

川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩碳氧同位素特征

肖胜, 肖传桃, 梁文君

长江大学油气资源与勘探技术教育部重点实验室, 武汉 430100

摘要 针对川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩, 通过分析3个剖面的碳氧同位素数据, 计算Z值及古温度, 并结合沉积相、古生物等, 对该区域碳酸盐岩碳氧同位素演化特征及古环境进行了系统研究。结果表明, 川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -3.90‰ ~ 2.80‰ , 主要值域为 -2.80‰ ~ 2.80‰ , 均值为 -0.04‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -9.70‰ ~ -1.80‰ , 主要值域为 -8‰ ~ -4‰ , 均值为 -6.60‰ 。研究区古环境基本处于海相环境, 东北边缘水体相对较深, 西南边缘水体相对较浅, 海水温度为 $8.8\text{--}68.4\text{℃}$, 主要值域为 $16\text{--}33\text{℃}$, 属于温暖或炎热的亚热带气候, 经历了栖霞期—茅口期、吴家坪期—长兴期、飞仙关期—嘉陵江期3次大的海平面变化旋回, 且其间各有若干次次级旋回。

关键词 川西地区; 中二叠统一下三叠统; 碳氧同位素; 古环境

中图分类号 P539.7

文献标志码 A

doi 10.3981/j.issn.1000-7857.2015.22.002

Carbon and oxygen isotope composition of carbonatic rock from the Middle Permian–Lower Triassic in Chuanxi area

XIAO Sheng, XIAO Chuantao, LIANG Wenjun

Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education; Yangtze University, Wuhan 430100, China

Abstract For the Middle Permian–Lower Triassic marine carbonate rocks in Chuanxi area, the author analyzed the carbon and oxygen isotope three cross-sectional data and calculated the Z value and the ancient temperature in combination with sedimentary facies and paleo organisms to systematically study the carbon and oxygen isotopic characteristics of carbonate rocks in the region and the paleo environment. The results show that the value of $\delta^{13}\text{C}$ varies from -3.90‰ to 2.80‰ in the study area, mainly concentrated between -2.80‰ and 2.80‰ , and -0.04‰ on average; The value of $\delta^{18}\text{O}$ varies from -9.70‰ to -1.80‰ , mainly concentrated between -8‰ and -4‰ , and -6.60‰ on average. Through calculation and analysis of the Z value and the paleo temperature it can be seen that Middle Permian–Lower Triassic in Chuanxi area was basically in the marine environment with seawater temperature between 8.8 and 68.4℃ and the main distribution range 16 to 33℃ . The study area basically belonged to the warm or hot tropical climate and experienced three major cycles of sea level changes: Qixia period to the Maokou period, Wujiaping middle period to Changxin period, and Feixianguan period to Jialingjiang period.

Keywords Chuanxi area; Middle Permian–Lower Triassic; carbon and oxygen isotopes; paleo environment

海相碳酸盐岩碳同位素的研究可以追溯到20世纪30年代, 当时主要以探究碳酸盐岩的早期成岩作用和古海水的盐

度为目的。此后, 地质学家们通过研究发现碳、氧同位素组成的变化特征可以进行地层的划分与对比。20世纪90年代

收稿日期: 2015-03-03; 修回日期: 2015-07-28

基金项目: 全国油气资源战略选区调查与评价国家专项(2009QYXQ09)

作者简介: 肖胜, 硕士研究生, 研究方向为地层学及沉积学, 电子邮箱: 1298780094@qq.com; 肖传桃(通信作者), 教授, 研究方向为地层学及沉积学, 电子邮箱: cixiao@yangtzeu.edu.cn

引用格式: 肖胜, 肖传桃, 梁文君. 川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩碳氧同位素特征[J]. 科技导报, 2015, 33(22): 19-26.

以来,海相碳酸盐岩中碳氧同位素的研究取得了很大进展, Magarizt 等认为碳酸盐岩碳同位素的组成变化可以反映古海洋有机碳生产量; Railsback 等对碳酸盐岩碳同位素进行研究,重建了古海洋的温盐环流过程; Uery 等对碳酸盐岩氧同位素进行研究,恢复了相应地质历史时期的地球表面温度; 严兆彬等探讨了碳酸盐岩碳氧同位素组成与古气候、古海洋环境的关系; 杜小弟等通过对新疆柯坪地区上震旦统一奥陶系碳氧同位素剖面的研究,阐述了碳氧同位素与海平面变化的关系。但是,全球范围内早三叠世海水碳同位素组成的研究与其他时段相比较为薄弱,且通过对比全球不同地区早三叠世海水碳同位素组成与变化特征发现存在明显差异^[1],不具有全球一致性,其原因至今仍不清楚,若其主要受地区性事件影响,则其在地层学中的应用将受到质疑,这些问题都需要深入的探讨和研究,而研究这些问题则要获取各地区碳氧同位素数据^[2]。

