科学通报 2010 年 第 55 卷 第 7 期：603 ~ 609
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

珠江水体悬浮物的表观年龄与流域侵蚀

魏秀国[①②③], 沈承德[④], 李宁利[⑤], 汪福顺[⑥], 丁平[④], 王宁[④], 郭治兴[②], 刘克新[⑦]

① 广东商学院资源与环境学院, 广州 510320;
② 广东省生态环境与土壤研究所, 广州 510650;
③ 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062;
④ 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640;
⑤ 中山大学社会学与人类学学院, 广州 510275;
⑥ 上海大学环境与化学工程学院, 上海 200433;
⑦ 北京大学核物理与核技术国家重点实验室, 北京 100871
E-mail: xgwei2007@163.com

2009-05-27 收稿, 2009-08-28 接受
国家自然科学基金(批准号: 40601092, 40873066)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422004)和广东省科技攻关(编号: 2008A060204003)资助项目

摘要 以 1998, 2000, 2005 年所取的珠江水体悬浮物为研究对象, 对其碳同位素组成(^{14}C, ^{13}C)及表观年龄(下文简称年龄)进行了测算和研究. 结果表明, 珠江水体悬浮物颗粒有机碳(POC)是以现代碳为主并含有少量"老碳"的混合体; 其年龄介于 540~2050 a BP 之间, 其中西江、北江悬浮物 POC 年龄相对较老, 东江悬浮物 POC 年龄构成较为离散——既有较年轻的样品, 又有较年老的样品, 但以年轻的为主. 悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 和 $\Delta^{14}C$ 间呈类似正相关关系, 这一关系实质上反映了流域土壤和母岩有机质在悬浮物中的构成, 是流域内 15~30 cm 以下剖面土壤有机碳同位素组成在河流悬浮物中的体现, 反映了河流有机质的土壤来源深度; 而流域内表层的土壤有机质因处于不稳定状态, 进入河流后很快就被分解掉, 难以表现出来. 珠江流域中, 土壤侵蚀以西江流域较重, 东江流域较轻.

关键词
珠江
河流悬浮物
表观年龄
流域侵蚀

河流是联系陆地和海洋的通道, 其输移的颗粒有机质连接着流域内的侵蚀和生物过程. 不论在碳的长期地质大循环还是短期小循环中, 它都扮演着重要的角色, 起着非常重要的作用[1]. 国外河流有机质来源、归宿及有机碳同位素组成的研究工作已在亚马逊河[2~4]、Parker 河[5]、兰阳溪[6]以及其他规模不同、气候迥异的河流展开[1,7~10], 国内也在长江[11]、黄河[12]及珠江[13~15]等河流开展了这方面的研究工作. 但对于更深入地研究河流碳循环及其伴随的流域侵蚀, 放射性碳同位素则是一个非常重要的方法[8], 它通过有机质的年龄及 $\Delta^{14}C$ 含量研究河流悬浮物的动态变化[16]. 这方面的研究工作国内尚未涉及, 国外的研究工作开展的也相对较少.

珠江流域作为我国最大、最完整的亚热带地理区, 其流域侵蚀、物质通量及循环过程皆具有特殊性[15]. 本文试图通过碳同位素(^{13}C, ^{14}C)更好地确定珠江河流有机质的地表来源深度和年龄关系, 认识在复杂的陆地及河流中有机质的变化及其与流域侵蚀之间的关系, 为全球河流悬浮物 ^{14}C 数据库积累资料, 并为深化碳循环研究奠定基础.

英文版见: Wei X G, Shen C D, Li N L, et al. Apparent ages of suspended sediment and soil erosion of the Pearl River (Zhujiang) drainage basin. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-0067-9

1 流域概况

珠江水系主要由西江、北江和东江组成(图 1), 其流域属湿热多雨的热带、亚热带气候区. 受季风气候影响, 流域降水集中于 4 ~10 月, 约占全年降水量的 80%, 其中, 6~9 月占全年降水量的 60%, 而 10 月至次年 3 月为干旱季节, 降水稀少, 仅为 20%左右. 流域内以山地和丘陵为主, 西江植被以常绿季雨林、阔叶林以及草地为主, 北江植被以常绿阔叶林为主, 东江植被以常绿阔叶林和松树为主. 森林被破坏后, 代之而起的是广大的草坡地以及农田系统. 流域内土地以农田为主, 属粗放型经营, 且中上游地区农田多为坡耕地[17].

