四川广安龙门峡南剖面下三叠统海相碳酸盐岩的碳同位素组成与对比

黄思静, 黄可可*, 钟怡江, 李小宁, 毛晓冬, 胡作维, 刘四兵, 张萌, 武文慧

油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 成都理工大学沉积地质研究院, 成都 610059

* 通讯作者, E-mail: h-k-k@yeah.net

收稿日期: 2016-05-07; 接受日期: 2016-10-12; 网络版发表日期: 2016-11-23

国家自然科学基金项目(批准号: 41272130)资助

摘要 早三叠世作为二叠纪末集群灭绝后地球系统的生态恢复时期, 与古海洋生态变化有关的各种地球化学记录为地质学家长期高度关注. 在岩石学研究和样品对海水代表性评估的基础上, 测试了四川盆地东部广安龙门峡南剖面下三叠统(包括相邻地层)350个碳酸盐岩的碳氧同位素组成. 研究表明: 龙门峡南剖面下三叠统碳酸盐岩对海水碳同位素组成具有良好的保存性, 碳氧同位素组成之间缺乏相关性, 二者间的确定系数只有0.0205, 350个样品中只有44个 $Mn/Sr > 2$ 和/或 $\delta^{18}O < -6.5\%$; 根据306个 $Mn/Sr < 2$ 和/或 $\delta^{18}O > -6.5\%$ 的样品建立了完整的下三叠统碳同位素曲线, 曲线具有非常好的全球可对比性, 二叠-三叠界线附近、嘉一段顶部和三段内部的 $\delta^{13}C$ 极小值, 夜郎组一段顶部、四段顶部和嘉陵江组二段底部、四段下部的 $\delta^{13}C$ 极大值, 以及代表这些极大值的峰和代表这些极小值的谷所反映的都是全球信号; 与全球其他地方年代地层框架内同期碳同位素曲线的对比结果表明, 剖面夜郎组一段可大致与Griesbachian亚阶对应, 夜郎组二-四段可大致与Dienerian亚阶对应, 嘉陵江组一段大致与Smithian亚阶对应, 嘉陵江组二-三段以及四段下部大致与Spathian亚阶对应, 嘉陵江组四段的中上部则应归于中三叠世的Aegean亚阶; 代表Smithian-Spathian亚阶界线(SSB)的嘉一、嘉二段界线附近 $\delta^{13}C$ 从-0.911‰急剧上升至3.679‰, 海水碳同位素如此剧烈的变化耗时可能小于36kyr, 对沉积环境反映更为敏感的氧同位素在SSB附近先于碳同位素变化, 反映海水在碳同位素急剧升高之前, 盐度已显著增加, 并导致了蒸发岩和白云岩的形成, 该问题的更深入研究还需要考虑白云石-水和方解石-水系统、白云石- CO_2 和方解石- CO_2 系统白云石和方解石形成过程中同位素分馏效应的差别.

关键词 龙门峡南剖面, 早三叠世, 碳同位素, 全球事件, Smithian-Spathian界线事件

1 引言

二叠纪末发生了地球上生命以来规模最大、

强度最高、影响最为深远的一次集群灭绝事件. 在约252Ma的二叠-三叠界线处, 全球约90%的海洋物种消失(Erwin, 1993; Benton和Twitchett, 2003), 由此导致了

中文引用格式: 黄思静, 黄可可, 钟怡江, 李小宁, 毛晓冬, 胡作维, 刘四兵, 张萌, 武文慧. 2017. 四川广安龙门峡南剖面下三叠统海相碳酸盐岩的碳同位素组成与对比. 中国科学: 地球科学, 47: 57-71, doi: [10.1360/N072016-00156](https://doi.org/10.1360/N072016-00156)
英文引用格式: Huang S J, Huang K K, Zhong Y J, Li X N, Mao X D, Hu Z W, Liu S B, Zhang M, Wu W H. 2017. Carbon isotope composition and comparison of Lower Triassic marine carbonate rocks from Southern Longmenxia section in Guang'an, Sichuan Basin. Science China Earth Sciences, 60: 80-94, doi: [10.1007/s11430-016-5156-y](https://doi.org/10.1007/s11430-016-5156-y)

全球生态系统基本结构的根本性变化。早三叠世作为集群灭绝后地球系统的生态恢复时期, 吸引了众多学者不遗余力地对该时间间隔记录古海洋生态变化的各种信息进行研究, 碳酸盐的碳同位素组成与变化也一直是研究的核心领域之一。然而, 由于早三叠世全球缺乏厚层海相碳酸盐沉积, 世界范围内很多地方都以巨厚的碎屑沉积为主(Korte等, 2003), 古海水信息的获取相对困难, 使得全球范围内早三叠世海相碳酸盐碳同位素研究仅分布在一些局部的地区(黄可可等, 2013), 如欧洲和西亚, 包括意大利、匈牙利、斯洛伐克、德国和伊朗(Korte等, 2005; Horacek等, 2007)以及其他一些有限地区。与全球其他地方不同的是, 中国南方早三叠世海相碳酸盐十分发育, 保存条件也得天独厚, 使得很多与早三叠世碳酸盐碳同位素有关的成果都来自中国, 如华南的安徽、江苏、浙江、湖北、广西、贵州、重庆和四川(朱井泉, 1990, 1994; Cao等, 2002, 2010; Tong等, 2002, 2007; Payne等, 2004, 2011; 左景勋等, 2006; Meyer等, 2011; Shen等, 2011; Shen和Bowring, 2014; Joachimski等, 2012; Sun等, 2012; Huang等, 2012; Lehrmann等, 2015; Li等, 2016)以及西藏的一些地区(Wang等, 1997)。中国南方也因此成为全球早三叠世古海洋学研究最为热点的地区。尽管如此, 如果按以三叠系底界为起点, 已公布的单一剖面的早三叠世碳酸盐碳同位素演化曲线仍然少之又少, 绝大多数曲线都是基于若干剖面数据综合建立的。近20年来, 人们通过大量剖面的对比研究和数据积累, 已获得了基本得到认可的、可全球对比的早三叠世碳酸盐的碳同位素演化曲线的样式。童金南等(2014)认为主要表现在以下几个方面: (1) 二叠-三叠界线附近 $\delta^{13}\text{C}$ 的负异常及Induan期总体的缓慢正漂移, 在Induan期-Olenekian期之交稍后达到正向峰值; (2) Smithian期 $\delta^{13}\text{C}$ 出现的十分显著的负漂移, 峰值通常出现于Smithian中晚期, Smithian末 $\delta^{13}\text{C}$ 迅速正漂移并在Spathian初达到正异常峰值; (3) Spathian期 $\delta^{13}\text{C}$ 演变总体上是早期偏高, 中期负漂和末期明显的正向漂移。这些正异常所代表的峰和负异常所代表的谷都有良好的全球可对比性, 都是全球事件的结果。然而, 不同地区之间的精细对比仍然存在困难, 包括一些短周期峰或谷的存在性以及一些长周期峰或谷的变化幅度, 尤其是前者, 涉及到一些人们普遍关心的高频率旋回事件的碳同位素响应问题。造成这种对比性差别的原因可能包括沉积环境