四川盆地西部中二叠统一下三叠统发育了良好的海相碳酸盐岩,为该区主要的含油气层系之一,油气储量丰富,具有良好的勘探前景。古环境和海平面变化控制了海相沉积物的类型与分布,对烃源岩的发育有着重要影响^[3],而碳酸盐岩碳氧同位素的研究可以为研究古环境和海平面的变化提供重要依据,因此,研究川西中二叠统一下三叠统碳酸盐岩碳氧同位素组成与变化特征,不仅有利于完善中国显生宙碳氧同位素数据,同时对该区油气勘探具有指导意义。前人对四川盆地海相碳酸盐岩中碳氧同位素已做了大量的研究^[4-6],但主要针对川东地区,且通过碳氧同位素研究古气候、海平面升降时,往往仅分析单一剖面或仅凭碳氧同位素单一因素进行研究,缺乏综合研究和相互印证。本文通过分析对比川西地区3个野外剖面,并结合沉积相、古生物等对该区域中二叠统一下三叠统碳酸盐岩同位素特征及其与古环境相关性进行深入探讨。

1 地质背景

川西地区位于中国四川省中西部,面积约 40000 km²。从构造位置看,川西地区地处扬子地台上西北部,东南侧为川中隆起,南侧为峨眉—瓦山断块,西北侧为龙门山构造带,东北侧为米仓山断褶带、大巴山断褶带,如图 1 所示^[5]。川西盆地为经历多个发展演化时期最终形成的一个叠合盆地。川西盆地发育在太古界及元古界结晶基底上,震旦纪末期受桐湾运动影响,上扬子古陆上升,海水退出。寒武纪至志留纪,川西盆地总体演变是由陆变海且海盆逐步扩张的过程。志留纪末受加里东运动影响,乐山—龙女寺古隆起隆升,泥盆纪至石炭纪持续上升,海盆面积逐渐减小。二叠纪早期,地壳渐渐下沉海水广泛侵入,期间经历几次海进、海退,从三叠纪中晚期起,受印支运动影响研究区地壳渐渐隆升,并且发育了大型前陆盆地,此后进入陆相凹陷盆地发展时期^[4,5]。

川西地区中二叠统一下三叠统地层以碳酸盐岩为主,且

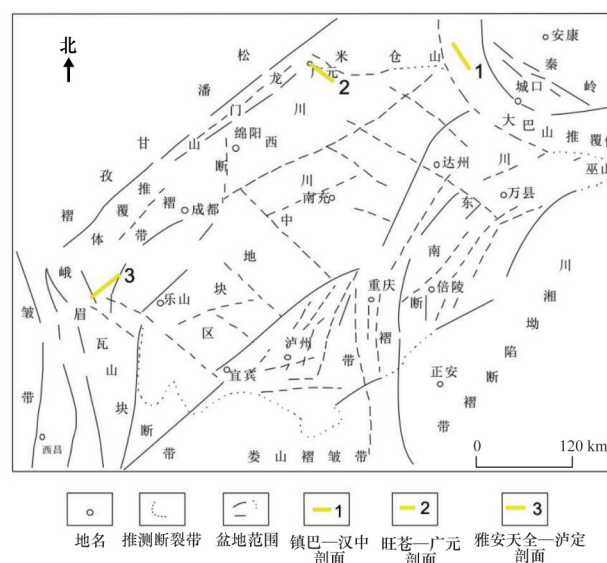


图 1 研究区构造地质略图

Fig. 1 Tectonic geological sketch in the study area

地层厚度大、层序较全。中二叠世研究区总体为缓坡型碳酸盐岩台地沉积体系,南部发育较多的浅滩,北部为外缓坡相,其中栖霞组及茅口组出露广泛。栖霞组分布较广,厚 90~210 m,从西往东逐渐增厚。按岩性可分为两段,一段主要为灰色灰岩、生物碎屑微晶灰岩,产孔虫类化石;二段主要为生物碎屑灰岩,并广泛被白云岩化,岩层中常见有生物钻孔及溶孔。茅口组厚 140~250 m,主要为生物碎屑微晶灰岩夹极薄层泥灰岩,自下而上可分为 4 段,与峨眉山玄武岩组成假整合接触。晚二叠世盆地由斜坡环境向台地边缘相、开阔台地及海陆过渡环境演变。

上二叠统峨眉山玄武岩组,主要为深灰色玄武岩,底部含煤碎屑岩。吴家坪组厚 10~450 m,岩性与厚度均变化较大,与茅口组平行不整合接触,根据岩性可分下部页岩段和上部灰岩段。长兴组厚 47~99 m,根据其岩性可分为两段,即下部灰岩段和上部白云岩段。下三叠统飞仙关组厚 121~1133 m,可分为 4 个岩性段:飞仙关组一段为细粉晶灰岩、泥质灰岩,底部有一层厚 3~5 cm 白色黏土岩;飞仙关组二段为粉砂质页岩夹泥岩;飞仙关组三段为鲕粒灰岩夹粉砂岩、微晶灰岩;飞仙关组四段为凝灰质粉砂岩、粉砂质泥岩。飞仙关组由东北至西南,依次发育有陆棚盆地、斜坡、台地边缘、开阔台地等环境。早三叠世嘉陵江期,研究区成为陆表海型碳酸盐岩台地,以发育局限台地相为特征,晚期北部为蒸发台地相沉积,同时嘉陵江组厚度也略有增厚的趋势,局部层段出现开阔台地相沉积。嘉陵江组厚 203~1106 m,可分为 4 个岩性段:嘉陵江组一段为浅灰色粉晶云岩、含灰质云岩;嘉陵江组二段为浅灰色微晶云岩、泥质云岩;嘉陵江组三段为浅灰色粉晶云岩、粉晶灰岩;嘉陵江组四段为浅灰色白云岩夹薄层石膏。

