

文章编号: 1000-0240(2005)04-0528-11

冰芯中不溶微粒的研究进展

邬光剑^{1, 2}, 姚檀栋^{1, 2}

(1. 中国科学院 青藏高原研究所, 北京 100085; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所
冰芯与寒区环境重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 冰芯中的微粒是反映大气粉尘的直接指标, 其研究内容包括浓度、通量、粒径和矿物组成等在不同时期的变化特征以及其对全球气候的影响. 简要地介绍大气粉尘对全球气候的影响, 总结了近年来冰芯中的微粒研究以及用于解释末次冰盛期时高粉尘的几个气候模型的主要进展, 着重讨论利用微粒的同位素特征来确定其来源以及利用微粒记录进行定年的方法与结果.

关键词: 冰芯; 微粒; 大气粉尘; 气候变化

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

大气中的粉尘不仅是气候变化的反映, 而且自身在全球气候中也具有重要的作用. 反映过去大气粉尘变化的记录主要有冰芯、陆地粉尘堆积(如黄土和红粘土)以及深海风尘沉积, 它们构成了 DIRTY-MAP 资料的主要来源. 目前最好的粉尘记录为冰芯中的微粒和部分陆源化学(可溶离子)成分. 冰芯记录在反映大气粉尘变化方面具有独特的优势. 首先, 冰芯真实地记录了大气粉尘的变化历史, 沉积后的变化微弱; 其次, 冰川在不同海拔高度和不同地区的分布, 那些超过海拔 6 000 m 的极高山地区的冰川(冰芯)已经处于对流层顶部, 能够更加敏感地记录大气成分的变化, 幅度很小的变化也可以详细地记录在冰芯之中. 而对遥远的两极冰芯而言, 它们是全球大气粉尘本底的长期变化的良好记录; 最后, 自然沉积中, 冰芯记录最独特最明显的优势就是其高分辨率, 尤其是近千年甚至近万年以来的气候记录可以达到年分辨率的精度. 微粒是冰芯研究中的一项重要内容, 也是反映过去大气粉尘变化的最直接的指标. 微粒一旦在冰芯中沉积, 其理化性质基本上不再发生变化. 本文就冰芯中微粒研究以及用于解释末次冰盛期时高粉尘模型的最新成果进行简单的介绍.

1 大气粉尘与全球气候

大气气溶胶是指分散在空气中的固体或液体物质^[1], 包括矿物粉尘、星际尘埃、火山灰、微生物、人类排放物等. 大气中的气溶胶自身对太阳辐射的散射、反射和吸收作用统称为“直接辐射驱动”, 同时, 气溶胶作为凝结核, 形成的云滴对太阳辐射也有驱动作用. 气溶胶的增加导致云滴数量浓度的增加, 云滴数量浓度的增加又使得云对太阳辐射的反射(到空间的)增加, 导致降温, 这就是气溶胶的“第一间接辐射驱动”. 气溶胶使得云层的降水效率降低, 此外, 它还能使云的存在时间增长以及相应的云量的增加, 导致了对太阳辐射进一步的反射, 这种作用称为“第二间接辐射驱动”.

干旱、半干旱区向大气输送含铁粉尘, 这些粉尘沉积于海洋, 控制着海洋的铁化肥供给^[2]. 铁化肥的供给控制着浅水中的固氮过程, 固氮过程又控制着浅海的植物生产量, 而植物生产量通过储存碳和沉积碳(碳酸钙)来控制大气中的 CO₂ 浓度^[3~5]. 这就是所谓的“铁假说”. 最近的模型表明南大洋在过去的冰期中, 铁离子促使光合作用增强而消耗大量的 CO₂, 这对 CO₂ 减少的贡献有一半的作用^[5].

收稿日期: 2005-01-22; 修订日期: 2005-03-16

基金项目: 国家自然科学基金项目(40301009); 国家自然科学基金创新群体项目(40121101); 国家自然科学基金重点项目 90102005; 中国科学院知识创新工程项目(KZCX3-SW-339)资助

作者简介: 邬光剑(1972-), 男, 四川洪雅人, 副研究员, 2001 年在兰州大学地理系获博士学位, 现主要从事冰芯与环境变化研究.

E-mail: wugj@tpcas.ac.cn

在 Vostok 冰芯记录中, CO₂ 的低浓度与微粒的高浓度相对应, 其间的联系在于大气粉尘对海洋铁的输出^[6], 但粉尘减少的原因尚不明了^[7]. 因此, 粉尘成为全球物质循环中重要的一环, 以地球化学过程的方式将陆地、海洋和大气结合起来, 其核心机制就是“铁假说”. 当然, “铁假说”也遇到了许多反对意见, 如南大洋在现在和冰期时接受的粉尘通量非常低(而在某些支持“铁假说”的模型中, 粉尘的沉积通量被夸大了), 而且, 北半球粉尘通量的变化与南大洋的气候变化(以 Vostok 冰芯记录为标准)在时间上并不匹配^[8]. 如果“铁假说”理论经得起考验, 那么作为向太平洋输送粉尘的主要源区—中亚干旱区—将成为全球气候变化的关键区域.

粉尘中包含有数量巨大的细的云凝结核并形成云滴, 但在合并形成水滴方面不是那么有效. 以前认为大气中粉尘的增加有助于更多的降水. Rosenfeld *et al.*^[9] 认为, 受到工业排放物污染的云倾向于保留住所含的水分而不是以雨的形态降落. 因为云中的水汽分布在更多的颗粒中, 这使得它们很难形成更大的雨滴并降到地表. 与含有数量少但颗粒大的雨滴的云相比, 受到污染的云中更小的雨滴能更有效地将太阳辐射散射到太空, 因而具有更大的致冷效应. Rosenfeld *et al.*^[10] 发现受撒哈拉粉尘污染的中海东部云中也有同样的现象, 气溶胶对降水抑制的机制也可以适用于沙漠粉尘. 而且, 他们提出这种“rain-stifling”效应可以自我加强. 较少的降雨使得土壤更为干旱, 这将产生更多的粉尘, 从而导致更少的降雨. 尽管矿物粉尘对降水的抑制作用小于人类活动产生的气溶胶, 但全球广阔的干旱区面积及其所产生的大量粉尘使得其对这些地区降水的抑制具有重要意义. 大气中的高粉尘浓度不仅仅是降水减少的结果, 也是降水减少的原因, 起到了相互促进的反馈作用, 即“粉尘产生粉尘”.

普遍认为大气中粉尘的增多会导致全球温度的降低. 但也有研究表明大气粉尘的增多会导致温度的升高. 由于粉尘对太阳辐射具有吸收作用和散射作用^[11], 当吸收作用和对地表长波辐射的回散射超过对太阳辐射的散射时, 粉尘的净作用就变成增温, 即粉尘的“热毛毯效应”^[12, 13]. 冰期固然使得大气中的粉尘浓度增加, 那么冰盛期时的高粉尘浓度对全球气候具有什么样的反馈作用, 尽管今天看来粉尘对地球的致冷作用是主导性的, 但很有意思的是高粉尘浓度可能导致了冰期的结束. 在冰期, 大气中的粉尘含量是现在的 10 ~ 100 倍. Vostok 冰

芯倒数第二次冰期向末次间冰期、末次冰期向全新世的转变过程中, 粉尘变化(从高通量到低通量)清楚地超前于温度的变化; 该冰芯 420 ka 以来的记录也表明 6 个高粉尘阶段中, 有 4 个正好领先于冰期的结束^[6]. Overpeck *et al.*^[14] 根据 GISS (Goddard Institute for Space Studies) GCM II 模型, 假设海面温度 SST 不变, 则冰期时的高粉尘负载可使得年均温变暖随纬度的增高而增加, 在高反射率的冰雪地区, 升温幅度最高可达 4.4 °C; 在交互式变化的 SSTs 条件下, 增温幅度降低, 为 2.4 °C. 他们还进一步认为, 在 Dansgaard-Oeschger 旋回中, 粉尘的高浓度刚好出现在间冰阶 (IS) 事件之前, 可能表明了冰雪因含有较多粉尘而颜色变深, 使得它们吸收更多的太阳辐射, 从而使得冰的温度升高并加快其消融, 诱发了北半球冰盖的崩解^[14]. 这也能够解释为什么强烈的粉尘含量正好出现在最近几个冰期的终止期之前. 不管粉尘是否诱发了冰期的结束, 它在控制全球气候中起到了重要的作用.

