

文章编号:1000-0550(2017)02-0217-11

doi: 10.14027/j.cnki.cjxb.2017.02.002

二叠纪—三叠纪之交的古海洋水化学条件变化证据 ——以贵州织金剖面为例

王超勇^{1,2}, 鲍园^{1,3,4}, 孔凡凡¹

1. 煤层气资源与成藏过程教育部重点实验室, 中国矿业大学, 江苏徐州 221008
2. 生物地质和环境地质国家重点实验室, 中国地质大学(武汉), 武汉 430074
3. 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049
4. 卡尔加里大学地球科学学院, 加拿大卡尔加里 T2N 1N4

摘要 基于贵州织金剖面的二叠系—三叠系界线附近的岩石薄片鉴定及古生物化石识别, 划分出了2种碳酸盐岩沉积相、2种亚相和5种微相; 有机质碳同位素组成测试结果表明晚二叠世时期有机质的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值 (-27.7‰) 向早三叠世时期的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值 (-28.3‰) 逐渐偏负, 反映了有机质类型由高等植物向低等微生物变化的过程; 全岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值由晚二叠世 (-24.2‰) 向早三叠世 (-20.9‰) 变大, 反映了二叠纪末期生物大灭绝事件造成了海洋生物消失, 进而引起 ^{12}C 在海洋中强烈富集; $\text{Fe}_{\text{py}}/\text{Fe}_{\text{HR}}$ 以及微量元素 $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$ 与 $\text{V}/(\text{V}+\text{Cr})$ 比值大小, 反映了二叠纪末期该区域的海水为氧化环境或弱还原环境, 而三叠纪初期海水处于还原与铁化环境, 在盆地内部没有发生硫化作用; V/Ni 的值从晚二叠世的 $0.97\sim 1.97$ 向早三叠世的 $1.67\sim 7.33$ 明显变大, 表明水体逐渐加深的过程, 该结论与沉积微相变化相符; 在生物演化上, 从二叠纪末期的有孔虫—藻屑—三叶虫生物组合演变到三叠纪初期小型介壳—微生物组合, 反映了该时期中国南方统一的两幕式生物灭绝与演化样式。

关键词 二叠系—三叠系界线; 深水海相沉积; 古海洋化学条件; 碳酸盐岩微相; 织金剖面

第一作者简介 王超勇, 男, 1966年出生, 博士, 副教授, 岩石学、地层学与古生物学, E-mail: wangcy@cumt.edu.cn

通讯作者 鲍园, 男, 博士, E-mail: y.bao@foxmail.com

中图分类号 P534.46 **文献标识码** A

0 引言

在地质历史时期, 由于生物圈的大灭绝与大繁荣等循环, 地球碳库的波动、地外事件的影响等原因, 沉积岩中的碳同位素组成在较短时间内(一般为几十万年之内)会发生比较明显的波动, 研究者利用碳同位素组成的这种波动规律已广泛用于地层界线的划分与对比^[1-2]。近年来, 有部分学者也开始从海相沉积水体化学变化的角度来研究地球生物的演化, 并在二叠纪—三叠纪的古海洋化学条件分析方面取得了诸多研究成果^[3-5]。但是, 人们对于在二叠纪—三叠纪之交发生的自显生宙以来最大的生物大灭绝事件的成因与当时的海洋环境变化还存在较大的争议。例如, 邓宝柱等^[3]认为晚二叠世末期发生的火山作用并带来的营养物质可能是引起大灭绝后海洋缺氧的主要原因; Lau *et al.*^[4]通过对中国和土耳其海相灰岩的 U 同位素组成分析后也认为二叠纪末—三叠纪

初的海洋沉积环境为缺氧的环境; 但是 Collin *et al.*^[5]基于泛古洋(中国, 匈牙利, 土耳其等地)生物灰岩中微量元素(U, V, Mo 和稀土元素)的氧化还原指示意义分析后认为泛古洋的浅海沉积环境为氧化环境。

关于二叠系—三叠系界线的地层划分, 一般认为在三叠纪初期首次出现的 *Hindeodus parvus* 分子作为浅水海相沉积 P/T 界线的划分标志^[6-7]。但是在深水条件下, 特别是在盆地、斜坡地层中难以发现 *Hindeodus parvus* 分子, 给地层界线划分带来难度。王尚彦等^[8]试图利用“界线黏土层”, 古生物、磁化率、碳同位素、孢粉生物化石组合等进行二叠系—三叠系界线的划分, 并肯定了黏土层的对比意义和重要作用。同时, 他们还发现了中国华南地区二叠系—三叠系界线附近火山凝灰质黏土层和牙形石带存在较好的对应关系^[8-9]。因此, 在没有发现 *Hindeodus parvus* 分子的情况下, 可以根据火山质黏土岩序列和生物灭绝期次划分二叠系与三叠系的地层界线和生物组合带。

收稿日期: 2016-09-30; 收修改稿日期: 2016-11-30

基金项目: 国家自然科学基金项目(41502156); 中国博士后科学基金特别资助项目(2016T90125) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41502156; Special Foundation of China Postdoctoral Science Foundation, No.2016T90125]

贵州织金剖面位于织金市西南 50 km,金西煤矿附近公路边,交通方便,出露良好,火山凝灰质黏土岩发育,地层连续,为华南地区的二叠纪—三叠纪之交斜坡相或盆地相地层对比、沉积特征、生物演化与古海洋水化学特征研究提供良好的条件。因此,本文选择二叠纪—三叠纪之交的深水相沉积区—贵州织金剖面为研究对象,通过对织金剖面二叠系—三叠系界线附近的野外样品采集、化石鉴定、铁组分测试、微量元素分析及碳同位素组成的测试与分析,探讨二叠纪—三叠纪之交的古海水化学特征与生物—环境演化关系。

1 样品采集与实验方法

1.1 野外剖面测量与样品采集

野外剖面采用全采样,采用肉眼分辨自然分层方法,最小分层单位 2 cm,以保证关键事件不被遗漏。每个样品不低于 2 kg,关键层位 10 kg,以保证能够处理足够的生物化石。

1.2 微量元素、铁组分及碳同位素组成测试

微量元素分析由中国矿业大学测试中心完成,采用的是德国布鲁克 AXS 公司生产的 X 射线荧光光谱仪,型号为 BRUKER S8 TIGER,元素检测范围:e(4)~U(92);检出限:0.X $\mu\text{g/g}$ ~100%,分析误差小于 5%。

铁组分分析由中国地质大学生物地质和环境地质国家重点实验室完成。铁组分中黄铁矿进行铬还原法测定;其他铁化合物组分利用不同试剂进行萃

取,采用原子吸收光谱仪进行测试,然后计算不同铁组分的含量。

碳稳定同位素分析由中国农业科学研究院完成,使用仪器为 Isoprime 公司生产的稳定同位素质谱仪,型号为 Isoprime100。碳酸盐岩的碳同位素分析采用原岩进行,由于研究层段为微晶—泥晶灰岩,后期成岩作用变化较弱,基本可以代表原始沉积状态,而且原岩中的有机碳含量较低,对实验结果影响较小,故采用原岩样品来代替碳酸盐岩的碳同位素组成测试。有机质碳同位素组成的测定实际上是对干酪根碳同位素组成的测试;干酪根提取方法采用手工分离法,即首先将岩样粉碎后放在蒸馏水中充分浸泡,按每克岩样加入 6~8 mL 盐酸的比例搅拌 2 h,然后按每克岩样加入 6 mol/L 的盐酸 2.4 mL 与质量分数 40% 的氢氟酸 3.6 mL 配比的溶液中搅拌 2 h,之后用 1 mol/L 盐酸洗涤三次,最后用蒸馏水冲洗干净,待自然晾干后称取微量的干酪根样品进行有机质碳同位素组成的测试。

