

洞穴体系对外界气候与生态环境的响应*

刘启明^{1,2*} 王世杰²

¹ 厦门大学海洋环境科学教育部重点实验室 厦门大学环境科学研究中心, 厦门 361005;

² 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

摘要 从大气降水、土壤水和洞穴滴水的继承关系的角度, 在对洞穴化学沉积物形成的必备因素—洞穴滴水的地球化学形成过程作逐步分析的基础上, 综合讨论了洞穴体系对外界气候与生态环境的响应关系。提出对洞穴综合体系开展详尽的长期观测与研究, 更加深入地揭示现在正在进行的洞穴碳酸盐沉积过程, 即观测现在环境下洞穴化学沉积物的沉积过程及其对环境的响应, 是洞穴化学沉积物应用于全球变化研究领域需要更加引起重视的方向。

关键词 洞穴体系, 洞穴化学沉积物, 气候与生态环境

中图分类号 P59 文献标识码 A 文章编号 1000-4890(2005)10-1172-05

Response of cave system to climate and eco-environment. LIU Qiming^{1,2}, WANG Shijie¹ (¹ Marine Environmental Laboratory/Environmental Science Research Center of Education Ministry, Xiamen University, Xiamen 361005, China; ² State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China). *Chinese Journal of Ecology*, 2005, 24(10): 1172~1176.

Based on the sequence relation of rain water, soil water and drip water, as well as the gradual analysis on the geochemical characters of drip water, this paper discussed the necessary factors in speleothem formation, and the response of cave system to climate and eco-environment. It was suggested that cave system should be investigated in a large temporal scale to uncover the aggradation process of carbonate in caves, and more attention should be paid to the response of this process to climate and eco-environment, which could be applied in the researches of global change.

Key words cave system, speleothem, climate and eco-environment.

1 引言

地球环境在西方工业革命以来的 200 多年间正经历着前所未有的急剧变化、动荡之中, 自 20 世纪 60 年代以来, 探索全球性气候变化规律和环境变迁史的研究工作在世界各国广泛开展。大规模的深海岩芯的研究、中国北方黄土的系统研究、大型湖泊沉积岩芯的研究及对树木年轮、泥炭、珊瑚、冰芯等“自然环境历史档案”开展的研究工作, 都为重建古气候和古生态环境提供了大量的资料。由于洞穴化学沉积物(石笋、石钟乳、钙板)固有的沉积特征及其内所蕴含丰富的同位素、微量元素组成和年龄信息, 利用洞穴化学沉积物作古气候记录与古生态环境意义研究成为近一、二十年来全球变化研究领域的热点, 并已取得了长足的发展与进步^[6, 9, 11, 17, 21, 23~27]。

组成洞穴化学沉积物的物质均靠洞穴滴水输入, 或许是仅限于研究古气候和古生态环境使然, 以往的工作对洞穴综合体系(气样、水样、土样和岩样)

没有给予过多的关注。在洞穴体系发育的岩溶地区, 由于碳酸盐岩多孔隙、双层结构的特点有利于大气降水的下渗, 地下水文网较地表水文网发育。大气降水到达地表后, 在土壤层中主要以包气带水形式直接渗入下覆碳酸盐岩岩层, 最后通过岩层裂隙进入地下洞穴体系形成洞穴滴水。洞穴滴水源于大气降水, 携带一定的气候信息。大气降水到达地表后, 在穿过土壤层的过程中不断地与土壤和土壤气体发生物质交换, 又叠加了土壤层所反映的生态环境信息, 如微量元素、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、有机酸、 CO_2 等, 因此通过长期观测洞穴滴水, 可以获得足够丰富的气候与生态环境信息, 尤其是在指示地表生态环境变迁方面, 洞穴滴水有其独到的优势。而要想解译出洞穴滴水中所包含的气候与生态环境信息, 必须分析清楚从大气降水到土壤水再到洞穴滴水这些过程