的差别、地方性事件和成岩作用的影响等, 当然也可能是海相碳酸盐碳同位素全球可对比性本身的局限性问题, 但这些问题的圆满回答仍然需要数据的进一步积累。

新近的研究表明, 早三叠世沉积记录的旋回性与天文控制的气候周期有关, 即与米兰柯维奇天文旋回有关, 地球-太阳轨道周期性控制了气候的变化并造成了沉积记录的旋回性(郭刚等, 2007; Wu等, 2012; 童金南等, 2014; Li等, 2016)。童金南等(2014)认为, 由于二叠纪末大灭绝导致陆地植被破坏、风化作用增强、陆源物的供给对气候环境变化敏感响应使得早三叠世的沉积物更具有旋回性, 这不仅反馈了海陆环境事件的互动对应关系, 而且具有区域的一致性, 并成为地层划分和对比研究的重要素材。Li等(2016)通过4个中国南方剖面的放射性同位素定年、牙形石数据、磁极带和化学地层学建立了二叠纪末生物绝灭和早三叠世的高分辨率的天文年代表, Griesbachian、Dienerian、Smithian和Spathian亚阶的持续时间分别为: (1.4 ± 0.1) 、 (0.6 ± 0.1) 、 (1.7 ± 0.1) 和 (1.4 ± 0.1) Ma; 二叠纪末生物绝灭的持续时间为40kyr, $\delta^{13}\text{C}$ 急剧负漂移5%的时间间隔小于6kyr; 而Smithian-Spathian界线(SSB)事件出现在二叠纪末生物绝灭事件3.7Ma之后, 穿过SSB界线的 $\delta^{13}\text{C}$ 急剧上升在50kyr完成。这些都使得早三叠世年代地层研究的分辨率达到万年级, 已可非常精确地确定有关地质事件的持续时间。这为判断可全球对比的早三叠世海水碳同位素急剧变化所需要的时间、地球系统和环境变化在强烈改变海水碳同位素组成时所需要的时间提供了极其有价值的信息, 也使人们对早三叠世碳同位素组成的变化、演化样式和控制因素有了更深层次的理解。

四川盆地海相三叠系十分发育, 以台地相碳酸盐为主要特征, 有关剖面广泛出露, 露头良好。过去的研究(Huang等, 2012)表明, 四川盆地很多剖面早三叠世碳酸盐对海水信息都具有良好的保存性, 即使是全岩样品也具有较低的Mn/Sr比值。基于此, 我们测量了四川盆地东部渠县-广安一带的海相三叠系剖面, 对同一连续剖面的350件样品进行了元素分析和碳氧同位素分析, 在讨论碳同位素组成对海水代表性及对数据筛选的基础上, 建立了相应的演化曲线, 以研究早三叠世海水的碳同位素组成特征、曲线演化样式及变化规律。

2 样品采集地点、地层和主要研究方法

研究区位于四川盆地东部渠县-广安的接壤地带, 构造上属于华蓥山帚状复式背斜北段西翼(图1). 较多的研究者在此进行过地层学、岩石学和沉积相的研究工作. 四川省区域地层表编写组(1978)在谢家槽进行了地层学研究, 将海相三叠系分为下统大冶组、嘉陵江组及中统雷口坡组; 黄思静(1982, 1984, 1985)研究了该地区龙门峡剖面三叠系嘉陵江组和雷口坡组第一段碳酸盐岩的岩石学, 包括蠕虫状灰岩的成因以及嘉陵江组白云石的有序度及其与形成条件的关系; 朱井泉(1990, 1994)研究了该地区三叠系白云岩的成因以及含膏盐段的碳氧同位素特征. 近年来, 周志澄等(2012, 2013, 2014)、祝幼华等(2012)在此进行了十分详细的地层学、沉积相以及错时相和遗迹化石等方面的研究工作: 在地层学方面(祝幼华等, 2012)将广安谢家槽剖面海相三叠系划分为下统夜郎组和嘉陵江

组以及中统雷口坡组, 结合化石特征进行了岩石地层和年代地层的对比, 认为夜郎组的地质时代大致为早三叠世Induan期、嘉陵江组为Olenekian期、雷口坡组为中三叠世Anisian期; 在沉积相方面, 周志澄等(2012)则根据碳酸盐岩的颗粒组分及结构、构造, 在微相分析的基础上, 结合岩性及构造特点, 划分出台地边缘、开放海台地、局限海台地和蒸发台地4种主要的沉积相带, 从夜郎组向上到雷口坡组, 从局限海台地逐渐演变为蒸发台地, 说明从早三叠世到中三叠世海水逐渐变浅、碳酸盐台地逐渐向蒸发台地的演变过程.

由于盆地西部和东部岩性的差别, 下三叠统与夜郎组相对应的地层分别被命名为飞仙关组、夜郎组和大冶组. 飞仙关组的碳酸盐沉积中含有较多的陆源沉积物(主要为细碎屑和泥质沉积物), 表现为碳酸盐岩和陆源沉积岩交互沉积, 主要分布于盆地西部; 大冶组则以碳酸盐岩为主, 主要分布于盆地东部. 按照

图1 研究区地质简图及采样剖面岩性柱状图

(a) 研究区地质简图, A、B、C分别代表本文采样剖面、本文中用于对比的宣汉渡口剖面 and 北碚剖面的位置, 底图据四川省地质矿产局(1991)简化. (b) 采样剖面岩性柱状图, 图中同时给出了MgO含量和Mn/Sr演化曲线. 1. 微晶灰岩; 2. 白云岩; 3. 绿帘岩; 4. 盐溶角砾岩; 5. 燧石结核灰岩; 6. 生物屑灰岩; 7. 云灰岩; 8. 灰云岩; 9. 颗粒灰岩; 10. 鲕粒灰岩; 11. 泥岩; 12. 泥质灰岩; 13. 灰质泥岩

祝幼华等(2012)的意见, 在四川盆地的巴中-南充-叙永-古宋一线以东, 达州-长寿-南川一线以西, 是飞仙关组与大冶组之间的过渡型沉积, 相应的岩石地层为夜郎组(表1)。本文研究剖面位于该过渡型沉积区, 因而也使用夜郎组这一岩石地层单位名称。

二叠-三叠界线在野外非常容易识别, 二叠系以含燧石结核的生物灰岩为特征, 三叠系为宏观上缺乏生物化石的富含泥质的黄褐色微晶灰岩或钙质泥岩为特征, 界线附近发育多层火山碎屑成因的泥质岩, 具有良好的等时性和可对比性, Burgess等(2014)通过高精度放射性同位素方法测试了紧邻界线的两层火山灰的年龄值, 结果分别为 (251.941 ± 0.037) 和 (251.880 ± 0.031) Ma, 并求得生物绝灭的持续时间间隔为 (60 ± 48) kyr, 该界线年龄值 (251.902 Ma) , 煤山GSSP)已为最新的地质年代表(Ogg等, 2016)所采用。剖面的下-中三叠统则以火山碎屑成因的绿豆岩为界, 绿豆岩上下均为蒸发岩-白云岩地层, 地表为盐溶角砾岩和次生灰岩。谢韬等(2013)报道的罗平生物群(Anisian期)下部位于下-中三叠统界线附近的绿豆岩的年龄为 (246.6 ± 1.4) Ma; Ovtcharova等(2006)报道的早中三叠世过渡带中分布的火山灰层年龄值为 (246.83 ± 0.44) Ma, Galfetti等(2007)将该值修正为 (246.83 ± 0.31) Ma; Ovtcharova等(2015)报道的早中三叠世界线所处的不确定地层区间的上界火山灰层年龄值为 (246.87 ± 0.09) Ma; Lehmman等(2015)在对贵州地区下中三叠统界线附近火山灰层中锆石的U-Pb放射性同位素年龄值进行研究后, 估计了一个粗略的早-中三叠世界线年龄值为 (247.28 ± 0.12) Ma。在此基础上, Ogg等(2016)在综合了磁性、古生物、旋回地层等相关研究结果后, 将该界线年龄值定为了246.8Ma。此外, 对Ogg等(2016)地质年代表中采用的早三叠世内部各亚阶界线年龄值的来源说明如下: Gradstein等(2012)基于旋回/地磁地层以及菊石数据将Induan与Olenekian阶的界线年龄定为250.00Ma, Hounslow和Muttoni(2010)利用磁性地层估算出Dienerian亚阶的底