2 结果与分析

2.1 剖面测量与描述

表 1 为野外地质剖面(织金地区)的地层描述结果。由表 1 可知,该剖面下部为大隆组(又称为长兴组),厚度 1.85 m,分为 7 层,岩性主要为漂浮泥状灰岩与生屑藻屑粒泥灰岩组成。上部为飞仙关组,厚度 1.52 m,分为 5 层,岩性主要由粒泥灰岩组成。

表 1 贵州织金剖面地层岩性描述结果

Table 1 Results of lithology features of Zhijin profile in Guizhou province

地层名称	地层编号	岩性描述	厚度/m
飞仙关组	(未见顶)		
	11	钙质泥岩	0.80
	10	灰绿色薄层状火山凝灰质黏土岩(A7)	0.06
	9	粒泥灰岩,又分为 3 小层	0.32
	8	安山质火山凝灰岩,斜长石风化为黏土和硅质,硅质碎屑内部具流纹状条纹(A6)	0.04
	7	粒泥灰岩,含少量钙质球粒,双壳、介壳碎屑,有孔虫和薄壳腹足,又分为 3 小层	0.30
大隆组	6	底部为火山凝灰质黏土岩,被方解石交代严重,上部凝灰质粒泥灰岩(A5)	0.02
	5	含生屑藻屑粒泥灰岩,含有丰富的二叠纪假提罗菊石(Pseudotirrolites sp.)	0.20
	4	火山凝灰质黏土岩(A4)	0.03
	3	上部含生屑藻屑粒泥灰岩	0.20
	2 顶	下部含有孔虫粒泥灰岩	
	2	火山凝灰质黏土岩(A3)	0.02
	2	含有孔虫粒泥灰岩	0.03
	1	漂浮泥状灰岩,含海绵骨针,棘皮碎屑,有孔虫	1.35
		未见底	

注:—为整合接触关系。

2.2 碳酸盐岩微相及其特征

在分析岩石类型、生物组合以及前人资料^[8-9]的基础上,根据 Flügel^[10]和马永生^[11]的方案对织金地区的碳酸盐岩沉积相以及微相进行了具体分类(表2),同时绘制了二叠—三叠系界面附近的碳酸盐岩古沉积模式图(图1)。由图1可知,二叠—三叠纪之交时期织金地区处于较深的广海环境,大隆组属于镶边的碳酸盐岩沉积,飞仙关组为碳酸盐岩缓坡沉积,又可以细分为克拉通深水盆地亚相和外缓坡—远洋盆地沉积亚相和5种碳酸盐岩微相,主要为含颗粒质的灰泥石灰岩和远洋灰泥石灰岩等。具体的碳酸盐岩沉积亚相与沉积微相的微观特征如下所述。

2.2.1 镶边的碳酸盐岩沉积相克拉通深水盆地亚相

克拉通深水盆地是处于风暴天气浪基面以下的区域,水深介于几十米至几百米之间。常见岩石具有水平纹理,岩性单一,由含颗粒质的粒泥灰岩构成。该区以低能量异地和原地碳酸盐沉积以及半深海沉积为特征,并含有较多的生物化石种类,包括有孔虫、介形虫、腕足类、三叶虫以及腹足类等二叠纪常见生物。

(1) 含骨针的似钙质球粒粒泥灰岩(MF1)

该微相出现在第1层。泥状结构,灰泥质支撑。由似钙质球粒、海绵骨针、有孔虫、双壳等组成。海绵骨针有1射、2射、3射等,大小300 μm左右,大部分被钙质交代(图2A)。钙质球粒,大小50~100 μm,球形或椭圆形,球粒内部呈微晶结构,由微晶方解石组成,含量10%~15%(图2B,C)。有孔虫可见 *Rectostipulina* sp.,大小100~150 μm,从切面呈哑铃状的八边形,该属演化快,变化大,从四边形到五边形,该剖面中呈现八边形的哑铃型(图2B)。含极少量的双壳碎屑。钙质针状体含量较多,为钙藻类的藻丝体(图2C),被方解石交代;含少量的黄铁矿晶体。

(2) 含有孔虫颗粒质粒泥灰岩微相(RMF2)

该微相有孔虫含量较多,而钙球粒、藻屑含量较少,泥晶结构、灰泥支撑;发育于第2~3层(图3A,B,C)。有孔虫含量10%左右,其他生物碎屑含量较少,可见到双壳、腕足以及三叶虫碎屑,三叶虫化石呈飘带状或鱼钩状。有孔虫生物种类丰富,似层状分布其中(图3D)。有孔虫的属种统计结果显示有半金线虫(*Hemigordius*)占74%、*Rectostipulina* sp.占12%,砂

表2 研究区碳酸盐岩沉积相带、微相分类(据 Flügel^[10]和马永生^[11],有修改)

Table 2 Classification of sedimentary facies zones and microfacies for carbonate in the study area

相	具镶边的碳酸盐岩沉积相			碳酸盐岩缓坡沉积相	
亚相	克拉通深水盆地			外缓坡—远洋盆地	
微相	含钙球海绵骨针漂浮泥状灰岩	含有孔虫粒泥灰岩	含藻屑的粒泥灰岩	泥状灰岩	含微生物的粒泥灰岩或泥状灰岩