* 国家自然科学基金项目(90202003)、中国科学院知识创新工程资助项目(KZCX2-105)。

** 通讯作者

收稿日期: 2004-09-24 改回日期: 2005-03-07

中,在不同阶段分别可能携带的信息指标,尤其是在水体穿越土壤层时,各类生态环境信息的叠加最为丰富。

2 大气降水

大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化具有明显的地域性气候特征,根据瑞利(Rayleigh)分馏公式推导,大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值取决于大气温度,降水量和初始水蒸汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值三项基本参数^[1,5,7,15]:

$$\delta^{18}\text{O} = (1.0112 - 8.2678 \times 10^{-5}T)(\delta^{18}\text{O}_0 + 1000) f^{(0.0112 - 8.2678 \times 10^{-5}T)} - 1000 \quad (1)$$

式中, $\delta^{18}\text{O}$ 为大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; $\delta^{18}\text{O}_0$ 为初始水蒸汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; $\delta^{18}\text{O}_v$ 为分馏后残留水蒸汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; a 为水-汽同位素分馏系数; f 为残留水蒸汽的百分比; T 为温度。

综合而言,气候的变化对大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的影响表现为:降水量越大, $\delta^{18}\text{O}$ 值越小;对于 f 值较小的中高纬度地区,年均气温越低, $\delta^{18}\text{O}$ 值越小。中低纬度地区由于降水多集中在夏季 f 值较小的季节,总体上也是年均气温越低, $\delta^{18}\text{O}$ 值越小。因此,所有这些气候因子的变化,可通过大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值反映,并最终被源于大气降水的洞穴滴水析出的洞穴化学沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值所记录。

此外通过对大气中尘埃微粒或异常气体的洗脱,也常常携带一些生态环境信息。不过,由于降水气团的活动范围大,因此携带的生态环境信息缺乏明显的区域性特征。大气尘埃微粒(异常气体)包括:大陆吹扬的尘埃微粒、从海洋表面吹来的可溶盐微粒、火山喷发的尘埃与气体、宇宙尘埃、人为因素的尘埃与气体等^[8],经降水洗脱、混合后不易分辨成因类型。并且与土壤层比较,大气降水中一些信息指标的本底值要相差几个数量级,又经过土壤层的缓冲、屏蔽等作用,最终通过洞穴滴水仍能解译出来的更是微乎其微。所以,目前从大气降水中获取的主要是气候信息,对其所反映的生态环境意义作深入研究还存在很大困难。

3 土壤水

3.1 稳定碳同位素

土壤水中的稳定碳同位素(^{12}C 、 ^{13}C)主要来自地表植物根际呼吸释放的 CO_2 以及土壤有机质分解产生的 CO_2 ,因此其 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本继承了地表植被

组织机体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。在理论上,通过长期观测,可以示踪地表的植被变迁。但是,由于陆地植被对气候环境变化响应有一定的滞后性,植被的更替是一个缓慢的渐变过程,因此,应用土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值示踪自然状态下短尺度生态环境的变迁有很大难度。不过,对于人为因素导致的地表生态类型转换,如毁林造田,破坏植被引起的荒漠化等加速了植被的更替,则可以在较短时间内通过土壤中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映出来。这种思路,已经有学者开始进行有益的尝试^[3,4,22]。

土壤 CO_2 与土壤水 CO_2 的交换状况及水动力条件,对所形成的洞穴化学沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值影响很大。Hendy^[20] 将 CaCO_3 的溶解过程分为两种极端情况:开放体系和封闭体系。前者是在 CaCO_3 溶解时,溶液与土壤中的 CO_2 仍保持交换,而后者是溶液已不再与 CO_2 发生交换。根据理论计算,形成的洞穴化学沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在开放体系比封闭体系要低 3‰。自然界中 CaCO_3 的溶解过程通常处于这两种极端情况之间,并且这种中间体系应该比较稳定,即溶液在溶解 CaCO_3 时与土壤中的 CO_2 交换程度在一定的时期内(< 50 年)是相对稳定的。因此,需要考虑的是溶液在围岩中的滞留时间,即与 CaCO_3 反应的时间长短对洞穴化学沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。在非完全开放体系下,由于碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与土壤水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值不一致(通常碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要大于土壤水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值),碳酸盐岩的溶解量多少将会改变溶液的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。当溶液在围岩裂隙中下渗速度较慢时,溶液与碳酸盐岩接触的时间较长,溶解 CaCO_3 的量增加,导致洞穴滴水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏轻重;相反,如果溶液的下渗速度较快,滞留时间短, CaCO_3 的溶解减少,洞穴滴水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值就偏轻。由于溶液的下渗速度与地表水的补给量成正比,而地表水的补给量与气候变化直接相关。所以,当降水量增加时,溶液的下渗速度加快,形成的洞穴化学沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值可能就变轻。