2 样品有效性评价

2.1 样品采集与数据测试

经过对川西地区中二叠统一三叠统地质背景的研究,在雅安天全—泸定、旺苍—广元、镇巴—汉中3条野外露头剖面(图1)按地层层序取样,共采集了43件碳酸盐岩样品。采

集样品时为降低成岩作用及成岩蚀变的影响,选择岩性均匀的新鲜岩石部分,尽可能避免在次生裂隙、风化、重结晶、方解石脉发育的部分采集标本。

研究区3个剖面碳酸盐岩样品碳氧同位素测试分析结果如表1所示。

表1 川西地区各剖面碳酸盐岩样品碳氧同位素测试分析结果

Table 1 Results for carbon and oxygen samples collected from each section in Chuanxi

雅安天全—泸定剖面						
样品编号	地层	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	Z值	校正后 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	温度/°C
6-22-1	T _{1f}	-3.8	-8.4	115.33	—	60.0
6-5-1	P _{2m}	0	-8.0	123.32	-2.75	28.4
6-6-1	P _{2m}	-0.1	-7.9	123.16	-2.65	27.9
6-7-1	P _{2m}	-2.3	-9.0	118.11	-3.75	33.3
6-9-1	P _{2m}	-2.9	-7.6	117.58	-2.35	26.4
6-10-1	P _{2m}	2.5	-3.4	130.73	1.85	8.8
6-31-2	P _{2m}	2.0	-9.0	126.91	-3.75	33.3
6-32-1	P _{2q}	2.2	-9.7	126.98	-4.45	37.0
6-33-1	P _{2q}	-2.6	-5.5	119.24	-0.25	17.0
6-49-1	P _{2q}	-0.4	-5.9	123.54	-0.65	18.7
6-64-1	P _{2q}	-3.4	-5.0	117.85	0.25	15.0
6-68-1	P _{2q}	-3.9	-7.5	115.58	-2.25	26.0
旺苍—广元剖面						
样品编号	地层	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	Z值	校正后 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	温度/°C
5-10-1	T _{1j}	-0.4	-2.8	125.09	—	28.6
5-12-1	T _{1j}	-0.4	-3.8	124.59	—	33.6
5-11-1	T _{1f}	-0.6	-1.8	125.17	—	23.9
5-13-1	T _{1f}	-2.8	-6.6	118.28	—	49.0
5-14-1	T _{1f}	0.2	-7.8	123.83	—	56.2
5-18-1	P _{3c}	-2.5	-7.8	118.30	-2.55	27.4
5-20-1	P _{2m}	2.4	-6.5	128.98	-1.25	21.4
5-22-1	P _{2m}	1.9	-4.8	128.80	0.45	14.1
镇巴—汉中剖面						
样品编号	地层	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	Z值	校正后 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	温度/°C
4-13-1	T _{1j}	0.7	-6.2	125.65	—	46.7
4-14-1	T _{1j}	-1.5	-7.5	120.49	—	54.4
4-18-1	T _{1j}	-1.5	-8.5	120.00	—	60.6
4-20-1	T _{1f}	-0.5	-8.2	122.19	—	58.7
4-105-2	T _{1f}	-1.1	-9.7	120.22	—	68.4
4-107-1	T _{1f}	1.0	-8.0	125.36	—	57.4
4-21-1	P _{3c}	-3.7	-5.4	117.03	-0.15	16.6
4-22-1	P _{3c}	1.7	-4.4	128.59	0.85	12.6

续表 1

镇巴—汉中剖面							
样品编号	地层	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	Z 值	校正后 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	温度/ $^{\circ}\text{C}$	
4-23-1	P _{3c}	2.3	-5.4	129.32	-0.15	16.6	
4-24-1	P _{3c}	1.5	-6.6	127.09	-1.35	21.8	
4-53-1	P _{3c}	0.8	-7.6	125.15	-2.35	26.4	
4-54-1	P _{3c}	1.4	-6.4	126.98	-1.15	20.9	
4-97-1	P _{3w}	2.0	-6.3	128.26	-1.05	20.5	
4-99-1	P _{3w}	2.5	-4.8	130.03	0.45	14.1	
4-104-1	P _{3w}	-0.7	-7.6	122.08	-2.35	26.4	
4-105-1	P _{3w}	-1.0	-7.7	121.42	-2.45	26.9	
4-110-1	P _{3w}	-0.2	-7.1	123.35	-1.85	24.1	
4-111-1	P _{3w}	1.6	-7.6	126.79	-2.35	26.4	
4-24-2	P _{2m}	2.8	-5.7	130.20	-0.45	17.9	
4-57-1	P _{2m}	2.4	-6.2	129.13	-0.95	20.0	
4-96-1	P _{2q}	1.7	-5.6	127.99	-0.35	17.4	
4-101-1	P _{2q}	2.3	-5.8	129.12	-0.55	18.3	
4-103-1	P _{2q}	2.3	-6.5	128.77	-1.25	21.4	

2.2 样品数据的有效性

古代海相碳酸盐岩中碳氧同位素的原始组成,分别受古海洋水体中生物产率、水体循环、温度及盐度的影响^[7],但在后期受成岩流体、成岩蚀变等的影响,碳酸盐岩中碳氧同位素组成发生改变而不能代表古海水的原始信息。因此,在使用碳酸盐岩的碳氧同位素数据对古气候和古海洋环境进行分析时,必须先对样品是否能代表古海水原始信息进行评估^[8]。