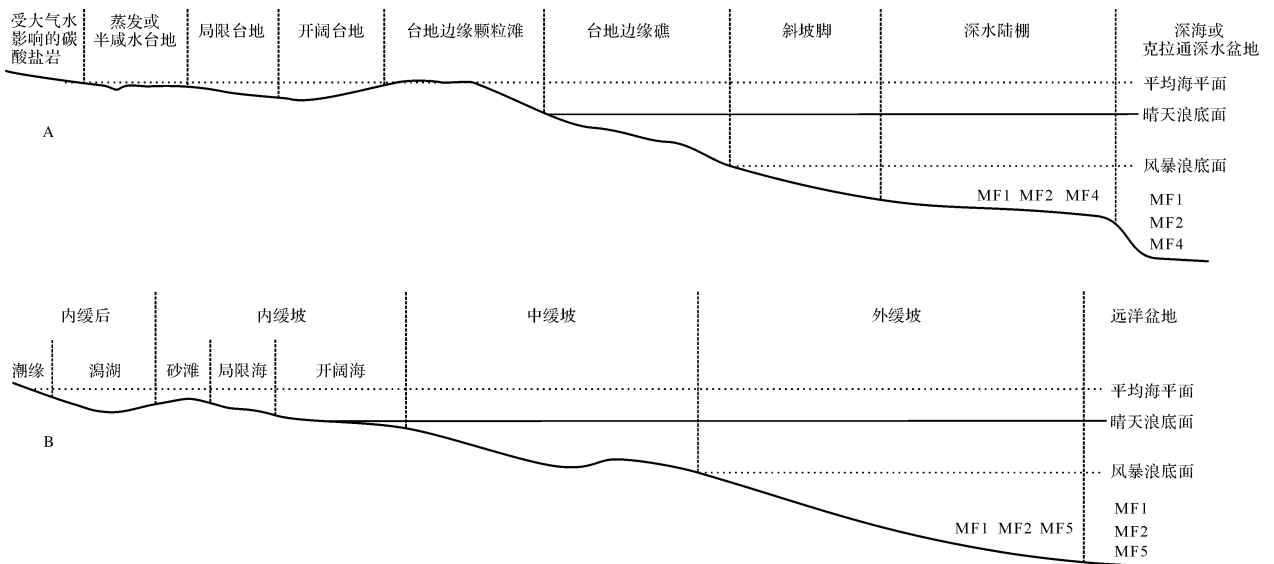


图1 织金剖面二叠系—三叠系界面附近碳酸盐岩微相沉积模式图

A.具镶边的碳酸盐岩沉积模式;B.碳酸盐岩缓坡沉积模式;据 Flügel^[10],有修改

Fig.1 Sedimentary model of carbonate microfacies and bio-composition across the Permian-Triassic Boundary at Zhijin profile

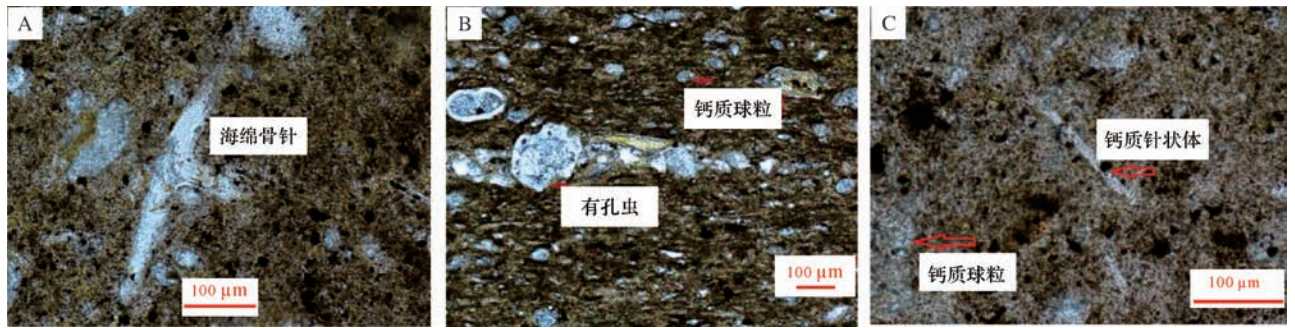


图2 第1层碳酸盐岩微观结构特征

A.海绵骨针呈3射状,含黄铁矿微晶,钙质微球粒,椭圆形为主,(+);B.钙质球粒,大小50~100 μm,单偏光下,和基质难以区分,在正交偏光下呈球形颗粒,内部为方解石微晶。有孔虫大小100 μm,(+);C.钙质骨针被方解石交代,钙质球粒,呈微晶结构,(+)。

Fig.2 Microstructure characteristics of carbonate at the first layer

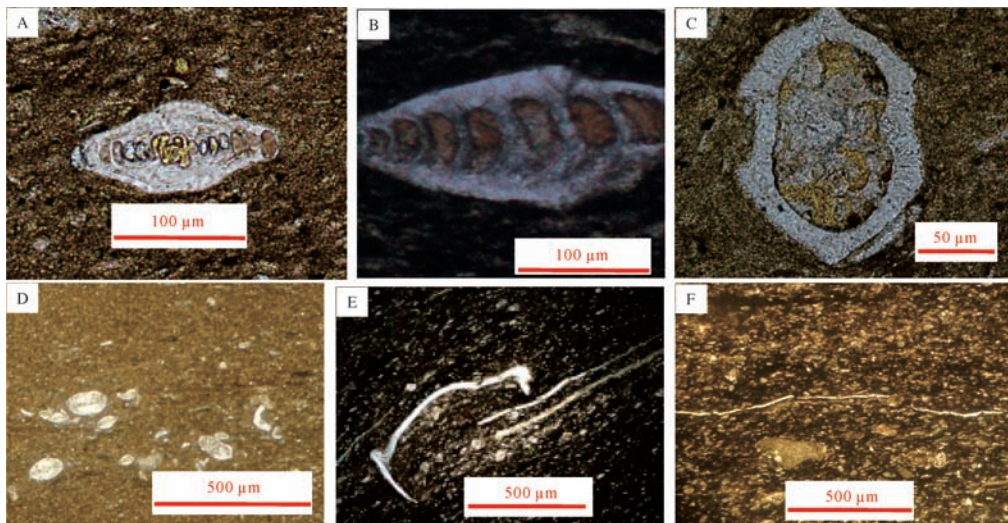


图3 第2至第5层碳酸盐岩微观结构特征

A.光亮半金线虫,*hemigordius laevistriatus* Lin,微粒结构钙结壳(第2层),(+);B.节房虫,湖南厚壁虫*Pachyphloid hunanica* Lin,微粒结构钙结壳(第3层),(+);C.*Rectostipulina* sp.横剖面圆形,纵剖面8边形,2个房室。中部稍细,呈细腰状为特征。瓷壳瓷质钙结壳(第3层),(+);D.含有孔虫粒泥灰岩,灰泥结构,有孔虫层状分布,以光亮半金线虫为主(第3层),(-);E.三叶虫碎屑,呈典型鱼钩状(第3层),(-);F.含有孔虫藻屑粒泥灰岩(第5层),(+)。

Fig.3 Microstructure characteristics of carbonate from the second to fifth layers

盘虫占6%,节房虫4%,旋球虫4%(图3E),化石保存完整;为外缓坡到盆地沉积的产物。

(3) 含有孔虫—藻屑的粒泥灰岩微相(RMF4)

该微相由灰泥基质支撑,填隙物为含碳质的灰泥物质(第5层)。主要生物碎屑颗粒为藻屑,藻屑难以分清结构,由微晶方解石和灰泥组成,藻屑呈斑块状,最大达0.2~0.3 mm,一般为0.1 mm。含量50%,灰泥含量50%(图3F);在该层中发现丰富的头足类假提罗菊石,大小2~3 cm,菊石类为游泳类的动物,发育广泛,在该剖面中保存完整,同时含有小型的有孔虫、钙质骨针。

2.2.2 碳酸盐岩缓坡沉积相外缓坡—盆地沉积亚相

(1) 粒泥灰岩微相(MF1,2)

MF1,2微相主要发育于第7层。灰泥支撑,含量大于90%。含有少量的生屑,生屑为双壳碎屑、介壳和有孔虫,含量5%~10%左右,局部呈条带状富集。介形虫大小20~50 μm,有孔虫100 μm左右,表明生物体形的小型化。该层中仍可见到较多的*Rectostipulina* sp.(图4A)。

(2) 含微生物物质粒泥灰岩或泥状灰岩(MF5)

