

青藏高原达索普冰芯 2 ka 来温度 与甲烷浓度变化记录*

姚檀栋 徐柏青 段克勤 王宁练 蒲健辰 田立德
孙维贞 康世昌 秦翔

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

L. G. Thompson

(Byrd Polar Research Institute, Ohio State University, Columbus, OH43210, USA)

摘要 通过对喜马拉雅山达索普冰芯气泡中包裹气体的提取分析和对冰芯中氧同位素分析, 讨论了近 2 ka 来达索普冰芯记录的温度与大气甲烷浓度的变化. 结果表明, 该冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 记录所反映的温度变化事件与青藏高原北部的敦德冰芯记录的气候事件及中国东部乃至北半球的温度变化趋势十分相似, 近百年来的升温趋势同中世纪暖期时的升温趋势基本一致; 自工业革命以来, 达索普冰芯气泡中记录的甲烷浓度呈快速的增长趋势, 与全球大气甲烷浓度的变化趋势一致. 工业革命以前, 达索普冰芯记录的大气中甲烷浓度在 $825 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$ 上下波动, 是目前青藏高原大气中 CH_4 浓度 ($2000 \pm 100 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$) 的 40% 左右. 与南极及格陵兰同时代的冰芯记录相比, 达索普冰芯中记录的 CH_4 浓度要高出 15%~20% 左右, 而且达索普冰芯甲烷浓度具有更强的波动性, 这种波动与温度变化关系紧密.

关键词 达索普冰芯 氧同位素 甲烷浓度

随着全球气候变化研究的深入开展, 人们越来越认识到温度变化对环境和社会经济的巨大作用. 格陵兰冰芯 (GRIP 和 GISP2) 氧同位素的记录^[1-2]和中国的各种古气候记录表明全新世中期为一大暖期. 人类正是在这一难得的温暖气候条件下建立了高度发达的文明社会. 20 世纪暖期的出现引起了全球山地冰川的普遍退缩^[3-4], 海水伸展范围的缩小^[5]和海面的持续上升^[6]. 近百年来的巨大大气波动, 使人类更关心自己的生存环境. 大多数科学家认为, 是近百年来 CO_2 , CH_4 等温室气体在大气中含量的不断增加, 导致了地面气温呈现增温趋势^[7-8]. 因而恢复历史时期气温变化和温室气体变化来论证近百年来气温变化与温室气体变化的关系, 显得十分必要.

过去 2 ka 的气候变化研究无论是在检测过去、监测现在还是在预测未来全球变化的研究方面, 都是至关重要的. 国际 PAGES 计划和 CLIVAR 计划都强调了研究过去 2 ka 气候变化的

2001-06-18 收稿, 2001-09-20 收修改稿

*国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040811)、中国科学院知识创新重大项目(编号: KZCX2-301)和国家自然科学基金杰出青年基金资助项目

重要性.

竺可桢^[9]通过气候资料和历史资料恢复了过去 5 ka 来的温度变化曲线, 从其可大致判断过去 2 ka 来的中国温度变化. 近年来, 有关青藏高原过去 2 ka 来的温度变化研究日渐增加. 吴祥定^[10]等根据不同树木年龄资料衔接的办法, 恢复了拉萨地区的温度变化; 姚檀栋^[11]依据古里雅冰芯讨论了青藏高原 2 ka 来温度与降水变化; 根据敦德冰芯记录^[12], 恢复了过去 5 ka 来的温度变化, 同竺可桢的温度曲线相比较, 发现北半球温度变化具有广泛的一致性; 研究了祁连山敦德冰帽中小冰期以来的气候记录^[13], 发现自公元 1420 年以来敦德冰芯中记录了 3 次冷期和 3 次暖期, 把其与上海冬温比较, 发现中国东西部气候变化有时间的差异性, 总的趋势是西部的变暖、变冷过程早于东部.

