湖泊沉积物 Sr 同位素记录的小冰期

金章东^{①②} 王苏民^① 沈吉^① 王银喜^③

(①中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊沉积与环境重点实验室, 南京 210008; ②南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京 210093; ③南京大学现代分析中心, 南京 210093. E-mail: zhdjin@niglas.ac.cn)

摘要 通过对内蒙古岱海近 0.5 ka 以来沉积物中酸不溶物(Al)和清液(AS)⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值的分别测定, 结合其矿物组合、Rb/Sr 值及 CaCO₃ 含量变化, 表明小冰期以来岱海流域处于硅酸盐矿物早期风化阶段. 在小冰期最盛期, 沉积物中的硅酸盐和碳酸盐矿物的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值均呈明显峰值, 反映流域经历的不利于硅酸盐中放射成因 Sr 溶出的寒冷气候环境. 同时, 不同矿物相的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值变化也展示了小冰期后有助于化学风化的增暖气候. 因此, 内陆湖泊沉积物的硅酸盐和碳酸盐矿物的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值可作为古气候环境变化的有效代用指标.

关键词 内陆湖泊 Sr 同位素 化学风化 小冰期

与陆地化学风化行为相联系, 地质学家们将晚新生代以来地球表生系统发生的一些重大事件, 如海水 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值的单调增高、大气 CO₂ 浓度下降及其引起的全球气温变冷等归因于喜马拉雅-青藏高原隆升引发亚洲季风降水增强, 导致化学风化率的增大, 这一假说已引起了科学家们广泛的研究兴趣^[1-5]. 在表生地球化学过程中, 碳酸盐岩与硅酸盐岩表现为完全不同的风化行为. 并且, 碳酸盐风化和硅酸盐风化对大气 CO₂ 的消耗量是不同的:

最终 2HCO₃⁻ 将经河流或地下水运移至湖泊或海洋, 在适当的条件下以 Ca-Mg 碳酸盐的形式沉淀下来, 如

在此, 碳酸盐风化过程中 1 个大气 CO₂ 分子被溶解又有 1 个 CO₂ 分子返回大气, 因此碳酸盐风化对大气 CO₂ 浓度并没有影响; 而硅酸盐风化过程中两个大气 CO₂ 分子被溶解, 只有一个 CO₂ 分子返回大气中, 因此硅酸盐矿物化学风化作用是大气 CO₂ 在湖泊或海洋沉积物中的沉淀, 进而影响大气 CO₂ 浓度直至气候的变化^[6]. 同时, 由于碳酸岩盐的风化对构造隆升响应特别强, 因此对造山带风化作用的研究在一定程度上往往可掩盖气候变化对碳酸盐风化作用的影响^[7,8], 从而有必要深入研究不同气候条件下岩石风化过程及其在盆地沉积物中的响应.

受气候状态制约, 单一流域各类岩石化学风化强度因时而异. 根据湖泊沉积物具有的连续性强、分

辨率高和物源稳定等优势, 我们通过湖泊沉积物中 Rb/Sr 值的变化, 初步恢复了小冰期气候条件下经历的弱化学风化过程^[9]. 在此基础上, 本文进一步通过对湖泊沉积物中碳酸盐和硅酸盐 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值变化的比较, 确定不同气候环境下同一流域不同岩石类型的化学风化的差异及其两者对湖泊 Sr 的相对贡献量, 加深理解小冰期以来气候变化及其对风化作用的制约.

1 样品与实验方法

沉积岩芯采自东亚季风边缘区的内蒙古岱海 (112° 40' 31"E, 40° 35' 7"N) 湖心区, 水深 12.50 m, 长 78 cm, 采样间距为 1 cm. 岩芯岩性变化不明显, 为深褐色至灰黑色粉砂质黏土表明稳定的源区风化基岩. 根据 γ 谱系统测定表层沉积物 ¹³⁷Cs 和 ²¹⁰Pb 放射性比度得到岱海的现代沉积速率 (1.6 ~ 1.8 mm/a), 结合同一地点另一岩芯 2.0 和 4.0 m 处碳屑获得 AMS ¹⁴C 测年数据表明, 岩芯记录了近 0.48 ka 以来的沉积历史^[10]. 在岱海湖区内还采集了不同风化程度的玄武岩、变质花岗岩样品各 3 块. 将所有样品均分成两份, 分别用于 X 射线衍射、Rb 和 Sr 含量分析, 并测试沉积物样品的 Sr 同位素及碳酸盐含量. 同时, 在岱海边缘和中心水域分别采集了两个湖水样品用于 Sr 同位素分析.