MF5微相主要发育于第9层,由灰泥支撑,显微镜下观察暗色条带呈断续分布。有极少量的介壳,含

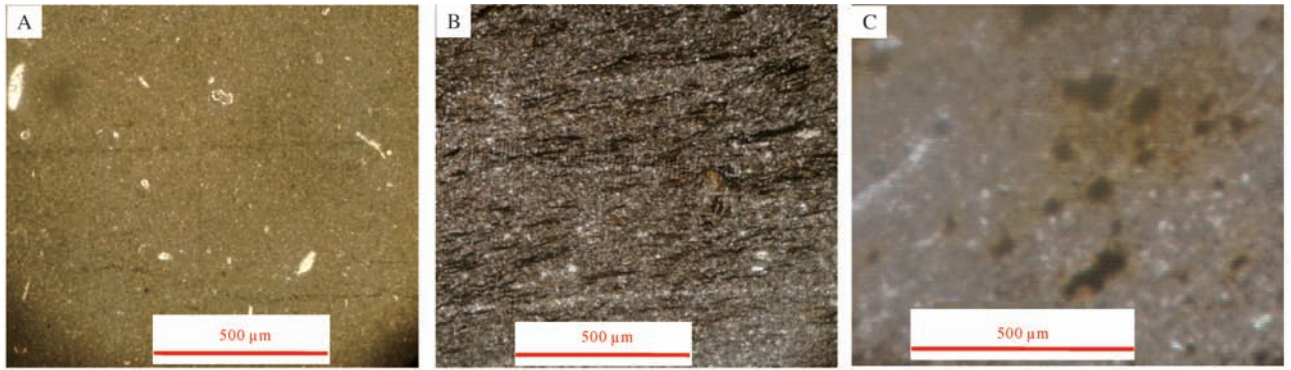


图4 第7至第9层碳酸盐岩微观结构特征

A.含双壳生屑颗粒质泥灰岩(第7层)(-);B.含微生物质远洋泥状灰岩(第9层)(-);C.含微生物质远洋泥状灰岩(第9层)(-)。

Fig.4 Microstructure characteristics carbonate from the seventh to ninth layers

量小于5%,生物稀少;暗色条带由浮游微生物残体化石组成,呈断续的层状分布,亮色为钙质粉屑、经水流磨碎的骨屑等(图4B,C)。

2.3 碳稳定同位素组成

表3为二叠系—三叠系界线附近碳同位素组成分析测试结果。由表3可知,二叠纪时期有机质的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值为 $-27.7\text{‰} \sim -25.9\text{‰}$ 之间,三叠纪时期的有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在 $-29.1\text{‰} \sim -25.6\text{‰}$ 之间。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化反映了有机碳类型的变化,因为二叠纪时期是华南地区主要成煤时期,因此高等植物较为发育,而三叠纪时期,以低等生物发育为特征,因此有机质的碳同位素组成反映了这种变化过程。

由于研究层段的岩石以泥晶灰岩为主,后期成岩作用对原岩改造较弱,因此,全岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值也可以反映碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化过程。由表3可知全岩碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 变化也具有一定的规律性。二叠纪末期和三叠纪初期达到最低值,由 $-11.8\text{‰} \sim -0.9\text{‰}$ 突然减少到 $-24.2\text{‰} \sim -20.9\text{‰}$,然后增加到 $-7.0\text{‰} \sim -2.6\text{‰}$ 之间,这和前人^[12-13]的研究结果一致,认为二叠末期海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值急剧降低,并在早三叠世初期达到极小值,反映这段地质历

史时期生物的迅速衰亡和集体绝灭。本文认为这是由于二叠纪末期海洋生物的大规模消失, ^{12}C 被保留在海洋中造成强烈富集,使得 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值负偏。三叠纪时期,随着生物复苏,大量微生物的繁殖,优先吸收 ^{12}C ,使得 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值向正偏移。与前人研究结果相比,该部面中显示 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值负偏较大^[12-13],很有可能是由于微生物的混入,而测试中没有剔除有机质对全岩的影响,进而造成全岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值如此偏负。

3 讨论

3.1 地层划分与对比

地层划分与对比是建立地层序列关键环节,二叠系—三叠系界线以 *Hindeodus parvus* 首现为标志,根据牙形石带和火山质黏土层对应关系^[8-9],使得黏土层具有时代意义。织金剖面和遵义剖面距离较近,具有较好的对比条件;遵义剖面位于织金剖面东北方向200 km左右,二叠纪末处于台地边缘或斜坡脚沉积区^[8,14],化石保存良好,在二叠系—三叠系界线附近划分了5个牙形石带,该剖面缺失 *Clarkina. taylrae* zone;在遵义剖面上,在A5层之上0.5 m处发现了 *Hindeodusparvus*, P/T界线位于A5与A6之间,即位

表3 织金剖面二叠系—三叠系附近有机质与全岩碳同位素组成测试结果

Table 3 Results of carbon isotopic compositions of organic matter and rock across the Permian-Triassic Boundary at Zhijin profile

二叠系样品编号	1-1	1-2	3-1	3-2	3-3	5-1	5-2	7-1-1	7-1-2(1)	7-1-2(2)
$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	-26.5	-26.8	-26.4	-26.8	-26.7	-25.9	-26.3	-26.2	-27.0	-27.7
$\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$	—	—	—	-6.6	-5.9	-10.1	-0.9	-11.0	-11.8	-24.2
三叠系样品编号	7-2-2	7-3(1)	7-3(2)	9-2	9-3-1(1)	9-3-1(2)	11-1	11-2-1	11-2-2	
$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	-28.3	-27.2	-25.6	-26.4	-25.9	-27.8	-28.6	-29.1	-27.1	
$\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$	-20.9	-9.5	—	-5.1	—	-2.6	—	—	-7.0	

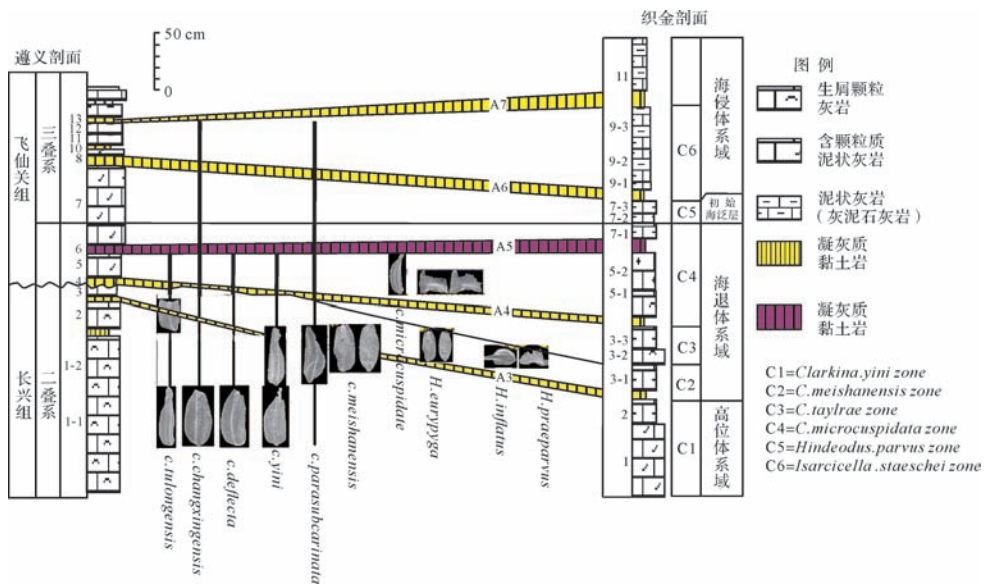


图5 遵义—织金剖面二叠系—三叠系界线划分与对比

Fig.5 Stratigraphic correlation across the Permian-Triassic Boundary between Zunyi and Zhijin profiles

