

贵州青岩地区中三叠统新苑组碳酸盐岩碳氧同位素特征及古环境意义

宁秋实,喻美艺*

(贵州大学 资源与环境学院,贵州 贵阳 550025)

[摘要]对青岩地区中三叠统新苑组营上坡段和雷打坡段碳酸盐岩进行了碳氧同位素分析。 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值介于 -0.65‰ ~ 3.65‰ ,均值为 1.24‰ ; $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值介于 -5.50‰ ~ -1.70‰ ,均值为 -3.09‰ 。研究表明,营上坡段沉积时期是海平面上升,还原性增强,具有海洋生产力高和生物量富集的特点,温度先降低后升高、盐度整体趋于增大。雷打坡段沉积时期为温度逐渐升高、盐度逐渐降低。在雷打坡下段和中段沉积时期海平面几乎不变,海洋生产力较稳定;上段沉积时期是海平面下降,氧化性增强,其海洋生产力较低、生物贫乏。

[关键词] 碳氧同位素;新苑组;古环境;贵州青岩

[中图分类号]P597+.2 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2016)01-0071-06

1 前言

青岩地区位于贵阳市南约25 km(图1),青岩镇东北方向约1 km处的青岩剖面是原青岩组层型剖面。青岩组为安尼期地层,是青岩生物群的赋存层位,1997年贵州省区域地质调查研究院

清理地层工作时将“青岩组”归入新苑组。前人在青岩剖面开展了大量的研究工作,其沉积环境处于碳酸盐岩台地与硅质碎屑岩盆地的过渡区^[1-7](图1);古生物研究始于德国人柯肯等^[8-27],对青岩生物群的组成进行了较详细的研究,并体现了本区生命复苏-辐射期的生物面貌。但本区地球化学方面的研究较少。

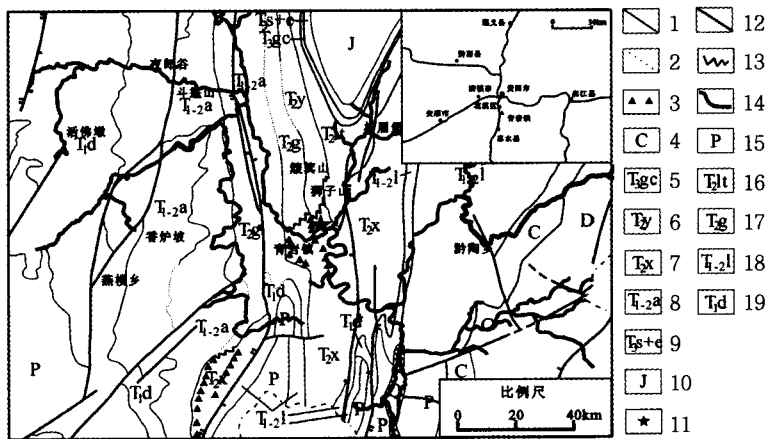


图1 研究区地质交通图(引自1:20万贵州省贵阳市花溪区区域地质图)

Fig. 1 Traffic geologic map of the research area

1—地质界线;2—推测地质界线;3—角砾岩楔/舌;4—石炭纪;5—改茶组;6—杨柳井组;7—新苑组;8—安顺组;9—三桥组和二桥组并层;10—侏罗纪;11—雷打坡和营上坡;12—断层;13—相变线;14—河流;15—二叠纪;16—垄头组;17—关岭组;18—罗楼组;19—大冶组

[收稿日期]2015-12-25

[基金项目]国家自然科学基金项目(No. 40830211):中生代初的生物环境事件与海洋生态系的重建。

[作者简介]宁秋实(1987—),男,在读硕士,研究方向:沉积地质学。

[通讯作者]喻美艺(1964—),男,副教授,研究方向:沉积地质学。

碳酸盐岩碳氧同位素分析对古环境具有很好的指示作用,碳同位素分析能反应古环境的海平面变化、海洋生产力大小、氧化-还原条件^[28,29];氧同位素分析能反应沉积时期的温度和盐度的变化^[30-32]。本文通过碳氧同位素特征分析,进一步探讨本区中三叠世古环境及古环境变化。

