



论文

华南二叠纪-三叠纪之交初级生产力的演化以及
大隆组黑色岩系初级生产力的定量估算沈俊^①, 周炼^①, 冯庆来^{①*}, 张木辉^②, 雷勇^①, 张宁^③, 喻建新^②, 顾松竹^②^① 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;^② 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074;^③ 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074

* 联系人, E-mail: qinglaifeng@cug.edu.cn

收稿日期: 2012-10-10; 接受日期: 2013-02-28; 网络版发表日期: 2013-12-20

国家自然科学基金项目(批准号: 40839903, 40921062, 41073007, 41273005)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2011CB808800)、高等学校博士点学科专项科研基金(编号: 20110145130001)和地质过程与矿产资源国家实验室科技部专项经费资助

摘要 二叠纪末期生物大灭绝后初级生产力是升高还是降低仍是一个很有争议的问题。通过对华南两个深水剖面(峡口和新民剖面)的研究发现, 在二叠纪-三叠纪之交初级生产力是逐步降低的, 而且从 *Clarkina changxingensis*-*C. deflecta* 带到 *Hindeodus parvus*-*Isarcicella isarcica* 带经历了升高-降低-恢复-衰退-萧条 5 个演化阶段。从 *C. meishanensis* 带底部开始, 初级生产力开始大幅度衰退, 但由于环境的恶化, 海洋表层生物群发生了转变, 大量适应恶劣环境的疑源类和蓝细菌(灾难种)反而繁盛。而后初级生产者在 *H. parvus*-*I. isarcica* 带出现大的萧条。通过对华南 2 个剖面晚二叠世大隆组黑色岩系初级生产力的定量计算发现, 大隆组黑色岩系的初级生产力相当于现代海洋上升流区域生产力的平均值, 这套地层是潜在的优质烃源岩。大隆组出现这种高生产力的现象可能与当时华南板块处于赤道上升流附近有关, 但不同剖面因受氧化还原和后期改造作用的影响, 保存下来的有机质含量可能会有很大的差别。

关键词古生产力
黑色岩系
烃源岩
大隆组
氧化还原

二叠纪-三叠纪之交发生了地球历史上最严重的生物危机, 大量的陆相和海相生物在该时期发生了灭绝(Erwin, 1994; Erwin 等, 2002; Alroy, 2010)。过去几十年间, 地质学家对这次灭绝事件进行了大量的研究, 提出许多绝灭假说, 如外星撞击(Retallack 等, 1998; Kaiho 等, 2001; Becker 等, 2004)、缺氧事件(Isozaki, 1997; Grice 等, 2005)、甲烷的释放(Krull 等, 2000)以及西伯利亚火山喷发(Bowring 等, 1998;

Kamo 等, 2003; Reichow 等, 2009)等。但是没有哪个单一的起因能够解释在全球所有二叠纪-三叠纪剖面所记录的信息。因此, 到底是什么原因导致这次地球历史上最大的生物灭绝还存在很大的争议(Jin 等, 2000; Yin 等, 2007; Xie 等, 2010; Kozur 和 Weems, 2011)。目前为止, 取得一致认识的是放射虫、有孔虫、介形虫、腕足和头足类等动物群的丰度和分异度在二叠纪-三叠纪过渡时期出现了明显的降低(Erwin,

中文引用格式: 沈俊, 周炼, 冯庆来, 等. 2014. 华南二叠纪-三叠纪之交初级生产力的演化以及大隆组黑色岩系初级生产力的定量估算. 中国科学: 地球科学, 44: 132-145

英文引用格式: Shen J, Zhou L, Feng Q L, et al. 2014. Paleo-productivity evolution across the Permian-Triassic boundary and quantitative calculation of primary productivity of black rock series from the Dalong Formation, South China. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-013-4780-5

1994; Erwin 等, 2002; Yin 等, 2007), 而且很多生物(如腕足、牙形石、菊石、海绵骨针)出现小型化的演化(Payne, 2005; He 等, 2007, 2010; Twitchett, 2007; Luo 等, 2008). 但对于初级生产者在灭绝前后的变化存在很大的争议. Kakuwa(1996)认为, 在日本剖面, 二叠纪-三叠纪界线以上出现的炭质泥岩以及碳同位素的正漂移是由于初级生产力的升高引起的, 早三叠世初级生产力升高的观点在其他地区和剖面也得到了证实(Suzuki 等, 1998; Algeo 等, 2010). 在华南, 动物群的明显小型化被认为是由于缺乏食物(初级生产者)导致的(He 等, 2007, 2010; Luo 等, 2008). Meyer 等(2011)通过比较不同水深的无机碳同位素的变化梯度发现, 相对现代海洋而言, 二叠纪-三叠纪之交不同水深的碳同位素梯度的变化是由于初级生产者大量繁盛导致的. 而 Algeo 等(2013)通过对比全球 40 个不同相区剖面的总有机碳记录, 认为不同地区的初级生产力在二叠纪-三叠纪过渡时期的演化是有显著差异的. 所以在二叠纪-三叠纪之交处于食物链最底层的初级生产者的演变还存在很大的疑问. 本文通过结合不同的地球化学和古生物指标, 综合指示华南二叠纪-三叠纪之交初级生产力的变化.

中国油气勘探历史中, 陆相油气勘探一直是主要的勘探内容(秦建中, 2005; 腾格尔等, 2010). 但随着陆相勘探突破性难度增大, 海相烃源岩逐渐受到重视, 对海相地层的勘探已经取得很大的成果(谢树成等, 2007; 李天义等, 2008; 秦建中等, 2010; 殷鸿福等, 2011). 华南发育大量的沉积型黑色岩系(黑色岩系是含较多有机质及硫化物的暗色-黑色的硅质岩、碳酸盐岩、泥质岩以及相应岩石的组分的总称(Tourtelot, 1979)), 而且也是最近油气勘探的重点区域, 包括下寒武统牛蹄塘组及相当层位地层(赵瞻等, 2010; 坛俊颖等, 2011)、上奥陶统五峰组(张海全等, 2010; 刘峰等, 2011)和中二叠统孤峰组(冯武军和陈安定, 2007; 曹文胜等, 2011)等. 这些黑色岩系的共同点是都含有硅质沉积, 而且是特殊极端地质时期的产物(胡世忠, 2000; 杨瑞东等, 2003; 刘峰等, 2011). 近年来, 随着研究的深入, 地球历史上最大绝灭时期附近的晚二叠世大隆组的黑色硅质岩受到众多学者的关注, 因此对作为潜在烃源岩的大隆组黑色岩系进行详细的研究是十分必要的(Xie 等, 2008; 付小东等, 2010). 在烃源岩评价过程中, 可以利用对现代海洋学建立的定量计算初级生产力的公式来反演古海洋

初级生产力. 这样有助于评价地层的油气储量, 以及研究地层中高有机质的形成机制(雷勇等, 2009; 沈俊和冯庆来, 2010). 本文通过稀有元素 Cu 来定量计算二叠纪大隆组海洋表层的初级生产力, 以期对油气勘测提供一定的依据.

1 研究剖面

二叠纪-三叠纪之交, 华南板块处于古特提斯洋的东部, 位于赤道附近(杨遵仪等, 1987)(略微偏北; 图 1(a)), 而且沉积有从陆相到深海相的一套保存完好的地层(杨遵仪等, 1987)(图 1(b)). 本文的研究剖面分别来自华南板块的北缘(峡口剖面)和南缘(新民剖面). 峡口剖面位于湖北省宜昌市兴山县峡口镇附近(图 1(c)), 该地区位于中扬子地块的北侧, 东临黄陵古隆起. 该地区由于位于特殊的古地理位置, 受地壳的升降运动影响较小, 沉积记录连续, 保存了良好的二叠纪-三叠纪的沉积地层(王正允, 1998; 王辉等, 2008). 二叠纪自下向上发育栖霞组, 茅口组, 吴家坪组, 长兴组和大隆组(王正允, 1998; 王辉等, 2008). 该时期经历了从栖霞期和茅口期早中期的海侵到茅口期晚期和吴家坪早期的海退, 吴家坪晚期开始第二轮的海侵. 而在长兴晚期, 海侵进一步扩大, 使得大隆组的沉积位于相对深水的沉积环境, 沉积一套以黑色泥质岩为主, 夹灰岩的岩层序列(王正允, 1998; 王辉等, 2008). 早三叠世由于海退作用, 发育相对较浅水的灰岩相(王正允, 1998). 峡口剖面总厚度 4.6 m, 根据岩性和生物的分布可以分为三个部分(图 2(a)). 下段(大隆组, ~2.6 m, 223~251 层)主要以黑色泥岩为主, 夹几层灰岩和泥质灰岩, 火山灰含量少. 产出大量的有孔虫: *Ammodiscus* sp., *Hemigordius* sp., *Geinitzina* sp., *Nodosaria* sp., *Ichthyolaria* sp., *Geinitzinita changhsingensis*, *Geinitzinita* sp., *Howchinella* sp.. 中段(大冶组, ~0.5 m, 252~262 层)岩性主要以火山灰为主, 并含有泥岩和泥质灰岩的夹层, 生物化石相对稀少. 上段(大冶组, ~1.5 m, 263~280 层)岩性主要以泥岩为主, 含有多层灰岩和泥质灰岩的夹层, 火山灰也大量出现. 整个剖面牙形石发育丰富(Wang 和 Xia, 2004), 包括 *C. wangi*, *C. postwangi*, *C. subcarinata*, *C. changxingensis*, *C. deflecta*, *C. meishanensis*, *H. parvus*, *H. typicalis*, *H. latidentatus*, *I. isarcica* 等. 峡口剖面的牙形石可以划分为四个带