界年龄为250.9Ma。由于这些数据的基准值为早期公布的三叠纪底界年龄252.16Ma(Shen等, 2010; 2011), 因而当采用Burgess等(2014)的最新二叠-三叠界线年龄资料为标准时, Induan/Olenekian阶的界线年龄及Griesbachian/Dienerian亚阶的界线年龄分别调整为249.8Ma和250.6Ma。Szurlics(2007)结合旋回、地磁及部分生物地层学对欧洲盆地中部晚二叠-早三叠世剖面进行研究后估算出Smithian亚阶的时限约为1.6Ma, 由此将Smithian/Spathian亚阶的界线年龄推算为248.2Ma。

研究剖面夜郎组具有一定的四分性(图1): 一段和三段为较纯的灰岩, 陆源物较少, 主要岩性为相对厚层的微晶灰岩和粒屑灰岩, 粒屑包括鲕粒、生物碎屑、内碎屑及其他颗粒类型; 二段和四段则以不纯的含有较多陆源物的黄褐色-灰紫色薄层状泥质灰岩与钙质泥岩为主要特征, 间夹相对厚层的粒屑灰岩或灰岩透镜体。另外, 存在白云石化现象是夜郎组第四段的另一重要特征, 这使得第四段一些样品具有较高的MgO含量(图1和网络版附录1, <http://earthcn.scichina.com>)。为了行文方便, 本文统一将夜郎组第一、二、三、四段简化为夜一、二、三、四段, 嘉陵江组和雷口坡组作相应处理。

研究剖面嘉陵江组具有良好的四分性(图1), 在四川盆地内也具有一定的可对比性。一段和三段主要为微晶灰岩夹透镜状粒屑灰岩, 粒屑包括鲕粒、生物碎屑、内碎屑及其他颗粒类型; 二段和四段主要为蒸发岩和白云岩, 地表发育盐溶角砾岩和次生灰岩, 地表剖面也很容易区分和识别。嘉陵江组MgO含量较高的样品也集中在嘉二和嘉四两个蒸发岩-白云岩地层段(附录1和图1)。

在对样品进行薄片鉴定和阴极发光检测的基础上, 挑选出用于同位素和元素分析的样品, 将其粉碎至200目再缩分成三份, 两份分别用于CaO、MgO、Mn、Sr、Fe等元素含量分析和碳氧同位素分析, 一份留作备用。碳氧同位素分析由中国科学院南京地质古

表1 四川盆地内中、下三叠统划分对比表^{a)}

三 叠 系	地层系统		广元飞仙关	广安谢家槽	宣汉羊鼓洞
	中统	Anisian	雷口坡组	雷口坡组	雷口坡组
	下统	Olenekian	嘉陵江组	嘉陵江组	嘉陵江组
		Induan	飞仙关组	夜郎组	大冶组
	上二叠统		大隆组	长兴组	长兴组

a) 据祝幼华等(2012)

生物研究所完成, Finigan MAT 253气体同位素质谱仪, 分析结果相对于PDB标准, 以 δ 值表示, 采用GBW-04405标样, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测定值标准偏差分别小于0.04‰和0.08‰; 阴极发光分析由成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室完成, 使用剑桥仪器公司CL8200MK5阴极发光仪(配以Leica偏光显微镜), 典型测试条件选择束电压10 kV, 束电流300 μA . CaO 、 MgO 、 Fe 、 Mn 、 Sr 含量分析由四川省地矿局华阳地矿检测中心完成, CaO 和 MgO 含量由常规化学分析方法测试, 检测限为0.1%, 相对误差为2%; Fe 含量由比色法测试, 检测限为0.01%, 相对误差小于8%; Mn 和 Sr 含量由原子吸收光度法测试, 检测限分别为5 ppm和42 ppm, 相对误差为13%和14%.

3 样品碳同位素组成对海水代表性的评估

四川盆地东部广安龙门峡南剖面下三叠统(包括上二叠统顶部和中三叠统底部)碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 及相应的 CaO 、 MgO 、 Sr 、 Mn 和 Fe 含量分析结果列于附录1中, 其中同时给出了样品的 Mn/Sr 比值以及从 Mn/Sr 比值和氧同位素考虑需要剔除的碳同位素数据, 共涉及350个样品的分析结果.

碳酸盐样品的氧同位素组成和 Mn/Sr 比值是用以判断碳同位素组成对海水代表性的两个最为重要的指标, 在具体使用中, 两者各有长短, 黄可可等(2015)对此有详尽的讨论. 选择氧同位素组成判断碳同位素对海水代表性的基本依据在于成岩过程对碳来说是一个水/岩比很低的环境, 而对氧来说则是一个水/岩比很高的环境(Banner和Hanson, 1990; Banner, 1995; Jacobsen和Kaufman, 1999). 成岩过程中这两个元素分别表现为岩石缓冲和水缓冲, 碳酸盐的氧同位素组成在成岩作用过程中非常容易变化(Horace等, 2007), 而碳同位素组成则保存较好, 因而人们经常使用碳氧同位素间的协变性来判断碳同位素组成对海水的代表性. 选择 Mn/Sr 比值判断碳同位素对海水代表性的基本依据在于锶主要存在于海水中, 而锰则更多地存在于淡水等非海相流体中, 加之碳酸盐沉积-成岩过程化学反应速度的差别以及化学动力学等因素(黄思静, 2010), 使得碳酸盐岩的成岩过程总体上表现为锶的丢失和锰的获取. 因而, Mn/Sr 比值成为碳酸盐成岩蚀变性判断的另一重要指标, 如Kaufman等(1992, 1993)在进

行加拿大西北部新元古代沉积序列生物地层学和化学地层学对比时, 以及在通过文德期海水锶、碳同位素变化反演构造和古气候时都以 $\text{Mn}/\text{Sr} < 2\sim 3$ 作为其同位素组成是否有价值的界线.

