 钻孔温度表明 20 m 深度处冰温为 -9.6 °C, 至钻孔底部冰温略微上升 (-8.9 °C)。上述特征表明东绒布冰川是进行冰芯研究的理想地点。

本文工作基于 108.83 m 的冰芯, 该冰芯分别测试了可溶性离子(Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sup>3-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), 氢同位素( $\delta$ D), 痕量元素等数据<sup>[11]</sup>。该冰芯的定年分为 3 段, 上段 98 m 依据季节信号变化比较显著的  $\delta$ D 和可溶性离子, 并利用火山信号作为了参考层, 定年到 1534 AD; 最底部的 2 m 定年通过和极地冰芯比对冰芯中包裹的 CH<sub>4</sub> 气体和氧同位素, 结果为 1498~2055 a BP<sup>[19]</sup>; 而 98 m 以下的冰芯, 由于冰层压缩严重, 采用流动模型进行定年。定年结果在公元 1963 年前是准确无误, 而在公元 1534 的误差也仅有  $\pm 5$  a。整个定年过程详见文献<sup>[11]</sup>(加上定年的误差)。

### 1.2 火山记录指标

火山喷发物质中含有大量的 Bi 元素, 并且火山活动是其最主要的自然源<sup>[20]</sup>, 因此 Bi 可以作为火山活动的示踪物。文中采用 Bi 的富集指数 EFC<sub>Bi</sub> 来分析时间序列变化, 以地壳中多个元素的比值进行归一化处理, 计算公式为  $EFC_{Bi} = \text{median}[(Bi/x)_{\text{样品}} / (Bi/x)_{\text{地壳}}]$ ;  $x = Sr, Ca, La, Fe$  和 Al。

## 2 结果和讨论

### 2.1 火山物质可能来源区域

火山喷发的强度主要表现在喷发物质的体积和喷发柱的高度, 通常用 VEI 指数来表示<sup>[21,22]</sup>。VEI 为 1~3 级的火山喷发物质体积小于 0.1 km<sup>3</sup>, 喷发柱高度主要在对流层内, 喷发物质对气候环境的影响比较微弱; 而 VEI 4 的火山活动喷发物质数量大, 喷发柱的高度都超过对流层顶, 对全球大范围的气候环境都有影响, 比如 1991 年的 Pinatubo 火山(VEI=5), 喷发柱的高度接近 30 km, 火山喷发物质聚集的高度为 20~25 km<sup>[23]</sup>, 产生的 SO<sub>2</sub> 气体约为 20 Mt<sup>[24]</sup>; 两个星期内, 火山喷发物质环绕了整个地球, 覆盖范围达到 20°S~30°N<sup>[23,25]</sup>。对于如此大的火山活动, 由于其大部分喷发物质都注入到平流层中, 因此喷发物质

的传输以平流层为主<sup>[10]</sup>。平流层传输的物质在高纬度地区随下沉气流沉降到对流层和地表<sup>[26,27]</sup>。平流层中火山物质的循环时间可达数年, 而对流层中的循环时间仅以周计算<sup>[10]</sup>。

表 1 1800 AD 以来区域 1 和区域 2 范围内 VEI 4 的火山事件名录

名称	纬度	经度	海拔高度 /m	时间	VEI
Mayon	13.25°N	123.69°E	2462	1814-02-01	4
Tambora	8.25°S	118.00°E	2850	1815-07-15	7
Raung	8.13°S	114.04°E	3332	1817-01-16	4
Babuyan Claro	19.52°N	121.94°E	1080	1831	4
Merapi	7.54°S	110.44°E	2968	1872-04-15	4
Krakatau	6.10°S	105.42°E	813	1883-08-27	6
Vesuvius	40.82°N	14.43°E	1281	1906-04-08	4
Suoh	5.28°S	104.17°E	1000	1933-07-10	4
Galunggung	7.25°S	108.06°E	2168	1982-05-17	4
				1822-10-08	5
				1990-02-10	4
Kelut	7.93°S	112.31°E	1731	1966-04-26	4
				1951-08-31	4
				1919-05-19	4
Agung	8.34°S	115.51°E	3142	1826-10-11	4
				1963-03-17	5
				1965-09-28	4
Taal	14.00°N	120.99°E	311	1965-09-28	4
Awu	3.67°N	125.50°E	1320	1966-08-12	4
Colo	0.17°S	121.61°E	507	1983-07-23	4
Pinatubo	15.13°N	120.35°E	1486	1991-06-15	6