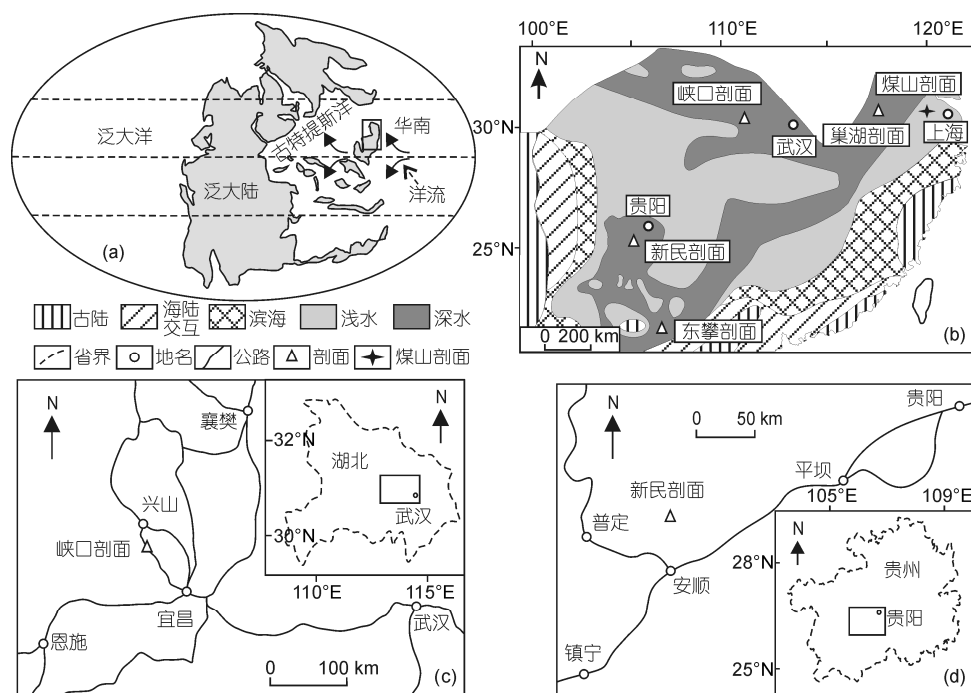


图1 研究区构造古地理背景及交通图

(a) 二叠纪-三叠纪之交全球古地理图; (b) 二叠纪-三叠纪之交华南古地理图(Shen 等, 2012a); (c) 峡口交通图; (d) 新民交通图

(图 2(a)), 从下到上分别为: 233~241 层是 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带, 242~251 层是 *C. yini* 带, 252~262 层为 *C. meishanensis* 带, 263~280 层为 *H. parvus*-*I. isarcica* 带。根据和煤山 D 剖面的牙形石带和无机碳同位素的对比, 将 251/252 层的界线定为大灭绝线(相当于煤山的 25 层底部), 262/263 层的交界定为二叠纪-三叠纪的界线(Wang 和 Xia, 2004; Shen 等, 2012a)(图 2(a), (b))。

新民剖面位于贵州省安顺市北约 30 km 附近(图 1(d))。研究区在二叠纪晚期属于黔西南的三岔河区, 安顺-晴隆分区, 而在三叠纪早期属于黔中分区。由于长时期整个华南的海侵作用, 导致该区由吴家坪期的海陆交互含煤碎屑沉积转变为长兴期的深水硅质岩、硅质泥岩沉积。由于二叠纪-三叠纪之交的大规模海退, 导致早三叠世发育较浅水的陆源泥质沉积。新民剖面主要出露晚二叠世的大隆组和早三叠世的大冶组地层(图 2(c))。大隆组(~7.2 m)岩性主要以黑色泥质灰岩为主, 并含有多层薄层的黑色页岩和钙质泥岩, 出现大量的火山凝灰岩, 并含有大量的牙形石、有孔虫、放射虫和菊石等化石。如牙形石 *C. changxingensis*, *C. meishanensis*, *C. zhang*; 有孔虫 *Pachyphloia schwageri*, *Geinitzinita* sp., *Hemigordius*

yini, *Ichthyolaria* sp.等。大冶组(~2 m)岩性主要以火山凝灰岩和黄色泥岩为主, 生物化石含量稀少。从下往上牙形石带分布如下: 1~2 层为 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带, 3~4 层为 *C. yini*, 第 5 层为 *C. meishanensis* 带, 在 5-3 层出现 *C. cha.changxingensis*。虽然在整个剖面上没有发现 *H. parvus*, 但是在第 6 层底部出现三叠纪的典型菊石分子 *Ophiceras* sp., 所以本文把二叠纪-三叠纪的界限粗略地定在 5~6 层之交, 而 6~8 层相当于 *H. parvus*-*I. isarcica* 带的层位(Shen 等, 2013)。

2 实验方法

本次研究对峡口剖面的 58 个样品以及新民剖面的 89 个样品进行了地化数据的分析。在野外尽可能采取新鲜的样品, 在室内首先去除表层的风化物质, 取岩石里面新鲜的部分并用碳化钨钵研磨成 200 目, 然后分别送样测试不同的成分。主量元素使用 X-射线荧光熔片法, 对样品进行了全岩主量元素氧化物地球化学分析。其测试是在中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室完成, 分析仪器为日本理学公司 3080E1 型波长色散 X-射线荧光光谱仪。微