2 碳氧同位素组成特征

青岩剖面的新苑组包括小山灰岩段、马蜂坡页岩段、营上坡灰岩段、雷打坡页岩段、渔庆泥灰岩段,其中营上坡灰岩段和雷打坡页岩段是青岩生物群的富集层位,地层出露较好,因此本次研究的对象为营上坡灰岩段和雷打坡页岩段。其主要沉积岩性为碎屑流沉积的角砾灰岩、颗粒流沉积的亮晶灰岩、液化流沉积的泥粒灰岩以及硅质碎屑岩。

本次研究共采集了 60 块避开重结晶或含方解石脉的新鲜碳酸盐岩样品,选取其中 21 块样品进行碳氧同位素分析。碳氧同位素由中国科学院贵阳地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室测定。为了判断样品的碳氧同位素组成是否遭受过沉积期后的改造,在中国科学院贵阳地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室对样品进行了 Mn、Sr 含量的测定。

所测样品 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值为 $-0.65\text{‰} \sim 3.65\text{‰}$, 均值为 1.24‰ (表 1)。营上坡段碳酸盐岩的 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值总体上明显正漂移,呈逐渐增大趋势 (图 2), 在营上坡段中部 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值出现局部波动性变化。雷打坡段下部和中部 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值总体上明显正漂移,并保持在此略波动的水平,直至雷打坡段底部之上约 30 m 位置, $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 为一次较明显的负漂移。纵向上,营上坡段 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值明显大于雷打坡段 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值 (图 2)。