但是,在完全开放体系下,溶液中的 CO_2 与土壤中的 CO_2 充分交换,导致 CaCO_3 的溶解量对洞穴滴水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值影响很小。此外,在较长时间尺度内,地表植被的 C_3/C_4 植物比例有较大改变时,水动力条件的变化对所形成的洞穴化学沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响也可忽略。

水体中 CO_2 以及 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 的饱和(非饱

和) 状况也影响洞穴滴水 and 洞穴化学沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 其影响因素与整个体系的开放(或封闭) 状况紧密相关, 因此, 同样可从水动力条件方面加以分析。

另外, 大气中的 CO_2 也可渗入土壤中影响土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 自全新世以来, 大气中的 CO_2 浓度与 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度均较小^[18], 一般在 $-0.6\% \sim 0.9\%$ 之间波动, 且土壤中的 CO_2 浓度 ($10^4 \sim 10^5 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$) 远高于大气中的 CO_2 浓度, 因此, 在长时间尺度上, 通常可以不把大气中的 CO_2 作为主要影响因素考虑。然而, 由于工业化进程的影响, 大量贫 ^{13}C 的化石燃料(煤、石油、天然气) 的使用, 使得近一百年来, 大气 CO_2 的浓度已从 $280 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增加到 $370 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$, 大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也从 -0.6% 降低到 -0.8% 。因此, 在短时间尺度上, 必须考虑大气中的 CO_2 浓度与 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化对土壤 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。

至于短时间内由于气候环境变化对植物组织机体 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响, 土壤有机质不同降解阶段释放出 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的不同, 不同季节甚至于昼夜之间土壤 CO_2 气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差异, 由于在分辨率上最终无法通过洞穴化学沉积物解译读出, 因此暂不作深入讨论。

3.2 孢粉

在不同方法的气候记录与生态环境变迁研究中, 孢粉的应用极为普遍。植物在繁殖期间释放出大量的孢子(苔藓类、蕨类植物) 和花粉(种子植物), 绝大部分散落在附近土壤中, 因此能很好地反映当地的植被类型。不同植物种属的孢粉形态各异, 根据分析孢粉形态及数量, 可以判断其母体植物种属类型以及不同种属植物的数量比例关系, 从而反推出该地区的气候与生态环境特征。

但是, 由于孢粉具有体积小($5 \sim 200 \mu\text{m}$)、数量多、易保存等特点, 很难分辨出土壤水中混杂的不同历史时期的孢粉, 再经过土壤层和岩层的过滤、吸附, 最终仍能保留在洞穴滴水中的孢粉数量已很少, 且是以易迁移的细颗粒孢粉为主, 无法全面、忠实地反映地表生态环境状况。所以, 孢粉指标在本研究工作中目前仅作为辅助性手段适当参考采用^[12]。

3.3 有机质

土壤有机质是土壤的重要组成部分, 尽管土壤有机质只占土壤总量的一小部分, 但它在土壤肥力、环境保护、农业可持续发展等方面都有着很重要的

作用和意义。土壤有机质对外界环境变化的响应主要表现在有机质总量的变化及有机质不同组分的比例关系上, 如毁林造田在短期内(几年至十几年) 就可导致土壤有机质发生显著变化: 总量减少、C/N 减少、有效态腐殖质减少等等。

考虑到一方面, 迄今对土壤有机质的具体分解、转化过程仍不甚明了; 另外, 水体中的有机质主要是部分可溶性的有机酸、糖类等, 不能完全反映土壤有机质组成, 并且在土壤有机质降解的不同阶段差异又很大。因此, 对洞穴体系的研究与其分析水体中的有机质不如直接观测土壤有机质的动态变化来得直观。

3.4 土壤元素

土壤元素在土壤层的迁移主要是通过水媒介来实现。元素水迁移的特性和形式既取决于元素的自身特性(元素性质、反应能力、化合物性质), 也受到外部环境因素(温度、湿度、pH 值、Eh 值、有机质、矿物成分等等) 的控制。因此, 通过对土壤水中各元素的分析, 最能全面反映地表环境状况。