2 冰芯中微粒来源的确定: 同位素示踪

在解释冰芯中的微粒记录时, 必须知道粉尘的来源. 地表物质的矿物组成固然与其母质有关, 但在很大程度上也受到了后期风化作用的影响, 从某种意义上讲是气候的产物. 因此严格地说, 利用微粒的矿物特征分析来确定其源区是有一定的不确定性的. 采用 REE 元素的示踪也具有不确定性, 因为后期的分馏可能使得物源区和沉积区的 REE 元素记录失真. 地球上不同地区的岩浆具有不同的同位素特征, 这一特征并不受风化作用的影响. 因此, 采用微粒中元素的同位素特征来确定源区更为可靠(如对北太平洋粉尘物质来源的确定^[15]), 这较矿物和 REE 分析有了较大的进步, 但在实验技术上也有更高的要求.

特征元素主要包括 Pb、Nd 和 Sr, 其同位素值的表示主要有 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 和 ϵ_{Nd} , 其中 ϵ_{Nd} 的计算公式为:

$$\epsilon_{Nd} = \left[\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}}{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} \right] \times 10^4, \text{ 范围一般在 } 0 \sim -20 \text{ 之间; 其中的 } ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} \text{ 指的是球粒状陨石中的 } {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \text{ 比值, 一般取 } 0.512636^{[16]} \text{ 或 } 0.512628^{[17]}.$$

在 Vostok 冰芯中, 微粒中粘土矿物 (38%)、石英 (10%)、方解石 (14%) 含量最多, 其中, 粘土矿物又以伊利石为主 (平均为 28%), 伴有绿泥石

和/或蒙脱石, 没有发现高岭石. 粘土矿物对源区以及土壤形成时的主导气候条件都能提供有用的信息. 分析表明, Dome C 冰芯中微粒的矿物中含有大量的来自南美的伊利石、方解石和石英, 来自澳洲的粉尘只占少数^[18]. Basile *et al.*^[19] 根据南美、南部非洲、澳洲和新西兰地点以及 Dome C 和 Vostok 冰芯中的粉尘样品同位素组成 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) 分析的结果, 发现在 MIS2, 4, 6 阶段, 南极洲东部的粉尘都来源于相同的南美洲 Patagonia 地区, 只有少量的 (10%~15%) 来自南非或澳洲. 大气中粉尘负载的增加更可能是 Patagonian 高原上冰水侵蚀和沉积过程引起的, 而不是过去认为的大陆架的出露. 也就是说, 阿根廷大陆架虽然在冰期时出露, 但分析结果并未发现它对 Vostok 冰芯中粉尘有明显的贡献. 根据 Dome C 粉尘搬运途径的拉格朗日轨迹 (Lagrangian trajectory) 分析, 是其主要粉尘源区, 来自澳大利亚的贡献很小, 而且冬季时粉尘沉积量最大而夏季最小, 夏季时前者 (Patagonia) 的贡献是后者 (澳大利亚) 的 30 倍, 而在冬季时是后者的 5 倍, 这一比例关系在现代和 LGM (末次冰盛期) 时基本上没有发生变化^[20].

Gayley *et al.*^[21] 发现 Crete 冰芯记录中, 春季时沉积的颗粒粒径大, 与 Hamilton^[22] 观察到的格陵兰降雪中的微粒在夏季时通常很大而在冬季时很小是一致的. Hammer^[23] 认为在春季时, 西风被一个半稳定的反气旋阻挡, 导致了强烈的沿经线方向的风, 它或是正好发生在北美的旱季, 或是稍稍滞后一点. Hammer^[23] 还在 Summit 和 Dye 3 地区的冰芯中发现了 1930 年代的峰值, 从而猜想它们与当时北美的尘暴事件存在联系. 这些研究者们认为格陵兰的微粒主要来自北美, 因为距离最近. 但新近的研究表明中亚是格陵兰粉尘的主要来源, 主要依据是微粒的同位素特征. 根据 GISP2 以及潜在源区 (如中国黄土高原、阿拉斯加、美国中西部、乌克兰) 的粘土 ($< 5 \mu\text{m}$) 矿物以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 同位素组成, 其粉尘极可能来自东亚, 而不是中纬度的美国或撒哈拉 (根据地区环流模拟, 它们可能是最近的源区). 除了在间冰阶时来自更南源区的矿物成分有轻微的增加外, 不论是在粗粒径、高粉尘通量的时期, 还是在细粒径、低粉尘通量的时期, 粉尘的源区并没有显著的变化^[24]. GRIP 末次冰期内 44 ka BP 以来的高粉尘时段 (对应于 Dansgaard-Oeschger 旋回中的寒冷事件) 以及相对温暖的 Bolling 时段内, 微粒的 Sr

和 Nd 同位素、粘土矿物、REE 分析表明, 它们同样来自于东亚, 而来自撒哈拉的粉尘则可以忽略^[25]. 来自格陵兰 Summit 西北 300 km 的 North-GRIP (NGRIP) 钻孔附近的现代 (~4 a) 降雪样品中, 微粒的同位素分析结果也是如此^[26], 而且存在季节性变化, 春季时主要来自塔克拉玛干, 秋季时可能来自腾格里沙漠和毛乌素沙漠^[27]. 尽管这些研究没有完全排除其它可能的高纬地区 (如西伯利亚、阿拉斯加和加拿大北部, 这些地区在冰期时有可能成为粉尘源区), 但都肯定格陵兰的粉尘主要来自于亚洲粉尘源区. 根据过去 44 a 来的气象气候资料, 发现格陵兰上空的气团在冬春季时主要来自于亚洲或欧洲^[28], 为现代条件下格陵兰的粉尘主要来自中亚提供了佐证. 最近, 对 GISP2 冰芯上部的粉尘峰值层位进行了矿物成分和电镜形态分析, 在排除了火山活动 (该层位的硫酸根浓度很低) 和森林大火 (铵盐含量很低) 后, 认为 1933 年的微粒峰值来源于北美的尘暴^[29]. 看来格陵兰的粉尘来源还没有定论, 很可能是多来源的, 但是中亚粉尘应当是主要来源, 而在个别时段, 北美源区也有重要的贡献.

中低纬的山地冰芯的位置大都靠近干旱区 (如青藏高原上的冰芯靠近中亚干旱区), 而且, 冰期时经历过冰川作用的山地也能产生大量的近源微粒. 显然, 区域性的甚至局地性的因素是能够对冰芯微粒记录产生重要影响的. 尽管山地冰芯中粉尘的来源受局地环境的影响较大, 但进行这方面的分析还是很有必要的.