鼎湖山森林保护区与鹤山丘陵综合试验区的土壤母岩均为砂页岩. 鼎湖山森林保护区所取土壤剖面特征见文献[18]. 鹤山采样区历史上曾为森林所覆盖, 由于长期受不断增多的人类活动的影响, 植被退化, 水土流失较严重, 大部分退化为亚热带草坡地, 剖面土壤为赤红壤.

2 实验方法

2.1 样品采集与准备

本工作以西江马口、北江河口和东江博罗断面为悬浮物采样地点(图 1), 分别于 1998, 2000, 2005 年, 按水文季节采集水体样品, 并用预烧(550℃, 6 h)过的 Whatman GF/F 玻璃纤维滤膜(0.7 μm, ϕ47 mm)过滤, 根据水体浑浊度的不同, 所过滤水样体积从 300 mL 至 3000 mL 不等, 滤膜上的悬浮物用于碳同位素组成(^{13}C, ^{14}C)测定并冷冻保存(–20℃)直至分析. 土壤样品则采自鼎湖山森林保护区的五棵松、庆云寺、坑口和鹤山丘陵综合试验区的仓下、马占林等具有代表性植被下的土壤剖面.

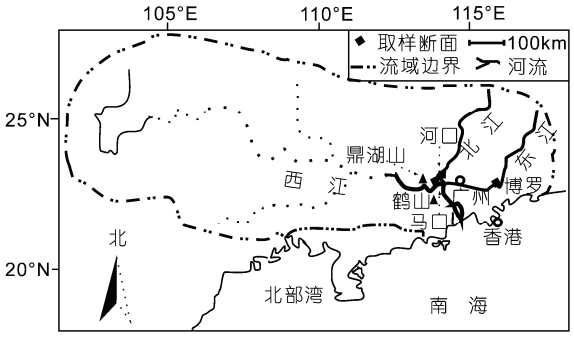

图 1 珠江流域及采样点示意图

2.2 样品处理

首先对实验室冷冻保存的用于测定有机碳(POC)含量、同位素组成的滤膜进行冷冻干燥处理. 先将用于 POC 含量及δ^{13}C 测定的玻璃纤维滤膜用 1 mol/L HCl 去除无机碳, 中性化、干燥等, 然后采用参考文献[11]中的方法对稳定碳同位素样品进行处理, 即先将其在石英管中以 800℃燃烧转化为 CO_2, 再采用液氮降温、冷阱纯化和收集.

用于 ^{14}C 测定的河流悬浮物样品按下面的方法进行处理: (ⅰ) 用不锈钢小铲刮下玻璃纤维滤膜上的悬浮物, 样品量约为 50~80 mg, 研磨并去除现代根系等物质, 然后加入 10%的 HCl 溶液释放试样中的无机碳; (ⅱ) 分离溶液中可溶和不溶的部分, 将 2%的 NaOH 溶液注入洗净的不溶残留物中, 均匀搅拌, 静置 24 h; (ⅲ) 将 10%的 HCl 溶液加入 NaOH 不溶的残留物中慢慢煮沸, 用蒸馏水清洗残留物, 烘干; (ⅳ) 在中国科学院广州地球化学研究所石墨合成制样系统上完成石墨靶制备.

土壤样品在天然条件下风干, 剔除肉眼可见的根块和碎石, 之后再过网筛以除去根系和粗砂粒. 研磨过的土样经 HCl 溶液浸泡去除碳酸钙后, 用蒸馏水反复洗涤直至中性, 然后烘干磨细装入石英管. 样品在加热通氧条件下, 转化为 CO_2, CO_2 经过液氮-干冰丙酮-液氮冷阱反复纯化, 最后在 Li 反应器 900℃真空条件下生成 Li_2C_2, Li_2C_2 被水解成 C_2H_2, 随后在催化剂作用下合成 C_6H_6, 用于 ^{14}C 测定.

2.3 样品测定与计算方法

本研究悬浮物 ^{14}C 测定在北京大学加速器质谱(PKUAMS)国家重点实验室完成, 分析精度可达 1%(对于年龄在 10 ka 左右或更年轻的样品), 机器本底小于 0.004 pMC(Modern Carbon, 1 pMC 相应的 ^{14}C/^{12}C 值为 1.2×10^{-12}); 误差消除和精度控制参照 Stuiver 和 Polach[19]的方法. C_6H_6 样品通过中国科学院广州地球化学研究所 1220 Quantulus 超低本底液体闪烁计数仪测定, 稳定碳同位素组成采用 MAT-251 质谱仪测定, 分析精度均为±0.2‰. POC 含量采用 Vario ELIII 型元素分析仪测定, 精度为±2%.