但到目前为止, 在中低纬度地区还未开展长时间序列的温度与温室气体关系的研究. 尽管在远离人类活动区的南极及格陵兰对多支冰芯气泡中气体进行了甲烷浓度分析, 也取得了大量的数据及长时间序列的记录, 但由于气候条件(主要是气温)的限制, 中低纬度山地冰川及冰帽中未能获得高质量的冰芯用于气泡中气体的提取及分析. 对青藏高原冰芯中甲烷浓度的分析, 可弥补这一缺憾. 同时, 青藏高原作为全球气候敏感区, 对其冰芯中记录的工业革命以前甲烷浓度的自然波动性与氧同位素记录的气候变化之间的相互关系进行研究, 也有深远的意义.

位于喜马拉雅山中段的达索普冰川(28° 21' N, 85° 46' E), 长 10.5 km, 面积 20.02 km², 雪线高度 6000 m, 年平均积累量约 600~800 mm 水当量. 该冰川上游 7000~7200 m 处形成一冰雪大平台, 是目前冰川学家钻取冰芯的最高海拔地点^[14]. 该处为一条长约 3 km, 宽约 1.5 km 的重结晶成冰作用带^[15], 雪面以下 10 m 处冰温为 -14°C. 对其气泡封闭过程研究发现, 粒雪层厚度达 47 m, 气泡在 40~47 m 深度内快速封闭, 是目前在青藏高原发现的对冰芯气泡提取分析最有前景的冰川^[16]之一. 对达索普冰芯已做了大量研究^[14-22], 本文则基于冰芯中氧同位素和甲烷浓度, 以揭示中低纬度过去 2 ka 温度、温室气体变化及其相互关系.

1 达索普冰芯中氧同位素的气候意义及过去 2 ka 温度变化

1997 年, 在达索普冰川钻取了 3 根冰芯(C₁, C₂, C₃), 分别长 159.9, 149.2 和 167.7 m, 其中 C₂ 和 C₃ 两冰芯钻取点相距 100 m. 对 C₂ 记录的积累量已做了研究^[17], 这里主要讨论冰芯记录中 $\delta^{18}\text{O}$ 作为温度指标的问题. 据田立德研究^[1], 青藏高原南部季风区降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 存在“降水量效应”, 即降水最多的夏季, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 降低, 而降水较少的冬季, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高, 这是季风活动造成的. “降水量效应”只是一种表现形式, 并不是导致降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的原因. 达索普冰芯记录 $\delta^{18}\text{O}$ 与印度洋海面温度变化有关, 但在多年时间尺度上, 与北半球温度之间显著相关. 原因有三: $\delta^{18}\text{O}$ 不但依赖于水汽蒸发和凝结过程中的分馏系数, 因而依赖于当时的环境温度, 同时也依赖于水汽源地的温度; 对 C₃ 的研究表明^[18], 其记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化与北半球温度在过去 150 年里显著相关($R = 0.37$, sig = 99.9%), 而与降水量之间关系较弱($R = 0.19$); C₃ 记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 和尘埃之间显著性相关, 指示 $\delta^{18}\text{O}$ 可作为喜马拉雅山地区温度的指标, 一个合理的解释是温度升高与大气中微粒含量增多相联系^[18].

有了这个基础, 我们以 C₂ 为基础来研究其记录的过去 2 ka 来的温度变化. 图 1 表示了过

1) 田立德. 青藏高原降水中稳定同位素及稳定同位素水文循环研究. 中国科学院博士学位研究生学位论文, 1999

去 2 ka 达索普冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 所反映的温度变化. 由图可见, 达索普冰芯记录的过去 2 ka 的温度变化十分明显. 公元初温度最低, 之后温度在波动中升高, 在约公元 730~950 年之间温度达到最高, 其后从公元 950 年到公元 1840 年, 平均温度比 730~950 年间低, 特别是 19 世纪初的温度为这一时期之最低温度, 之后从公元 1850 年到现在温度在波动中上升.