采用 $\delta^{18}\text{O}$ 值判别法进行评估。由于成岩作用中的大气淡水和埋藏过程中的热液水与碳酸盐岩中氧同位素发生交换作用,使得碳酸盐岩中氧同位素重新平衡,导致 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,氧同位素受成岩作用影响非常明显,而成岩作用对碳酸盐岩中碳同位素的影响却非常有限^[9]。因此,样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低时表明样品受成岩作用影响,碳氧同位素数据原始性差。一般情况

下,当样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 -5‰ 时,表明样本中氧同位素发生了一定程度的改变;当 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 -10‰ 时,表明样品已发生强烈蚀变^[8],但也有少数学者认为应以 $\delta^{18}\text{O}$ 值小于 -11‰ 为标准^[10]。表2给出的研究区样品氧同位素分析结果表明,样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值都大于 -10‰ ,因此样品数据可以代表原始碳氧同位素的组成。

采用 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性判别法进行评估。该方法是根据 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值在交会图上有无相关性,一般情况下,如果 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值在交会图上数据点离散,没有明显的相关性,则表明样品的碳氧同位素组成没有受到成岩作用改造,数据是可靠的;反之,则认为样品受到成岩作用改造,数据有效性差。研究区3个剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 交会图如图2所示,可以看出,3个剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值均无明显的相关性,表明研究区碳酸盐岩碳氧同位素组成保持了原始信息,数据是可靠的。

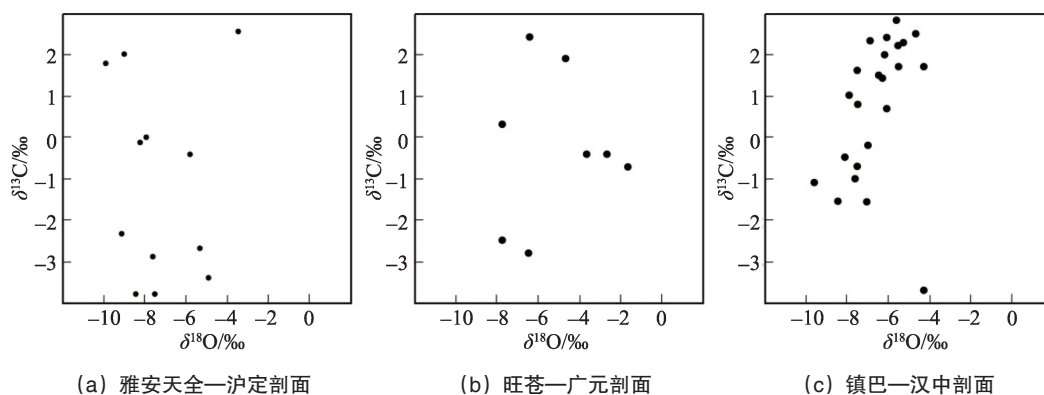


图2 川西地区各剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 交会图

Fig.2 Correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of each section in Chuanxi

3 碳氧同位素演化与古环境

3.1 碳氧同位素组成及演化

根据表1的样品测试分析结果,以PDB(Pee Dee Belemnite)为标准,川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-3.9\text{‰}\sim 2.8\text{‰}$,主要集中在 $-2.8\text{‰}\sim 2.8\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 均值为 -0.04‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-9.7\text{‰}\sim -1.8\text{‰}$,主要集中在 $-8\text{‰}\sim -4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 均值为

-6.60‰ 。据Hudson等的研究, $\delta^{13}\text{C}$ 均值在 $-5\text{‰}\sim 5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 均值在 $-10\text{‰}\sim 2\text{‰}$ 为海相碳酸盐岩^[11],川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 均值、 $\delta^{18}\text{O}$ 均值均在此均值范围内,表明研究区中二叠统一下三叠统为海相沉积。

川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩的碳氧同位素组成如表2所示,碳氧同位素演化如图3所示。从表2和图3

表2 川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩碳氧同位素组成

Table 2 Statistics of carbon and oxygen isotope compositions of the Middle Permian–Lower Triassic carbonate rocks in Chuanxi

地层	全区			雅安天全—泸定剖面			旺苍—广元剖面			镇巴—汉中剖面		
	$\delta^{13}\text{C}$ 平均值/ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ 平均值/ ‰	样品数	$\delta^{13}\text{C}$ 平均值/ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ 平均值/ ‰	样品数	$\delta^{13}\text{C}$ 平均值/ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ 平均值/ ‰	样品数	$\delta^{13}\text{C}$ 平均值/ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ 平均值/ ‰	样品数
T _{1j}	-1.36	-5.76	5	—	—	0	-0.40	-3.30	2	-2.00	-7.40	3
T _{1f}	-1.70	-7.47	7	-3.80	-8.40	1	-1.10	-5.40	3	-0.20	-8.60	3
P _{3c}	0.22	-6.23	7	—	—	0	-2.50	-7.80	1	0.67	-5.97	6
P _{3w}	0.70	-6.85	6	—	—	0	—	—	0	0.70	-6.85	6
P _{2m}	1.54	-6.36	10	-0.13	-7.48	6	2.15	-5.65	2	2.60	-5.95	2
P _{2q}	0.48	-6.35	8	-1.62	-6.72	5	—	—	0	2.10	-5.97	3