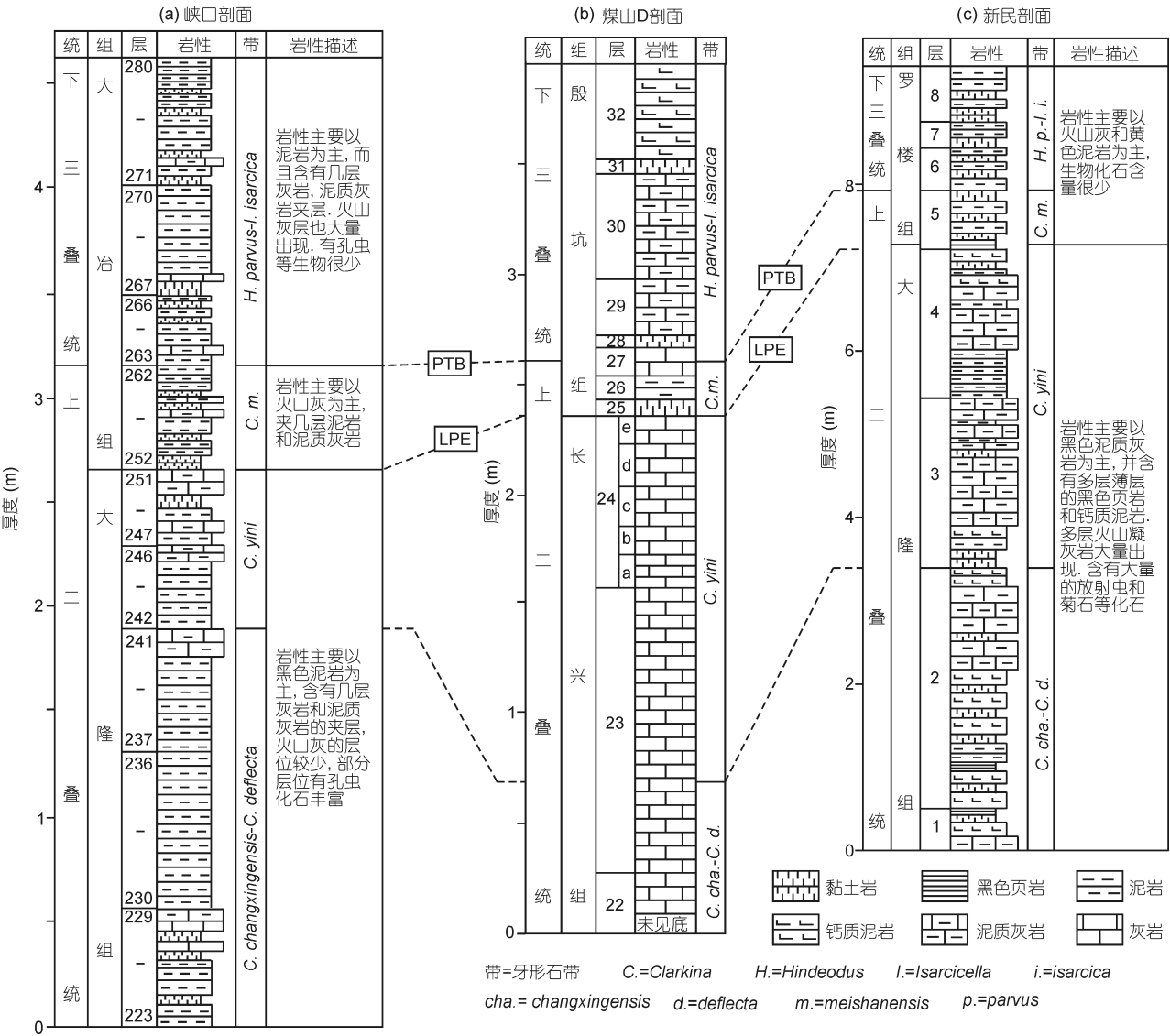


图 2 峡口剖面、新民剖面和煤山 D 剖面的对比图
LPE: Late Permian event, 晚二叠世事件层; PTB: Permian-Triassic boundary, 二叠纪-三叠界界线

量元素的测试在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室测试完成. 使用 POEMS (Plasma Optical Emission Mass Spectrometer) III 等离子体光谱仪进行样品测定, 该仪器质谱采用 VG 公司的 PQ3 ICP-MS, 光谱采用 TJA 公司的 IRIS 高分辨率光谱. TOC 的测试在辛辛那提大学完成, 仪器为 C-S2000 analyzer. 首先, 称取 100 mg 的样品测试样品中的全碳, 然后把样品用 7% 的 HCl 在 40℃ 下处理 24 h, 去掉无机碳 (TIC), 然后测试有机碳 (TOC). 结果用标样

DBS-1 和 Sold 校正, 误差小于 5%.

3 古海洋生产力的指标

TOC (total organic carbon) 是沉积物中的总有机碳, 它是海洋表层生产力在沉积物中的体现 (Pedersen 和 Calvert, 1990; Canfield, 1994). 海洋表层初级生产力的多少直接影响到沉积物表面的有机质的多少 (Pedersen 和 Calvert, 1990; Canfield, 1994).

高的海洋生产力会使从透光层输入到海底的有机质增多, 从而导致沉积物中 TOC 升高, 因此 TOC 被认为是初级生产力的最直接的指标(Pedersen 和 Calvert, 1990; Canfield, 1994). 但埋藏并保存在沉积物中的 TOC 还与海水的氧化还原条件以及沉积速率等因素有关. 若底部水体为还原环境, 会减少有机质的氧化, 从而有利于有机质的保存. 如果底部水体为氧化环境, 则会大量消耗有机质, 使得埋藏的有机质含量下降. 所以高的初级生产力和水体的还原条件是沉积物中 TOC 富集的主控因素. 而在一定的范围内, 高的沉积速率有利于表层的有机质沉降到水底, 并保存下来(Canfield, 1994; Piper 和 Perkins, 2004; Tribovillard 等, 2006).

磷(P)是关键的营养元素, 生物体吸收 P 组成自身的组织, 当生物体死亡后, P 也会随着生物遗骸沉降到水底, 所以 P 的多少和海水表层的生产力有很大的关系(Schenau 等, 2005). 当底层水体为还原条件时, 在细菌的作用下, P 会从有机质优先流失到海水中, 导致高生产力海域沉积物中 P 含量的降低. 而在海底主要为氧化环境的时期, P 相对于有机碳有更高的保存率(Schenau 和 De Lange, 2001; Algeo 和 Ingall, 2007).

生物 Ba(Ba_{xs})由于其高的保存率一直被作为古海洋生产力的地化替代指标(Bishop, 1988). 生物成因 Ba 主要以重晶石($BaSO_4$)的形式存在. 关于海洋重晶石的成因有两种假说: 一种是有机质的降解使得硫酸盐和钡在微环境中达到饱和, 进而形成重晶石(Bishop, 1988); 另一种是生物直接吸收 Ba 进入生物骨骼形成 $BaSO_4$, 随着生物遗体的降解, Ba 沉积到水底(Schmitz, 1987). 两种观点都表明生源 Ba 通量与海洋生产力有关. 在现代海洋中以及古海洋沉积物中, 生物钡和其他生产力指标有很好的相关性, 表明它可以用来作为古海洋初级生产力的替代指标(Schmitz, 1987; Bishop, 1988). 但生物钡在还原环境下易于流失, 而在氧化条件下具有高的保存率. 所以在用 Ba 来反演古海洋生产力的变化时, 需要考虑氧化还原的影响(Dehairs 等, 1980, 1987, 1992; Dymond 等, 1992).

Cu 和 Zn 是海洋生物的营养元素. 它们随着海洋初级生产者的光合作用, 被生物吸收组成自身的有机质, 然后由于有机质的沉积而保存到沉积物中(Piper 和 Perkins, 2004; Tribovillard 等, 2006). 它们在

还原条件下会形成各自的硫化物而沉积下来, 所以沉积物中的元素 Cu 和 Ni 的量与有机质的沉降量有着密切的关系(Piper 和 Perkins, 2004; Tribovillard 等, 2006). 由于它们需形成硫化物才能保存下来, 因此 Cu 和 Zn 一般只适用于指示还原条件下生产力的变化. Piper 和 Perkins(2004)通过研究 Cariaco 盆地的 Cu 和表层生产力的关系总结出一个用 Cu 来定量计算表层初级生产力的公式; 应用该公式定量计算了北美二叠纪的黑色岩系沉积时期的海洋表层的初级生产力(Piper 和 Perkins, 2004). 其生产力公式为

$$PP = (E_{xs} \times \rho \times LSR \times m / k) / 0.15, \quad (1)$$

其中, PP 表示海洋表层初级生产力(单位: $g\ C/(m^2 \cdot a)$); E_{xs} 表示生物成因的元素的值(单位: ppm); ρ 为沉积物的密度(单位: g/cm^3); LSR 为沉积速率(单位: cm/ka); $m=358\ g\ C/kg$, 是根据现代海洋计算的常数, 表示浮游植物中有机碳的含量(Piper 和 Perkins, 2004); k 为浮游生物中微量元素 Cu 的含量($0.011\ mg/g$)(Piper 和 Perkins, 2004); 0.15 表示假设只有 15% 的有机质能沉降到海水底部(Piper 和 Perkins, 2004). 其中本文所有的岩石密度都认为是 $2.5\ g/cm^3$. 峡口剖面和新民剖面的沉积速率根据牙形带在剖面的分布厚度除以牙形带的时间间隔计算得来(Algeo 等, 2013), 分别为 $4.7\ cm/ka$ (峡口)和 $4.1\ cm/ka$ (新民).

沉积物中的元素主要由陆源沉积和海水沉积两部分组成(很少有热液沉积)(Tribovillard 等, 2006). 用元素来反演生产力的时候需要扣除陆源的影响, Al 由于在水中的溶解量很小, 而且化学性质很稳定, 所以一直被用来作为陆源输入的指标(Saito 等, 1992). 扣除陆源的公式为

$$E_{xs} = E_{(样品)} - Al_{(样品)} \times (E/Al)_{PAAS}, \quad (2)$$

其中, E_{xs} 为元素的生物成因部分, $E_{(样品)}$, $Al_{(样品)}$ 分别为样品中所测的元素 E 和 Al 的含量; $(E/Al)_{PAAS}$ 是晚太古代澳大利亚页岩中元素 E 和 Al 的比值(Taylor 和 McLennan, 1985).