根据 Stuiver 和 Polach[19]以及 Mook 等人[20]的方法,

天然样品的 ^{14}C 含量一般是通过测定样品的 $^{14}C/^{12}C$ 比值, 并与国际 ^{14}C 标准样品比较来完成的, 同时还需要将其稳定碳同位素 ^{13}C 值校正到−25‰. 加速器质谱(AMS)测定天然样品中的 ^{14}C 通常表述为 $^{14}a=(^{14}C/^{12}C)_{样品}/(^{14}C/^{12}C)_{标准}$; 在地球化学研究中, 还需要将 ^{14}C 的测定值按下面的公式进行同位素分馏和年龄校正: $^{14}\delta_N=^{14}a e^{-(y-1950)/8267}[0.975/(1+^{13}\delta)]^2-1$, 式中 y 为样品分析时间(a). 用校正后的放射性比值按公式 $^{14}a_N=^{14}\delta_N+1$ 和年龄公式 $T=-8033\times\ln^{14}a_N$ 计算出样品的 ^{14}C 表观年龄 T(相对于 1950 年).

3 结果与讨论

3.1 悬浮物中的现代碳

所谓现代碳是指等同于 1950 年大气圈的 ^{14}C 浓度; 其值等于 NBS 草酸(OX1)标准的 ^{14}C 放射性活度值的 0.95 倍, 介于 0 和 1 之间, 一般以百分数(%)表示. 现代碳被应用于地球化学、水文、海洋、大气等研究领域, 并可以根据其值大小判定所测样品中现代物质含量的多少.

为认识珠江水体悬浮物有机质在地层中的来源深度和组成, 本文参照 Stuiver 等人[19]和 Mook 等人[20]的方法, 分别对东江、北江和西江悬浮物样品中的 ^{14}C 含量进行了分析, 表 1 列出了其悬浮物样品的 AMS-^{14}C 年龄、$\Delta^{14}C$ 含量以及现代碳含量. 表中的现代碳含量根据测定样品的放射性比值, 用公式 $^{14}a_N=^{14}a e^{-(y-1950)/8267}[0.975/(1+^{13}\delta)]^2$ 计算出来, 其中 y 为样品测定时间(a).

从表 1 可以看出, 珠江水体悬浮物有机质中现代碳的含量超过 77%, 介于 77%~94%之间. 如果一个样品中现代碳的含量很高, 通常被视为现代碳源. 同时, 珠江水体悬浮物的表观年龄差异也较大, 表观年龄老的样品一般是由于较多土壤深层的“老碳”物质混入到年轻的有机质中造成的[21]. 根据悬浮物现代碳的含量及其年龄构成, 可以断定珠江水体悬浮物是以现代碳物质为主并含有少量“老碳”的混合体. 图 2 显示了悬浮物中现代碳的含量与水体 POC 含量间的对应关系, 其中水体 POC 的含量越高, 对应的现代碳百分含量越低, 说明其物源组成受陆地侵蚀过程产生的“老碳”影响也越明显.

3.2 流域内土壤有机质的年龄

珠江流域土壤有机质的 ^{14}C 年龄在不同区域有较大的差异. 在未受人类较大规模扰动的自然林下, 年龄为 1000 a BP 左右的土壤剖面对应深度约为 40 cm; 而在人为影响较大的人工林下, 相同年龄的土壤对应剖面深度约为 70 cm(图 3). 这与自然林下土壤有机碳停留时间较长, 人工林下土壤有机碳停留时间较短密切相关. 同时, 流域上层土壤剖面有机碳年龄构成还受到核试爆的影响; 自 20 世纪 50 年代以后, 国际上进行了大量的核试验, 由于大气 CO_2-^{14}C 含量的急剧增加而导致植被和表层土壤 ^{14}C 含量急剧变化, 其穿透性导致人工林相对于自然林下的土壤可能更容易受核试验的影响, 所以剖面年龄相同的土壤, 人工林对应的深度明显较自然林增加.