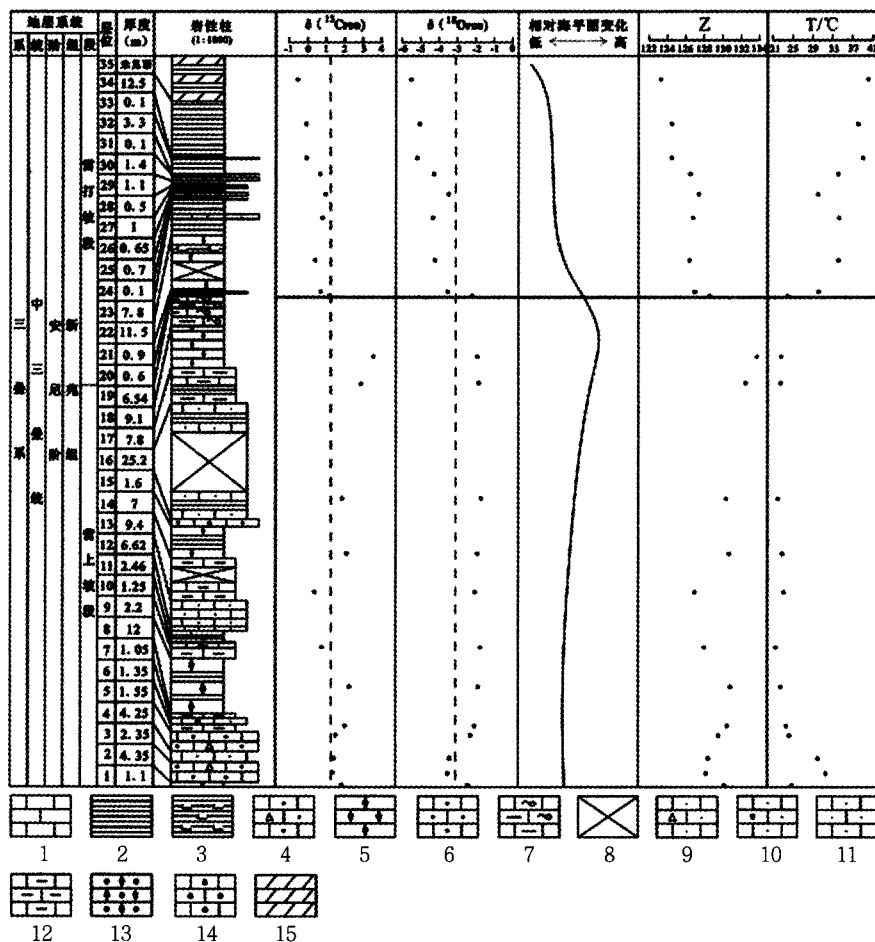


图 2 青岩地区中三叠世雷打坡和营上坡剖面地层柱状图及碳氧同位素和 Z、T 值的特征

Fig. 2 Histogram and characteristics of C O isotope and Z T value of Leidapo and Yingshangpo section of middle Triassic in Qingyan

1—灰岩;2—页岩;3—钙质页岩;4—含角砾颗粒灰岩;5—泥晶灰岩;6—颗粒灰岩;7—泥质条带灰岩;8—植被或公路覆盖;

9—含角砾泥粒灰岩;10—含生物碎屑泥粒灰岩;11—泥粒灰岩;12—粒泥灰岩;13—泥晶生物碎屑灰岩;14—生物碎屑灰岩;15—泥灰岩

所测样品 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值为 $-5.50\text{‰} \sim -1.70\text{‰}$, 均值为 -3.09‰ (表 1)。营上坡段碳酸盐岩的 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值总体上明显负漂移, 呈缓慢增大后期又逐渐减小趋势。在营上坡段中部, 与 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 局部波动区对应性很好, $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 同样出现局部波动。雷打坡段 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值总体上明显负漂移

并逐渐减小, 在中部 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值明显波动。由营上坡段到雷打坡段 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值降低 (图 2)。

所测样品 Mn 值为 $511 \times 10^{-6} \sim 1\,950 \times 10^{-6}$ 、Sr 值为 $55.3 \times 10^{-6} \sim 675 \times 10^{-6}$ 、 $w(\text{Mn})/w(\text{Sr})$ 在 $0.032 \sim 0.517$ 之间 (表 1)。

表 1 青岩地区中三叠统新苑组碳酸盐岩碳氧同位素和 Mn, Sr 的含量及 Z, T 值的分析数据

Table 1 Content of C, O isotope. Mn and Sr of carbonate rock and analytical data of Z, T value in Xinyuan formation, middle Triassic in Qingyan