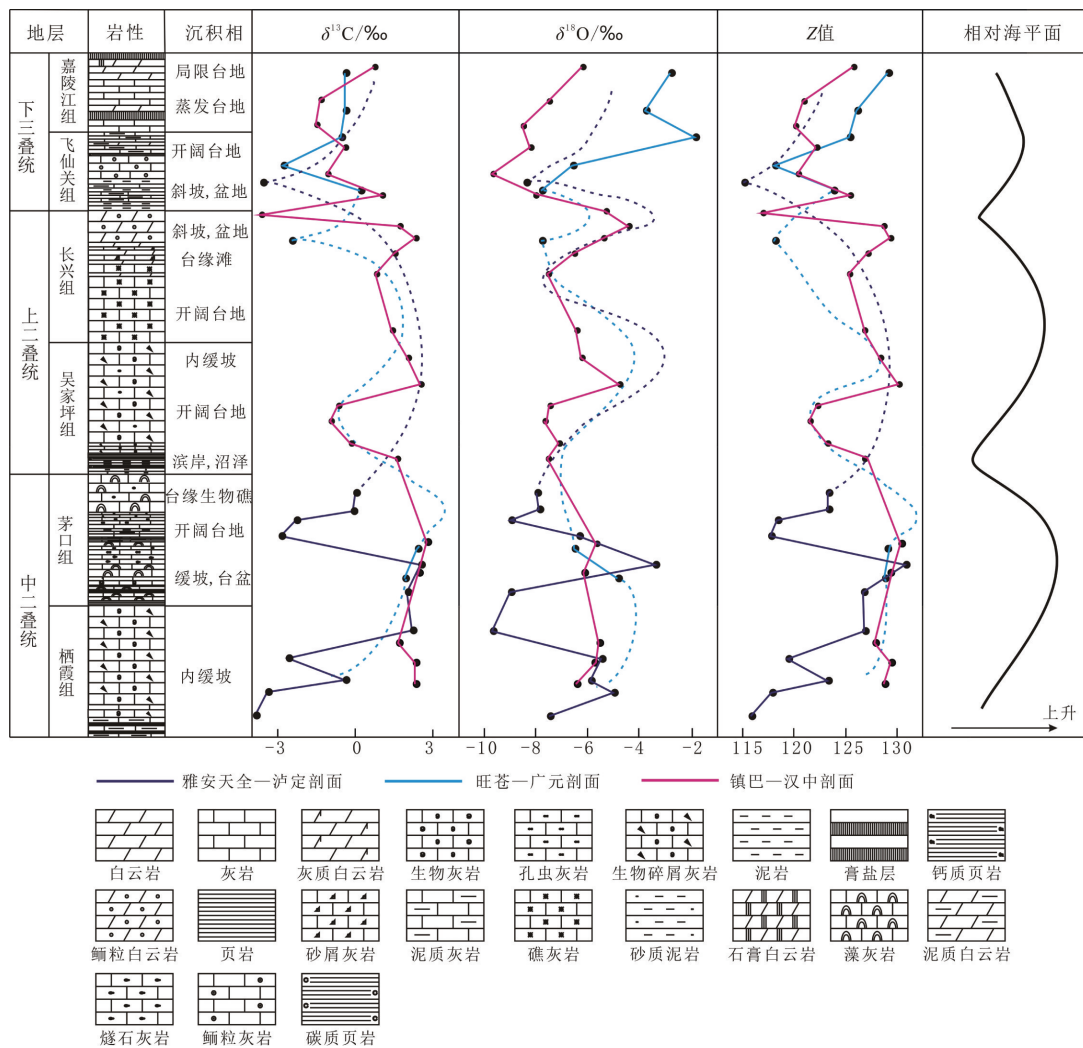


图3 川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩碳氧同位素演化曲线

Fig. 3 Evolution of carbon and oxygen isotope compositions and variation curves of sea level in the Middle Permian–Lower Triassic, Chuanxi

可以看出,研究区碳酸盐岩的碳氧同位素组成在纵向和横向上存在一定的差异。横向上,研究区西南边缘(雅安天全—泸定剖面)下三叠统的飞仙关组,中二叠统的茅口组、栖霞组具有较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,往东北方向 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐增高,东北边缘(镇巴—汉中剖面)与西南边缘的 $\delta^{13}\text{C}$ 值差别最大,相差3.72‰。

纵向上,雅安天全—泸定剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在中二叠统的栖霞组总体上升,在茅口组下部发生大幅负向偏移; $\delta^{18}\text{O}$ 值在中二叠统的栖霞组顶部降到最低后上升,在茅口组下部大幅下降。镇巴—汉中剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在上二叠统的长兴组顶部和下三叠统的飞仙关组下部发生大幅负向偏移,其他层位均为正值; $\delta^{18}\text{O}$ 值在二叠纪、三叠纪之交迅速降低,在飞仙关组顶部降至最低值,在嘉陵江组逐渐升高,其他层位均小幅振荡变化。旺苍—广元剖面与镇巴—汉中剖面变化相似。