元素的性质决定于元素的离子电位值(元素价态与原子半径比): 离子电位 < 1.4 的元素(Cs、Rb、Li 等) 属强碱性, 多呈真溶液状态以离子形态迁移。离子电位在 1.4 到 3 的元素(Sr、Ba、Ni、Co 等) 也呈离子形态迁移, 但还有可能成胶体状态迁移。离子电位在 3 到 7 的元素(V、Cr、Be、 Ti^{4+} 等) 易形成两性氧化物, 对环境变化反应有较高灵敏性, 主要以胶体和机械悬浮形式迁移。离子电位大于 7 的元素(Mo^{4+} 、 B^{3+} 、 As^{5+} 、 Cr^{6+} 等) 则以阴离子形态迁移, 并易被一系列阳离子沉淀下来。

土壤环境酸碱条件对元素的迁移和沉积起着重要的作用, 当 pH 值 = $5 \sim 6$ 时, 大多数化学元素的迁移流动性增大, 并形成比较易溶的化合物。一般而言, 在 pH 值 < 6 时, 土壤中以阳离子形态存在的重金属迁移能力较强; pH 值 > 6 时, 土壤中以阴离子形态存在的重金属迁移能力较强, 而碱金属阳离子和卤素阴离子则在较广泛的 pH 值范围内迁移能力都较高。其它一些元素, 如 Be、Sr、Cr、Cd、Mn、Ni、Co 等在酸性环境中是流动的, As、Mo、 V^{5+} 等在碱性环境中是流动的, 而 Li、Rb、Cs、Br、I 在较广泛的 pH 值范围内都是流动的。

氧化还原条件(Eh) 对微量元素的影响, 一般是以阳离子形式迁移的变价元素在还原状况下流动性较强, 以阴离子形式迁移的变价元素在氧化状况下

流动性较强。

在土壤元素循环中, 土壤有机质的存在具有重要作用。土壤有机质对金属元素的吸附与络合显著的影响元素的迁移能力和土壤元素的背景含量。许多元素含量与土壤中有有机质的含量呈正相关关系, 一般来说, 土壤腐殖质的含量每增加 1% 对金属元素的吸附容量约增加 $2 \text{ mg} \cdot 100\text{g}^{-1}$ 土。

生物小循环对土壤元素迁移的影响也不容忽视, 植物通过土壤选择性的摄入微量元素, 不同种属的植物对不同微量元素的生物吸收系数差异很大, 从而使一些专属元素在上层土壤富集, 不易淋失。

以上只是从物化性质及生物的角度简单概述了土壤元素可能的赋存、迁移方式。辩证的看, 一方面, 土壤元素的赋存、迁移过程受诸多环境因素影响, 极其复杂, 使得在具体操作中必须小心的将不同元素作对比参照; 另一方面, 正是因为土壤元素能够对多种环境指标变化作出响应, 所以, 只要应用恰当, 能够从中获取丰富的气候与生态环境信息。

4 洞穴滴水

洞穴滴水基本上继承了上述大气降水、土壤水所携带的气候与生态环境信息。值得注意的是, 水体在土壤下覆岩层的迁移过程中, 基岩盖板层的厚度、基岩的空隙和裂隙的发育程度、水通道的联通性、水的滞留时间和基岩的岩性等对地表气候与生态环境信息都有不同程度的掩盖、模糊甚至导致得出完全相反的结论。所以对水-岩相互作用必须有一定的认识。

通常, 土壤水的硬度和 pH 值均较低, 因而在下渗过程中对碳酸盐岩有很强的溶蚀性。下覆岩层的岩性不同, 溶蚀机理也不同, 使得洞穴滴水的水化学特性差异很大。刘再华^[2]发现外源水对灰岩和白云岩的侵蚀速率存在显著差异, 前者高出后者近一个数量级。此外, 还发现灰岩侵蚀速率对水动力条件的变化远较白云岩敏感: 流速增大时, 灰岩溶解速率增加明显, 而白云岩溶解速率仅有少量增加。野外观测^[10, 14]和室内模拟实验^[13]均已证实, 白云石(dolomite)与方解石(calcite)在溶液中的溶解具有不相容性, 并且白云石的溶解速度比方解石慢, 开始时, 白云石与方解石同步溶解, 当方解石达到饱和后, 溶液中 Ca 的含量保持不变, 如果溶液在母岩中滞留的时间较长, 白云石还能继续溶解, 使得溶液中 Mg 的含量逐渐增加, 即 Mg/Ca 的比值增大, 直至