于主灭绝线和次灭绝线之间(图5)^[10]。三叠纪初期织金剖面为外缓坡—盆地亚相,一直没有发现 *Hindeodus parvus*,但火山成因的凝灰质黏土岩层发育,保存完整,这些黏土层可以和遵义剖面很好的对应;织金剖面上主灭绝线也位于 A5 与 A6 之间,7-1 小层与 7-2 小层具有明显差异,7-2 小层微生物与黄铁矿含量增高,由含双壳生屑质的粒泥灰岩变为含微生物质的远洋粒泥灰岩和泥状灰岩;根据以上对比,将织金剖面二叠系—三叠系界线划分于 7-2 之底,7-1 之顶位置较为合理(图5)。

3.2 古海水化学条件分析

有学者认为铁组分是反映古海洋化学状态较为敏感的元素之一^[15-18]。为了了解该时期古海洋化学条件,本文对铁组分进行了测试和分析。铁组分测试

包括总铁(Fe_{-T})和高活性铁(Fe_{-HR}),其中高活性铁包括黄铁矿(Fe_{-py})、碳酸盐(Fe_{-carb})、磁铁矿(Fe_{-mag})和铁氧化物和氢氧化物(Fe_{-ox})。在此基础上建立了2个氧化还原指标。前人研究表明,缺氧环境中 Fe_{-HR}/Fe_{-T} 的值通常大于0.38,当水体发生硫化时, Fe_{-py}/Fe_{-HR} 则通常大于0.7。织金剖面在P/T界线之下二叠系的 Fe_{-HR}/Fe_{-T} 为0.22~0.43,表明二叠纪初期的海水处于有氧或弱氧化环境;而界线之上三叠系 Fe_{-HR}/Fe_{-T} 的值为0.57~0.64,说明三叠纪早期的海水为缺氧状态,并发生铁化作用;此时有大量微生物被保存,消耗了大量的氧气,造成缺氧环境,后生物极少。 Fe_{-py}/Fe_{-HR} 的值为零,表明该时期没有发现生物成因的黄铁矿,水体没有发生硫化作用(表4)。这与前人研究浙江长兴剖面二叠纪—三叠纪之交的海

表4 织金剖面二叠系—三叠系附近地球化学参数

Table 4 Geochemical parameters of the Permian-Triassic Boundary at Zhijin profile

地层名称	二叠系							三叠系			
	1	2	3	4	5	6	7-1	8	9	10	11
S	0.016 1	0.005 2	0.021 7	0.010 4	0.011 8	0.004 9	0.031 4	—	0.023 7	0.002 9	0.030 1
V	0.006 4	0.002 5	0.009 1	0.015 4	0.009 0	0.003 6	0.009 7	0.001 9	0.010 1	0.011 0	0.021 5
Cr	0.009 6	0.003	0.009 4	0.008 8	0.004 1	0.003 8	0.010 6	—	0.011 8	0.002 0	0.012 6
Ni	0.006 6	0.004	0.005 8	0.007 8	0.006 8	0.003 9	0.005 8	0.001 0	0.005 4	0.001 5	0.007 0
V/(V+Cr)	0.40	0.45	0.49	0.64	0.69	0.49	0.48	—	0.46	0.85	0.63
V/(V+Ni)	0.49	0.38	0.61	0.66	0.57	0.48	0.63	—	0.65	0.88	0.75
V/Ni	0.97	0.63	1.57	1.97	1.32	0.92	1.67	1.90	1.87	7.33	3.07
Fe_{-HR}/Fe_{-T}	—	—	0.43	—	—	0.22	0.10	—	—	0.57	0.64
Fe_{-py}/Fe_{-HR}	—	—	0.00	—	—	0.00	0.00	—	—	0.00	0.00

洋发生了硫化作用和酸化作用的结果不同^[19]。

元素 V 一般集中在由叶绿素分离出来的卟啉化合物中,且在以静海盆地中的还原酸性环境条件下最为稳定;而镍的溶解度不受氧化还原条件的影响,在缺氧条件下仍可以形成镍的硫化物^[20]。因此与 Ni 相比, V 更容易在缺氧条件下富集, V/(V+Ni) 比值可以指示水体氧化还原强度,高的比值代表了强还原的缺氧环境。该值为 0.46~0.57 时代表氧化环境,介于 0.57~0.83 之间时为还原环境,在 0.83~1.00 之间为静海还原环境。该剖面上,二叠系的 V/(V+Ni) 为 0.38~0.66,平均值为 0.53,说明织金地区二叠纪末期处于氧化环境,而三叠系的 V/(V+Ni) 为 0.63~0.88,平均值 0.73,说明织金地区早三叠世早期处于还原环境。

在缺氧的环境下, V 相对于 Cr 在含有有机质的沉积岩中更加富集,所以 V/(V+Cr) 的值也可以用来指示水体的氧化还原程度,较高的 V/(V+Cr) 值 (>0.60) 代表较强的还原环境^[20]。该剖面上,二叠系的 V/(V+Cr) 为 0.40~0.69,平均为 0.52,表明织金地区二叠纪末期为弱氧化环境;三叠系的 V/(V+Cr) 为 0.46~0.85,平均值为 0.60,也表明织金地区早三叠世早期为弱还原环境。

陈孝红等^[21]认为在一定程度上可以利用 V/Ni 变化特征来判别富含黏土等细碎屑岩沉积环境的水深。V/Ni 的比值升高,说明海平面上升,水体深度增加。从二叠系的 V/Ni 比值为 0.97~1.97 到三叠系的 1.67~7.33;明显变大,表明织金地区从二叠纪末期至三叠纪早期水体逐渐加深的过程。该结论和沉积微相变化结果相符。

3.3 环境演化

在二叠纪—三叠纪之交时期,不同区域具有不同的沉积演化过程。如宜宾地区、重庆老龙洞、凉风垭地区从二叠纪末期时期的碳酸盐岩台地沉积演化到三叠纪初期广泛发育微生物岩的缓坡沉积^[22-24]。这是因为后生生物大量灭绝,碳酸盐岩颗粒物质迅速较少,无法为生物礁、碳酸盐岩浅滩提供有效的颗粒类物质,从而进入到碳酸盐缓坡的沉积环境。而在盆地内部,这种沉积环境的演化就不十分明显。二叠纪末期的贵州织金地区,大灭绝之前沉积微相为含生物碎屑粒泥灰岩、似球粒的颗粒质粒泥灰岩;生物种类和数量仍具有一定的数量;反映的是一种正常海洋的深水盆地环境。主灭绝线后的微相类型为含生屑粒泥灰岩、含微生物的泥状石灰岩以及远洋泥状灰岩,仅含有少量小型化的介壳和双壳碎屑。次灭绝线后大量微生