3.2 碳氧同位素与古环境的相关性

自然界中,稳定同位素 ^{12}C 、 ^{16}O 的丰度远大于 ^{13}C 和 ^{18}O 。根据前人研究,海相碳酸盐岩中碳氧同位素的组成及变化,与古海洋环境等多种因素有非常密切的相关性。对于海相碳酸盐岩中的碳同位素, ^{12}C 通过光合作用在有机物中富集,造成 ^{13}C 在海水中相对富集,则海相碳酸盐岩中富含 ^{13}C 。而海平面、气候、沉积环境的变化都会影响生物生产率及有机质埋藏速率,进而影响海相碳酸盐岩中碳同位素的组成。对于海相碳酸盐岩中的氧同位素,由于冰川中 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低,当全球温度上升时,冰川水流入海洋导致海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对降低,当全球温度降低时, $\delta^{18}\text{O}$ 值较低的水固结在冰川中导致海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对升高。海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值也会受表层海水蒸发作用等的影响,而表层海水蒸发作用等同时也影响了周围海水的盐度,所以在保持其他条件不变的情况下,水介质盐度增大,会使 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大。因此,可以根据碳酸盐岩中碳氧同位素的组成和演化恢复古环境^[12]。

3.2.1 古海水温度

古海洋温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 值有非常密切的关系,而 $\delta^{13}\text{C}$ 值受温度影响很小,因此当盐度不变时, $\delta^{18}\text{O}$ 值可用来确定古海水温度,且温度越高 $\delta^{18}\text{O}$ 值越低。古海水温度的计算公式为^[13]

$$t = 15.976 - 4.2\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} + 0.13(\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} + 0.22)^2 \quad (1)$$

式中, $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ 为以PDB为标准的碳酸盐岩样品的实测 $\delta^{18}\text{O}$ 值。由于碳酸盐岩时代越老,受成岩作用的时间影响越长,碳酸盐岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化越大,因此中生代以前的样品需要年代校正。通过上述分析可知二叠纪碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值约为-6.45‰,第四纪海相碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值约为-1.2‰^[13],二者差值为-5.25‰,用测得的二叠纪碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值减去该差值得到相当于第四纪海相碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的校正值(表1),并根据式(1)计算古海水温度。

通过计算可知,川西地区中二叠世—早三叠世海水温度为8.8~68.4℃,主要分布值域为16~33℃,表明川西地区中二叠世—早三叠世主要是温暖或炎热的亚热带气候。沉积期的海水温度平均值,栖霞组为21.4℃,茅口组为23.2℃,吴家坪组为23.1℃,长兴组为20.3℃,嘉陵江组为44.8℃,飞仙关组

为53.4℃。嘉陵江组沉积期海水温度较高可能与海水的盐度有关。飞仙关组沉积期海水温度出现异常高温,与当时该区域大规模火山作用有关,在飞仙关组一段底部发现的由火山喷发物质沉积形成的黏土岩层证明了这一点。

3.2.2 古海水盐度

$\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值都与盐度有关,且盐度越高其值越高。Keith、Weber推导的古盐度计算式为^[14]

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50) \quad (2)$$

式中, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 以PDB为标准,当 $Z > 120$ 时为海相石灰岩, $Z < 120$ 时为淡水石灰岩, $Z = 120$ 时为未定型石灰岩。因形成后的碳酸盐岩中碳同位素难以交换, $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定, Z 值主要受 $\delta^{13}\text{C}$ 值影响,所以碳氧同位素不需要校正。

通过计算可知,研究区的 Z 值为117.5~130.2,平均值为124.1,绝大多数大于120,因此进一步说明川西地区中二叠世—中三叠统处于海相环境。栖霞组古盐度较低(Z 值平均为123.6),茅口组、吴家坪组古盐度较高(Z 值平均为125.7和125.3),长兴组 Z 值平均为124.6,飞仙关组古盐度最低(Z 值平均为121.5),嘉陵江组 Z 值平均为123.2。整体上看,研究区各个时期的碳酸盐岩碳同位素演化曲线与 Z 值演化曲线基本一致。

3.2.3 海平面变化

碳同位素演变与海平面变化也有密切联系。海平面下降时,古大陆的面积会相对扩大,古大陆上富含 ^{12}C 的有机质被氧化进入到海洋盆地中,使海水中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对减少。地质历史上冰川作用常导致海平面的下降,此时海洋中的生物减少,同时有机碳的埋藏速率减小,因此形成了 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低的碳酸盐岩^[15]。反之,当海平面上升时,生物相对繁盛,生物的光合作用使 $\delta^{12}\text{C}$ 值被消耗,有机碳的埋藏速率增加,使此时海水中的 ^{13}C 相对富集,形成了 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高的碳酸盐岩。而且,海平面上升造成古大陆的面积减小,导致有机碳在海洋中的含量也相对减少,海水中的 ^{13}C 相对富集,形成的碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也相对升高。因此,当 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高时海平面上升, $\delta^{13}\text{C}$ 值较低时海平面下降。

川西地区中二叠世—下三叠统碳酸盐岩的同位素组成在区域上分布不均衡,总体上,川西地区西南边缘 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低,往东北方向 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高。这种现象说明,在沉积时期,研究区东北边缘水体相对较深,西南边缘水体相对较浅。研究区西南边缘、东北边缘的沉积相分布和古生态等特征都证明了这一点。

中二叠世栖霞期,研究区西南边缘为内缓坡相,发育生物灰岩,生物有介形虫、藻类等,表明此时水体较浅,从该时期雅安天全—泸定剖面碳同位素变化来看,水体经历了由浅变深再降低最后升高的过程。研究区东北边缘为外缓坡相,发育泥晶灰岩,从该时期镇巴—汉中剖面碳同位素变化来看,表明此时水体相对较深,在晚栖霞期海平面相对下降。综合来看,该时期研究区温度适宜,盐度较低,发育有珊瑚、蜓类等营底栖生活的生物,海水由东北边缘侵入,东北边缘