研究还发现, 本文所取土壤剖面存在明显的年龄倒置现象, 如五棵松、庆云寺、仓下等剖面, 发生年龄倒置的剖面一般出现在 20~60 cm 段(图 3). 从理论上讲, 土壤有机质的年龄依赖于土壤发生与发展的时间、土壤母质来源、流域气候、侵蚀机制及土壤分解动力学等因素[7]. 土壤表层年龄较轻, 主要与大量植物根系、残体的分解以及生物活动源源不断地为

表 1 珠江河流悬浮物样品的 ^{14}C 年龄、$\Delta^{14}C$ 含量以及现代碳含量

实验室编号	样品来源	采样时间	POC[c] /μg·g^{-1}	POC (%)	$\delta^{13}C$ (‰)	^{14}C 年龄/a BP	$\Delta^{14}C$ (‰)	pMC[d] (%)	现代碳含量(%)
XLLQ1097	东江博罗	1998-08	0.90	0.75	−22.57	1010±80	−118±10	89.18	88.19
XLLQ1098	东江博罗 a)	2000-05	1.20	1.61	−23.34	750±60	−89±7	91.97	91.09
XLLQ1101	东江博罗 b)	2000-05	1.30	1.19	−23.33	1720±80	−193±10	81.51	80.73
XLLQ1100	东江博罗	2000-08	0.80	0.85	−21.99	540±60	−65±7	94.67	93.50
XLLQ1104	北江河口	2000-08	1.60	1.06	−24.12	1550±100	−175±12	83.12	82.45
XLLQ1102	西江马口	2000-06	1.42	1.10	−22.89	1540±80	−174±10	83.44	82.55
XLLQ1103	西江马口	2000-08	2.04	0.79	−23.24	2050±60	−225±7	78.25	77.48
GZ2482	西江马口	2005-05	1.86	1.58	−23.10	1983±29	−219±4	78.98	78.13

a) 正常状态下(降水前)的悬浮物样品; b) 强降水过程后的悬浮物样品; c) POC 含量μg·g^{-1} 表示其在水体中的含量, 而百分含量(%)则表示 POC 在悬浮物中的含量; d) pMC 与现代碳含量计算值存在约 1%的差值, 这个差值主要是在同位素分馏及年龄校正过程中产生的

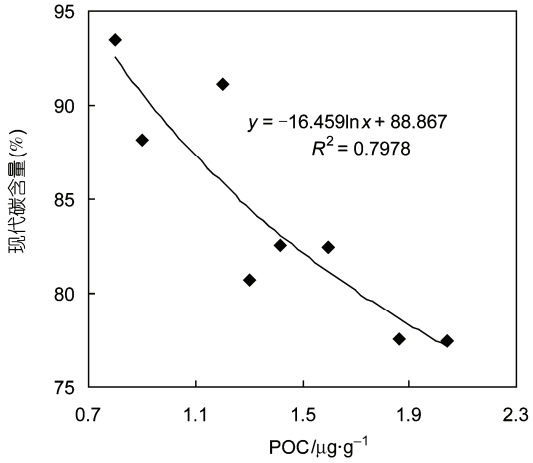

图 2　珠江水体悬浮物POC含量与现代碳百分含量之间的关系

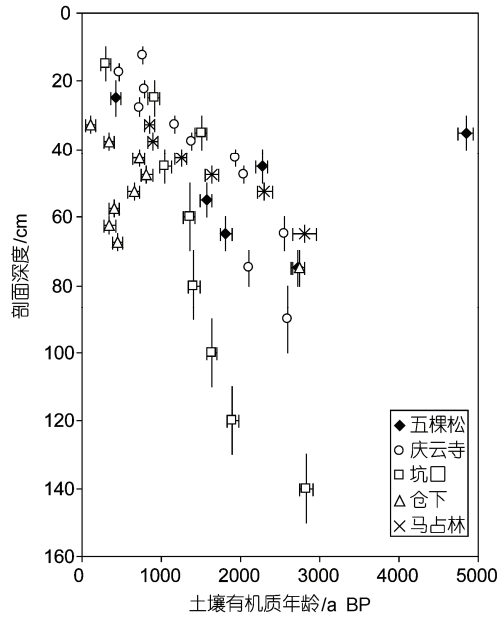

图 3　珠江流域土壤有机质年龄及其所对应的剖面深度

仓下、马占林剖面为鹤山人工林下土壤, 五棵松、庆云寺、坑口剖面为鼎湖山自然林下土壤; 56FE 中竖线为土壤剖面对应深度, 误差棒长短表示土壤年龄误差范围; 本研究中, 5 个剖面表层土壤(15~30 cm 以内的深度)由于受大气层核试验的影响, 其表观年龄显示为负值, 无实际意义, 因此, 本图中表层土壤的年龄没有列出