4 结果与讨论

4.1 二叠纪-三叠纪之交生产力的演化

4.1.1 峡口剖面生产力的演化

根据各个指标的综合分布, 可以把峡口剖面的二叠纪-三叠纪之交的生产力演化分为 5 个阶段(图 3):

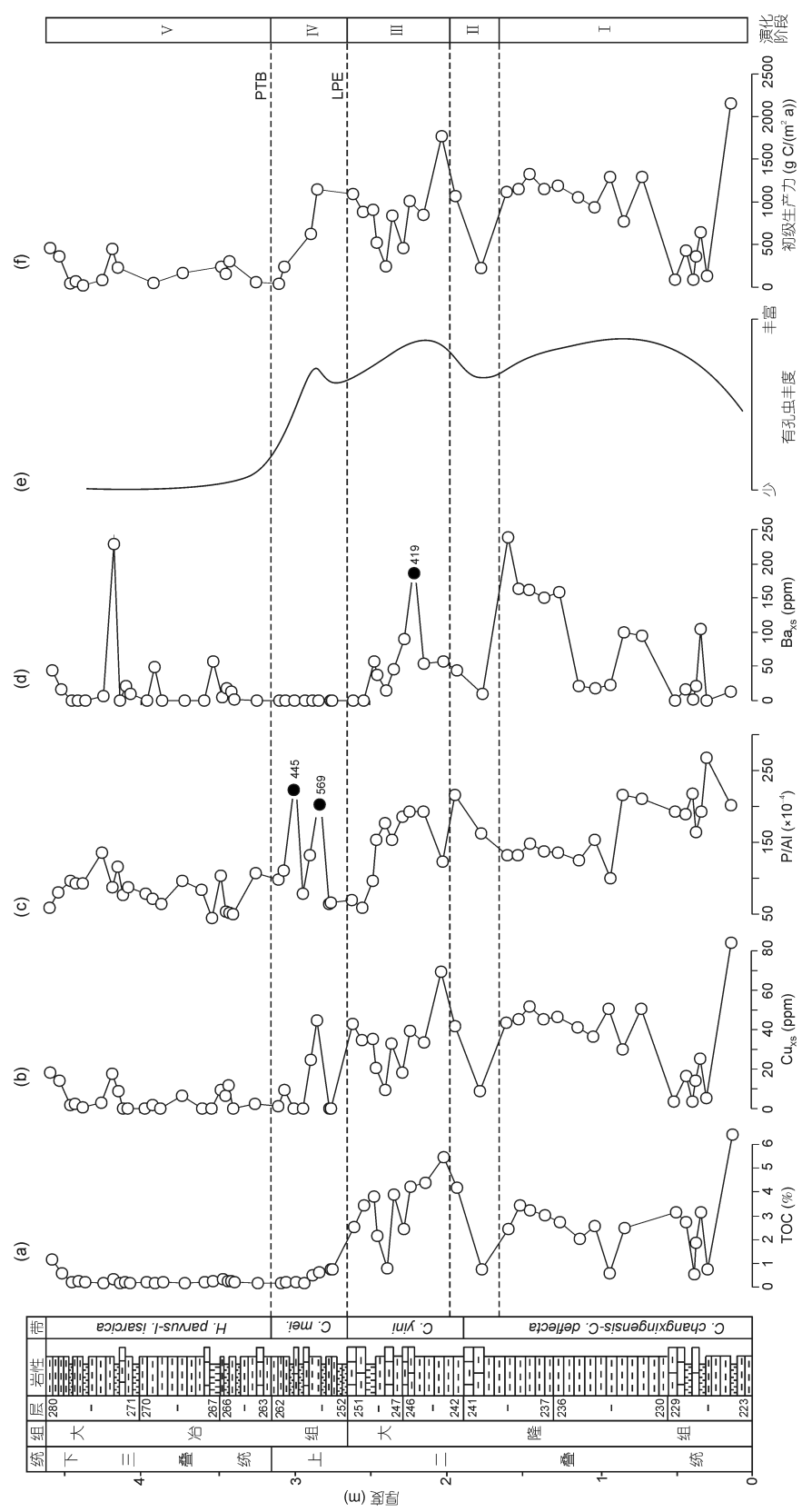


图 3 峡口剖面生产力指标分布
(a) TOC; (b) 生物 Cu; (c) P/Al; (d) 生物 Ba; (e) 有孔虫的丰度(未发表数据); (f) 初级生产力. Cu_{ss} 和 Ba_{ss} 计算见文中公式(2), 初级生产力计算见文中公式(1). (c)和(d)中实心圆数据点依照其旁边所标数值. 其他见图 2

阶段 I, 位于 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带的中下部, 生产力总体偏高。TOC 介于 0.54% 和 6.64% 之间, 平均值为 $2.57\% \pm 1.39\%$ (图 3(a)). Cu_{xs} (生物 Cu, 下同) 分布在 3.41 和 84.28 ppm 之间, 平均值为 (34.98 ± 21.57) ppm (图 3(b)). P/Al 最小值为 99.17×10^{-4} , 最大值是 267.30×10^{-4} , 平均值为 $(171 \pm 44) \times 10^{-4}$ (图 3(c)). Ba_{xs} (生物 Ba, 下同) 最小值为 0, 最大值为 239.19 ppm, 平均值为 (75.38 ± 76.07) ppm (图 3(d)). 有孔虫在此阶段也是一个峰值, 丰度和分异度明显高于其他阶段 (图 3(e)). 定量计算初级生产力的值在此阶段平均值为 (892 ± 550) g C/(m² a) (图 3(f)). 阶段 II, 位于 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带的顶部和 *C. yini* 带的下部, 这个阶段为生产力降低的时期, 各个指标都达到了最小值 (图 3). TOC 为 0.77%, Cu_{xs} 为 8.85 ppm, P/Al 为 162×10^{-4} , Ba_{xs} 为 10 ppm. 有孔虫丰度和分异度也衰减至一个较低值. 初级生产力为 226 g C/(m² a). 阶段 III, 位于 *C. yini* 带的中上部, 为一个生产力的恢复期 (图 3), 较阶段 II 来说, 所有生产力指标都有所回升. TOC 平均值为 $3.31\% \pm 1.34\%$, Cu_{xs} 为 (33.56 ± 16.32) ppm, P/Al 为 $(140 \pm 51) \times 10^{-4}$, Ba_{xs} 为 (77 ± 123) ppm. 同时有孔虫相应出现一个小峰值. 初级生产力平均值为 (856 ± 416) g C/(m² a). 阶段 IV 为 *C. meishanensis* 带, 为生产力的衰退期 (图 3). TOC 平均值为 $0.41\% \pm 0.26\%$, Cu_{xs} 为 (10.03 ± 16.49) ppm, P/Al 为 $(195 \pm 197) \times 10^{-4}$, Ba_{xs} 为 0. 有孔虫也随之衰退. 初级生产力为 (511 ± 488) g C/(m² a). 阶段 V 相当于 *H. parvus*-*I. isarcica* 带, 为一个生产力萧条期 (图 3). 所有的指标都大幅度降低. TOC 为 $0.27\% \pm 0.23\%$, Cu_{xs} 为 (5.00 ± 6.02) ppm, P/Al 为 $(82 \pm 23) \times 10^{-4}$, Ba_{xs} 为 (22.42 ± 50.41) ppm. 有孔虫几乎没有. 初级生产力平均值为 (191 ± 152) g C/(m² a).