地势低水体较深,西南边缘地势高水体较浅,总体上海平面大幅上升并经历了上升下降再上升的过程。茅口期,早期各剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值缓缓上升,沉积相由内缓坡相向外缓坡相转换,表明此时海平面逐渐上升,生物生产率上升,生物大量繁殖;晚期,华南板块构造运动增强,扬子西缘爆发了峨眉地裂运动,并发生海退,生物含量明显下降,有机碳埋藏率减小,导致此时雅安天全—泸定剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生负向偏移。

晚二叠世吴家坪期,研究区早期由西南向东北方向依次为陆相、海陆过渡相带、开阔台地相沉积,镇巴—汉中剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值快速降低,表明水体快速降低,发生大幅海退,此后 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐增加,表明海水重新侵入该区域。到吴家坪期中晚期,研究区以碳酸盐沉积为主,并随着海水侵入由西南向东北方向依次为海陆过渡相、开阔台地、台地边缘、陆棚斜坡和盆地,之后有一个海退、海侵的次级旋回。长兴期, $\delta^{13}\text{C}$ 值经历了大幅下降后升高又小幅下降的变化过程,综合3个剖面的碳同位素演化来看,早长兴期海平面升高,导致海陆过渡相带向西南迁移;晚长兴期为开阔台地相, $\delta^{13}\text{C}$ 值负向偏移,说明发生大幅海退,生物量急剧减少,海洋生物大量衰退,该现象与全球二叠纪海生生物群集绝灭事件一致^[16]。

晚二叠世长兴期,海水平均 Z 值为125,平均温度为20.3℃,早三叠世飞仙关期海水平均 Z 值降为121,平均温度为53.4℃,且在飞仙关组一段底部发现3~5 cm含有海相化石的黏土岩层,该黏土岩层由火山喷发物质沉积形成^[17],表明该时期古环境突然急剧变化,并伴随着大规模火山爆发,可能为二叠/三叠系界线附近发生海生生物群集绝灭事件的主要原因。而该时期的碳同位素演变曲线也表明该时期发生大幅海退,海生生物大量灭亡造成生物生产率大幅降低,被埋藏的有机碳量也因此减少,且有机碳氧化量相对增加,导致更多的含 ^{12}C 的 CO_2 输入大气并且溶解在海水中,造成碳酸盐岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生大幅负向偏移。

早三叠世飞仙关期,从各条路线来看 $\delta^{13}\text{C}$ 值大致呈现大幅下降后再升高的变化过程,反映飞仙关期早期经历了海退过程,晚期海平面缓慢回升。飞仙关期早期台地边缘发育有鲕粒滩,且台地边缘相不断向北迁移,到晚期这种滩体逐渐消失,也证明了海平面的这一变化过程^[18]。嘉陵江期,火山作用渐渐平息, $\delta^{13}\text{C}$ 值、 $\delta^{18}\text{O}$ 值都呈现了一个逐渐升高的过程,海洋环境好转生物开始复苏,早嘉陵江期为局限台地相,镇巴—汉中剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高,而旺苍—广元剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化不大,表明此时水体偶尔略有变深的趋势;晚嘉陵江期为蒸发台地相,发育白云岩夹薄层石膏,沉积的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低,反映该时期海平面下降,生物产率较低。

4 结论

川西地区3个剖面共采样43个中二叠统一下三叠统碳酸盐岩碳氧同位素样品,样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于-10‰,且其 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值在交会图上数据点离散,没有明显的相关性,表明数据是可靠的,研究区碳酸盐岩基本保持了沉积时期古海水的

原始信息。

川西地区中二叠统一下三叠统碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布于-3.9‰~2.8‰,主要集中在-2.8‰~2.8‰值域内,研究区内 $\delta^{13}\text{C}$ 均值为-0.04‰; $\delta^{18}\text{O}$ 值分布于-9.7‰~-1.8‰,主要集中在-8‰~-4‰值域内,研究区 $\delta^{18}\text{O}$ 均值为-6.60‰。

通过碳同位素在研究区各剖面的分布可知,研究区东北边缘水体相对较深,西南边缘水体相对较浅。通过对碳同位素的演化分析可知,研究区在中二叠统一下三叠统共经历3次大的海平面变化旋回:栖霞期—茅口期、吴家坪期—长兴期、飞仙关期—嘉陵江期,且其间各存在若干次次级旋回。

通过计算分析 Z 值和古温度可知,川西地区中二叠统一下三叠统基本处于海相环境,海水温度在8.8~68.4℃,主要分布范围为16~33℃,研究区基本属于温暖或炎热的亚热带气候。二叠纪/三叠纪界线附近的海水环境的突然急剧变化可能是导致海生生物群集绝灭事件的原因之一。

参考文献 (References)