白云石达到饱和。这些, 均是由整个洞穴体系的水动力条件所决定, 并直接反映了外界的气候环境特征。

根据水溶液与方解石之间 Mg、Sr 的分配系数与环境温度的关系(Mg 的分配系数在 $5^\circ\text{C} \sim 90^\circ\text{C}$ 范围内与温度成正比, 而 Sr 的分配系数与温度无相关性)。有学者提出以 Sr 为参照, 利用洞穴化学沉积物中 Mg/Sr 比值来指示环境温度变化^[19]。必须注意, 由于 Sr^{2+} 和 Ca^{2+} 具有相似的离子半径和电价, 使得水体中的 Sr^{2+} 易与围岩中的 Ca^{2+} 发生类质同相交代作用。洞穴滴水中携带的锶元素有不同的来源, 土壤层的锶元素特征反映的是地表生态环境状况, 下覆岩层的锶元素特征则反映了成岩过程, 并可作为地层划分依据。基于锶同位素的稳定性特征(^{87}Sr 是放射性成因, ^{86}Sr 是非放射性成因, 在物质中的自然组成一般不因物理或生物过程发生分馏作用), 利用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素技术, 可较好的区分不同的物质来源。

洞穴化学沉积物的形成是洞穴滴水从顶板溅落后, 由于水体与洞穴内 CO_2 分压的变化, 使得 CO_2 逸出, Ca^{2+} 过饱和而形成 CaCO_3 沉淀:



由于 ^{13}C 在气-液相间的分馏, 使得从洞穴滴水中逸出的 CO_2 贫 ^{13}C , 当滴水在石钟乳或洞顶停留时间增长时, CO_2 的逸出量增加, 从而导致水体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大; 当补给水的量增加时, 滴水的间隔时间缩短, 洞穴滴水中逸出的 CO_2 减少, 因此水体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也减小^[4, 16]。尽管这种分馏作用引起的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化很小, 但在应用洞穴滴水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值来分析地表生态环境状况时, 也不应简单忽略。

5 结 语

配合 IGBP 的核心计划“PAGES/PANSH”, 更进一步地获取连续、高分辨率、短尺度的信息记录, 区分气候环境的自然演化和人为干扰, 已是岩溶学界在全球变化研究领域必然的发展趋势。根据以上分析可见, 洞穴综合体系对外界气候与生态环境的响应关系存在一定规律性。不同季节、不同气候条件和不同地表环境等多因素对洞穴滴水中的信息指标($\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、微量元素)的影响及贡献率的统计分析是从机理上揭示洞穴化学沉积物中蕴涵的古气候及古生态环境意义的关键所在, 因此对洞穴综合体

系开展详尽的长期观测与研究,更加深入地揭示现在正在进行的洞穴碳酸盐沉积过程,即观测现在环境下洞穴化学沉积物的沉积过程及其对环境的响应,以期通过实测资料的积累,系统地论证洞穴化学沉积物各项指标与古气候记录、古生态环境的变迁的直接或间接的联系在目前岩溶古气候环境研究领域需要引起更多的重视。