3 冰芯中的微粒记录

冰芯中微粒的主要指标包括数量浓度、质量浓度、粒径分布、矿物组分等. 浓度和粒径的测量方法包括 Coulter 计数器、 90° 激光散射强度 (Laser Light Scatter, LLS)、光学显微镜方法、扫描电镜方法、激光转换测量法等. 其中最常用是 Coulter 计数器, 测量结果为各个通道内的微粒出现的次数, 其它参数由此计算得出. 用 Coulter 计数器是较为烦琐的工作. 而 90° 激光散射可测量溶化后的样品, 相当简便迅速, 该方法在 20 世纪 70 年代就广为采用^[21, 30], 得出的是微粒对激光的相对散射强度; 尤其是后来该方法可以对冰芯直接进行测量 (前提是完全的冰层, 没有气泡; 不适用于粒雪), 在野外就可完成^[31]. 但此方法不能给出微粒的粒径分布特征, 也难以进行校正, 只是相对的比值.

就目前来说, 冰芯中不溶微粒的大小集中在 $n \times 10^{-1} \sim n \times 10 \mu\text{m}$ 的范围内。

粉尘的沉积通量代表的是源区的干旱程度, 而粉尘颗粒的大小则被认为是风力的反映, 这不论是在冰芯中还是在深海的风尘沉积中都是如此假设的^[32, 33]。粒径可以用平均数量直径和平均质量(体积)直径来表示, 但二者是不同的概念, 前者仅仅指数量上的加权平均, 后者则是质量(体积)的加权平均。相对而言, 平均数量直径的变化反映的主要是细颗粒的数量, 而平均质量直径则反映了粗颗粒的富积。

在 Vostok 冰芯中, 微粒记录的周期分析显示出了地球轨道参数的重要影响, 100 ka 的偏心率周期(亦为最显著的冰期周期)为主导周期, 但是远不如温度、同位素记录和 CO_2 气体明显^[6]。在古里雅冰芯中, 微粒浓度的变化与太阳辐射变化也存在密切的关系, 显示了地球轨道周期对微粒记录的影响^[34]。但是, 在冰芯中具有长序列的微粒记录并不多, 轨道尺度上的微粒记录研究较少。太阳辐射效应在更短的时间尺度上也可以影响到微粒记录, 比如其 11 a 的太阳活动周期存在于 GISP2 的微粒记录之中; 经过高斯权重平滑后, 微粒记录还表现出了 11a 周期的变性周期(如 22 a 的 Hale 周期、80 ~ 90 a 的 Gleissberg 周期、~200 a 的 Suess 周期)。微粒记录中出现太阳黑子周期的原因是多方面的: 一方面太阳辐射对粉尘源区的影响。太阳活动对全球的降水分布存在影响, 而环境湿度的略微增加就可以使得粉尘源区变成非粉尘源区; 另一方面是对冰盖上部降雪和冰层年际厚度的影响; 此外, 太阳黑子影响到宇宙射线和星际尘埃, 而它们通过云量影响到降水模式和干旱度^[35, 36]。但是, 火山活动在一定程度上模糊了太阳活动与微粒记录的关系^[37]。

Dome C, Byrd, Century Camp 冰芯记录表明, 末次冰期与全新世时微粒平均浓度的比值分别为 6, 3, 12 倍^[38]。但是比较微粒的浓度可能不是最好的途径, 因为冰雪积累速率直接影响到微粒的浓度, 而沉积通量应当是更好的指标。当浓度换算成通量时, 由于 LGM 时大部分冰芯地积累速率都较现在降低, 因此 LGM 时粉尘或微粒沉积通量的增加小于浓度的增加。比如 Vostok 冰芯中, 冰期时粉尘峰值浓度是现在的 75 倍, 其它 3 个冰期是现在的 45 倍, 但如果考虑到该站点降水量的变化, 粉尘通量的变化可能只有浓度变化的一半^[39]。南极 Dome C, Byrd, Camp Century 冰芯中温度(Y)与

微粒浓度(X)可归结为拟合公式 $Y = -a \times \log X + b$, 并且具有较高的相关系数^[38]。但二者的变化在相位上并不是完全一致的。在 Vostok 最冷的时段, 粉尘浓度反而降低, 粉尘浓度的最高值超前于冰期末期和冰消期(终止期)^[6], 部分山地冰芯也是如此。事实上, 温度对粉尘(微粒)可能并无直接的影响, 但是温度的变化可以通过其他因素(如风力、环境湿度等)来对大气粉尘施加影响。

全新世内冰芯中的微粒记录也有显著的变化。在南美的 Huascarán 和非洲的乞力马扎罗冰芯中, 4 ~ 4.3 ka BP 时都出现了异常的高粉尘浓度, 反映了当时的干旱事件^[40, 41]。Baffin 岛上的 Penny 冰芯中, 粉尘浓度在 7.8 ka BP 后增加是因为冰盖的退缩以及粉尘源区到冰芯钻取点距离的缩短。全新世时该冰芯的微粒记录与格陵兰存在差别, 是因为区域因素(如粉尘源区、积雪范围)的影响^[42]。

最近的研究表明热带地区的替代指标可能比高纬地区更能代表全球的年平均温度, 但对冰芯中的微粒记录而言, 中低纬地区似乎要较两极更为特殊。南半球的冰芯, 如 Andes 的 Sajama 和 Huascarán 冰芯中, DCR(deglaciation climate reversal, 相当于北半球的 YD 或 Vostok 的 ACR)时段的微粒浓度有所降低, 与南极冰芯相似, 但与格陵兰的相反。如秘鲁的 Huascarán 冰芯中^[40], 虽然微粒含量在冰期时高于全新世, 但在玻利维亚的 Sajama 冰芯中, 全新世(至 3.4 ka BP)的微粒含量是 LGM 的 8 倍, 其原因在于 LGM 时较为湿润, 雪线降低, 冰川附近地表被降雪所覆盖, 周围湖泊的水位升高, 而且冰雪的积累速率也增高^[43]。在青藏高原上, 也存在这样的问题。敦德冰芯中, LGM 时微粒含量远高于全新世^[44], 15 ~ 21 ka BP 间微粒的浓度是全新世(0 ~ 11 ka BP)的 3.2 倍, 而在古里雅冰芯, LGM 时的微粒含量反而较全新世低^[45, 46]。这与青藏高原西部当时的特殊环境有关^[34]。

对比两极冰芯和中低纬山地冰芯记录, 可以发现山地冰芯中的粉尘含量要高于两极, 北半球冰芯中的粉尘含量要高于南半球。因为全球主要的粉尘源区集中在北半球中高纬地区^[47], 而南半球的粉尘源区不论是在面积上还是在粉尘供给量上都远远弱于北半球。在 Vostok 冰芯中, 微粒的质量浓度在末次冰期中(75 ~ 11 ka BP)平均只有 $0.45 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$, 而在末次间冰期时(130 ~ 76 ka BP)平均只有 $0.09 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ ^[9], EPICA Dome C、Dome B、Dome C 冰芯中末次冰盛期时为 $\sim 1\,000 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1}$, 而全新