达索普冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 记录可以划分成 3 级: 和暖期相对应的 $\delta^{18}\text{O}$ 高值; 和冷期相对应的 $\delta^{18}\text{O}$ 低值; 和最冷期相对应的 $\delta^{18}\text{O}$ 最低值. 如把 $\delta^{18}\text{O}$ 高值期解释为高温期, 把 $\delta^{18}\text{O}$ 低值期解释为低温期, 那么过去 2 ka 中最冷期为: 0~730 A.D., 这段时期内 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -21.2‰ ; 冷期为: 950~1800 A.D., 这段时期内 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -20.6‰ . 小冰期是这个时段内的重要气候事件, 同过去 2 ka 中的其它冷期相比, 小冰期并不是最冷期, 而只是距今最近的一次冷期. 过去 2 ka 的两次暖期为 1850~1995 年和 730~920 A.D., 这段时期 $\delta^{18}\text{O}$ 平均为 -19.3‰ .

图 1 中对 $\delta^{18}\text{O}$ 的滤波分析表明, 在大于百年时间尺度上 $\delta^{18}\text{O}$ 存在明显的升高趋势, 并且中世纪温暖期的早期(830~950 A.D.)的升温趋势是各种周期成分都为正位相的结果, 因而要研究中世纪的升温情况, 应从不同的时间尺度去研究.

单从图 1 看, 近百年来来的升温趋势十分接近公元 700~850 年期间的升温趋势, 而且达索普冰芯记录的现代温暖程度与公元 830 年时的温度程度十分接近. 从图 2 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化看, 在 830 年时, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -15.73‰ , 而图 1 所示近百年来 $\delta^{18}\text{O}$ 最高为 -17.06‰ . 如果仅分析近 1 ka 来的资料, 我们发现图 1 表示的达索普冰芯记录的现代温度已超出过去 1 ka 的自然变率.

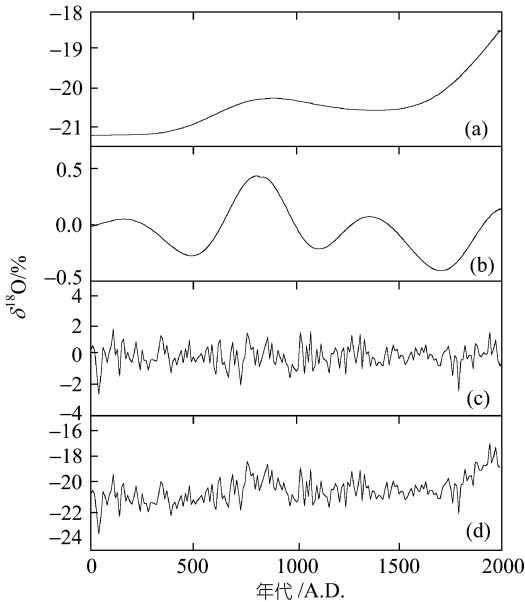


图 1 达索普冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 的 10 年平均记录近 2 ka 来的滤波分解

(a) 为大于 100 年尺度上的分量, 占总方差的 34.3%; (b) 为 50~100 年尺度上的分量, 占总方差的 3.6%; (c) 为 10~50 年尺度上的分量, 占总方差的 52.5%; (d) 为 10 年平均数据

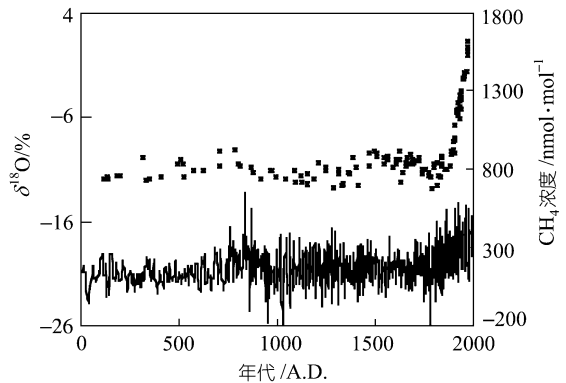


图 2 达索普冰芯记录的 CH_4 浓度与达索普冰芯记录的逐年 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