珠峰地处青藏高原南缘, 气候表现出明显的季节性变化特征, 冬半年被西风环流所控制, 夏半年受南亚季风的影响, 因此火山喷发物质的传输主要通过这两个气候系统进行。丛春华等人<sup>[28]</sup>研究表明, 青藏高原及其邻近地区夏季以对流层大气穿过对流层顶进入平流层的输送为主, 两个极大值中心分别位于孟加拉湾北部和青藏高原东南侧; 冬季则以平流层大气下沉进入到对流层的输送为主, 但这个量比较小, 因此对于东绒布冰芯中的火山物质来源主要是以对流层传输为主, 但不排除强度较大的距离较远的火山喷发物质通过平流层传输到珠峰地区。图 1 是根据全球火山名录<sup>[21]</sup>绘制的公元 1800 年以来全球火山喷发的分布。依据冬夏季大气传输路线, 我们选取了两个最有可能传输到珠峰的火山活动区域, 区域 1 为西风环流传输的可能区域, 区域 2 为季风传输的可能区域, 南端以 20°S 为界<sup>[29]</sup>(图 1)。表 1 是这两个区域中 VEI 4 的火山活动。东绒布冰芯中对火山记录的滞后时间最大应该为 1~2 a, 要小于极地冰芯中的约 2 a 的时间<sup>[7]</sup>。

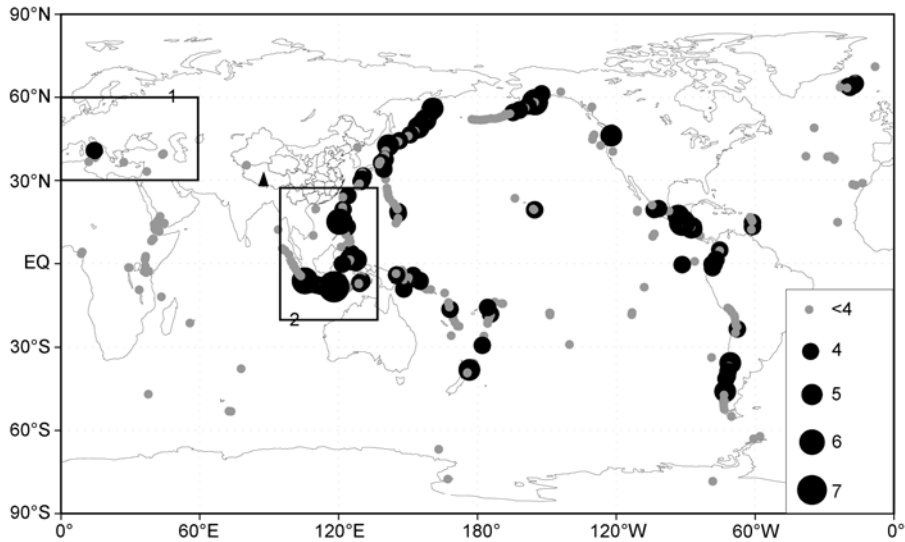


图1 1800 AD 以来全球火山活动分布

的大小表示火山活动强度指数 VEI 的值, 表示珠峰所在地; 两个方框表示火山喷发物最有可能传输到珠峰的区域

## 2.2 火山活动的记录

EFcBi 随着时间的变化如图 2, 高富集值代表火山事件. 为了减少信号的干扰, 对 EFcBi 作年平均处理. 1940 AD 后, EFcBi 表现出较高的本底值, 可能与这一时期的人类活动影响有关. 火山信号的确定以超过平均值与 2 倍标准偏差之和为准, 分 1940 AD 前后两段分别计算, 这样确定的共有 9 个峰值(图 2). 与区域 1 和区域 2 中 1800 AD 以来 VEI = 4 的记录相比, 最高的 3 个峰值分别对应 Tambora (1815, VEI = 7), Agung (1963, VEI = 5) 和 Pinatubo (1991, VEI = 5) 火山事件, EFcBi 值的大小和火山活动的强度一致, Tambora 火山喷发日期为 7 月 15 日, Agung 火山为 5 月 17 日, Pinatubo 火山为 6 月 15 日, 都是季风可能已经开始的时间. Tambora 火山 1815 年的喷发是近几百年来最强烈的一次, 造成的损失和影响都是最大的, 全球很多地方记录到 1815~1817 年曾出现异常的气候现象, 如在欧洲和北美, 1816 年被称为“无夏之年”, 造成了大面积的农作物歉收, 引发了欧洲社会的大革命. 中国的历史文献也有大量的记载, 如云南出现大面积的干旱等, 可能都与这次火山活动有关<sup>[30]</sup>. Agung 火山和 Pinatubo 的量级一样, 造成的影响和损失都比较大, Pinatubo 火山喷发后, 卫星观测到火山灰层很快覆盖到孟加拉湾地区<sup>[25]</sup>, 地面雷达也观测到了印度大陆上空的火山灰层<sup>[31]</sup>. 这 3 次火山活动在两极的冰芯中都有显著的记录<sup>[32,33]</sup>. 因此从时间和