CaCO₃ 含量采用库仑法, 由 CSC-1 型碳酸盐含量自动分析仪测定得到, 分析误差为 ±0.2%. 利用 VP-320 型(日)X 荧光光谱仪(XRF)分析了所有样品 Rb 和 Sr 含量, 误差 ≤ 1 μg/g. 同时, 采用 D/Max-Rb 型 X 射线衍射仪分析碎屑矿物种类及相对含量. 为

了确定采用哪种酸能有效地分离沉积物的碳酸盐与硅酸盐矿物,我们对沉积物样品分别采用 0.1, 0.5, 1.0 和 2.0 mol/L 醋酸和盐酸进行酸淋洗实验,测定其清液的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,并用 XRF 和乙二胺四乙酸(EDTA)分析残留部分的矿物和清液的元素组成. 结果表明,0.1 或 0.5 mol/L 醋酸可以溶解沉积物中的自生碳酸盐,清液部分主要为自生碳酸盐,具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值;而用盐酸淋洗的清液具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,且酸浓度越高、淋洗时间越长,清液的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值越高,它是盐酸对黏土矿物或/和长石的结构产生破坏造成的. 在此,我们选用室温下(25℃)、0.5 mol/L 弱醋酸淋洗每个样品约 4 h,然后将离心后的酸不溶物(acid-insoluble, AI)和清液(acid-soluble, AS)分别测定 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值. 在南京大学现代分析中心采用英国产 VG 354 表面热电离同位素质谱仪测定 Sr 同位素比值,标准化值采用美国 NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710224 \pm 0.000008(2\sigma)$, $n = 9$. 因湖水中 Sr 含量很低,两个湖水样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值是 1 L 湖水经蒸发浓缩再过滤后采用 VG 354 同位素质谱仪测定而得的.

2 讨论

2.1 矿物化学风化的初期阶段

图 1 和 2 显示了近 0.5 ka 来岱海湖泊沉积物中酸

不溶物和清液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化. 其中,沉积物酸不溶物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值要高于清液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,两者分别变化于 0.714021 ~ 0.723005(AI)和 0.711030 ~ 0.711539 (AS)之间.

岱海流域的基岩以第三纪玄武岩和太古代变质火成岩为主,玄武岩的 Sr 含量高,为 604×10^{-6} ,并且随着化学风化增强,风化壳的 Sr 含量明显降低;而太古代变质火成岩的 Sr 含量低且均一(210×10^{-6}),表明因长期的化学风化作用,其风化残余物的 Sr 及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.734845 ± 0.000005)已达到稳定状态^[11~13],它是与其形成年代相一致的. 因此,岱海沉积物的 Sr 含量及其同位素组成变化主要受流域内玄武岩的化学风化强度制约. 湖区内 3 个不同风化程度的玄武岩样品的 Sr 同位素比值表明,随着化学风化的加强,硅酸盐残留物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值由 0.705058 增加为 0.705313. 岱海近 0.5 ka 来沉积物主要由石英、长石类、云母类、伊利石、绿泥石、碳酸盐和少量重矿物组成,碎屑斜长石含量一般高于 50%,表明岱海流域仍处于化学风化初期阶段. 特别是小冰期最盛期,黏土矿物和碳酸盐矿物含量均偏低,分别为 9%~12%和 10.4%~14.5%,斜长石含量可高达 65%;碳酸盐矿物以方解石为主. 20 世纪以来,随着流域化学风化的增强,玄武岩中低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的斜长石开始大

图 1 岱海沉积岩芯 Rb/Sr 值和酸不溶物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化分布曲线

图 2 岱海沉积岩芯碳酸盐含量和清液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化分布曲线及湖水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值

量风化, 释放出大量的普通 Sr, 从而导致上部沉积物 Rb/Sr 值降低, 而硅酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值增高(图 1), 它是与玄武岩中矿物的不同风化阶段相联系的^[12], 但仍处于玄武岩化学风化的早期阶段.

2.2 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的波动对古气候变化的指示

由于放射成因 Sr 与普通 Sr 在硅酸盐岩中赋存状态以及矿物易风化程度的差异, 在表生地球化学过程中普通 Sr 和放射成因 Sr 之间也会发生分异^[10, 13~15], 因此入湖盆溶液的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 将因流域硅酸盐岩风化强度和矿物风化阶段不同而区别于原岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 组成. 由于 ^{87}Rb 的半衰期很长(48.8 Ga), 在短时间尺度沉积物中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化只反映风化过程中放射成因 Sr 的丢失或富集程度^[16], 因此几百年以来湖泊沉积物中 Sr 同位素比值随时间的变化, 是由不同气候条件下风化岩石中 Sr 的不同迁摄入量引起的, 而可以忽略 ^{87}Rb 衰变成因 ^{87}Sr 的增量.