样品号	岩石名称	地 层	$\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ / ‰	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ / ‰	Mn/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$w(\text{Mn})$ / $w(\text{Sr})$	Z 值	T (°C)
LD-12B	泥晶灰岩	雷打坡段	-0.65	-5.50	1 210	83.4	0.069	123.23	40.03
LD-11B	含粘土质灰岩	雷打坡段	-0.17	-5.11	522	56.5	0.108	124.41	38.09
LD-10B	不等晶砂屑 生物屑灰岩	雷打坡段	-0.17	-5.28	511	60.9	0.119	124.32	38.94
LD-08	不等晶砂屑 生物屑灰岩	雷打坡段	0.70	-4.26	769	141	0.183	126.61	33.92
LD-05B	微-泥晶含砂屑 生物屑灰岩	雷打坡段	0.92	-3.44	1 290	103	0.080	127.47	29.94
LD-04-05-9	泥-微晶含砂屑 生物屑灰岩	雷打坡段	0.82	-4.31	1 750	111	0.063	126.83	34.16
LD-03B-9	泥晶灰岩	雷打坡段	0.48	-4.22	1 470	137	0.093	126.18	33.72
LD-02B	不等晶砂屑 生物屑灰岩	雷打坡段	0.69	-3.50	1 010	375	0.371	126.97	30.23
LD-01B	含生物屑微- 泥晶灰岩	雷打坡段	1.17	-2.20	1 580	205	0.130	128.60	24.03
YS-19-9	泥晶灰岩	营上坡段	3.65	-1.92	1 500	81.8	0.055	133.82	22.71
YS-18B	泥晶灰岩	营上坡段	2.99	-1.87	1 390	97.8	0.070	132.49	22.48
YS-17-9	泥晶灰岩	营上坡段	1.90	-1.75	1 720	55.3	0.032	130.32	21.92
YS-15-9	泥晶灰岩	营上坡段	2.12	-1.90	1 360	352	0.259	130.70	22.62
YS-13	泥晶灰岩	营上坡段	0.37	-2.03	1 830	352	0.192	127.05	23.23
YS-10-9	泥晶灰岩	营上坡段	0.81	-1.70	1 630	428	0.263	128.11	21.68
YS-09	泥晶灰岩	营上坡段	2.17	-1.92	1 950	423	0.217	130.79	22.71
YS-05	含生物屑泥晶灰岩	营上坡段	2.02	-2.07	1 790	355	0.198	130.41	23.42
YS-05-9	亮-混晶含生物屑藻 砾砂屑灰岩	营上坡段	1.53	-2.28	1 040	366	0.352	129.30	24.41
YS-03-9	不等晶藻凝块灰岩	营上坡段	1.37	-3.46	1 760	675	0.384	128.38	30.04
YS-02-9	不等晶藻凝块灰岩	营上坡段	1.35	-3.76	1 160	448	0.386	128.19	31.49
YS-01	含生物屑砂屑 泥晶灰岩	营上坡段	1.97	-2.35	973	503	0.517	130.16	24.47

目前,碳酸盐岩同位素值能否代表原始碳氧同位素组成主要有三个判别标准:(1)样品的 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 最小值为 -5.50‰ , 大于 -10×10^{-3} , 表明样品的同位素组成保持了其原始沉积特点^[33] (表 1); (2)碳氧同位素成分分布较离散, 两者间不存在明显的线性关系 (图 3), 表明样品的碳氧同位

素组成受到成岩作用影响较小, 基本保持原始形成时的状态^[34]; (3)对采集的 21 块样品进行了 $w(\text{Mn})/w(\text{Sr})$ 的计算, 得出最大值为 0.517, 远远小于 2-3 的范围 (表 1), 表示其原始碳氧同位素的组成被很好地保存下来^[35]。综上可得, 样品所测数据均为可用数据。

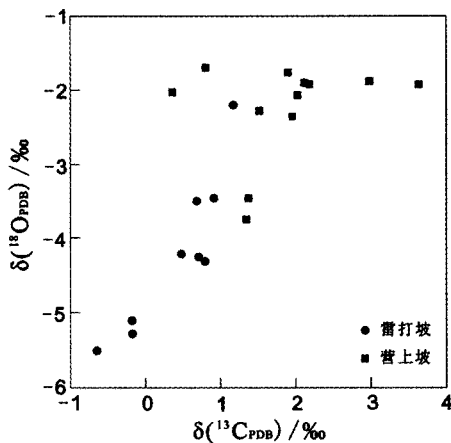


图3 青岩地区中三叠统 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 与 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值的相关图

Fig. 3 Correlation of $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ and $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ of middle Triassic in Qingyan