世时为 $10 \text{ ng} \cdot \text{g}^{-1[48]}$ 。山地冰芯大都毗邻粉尘源区, 距离粉尘源区要比极地冰芯近得多。青藏高原上的敦德冰芯, 仅粒径超过 $2 \mu\text{m}$ 的粗微粒数量含量就高达 $10^5 \sim 10^6 \text{ 粒} \cdot \text{mL}^{-1[44]}$, 这已经是比极地地区冰芯中 $> 0.63 \mu\text{m}$ 的微粒还要多^[38]。山地冰芯的微粒不仅在数量浓度上比极地冰芯高, 而且在粒径上也比极地冰芯粗, 这使得二者在质量浓度上的差异更为明显。总的说来, 格陵兰冰芯中的粉尘浓度要高出南极洲数倍, 而山地冰芯中的粉尘浓度要比极地高出 1 个数量级甚至更多。即使在青藏高原地区的冰芯中, 粉尘浓度在高原西部和北部边缘地区(古里雅和敦德)也要比南部(达索普和绒布冰川)高。

微粒粒径的变化与风力、搬运距离、高度、沉积过程有关, 存在季节性变化。阿拉斯加育空地区 Logan 山的冰雪样中, 与格陵兰冰芯(Dye 3, Camp Century, Crete)相比, 细颗粒更多而中颗粒较少, 这与 Logan 山所处的海拔较高有关, 虽然其较格陵兰更接近粉尘源区^[49]。这说明海拔高度也是影响大气微粒分布的重要因素。GRIP 冰芯中微粒的浓度越高, 其众数粒径越大, $> 2 \mu\text{m}$ 的颗粒组分却降低, 体积的对数正态分布的标准偏差基本不变; 粗颗粒组分最少的时段, 也是冰雪积累速率最低的时段, 故粗颗粒可能不是因干沉积而得到的^[50]。微粒在沉降期间会发生变化(如化学分馏作用), 因此, 冰芯记录所反映的粉尘浓度与大气中真实的粉尘浓度并不一定完全一致, 在一定程度上取决于干湿沉降的相对幅度, 干湿沉降机制对不同的颗粒粒径有不同的效率, 因此, 冰芯中所观测到的微粒的粒径分布与初始大气中微粒的粒径分布的关系随着地方性降水速率的变化而变化^[51]。在极地地区, 水汽常常以冰的形式附着在微粒上, 不经过一个液体阶段。这是因为冰的饱和水汽压低于水的饱和水汽压, 温度低于 $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ 时, 升华晶核才能起作用^[52]。在某种程度上, 测出来的微粒浓度依赖于从临界粒径到测量的粒径范围。因此, 既然临界粒径是温度变化的函数, 被沉积下来的和被测量出来的微粒并不完全代表大气中的微粒。

4 微粒记录在冰芯定年上的应用

粉尘在冰雪中的沉积将随季节的变化而变化。在尘暴多发季节(如中亚地区为春季), 冰雪中相应时段的微粒浓度高, 而在非尘暴季节, 微粒浓度也较低, 如果一年之中只有一次高粉尘季节, 那么冰

芯记录中的一个高微粒浓度峰值就可以对应于一次年际的变化。因此, 可以用微粒浓度的季节变化来反映年层, 结合(活化度和氧同位素记录, 从而为冰芯作出高分辨率的定年。最早的工作可以追溯到 Hamilton 等对格陵兰世纪营地具有 700 a 跨度的 Site 2 冰芯作了研究, 该冰芯的稳定氧同位素的季节变化的特征相当明显; 同时, 他们也发现不溶微粒含量变化与氧同位素变化存在极好的对应关系, 表明不溶微粒的含量变化是可以用于定年的^[53]。此后, Hammer *et al.*^[54] 利用微粒的年际变化对格陵兰的 Crete、North Site、Milcent、Summit、Dye 2 和 Dye 3 冰芯进行了定年工作。Mosley-Thompson *et al.*^[55] 注意到了南极站(South Polar)冰芯表面 1 m 以下一个极好的年层单位序列, 在上部层位中, 年际变化的信号虽然不那么明显, 但可以被发现, 它被认为是代表了 4 a 的净累积。在许多冰芯中的深层位中, 微粒的年际变化特征较诸如冰层或 ^{18}O 更为显著^[23]。目前, 在格陵兰、南极冰盖都进行了用不溶微粒记录来确定冰芯时间序列的研究。对于大部分冰芯的上部来说都可以采用这种方法定年。微粒的年际变化在 Dome C 冰芯^[38]、敦德冰芯^[44]、Devon 岛冰芯^[56]、Quelccaya 冰芯^[57] 中都有良好的应用。利用高分辨率的不溶微粒记录来定年的方法有两种, 一种是从上至下直接数出整个冰芯中不溶微粒含量的峰值数, 但这种方法在年层很薄的冰芯下部不是很有效, 而且要求微粒的季节变化非常明显才有效; 另一种是根据冰芯某段中不溶微粒含量的峰值数计算出该段的年积累量, 然后把积累量应用到该冰芯的其它未知时段来计算年龄值。利用微粒定年的优点在于: 1) 不溶微粒几乎不扩散, 冰层的变薄(只要不发生层位上的扰动)并不影响其定年; 2) 大大提高了分辨率, 只要能分辨出峰值即可进行定年, 其分辨率可以进一步提高到几个毫米。这种定年的时间范围可以超过氧同位素记录, 特别是在低积累量^[54]或是冰芯底部因受压力而年层变薄^[35]的时候。Ram *et al.*^[35] 利用微粒的激光散射强度指数, 将 GISP2 冰芯下部的年龄试探性地向前推到了 250 ka BP, 而用氧同位素记录是难以办到的。但是, 某些年份内可能有两个甚至多个微粒峰值, 而某些年份的微粒峰值不明显甚至不出现, 这在利用微粒记录定年时就需要仔细考虑。如 Devon 岛冰芯中, 现代条件下冰芯中微粒的季节变化有两个峰值, 分别出现在 5 月, 6 月和 7 月, 前者是因为春季的粉尘因低积累速率而保存在雪面, 后

者则是因为夏季高温使得积雪融化, 冰川外围地表出露, 增加了近源的粉尘来源所致^[56]。

微粒也可以用于反映火山活动, 但效果似乎并不很理想。如末次冰期中最著名的 Toba 火山喷发, 使冰芯中的 SO_4^{2-} 离子记录中显著升高, 但在微粒浓度上没有特别的反映。火山活动在冰芯中留下的火山灰(如玻璃碎屑)可以作为标志层, 在定年上具有相当的确定性。

5 微粒性质的研究

冰芯微粒物理性质也有较多的研究。粉尘颗粒的颜色、大小、形状和化学组成强烈地影响到粉尘的行为和气候效应, 其在陆地表面和海洋表面的影响也不一样。矿物粉尘有不同的颜色。深色的颗粒吸收大量的太阳辐射而其散射效果则相对较少, 所以它们使空气趋向于变暖。而明亮的颗粒则反射较多的太阳辐射到外太空, 故具有净致冷效应。微粒在颜色上的变化特征也是值得研究的。如 Thompson *et al.*^[58] 注意到了世纪营冰芯中, 黑色颗粒在 Wisconsinan 冰期中具有最低的丰度, 而透明颗粒则相反。对格陵兰冰芯中微粒的还进行过等温剩磁研究^[59]。但对微粒理化性质的研究更多的集中在矿物和元素成分分析上。利用电子显微镜及电子衍射分析, 发现格陵兰世纪营附近的雪晶中的粉尘颗粒主要是硅酸盐矿物、海盐颗粒以及其他颗粒, 冰芯中的粉尘主要为硅酸盐矿物的粘土^[60]。GRIP 冰芯中大气粉尘颗粒的矿物组成变化与其它古气候参数的变换一致, 反映了气候变化对粉尘源区的位置、相对范围和地表特征影响。通过扫描电子显微镜与 X 射线能量散射系统电子探针, 发现 GRIP 冰芯中, 在寒冷时期(如 MIS4, 2 以及 MIS3 中的寒冷阶段), 矿物组成为石英、伊利石、绿泥石、云母和长石, 而在温暖时段(如 MIS5e), 则以高岭石和 Fe 的氧化物(氢氧化物)为主^[61]。需要注意的是, 用矿物(如粘土)来反映气候是有不确定性的, 因为: 1) 风化强度并不完全取决于气候, 还取决于海拔高度、母质、时间等因素; 2) 土壤和风化壳中的粘土矿物将适应于变化着的环境。土壤中的粘土响应于变化着的气候, 从而发生转变和变化。此过程虽慢, 但将最终湮灭过去时段的气候印记^[62]。