物岩的出现,反映了一种不正常的海洋环境,沉积环境也从克拉通深水盆地演化到外缓坡—远洋盆地。

对附近宜宾地区和织金剖面的研究以及收集前人^[8-9,13,25-26]资料绘制了三叠纪初期的南方古地理图(图6)。由图6可知,宜宾 ZK1502 孔(标号7)为内缓坡沉积,遵义紫云剖面(标号8)、中寨剖面(标号9)处于内缓坡微生物岩席带,织金剖面(标号10)处于外缓坡附近的盆地相,盆地相范围包括云南、贵州新民以南与广西广大地区。与下扬子地区江西、湖北、安徽南部都处于外缓坡—盆地相区。

3.4 生物演化规律

前人对二叠纪—三叠纪之交的生物演化进行了系统研究,特别是对长兴剖面台地相的生物演化规律及其灭绝起因进行了深入分析^[27-28]。认为大部分有孔虫在主灭绝幕中消失,残存的小型有孔虫在第二幕时期也大部分消失,藻类同样显示这种规律^[28]。

织金剖面同样显示了两幕式的灭绝形式,第一幕发生于 A5 层顶部;有孔虫由原有的 8 种,灭绝了 5 种,残存的 3 种穿过了主灭绝线,其中 *Rectostipulina* sp. 没有明显的变化。晚二叠世末期,该地区位于克拉通深水盆地,处于浪基面之下的几十米到几百米的深度范围,水动力条件较弱,生物群面貌较为简单,以小型的生物为特点,仅有有孔虫、介形虫、双壳等,大小仅有几十到几百微米,大者也仅有 1~2 mm。有孔虫个体较小,较为单调,半金线虫占较大优势。可见少量的藻类、腕足类、三叶虫等,比台地区域的生物大为减少,但仍处于正常海洋环境条件下的生物面貌。第一幕之后,生态系结构发生了很大变化,如第 7~9 层生物明显减少,钙质藻类、三叶虫等灭绝,有孔虫也遭受沉重的打击,取而代之的是以细菌类或藻类等为主体浮游生物,并伴随少量小化的软体动物如双壳类、介形虫与个别有孔虫的延续等。因此,生物大灭绝后,出现的是一种简单的生态系。该生态系的初级生产者为能够进行光合作用的蓝细菌或藻类。出现了钙质球粒和针状的钙质骨针。消费者包括介形类、双壳类和孔虫,生物分异度非常低。与二叠纪末生物大灭绝前的有孔虫相比,种类和数量已大为消减。

第二幕发生于 A6 层之后,有孔虫、双壳等极为罕见,而微生物大量出现,形成了断续条带状的微生物岩。与浙江长兴剖面、川南宜宾等地区具有完全一致的生物演化规律^[24,27,29],从二叠纪末期的有孔虫—藻屑—三叶虫生物组合演变到三叠纪初期小型介

壳—微生物组合。反映了该时期中国南方统一的生物演化样式(图7)。这种生物灭绝和演化是超大型

火山集群喷发、甲烷水合物释放、气候巨变等综合作用的结果,其中超大型火山集群喷发起主导作用^[29]。

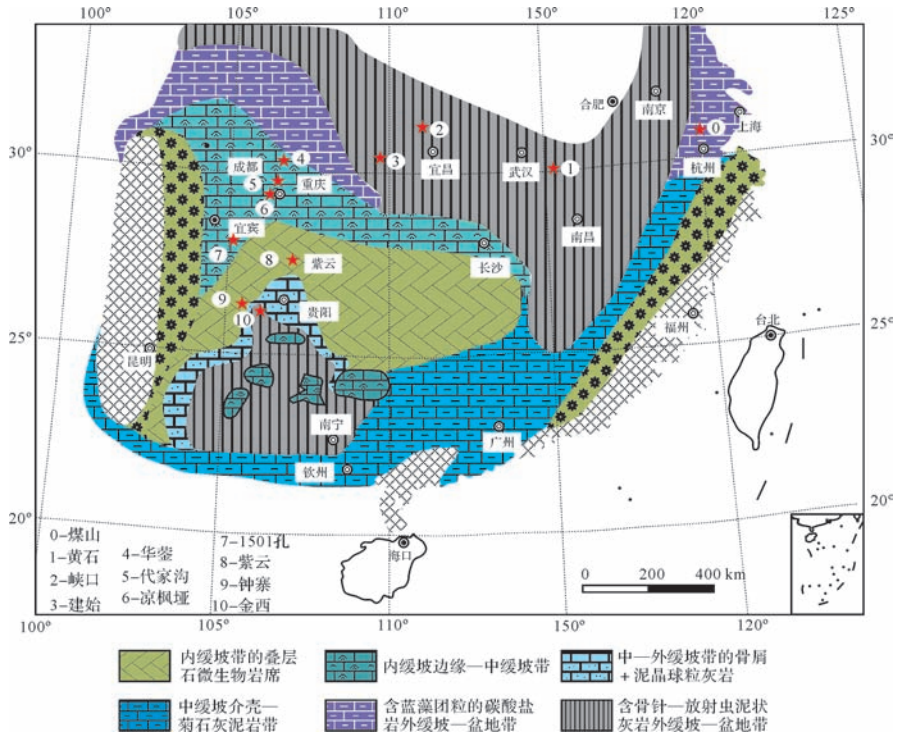


图6 三叠纪初期岩相古地理示意图(据 Gao et al.^[10], 有修改)

Fig.6 Lithofacies paleogeographic map in the Early Triassic

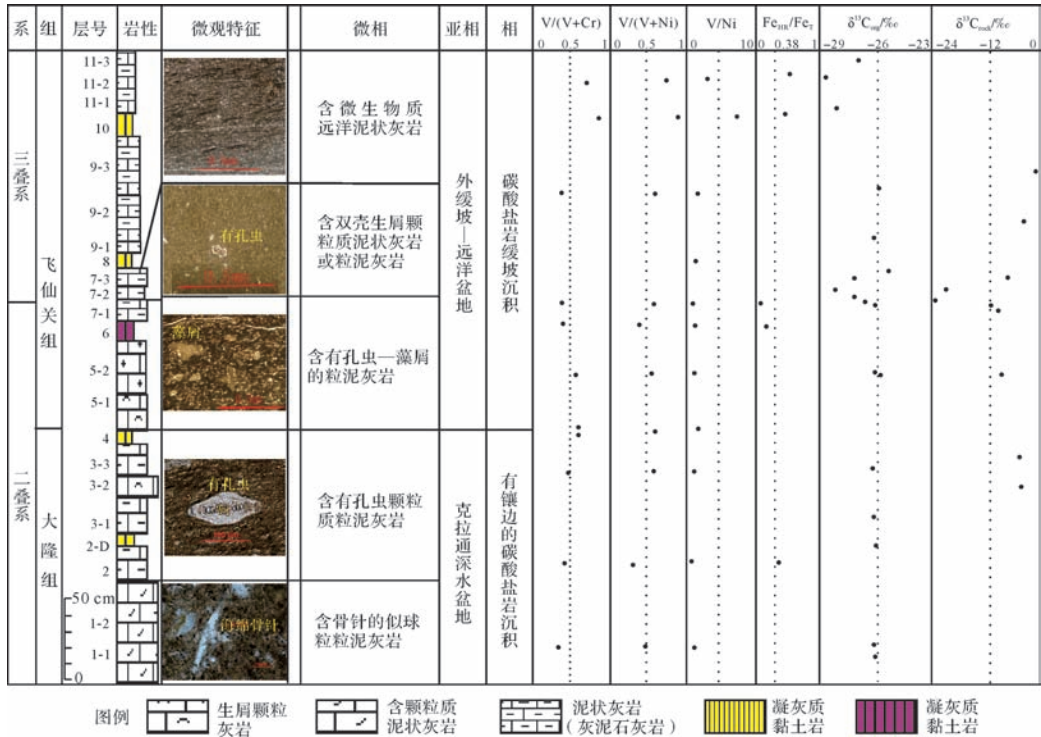


图7 织金剖面沉积相与地球化学垂向序列综合示意图

Fig.7 Sedimentary facies and geochemistry comprehensive schematic in vertical sequence at Zhijin profile