3 碳氧同位素的古环境意义

3.1 碳同位素的古环境意义

对于碳同位素而言,自然界中的碳分为无机碳和有机碳,两者的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值大约相差 25×10^{-3} [36]。有机碳的氧化量和相对埋藏量是影响海相碳酸盐岩中碳同位素的最重要的因素 [37]。当有机碳的氧化量小于相对埋藏量时,即有较多的 ^{12}C 转化成有机碳,使同期海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值增加,反之则减少 [38]。此外生物发育、死亡并快速埋藏会使碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高;相反,如果生物贫乏,海水中有机的埋藏速率降低,会使碳酸盐岩中 ^{12}C 增加而 $\delta^{13}\text{C}$ 值减小 [39]。海平面的变化影响海洋有机碳的埋藏速率 [40],当海平面上升时,有机碳埋藏速率增加,使得 $\delta^{13}\text{C}$ 相应增加 [28]。 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高说明该沉积时期的海洋生产力高;反之, $\delta^{13}\text{C}$ 值降低说明该沉积时期的海洋生产力低。深水区域的还原性增强,有机碳被较好的埋藏,所以沉积的无机碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相应较高;而浅水区的氧化性较强,有机碳被氧化, $\delta^{13}\text{C}$ 值相对较低 [29]。

营上坡段 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值呈正漂移,总体上逐渐增大,表明该沉积时期为海平面上升(图2),还原性增强,表现为海洋生产力增高和生物大量增加的特征。雷打坡段底部和中部 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值波动不大,表明该沉积时期海平面几乎不变,海洋生产力较稳定。其上部 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 负偏移,并逐渐减

小,该沉积时期为海平面下降(图2),氧化性增强,表现为海洋生产力较低和生物贫乏的特征。雷打坡段所含碳酸盐岩由中部厚层含生物碎屑泥粒灰岩到上部碳酸盐内碎屑粒度变粗,为海水变浅时的重力流沉积,对应上部 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值逐渐变小。

3.2 氧同位素的古环境意义

碳酸盐岩原始氧同位素组成主要受古温度和古盐度的影响。 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值对测定古海水温度来说是一个可靠的指标 [41]。余志伟利用 T 值: $T = 13.85 - 4.54\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 0.04\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})^2$ 表示碳酸盐岩成岩的古温度 [42]。温度变化趋势与氧同位素变化趋势呈反相关,温度升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低;温度降低, $\delta^{18}\text{O}$ 值升高。成岩作用中的重结晶作用、白云石化作用、淡水淋滤作用都会使原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值发生较大的变化,随着成岩程度的加大,岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值越来越小,如果以 PDB 为标准则 $\delta^{18}\text{O}$ 出现了高负值 [30]。沉积环境中水介质盐度的增高,蒸发作用加强,氧同位素首先进入到大气降水中,使得蒸发后碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显变大 [31,32];陆源淡水和大气降水的加入使得水介质盐度降低,从而使 $\delta^{18}\text{O}$ 值变小。因此,在海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高值对应盐度的高值, $\delta^{18}\text{O}$ 低值对应盐度的低值。

营上坡段沉积时期温度处于 $21.68 \sim 31.49^\circ\text{C}$ 之间,均值为 24.27°C ,其 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值总体上逐渐增加到后期逐渐减少,反应营上坡段沉积时期是一个温度降低后期缓慢升高、盐度整体趋于增大中部略有波动的过程(图2)。雷打坡段沉积时期温度处于 $24.03 \sim 40.03^\circ\text{C}$ 之间,均值为 33.67°C ,其 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值总体上逐渐减少,中部略微波动,表现为突然增大后再减少,反应地史时期该地区温度逐渐升高、盐度逐渐降低,中部温度和盐度略有波动的过程(图2)。营上坡段 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 均值为 -2.25‰ ,雷打坡段 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 均值为 -4.22‰ ,说明营上坡段比雷打坡段成岩作用弱。从营上坡段到雷打坡段沉积时期温度升高,盐度降低。

Keith 等综合利用 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值和 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值建立了海相灰岩和淡水灰岩的古盐度公式: $Z = 2.048 \times (\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}}) + 50) + 0.498 \times (\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 50)$,并将 $Z > 120$ 界定为海相石灰岩, $Z < 120$ 界定为淡水石灰岩 [33],且 Z 值的变化随盐度的增加而