强度上, 这 3 次火山活动也是最有可能被东绒布冰芯记录下来.

1845 年的峰值和区域 1、区域 2 中没有对应的火山活动, 但和 Armagura 火山 1846 喷发对应. Armagura 火山位于汤加群岛, 在区域 2 的边缘, 强度和 Pinatubo 的相当<sup>[34]</sup>. 很多历史文献中都有对这次火山的记载<sup>[35]</sup>, 其喷发时间是 6 月份, 因此 1845 年峰值很可能是这次火山活动的记录.

1883 年的 Krakatau 火山 (VEI = 6) 影响也很大, 喷发时间为 8 月, 但在东绒布冰芯中并没有表现出来, 其可能原因有很多(如环流场、冰芯积累量等). 在南极冰芯记录中也有强火山活动没有表现出来的现象<sup>[4]</sup>, Delmas 等人<sup>[36]</sup>推测这种现象可能与冰芯的积累率有关, 因为火山信号在低积累率的冰芯中可能更显著. 另外, 不同火山喷发物和喷发方式也不同, 且沉积过程也存在很大的不确定性<sup>[4,37]</sup>, 格陵兰冰芯中约有 1/3 的火山信号因为沉积时受局地环境的影响而被掩盖<sup>[33]</sup>. 这个信号在青藏高原其他地区冰芯中是否有记录, 还有待进一步研究.

考虑到该冰芯定年的误差, 1911 年的峰值可能是 1912 年 (VEI = 6) 喷发的阿拉斯加 Novarupta 火山, 之所以认为 Novarupta 火山具有可能性, 是因为最近 Oman 等人<sup>[38]</sup>模拟表明, Novarupta 火山的喷发物可能会大量聚集在 30°N 附近, 并对印度季风系统产生显著的影响, Robock 还因此计划在亚洲寻找 Novarupta 沉降