从氧同位素组成来看, 350个样品中有21个 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于-6.5‰, 占全部样品的6%; 从 Mn/Sr 比值来看, 350个样品中有30个 Mn/Sr 比值大于2, 占全部样品的8.6%. 两个用于评价样品对海水地球化学信息代表性的指标都表明龙门峡南剖面下三叠统碳酸盐岩总体上对海水具有较好的代表性. 与黄可可等(2016)报道的四川盆地宣汉渡口/重庆北碚剖面下三叠统(包括相邻的二叠系顶部和中三叠统底部)258个海相碳酸盐样品的碳氧同位素数据相比, 本文涉及的碳酸盐岩对海水地球化学信息的代表性显然更好. 350个样品碳氧同位素的相关性很差, 确定系数只有0.0205(图2a), 没有一个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于-8‰; 而宣汉渡口/重庆北碚剖面258个样品碳氧同位素相关性的确定系数达到0.351(图2b), 高出本文涉及样品一个数量级, 其中 $\delta^{18}\text{O}$ 小于-8‰的样品有50个, 占全部样品的19%, 这些样品主要分布在重庆北碚剖面的嘉四段(29个)和渡口剖面的嘉二段(14个). 虽然碳酸盐的氧同位素组成可能与沉积相(如温度、盐度等)有关, 但除一些非常极端的情况以外, $\delta^{18}\text{O}$ 小于-8‰的样品基本上可以认为其显著受到了非海相成岩环境流体的影响.

基于上文讨论, 我们同时选择样品的 Mn/Sr 比值和氧同位素组成作为其对海水碳同位素组成代表性的评估标准, 对碳同位素有效样品须同时满足 $\text{Mn}/\text{Sr} < 2$ 和 $\delta^{18}\text{O} > -6.5\text{‰}$ 两个条件. 与黄可可等(2016)报道的四川盆地宣汉渡口/重庆北碚剖面下三叠统258个样品相比, 该标准已十分苛刻, 尤其是 $\delta^{18}\text{O} > -6.5\text{‰}$ 的标准, 因为黄可可等(2016)报道的四川盆地宣汉渡口/重庆北碚剖面的该标准界线为 $\delta^{18}\text{O} > -7.5\text{‰}$.

按照 $\text{Mn}/\text{Sr} < 2$ 和 $\delta^{18}\text{O} > -6.5\text{‰}$ 的标准, 四川盆地东部广安龙门峡南剖面下三叠统(包括上二叠统顶部和中三叠统底部)350个碳酸盐样品中有44个需要剔除(附录1), 占样品总数的13%, 虽然选择的剔除条件比宣汉渡口/重庆北碚剖面更为苛刻, 但剔除样品的比例显著低于后者, 显示广安龙门峡南剖面下三叠统碳酸盐对海水地球化学信息的良好代表性.

图3给出了研究剖面350个样品的 Mn/Sr 比值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值投点图(图3a), 显示这两个变量之间的相关性很差,

图2 广安龙门峡南剖面下三叠统碳酸盐岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 投点图及其与宣汉渡口/重庆北碚剖面的对比
(a) 广安龙门峡南剖面350个样品; (b) 宣汉渡口/重庆北碚剖面258个样品(据黄可可等, 2016)

图3 广安龙门峡南剖面下三叠统碳酸盐岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和Mn/Sr比值投点图
(a) 全部350个碳酸盐样品; (b) 不包含剔除的44个样品(见附录1)

确定系数只有0.0229, 如果去掉需要剔除的样品, 确定系数更降了一个数量级, 达到0.0051(图3b), 没有像一些与成岩作用关系密切的样品那样显示出显著的随Mn/Sr比值增加 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低的情况. 同样说明这些样品

较低的成岩蚀变性及其对海水信息的良好代表性.

图4a是根据附录1所列数据建立的广安龙门峡南剖面下三叠统(包括上二叠统顶部和中三叠统底部)碳同位素演化曲线. 可以看出, 附录1中所列举的剔除样

品基本上都分布在主流演化曲线以外,且大多数都具有比主流曲线样品更低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,说明成岩蚀变过程主要是导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降低,这些被剔除的样品主要分布在夜四、嘉二、嘉四和雷一等蒸发岩-白云岩地层段,地表广泛发育与蒸发盐溶解有关的盐溶解角砾岩和次生灰岩,具较高Mn/Sr比值的样品也主要集中在这些地层段(图1). 李小宁等(2015)曾讨论了重庆合川盐井溪嘉二段盐溶角砾岩和次生灰岩的碳氧同位素组成,其研究结果也表明,与相邻地层的微晶灰岩相比,盐溶角砾岩和次生灰岩具有较高的锰含量、较低的锶含量和较负的碳氧同位素组成,显示盐溶角砾岩和次生灰岩的地球化学特征更多地代表了表生成岩环境,其碳源主要与近地表大气水环境的 CO_2 有关,并可能掺和细菌硫酸盐还原作用产生的 CO_2 ,微晶灰岩则对海水地球化学信息具有更好的代表性.

4 早三叠世碳同位素曲线的演化样式及其与其他同期曲线的对比

广安龙门峡南剖面下三叠统(包括上二叠统顶部和中三叠统底部)碳同位素演化曲线的样式与前人报道的同时期曲线具有非常好的可对比性,总体演化样式也与童金南等(2014)的总结类似,显示海相碳酸盐碳同位素组成演化的全球可对比性,这种可对比性甚至可能包括一些短周期的峰或谷.

4.1 广安龙门峡南剖面下三叠统碳同位素曲线按岩石地层的演化样式

按地层厚度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值投点,我们可以获得如图4a所示的下三叠统海相碳酸盐的碳同位素演化样式,该曲线与黄可可等(2016)报道的宣汉渡口/重庆北碚剖面同期碳同位素曲线(图4b)的演化样式十分类似,尤其是从夜郎组-嘉一段,包括夜郎组 $\delta^{13}\text{C}$ 值的持续上升和嘉一段 $\delta^{13}\text{C}$ 值的下降以及嘉二段的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值. 由于地表嘉陵江组的蒸发盐已普遍溶解,四个地层段主要是按白云石化程度来划分的,根据MgO的含量划分的龙门峡南剖面的嘉陵江组四个地层段(附录1)中,嘉二段和嘉四段的厚度显著较宣汉渡口/重庆北碚剖面薄. 因此,虽然嘉二段-嘉四段碳同位素总体演化类似,但两个剖面的对比性差于主要由灰岩组成的夜郎组和嘉一段. 尽管如此,夜一段顶部的 $\delta^{13}\text{C}$ 极大值、夜

郎组-嘉陵江组界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 极大值,嘉一段-嘉二段界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 极小值以及该界线附近嘉二段底部样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 极大值仍然具有非常好的可对比性.

在黄可可等(2016)报道的宣汉渡口/重庆北碚剖面的碳同位素演化曲线中,由于采样条件的限制,飞仙关组下部曲线的分辨率较差(图4b),与之相应的龙门峡南剖面的夜郎组较高的采样密度和曲线分辨率刻画出了更为详细的曲线演化样式,显示出夜郎组中部存在 $\delta^{13}\text{C}$ 值的负偏,即 $\delta^{13}\text{C}$ 的持续上升仅出现在夜一段,并在夜一段顶部达到极大值(图4a的B点). 整个第二段和第三段下部都处于 $\delta^{13}\text{C}$ 的相对低值区间,第三段上部-第四段 $\delta^{13}\text{C}$ 再重新持续上升. 因而,夜郎组存在两个次一级的上升周期,第一个由夜一段组成,第二个由夜二-夜四段组成,这给通过碳同位素演化样式进行年代地层对比提供了机会,因为该负偏也存在于全球其他地区的早三叠世演化曲线中.