4.1.2 新民剖面生产力的演化

新民剖面根据初级生产力的演化也可以划为 5 个演化阶段 (图 4). 阶段 I 位于 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带的中下部, 为生产力的升高期, 各项指标的平均值都位于高值. TOC 为 $0.90\% \pm 0.72\%$ (图 4(a)), Cu_{xs} 为 (45.49 ± 19.06) ppm (图 4(b)), P/Al 为 $(196 \pm 215) \times 10^{-4}$ (图 4(c)), Ba_{xs} 为 (90.59 ± 32.64) ppm (图 4(d)). 疑源类及藻类/石松的相对丰度为 (0.21 ± 0.31) (图 4(e)), 初级生产力定量值为 (1012 ± 424) g C/(m² a) (图 4(f)). 阶段 II 位于 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带的顶部到

C. yini 带的下部, 初级生产力为降低阶段, 各个指标都出现降低的趋势 (图 4). TOC 平均值为 $0.37\% \pm 0.06\%$, Cu_{xs} 为 (21.64 ± 11.24) ppm, P/Al 为 $(167 \pm 78) \times 10^{-4}$, Ba_{xs} 为 (92.25 ± 74.54) ppm. 疑源类及藻类/石松为 (0.12 ± 0.31) , 初级生产力绝对值为 (481 ± 250) g C/(m² a). 阶段 III 为 *C. yini* 带的中上部, 生产力开始恢复, 各项指标较阶段 II 有一个明显的回升 (图 4). TOC 平均值为 $0.44\% \pm 0.22\%$, Cu_{xs} 为 (16.49 ± 16.63) ppm, P/Al 为 $(199 \pm 393) \times 10^{-4}$, Ba_{xs} 为 (45.97 ± 76.50) ppm. 疑源类及藻类/石松为 (0.26 ± 0.29) , 生产力绝对值为 (367 ± 37) g C/(m² a). 阶段 IV 相当于 *C. meishanensis* 带的层位, 生产力处于衰退期 (图 4). TOC 出现明显的降低趋势, 平均值为 $0.37\% \pm 0.23\%$, Cu_{xs} 除了 2 个点之外, 其他的点都处于接近 0 的范围, P/Al 也出现明显的减小趋势, 平均值为 $(72 \pm 56) \times 10^{-4}$. Ba_{xs} 和其他的地化指标一样, 也出现明显的降低, 平均值为 (19.16 ± 24.18) ppm. 但是, 生物指标疑源类及藻类/石松的平均值为 (0.57 ± 0.44) , 在此阶段上部出现了一个很大的峰值. 这可能是由于此阶段大量的火山作用导致了海洋环境的恶化, 从而使得初级生产者的物种多样性降低, 但是适应恶劣环境的疑源类和菌藻 (特别是某些灾难种) 在此环境中大量繁殖 (见下文). 阶段 V 相当于 *H. parvus*-*I. isarcica* 带, 为生产力的萧条期 (图 4). 生产力指标 TOC 出现稳步的降低, TOC 的平均值为 $0.31\% \pm 0.05\%$, 疑源类及藻类/石松为 (0.08 ± 0.07) . 但是由于此阶段大量的陆源物质输入, 导致其他的生产力地化指标呈现高值. Cu_{xs} 平均值为 (91.68 ± 37.17) ppm, P/Al 为 $(146 \pm 19) \times 10^{-4}$, Ba_{xs} 为 (91.31 ± 33.27) ppm, 因此这些指标在此阶段不能用来指示生产力的演化 (Dehairs 等, 1980; Dymond 等, 1992).

综上所述, 峡口和新民 2 个剖面的初级生产力都有类似的演化过程, 从下往上, 可以划分为 5 个演化阶段 (升高-降低-恢复-衰退-萧条) (图 3, 4). 除了 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带顶部至 *C. yini* 带的下部出现一个小的低谷期之外, 从 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带到 *C. meishanensis* 带的底部都为生产力的繁盛期. 这说明在该时期初级生产力繁盛, 可以为后生动物提供丰富的营养物质, 导致该时期后生动物也很繁盛 (放射虫, 有孔虫, 腕足) (Yin 等, 2001, 2007; 向宇等, 2013). 而后 *C. menshanensis* 带, TOC, Cu_{xs} 和 Ba_{xs} 等都处于低值, 但疑源类和菌胞却显示峰值. 这可能是由于从 *C. menshanensis* 带开始, 火山活动频

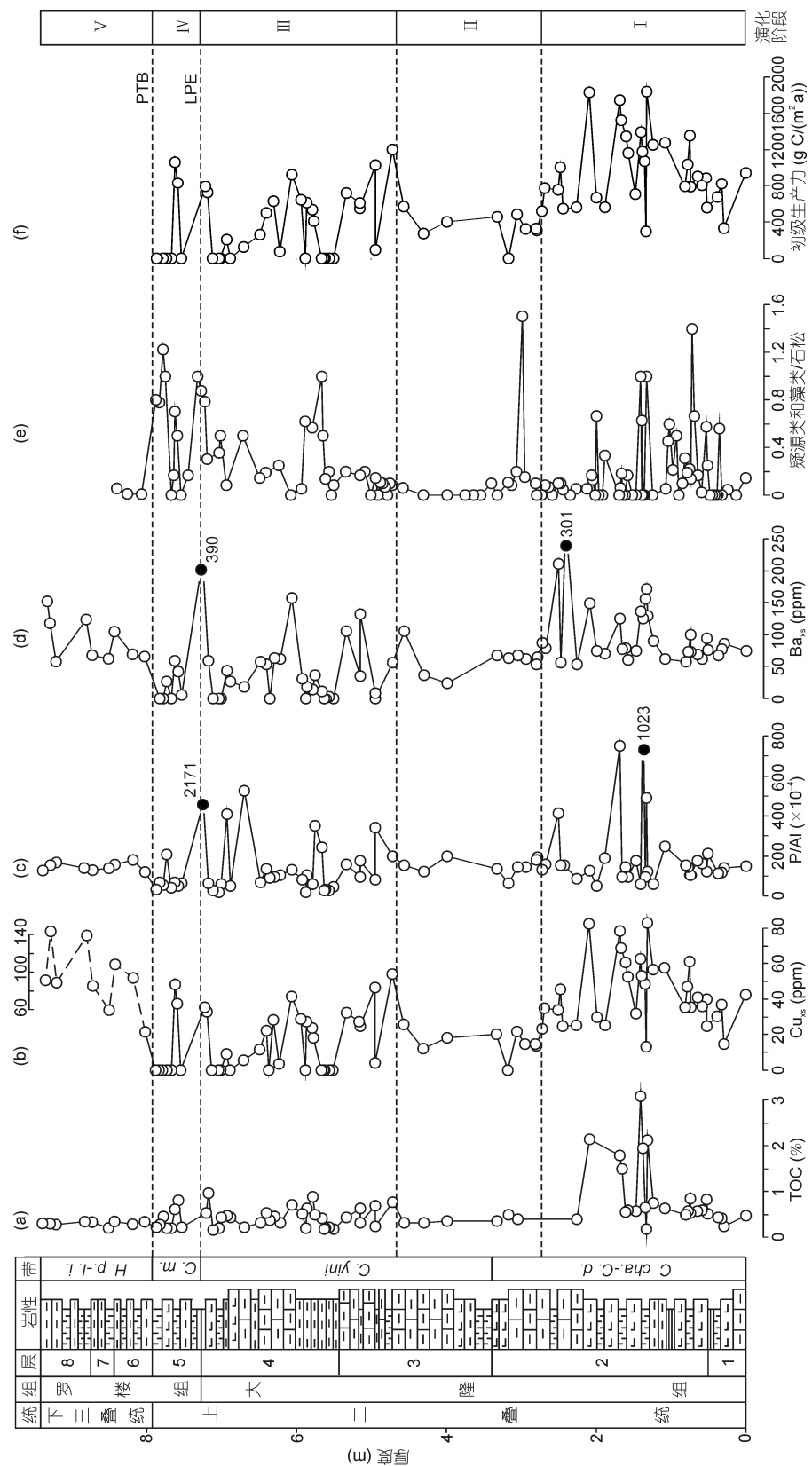


图 4 新民剖面生产力指标分布

(a) TOC; (b) 生物 Cu; (c) P/Al; (d) 生物 Ba; (e) 疑源类和藻类/石松 (胡庆等, 2011); (f) 初级生产力 (计算见文中公式(1), (b) 顶部用虚线连接的 8 个数据点依照顶部坐标轴, (c)和(d)中的实心圆数据点依照其旁边所标数值. 其他见图 2

繁, 海洋后生动物出现大量的灭绝(Yin 等, 2007), 海水环境持续恶化(缺氧, 滞留)(Xie 等, 2010), 进而使很多初级生产者也不适合此时的海洋环境, 但是一些对环境适应力强的物种(如具短刺的疑源类和蓝细菌等)可以在恶劣的环境条件下生长并繁盛(Xie 等, 2010). 在煤山剖面的第 25 层(相当于 *C. meishanensis* 带)找到了大量的蓝细菌的生物分子化合物, 也可以说明这点(Grice 等, 2005; Xie 等, 2005).