增大。所得 Z 值为 123.23 ~ 133.82, 营上坡段的 Z 值总体上逐渐增大, 雷打坡段的 Z 值总体上逐渐减小(图 2), 反映出营上坡段沉积时期盐度逐渐增大、雷打坡段沉积时期盐度逐渐减小的过程, 与氧同位素所反应的古盐度变化一致。

4 结论

研究剖面 $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 值为 $-0.65\text{‰} \sim 3.65\text{‰}$, 均值为 1.24‰ ; $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 值为 $-5.50\text{‰} \sim -1.70\text{‰}$, 均值为 -3.09‰ 。通过 $w(\text{Mn})/w(\text{Sr})$ 最大值仅为 0.517, 远小于 2 ~ 3 的范围; $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ 最小值为 -5.50‰ , 大于 -10‰ ; 碳、氧同位素组成分布较离散, 不具有明显的相关性。说明营上坡段和雷打坡段碳酸盐岩基本保持了原始的碳、氧同位素组成。

通过对研究区碳酸盐岩碳同位素研究, 营上坡段沉积时期为海平面上升, 水体加深, 还原性增强, 海洋生产力高, 生物大量增加, 是一个海侵过程。雷打坡段底部和中部沉积时期海平面几乎不变, 海洋生产力较稳定; 其上部沉积时期为海平面下降, 水体变浅, 氧化性增强, 海洋生产力较低, 生物贫乏, 为海退过程。从营上坡段到雷打坡段的沉积时期最高海平面处于营上坡段沉积的近末期, 营上坡段海平面上升的幅度及速率小于雷打坡段海平面下降的幅度及速率。

研究剖面沉积时期的温度处于 $21.68 \sim 40.03\text{℃}$ 之间。营上坡段沉积时期是一个温度降低后来缓慢升高、盐度整体趋于增大中部略有波动的过程。雷打坡段沉积时期温度逐渐升高、盐度逐渐降低, 中部温度和盐度略有波动的过程。营上坡段碳酸盐岩沉积时的环境温度要低于雷打坡段碳酸盐岩沉积时的环境温度, 盐度高于雷打坡段碳酸盐岩沉积时环境的盐度, 成岩作用低于雷打坡段。

[参考文献]