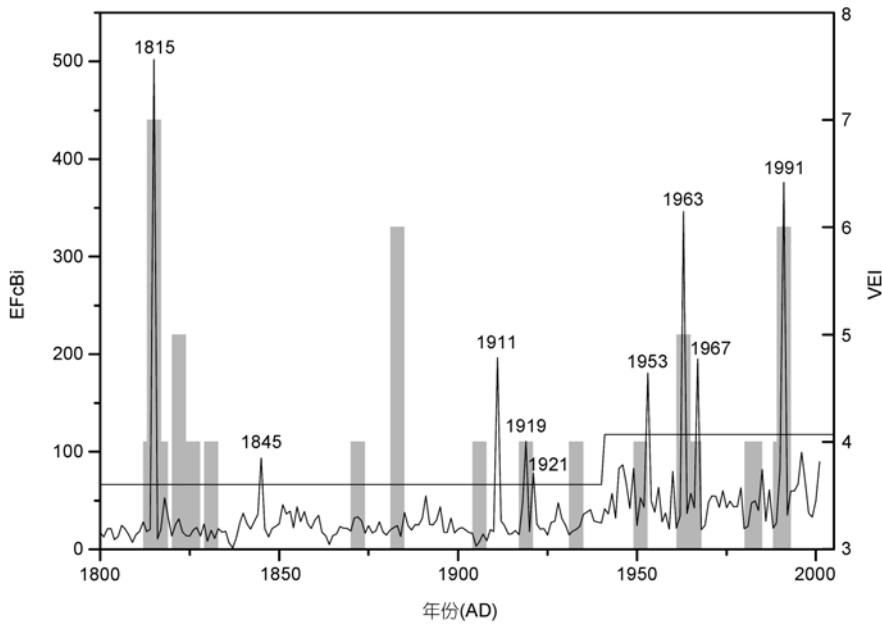


图2 东绒布冰芯中 EFCBi 值和区域 1、区域 2 中火山名录中 VEI 4 的火山活动对比

曲线图是 EFCBi 的变化曲线, 直线是分 1940 年前后两段的 EFCBi 的平均值与两倍标准偏差之和的水平线, 柱状图是火山活动强度指数 VEI

的证据, 来支持他们模拟的结果([http://science.nasa.gov/headlines/y2006/03oct\\_novarupta.htm](http://science.nasa.gov/headlines/y2006/03oct_novarupta.htm)). Novarupta 火山 1912 年的活动被认为是 20 世纪最大的火山喷发, 且根据全球火山名录, 在 20 世纪初, 在中亚附近也没有发生很大的火山事件. 另外, 在中国很多的历史文献中也有记录 1911 年发生过异常的大气光象记载<sup>[39]</sup>, 因此, 东绒布冰芯中记录 Novarupta 火山的可能性似乎更大些.

1919 年的峰值和印度尼西亚 Kelut 火山 1919 年 5 月 19 日喷发相对应(VEI=4), 从时间和活动强度上, 该火山在东绒布冰芯中记录都具有可能性. 1921 年的峰值不能确定. 与 1953 年的峰值最近的火山活动是 1951 年 8 月 31 日 Kelut 火山的喷发(VEI=4). 与 1967 年的峰值接近的火山活动有 1965 年 9 月 28 日菲律宾 Taal 火山活动(VEI=4), 以及 1966 年 8 月 12 日印度尼西亚 Awu 火山的活动(VEI=4), 对于类似这样的火

山信号的确定, 由于短时期内多个地点都有火山活动, 需结合比对冰芯中火山灰沉积物和火山喷发地点的沉积物才能比较准确的确定<sup>[32]</sup>.

如果以 12~4 月和 5 月下旬~9 月为冬夏两个季节火山信号可能被记录的时段, 则东绒布冰芯中记录的火山信号效率为 67%. 对于 Tambora(1815), Agung (1963)和 Pinatubo(1991) 3 次大的火山信号表现很明显, 这为山地冰芯定年提供了很好的标志层.

### 3 结论

通过 Bi 元素的含量, 珠穆朗玛峰东绒布冰芯中记录了自 1800 AD 以来的 9 次强火山的活动信号, 火山信号主要来自印尼-菲律宾地区. Tambora (1815), Agung (1963)和 Pinatubo (1991) 3 次火山活动在东绒布冰芯中记录最明显, 可以作为东绒布冰芯定年的标志层. 本研究为开展更长时间序列的山地冰芯火山记录研究提供了基础.

致谢 感谢 2002 年中美联合科学考察队全体队员.