我国对降雪和冰芯中的不溶微粒有过一定的研究, 包括青藏高原冰芯和南极冰雪样品, 都取得了相当的成果。祁连山的敦德冰芯很好的揭示了沙尘暴的历史记录和演变规律, 可以与历史文献记录进

行对比研究^[63, 64]; 而且, 微粒含量和微粒粒径变化反映了沙尘暴的强度和波动历史, 沙尘暴频率高时, 微粒含量高, 微粒粒径大, 反之, 微粒含量低, 微粒粒径小^[65]。根据光电子扫描和 X 射线能谱电镜扫描分析, 发现希夏邦马冰芯中微粒表面的 SO_4^{2-} 和 SO_3^{2-} 明显高于内部(有机硫化物除外), 这种差异源于地区粉尘在沉积到雪冰中以前对 SO_x 的捕捉, 表明二者具有不同的来源, 这为冰芯记录中粉尘与硫酸根的正相关性提供了一定的解释^[66]。

我国对南极冰雪中微粒的研究也已经展开, 工作主要集中在样品和中山站至内陆冰盖 330km 的沿途雪样上。乔治王岛浅冰芯中的微粒含量的峰值揭示了两次火山喷发^[67], 而且发现在融化后放置 48 h 之后, 其固体颗粒的含量减少 45%~85%, 表明微粒中有大量的可慢慢溶于水的海盐颗粒^[68]。中山站至内陆冰盖沿线表面雪样中, 微粒的含量与距海远近成反比, 与海拔高度成反比^[69], 而且细颗粒微粒含量在海拔 2 000 m 以上升高, 微粒来自远源地区; 在海拔 2 000 m 以下地区随海拔增高, 可溶-不可溶性杂质含量减少, 反映了不同的大气输送特征^[70]。

6 末次冰盛期时两极冰芯中高粉尘浓度的模型解释

冰芯中的微粒记录反映了过去大气粉尘的变化。沉积介质中粉尘记录的变化可以用其产生过程、搬运过程和沉积过程的变化来解释。LGM 时冰芯和深海钻孔中粉尘浓度增高有多个原因, 概括起来有 4 个方面: 1) 粉尘源区的面积和位置。冰期时的寒冷干旱使得原有的粉尘源区扩展, 并产生新的源区^[71]。其次, 由于植被和土壤水分的减少, 增大了粉尘源区的面积以及更强烈的尘暴事件。根据 GISP2 记录中化学成分的 EOF 分析, 仅仅是风力强度的增加不能解释在 Younger Dryas 时化学成分通量的变化, 还需包括源区的变化或不同的搬运途径^[72]。LGM 时格陵兰中部的降水量是全新世的 1/2~1/4 倍, 但冰芯中粉尘的浓度变化远远超过了 2~4 倍, 表明 LGM 时粉尘沉积通量也增加了; 2) 更强的风力。冰期时风力增大可使得更多的粉尘被吹扬到大气中并被搬运到偏远地区, 以及使得更多的粉尘进入了对流层的高处^[73]。在解释 Vostok 冰芯中的微粒记录时, 也认为风力是一个重要的因素^[74]; 3) 搬运过程。冰期时, 粉尘源区向沉积地点的扩张将缩短搬运距离。对某些地点, 冰期和间冰

期时粉尘搬运的路径是有变化的。如果冰期时粉尘的搬运路径不经过钻孔所在的位置,就会导致粉尘浓度或通量的降低^[75]。全球大气中水循环的减弱不仅降低了粉尘在搬运过程中的淋洗,也增加了其在大气中的存在时间^[76, 77]; 4) 沉积过程。微粒浓度的增加不仅与源区干旱范围的增加和大气环流的加强有关,还与冰川降雪的积累量有关^[78]。假若沉积通量不变而冰雪的积累速率减半,则粉尘浓度增加一倍。上述4种原因并不是相互排斥的,而且任何一种组合甚至全部组合都是可能的。

末次冰盛期时,冰芯记录中(表1)和其它粉尘记录(如黄土、深海风尘沉积)表明当时全球大气中的粉尘含量显著增高,而且粉尘颗粒的粒径也变粗。但极少数的冰芯记录(如古里雅、Sajama)显示出冰盛期时粉尘浓度反而降低,这是局地因素的影响造成的。

探讨 LGM 时极地冰芯中的粉尘浓度显著升高

有过多个模型,下面将简单地介绍几个模型。

大气中微粒含量在 LGM 时的急剧增加与全球大气水循环的变化有关^[77]。在 LGM 时,热带海洋降温约 5 °C,使得大气水循环也被削弱。由于大气中的水分对微粒的淋洗有着重要的影响,因此粉尘堆积将速率成比例地增加,原因在于搬运途中的淋洗减弱。根据一个简单的 2D 模型, LGM 时南极洲粉尘和气溶胶的沉降速率是现在的 5 倍(绝对增加,随纬度升高而降低)。根据¹⁰Be 记录所反映的积累速率的变化, LGM 时 Vostok 冰芯中的降水量是全新世平均的一半,那么,极地粉尘浓度将增加 10 倍(2×5, 相对增加)。由于 LGM 时南北极的粉尘增加了约 30 倍,另外的 3 倍可能来自于粉尘源区的增加和搬运风力的增强。

Andersen *et al.*^[79]认为,冰期时海平面下降,大陆架露出水面,成为新的粉尘源区,加上土壤湿度的变化以及风力和降水的变化,其所采用的 LM-

表 1 冰芯中 LGM 时与现代的粉尘沉降通量比较^[71]

Table 1 Dust flux in present and the LGM from ice core records^[71]

冰芯名称	经度	纬度	现代通量 /(g·m ⁻² ·ar ⁻¹)	LGM 通量 /(g·m ⁻² ·ar ⁻¹)	LGM/现代	计算依据
Byrd	120° W	80° S	0.003	0.012	4	陆源 Al 元素浓度
Byrd	120° W	80° S			1.5	微粒数量浓度
Camp Century	61° W	77° N	0.04	0.08	2	陆源 Al 元素浓度
Camp Century	61° W	77° N			2.4	微粒数量浓度
Devon, Canada	66° W	67° N			7	微粒数量浓度(最大估计)
Devon, Canada	66° W	67° N			10	微粒数量浓度(最大估计)
Dome C	124° E	75° S	0.001	0.011	11	微粒质量浓度
Dome C	124° E	75° S			12	微粒质量浓度和 LLS
Dome C	124° E	75° S			6	微粒数量浓度
Dome C	124° E	75° S	0.0009	0.00765	8.5	微粒质量浓度和 LLS
Dome C	124° E	75° S			3	微粒数量浓度
Dunde, China	97° E	38° N			1.5	微粒数量浓度(最小估计)
Dunde, China	97° E	38° N			4	微粒数量浓度(最大估计)
Dye 3	44° W	65° N	0.02	0.03	1.5	微粒质量浓度和 LLS
Dye 3	44° W	65° N	0.02	0.34	17	微粒质量浓度和 LLS
GRIP	38° W	73° N	0.008	0.544(峰值)	68	微粒质量浓度和 LLS
Huascarán	78° W	9° S	0.2	40	200	微粒数量浓度(最大估计)
Sajama	69° W	18° S			0.2	微粒数量浓度
Guliya, China	82° E	35° N			0.2	微粒数量浓度(最大估计)
Renland	27° W	71° N	0.06	0.12	2	微粒质量浓度和 LLS
Vostok	107° E	78° S	0.0007	0.01295	18.5	陆源 Al 元素浓度
Vostok	107° E	78° S			15	微粒质量浓度