- [1] Metcalfe I, Nicoll R S, Willink R, et al. Early Triassic (Induan-olenekian) conodont biostratigraphy, global anoxia, carbon isotope excursions and environmental perturbations: New data from Western Australian Gondwana[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(3): 1136-1150.
- [2] 黄思静, 黄可可, 吕杰, 等. 早三叠世海水的碳同位素组成与演化——来自四川盆地东部的研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42(10): 1508-1522.
Huang Sijing, Huang Keke, Lü Jie, et al. Carbon isotopic composition and evolution of the early three of the sea water from the east of Sichuan basin[J]. *Chinese Science: Earth Science*, 2012, 42(10): 1508-1522.
- [3] 张水昌, 张宝民, 边立曾, 等. 中国海相烃源岩发育控制因素[J]. *地质前缘*, 2005, 12(3): 39-48.
Zhang Shuichang, Zhang Baomin, Bian Lizeng, et al. Control of marine hydrocarbon source rocks in China[J]. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(3): 39-48.
- [4] 吴世祥, 汪泽成, 张林, 等. 川西前陆盆地勘探思路分析[J]. *石油与天然气地质*, 2001, 22(3): 210-216.
Wu Shixiang, Wang Zecheng, Zhang Lin, et al. Analysis of exploration ideas in Western Sichuan foreland basin[J]. *Oil and Natural Gas*, 2001, 22(3): 210-216.
- [5] 李忠权, 应丹琳, 李洪奎, 等. 川西盆地演化及盆地叠合特征研究[J]. *岩石学报*, 2011, 27(8): 2362-2370.
Li Zhongquan, Ying Danlin, Li Hongkui, et al. Western sichuan characteristics of composite basin evolution and the basin research[J]. *Journal of Rock*, 2011, 27(8): 2362-2370.
- [6] 童崇光. 四川盆地油气地质研究[J]. *地球科学与环境学报*, 1990, 12(3): 9-17.
Tong Chongguang. The study on petroleum geology of Sichuan basin[J]. *Journal of the Earth Sciences and Environment*, 1990, 12(3): 9-17.
- [7] 王英华, 刘本立, 陈承业, 等. 氧、碳同位素组成与碳酸盐岩成岩作用[J]. *地质论评*, 1983, 29(3): 278-284.
Wang Yinghua, Liu Benli, Chen Chengye, et al. Oxygen, carbon isotopic composition and Carbonate Diagenesis[J]. *Geological Review*, 1983,

- 29(3): 278-284.
- [8] 樊茹, 邓胜徽, 张学磊. 碳酸盐岩碳同位素地层学研究中数据的有效性[J]. 地层学杂志, 2010, 34(4): 445-451.
Fan Ru, Deng Shenghui, Zhang Xuelei. Carbonate carbon isotope stratigraphy study the validity of the data in the[J]. Journal of Journal of Stratigraphy, 2010, 34(4): 445-451.
- [9] 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.
Chen Qiang, Zhang Huiyuan, Li Wenhou, et al. Carbon and oxygen isotope characteristics of Ordovician carbonate rocks in Ordos Basin and its significance[J]. Journal of Ancient Geography, 2012, 14(1): 117-124.
- [10] Kouchinsky A, Korovnikov I, Pavlov V, et al. The SPICE carbon isotope excursion in Siberia: a combined study of the upper Middle Cambrian-lowermost Ordovician Kulyumbe River section, northwestern Siberian Platform[J]. Geological Magazine, 2008, 145(5): 609-622.
- [11] Hudson J D. Stable isotopes and limestone lithification[J]. Journal of the Geological Society, 1977(6): 637-660.
- [12] Armstrong-Altrin J S, Yong I L, Verma S P, et al. Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis[J]. Chemieder Erde-Geochemistry, 2009, 69(1):45-60.
- [13] 罗贝维, 魏国齐, 杨威, 等. 四川盆地晚震旦世古海洋环境恢复及地质意义[J]. 中国地质, 2013, 40(4): 1099-1111.
Luo Beiwei, Wei Guoqi, Yang Wei, et al. Sichuan Basin in the late Sinian ancient marine environment recovery and geological significance [J]. Geology in China, 2013, 40(4): 1099-1111.
- [14] Keith M L, Weber J N. Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1964(28): 1786-1816.
- [15] 旷红伟, 李家华, 彭楠, 等. 燕山地区 1.6~1.0 Ga 时期碳酸盐岩碳、氧同位素组成、演化及其地质意义[J]. 地学前缘, 2009, 16(5): 118-133.
Kuang Hongwei, Li Jiahua, Peng Nan, et al. Yanshan area 1.6~1.0 period carbonate carbon and Oxygen isotope composition, evolution and geological significance[J]. Science Frontiers, 2009, 16(5): 118-133.
- [16] 王国庆, 夏文臣. 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[J]. 地学前缘, 2000, 7(2): 339-344.
Wang Guoqing, Xia Wencheng. Guizhou Ziyun section P-T interface near the carbon and oxygen isotope changes and biological mass extinction event[J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7(2): 339-344.
- [17] 冯宝华, 董茹丽. 火山事件沉积粘土岩的研究及其意义[J]. 中国区域地质, 1992(2): 149-155.
Feng Baohua, Dong Ruli. Study on sedimentary rocks of volcanic event and its significance[J]. Chinese Regional Geology, 1992(2): 149-155.
- [18] 王兴志, 张帆, 马青, 等. 四川盆地东部晚二叠世—早三叠世飞仙关期礁、滩特征与海平面变化[J]. 沉积学报, 2002, 20(2): 249-254.
Wang Xingzhi, Zhang Fan, Ma Qing, et al. In the eastern sichuan basin of late Permian period of feixianguan age of early Triassic reef, beach and sea level changes[J]. Journal of Sedimentary, 2002, 20(2): 249-254.

(责任编辑 韩星明)