点线为甲烷浓度记录, 连线为 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

2 达索普冰芯中过去 2 ka 甲烷浓度变化

同 $\delta^{18}\text{O}$ 记录相似, 达索普冰芯甲烷浓度记录在过去 2 ka 是逐渐增加的(图 3). 由图 3 看到从公元初到 1850 年期间甲烷浓度呈小幅度波动, 而从 1850 年以来增加速度很快, 这段时间内冰芯甲烷浓度增加了 1.5 倍.

由于冰芯甲烷浓度记录的是大气甲烷浓度, 因此, 要解释冰芯甲烷浓度记录的变化, 就要搞清大气甲烷的来源. 大气甲烷的主要来源是生物圈, 其自然源包括湿地、野生动物、海洋及湖泊等. 研究表明湿地生态系统对大气甲烷浓度变化起主要作用^[23]. 与人类活动有关的大气甲烷生物源主要是水稻田和食草家畜. 大气甲烷的非生物源主要为生物体的各种燃烧过程和石油天然气及煤矿的排放^[24, 25]. 随着人类活动的加剧, 这种来源的排放也在增加.

大气甲烷的汇是干燥土壤的吸收和在大气中的氧化, 其中 95% 的大气甲烷在对流层中被 OH 自由基的氧化作用分解^[8]. 甲烷在大气中的氧化过程主要是与 OH 自由基的反应, 而这一反应速率常数与温度有关. OH 自由基的产生过程与 O_3 浓度、紫外辐射、水汽含量有关. 因而 OH 自由基浓度和大气温度的任何改变都可能使大气中甲烷的汇强度发生变化, 从而使其大气浓度发生变化. 基于以上对大气甲烷的主要来源和汇的分析, 我们认为, 1850 年以来冰芯甲烷浓度急剧增加的记录, 应是人为活动与自然过程共同作用的结果. 但人为活动的贡献应是主要的.

对达索普冰芯气泡甲烷浓度记录与南极^[7, 26]及格陵兰^[7, 8]的冰芯记录进行对比发现, 19 世纪以前达索普冰芯记录的甲烷浓度在平均水平上要比南极及格陵兰高出 15%~20%, 显示出青藏高原大气中有较高的自然本底值. 同时, 也可以看出, 工业革命以前青藏高原大气中甲烷浓度的不稳定性, 在 $0.6\sim 0.9\ \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ 范围内波动. 这一点与极地冰芯记录有显著的差异, 在过去 2 ka 之内, 极地冰芯甲烷浓度记录均保持在 $0.7\ \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$ 上下, 最大值与最小值仅相差 $0.1\ \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$.

从索普冰芯气泡甲烷浓度记录中, 虽然我们可以肯定地讲, 人为活动是 1850 年以来大气甲烷浓度急剧增加的主要原因, 但我们还不能肯定地讲, 1850 年以来的急剧升温是由大气甲烷浓度急剧增加导致的. 对过去大气甲烷浓度及气候变化的综合对比、数值模拟研究表明, 全球大气中甲烷浓度每升高 $0.05\ \mu\text{mol}\cdot\text{mol}^{-1}$, 全球气温将上升 1°C . 大气甲烷浓度变化可以通过 3 种方