Dz AGCM 模型可以解释 LGM 时格陵兰粉尘记录 2~3 倍的增长, 但这一结果比实际观测到的增长低了 4 倍。该模型认为在 LGM 时, 高纬地区的粉尘源区对两极粉尘浓度的增长有主要贡献。

在解释极地粉尘浓度在冰期时的增加时, 常用的原因是中纬度粉尘源区向高纬地区的扩展。Mahowald *et al.*^[71] 分别采用 BIOME3 陆地生物圈模型和 ECHAM3 模型来模拟现在气候下和 LGM 时的全球大气中的粉尘循环。在热带和亚热带, 降水的减少使得粉尘源区的扩展。而在高纬地区, 新的粉尘源区(如西伯利亚和加拿大北部)的出现则是因为降水的减少和较低的温度, 而这又限制了潜在的植被生产力和可持续的叶片面积指数。在该模型中, 高纬地区粉尘浓度的增加依赖于高纬度地区和中亚地区荒漠面积的扩展, 而且其中约有一半要归因于 CO₂ 浓度的变化。模拟结果显示, LGM 时热带地区的粉尘负载增加了一倍, 而在高纬地区增加了 20 倍。

Chylek *et al.*^[39] 认为现在和冰期时全球最重要的矿物粉尘源区是热带沙漠, 分布于 30° N ~ 30° S 之间, 处于热带辐合带之外。30° N/S 之外的中纬地区沙漠, 是极地主要的粉尘来源, 处于 Hadley 环流之外。冰期时, 赤道地区的温度降低, 热力上升减弱, 对流层顶的高度将降低, 导致 Hadley 环流向赤道收缩, 热带沙漠的部分地区将处于信风带之外, 从而增加进入极地冰芯中的粉尘数量。基于这种猜想, Chylek *et al.*^[39] 发展了一个 GCM 模型, 认为如果 LGM 时热带海洋面温度降低 5K, 则 Hadley 环流向赤道收缩 3 个纬度。尽管 Hadley 环流的收缩对中亚和北美的沙漠只有轻微的影响, 但撒哈拉、阿拉伯、澳洲、非洲南部和南美洲内部的沙漠将有相当的部分处于 Hadley 环流之外, 能够使得 Hadley 环流之外的粉尘源区增加 2~3 倍, 从而导致了极地冰芯中所观测到的矿物粉尘的急剧增加。

冰期时中高纬和低纬地区的温度梯度增加, 不仅使粉尘源区扩展, 而且还使得将粉尘搬运到两极的风力强度增加, 从而导致了冰芯中粉尘浓度的增加^[80]。末次冰期时中低纬地区的降温幅度可以很大, 古里雅冰芯冰芯记录表明末次冰期时的降温幅度可达到 12 °C^[81]。一般认为, LGM 时热带海洋的降温幅度为 5 °C 左右^[82]。而在格陵兰, 降温幅度达到了 15 °C^[83]。热带的降温幅度小于高纬地区^[84], 必然增加了热带和高纬地区的温度梯度, 从而加强

了纬向风速。

上述模型在解释两极冰芯中粉尘记录在 LGM 时的强烈增加时都有其依据, 这些因素肯定起到了作用, 但事实上仅仅依靠单个原因去解释显然是不完全的。

7 结语

冰芯中的微粒记录已经进行过深入的研究。以前的研究着重于微粒的浓度、粒径分布、形态特征等, 而目前的研究热点包括粉尘组成、来源和现代过程。但是, 对冰芯中粉尘的研究仍需要加强, 特别是中低纬山地冰芯中粉尘的研究还较为薄弱。青藏高原以及帕米尔、天山和阿尔泰山存在丰富的冰川资源, 其中很多地点可以获得高可靠性和高分辨率的冰芯, 它们是过去气候变化记录的良好载体, 冰雪中的粉尘记录在反映中亚粉尘源区的环境变化方面有独特的优势。由于青藏高原毗邻粉尘源区, 影响粉尘沉积的因素比极地冰芯复杂。要排除局地因素对冰芯粉尘记录的影响, 就需要在更多的地点进行相关研究。

需要指出的是, 大气粉尘(气溶胶)实际上包括了可溶部分(离子)和不可溶部分(微粒)。这两种记录存在关联, 但也有较大的差异, 并不能相互取代。不论是在极地冰芯还是中低纬地区的山地冰芯, 国内和国外的研究者利用可溶离子、电导率、酸碱度等指标在反映大气粉尘的变化历史方面都取得了相当的进展, 尽管它们不如微粒那样直接(比如电导率不仅受粉尘总量的影响, 还受不同种类盐分性质的影响), 但不溶微粒指标仍需要同这些指标结合起来, 才能使粉尘记录的解释更为全面和完善。

参考文献(References):

- [1] Junge C E. Air Chemistry and Radioactivity [M]. New York: Academy Press, 1963. 111.
- [2] Broecker W S, Henderson G M. The sequence of events surrounding Termination II and their implication for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes [J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(4): 352-364.
- [3] Martin J H. Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis [J]. *Paleoceanography*, 1990, 5: 1-13.
- [4] Watson A J, Lefevre N. The sensitivity of atmospheric CO₂ concentrations to input of iron to the oceans [J]. *Tellus*, 1999, 51(B): 453-460.
- [5] Watson A J, Bakker D C E, Ridgwell A J, *et al.* Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂ [J]. *Nature*, 2000, 407: 730-733.