参考文献

- [1] 刘东生,陈正明,罗可文. 1987. 桂林地区大气降水的氢氧同位素研究[J]. 中国岩溶, 6(3): 225~ 231.
- [2] 刘再华. 2000. 外源水对灰岩和白云岩的侵蚀速率野外试验研究——以桂林尧山为例[J]. 中国岩溶, 19(1): 1~ 4.
- [3] 刘启明,王世杰,朴河春,等. 2002. 生态转换系统中土壤有机质变化的稳定碳同位素示踪研究进展[J]. 生态学杂志, 21(2): 58~ 60.
- [4] 李红春,顾德隆,Lowell DS,等. 1997. 北京石花洞石笋500年来的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录与古气候变化及大气 CO_2 浓度变化的关系[J]. 中国岩溶, 16(4): 286~ 295.
- [5] 李红春,顾德隆,Lowell DS,等. 1998. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一——京津地区5000年来的气候变化—($\delta^{18}\text{O}$ 记录)[J]. 中国科学(D), 28(2): 181~ 186.
- [6] 李彬,袁道先,林玉石,等. 2000. 桂林地区降水、洞穴滴水及现代洞穴碳酸盐氧碳同位素研究及其环境意义[J]. 中国科学(D辑), 30(1): 81~ 87.
- [7] 郑淑惠,侯发高,倪葆龄. 1983. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. 科学通报, 28(13): 801~ 806.
- [8] 夏增禄,李森照,李延芳,等. 1987. 土壤元素背景值及其研究方法[M]. 北京: 气象出版社, 6~ 21.
- [9] 谭明,刘东生,钟华,等. 1997. 季风条件下全新世洞穴碳酸盐稳定同位素气候信息初步研究[J]. 科学通报, 42(12): 1302~ 1306.
- [10] Atkinson TC. 1983. Growth mechanisms of speleothems in Castleguard cave, Columbian icefields, Alberta Canada [J]. *Arctic Alpine Res.*, 15: 523~ 536.
- [11] Baker A, Smart PL, Edwards RL, et al. 1993. Annual growth banding in a cave stalagmite[J]. *Nature*, 364: 518~ 520.
- [12] Brook GA, Burney LA, Cowart JB. 1990. Desert palaeoenvironmental data from cave speleothem with example from Chihuahua, Somali Chalbi and Kalahari deserts [J]. *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 76: 311~ 329.
- [13] Chou K, Garrels RM, Wollast R. 1989. Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals[J]. *Chem. Geol.*, 128: 269~ 282.
- [14] Cowell DW, Ford DC. 1980. Hydrochemistry of a dobnite kaust: the Bruce Peninsula of Ontario[J]. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 520~ 526.
- [15] Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation[J]. *Tellus*, X VI(4): 436~ 468.
- [16] Dever L, Duran R, Fontes JC, et al. 1983. Pedogenetic and isotopic study of the calcite neofonnations in a ground on chalk: Characteristics and origins[J]. *Geodim. Cosmochim. Acta*, 47: 2079~ 2090.
- [17] Finch AA, Shaw PA, Weedon GP, et al. 2001. Trace element variation in speleothem aragonite: Potential for palaeoenvironmental reconstruction [J]. *Earth Planet. Sci. Letters*, 186: 255~ 267.
- [18] Friedli H, Lotscher H, Oeschger H, et al. 1986. Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries [J]. *Nature*, 324: 237~ 238.
- [19] Gascoyne M. 1983. Trace element partition coefficients in the calcite water system and their paleoclimatic significance in cave studies [J]. *J. Hydrol.*, 61: 213~ 222.
- [20] Hendy CH. 1971. The isotopic geochemistry of speleothems. Part iv. The calculation of the effects of different model of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 801~ 824.
- [21] Kolodny Y, Bar-Matthews M, Ayalon A, et al. 2003. A high spatial resolution d^{18}O profile of a speleothem using an ion-microprobe[J]. *Chem. Geol.*, 197: 21~ 28.
- [22] Liu QM, Wang SJ, Piao HC, et al. 2003. The changes in soil organic matter in a forest-cultivation sequence traced by stable carbon isotopes[J]. *Austr. J. Soil Res.*, 41(7): 1317~ 1327.
- [23] McDermott F. 2004. Palaeoclimate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review [J]. *Quatern. Sci. Rev.*, 23: 901~ 918.
- [24] Plagnes V, Causse C, Genty D, et al. 2002. A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France) [J]. *Earth Planet. Sci. Letters*, 201: 87~ 103.
- [25] Roberts MS, Smart PL, Hawkesworth CJ, et al. 1999. Trace element variations in Coeval Holocene speleothems from G. B. Cave, Southwest England [J]. *The Holocene*, 9: 707~ 713.
- [26] Wang YJ, Cheng H, Edwards RL, et al. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 294(14): 2345~ 2348.
- [27] Yuan D, Cheng H, Edwards RL, et al. 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon [J]. *Science*, 304: 575~ 578.

作者简介 刘启明,男,1973年生,博士。从事环境地球化学研究。E-mail: lqm163@163.com
责任编辑 李凤芹