表层增添新的有机物质, 致使表层有机质年轻碳占优势有关. 越向深层, 其剖面有机质中"老碳"物质越多, 其年龄也越老. 本流域内五棵松剖面深度分别为 20~30 cm 和 30~40 cm, 两相邻层位所对应的 ^{14}C 表观年龄十分悬殊, 前者为 425 a BP, 后者接近 5000 a BP; 越深层位年龄越显年轻, 直至深度为 60 cm 层位以下, 才呈现层位越深年龄越老的状况(图 3). 上述情况表明, 大约 1600 a BP 前 30~60 cm 层段可能经受过较严重的扰动, 如经受过地质环境变化造成的土体迁移或耕作等, 外来物质中"老碳"的加入使得本土壤层碳库的平均年龄骤然变老. 历史记载[22]表明, 鼎湖山针叶阔叶混交林已有 425 a BP 的历史, 与该地 20~30 cm 段土壤层的年龄相符, 其下近 5000 a BP 的老碳可能与此因素有关, 这也刚好印证了这一情况. 庆云寺在历史上曾是当地人类重要的活动场所, 仓下剖面是人工林土壤, 这些剖面受人为扰动的影响远大于其他剖面, 故其多次出现年龄倒置现象. 因此, 土壤剖面出现年龄倒置现象主要与人为扰动或地质历史上出现环境异常变动所导致的土体滑动有关.

3.3　悬浮物 POC 的年龄组成与流域侵蚀

河流悬浮物主要来源于流域内的土壤侵蚀、陆源植被以及河流内源生成物, 如藻类和水生植被等. 来源于土壤表层及水生生物的有机质以现代物质为主, ^{14}C 测定显示其为年轻的物质; 来源于流域土壤侵蚀的深层有机质通常含有一定数量的"老碳", 而且侵蚀越深, 悬浮物中"老碳"物质越多, 其 ^{14}C 年龄就越老. 因此, 可以根据悬浮物有机质 ^{14}C 测定年龄的大小, 与流域土壤剖面相同年龄的有机质比较, 根据其对应的剖面深度初步判断河流有机质的深度来源, 并大致了解流域的土壤侵蚀程度.

珠江水体悬浮物的年龄(表 1)与流域内天然林下 30~70 cm 深度的土壤样品(图 3)大致相当, 介于 540~2050 a BP 之间. 悬浮物 POC 表观年龄大多数超过 1000 a BP, 表明流域土壤侵蚀较深, 部分样品的年龄甚至可能超过 1 m 土壤剖面所对应的年龄, 说明流域内局部区域侵蚀相对严重, 表现出较为强烈的陆地侵蚀. 这种现象也与采样期间伴随的流域强降水过程相对应, 表 1 中东江博罗断面 2000 年 5 月强降水过程前后所取悬浮物样品显示的有机碳年龄的对比也说明了强烈侵蚀的存在. 在珠江的 3 个支流中, 西江水体悬浮物 POC 年龄超过了 1540 a BP, 东江悬浮物 POC 年龄大多数比较年轻, 只有 540~1010 a BP, 仅个别样品达到 1720 a BP, 北江样品年龄介于其间. 也就是说, 西江的悬浮物中老碳较多, 东江悬浮物以现代碳居多, 北江悬浮物则介于其间. 上述结果显示, 西江流域侵蚀比东江流域严重, 虽然东江流域中游少数地区的水土流失比较严重, 但东江流域

整体生态环境状况较好.

另外, 本流域内的鼎湖山、鹤山与香港、广西等地表层土壤的$\Delta^{14}C>0$[23], 植被同样也测到了“弹”^{14}C, 且流域内植物体内的$\Delta^{14}C$ 值几乎一致[23], 这表明全流域均已受到了相同强度的“弹”^{14}C 影响[8]. 近几十年来, 世界核电发展过程中曾出现核泄露, 如最著名的切尔诺贝利核电站事故, 少量放射性污染物通过大气飘尘传到世界各地. 大量化石燃料燃烧产生的放射性碳也会对大气 CO_2-^{14}C 构成影响, 从而通过降尘以及光合作用等方式对流域土壤产生影响[24]. 尽管表层土壤以及植被有机质反映了“人为”放射性碳的汇入, 但珠江水体悬浮颗粒物$\Delta^{14}C$ 值并未反映出来, 这是因为河流悬浮物是由流域表层现代物质与较深层土壤“老碳”构成的混合物, 表层土壤物质进入河流后很快就被分解掉, 由于悬浮物中“人为”^{14}C 信号微弱, 被土壤侵蚀产生的“老碳”物质所“掩盖”, 无法显示出来, 同时河流过程也会起到一定的增强作用.