对于单一流域体系来说, 湖泊沉积物中可溶性 Sr 是流域基岩化学风化的结果, 可溶性的 Sr 将随河水或地下水带入湖盆内, 最后以碳酸盐形式如方解石、铁-镁碳酸盐等沉淀下来, 或被生物所吸收赋存于壳体内. 碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的变化是反映陆地化学风化强度的有效代用指标, 但有关研究集中于黄土、古风化壳和海洋浮游生物壳体的 Sr 同位素组成变

化^[3,5,17~19]. 然而, 由于物源的不稳定性或多样性, 研究样品的难获得性, 大大限制了研究的进一步深入. 这里我们选择区域稳定的内陆湖泊流域进行气候变化对碳酸盐和硅酸盐化学风化影响的研究, 并确证沉积物中不同岩性 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值作为古气候代用指标的可能性与有效性.

我们的研究已表明, 与黄土-古土壤序列中高 Rb/Sr 值对应于强化学风化作用^[20,21]相呼应, 湖泊沉积物的高 Rb/Sr 值则反映了流域所经历的弱化学风化过程^[8]. 随着化学风化程度的加强, 残留部分的 Rb/Sr 值逐渐增大. 相应地, 流域内硅酸盐化学风化率增大将导致更多的 Sr 带入沉积盆地, 从而使海洋和湖泊沉积物的 Rb/Sr 值变小. 小冰期期间接纳的湖泊沉积物具有高的 Rb/Sr 值、低磁化率和低 Sr 含量特征, 表明流域经历了较弱化学风化过程, 它是受寒冷气候制约的^[9]. 从图 1 可以看出, 在近 0.5 ka 内, 1615~1665(54 ~ 62 cm), 1745 ~ 1765 (38 ~ 41 cm)和 1820~1880 年(19 ~ 29 cm)间, 湖泊沉积物中的 Rb/Sr 值和酸不溶物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值相对较高, 而碳酸盐含量和清液的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值低, 进一步记录了流域内经历的较弱的化学风化作用. 通过对比发现^[22,23], Rb/Sr 值和酸不溶物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值高的 3 个时期正是岱海地区相对明显的寒冷期: 前者为小冰期最盛期, 后两者为

小冰期后寒冷时期。特别是 1615 ~ 1665 年期间, 其 Rb/Sr 值、硅酸盐和碳酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值及碳酸盐含量均呈明显峰值, 正是历史记载的我国小冰期最盛期^[23~25], 反映在弱化学风化过程中放射成因 Sr 未发生大量溶出^[22]。岱海湖泊沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ 和介形类壳体丰度及其 Sr/Ca 值等地球化学记录也表明^[26], 该地区的小冰期最盛期发生于 1610 ~ 1660 年, 且以冷-湿气候为特征(见下文讨论)。根据历史记载, 冰芯及树木年轮资料重建的近 1 ka 以来 10 年平均气温序列^[27]、古里雅和敦德冰芯记录^[28~30]以及金川泥炭植物纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[31]均表明, 我国大陆普遍存在小冰期, 且均有 3 个冷期。其中最明显的降温出现在 1560 ~ 1690 年, 而华北地区小冰期的最寒冷集中于 1620 ~ 1700 年^[32], 此与上述 Sr 同位素记录的小冰期发生时间相一致, 表明岱海地区小冰期以来的气候变化具有较好的区域代表性。

在小冰期气候环境下的矿物初级风化阶段, 流域基岩中以低 Rb, 高 Sr, 低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为特征的碳酸盐矿物和 Na-, Ca-硅酸盐矿物(主要为玄武岩中的斜长石)首先风化, 以溶解性 Sr 迁入湖盆, 因此在弱化学风化情况下形成的湖泊沉积物中硅酸盐矿物具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。相应时段形成的沉积物不但碳酸盐含量低, 而且清液部分的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也低。同时, 沉积物的碳酸盐含量和清液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值具有较好的正相关性(图 2), 说明岩石化学风化而出溶的 ^{87}Sr 主要赋存于碳酸盐矿物中。由于自生碳酸盐是从湖水中直接沉淀出来的, 因此其元素及其同位素组成反映了碳酸盐形成时湖水的化学特征。两个湖水样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值均一, 分别为 0.711359 ± 12 和 0.711385 ± 18 , 且与表层沉积物中碳酸盐的 Sr 同位素比值一致(图 2)。这进一步表明了沉积物中酸溶部分的碳酸盐以自生为主, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是受湖水化学状态的制约的。