- [1] 贺自爱, 杨宏, 周经才. 贵州中三叠世生物礁[J]. 地质科学, 1980(3): 256-364.
- [2] 刘宝珊, 张锦泉, 叶红专. 黔西南中三叠世陆棚-斜坡沉积特征[J]. 沉积学报, 1987, 5(2): 1-13.
- [3] 董金南, 黄思骥. 贵州中三叠世岩隆沉积史及地球化学相[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 1992, 17(3): 319-327.
- [4] 徐桂荣, 林启祥, 王永标. 黔南中三叠世 Anisic 期的生物礁复合体[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 1992, 17(3): 309-317.
- [5] 魏家庸. 贵州省贵阳地区的三叠纪地层格架[J]. 中国区域地质, 1993, 2: 97-108.
- [6] 陈金华, 曹美珍, Stiller, F. 中三叠世青岩生物群的群体古生态学初步研究[J]. 古生物学报, 2001, 40(2): 262-268.
- [7] 陈金华, Stiller, F. 小松俊文. 二叠纪末大灭绝后双壳类新的辐射[J]. 科学技术与工程, 2003, 3(5): 415-416, 420.
- [8] Koken, E. über triassische Versteinerungen aus China, neues Jahrb. Min. Geol. Paleont., 1900, Bd. 1.
- [9] Hsu, T. Y., Chen, K. Revision of the Chingyen Triassic fauna from Kweichow[J]. Bulletin of the Geological Society of China, 1943, 23(3-4): 129-138.
- [10] 杨遵仪, 徐桂荣. 贵州中部中上三叠统腕足类[M]. 北京: 中国工业出版社, 1966, 1-151.
- [11] 顾知微, 黄宝玉, 陈楚震, 等. 中国的瓣鳃类化石[M]. 北京: 科学出版社, 1976.
- [12] 甘修明, 殷鸿福, 瓣鳃纲. 西南地区古生物图册, 贵州分册(二)[M]. 北京: 地质出版社, 1978, 305-393.
- [13] Kristan-Tollmann, E. Foraminiferen aus dem oberanien von Leidapo bei Guiyang in Suedchina. Mitteilungen der Oesterreichischen Geologischen Gesellschaft, Vienna, 1983a, 76: 289-323.
- [14] Kristan-Tollmann, E. Ostracoden aus dem oberanien von Leidapo bei Guiyang in Suedchina. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 1983b, 5: 121-176.
- [15] Yin, H. F., Yochelson, E. L. Middle Triassic Gastropoda from Qingyan, Guizhou Province, China, 1, Pleurotomariacea and Murchisoniacea. Journal of Paleontology, 1983a, 57: 162-187.
- [16] Yin, H. F., Yochelson, E. L. Middle Triassic Gastropoda from Qingyan, Guizhou Province, China, 2, Trochacea and Neritacea. Journal of Paleontology, 1983b, 57: 515-538.
- [17] Yin, H. F., Yochelson, E. L. Middle Triassic Gastropoda from Qingyan, Guizhou Province, China, 3, Euomphalacea and Loxonematacea. Journal of Paleontology, 1983c, 57(5): 1098-1127.
- [18] 何炎. 贵州中部和南部中三叠世有孔虫[J]. 古生物学报, 1984, 23(4): 420-431.
- [19] 邓占球, 孔磊. 黔南、滇东一带中三叠世石珊瑚和海绵[J]. 古生物学报, 1984, 23(4): 489-504.
- [20] 王义刚. 中国三叠纪菊石的古生态学概论[J]. 古生物学报, 1988, 27(3): 346-367.
- [21] Stiller F. Palaeosynoeologie einer oberanischen flachmarinen Fossil vergesellschaftung von Leidapo, Guizhou, SW-China. Muenstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontologie, 1995, 77: 329-356.
- [22] 廖能懋, 菊石. 西南地区古生物图册, 贵州分册(二)[M]. 北京: 地质出版社, 1998, 413-439.
- [23] Stiller F. Phenotypic variability, deformations and post-traumatic reactions of the stem of Encrinurus cf. liliiformis Lamarck (Crinoidea) from the Middle Triassic of Qingyan, Southwestern China. Muenstersche Forschungen zur Geologie und Palaeontol-