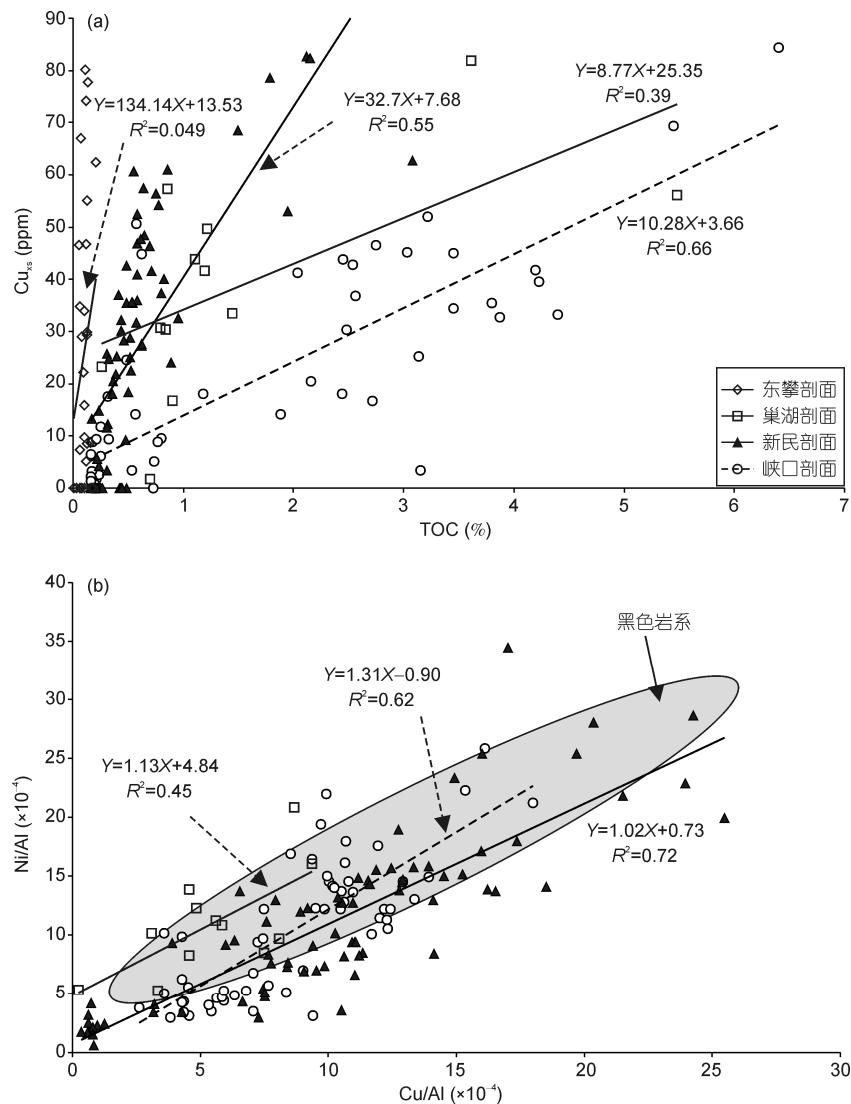
二叠纪-三叠纪之交, 动物群发生了地史时期最大的绝灭, 煤山剖面发生在第 25 层(Jin 等, 2000; Yin 等, 2001, 2007). 本文中, 峡口剖面 TOC 从大绝灭线(LPE)以下的 $2.83\% \pm 1.42\%$ 减少到大绝灭线以上的 $0.31\% \pm 0.24\%$, 降低了 89%. Cu_{xs} 从 (33.83 ± 19.41) ppm 降到 (6.38 ± 9.95) ppm, 降幅也达到 81%. P/Al 从 $(162 \pm 48) \times 10^{-4}$ 到 $(114 \pm 113) \times 10^{-4}$, 降幅为 30%. Ba_{xs} 从 (72.72 ± 91.47) ppm 降低为 (8.64 ± 15.95) ppm, 降幅为 88%. 这种现象在新民剖面也同样存在. 例如, TOC 从 $0.60\% \pm 0.52\%$ 降低到 $0.31\% \pm 0.05\%$, 降幅为 48%. 两个剖面的生产力指标都指示初级生产力在二叠纪-三叠纪之交是降低的, 但不同的指标降低的幅度不同, 可能是由于沉积环境的差异引起的. 峡口剖面晚二叠世大隆组的黑色页岩处于缺氧-贫氧条件, 而早三叠世大冶组的页岩处于贫氧-氧化的条件. 新民剖面大隆组的黑色岩系也较上部大冶组的黄色泥岩更还原(Shen 等, 2013). 不同的生产力指标对氧化还原条件的敏感性不同(见上文). 在峡口剖面, TOC 和 Cu_{xs} 的降低幅度很相似, 都为 80% 左右. 而且它们高的相关性指示它们在缺氧和贫氧的条件下, 都可以很好保存, 可以用来指示生产力的变化(图 5(a)). 而 P/Al 的降低幅度相对较小, 可能是由于氧化还原条件对 P 的保存导致. 在晚二叠世, 虽然生产力高, 但是由于处于缺氧的环境, 大量的 P 会流失掉, 不能保存在沉积物中(Schenau 和 De Lange, 2001). 而在早三叠世, 虽然生产力降低, 但是由于处于相对二叠纪更加氧化的环境中, 所以 P 的流失相对较少. 随生物遗体到达沉积物表面的 P 有很大部分可以保存下来(Algeo 和 Ingall, 2007), 从而导致二叠纪到三叠纪的 P/Al 的降幅不是很大. Ba_{xs} 在整个剖面的波动幅度很大, 但是大部分的值都接近 0, 所以 Ba 在整个剖面流失程度较高, 只是在几个生产力高的区域(高的 TOC, Cu_{xs} , P/Al)出现峰值(Dehairs 等, 1980; Dymond 等, 1992). 综上所述, 在二叠纪-三叠纪过渡时期, 初级生产者

和后生动物一样, 也是降低的. 而不同指标降低幅度的差异可能是由于不同阶段的氧化还原条件对不同指标的保存导致的.

本文通过对两个深水相区剖面的研究表明, 二叠纪-三叠纪之交, 初级生产力是逐步降低的. 初级生产者在 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带顶部到 *C. yini* 带底部有一个降低, 而后在 *C. yini* 带是一个恢复期. 在 *C. meishanensis* 段, 海洋表层的初级生产力开始降低, 而且海洋生态系统发生了转变: 疑源类等耐恶劣环境的生物大量繁盛, 其他种类的初级生产者丰度降低. 而在 *H. parvus*-*I. isarcica* 带初级生产总值处于萧条阶段. 这和 Yin 等(2007)所阐述的后生动物在煤山发生多幕式灭绝(序幕-24e 层, 主幕-25 层和尾幕-28 层)有很好的对应.

4.2 大隆组初级生产力的定量估算

在海水中, Cu 和 Ni 具有相似的地球化学性质, 可以作为生物的营养元素(Tribovillard 等, 2006). 生物体死亡后, Cu 和 Ni 可以随着植物遗体沉积到水底, 在还原的条件下, 形成硫化物而保存在沉积物中(Tribovillard 等, 2006). Tribovillard 等(2008)通过对比不同海区黑色岩系的 Cu 和 Ni 发现, 它们具有很好的相关性, 可以用来指示生产力的变化. 本文中, 峡口和新民剖面的 Cu 和 Ni 也位于现代海洋黑色岩系的分布区域里面(图 5(b)), 而且也具有很好的相关性(峡口: $R^2=0.72$, $n=58$; 新民: $R^2=0.62$, $n=80$). 并且 TOC- Cu_{xs} 高的相关性(图 5(a))也指示了 Cu 可以作为生产力的指标(Piper 和 Perkins, 2004; Tribovillard 等, 2008). 通过定量计算发现, 峡口大隆组的初级生产力为 (863 ± 495) g C/(m² a), 新民剖面的初级生产力为 (768 ± 417) g C/(m² a). 它们的值很相近, 和现在大洋的上升流区域的生产力对应(Thurman 和 Trujillo, 2004) (分布范围为: 400~1000 g C/(m² a), 平均值为 500 g C/(m² a) (图 6). 而且在巢湖剖面用 Cu 计算的定量生产力为 540 g C/(m² a) (雷勇等, 2009), 它和本文计算的峡口、新民剖面的定量生产力值很相似, 都相当于现代海洋的上升流区域. 这与华南在二叠纪-三叠纪之交处于赤道上上升流附近相对应, 深层水的营养物质被带到表层(图 1(a)), 促使表层海水的初级生产者的大量繁盛(Thurman 和 Trujillo, 2004). 另外, 在峡口和新民剖面, 大隆组黑色岩系的高生产力段同时对应于 P 和 Ba_{xs} 的高值(这些指标元素在还原的环境

图 5 TOC 和 Cu_{xs} (a) 以及 Cu/Al 和 Ni/Al (b) 的关系图

东攀数据来自 Shen 等(2012b), 巢湖数据来自雷勇等(2009); 黑色岩系数据来自 Tribouillard 等(2008)