- [6] 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 [J]. *Nature*, 1999, **399**: 429–436.
- [7] Ridgwell A J. Dust in the Earth system: the biogeochemical linking of land, air, and sea [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2002, **360**: 2905–2924.
- [8] Maher B A, Dennis P F. Evidence against dust-mediated control of glacial–interglacial changes in atmospheric CO₂ [J]. *Nature*, 2001, **410**: 176–180.
- [9] Rosenfeld D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science*, 2000, **287**: 1793–1796.
- [10] Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop [J]. *Proceedings of National Academy Sciences*, 2001, **98**(11): 5975–5980.
- [11] Penner J E, Rotstayn L D. Indirect aerosol forcing [J]. *Science*, 2000, **290**: 407.
- [12] Idso S B. Thermal blanketing: a case for aerosol-induced climatic alteration [J]. *Science*, 1974, **186**: 50–51.
- [13] Idso S B. Climate change: the role of atmospheric dust [J]. *Geol. Soc. Am., Special Papers*, 1981, **186**: 207–215.
- [14] Overpeck J T, Rind D, Lacy A, *et al.* Possible role of dust-induced regional warming in abrupt climate change during the last glacial period [J]. *Nature*, 1996, **384**: 447–449.
- [15] Nakai S, Halliday A N, Rea D K. Provenance of dust in the Pacific Ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, **119**: 143–157.
- [16] Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites [J]. *Earth Planetary Science Letters*, 1980, **50**: 139–155.
- [17] Smith J, Vance D, Kemp R A, *et al.* Isotopic constraints on the source of Argentinian loess – with implications for atmospheric circulation and the provenance of Antarctic dust during recent glacial maxima [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **212**: 181–196.
- [18] Gaudichet A, De Angelis M, Lefevre R, *et al.* Mineralogy of insoluble particles in the Vostok Antarctic ice core over the last climatic cycle (150kyr) [J]. *Geophysical Research Letters*, 1988, **15**(13): 1471–1474.
- [19] Basile I, Grousset F E, Revel M, *et al.* Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, **146**: 573–589.
- [20] Lunt D J, Valdes P J. Dust transport to Dome C, Antarctica, at the Last Glacial Maximum and present day [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, **28**(2): 295–298.
- [21] Gayley R L, Ram M. Atmospheric dust in polar ice and the background aerosol [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1985, **90**(D): 12921–12925.
- [22] Hamilton W L. Microparticle deposition on polar ice sheets [A]. Ohio State University Research Foundation, Institute of Polar Studies, Report 29[C]. 1969. 77.
- [23] Hammer C U. Dating the Greenland ice core by microparticle concentration analysis. International Symposium on Isotope and Impurities in Snow and Ice [J]. IAHS Publication, 1977, **118**: 297–301.
- [24] Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, *et al.* Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(C12): 26765–26781.
- [25] Svensson A, Biscaye P E, Grousset F E. Characterization of late glacial continental dust in the Greenland Ice Core Project ice core [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105**(D4): 4637–4656.
- [26] Bory A J–M, Biscaye P E, Grousset F E. Two distinct seasonal Asian source regions for mineral dust deposited in the Greenland (North GRIP) [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30**(4): 1167, doi: 10.1029/2002GL016446.
- [27] Bory A J–M, Biscaye P E, Svensson A, *et al.* Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at North GRIP, Greenland [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, **196**: 123–134.
- [28] Kahl J D W, Martinez D A, Kuhn H, *et al.* Air mass trajectories to Summit, Greenland: a 44-year climatology and some episodic events [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(C12): 26861–26875.
- [29] Donarummo Jr J, Ram M, Stoemmer E F. Possible deposit of soil dust from the 1930s U.S. dust bowl identified in Greenland ice [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30**(6): 1269, doi: 10.1029/2002GL016641.
- [30] Ram M, Illing M. Polar ice stratigraphy from laser–light scattering: Scattering from meltwater [J]. *Journal of Glaciology*, 1994, **40**: 504–508.
- [31] Ram M, Illing M, Weber P, *et al.* Polar ice stratigraphy from laser–light scattering: Scattering from ice [J]. *Geophysical Research Letters*, 1995, **22**(24): 3525–3527.
- [32] Zielinski G A, Mershon G R. Paleoenvironmental implications of the insoluble microparticle record in the GISP2 (Greenland) ice core during the rapidly changing climate of the Pleistocene–Holocene transition [J]. *Geological Society of American Bulletin*, 1997, **109**(5): 547–559.
- [33] Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere [J]. *Paleoceanography*, 1998, **13**(3): 215–224.
- [34] Wu Guangjian, Yao Tandong, Thompson L G, *et al.* Microparticle record in the Guliya ice core and its comparison with polar records since the last interglacial [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**(6): 607–611.
- [35] Ram M, Stolz M, Koenig G. Eleven year cycle of dust concentration variability observed in the dust profile of the GISP2 ice core from Central Greenland: Possible solar cycle connection [J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, **24**(19): 2359–2362.
- [36] Ram M, Stolz M R. Possible solar influences on the dust profile of the GISP2 ice core from Central Greenland [J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, **26**(8): 1043–1046.
- [37] Donarummo Jr J, Ram M, Stolz M R. Sun/dust correlations and volcanic interference [J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, **29**(9): 10.1029/2002GL014858.
- [38] Thompson L G, Mosley–Thompson E., Microparticle concentration variations linked with climatic change: evidence from polar ice cores [J]. *Science*, 1981, **212**: 812–816.
- [39] Chylek P, Lesins G, Lohmann U. Enhancement of dust source area during past glacial periods due to changes of the Hadley circulation [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, **106**

- (D16); 18477—18485.
- [40] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, *et al.* Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core records from Huascaran, Peru [J]. *Science*, 1995, **269**: 46—50.
- [41] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, *et al.* Kilimanjaro Ice Core records: evidence of Holocene climate change in Tropical Africa [J]. *Science*, 2002, **298**: 589—593.
- [42] Zdanowicz C M, Zielinski G A, Wake C P. Characteristics of modern atmospheric dust deposition in snow on the Penny Ice Cap, Baffin Island, Arctic Canada [J]. *Tellus*, 1998, **50B**: 506—520.
- [43] Thompson L G, Davis M E, Mosley-Thompson E, *et al.* A 25, 000—year tropical climate history from Bolivian ice cores [J]. *Science*, 1998, **282**: 1858—1864.
- [44] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, *et al.* Holocene—late Pleistocene climate ice core records from Qinghai—Tibetan Plateau [J]. *Science*, 1989, **246**: 474—477.
- [45] Thompson L G, Yao T, Davis M E, *et al.* Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai Tibetan Ice Core [J]. *Science*, 1997, **276**: 1821—1825.
- [46] Yao Tandong, Jiao Keqin, Huang Cuilan, *et al.* Variations of atmospheric compositions and environment in the Northern Tibetan Plateau since the last interglacial age [A]. *Proceedings of the Fifth Chinese Conference on Glaciology and Geocryology*, Vol. 2 [C]. Lanzhou: Gansu Culture Press, 1996. 107—112. [姚檀栋, 焦克勤, 皇翠兰, 等. 末次间冰期以来青藏高原北部大气成分和环境变化 [A]. 中国地理学会冰川冻土分. 第五届全国冰川冻土学大会论文集(下册) [C]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 818—827.]
- [47] Prospero J M, Ginoux P, Torres O, *et al.* Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product [J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, **40**(1): 4—1~4—30.
- [48] Delmonte B, Petit J R, Maggi V. Glacial to Holocene implications of the new 27000—year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core [J]. *Climate Dynamics*, 2002, **18**: 647—660.
- [49] Ram M, Gayley R I. Insoluble particles in polar ice: identification and measurement of the insoluble background aerosol [J]. *Geophysical Research Letters*, 1994, **21**(6): 437—440.
- [50] Steffensen J P. The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(C12): 26755—26763.
- [51] Unnerstad L, Hanson M. Simulated airborne particle size distribution over Greenland during Last Glacial Maximum [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, **28**(2): 287—290.
- [52] Neiburger M, Edinger J C, Bonner W D. *Understanding our Atmospheric Environment*. Second edition [M]. San Francisco: W H Freeman and Company, 1982. 453.
- [53] Hamilton W L, Langway C C. A correlation of microparticle concentrations with oxygen isotope ratios in 700 year old Greenland ice [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1967, **3**: 363—366.
- [54] Hammer C U, Clausen H B, Dansgaard W, *et al.* Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust [J]. *Journal of Glaciology*, 1978, **20**: 3—26.
- [55] Mosley-Thompson E, Kruss P D, Thompson L G, *et al.* Snow stratigraphic record at South Pole: potential for paleoclimate reconstruction [J]. *Annals of Glaciology*, 1985, **7**: 26—33.
- [56] Fisher D A. Comparison of 100, 000 years of oxygen isotope and insoluble impurity profiles from the Devon Island and Camp Century ice cores [J]. *Quaternary Research* 1979, **11**: 299—304.
- [57] Thompson L G, Hastenrath S, Arno B M. Climate ice core records from the Tropical Quelccaya Ice Cap [J]. *Science*, 1979, **203**: 1240—1243.
- [58] Thompson L G. Variations in microparticle concentration, size distribution and elemental composition found in Camp Century [J]. *IAHS Publication*, 1977, **118**: 351—364.
- [59] Lanci L, Kent D V, Biscaye P E, *et al.* Isothermal remnant magnetization of Greenland ice: preliminary results [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, **28**(8): 1639—1642.
- [60] Kumai M. Electron microscope analysis of aerosols in snow and deep ice cores from Greenland [J]. *IAHS Publication*, 1977, **118**: 341—350.
- [61] Maggi V. Mineralogy of atmospheric microparticles deposited along the Greenland Ice Core Project ice core [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(C12): 26725—26734.
- [62] Singer A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—a review [J]. *Earth—Science Reviews*, 1984, **21**(4): 251—294.
- [63] Yao Tandong, Jiao Keqin, Huang Cuilan, *et al.* Environmental records in ice cores and their spatial coupling features [J]. *Quaternary Sciences*, 1995, (1): 23—31. [姚檀栋, 焦克勤, 皇翠兰, 等. 冰芯所记录的环境变化及空间耦合特征 [J]. 第四纪研究, 1995, (1): 230—31.]
- [64] Liu Chunping, Yao Tandong, Xie Shuncheng. Characteristics of microparticle variation and record of atmospheric environment in Dunde ice core [J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 1999, **19**(3): 105—113. [刘纯平, 姚檀栋, 谢树成. 祁连山敦德冰芯微粒变化特征和大气环境记录 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, **19**(3): 105—113.]
- [65] Liu Chunping, Yao Tandong, Thompson L G, *et al.* Microparticle concentration within the Dunde ice core and its relation to dust storm and climate since the Little Ice Age [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, **21**(1): 9—14. [刘纯平, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 敦德冰芯中微粒含量与沙尘暴及气候的关系 [J]. 冰川冻土, 1999, **21**(1): 9—14.]
- [66] Li Zhongqin, Lu Gongxuan, Liu Baozhong, *et al.* Ice core dust particulate by XPS—SEM/EDAX—impact of dust particulate on SO₄—2 record in ice cores [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1999, **44**(15): 1424—1427.
- [67] Zhang Xiaowei, Kang Jiancheng, Zhou Shangzhe. Research on ice core record from King George Island, West Antarctica: dating, particles and ion elution [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(5): 533—540. [张小伟, 康建成, 周尚哲. 南极乔治王岛冰芯研究——冰雪层定年、微粒记录及离子迁移 [J]. 冰川冻土, 2003, **25**(5): 533—540.]
- [68] Kang Jiancheng, Wen Jiahong, Wang Dali, *et al.* Microparticle content changes of ice core with time at melted state—a study on microparticle of ice core from King George Island, Antarctica [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* (冰川冻土), 1998, **20**(4): 376—380.