4.2 从广安龙门峡南剖面下三叠统碳同位素曲线演化样式进行的年代地层对比

祝幼华等(2012)根据有孔虫组合特征,认为夜郎组对应的地质时代大致为早三叠世Induan期、嘉陵江组为早三叠世Olenekian期、雷口坡组为中三叠世Anisian期(表1). 早三叠世碳酸盐岩的碳同位素曲线的演化样式在地层组尺度上完全支持祝幼华等(2012)的观点. 然而,由于地层段是按岩性来划分的,对嘉陵江组而言,一段和三段为灰岩段、二段和四段为蒸发岩-白云岩段,这种四分性在四川盆地的嘉陵江组中都可以识别. 但不同地区可能存在的白云化程度的差别会使得这些界线并不具有年代上的可对比性,这给亚阶尺度的年代对比带来困难.

海相碳酸盐的碳同位素组成的地层学意义已逐渐得到认可. 在显生宙碳同位素演化曲线(Veizer等, 1999)中,长期曲线中一些短周期的峰或谷都可能是全球事件所引起的(Veizer等, 1999),它们都具有非常好的区域或全球可对比性. 对比广安龙门峡南剖面 and Ogg等(2016)利用Sun等(2012)的数据在最新的年代地层框架下建立的同时期碳同位素曲线(图5b)中若干重要的峰和谷,显示出如下主要特征: (1) 二叠-三叠界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值(图4a和5a中A点),该低值位于下三叠统底部,二叠-三叠界线穿过曲线的下降区间,无论广

图4 广安龙门峡南剖面下三叠统碳同位素演化曲线及其与宣汉渡口/重庆北碚剖面同期曲线的对比

(a) 广安龙门峡南剖面, 一个 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -10.381‰ 的样品(附录1中样品号为LM-270)没有在图中显示; (b) 宣汉渡口/重庆北碚剖面(据黄可可等, 2016), 图中A~G的意义见黄可可等(2016)正文中的讨论; 图中涉及地层包括上二叠统顶部和中三叠统底部

安龙门峡南剖面、黄可可等(2016)报道的宣汉渡口/重庆北碚剖面(图4b)还是全球其他地区的同时代碳同位素曲线(陈锦石等, 1984; Holser和Magaritz, 1987; Magaritz等, 1988; 黄思静, 1994; Wang等, 1997; Atudorei和Baud, 1997; 王国庆和夏文臣, 2000; Cao等, 2002; Payne等,

2004, 2011; Tong等, 2002, 2007; Korte等, 2005; 左景勋等, 2006; Horacek等, 2007; Meyer等, 2011; Sun等, 2012; Huang等, 2012), 该低值都具有非常好的可对比性; (2) 夜郎组 $\delta^{13}\text{C}$ 第一个上升周期的极大值(图4a、5a中B点), 由于广安龙门峡南剖面较大的采样密度, B点显

图5 广安龙门峡南剖面早三叠世碳同位素演化曲线及其与综合的华南早三叠世曲线的对比

(a)和(b)所示的两个曲线采用了同一年代系统,以便进行碳同位素演化样式的对比。(a)广安龙门峡南早三叠世剖面(没有包括附录1中已剔除样品的数据);(b)综合的华南早三叠世曲线,由Ogg等(2016)根据Sun等(2012)数据按新的年龄刻度重新作出,数据来自中国贵州、广西、浙江和四川等多个剖面。Cha代表Changhsingian, Gries代表Griesbachian, Dien代表Dienerian, Smith代表Smithian, Spath代表Spathian, Aeg代表Aegean, 全文相同

示得十分清楚, 宣汉渡口/重庆北碚剖面也基本可以识别;(3)夜郎组与嘉陵江组界线处 $\delta^{13}\text{C}$ 上升的极大值(图4a和5a中C点), 该极大值在四川盆地和全球其他地方同时代碳同位素曲线中也都具有非常好的可对比性(Tong等, 2002, 2007; Payne等, 2004, 2011; Meyer等, 2011; 黄可可等, 2016; Sun等, 2012; Huang等, 2012), 在Sun等(2012)的同期曲线中, 该点位于Dienerian和Smithian亚阶界线处, $\delta^{13}\text{C}$ 极大值在Dienerian亚阶;(4)嘉一段顶部的 $\delta^{13}\text{C}$ 极小值(图4a和5a中D点)和嘉二段底部的 $\delta^{13}\text{C}$ 极大值(图4a和5a中E点), 极小值和极大值

分别位于这两个地层段的界线两侧, 界线穿过曲线的上升段, D点和E点在早三叠世碳同位素曲线中也可全球对比(如黄可可等, 2016; Sun等, 2012; Huang等, 2012; Tong等, 2002, 2007; Payne等, 2004, 2011; Meyer等, 2011), 显示其变化与重要地质事件有关, 该界线与Sun等(2012)同期曲线的Smithian和Spathian亚阶界线对应;(5)嘉二段-嘉三段碳同位素演化过程中的 $\delta^{13}\text{C}$ 极小值(图4a和5a中F点), 该点可大致与年代地层框架下同期曲线Spathian亚阶内的 $\delta^{13}\text{C}$ 极小值对应(图5和图6);(6)嘉四段内部的 $\delta^{13}\text{C}$ 极大值(图4a和5a中G点), 该

图6 中国南方早三叠世海相碳酸盐岩的碳同位素演化曲线

(a)由Takahashi等(2015)综合作出,数据来自Song等(2014)和Payne等(2004)报道的贵州多个三叠系剖面;(b)由Sun等(2012)综合的华南早三叠世曲线,数据来自贵州、广西、浙江和四川等多个剖面。图中N和P分别代表负偏和正偏;(a)和(b)两个曲线都在Griesbachian与Dienerian亚阶界线附近出现 $\delta^{13}\text{C}$ 的负偏移(图中蓝色箭头所指的负偏N2)

点可大致与年代地层框架下同期曲线的Spathian和Aegean亚阶界线对应(图5和图6),即与早、中三叠世界线对应。

根据广安龙门峡南剖面下三叠统碳同位素曲线演化样式中重要的峰和谷(图5中A~F,以及Ogg等(2016)利用Sun等(2012)的数据在新年代地层框架下的同时期碳同位素曲线(图5b),假定在亚阶尺度内碳酸盐岩的沉积速度是相等的,我们可以大致获得样品的年龄

值,并可以将图4a地层厚度和岩石地层框架内的下三叠统碳同位素演化曲线表现为相应的年代地层框架内的碳同位素演化曲线(图5a),以更好地表现早三叠世碳同位素演化曲线变化的周期、频率和幅度等受时间支持的变化参数。

在年代框架内,广安龙门峡南剖面(图5a)和用于对比的同期曲线(图5b)具有强烈的相似性,不仅二叠-三叠界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值是广为接受的全球信号,曲

线的其他关键点, 如Dienerian和Smithian亚阶界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值、Smithian和Spathian亚阶界线两侧 $\delta^{13}\text{C}$ 从 $-2\sim 5\%$ 的急剧变化、Spathian亚阶内的 $\delta^{13}\text{C}$ 低值以及Spathian和Aegean亚阶界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值都可以肯定是早三叠世生物复苏时间过程中各种全球事件的结果. 尽管如此, 曲线中Griesbachian和Dienerian亚阶界线附近碳同位素的演化样式仍然需要进一步讨论, 龙门峡南剖面Induan阶 $\delta^{13}\text{C}$ 值存在两个上升旋回, 即图5a中的A-B旋回和B'-C旋回, 两个旋回的界线因其在野外显示出岩性的显著变化而被作为夜一段和夜二段的界线. 一些曲线Induan阶 $\delta^{13}\text{C}$ 值也显示也这样的旋回性(如图6的曲线), 但一些曲线的这种旋回性并不清楚, 如我国下扬子地区的一些曲线(如Tong和Zhao, 2011), 因而Griesbachian和Dienerian亚阶界线附近碳同位素的演化样式的全球性及相应的年代意义仍然需要数据的进一步积累. 另外, 目前关于早、中三叠世界线处的碳同位素标志仍然没有一个广为接受的方案, 本文将嘉陵江组 and 雷口坡组界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值作为早、中三叠世界线也仍然需要数据的进一步积累和论证.