4 结论

(1) 贵州织金剖面地层连续,火山凝灰质黏土岩发育,与遵义剖面具有良好的对比性,根据黏土层和生物灭绝期次,划分出了二叠系—三叠系界线。

(2) 二叠纪—三叠纪之交有机质的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值变化趋势(从 -27.7% ~ -25.9% 变化至 -29.1% ~ -25.6%),反映了有机碳类型由高等植物向低等微生物发展的过程。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 在界线附近强烈负偏(-24.2% ~ -20.9%),是生物灭绝及微生物混入的结果。三叠纪初期,随着生物复苏,大量微生物的繁殖, ^{12}C 优先被吸收,使得 $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ 值向正值偏移(-7.0%)。

(3) 二叠系的 $\text{Fe}_{\text{HR}}/\text{Fe}_{\text{T}}$ 为 $0.22\sim 0.43$, $\text{V}/(\text{V}+\text{Cr})$ 为 $0.40\sim 0.69$, V/Ni 为 $0.97\sim 1.97$, 三叠系的 $\text{Fe}_{\text{HR}}/\text{Fe}_{\text{T}}$ 为 $0.57\sim 0.64$, $\text{V}/(\text{V}+\text{Cr})$ 为 $0.46\sim 0.85$, V/Ni 为 $1.67\sim 7.33$ 。铁组分和微量元素测试结果表明,织金剖面在二叠纪末期处于氧化环境,三叠纪早期处于还原—铁化的环境。 V/Ni 的比值升高,说明海平面上升,水体深度增加,和沉积微相变化具有一致性。

(4) 生物演化从二叠纪末期的有孔虫—藻屑—三叶虫生物组合演变到三叠纪初期小型介壳—微生物组合,反映了该时期中国南方统一的两幕式生物灭绝与演化样式。

致谢 铁组分和碳同位素测试由中国地质大学生物地质和环境地质国家重点实验室的李超教授和张子虎博士测试并完成,特此感谢!

参考文献 (References)

[1] Krull E S, Lehrmann D J, Druke D, et al. Stable carbon isotope stratigraphy across the permian-triassic boundary in shallow marine carbonate platforms, Nanpanjiang Basin, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 204(3/4): 297-315.

[2] 王大锐,许坤,吴炳伟,等. 辽宁南部石炭—二叠系界线处同位素分析[J]. *石油学报*, 2005, 26(2): 58-60, 64. [Wang Darui, Xu Kun, Wu Bingwei, et al. Stable isotopic shift near boundary of the Carboniferous and Permian in the southern Liaoning province of China[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2005, 26(2): 58-60, 64.]

[3] 邓宝柱,余黎雪,王永标,等. 湖北赤壁二叠纪—三叠纪之交古海洋沉积环境演化[J]. *地球科学*, 2015, 40(2): 317-326. [Deng Baozhu, Yu Lixue, Wang Yongbiao, et al. Evolution of marine conditions and sedimentation during the Permian-Triassic transition in Chibi of Hubei province[J]. *Earth Science*, 2015, 40(2): 317-326.]

[4] Lau K V, Maher K, Altiner D, et al. Marine anoxia and delayed Earth system recovery after the end-Permian extinction[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113(9): 2360-2365.

[5] Collin P Y, Kershaw S, Tribouillard N, et al. Geochemistry of post-extinction microbialites as a powerful tool to assess the oxygenation of shallow marine water in the immediate aftermath of the end-Permian mass extinction[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2015, 104(4): 1025-1037.

[6] Yin H F, Zhang K X, Tong J N, et al. The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary[J]. *Episodes*, 2001, 24(2): 102-114.

[7] 杨遵仪,殷鸿福,吴顺宝,等. 华南二叠—三叠系界线地层及动物群[M]. 北京:地质出版社,1987:1-378. [Yang Zunyi, Yin Hongfu, Wu Shunbao, et al. The Strata and Animal Group of Permian-Triassic Boundary, South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987: 1-378.]

[8] 王尚彦,殷鸿福. 滇东黔西陆相二叠纪—三叠纪界线地层研究[M]. 武汉:中国地质大学出版社,2001. [Wang Shangyan, Yin Hongfu. Study on Terrestrial of the Permian-Triassic Boundary in Eastern Yunnan and Western Guizhou[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 2001.]

[9] Gao Q L, Zhang N, Xia W C, et al. Origin of volcanic ash beds across the Permian-Triassic boundary, Daxiakou, South China: petrology and U-Pb age, trace elements and Hf-isotope composition of zircon[J]. *Chemical Geology*, 2013, 360-361: 41-53.

[10] Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*[M]. Berlin Heidelberg New York: Springer-Verlag, 2004: 1-976.

[11] 福里格. 碳酸盐岩微相—分析、解释及应用[M]. 马永生译. 北京:地质出版社,2006:1-664. [Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*[M]. Ma Yongsheng, Trans. Beijing: Geological Publishing House, 2006: 1-664.]

[12] 黄思静. 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[J]. *地球化学*, 1994, 23(1): 60-68. [Huang Sijing. Carbon isotopes of Permian and Permian-Triassic boundary in upper Yangtze Platform and the mass extinction[J]. *Geochimica*, 1994, 23(1): 60-68.]

[13] 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灭绝事件[J]. *地学前缘*, 2000, 7(2): 339-344. [Wang Guoqing, Xia Wenchen. The variation of isotopes (C, O) and the organism extinction event across the P/T boundary in Ziyun section, Guizhou province[J]. *Earth Science Frontiers*, 2000, 7(2): 339-344.]

[14] 冯增昭,金振民,杨玉卿,等. 滇黔桂地区二叠纪岩相古地理[M]. 北京:地质出版社,1994:1-461. [Feng Zengzhao, Jin Zhenmin, Yang Yuqing, et al. Lithofacies Paleogeography of Permian of Yunnan-Guizhou South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994: 1-461.]