在短时间尺度内, 硅酸盐的化学风化对温度和降水量最敏感, 如干燥冰期的化学风化率明显低于湿润的间冰期^[22,22,33]。因此, 保存良好的沉积物硅酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化, 实质上指示了流域内相应时期降水量、温度状况及受其控制的淋溶风化行为^[33,34]。如小冰期最盛期期间, 沉积物中硅酸盐的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值反映流域内不利于化学风化的气候环境, 这是与沉积物高的 Rb/Sr 值及历史记载的小冰期冷湿气候环境相一致的^[9]。碳酸盐的沉淀及其元素、同位素组成则主要受湖水温度和水位状况的制约。对位于干旱-半干旱区的内陆封闭湖盆来说, 湖泊水位的变化对

流域降水量十分敏感, 因此碳酸盐沉积能较好地反映有效湿度的变化^[35]。从图 1 和 2 可以看出, 与 Rb/Sr 值和酸不溶物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化相比, 碳酸盐含量和清液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值呈高频波动, 反映了小冰期以来湖泊水位的频繁波动及小冰期最盛期的冷湿环境特征。碳酸盐含量和清液 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的变化, 进一步还表现为碳酸盐沉积比硅酸盐风化对小冰期气候及水位变化较早地作出响应(图 1, 2), 反映了气候的逐步变化过程。

从图 1 和 2 还可以看出, 小冰期间的温暖期, 沉积物中碳酸盐高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值和硅酸盐的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 均反映了流域化学风化作用的增强。因此, 在小冰期间及其后的温暖期, 由于化学风化强度的增加, 流域围岩中放射成因 Sr 将因富 K-硅酸盐矿物的风化而活化以溶解性 Sr 的形式迁入湖盆, 并以高 Sr 和高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的碳酸盐形式沉淀下来。

3 讨论

与来自海洋和大湖床的研究相比, 内陆湖盆流域陡峻的山坡地形、稳定的物源输入^[24]和快速的沉积过程, 以及地表系统对区域气候变化的敏感性, 使其沉积记录在分析区域陆地地表生环境对气候变化响应方面独具优势。在一个地质构造相对稳定的流域内, 陆地风化物质及地表径流的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 组成变化, 将对短时间尺度的气候事件作出很好的响应, 记录着不同流域盆地的风化作用特征。由于地表难以保存连续性很好的风化壳, 而湖盆内连续的沉积物恰恰记录了流域所经历的不同岩类的化学风化过程, 以及碳酸盐和硅酸盐对沉积物的相对贡献量, 它无异于一个化学风化物质的异地堆积体。同时, 利用内陆湖泊沉积物记录的 Rb/Sr 及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 反演流域化学风化及古环境变迁, 其时间分辨率可达 $10^1 \sim 10^2$ 年级, 乃至 10^0 年级, 因此短时间尺度(0.1~1 ka)化学风化史的研究可以成为长时间尺度(10~1000 ka)环境资料与现代气象仪器观测记录的衔接桥梁。

本研究表明, 内陆湖泊沉积物的碳酸盐和硅酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值随时间的变化, 均反映了流域经历的化学风化过程及控制该过程的气候环境演变。岱海位于东亚季风变迁的敏感区, 在一定程度上硅酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化可作为季风变迁的有效代用指标, 而碳酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化可以反映湖泊水位及流域有效湿度的变化。

由于流域间存在岩石种类及气候条件的差异,

因此在根据碳酸盐和硅酸盐 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变化来反演流域风化历史及气候环境变迁时,应结合沉积物的矿物组合、岩石中矿物风化速率的不同以及风化残留物特征等进行综合判识,以获得科学的论断。

致谢 南京大学凌洪飞教授和蒋少涌教授在同位素分析方面给予了指导,并与作者进行了有益的探讨,深表谢意。对张恩楼助理研究员、李福春博士等人参加了野外工作,吴敬禄博士提供了湖水样品,在此作者一并表示感谢。本工作受国家自然科学基金(批准号:40003001)、国家重点基础研究发展规划项目(G19990 43400)和所长专项基金(S220003)联合资助。