3.4 悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$

图 4(a)是珠江水体悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 的对应关系图. 从图中可以看出, 珠江水体悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 呈现类似正相关关系(不显著), 与 Masiello 等人[8]所报道的 Santa Clara 河(图 4(b))悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 之间的显著负相关关系不同. 由于河流悬浮物主要来源于其所在的流域, 有机碳同位素组成必然与不同来源及比例的土壤和母岩构成有关[8]. 珠江与 Santa Clara 河悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 之间关系不同即与此有关.

首先, 珠江流域内土壤表层的有机碳$\delta^{13}C$ 值为–27.5‰左右, 随着深度的增加$\delta^{13}C$ 逐渐变“重”, 达–22.5‰, 个别剖面甚至可达–20.1‰, 达到“最重值”, 这一深度大致出现在 15~30 cm 的剖面; 然而随着深度的增加, 其值又逐渐变“轻”, 至一定深度达到稳定值[18]. 有机质的不同分解阶段和不同更新周期是造成土壤有机碳$\delta^{13}C$ 形成这种变化的根本因素[18]. 图 4(a)表现的悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 的变化关系刚好与土壤剖面$\delta^{13}C$ 值“最重”之下的土壤$\delta^{13}C$ 与 $\Delta^{14}C$ 值变化趋势一致, 即有机碳$\Delta^{14}C$ 值越“正”, 对应 $\delta^{13}C$ 值越“重”; 随着剖面深度的增加, 土壤有机碳的$\Delta^{14}C$ 值也越“负”, 同时$\delta^{13}C$ 值越“轻”. 而且, 河流悬浮物有机碳含量介于0.75%~1.61%之间, 与下层剖面土壤有机碳深度变化基本对应; 稳定同位素组成介于–24.1‰~–22.0‰之间, 处于土壤剖面有机碳稳定同位素变化范围之内. 这表明河流悬浮物有机质的来源与流域内的土壤有机质及其深度密切相关, 反映了悬浮物与流域内表层之下土壤由上到下的良好对应关系. 另外, 本研究中之所以没有显示出表层剖面土壤碳同位素间的关系, 主要是因为表层的土壤有机质由“活动型”有机碳构成[18], 进入河流后被很快分解; 只有较深层的“稳定型”土壤有机碳因性质稳定得以在悬浮物中保存下来. 根据文献, 对 Santa Clara 流域附近 Sedgewich 牧场保护区土壤剖面有机质的$\delta^{13}C$ 值, 从表面的–27.9‰升高到大于 200 cm 深度的–24.5‰; 对应的$\Delta^{14}C$ 值则从表面的+120‰降低到大于 200 cm 深度的–640‰[8]. 这也表明了 Santa Clara 河悬浮物双碳同位素变化趋势与其附近剖面土壤有机碳双碳同位素值随剖面深度的变化一致. 两个流域的结果均反映出河流悬浮物与其流域有机质来源的密切关系.

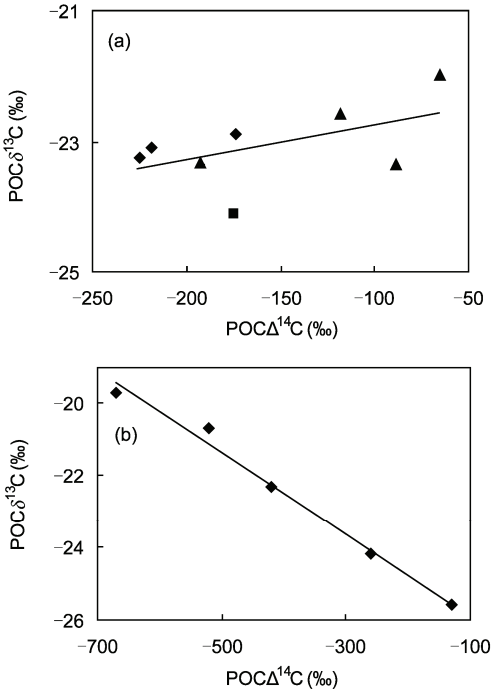

图 4 珠江水体悬浮物 $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 的对应关系图

(a) 珠江数据(其中, 菱形、正方形、三角形分别为西江、北江和东江数据), POC $\delta^{13}C$ 与$\Delta^{14}C$ 呈类似正相关关系; (b) Santa Clara 河[8]数据, 呈反相关关系

其次, 在样品储存过程中, 可能也会由于微生物活动而导致有机质发生选择性分解, 从而造成碳同

位素的分馏. 同位素分馏对 ^{13}C 影响较大, 对 ^{14}C 影响非常微弱[25], 因此其对 POC$\delta^{13}C$ 与 $\Delta^{14}C$ 的关系可能造成一定的影响.