[15] Johnston D T, Poulton S W, Dehler C, et al. An emerging picture of Neoproterozoic ocean chemistry: insights from the Chuar Group,

- Grand Canyon, USA [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 290(1/2): 64-73.
- [16] Planavsky N J, McGoldrick P, Scott C T, et al. Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean [J]. *Nature*, 2011, 477(7365): 448-451.
- [17] Li Chao, Love G D, Lyon T W, et al. A stratified redox model for the Ediacaran ocean [J]. *Science*, 2010, 328(5974): 80-83.
- [18] 金承胜, 李超, 彭兴芳, 等. 华南寒武纪早期海洋化学状态的时空波动 [J]. *中国科学(D辑): 地球科学*, 2014, 44(5): 851-863. [Jin Chengsheng, Li Chao, Peng Xingfang, et al. Spatiotemporal variability of ocean chemistry in the Early Cambrian, South China [J]. *Science China (Seri. D): Earth Sciences*, 2014, 44(5): 851-863.]
- [19] 梁汉东. 二叠纪末期海洋硫酸化环境灾变事件: 煤山剖面岩石矿物证据 [J]. *科学通报*, 2002, 47(10): 784-788. [Liang Handong. The marine sulfated environmental catastrophe events in the end of the Permian: rock mineral evidence the of Meishan section [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(10): 784-788.]
- [20] 何志威, 杨瑞东, 高军波, 等. 贵州松桃道坨锰矿含锰岩系地球化学特征和沉积环境分析 [J]. *地质论评*, 2014, 60(5): 1061-1075. [He Zhiwei, Yang Ruidong, Gao Junbo, et al. The geochemical characteristics and sedimentary environment of manganese-bearing rock series of Daotuo manganese deposit, Songtao county of Guizhou province [J]. *Geological Review*, 2014, 60(5): 1061-1075.]
- [21] 陈孝红, 汪啸风, 毛晓冬. 湘西地区晚震旦世黑色岩系地层层序、沉积环境与成因 [J]. *地球学报*, 1999, 20(1): 87-95. [Chen Xiaohong, Wang Xiaofeng, Mao Xiaodong. Sequence stratigraphy and depositional environments of the Late Sinian-Early Cambrian black rock series in western Hunan and its origins [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 1999, 20(1): 87-95.]
- [22] 吴亚生, 姜红霞, Yang Wan, 等. 二叠纪—三叠纪之交缺氧环境的微生物和微生物岩 [J]. *中国科学(D辑): 地球科学*, 2007, 37(5): 618-628. [Wu Yasheng, Jiang Hongxia, Yang Wan, et al. Microbialite of anoxic condition from Permian-Triassic transition in Guizhou, China [J]. *Science China (Seri. D): Earth Sciences*, 2007, 37(5): 618-628.]
- [23] 王永标, 童金南, 王家生, 等. 华南二叠纪末大绝灭后的钙质微生物岩及古环境意义 [J]. *科学通报*, 2005, 50(6): 552-558. [Wang Yongbiao, Tong Jinnan, Wang Jiasheng, et al. Calcimicrobialite after end-Permian mass extinction in South China and its palaeoenvironmental significance [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(6): 552-558.]
- [24] 焦学文, 巩磊, 王超勇, 等. 川南先锋地区二叠系—三叠系界线附近碳酸盐微相及沉积演化 [J]. *沉积学报*, 2015, 33(5): 865-878. [Jiao Xuewen, Gong Lei, Wang Chaoyong, et al. Microfacies and evolution of sedimentary on carbonate rocks around the Permian-Triassic boundary in Xianfeng, South Sichuan [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2015, 33(5): 865-878.]
- [25] 冯增昭, 鲍志东, 李尚武, 等. 中国南方早中三叠世岩相古地理 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1997: 1-126. [Feng Zengzhao, Bao Zhidong, Li Shangwu, et al. Lithofacies Paleogeography of Middle and Lower Triassic of South China [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1997: 1-126.]
- [26] 徐国真, 冯凡斌, 雷勇, 等. 贵州安顺新民二叠系—三叠系界线剖面磁化率变化及古气候环境意义 [J]. *沉积学报*, 2012, 30(5): 817-824. [Xu Guozhen, Feng Fanbin, Lei Yong, et al. Variations of the magnetic susceptibility across the P-T Boundary at Xinmin Section in Anshun, Guizhou and their paleoclimatic implications [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2012, 30(5): 817-824.]
- [27] 宋海军, 童金南, 何卫红. 浙江煤山剖面二叠纪末的小有孔虫动物群 [J]. *微体古生物学报*, 2006, 23(2): 87-104. [Song Haijun, Tong Jinnan, He Weihong. Latest Permian small foraminiferal fauna at the Meishan section, Zhejiang province [J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2006, 23(2): 87-104.]
- [28] 戎嘉余, 方宗杰. 生物大灭绝与复苏——来自华南古生代和三叠纪的证据 [M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2004: 932-1001. [Rong Jiayu, Fang Zongjie. Mass Extinction and Recovery-Evidences from the Palaeozoic and Triassic of South China [M]. Hefei: University of Science and Technology of China Press, 2004: 932-1001.]
- [29] 谢树成, 殷鸿福, 曹长群, 等. 二叠纪—三叠纪之交地球表层系统的多幕式变化: 分子地球生物学记录 [J]. *古生物学报*, 2009, 48(3): 487-496. [Xie Shucheng, Yin Hongfu, Cao Changqun, et al. Episodic changes of the earth surface system across the Permian-Triassic boundary: molecular geobiological records [J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 2009, 48(3): 487-496.]

Characteristics of Deep-marine Sedimentation and Evidence on Evolution of the Paleo-oceanographic Chemistry Conditions across the Permian-Triassic Boundary: A case study on the Zhijin profile in the Guizhou province

WANG ChaoYong^{1,2}, BAO Yuan^{1,3,4}, KONG FanFan¹

1. Key Laboratory of CBM Resource and Reservoir Formation Process, Ministry of Education, China University of Mining and Technology, Xuzhou 221008, China;

2. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Key Laboratory of Computational Geodynamics of Chinese Academy of Sciences, College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4. Department of Geosciences, University of Calgary, Calgary T2N 1N4, Canada

Abstract: Two types of carbonate sedimentary facies, two types of subfacies, and five types of carbonate microfacies are identified based on rock thin section identification and fossil identification from the Permian-Triassic boundary at Zhijin profile of Guizhou province. The values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ turn negative from -27.7‰ to -28.3‰ from the later Permian to the early Triassic period, reflecting the change of organic matter types from higher plant to lower microbes. The values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{rock}}$ present increasing from -24.2‰ to -20.9‰ in the late Permian period and into the early Triassic period, reflecting a mass extinction event in the late Permian. This resulted in the disappearance of marine organisms and the intensive enrichment of ^{12}C in the ocean. Mixed organic matter is not neglected in the testing process. The values of $\text{Fe}_{\text{HR}}/\text{Fe}_{\text{T}}$, $\text{Fe}_{\text{py}}/\text{Fe}_{\text{HR}}$, $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$ and $\text{V}/(\text{V}+\text{Cr})$ distributed at the boundary of the Permian and Triassic indicate that the paleoceanographic chemistry condition at the end of the Permian was oxidation and weak reduction environment. These values also reveal that the paleoceanographic chemistry condition at the early of Triassic was reduction and iron environment, and there was no sulfide environment within the basin. The ratio of V/Ni increases from $0.97\sim 1.97$ (in the upper of Permian) to $1.67\sim 7.33$ (in the lower of Triassic), which shows a deeper process of seawater. This conclusion coincides with the result of carbonate microfacies evolution. From the view of biogenic evolution, biotic assemblages change from the type of foraminifera-algal-trilobite in the Late Permian to the type of small scale of shelly and microbial assemblage zones in the Early Triassic, which indicate two ceremonies of extinction and organic evolution model in the late of Permian and early of Triassic in the southern China.

Key words: Permian-Triassic boundary; deep-marine sedimentary; paleoceanographic chemistry condition; carbonate microfacies; Zhijin profile