4.3 Smithian-Spathian亚阶界线碳同位素的变化

早三叠世碳同位素曲线在Smithian-Spathian亚阶界线附近 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧增加, 高 $\delta^{13}\text{C}$ 值的样品基本上都集中在Spathian亚阶(图5和6). 在广安龙门峡南剖面,

Smithian-Spathian亚阶界线可大致与嘉一段和嘉二段界线对应(图5和7), 显示Smithian末期海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值十分稳定, 基本变化在 $-1\sim -2\%$ 的范围内(图7a), 这种低幅的变化很难用全球信号来解释, 成岩蚀变、地方性事件的影响可能是主要的. 由于嘉二段发育蒸发岩-白云岩, 地表则为显著受大气水影响的盐溶角砾岩和次生灰岩, 使得界线处的一些非常重要的样品都具有很低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 在所分析的界线附近涉及 $\delta^{13}\text{C}$ 急剧变化的4个样品(LM-167、LM-168、LM-170、LM-171)中, 有2个样品(LM-168、LM-170)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于 -6.5% . 按照前边关于地球化学信息对海水代表性评估标准的讨论, 其碳同位素组成对海水的代表性较差. 从LM-167到LM-171, 厚度距离为8.14m(图7a中间距A), 根据前边讨论的亚阶年龄值(图5), 相应的时间间隔为0.036 Ma, 因而在小于该时间间隔内, 海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -0.911% 升至 3.679% , 上升幅度达到 4.59% . 也就是说, 在可能小于36kyr的时间内, 海相碳酸盐(可以基本认为是全球海水)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生了幅度达 4.59% 的变化, 这显然是一种全球事件. 我们难以解释海水碳同位素组成的这种剧烈变化, 为什么在万年尺度内, 地球系统生态的变化就可以如此剧烈地、大幅度地改变全球海水的碳同位素组成. 前边提到, Li等(2016)通过由天文控制的气候旋回进行时间定位获得的该界线附近 $\delta^{13}\text{C}$ 急剧正漂移持续时间为50kyr, 与我们推测的该事件持续时间类似.

图7 广安龙门峡南剖面下三叠统嘉一段和嘉二段界线附近 $\delta^{13}\text{C}$ 值、MgO及 $\delta^{18}\text{O}$ 值与地层厚度投点图

(a) $\delta^{13}\text{C}$ 值与地层厚度投点图; (b) MgO与地层厚度投点图; (c) $\delta^{18}\text{O}$ 值与地层厚度投点图. 红色圆圈代表需要剔除的数据(数据的剔除标准见正文中的相关讨论)

在地表剖面, 嘉二段为蒸发岩-白云岩地层, 蒸发盐已全部溶解, 地层的垮塌现象常见, 因而也很难保证采集样品就完全是原位的, 样品间的厚度距离也很难保证完全是原始的. 钻井揭示的研究区附近井下嘉陵江组厚度通常都在800m以上, 如广安境内的广参2井(在本文研究剖面西南不足30km的向斜中)揭示的嘉陵江组厚度为831m(龚大兴等, 2014), 本文相应地层的厚度只有579m(图1), 因而地表剖面有关的厚度-年龄精度可能难以满足Smithian-Spathian亚阶界线事件持续时间的讨论, 同时这在一定程度造成了Smithian-Spathian亚阶附近碳同位素演化样式的差别. 今后的研究中有必要进行全取芯科研钻井的综合研究, 以满足Smithian-Spathian亚阶界线事件持续时间的讨论.

在地层段的划分中, 我们将第一个高白云石含量的样品(LM-163, 其MgO含量8.45%, 相当于岩石中含39%的白云石)作为嘉二段的第一个样品(图7b). 值得注意的是, 该样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -1.293‰ , 紧靠其上的另一个高白云石含量样品LM-165(其MgO含量14.69%, 相当于岩石中含68%的白云石)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也只有 -1.447‰ , 显示白云岩形成时, 海水碳同位素组成并没有升高. 不过, 这两个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值已显著升高, 从嘉一段最后一个样品(LM-162)的 -6.205‰ 上升至嘉二段第一个样品LM-163的 -4.439‰ 再上升至LM-165的 -2.817‰ (图7c), 显示海水的碳同位素组成的变化滞后于氧同位素的变化, 或者说, 对广安龙门峡南剖面(可能也包括四川盆地的其他地区)来说, 在海水碳同位素组成剧烈变化之前, 海水的盐度(也包括相应的其他沉积环境信息)已事先发生剧烈变化, 并导致蒸发岩和白云岩的形成. 有关的定量计算(如Horita, 2014)还涉及到白云石-水和方解石-水系统不同的氧同位素分馏系数, 低温条件(如与嘉陵江组白云岩形成机制有关的准同生白云岩)下更是如此, 这会使得白云岩或白云石化的样品具有较正的氧同位素组成. 虽然白云石- CO_2 和方解石- CO_2 具有类似的碳同位素分馏系数的差别, 但显著小于氧同位素. 这说明除盐度等沉积环境因素外, 白云石和方解石形成过程中同位素分馏效应的差别可能是界线附近的相邻样品具类似碳同位素组成而具不同的氧同位素组成的另一原因. 尽管如此, 时间上大致对应Spathian早期的嘉二段沉积时期四川盆地海水地球化学性质的剧烈变化是肯定的.

5 结论

(1) 龙门峡南剖面下三叠统碳酸盐岩对海水地球化学信息具有良好的代表性, 碳氧同位素组成之间缺乏相关性, 二者间的确定系数只有0.0205, 350个样品中只有44个 $\text{Mn/Sr} > 2$ 和/或 $\delta^{18}\text{O} < -6.5\text{‰}$, 仅占全部样品的13%.

(2) 根据306个 $\text{Mn/Sr} < 2$ 和/或 $\delta^{18}\text{O} > -6.5\text{‰}$ 的碳酸盐样品建立了完整的下三叠统碳同位素曲线. 曲线显示, 二叠-三叠界线附近、嘉一段顶部和嘉三段内部的 $\delta^{13}\text{C}$ 极小值, 夜一段顶部、夜四段顶部、嘉二段底部和嘉四段下部的 $\delta^{13}\text{C}$ 极大值都可进行全球对比, 这些极大值(峰)和极小值(谷)所反映的都是全球信号.