最后, 对于大小不同的流域, 其河流有机质生成、运移及分解等过程是不同的. 在不同的流域, 土壤侵蚀产生的有机质在进入河流前的陆地阶段均可以有充分的生物地球化学过程, 即“陆地过程”基本可以相同. 有机质进入河流系统后区别则很大, 在小河流系统, 有机质停留时间非常短, 其河流生物地球化学过程基本可以忽略; 在大河系统中, 有机质停留时间长, 河流生物地球化学过程充分. 因此也可以说 Santa Clara 河流悬浮物 POC$\delta^{13}C$ 与 $\Delta^{14}C$ 值反映的是小型河流的洪峰过境事件[8], 而珠江悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与 $\Delta^{14}C$ 值反映的则是大型河流的洪水事件. 在大流域系统, 其流域内人类活动、流域侵蚀、植被覆盖现状、地表地质及水文动态远比小流域复杂得多, 同时体现了“河流与陆地过程”. 珠江悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与 $\Delta^{14}C$ 之间相关性不明显可能与大流域内影响因子较多这一因素有关.

最后需要说明的是, 本研究所取的土壤和悬浮物样品中有机质成分不同, 河流悬浮物中不易分解的有机质较多, 而土壤有机质所含的易分解的有机质较多; 土壤和悬浮物有机碳年龄测定样品需求量大小不同, 其处理方法略有不同, 尽管测定原理相同, 但年龄实际测定值也可能存在一定的差异.

4 结论

(ⅰ) 珠江水体悬浮物 POC ^{14}C 年龄介于 540~2050 a BP 之间, 其中西江、北江悬浮物 POC 年龄较老, 东江悬浮物 POC 年龄较为离散——既有较年轻的样品, 又有较老的样品, 但以年轻样品为主. 珠江水体悬浮物 POC 组成以现代碳为主, 并含有少量流域深层的“老碳”物质, 是它们的混合体.

(ⅱ) 珠江流域侵蚀相对严重, 特别是西江流域, 悬浮物 POC 年龄较老, 侵蚀比东江流域严重; 尽管东江流域中游某些地区的水土流失要比西江流域严重, 但东江流域整体状况较好.

(ⅲ) 珠江水体悬浮物 POC $\delta^{13}C$ 与 $\Delta^{14}C$ 间的关系是流域内土壤剖面碳同位素在河流中的体现, 反映了河流有机质在土壤中的来源深度; 而流域表层的土壤有机碳属于“活动型”, 进入水体后很快就被分解掉, 无法在悬浮物中体现出来.

参考文献

1 Longworth B E, Petsch S T, Raymond P A, et al. Linking lithology and land use to sources of dissolved and particulate organic matter in headwaters of a temperate, passive-margin river system. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71: 4233—4250

2 Townsend -Small A, McClain M E, Hall B, et al. Suspended sediments and organic matter in mountain headwaters of the Amazon River: Results from a 1-year time series study in the central Peruvian Andes. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 732—740

3 Hedges J I, Cowie G L, Richey J E, et al. Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. Limnol Oceanogr, 1994, 39: 743—761

4 Hedges J I, Ertel J R, Quay P D, et al. Organic carbon-14 in the Amazon River system. Science, 1986, 231: 1129—1131

5 Raymond P A, Bauer J E. Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. Nature, 2001, 409: 497—500

6 Kao S J, Liu K K. Particulate organic carbon export from a subtropical mountainous river in Taiwan. Limnol Oceanogr, 1996, 41: 1749—1757

7 Raymond P A, Bauer J E. Use of ^{14}C and natural abundances for evaluating riverine, esturine, and coastal DOC and POC sources and cycling: A review and synthesis. Org Geochem, 2001, 32: 469—485

8 Masiello C A, Druffel E R M. Carbon isotope geochemistry of the Santa Clara River. Glob Biogeochem Cycles, 2001, 15: 407—416

9 Goni M A, Monacci N, Gisewhite R, et al. Distribution and sources of particulate organic matter in the water column and sediments of the Fly River Delta, Gulf of Papua (Papua New Guinea). Estuar Coast Shelf Sci, 2006, 69: 225—245

10 Butman D, Raymond P, Oh N H, et al. Quantity, ^{14}C age and lability of desorbed soil organic carbon in fresh water and seawater. Org Geochem, 2007, 38: 1547—1557

11 Wu Y, Zhang J, Liu S M, et al. Sources and distribution of carbon within the Yangtze River system. Estuar Coast Shelf Sci, 2007, 71: 13—25