参 考 文 献

- Derry L A, France-Lanord C. Himalayan weathering and erosion fluxes: Climate and tectonic controls. In: Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 1997. 289 ~ 312
- Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, et al. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. *Geol*, 1998, 26: 411 ~ 414
- Edmond J M. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Nature*, 1992, 258: 1594 ~ 1597
- Galy A, France-Lanord C, Derry L A. The strontium isotopic budget of Himalayan rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1905 ~ 1925
- Harris N, Bickle M J, Chapman H, et al. The significance of Himalayan rivers for silicate weathering rates: Evidence from the Bhote Kosi tributary. *Chem Geol*, 1998, 144: 205 ~ 220
- Berner R A, Berner E K. Silicate weathering and climate. In: Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 1997. 353 ~ 365
- Oliver L, Harris N, Dise N, et al. Testing the validity of dissolved $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as a proxy for silicate weathering in the Himalaya. *J Conf Abstr*, 2001, 6: 109 ~ 116
- English N B, Quade J, DeCelles, et al. Geologic control of Sr and major element chemistry in Himalayan rivers, Nepal. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 2549 ~ 2566
- 金章东, 王苏民, 沈吉, 等. 小冰期弱化学风化的湖泊沉积记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(3): 221 ~ 225
- Jin Z, Wang S, Shen J, et al. Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: A high-resolution proxy of past climate. *Earth Surf Process Landforms*, 2001, 26: 775 ~ 782
- 马英军, 刘丛强. 花岗岩化学风化过程中的 Sr 同位素演化——矿物相对风化速率的影响. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(8): 634 ~ 640
- Blum J D, Erel Y, Brown K. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Sierra Nevada stream water: Implication for relative mineral weathering rates. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 58: 5019 ~ 5025
- Clauer N. Strontium and argon isotopes in naturally weathered biotites, muscovites and feldspars. *Chem Geol*, 1981, 31: 325 ~ 334
- Bickle M J, Harris N B W, Bunbury J M, et al. Controls on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of carbonates in the Garhwal Himalaya, headwaters of the Ganges. *J Geol*, 2002, 110, (in press)
- Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochim Cosmochim Acta*, 1969, 33: 1521 ~ 1552
- Bickle M J. The role of metamorphic decarbonation reactions in returning strontium to the silicate sediment mass. *Nature*, 1994, 367: 699 ~ 704
- 刘丛强, 张劲, 李春来. 黄土中 CaCO_3 含量及其 Sr 同位素组成变化与古气候波动记录. *科学通报*, 1999, 44(10): 1088 ~ 1092
- Yang J D, Chen J, An Z S, et al. Variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of calcites in Chinese loess: a proxy for chemical weathering associated with the East Asian summer monsoon. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 2000, 157: 151 ~ 159
- Aberg G, Jacks G, Hamilton P J. Weathering rates and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios: An isotopic approach. *J Hydrology*, 1989, 109: 65 ~ 78
- 陈骏, 安芷生, 汪永进, 等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(6): 498 ~ 504
- Chen J, An Z S, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. *Quat Res*, 1999, 51: 215 ~ 219
- Anderson S P, Drever J I, Humphrey N F. Chemical weathering in glacial environments. *Geol*, 1998, 25: 399 ~ 402
- 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, (2): 168 ~ 189
- 王苏民, 余源盛, 吴瑞金, 等. 岱海——湖泊环境与气候变化. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1990. 1 ~ 191
- Shi Y F, Wang J. The fluctuations of climate, glaciers and sea-level since the late Pleistocene in China. *IAHS Publ*, 1979, 131: 281 ~ 293
- 曹建廷, 沈吉, 王苏民, 等. 内蒙古岱海地区小冰期气候演化特征的地球化学记录. *地球化学*, 2001, 30: 231 ~ 235
- 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢. 中国小冰期的气候. *第四纪研究*, 1998, (1): 54 ~ 64
- 施雅风, 姚檀栋, 杨保. 近 2000 a 古里雅冰芯 10 a 尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(1): 79 ~ 86
- 姚檀栋, 谢自楚, 武筱聆, 等. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. *中国科学, B 辑*, 1990, (11): 1196 ~ 1201
- 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. *冰川冻土*, 1999, 21: 9 ~ 14
- 洪业汤, 刘东升, 姜洪波, 等. 太阳辐射驱动气候变化的泥炭氧同位素证据. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(6): 527 ~ 531
- 杨保. 小冰期以来中国十年尺度气候变化时空分布特征的初步研究. *干旱区地理*, 2001, 24: 67 ~ 73
- Brady P V, Carroll S A. Direct effects of CO_2 and temperature on silicate weathering: possible implications for climate control. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 58: 1853 ~ 1856
- Clow D W, Mast M A, Bullen T D, et al. Strontium-87/strontium-86 as a tracer of mineral weathering reactions and calcium sources in an alpine/subalpine watershed, Loch Vale, Colorado. *Water Resource Res*, 1997, 33: 1335 ~ 1351
- Lerman A. *Lakes Chemistry, Geology, Physics*. Berlin: Springer-Verlag, 1978. 306 ~ 337

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2002-47-19-1512>

(2002-01-30 收稿, 2002-06-25 收修改稿)