中易于流失)。这说明大隆组黑色岩系的形成过程是: 大量的表层初级生产力沉降到水底, 好氧细菌分解部分有机质, 同时消耗大量氧气, 造成水底形成还原条件, 进而导致有机质的大量保存。所以, 大隆组的黑色岩系是由生产力主控而沉积形成。

本文峡口剖面和新民剖面大隆组的 Cu_{xs} 和初级生产力的值很相近, 但是 TOC 却差别很大。这种现象在已报道的华南另外两个深水相区的剖面(东攀剖面和巢湖剖面, 图 1(b))也表现得很明显(雷勇等, 2009; Shen 等, 2012b)。四个剖面的 Cu_{xs} 都位于 0~90

ppm 之间, 但是 TOC 的分布范围却存在很大的差异(图 5(a)); 峡口 TOC 为 $2.83\% \pm 1.42\%$, 巢湖剖面为 $1.55\% \pm 1.49\%$, 新民为 $0.60\% \pm 0.52\%$, 东攀剖面为 $0.10\% \pm 0.04\%$ 。峡口和巢湖剖面的 TOC 分布相对较高(雷勇等, 2009), 但新民剖面的 TOC 偏低, 而且东攀剖面的 TOC 全都小于 0.2%(Shen 等, 2012b)。这可能受几个方面的影响。首先是氧化还原条件, 峡口和巢湖处于缺氧到次氧化的环境, 有机质可以较好的保存下来, 所以有机质相对偏高。而新民剖面位于次氧化环境, 所以有机质的量相对偏低。而东攀剖面位

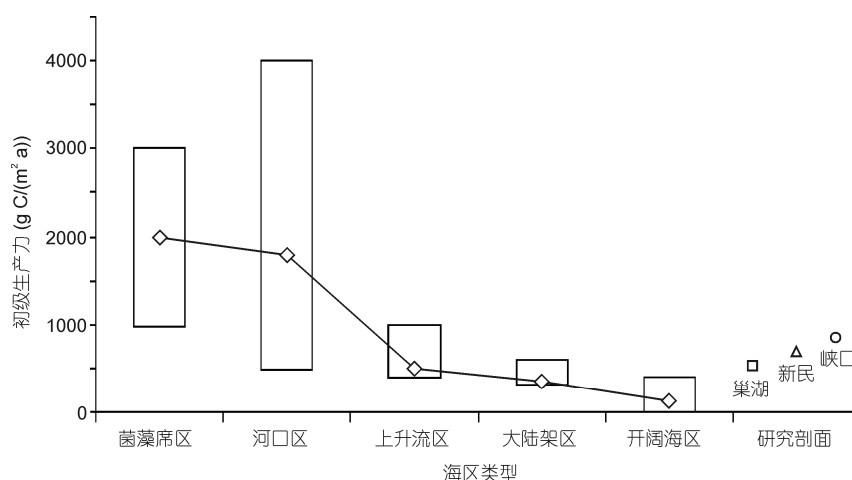


图6 初级生产力在不同海区的分布

现在海洋数据来自 Thurman 和 Trujillo(2004); 巢湖数据来自雷勇等(2009)

于氧化到次氧化条件, 所以它的有机质很大部分流失, 保存下来的比例也很低(Pedersen 和 Calvert, 1990; Canfield, 1994). 其次是成熟度, 高的成熟度可以导致很大部分的有机质流失(Raiswell 和 Berner, 1987). 在晚二叠世地层中, 峡口剖面各项指标均指示其处于成熟度低的地区(杜国清, 1983), 而新民则处于相对较高成熟度的地区(李治本, 1989), 巢湖和东攀剖面也处于不同的成熟度分布区域(杜国清, 1983; 周希云, 1985; 李治本, 1989). 所以在不同剖面, 用元素计算的生产力相似, 但是保存下来的有机质差别较大, 是由于后期的改造对有机质的影响作用形成的.

通过微量元素计算峡口剖面和新民剖面晚二叠世大隆组的初级生产力发现, 它们的生产力的绝对值位于现代海洋高生产力的区域. 结合本文的结果和另外两个已报道剖面的定量计算结果发现: 华南地区晚二叠世大隆组的黑色岩系是一套潜在的优质烃源岩, 但不同地区由于受到氧化还原、成熟度等不同因素的影响, 会导致保存下来的有机质含量差异很大.

5 结论

通过地球化学和古生物指标综合研究发现: 第一, 在二叠纪-三叠纪之交, 初级生产力和后生动物群一样, 是逐步绝灭的. 从 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带到 *C. meishanensis* 底部, 初级生产力整体处于高峰期, 只是在 *C. changxingensis*-*C. deflecta* 带的顶部到 *C. yini* 带的下部出现一个小的降低期. 从 *C. meishanensis* 带生产力开始降低, 但海洋表层的生物面貌发生了变化, 大量疑源类和蓝细菌等灾难种繁盛. 早三叠世 *H. parvus*-*I. isarcica* 带初级生产力出现较大幅度的萧条. 第二, 通过对峡口剖面和新民剖面大隆组的生产力进行定量计算发现, 它们的绝对值跟现代海洋的上升流区域的生产力的平均数值相当. 通过结合已经报道的其他剖面计算结果分析得出, 华南二叠纪大隆组黑色岩系是一套潜在的优质烃源岩. 这可能与二叠纪-三叠纪之交, 华南处于赤道上升流高生产力附近有关. 但是不同剖面因受氧化还原和后期改造作用的影响不同, 保存下来的有机质含量也会有很大的差别.

致谢 感谢 Thomas J. Algeo 教授对本文的指导和帮助, 以及评审人对本文提出的宝贵意见.

参考文献

- 曹文胜, 傅强, 钟建彪, 等. 2011. 湖北省宣恩县二叠系孤峰组黑色岩系含矿性分析. 资源环境与工程, 25: 304-309
 杜国清. 1983. 湖北二、三叠系牙形石颜色变化与有机质成熟度. 石油学报, 4: 11-18