- ogie, 1999, 86: 51-68.
- [24] Stiller F. Two early Millericrinids and an unusual crinoid of uncertain systematic position from the lower Upper Anisian (Middle Triassic) of Qingyan, southwestern China. *Journal of Palaeontology*, 2000, 74 (1): 32 - 51. doi: 10. 1666/0022 - 3360(2000)074<0032;TE-MAAU>2. 0. CO;2.
- [25] Toshifumi, K., Chen, J. H., Cao, M. Z., et al. Middle Triassic (Anisian) diversified bivalves; depositional environments and bivalve assemblages in the Leidapo Member of the Qingyan Formation, southern China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 208 (3 - 4): 207 - 223. doi: 10. 1016/j. palaeo. 2004. 03. 005.
- [26] Stiller, F., Chen, J. H. *Eophilibryoidella sinoanisica* new genus and species, an early philobryid bivalve from the Upper Anisian (Middle Triassic) of Qingyan, southwestern China. *Journal of Paleontology*, 2004, 78 (2): 414 - 419. doi: 10. 1666/0022 - 3360 (2004) 078 < 0414: ESNGAS > 2. 0. CO;2.
- [27] Stiller, F., Chen, J. H. New *Mysidiellidae* (Bivalvia) from the Anisian (Middle Triassic) of Qingyan, Southwest China. *Palaeontology*, 2006, 49 (1): 213 - 227. doi: 10. 1111/j. 1475 - 4983. 2005. 00524. x.
- [28] 王鸿祯, 史晓颖, 王训练, 等. 中国层序地层研究 [M]. 广州: 广东科技出版社. 2000, 353-394.
- [29] 陈强, 张慧元, 李文厚, 等. 鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩碳氧同位素特征及其意义 [J]. 古地理学报, 2012, 14(1): 117 - 124.
- [30] 张秀莲. 碳酸盐岩中氧碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系 [J]. 沉积学报, 1985, 4(3): 17-30.
- [31] Clayton R N, Degens E T. Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating fresh - water and marine sediments [J]. *AAPG*, 1959, 4: 889-897.
- [32] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils [J]. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 1964, 28: 1786-1816.
- [33] 张同钢, 储雪蕾, 张启锐, 等. 陡山沱期古海水的硫和碳同位素变化 [J]. 科学通报, 2003, 48(8): 850-855.
- [34] 王大锐, 冯晓杰. 渤海湾地区下古生界碳、氧同位素地球化学研究 [J]. 地质学报, 2002, 76(3): 400-408.
- [35] 杨遵仪, 殷鸿福, 吴顺宝, 等. 华南二叠-三叠纪过渡期地质事件 [M]. 北京: 地质出版社, 1987. 1-379.
- [36] 陈锦石, 闻传芬, 钟华. 古生代海洋碳同位素演化 [J]. 地质科学, 1995, 30(4): 264-271.
- [37] 彭苏萍, 何宏, 邵龙义, 等. 塔里木盆地碳酸盐岩碳同位素组成特征 [J]. 中国矿业大学学报, 2002, 31(4): 353-357.
- [38] 王勇, 等. 川东南地区石牛栏组碳、氧、锶同位素特征及其地质意义 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2009, 28(4): 330 - 335.
- [39] 谢渊, 罗建宁, 张哨楠, 等. 羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世碳酸盐岩碳、氧、锶同位素与古海洋沉积环境 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2000, 79(1): 80-86.
- [40] 田景春, 曾允孚. 贵州二叠纪海相碳酸盐岩碳、氧同位素地球化学演化规律 [J]. 成都理工学院学报, 1995, 22(1): 78-82.
- [41] Sun Y D, Joachimski M. M, Wignall P. B, Yan C B, Chen Y L, Jiang H S, Wang L N, Lai X L. Lethally Hot Temperatures During the Early Triassic Greenhouse [J]. *Science*, 2012, 338 - 366.
- [42] 余志伟. 氧、碳同位素在白云岩成因研究中的应用 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 1999, 18(2): 103-105.

The C and O Isotopic Characteristics and Paleoenvironmental Significance of Carbonate Rocks of Middle Triassic Xinyuan Formation of Qingyan, Guizhou

NING Qiu-shi, YU Mei-yi*

(College of Resources and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025, Guizhou, China)

[Abstract] In this paper, carbon and oxygen isotope of carbonate rocks samples collected from middle triassic Yingshangpo and Leidapo segment at Qingyan was analysed. The $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ is between -0.65% to 3.65% , and the average is 1.24% . The $\delta(^{18}\text{O}_{\text{PDB}})$ is between -5.50% to -1.70% , and the average is 3.09% . The researches show that the sea level rised with strong reducible, the marine productivity and the biomass is high at Yingshangpo sedimentation period. In this area, the temperature decreased first and then raised, the salinity tended to increase. The temperature gradually raised and the salinity was decreased at Leidapo sedimentation period. The sea level was almost the same and the marine productivity was stable at middle and lower segment of Leidapo sedimentation period. The sea level and marine productivity dropped and lacked of organisms, the oxidation increased at the upper segment of Leidapo sedimentation period.

[Key words] Carbon and oxygen isotopes; Xinyuan formation; Palaeo environment; Qingyan of Guizhou