(3) 通过全球其他地方在年代地层框架下建立的同时期碳同位素曲线和龙门峡南剖面下三叠统碳同位素曲线中代表全球信息的峰和谷的对比, 对剖面的年代地层进行了讨论. 夜一段可大致与Griesbachian亚阶对应, 夜二-四段可大致与Dienerian亚阶对应, 嘉一段大致与Smithian亚阶对应, 嘉二-三段以及嘉四段下部大致与Spathian亚阶对应, 嘉四段的中上部则应归于中三叠世的Aegean亚阶.

(4) 龙门峡南剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在嘉一、嘉二段界线附近从 -0.911‰ 急剧上升至 3.679‰ , 构成所谓的SSB界线事件, 海水碳同位素如此剧烈的变化耗时可能小于36kyr, 这显然是一种全球事件, 目前还难以解释如此短时间内海水碳同位素组成的这种剧烈变化.

(5) 在龙门峡南剖面(可能也包括四川盆地其他地区), SSB界线附近海水地球化学特征的变化过程中, 对沉积环境反映更为敏感的氧同位素组成首先改变, 说明海水在碳同位素急剧升高之前, 盐度已显著增加, 并导致了蒸发岩和白云岩的形成. 对该问题更深入的研究还需要考虑白云石-水和方解石-水系统、白云石- CO_2 和方解石- CO_2 系统中白云石和方解石形成过程中同位素分馏效应的差别.

致谢 成都理工大学沉积地质研究院研究生袁桃、胡博、黄树光、李江勇、罗文、胡颖和陈永梅等参加了野外和实验室工作, 中国科学院南京地质古生物研究所陈小明和刘静高级工程师在同位素分析和样品处理方面给予指导, 审稿人对论文提出了建设性的修改意见, 在此表示衷心感谢.

参考文献

- 陈锦石, 邵茂茸, 霍卫国, 姚御元. 1984. 浙江长兴二叠系和三叠系界限地层的碳同位素. 地质科学, 19: 88–93
- 龚大兴, 周家云, 陈科贵, 李春梅, 李萌. 2014. 海相碳酸盐台地含钾层段旋回地层学响应和识别——以川中广安地区三叠系为例. 高校地质学报, 20: 230–238
- 郭刚, 童金南, 张世红, 张杰, 白凌燕. 2007. 安徽巢湖早三叠世印地安期旋回地层研究. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 1571–1578
- 黄可可, 黄思静, 胡作维, 钟怡江, 李小宁. 2016. 四川盆地宣汉渡口和重庆北碚下三叠统海相碳酸盐碳同位素组成与演化. 古地理学报, 18: 101–114
- 黄可可, 黄思静, 兰叶芳, 胡作维. 2013. 早三叠世海相碳酸盐碳同位素研究进展. 地球科学进展, 28: 357–365
- 黄可可, 李小宁, 胡作维, 钟怡江, 黄思静. 2015. 重庆北碚嘉陵江组第三-第四段碳酸盐岩碳同位素组成对古海水代表性. 成都理工大学学报(自然科学版), 42: 565–578
- 黄思静. 1982. 四川渠县龙门峡三叠系嘉陵江组及雷口坡组第一段碳酸盐岩岩石学研究. 硕士学位论文. 北京: 武汉地质学院北京研究生部. 1–83
- 黄思静. 1984. 蠕虫状灰岩及其成因. 成都地质学院学报, 11: 60–68
- 黄思静. 1985. 四川渠县龙门峡三叠系嘉陵江组第三、四段白云石有序度及其形成条件探讨. 矿物岩石, 5: 57–62
- 黄思静. 1994. 上扬子二叠系-三叠系初海相碳酸盐岩的碳同位素组成与生物绝灭事件. 地球化学, 23: 60–68
- 黄思静. 2010. 碳酸盐岩的成岩作用. 北京: 地质出版社. 1–288
- 李小宁, 黄思静, 胡博, 黄可可, 黄树光, 陈永梅. 2015. 合川盐井溪嘉陵江组第二段盐溶角砾岩-次生灰岩的碳氧同位素组成. 成都理工大学学报(自然科学版), 42: 734–745
- 四川省地质矿产局. 1991. 中华人民共和国四川省地质图(1:1000000). 北京: 地质出版社. 1
- 四川省区域地层表编写组. 1978. 西南地区区域地层表 四川省分册. 北京: 地质出版社. 1–672
- 童金南, 黄云飞, 梁蕾. 2014. 早三叠世生物-环境-年代地层研究. 地学前缘, 21: 144–156
- 王国庆, 夏文臣. 2000. 贵州紫云剖面P/T界面附近碳氧同位素的变化及生物绝灭事件. 地学前缘, 7: 339–344
- 谢韬, 周长勇, 张启跃, 胡世学, 黄金元, 文菱, 丛峰. 2013. 罗平生物群下部凝灰岩锆石年龄及其地质意义. 地质论评, 59: 159–164
- 周志澄, 罗辉, 祝幼华, 蔡华伟, 许波, 陈金华, 赵媛媛. 2013. 四川广安谢家槽剖面早三叠世地层中的错时相沉积及其古生态意义——一个传统地层剖面的重新解读. 地层学杂志, 37: 73–80
- 周志澄, 罗辉, 祝幼华, 许波, 蔡华伟, 陈金华. 2012. 四川广安谢家槽下三叠统碳酸盐微相及沉积环境. 古生物学报, 51: 114–126
- 周志澄, 杨昊, 李罡, 祝幼华, Willems H, 罗辉, 蔡华伟, 许波, 陈金华, 陈迪舒. 2014. 四川广安谢家槽早三叠世遗迹化石及其古生态意义. 古生物学报, 53: 52–69
- 朱井泉. 1990. 四川华蓥山三叠系含膏盐段的碳氧同位素特征及其意义. 岩石学报, 6: 67–74
- 朱井泉. 1994. 华蓥山三叠系含盐建造中白云岩的成因阶段及其特征. 岩石学报, 10: 290–300
- 祝幼华, 罗辉, 蔡华伟, 许波, 杨昊, 赵媛媛, 陈迪舒, 周志澄, 陈金华. 2012. 四川广安谢家槽海相早中三叠世地层划分. 地层学杂志, 36: 784–791
- 左景勋, 童金南, 邱海鸥, 赵来时. 2006. 下扬子地区早三叠世碳酸盐岩碳同位素组成的演化特征. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 109–122
- Atudorei V, Baud A. 1997. Carbon isotope events during the Triassic-Albertian, 20: 45–49
- Banner J L, Hanson G N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 54: 3123–3137
- Banner J L. 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 42: 805–824
- Benton M J, Twitchett R J. 2003. How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *Trends Ecology Evolution*, 18: 358–365
- Burgess S D, Bowring S, Shen S Z. 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 3316–3321
- Cao C Q, Wang W, Jin Y G. 2002. Carbon isotope excursions across the Permian-Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chin Sci Bull*, 47: 1125–1129
- Cao C Q, Yang Y C, Shen S Z, Wang W, Zheng Q F, Summons R E. 2010. Pattern of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and implications for geological events during the Permian-Triassic transition in South China. *Geol J*, 45: 186–194
- Erwin D H. 1993. The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian (The Critical Moments and Perspectives in Earth History and Paleobiology). New York: Columbia University Press. 1–338
- Galfetti T, Bucher H, Ovtcharova M, Schaltegger U, Brayard A, Brühwiler T, Goudemand N, Weissert H, Hochuli P A, Cordey F, Guodun K. 2007. Timing of the Early Triassic carbon cycle perturbations inferred from new U–Pb ages and ammonoid biochronozones. *Earth Planet Sci Lett*, 258: 593–604
- Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, Ogg G M. 2012. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier
- Holser W T, Magaritz M. 1987. Events near the Permian-Triassic boundary. *Mod Geol*, 11: 155–180
- Horacek M, Brandner R, Abart R. 2007. Carbon isotope record of the P/T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: Evidence for rapid changes in storage of organic carbon. *Palaeogeogr Palaeo-*