- [69] Wang Dalı, Kang Jiancheng, Sun Bo, *et al.* Characteristics and implication of microparticle n surface snow samples along a 330 km profile from Zhongshan Station of Antarctica [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, **22**(2): 128—134. [汪大立, 康建成, 孙波, 等. 南极中山站至内陆冰盖 330 km 剖面表面雪样微粒分布特征及其意义 [J]. *冰川冻土*, 2000, **22**(2): 128—134.]
- [70] KANG Jiancheng, LIU Leibao, QIN Dahe, *et al.* Geochemical characteristics and zones of surface snow on east Antarctic Ice Sheet [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**(20): 2205—2211.
- [71] Mahowald N, Kohfeld K, Hansson M, *et al.* Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate; a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, **104**(D13): 15895—15916.
- [72] Mayewski P A, Meeker L D, Morrison M C, *et al.* Greenland ice core "signal" characteristics; an expanded view of climate change [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**(D7): 12839—12847.
- [73] COHMAP members. Climatic changes of the last 18, 000 years; observations and model simulations [J]. *Science*, 1988, **241**: 1043—1052.
- [74] Petit J R, Mounier L, Jouzel J, *et al.* Paleoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record [J]. *Nature*, 1990, **343**: 56—58.
- [75] Rea D K, Leinen M, Janecek T R. Geological approach to the long—term history of atmospheric circulation [J]. *Science*, 1985, **227**: 721—725.
- [76] Hansson M E. Are changes in atmospheric cleaning responsible for observed variations of impurity concentrations in ice cores? [J]. *Annals of Glaciology*, 1995, **21**: 219—224.
- [77] Yung Y L, Lee T, Wang C H. Dust; a diagnostic of the hydrologic cycle during the last glacial maximum [J]. *Science*, 1996, **271**: 962—963.
- [78] De Angelis M, Barkov N I, Petrov V N. Aerosol concentrations over the last climate cycle (160kyr) from an Antarctic ice core [J]. *Nature*, 1987, **325**: 318—321.
- [79] Andersen K K, Armengaud A, Genthon C. Atmospheric dust under glacial and interglacial conditions [J]. *Geophysical Research Letters*, 1998, **25**: 2281—2284.
- [80] Tegen I, Rind D. Influence of the latitudinal temperature gradient on soil dust concentration and deposition in Greenland [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105**(D6): 7199—7212.
- [81] Yao Tandong. The abrupt climatic changes on the Tibetan Plateau during the last ice age [J]. *Science in China (Series D)*, 1999, **42**: 358—367.
- [82] Webb R S, Rind D H, Lehman S J, *et al.* Influence of ocean heat transport on the climate of the last Glacial Maximum [J]. *Nature*, 1997, **385**: 695—699.
- [83] Chuey J M, Rea D K, Pisias N G. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific; a quantitative record of colian and carbonate deposition [J]. *Quaternary Research*, 1987, **28**: 323—339.
- [84] Jouzel J, Alley R B, Cuffey K M, *et al.* Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(C12): 26471—26487.

Progress in Studies on Insoluble Microparticle in Ice Cores

WU Guang-jian^{1, 2}, YAO Tan-dong^{1, 2}

(1. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China; 2. Key Laboratory of Ice Core and Cold Regions Environment, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China.)

Abstract: The atmospheric dust is one of the most important factors in studying the global climate changes. Its effects include the scatter and reflect of solar insolation, the supply to the iron fertilizer to ocean, and its restrain to rain. The insoluble microparticle in ice cores is a direct proxy for atmospheric dust. Many researches have been carried out for microparticles in ice cores, including concentration, flux, size distribution, composition, and its application in dating. In this paper, the main progresses in ice core microparticle studies in the past decades are introduced. The isotope composition of microparticles, such as $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and ϵ_{Nd} , along with REE feature and

mineralogy, are used to discern the different potential source areas. It is interesting that the dust in Greenland ice sheet comes from Central Asia arid and semiarid areas, especially the Taklimakan Desert. The seasonal change of dust record can be used to date ice core, which is very useful for those thinner annual layers in the lower part of ice core. In most ice cores, high dust concentration emerged during the Last Glacial Maximum, except the Guliya and Sajama. The expansion of dust source area, weak hydrological cycle, stronger wind, change in atmosphere circulation, and increase in latitudinal temperature gradient are the potential causes for high atmospheric dust in LGM.

Key words: ice core; microparticle; atmospheric dust; climatic change