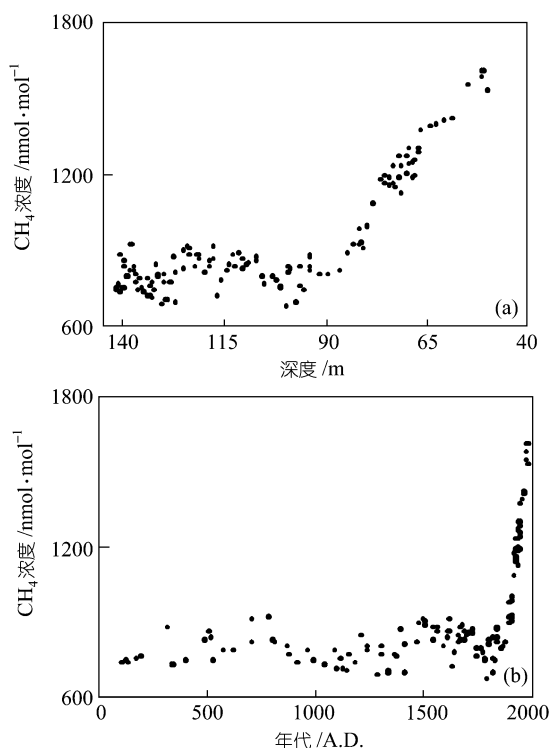


图3 达索普冰芯气泡甲烷浓度记录

(a) 为甲烷浓度随深度的变化; (b) 为转换成时间尺度后过去 2 ka 甲烷浓度的变化

式影响气温变化: 直接的(热) 辐射效应、化学反馈效应及气候反馈效应^[23, 26]. 但气候变化也将直接影响大气中甲烷浓度的收支平衡^[27]. Vostok 冰芯过去 16 万年的记录表明, 气候变化对大气中甲烷浓度变化也有驱动作用^[28]. 青藏高原脆弱的生态系统及强烈的紫外辐射作用, 使得气候变化对大气甲烷浓度的源和汇有更强的影响力. 这一点也是我们在解释大气甲烷浓度变化与气候变化时需要特别注意的.

3 讨论

达索普冰芯记录的过去 2 ka 来大气中甲烷浓度变化表明, 工业化以前青藏高原大气中甲烷浓度平均值约为 $0.825 \mu\text{mol} \cdot \text{mol}^{-1}$, 而最近 200 年来呈快速增长之势. 在过去 200 年内大气甲烷浓度增长了近 1.5 倍. 与极地冰芯记录相比, 达索普冰芯甲烷浓度记录显示出工业革命以前青藏高原大气有较高的自然本底浓度及更强的波动性和较大的变化范围, 目前还不能确定这种不稳定性的原因. 我们认为可能的原因是由于青藏高原周边地区特殊的地理环境使得甲烷浓度的源和汇强烈地受局部气候变化控制. 如果这种原因成立, 说明青藏高原冰芯中甲烷浓度记录与气候变化有更为紧密的联系. 这将为青藏高原冰芯研究开创新的途径.

图 2 说明, 过去 2 ka 达索普冰芯记录的甲烷浓度和 $\delta^{18}\text{O}$ 都在波动中逐渐增加, 而且二者之间存在着良好的对应关系, 这说明青藏高原冰芯中记录的甲烷浓度变化与温度变化的关系比极地地区更密切^[29, 30].

中世纪暖期和小冰期是近 2 ka 来两个重要事件. 关于是否存在全球性的中世纪暖期一直存在着争议. 但是对格陵兰克里特冰芯及英格兰古温度曲线的对比研究发现^[31], 在两地区存在着明显的中世纪暖期和小冰期, 只是变化相位和冷暖程度有所不同. 近年来对 GISP2 冰芯^[32]、秘鲁的 Quelccaya 冰芯^[33]、俄罗斯 Taimyr 地区的树轮^[34]、美国白山地区树轮的研究^[35]表明, 在这些地区均存在着中世纪暖期, 这可能说明中世纪暖期在全球广泛存在. 从图 2 看出, 达索普冰芯记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 和甲烷浓度都在 730~900A.D.间存在明显的高值区间, 这就是说高原南部高海拔地区存在着中世纪暖期. 我们还不能从达索普冰芯记录断定这一高海拔地区的中世纪暖期是否比低海拔地区明显, 但最近对青藏高原地区气候变化幅度研究表明^[36], 在过去 2 ka 内, 6000 m 以上的青藏高原古里雅地区的气温变幅可达 7°C , 而中国东部低海拔地区则在 2°C 左右. Hughes^[37]也曾指出, 中世纪暖期在海拔较高的地区比海拔较低的地区要明显一些.