12 Yang S Y, Youn J S. Geochemical compositions and provenance discrimination of the central south Yellow Sea sediments. Mar Geol, 2007, 243: 229—241

13 Gao Q Z, Tao Z, Shen C D, et al. Riverine organic carbon in the Xijiang River (South China): Seasonal variation in content and flux

budget. Environ Geol, 2002, 41: 826—832
14 Sun H G, Han J, Lu X X, et al. Modeling the relations between riverine DIC and environmental factors in the lower Xijiang of the Pearl River, China. Quat Int, 2008, 186: 65—78
15 魏秀国, 沈承德, 孙彦敏, 等. 珠江水体悬浮物碳稳定同位素组成与流域土壤侵蚀研究. 沉积学报, 2008, 26: 151—157
16 Townsend-Small A, Noguera J L, McClain M E, et al. Radiocarbon and stable isotope geochemistry of organic matter in the Amazon headwaters, Peruvian Andes. Glob Biogeochem Cycles, 2007, 21: 1—9
17 水利部珠江水利委员会《珠江志》编纂委员会. 珠江志(第一卷). 广州: 广东科技出版社, 1991. 169—172
18 沈承德, 易惟熙, 孙彦敏, 等. 鼎湖山森林土壤 ^{14}C 表观年龄及 $\delta^{13}C$ 分布特征. 第四纪研究, 2000, 20: 335—344
19 Stuiver M, Polach H A. Discussion: Reporting of ^{14}C data. Radiocarbon, 1977, 19: 355—363
20 Mook W G, Plicht J V D. Reporting ^{14}C activities and concentrations. Radiocarbon, 1999, 41: 227—239
21 Meybeck M. Riverine transport of atmospheric carbon: Sources, global typology, and budget. Water air soil pollut, 1993, 270: 195—212
22 何金海, 陈兆其, 梁永奕. 鼎湖山自然保护区之土壤. 见: 鼎湖山森林生态系统研究站, 编. 热带亚热带森林生态系统研究. 北京: 中国环境科学出版社, 1982. 25—38
23 梁宝鎏, Stokes M J, 仇士华, 等. 香港地区环境 ^{14}C 水平研究. 地球化学, 1995, 24(增刊): 115—118
24 Rethemeyer J, Kramer C, Gleixner G, et al. Transformation of organic matter in agricultural soils: Radiocarbon concentration versus soil depth. Geoderma, 2005, 128: 94—105
25 Mook W G. Environmental isotopes in the hydrological cycle. UNESCO/IAEA Technical Report. 2000

·动 态·

一氧化氮可抑制 TGF–β1 诱导的上皮细胞向成纤维细胞的转化及凋亡

一氧化氮(NO)是一种多功能调节因子, 参与多种生理和病理过程. 中国科学院上海生命科学研究院生物化学与细胞生物学研究所宋建国研究组发现, 小鼠肝脏细胞中的 NO 供体 S-亚硝基-N-乙酰青霉胺(SNAP)可抑制转化生长因子β-1(TGF-β1)诱导的上皮细胞向成纤维细胞的转化(EMT)和凋亡. 在这些细胞中, 通过过表达诱导性NO合成酶(iNOS)提高NO产量可抑制TGF-β1诱导的EMT和凋亡; 利用促炎症因子(包括肿瘤坏死因子、白介素-β1 和干扰素-β)处理细胞提高内源性 NO 产量, 也可得到同样的抑制效果. 此外, 外源性NO供体SNAP处理可以导致细胞内三磷酸腺苷(ATP)水平的下降, 而细胞内 ATP 水平下降将抑制 TGF-β1 诱导的 EMT 和凋亡, 提示 NO 诱导的 ATP 下降参与 NO 对 TGF-β1 诱导 EMT 和凋亡的抑制. NO 和抑制 ATP 水平药物 FCCP 可抑制 TGF-β1 诱导的 STAT3 (转录因子 3 信号转导子和激活因子)活化, 提示 STAT3 的失活可能卷入到 NO 对 TGF-β1 诱导的 EMT 和凋亡的效应中. 上述研究表明 NO 通过下调 ATP 水平, 在抑制 TGF-β1 诱导的 EMT 和凋亡中扮演重要作用, 为研究 EMT 和凋亡发生过程中 NO 的作用提供了新的视角. 相关研究论文发表在 2009 年 11 月 *Hepatology*, 50(5): 1577—1587 上.

(信息来源: 科学技术部《基础科学研究快报》)