- 冯武军, 陈安定. 2007. 苏北盆地盐城凹陷兴桥 1 井烃源岩特征及气源分析. 海相油气地质, 12: 25–32
- 付小东, 秦建中, 腾格尔, 等. 2010. 四川盆地北缘上而叠统大隆组烃源岩评价. 石油实验地质, 32: 566–577
- 胡庆, 曹珏, 黄俊华, 等. 2011. 贵州新民二叠系-三叠系界线剖面有机碳同位素变化特征及生物地球化学意义. 地质论评, 57: 305–315
- 胡世忠. 2000. 对孤峰组的新认识. 火山地质与矿产, 21: 63–68
- 雷勇, 冯庆来, 桂碧雯. 2009. 安徽巢湖平坝山剖面上二叠统大隆组有机质富集的地球生物学模式. 古地学报, 12: 202–211
- 李天义, 何生, 杨智. 2008. 海相优质烃源岩形成环境及其控制因素分析. 地质科学情报, 27: 63–70
- 李治本. 1989. 南盘江坳陷上二叠统有机质成熟度及控制因素讨论. 云南地质, 8: 48–57
- 刘峰, 蔡进功, 吕炳全, 等. 2011. 下扬子五峰组上升流相烃源岩沉积特征. 同济大学学报(自然科学版), 39: 440–444
- 秦建中. 2005. 中国烃源岩. 北京: 科学出版社. 1–618
- 秦建中, 陶国良, 腾格尔, 等. 2010. 南方海相优质页岩的成烃生物研究. 石油实验地质, 32: 262–269
- 沈俊, 冯庆来. 2010. 广西扶绥东攀剖面二叠纪-三叠纪之交古生产力演化. 古地学报, 12: 291–300
- 坛俊颖, 王文龙, 王延斌, 等. 2011. 中上扬子下寒武统牛蹄塘组海相烃源岩评价. 海洋地质前沿, 27: 23–27
- 腾格尔, 蒋启贵, 陶成, 等. 2010. 中国烃源岩研究进展、挑战与展望. 中外能源, 15: 37–52
- 王辉, 胡明毅, 王延奇, 等. 2008. 湖北兴山大峡口二叠系剖面沉积相分析. 海洋石油, 28: 36–41
- 王正允. 1998. 湖北兴山大峡口二叠系沉积相及层序地层特征. 江汉石油学院学报, 20: 1–7
- 向宇, 冯庆来, 沈俊, 等. 2013. 贵州安顺长兴阶放射虫动物群及其与 TOC、古生产力的关系. 中国科学: 地球科学, 43: 1047–1056
- 谢树成, 殷鸿福, 解习农, 等. 2007. 地球生物学方法与海相优质烃源岩形成过程的正演和评价. 地球科学——中国地质大学学报, 32: 727–740
- 杨瑞东, 张位华, 姜立君, 等. 2003. 称将生物群分子在贵州遵义牛蹄塘组发现. 地质学报, 77: 145–150
- 杨遵仪, 殷鸿福, 吴顺宝, 等. 1987. 华南二叠-三叠系界线地层及动物群. 北京: 地质出版社. 32
- 殷鸿福, 谢树成, 颜佳新, 等. 2011. 海相碳酸盐烃源岩评价的地球生物学方法. 中国科学: 地球科学, 41: 895–909
- 张海全, 许效松, 余谦, 等. 2010. 扬子板块西北缘晚奥陶-早志留世岩相古地理演化与烃源岩的关系. 石油天然气学报, 32: 43–47
- 赵瞻, 谢渊, 刘建清, 等. 2010. 渝东南及周边早寒武世黑色岩系岩石地球化学特征及成因. 矿物岩石, 30: 79–85
- 周希云. 1985. 贵州二叠系及三叠系牙形刺颜色变化及其石油地质意义. 西南石油学院学报, 22: 1–13
- Algeo T J, Henderson C M, Tong J N, et al. 2013. Plankton and productivity during the Permian-Triassic boundary crisis: An analysis of organic carbon fluxes. *Global Planet Change*, 105: 52–67, doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.02.008
- Algeo T J, Hinnov L, Moser J, et al. 2010. Changes in productivity and redox conditions in the Panthalassic Ocean during the latest Permian. *Geology*, 38: 187–190
- Algeo T J, Ingall E. 2007. Sedimentary $C_{org}:P$ ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO_2 . *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 256: 130–155
- Alroy J. 2010. The Shifting balance of diversity among major marine animal groups. *Science*, 329: 1191–1194
- Becker L, Poreda R J, Basu A R, et al. 2004. Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of northwestern Australia. *Science*, 304: 1469–1476
- Bishop J K B. 1988. The barite-opal-organic carbon association in ocean particulate matter. *Nature*, 332: 341–343
- Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, et al. 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 280: 1039–1045
- Canfield D E. 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem Geol*, 114: 315–329
- Dehairs F, Baeyens W, Goeyens L. 1992. Accumulation of suspended barite at Mesopelagic depths and export production in the Southern Ocean. *Science*, 258: 1332–1335
- Dehairs F, Chesselet R, Jedwab J. 1980. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 49: 528–550
- Dehairs F, Lambert C E, Chesselet R, et al. 1987. The biological production of marine suspended barite and the barium cycle in the Western Mediterranean Sea. *Biogeochemistry*, 4: 119–139
- Dymond J, Suess E, Lyle M. 1992. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 4: 163–181
- Erwin D H. 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature*, 367: 231–236
- Erwin D H, Bowring S A, Jin Y G. 2002. End-Permian mass extinctions: A review. In: Koeberl C, MacLeod K G, eds. *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond*. *Geol Soc Am Spec Paper*, 356: 353–383
- Grice K, Cao C Q, Love G D, et al. 2005. Photoc zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 307: 706–709
- He W H, Shi G R, Feng Q L, et al. 2007. Brachiopod miniaturization and its possible causes during the Permian-Triassic crisis in deep water

- environments, South China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 252: 145–163
- He W H, Twitchett R J, Zhang Y, et al. 2010. Controls on body size during the Later Permian mass extinctions event. *Geobiology*, 8: 391–402
- Isozaki Y. 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, 276: 235–238
- Jin Y G, Wang Y, Wang W, et al. 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 289: 432–436
- Kaiho K, Kajiura Y, Nakano T, et al. 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: Evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology*, 29: 815–818
- Kakuwa Y. 1996. Permian-Triassic mass extinction event recorded in bedded chert sequence in southwest Japan. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 121: 35–51
- Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 75–91
- Kozur H W, Weems R E. 2011. Detailed correlation and age of continental late Changhsingian and earliest Triassic beds: Implications for the role of the Siberian Trap in the Permian-Triassic biotic crisis. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 308: 22–40
- Krull E S, Rwtallack G J, Campbell H J, et al. 2000. $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ chemostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in the Maitai Group, New Zealand: Evidence for high-latitude methane release. *New Zeal J Geol Geop*, 43: 21–32
- Luo G M, Lai X L, Shi G R, et al. 2008. Size variation of conodont element of the *Hindeodus-Isarcicella* clade during the Permian-Triassic transition in South China and its implication for mass extinction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 264: 176–187
- Meyer K M, Yu M, Jost A B, et al. 2011. $\delta^{13}\text{C}$ evidence that high primary productivity delayed recovery from end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 302: 378–384
- Payne J L. 2005. Evolutionary dynamics of gastropod size across the end-Permian extinction and through the Triassic recovery interval. *Paleobiology*, 31: 269–290
- Pedersen T F, Calvert S E. 1990. Anoxia vs. Productivity: What controls the formation of organic-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bull*, 74: 454–466
- Piper D Z, Perkins R B. 2004. A modern vs. Permian black shale—The hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chem Geol*, 206: 177–197
- Raiswell R, Berner R A. 1987. Organic carbon losses during burial and thermal maturation of normal marine shales. *Geology*, 15: 853–856
- Reichow M K, Pringle M S, Al'Mukhamedov A I, et al. 2009. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet Sci Lett*, 277: 9–20
- Retallack G J, Seyedolali A, Krull E S, et al. 1998. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. *Geology*, 26: 979–982
- Saito C, Noriki S, Tsunogai S. 1992. Paticulate flux of Al, a component of land origin, in the western North Pacific. *Deep-Sea Res*, 39: 1315–1327
- Schenau S J, De Lange G J. 2001. Phosphorus regeneration vs. burial in sediments of the Arabian Sea. *Mar Chem*, 75: 201–217
- Schenau S J, Reichart G J, De Lange G J. 2005. Phosphorus burial as a function of paleoproductivity and redox conditions in Arabian Sea sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 919–931
- Schmitz B. 1987. Barium, equatorial high productivity and the northward wandering of the Indian continent. *Paleoceanography*, 2: 63–77
- Shen J, Algeo T J, Hu Q, et al. 2012a. Negative C-isotope excursions at the Permian-Triassic boundary linked to volcanism. *Geology*, 40: 963–966
- Shen J, Algeo T J, Zhou L, et al. 2012b. Volcanic perturbations of the marine environment in South China preceding the latest Permian extinction event and their biotic effects. *Geobiology*, 10: 82–103
- Shen J, Algeo T J, Hu Q, et al. 2013. Volcanism in South China during the Late Permian and its relationship to marine ecosystem and environmental changes. *Global Planet Change*, 105: 121–134, doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.02.011
- Suzuki N, Ishida K, Shinomiya Y, et al. 1998. High productivity in the earliest Triassic ocean: Black shales, Southwest Japan. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 141: 53–65
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell. 31
- Thurman H V, Trujillo A P. 2004. *Introductory Oceanography*. New Jersey: Upper Saddle River. 405
- Tourtet H A. 1979. Black shale its deposition and diagenesis. *Clay Clay Mine*, 27: 313–321
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T W, et al. 2006. Application of trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies. *Chem Geol*, 232: 12–32
- Tribouillard N, Bout-Roumzeilles V, Algeo T J, et al. 2008. Paleodepositional conditions in the Orca Basin as inferred from organic matter and

- trace metal contents. *Mar Geol*, 254: 62–72
- Twitchett R J. 2007. The Liffiput effect in the aftermath of the end-Permian extinction event. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 252: 132–144
- Wang G Q, Xia W C. 2004. Conodont zonation across the Permian-Triassic boundary at the Xiakou section, Yichang city, Hubei Province, and its correlation with the global stratotype section and point of the PTB. *Cana J Earth Sci*, 41: 323–330
- Xie S C, Pancost R D, Wang Y B, et al. 2010. Cyanobacterial blooms tied to volcanism during the 5 M.y. Permo-Triassic biotic crisis. *Geology*, 38: 447–450
- Xie S C, Pancost R D, Yin H F, et al. 2005. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 434: 494–497
- Xie X N, Li H J, Xiong X, et al. 2008. Main controlling factors of organic matter richness in a Permian section of Guangyuan, Northeast Sichuan. *J China Univ Geosci*, 15: 507–517
- Yin H F, Feng Q L, Lai X L, et al. 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. *Global Planet Change*, 55: 1–20
- Yin H F, Zhang K X, Tong J N, et al. 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. *Episodes*, 24: 275–275