小冰期以来气候变化的研究, 是研究现代气候变化并预测其未来趋势的重要方面. 达索普冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 和甲烷浓度的关系具有特别重要的意义. 自公元 1450 年以来, 达索普冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 和甲烷浓度记录了 3 次冷期和 3 次暖期(图 1). 这 3 次冷期和暖期在中国西部许多记录中都是存在的. 在达索普冰芯记录中, 15 世纪和 16 世纪的两次冷期比其它记录来得晚, 但 18 世纪末、19 世纪初的冷期比其他记录出现得早, 而且这一次冷期也是小冰期中最冷的, 甲烷浓度记录也在 18 世纪末、19 世纪初降到小冰期以来的最低水平. 在达索普冰芯记录中, 小冰期并不是过去 2 ka 的最冷期, 而只是距今最近的一次冷期. 这和西部其它冰芯所反映的特征是一致的. 图 1 反映出小冰期以来气候变化的以下几个特点: (1) 小冰期以来的温暖程度逐渐加强, 甲烷浓度也高于公元 1000~1200 年的冷期; (2) 从 19 世纪中期开始, 温度增高十分迅速, 与此同时, 甲烷浓度呈直线上升的趋势; (3) 在 1750~1800 年期间, $\delta^{18}\text{O}$ 所反映的温度最低, 这一时期的甲烷变化基本平行于 $\delta^{18}\text{O}$ 所反映的温度变化, 特别是在接近 19 世纪时的突然降温和甲烷

浓度突然降低, 是达索普冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 和甲烷浓度记录中最重要事件之一。

自工业革命以来, 人类活动对全球气候环境影响越来越大, 人为因素导致的任何变化都会叠加到气候变化的自然背景上。因此, 全球平均温度近百年来的迅速升高引起了一部分人们的不安。许多科学家认为, 近百年来全球温度的上升主要是人类活动释放到大气的气体累积的结果。而另一些科学家认为近百年来来的增温是气候系统内外因子综合作用的结果, 即使没有温室气体的增加, 全球温度也会升高^[38], 比如 Friss Christensen 等^[39]发现全球平均温度与太阳活动变化有密切的关系。从达索普冰芯记录看, 近百年来来的升温和甲烷浓度的增长确实是一致的。但从达索普冰芯记录中升温和甲烷浓度的增长的关系还很难说这二者那个是因, 那个是果。还需要从更多冰芯中进行甲烷浓度记录的研究。