- climatol *Palaeoecol*, 252: 347–354
- Horita J. 2014. Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite–water–CO₂ to elevated temperatures. *Geochim Cosmochim Acta*, 129: 111–124
- Hounslow M W, Muttoni G. 2010. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: linkage to stage boundary definitions. *Geological Soc London Special Publications*, 334: 61–102
- Huang S J, Huang K K, Lü J, Lan Y F. 2012. Carbon isotopic composition of Early Triassic marine carbonates, Eastern Sichuan Basin, China. *Sci China Earth Sci*, 55: 2026–2038
- Jacobsen S B, Kaufman A J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem Geol*, 161: 37–57
- Joachimski M M, Lai X L, Shen S Z, Jiang H S, Luo G M, Chen B, Chen J, Sun Y D. 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195–198
- Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet Sci Lett*, 120: 409–430
- Kaufman A J, Knoll A H, Awramik S M. 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case. *Geology*, 20: 181–185
- Korte C, Kozur H W, Bruckschen P, Veizer J. 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochim Cosmochim Acta*, 67: 47–62
- Korte C, Kozur H W, Veizer J. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. *Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol*, 226: 287–306
- Lehrmann D J, Stepchinski L, Altiner D, Orchard M J, Montgomery P, Enos P, Ellwood B B, Bowring S A, Ramezani J, Wang H M, Wei J Y, Yu M Y, Griffiths J D, Minzoni M, Schaal E K, Li X W, Meyer K M, Payne J L. 2015. An integrated biostratigraphy (conodonts and foraminifers) and chronostratigraphy (paleomagnetic reversals, magnetic susceptibility, elemental chemistry, carbon isotopes and geochronology) for the Permian–Upper Triassic strata of Guandao section, Nanpanjiang Basin, south China. *J Asian Earth Sci*, 108: 117–135
- Li M S, Ogg J, Zhang Y, Huang C J, Hinnov L, Chen Z Q, Zou Z Y. 2016. Astronomical tuning of the end-Permian extinction and the Early Triassic Epoch of South China and Germany. *Earth Planet Sci Lett*, 441: 10–25
- Magaritz M, Bart R, Baud A, Holser W T. 1988. The carbon-isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual. *Nature*, 331: 337–339
- Meyer K M, Yu M, Jost A B, Kelley B M, Payne J L. 2011. $\delta^{13}\text{C}$ evidence that high primary productivity delayed recovery from end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 302: 378–384
- Ogg J G, Ogg G M, Gradstein F M. 2016. A Concise Geologic Time Scale 2016. Amsterdam: Elsevier. 133–149
- Ovtcharova M, Bucher H, Schaltegger U, Galfetti T, Brayard A, Guex J. 2006. New Early to Middle Triassic U–Pb ages from South China: Calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. *Earth Planet Sci Lett*, 243: 463–475
- Ovtcharova M, Goudemand N, Hammer Ø, Guodun K, Cordey F, Galfetti T, Schaltegger U, Bucher H. 2015. Developing a strategy for accurate definition of a geological boundary through radio-isotopic and biochronological dating: The Early–Middle Triassic boundary (South China). *Earth-Sci Rev*, 146: 65–76
- Payne J L, Lehrmann D J, Wei J Y, Orchard M J, Schrag D P, Knoll A H. 2004. Large Perturbations of the Carbon Cycle During Recovery from the End-Permian Extinction. *Science*, 305: 506–509
- Payne J L, Summers M, Rego B L, Altiner D, Wei J Y, Yu M Y, Lehrmann D J. 2011. Early and Middle Triassic trends in diversity, evenness, and size of foraminifers on a carbonate platform in south China: implications for tempo and mode of biotic recovery from the end-Permian mass extinction. *Paleobiology*, 37: 409–425
- Shen S Z, Bowring S A. 2014. The end-Permian mass extinction: a still unexplained catastrophe. *Nat Sci Rev*, 1: 492–495
- Shen S Z, Crowley J L, Wang Y, Bowring S A, Erwin D H, Sadler P M, Cao C Q, Rothman D H, Henderson C M, Ramezani J, Zhang H, Shen Y, Wang X, Wang W, Mu L, Li W Z, Tang Y G, Liu X L, Liu L J, Zeng Y, Jiang Y F, Jin Y G. 2011. Calibrating the End-Permian Mass Extinction. *Science*, 334: 1367–1372
- Shen S Z, Henderson C M, Bowring S A, Cao C Q, Wang Y, Wang W, Zhang H, Zhang Y C, Mu L. 2010. High-resolution Lopingian (Late Permian) timescale of South China. *Geol J*, 45: 122–134
- Song H Y, Tong J N, Algeo T J, Song H J, Qiu H O, Zhu Y Y, Tian L, Bates S, Lyons T W, Luo G M, Kump L R. 2014. Early Triassic seawater sulfate drawdown. *Geochim Cosmochim Acta*, 128: 95–113
- Sun Y D, Joachimski M M, Wignall P B, Yan C B, Chen Y L, Jiang H S, Wang L N, Lai X L. 2012. Lethally Hot Temperatures During the Early Triassic Greenhouse. *Science*, 338: 366–370
- Szuriles M. 2007. Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. *Earth Planet Sci Lett*, 261: 602–619
- Takahashi S, Yamasaki S, Ogawa K, Kaiho K, Tsuchiya N. 2015. Redox conditions in the end-Early Triassic Panthalassa. *Palaeogeog Palaeoclimatol Palaeoecol*, 432: 15–28
- Tong J N, Zhao L S. 2011. Lower Triassic and Induan–Olenekian Bound-

- ary in Chaohu, Anhui Province, South China. [Acta Geol Sin - Engl Ed](#), 85: 399–407
- Tong J N, Qiu H O, Zhao L S, Zuo J X. 2002. Lower Triassic inorganic carbon isotope excursion in Chaohu, Anhui Province, China. *J Chin Univ Geosci*, 13: 98–106
- Tong J N, Zuo J X, Chen Z Q. 2007. Early Triassic carbon isotope excursions from South China: Proxies for devastation and restoration of marine ecosystems following the end-Permian mass extinction. *Geol J*, 42: 371–389
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G A F, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. [Chem Geol](#), 161: 59–88
- Wang W, Shen S Z, Zhu Z L. 1997. Carbon isotopes at the Permian-Triassic boundary section of Selong, Tibet, China and their significance. *Chin Sci Bull*, 42: 369–374
- Wu H C, Zhang S H, Feng Q L, Jiang G Q, Li H Y, Yang T S. 2012. Milankovitch and sub-Milankovitch cycles of the early Triassic Daye Formation, South China and their geochronological and paleoclimatic implications. [Gondwana Res](#), 22: 748–759