### 参考文献

1 Hammer C U. Past volcanism revealed by Greenland Ice Sheet impurities. Nature, 1977, 270(8): 482—486[doi]



- 2 Zanolini F, Delmas R J, Legrand M R. Sulphuric and nitric acid concentrations and spikes along a 200 m deep ice core at D57 (Terre Adelie, Antarctica). *Ann Glaciol*, 1985, 7: 70—75
- 3 Legrand M, Delmas R J. A 220-year continuous record of volcanic H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> in the Antarctic ice sheet. *Nature*, 1987, 327: 671—676[[doi](#)]
- 4 Delmas R J, Kirchner S, Palais J M, et al. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 1992, 44: 335—350[[doi](#)]
- 5 Cole-Dai J, Mosley-Thompson E, Wight S, et al. A 4100-year record of explosive volcanism from an East Antarctic ice core. *J Geophys Res*, 2000, 105: 24341—24441
- 6 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[[doi](#)]
- 7 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[[doi](#)]
- 8 Clausen H B, Hammer C U. The Laki and Tambora eruptions as revealed in Greenland ice cores from 11 locations. *Ann Glaciol*, 1988, 10: 16—22
- 9 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, [[doi](#)]
- 10 Robock A. Volcanic eruptions and climate. *Rev Geophys*, 2000, 38(2): 191—219[[doi](#)]
- 11 Kaspari S, Mayewski P, Kang S, et al. Reduction in northward incursions of the South Asian monsoon since 1400 AD inferred from a Mt. Everest ice core. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L16701[[doi](#)]
- 12 Knusel S, Ginot P, Schotterer U, et al. Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. *J Geophys Res*, 2003, 108(D6): 4181[[doi](#)]
- 13 Palmer A S, van Ommen T D S, Curran M A J, et al. High precision dating of volcanic events (AD 1301—1995) using ice cores from Law Dome, Antarctica. *J Geophys Res*, 2001, 106: 28089—28095[[doi](#)]
- 14 Stenni B, Proposito M, Gagnani R, et al. Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome, East Antarctica. *J Geophys Res*, 2002, 107(D9): 4076, [[doi](#)]
- 15 Castellano E, Becagli S, Hansson 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](#)]
- 16 Yalcin K, Wake C P, Kreutz K J, et al. Ice core paleovolcanic records from the St. Elias Mountains, Yukon, Canada. *J Geophys Res*, 2007, 112: D08102, [[doi](#)]
- 17 Yalcin K, Wake C P, Germani M S. A 100-year record of North Pacific volcanism in an ice core from Eclipse Icefield, Yukon Territory, Canada. *J Geophys Res*, 2003, 108(D1): 4012, [[doi](#)]
- 18 Xu J, Hou S, Qin D, et al. Dust storm activity over the Tibetan Plateau recorded by a shallow ice core from the north slope of Mt. Qomolangma (Everest), Tibet-Himal region. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L17504, [[doi](#)]
- 19 Hou S, Jouzel J, Chappellaz J, et al. Age of Himalayan bottom ice cores. *J Glaciol*, 2004, 50: 467—468[[doi](#)]
- 20 Patterson C C, Settle D M. Magnitude of lead flux to the atmosphere from volcanoes. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51(3): 675—681[[doi](#)]
- 21 Simkin T, Siebert L. *Volcanoes of the World*. 2nd ed. Tucson: Geoscience Press, 1994
- 22 Newhall C G, Self S. The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for Historical volcanism. *J Geophys Res*, 1982, 87: 1231—1238[[doi](#)]
- 23 McCormick [[doi](#)]
- 24 Bluth G J S, Doiron S D, Schnetzler C C, et al. Global tracking of the SO<sub>2</sub> clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 151—154[[doi](#)]
- 25 Stowe L L, Carey R M, Pellegrino P P. Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 159—162[[doi](#)]
- 26 Trepte C R, Veiga R E, McCormick M P. The poleward dispersal of Mount Pinatubo volcanic aerosol. *J Geophys Res*, 1993, 98(D10): 18563—18573[[doi](#)]
- 27 Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-Troposphere exchange. *Rev Geophys*, 1995, 33(4): 403—439[[doi](#)]
- 28 丛春花, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近地区上空平流层-对流层之间大气的质量交换. *科学通报*, 2001, 46(22): 1914—1918
- 29 Lamb H H. Update of the chronology of assessments of the volcanic dust veil index. *Clim Monthly*, 1983, 12: 79—90
- 30 杨煜达, 满志敏, 郑景云. 嘉庆云南大饥荒(1815-1817)与坦博拉火山喷发. *复旦大学学报(社会科学版)*, 2005, 1: 79—85
- 31 Niranjana K, Thulasiraman S, Ramprasad T R. Pinatubo volcanic aerosol characteristics as observed from a low latitude location in India using a ground-based multiwavelength solar radiometer. *J Aerosol Sci*, 1999, 30(9): 1181—1189[[doi](#)]
- 32 Cole-Dai Jihong, E. Mosley-Thompson, 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(2): 200—204
- 33 Zielinski G A, Dibb J E, Yang Q, et al. Assessment of the record of the 1982 El Chichón eruption as preserved in Greenland snow. *J Geophys Res*, 1997, 102(D25): 30031—30045[[doi](#)]
- 34 Lamb H H. Supplementary volcanic dust veil index assessments. *Clim Monit*, 1977, 6: 57—67
- 35 Spennemann D H R. The June 1846 Eruption of Fonualei Volcano, Tonga: An Historical Analysis. Johnstone Centre Report No. 196, Charles Sturt University, 2004
- 36 Delmas R J, Legrand M, Aristarain A J. Volcanic deposits in Antarctic snow and ice. *J Geophys Res*, 1985, 90(D7): 12901—12920[[doi](#)]
- 37 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
- 38 Oman L, Robock A, Stenchikov G, et al. Climatic response to high-latitude volcanic eruptions. *J Geophys Res*, 2005, 110: D13103, doi: 10.1029/2004JD005487
- 39 张德二. 中国历史文献中的异常大气气象记载与世界火山活动. *第四纪研究*, 2007, 27(3): 305—310