参 考 文 献

- 1 Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 1992, 359: 311~312
- 2 Grootes P M, Stuiver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 1993, 366: 552~554
- 3 Muller F. Glaciers and their fluctuations. *Nature and Resources*, 1980, 16(2): 5~12
- 4 Meier M F. The contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 1984, 226: 1418~1421
- 5 Kukla G, Gavin J. Summer ice and carbon dioxide. *Science*, 1981, 214: 497~503
- 6 Gornitz V. Global sea level trend in the past century. *Science*, 1982, 215: 1611~1614
- 7 Rasmussen R A, Khalil M A K. Atmospheric methane in the recent and ancient atmospheres: concentrations, trends and interhemispheric gradient. *J Geophys Res*, 1984, 89(D7): 11599~11605
- 8 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Atmospheric methane record from a Greenland ice core over the last 1000 years. *Geophys Res Lett*, 1993, 20(20): 2219~2222
- 9 竺可桢. 中国近五千年来的气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, 2: 168~189
- 10 吴祥定, 林振耀. 历史时期青藏高原气候变化特征的初步分析. *气象学报*, 1981, 39(1): 90~96
- 11 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 348~353
- 12 姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去 5 ka 温度变化. *中国科学, B 辑*, 1990, 10: 1090~1093
- 13 姚檀栋, 谢自楚. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. *中国科学, B 辑*, 1990, 11: 1196~1201
- 14 姚檀栋. 1997 年中国十大科技进展之一——青藏高原海拔 7000 米冰芯的钻取及其意义. *冰川冻土*, 1998, 20(1): 1~2
- 15 姚檀栋, 蒲建辰, 王宁练, 等. 中国境内又一种新成冰作用的发现. *科学通报*, 1998, 43(3): 94~97
- 16 徐柏青, 姚檀栋. 达索普冰川海拔 7000 m 处气泡封闭过程研究. *冰川冻土*, 1999, 21(2): 115~120
- 17 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400 年印度夏季风降水变化. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(6): 619~627
- 18 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, et al. A High-resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 2000, 289(5486): 1916~1920.
- 19 姚檀栋. 7000 m 处冰芯的初步研究. *科学通报*, 1998, 43(8): 811~812
- 20 段克勤, 王宁练, 李月芳. 青藏高原达索普冰芯中积累量与太阳活动. *科学通报*, 2000, 45(1): 75~78
- 21 段克勤, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 达索普浅孔冰芯中记录的现代环境过程. *海洋地质与第四纪地质*, 1998, 18(1): 65~70
- 22 霍文冕, 姚檀栋, 李月芳. 7000 m 处冰芯中 Pb 记录的人类活动污染. *科学通报*, 1999, 44(9): 978~981
- 23 Raynaud D, Chappellaz J. The record of atmospheric methane, in: Khalil M A K, ed. *Atmospheric methane: sources, sinks, and role in the global change*, NATO ASI series. Berlin, Heidelberg: Springer-verlag, 1993, 113: 38~59
- 24 王明星. *大气化学*. 北京: 气象出版社, 1991. 224~229

- 25 Stuffer B, Fischer G, Neftel A, et al. Increase of atmospheric methane recorded in Antarctic ice core. *Science*, 1985, 229: 1386~1388
- 26 Khalil M A K, Rasmussen R A. Climate-induced feedback for the global cycles of methane and nitrous oxide. *Tellus*, 1989, 41B: 554~559
- 27 Chappellaz J, Barnola J M, Raynaud D, et al. Ice core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, 1990, 345: 127~131
- 28 Raynaud D, Jouzel J, Barnola J M, et al. The ice record of greenhouse gases. *Science*, 1993, 259: 926~934
- 29 徐柏青, 姚檀栋, 田立德, 等. 敦德冰芯气泡中记录的甲烷浓度变化. *科学通报*, 1998, 43(23): 2572~2573
- 30 徐柏青, 姚檀栋, 田立德, 等. 达索普浅孔冰芯过去 2000 年的甲烷记录. *中国科学, D 辑*, 2000, 21(1): 17~20
- 31 Dasgaard W, Johnsen S J, Reeh N, et al. Climatic changes, Norsemen and modern man. *Nature*, 1975, 255: 24~28
- 32 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 1995, 44: 341~354
- 33 Thompson L G. Ice core evidence from Peru and China. In: Bardley R S. et al. eds. *Climate since AD 1500*. London: Routledge, 1992. 517~548
- 34 Briffa K R, Bartholin T S, Eckstein D, et al. A 1400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, 1990, 346(6283): 434~439
- 35 Lamarche V C. paleoclimatic inferences from long tree-ring records. *Science*, 1974, 183: 1043~1048
- 36 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. *科学通报*, 2000, 45(1): 98~106
- 37 Hughes M K, Diaz H F. Was there a "medieval warm period", and if so, where and when? *Climate Change*, 1994, 26(2): 109~142
- 38 Crowley T J, Kim K Y. Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23: 359~362
- 39 Friis-Christensen E, Lassen K. Lenth of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, 1991, 254(5032): 698~700