

DOI:10.19751/j.cnki.61-1149/p.2022.04.014

上扬子台地北缘上奥陶统碳酸盐岩微相及古环境意义

靳晓雨¹, 曾敏^{2,*}, 陈思¹, 杨雪清², 申婷²

(1. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2. 云南大学地球科学学院, 云南 昆明 650500)

摘 要:晚奥陶世桑比期晚期—凯迪期早期作为奥陶纪末生物大绝灭前的关键时期, 其中蕴藏了一些与大灭绝有关的古海洋古环境信息。本研究通过对四川省南江县桥亭乡上奥陶统(桑比阶—凯迪阶)西乡组至宝塔组进行野外实测、取样、室内磨片, 以及碳酸盐岩微相分析, 共识别出 8 种微相: 紫红色薄层状白云岩、灰色层状白云岩、灰黑色层状白云岩夹黑色页岩、无生物扰动层状白云岩、钙质石英砂岩、似球粒黏结灰岩、生物碎屑泥粒灰岩和生物碎屑粒泥灰岩。根据各微相特征并结合野外宏观特征综合分析, 将南江桥亭剖面的沉积相划分为陆表海潮坪相组合、混积台地相组合及碳酸盐缓坡台地相组合。经研究表明, 西乡组大都为近岸浅水的潮坪相沉积, 在顶部开始出现海侵趋势, 随后在宝塔组快速转变为碳酸盐岩缓坡沉积, 海平面明显上升与凯迪早期的全球性海侵相对应, 并且全球性 GICE 事件可能与此次海侵有关。

关键词:上奥陶统, 碳酸盐岩微相, 宝塔组, GICE

中图分类号: P588.24+5

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2022)04-0158-17

Microfacies and Paleoenvironmental Significance of Upper Ordovician Carbonate Rocks in Northern Margin of the Upper Yangtze Platform

JIN Xiaoyu¹, ZENG Min^{2,*}, CHEN Si¹, YANG Xueqing², SHEN Ting²

(1. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;

2. College of Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650500, Yunnan, China)

Abstract: The Late Sandbian to the Early Katian of the Late Ordovician, as a key period before the end-Ordovician mass extinction event, records paleo-marine and paleo-environments information related to the mass extinction. Based on section measurement, sample collection and thin-section preparation and microfacies analysis, a total of eight carbonate microfacies are identified through system analysis in the Xixiang Formation to Pagoda Formation of the Upper Ordovician (Sandbian-Kadian stage) in Qiaoting section (Nanjiang, Sichuan), which are purplish-red thin laminated dolomite, gray laminated dolomite, gray-black laminated dolomite with black shale, laminated dolomite without bioturbation, calcisilicarenite, peloids bond limestone, bioclastic packstone, and bioclastic wackestone. According to the characteristics of each microfacies and

收稿日期: 2022-01-12; 修回日期: 2022-07-01; 网络发表日期: 2022-11-15; 责任编辑: 贾晓丹

基金项目: 国家自然科学基金面上项目“班怒带两条主要蛇绿岩带之间成因联系: 来自沉积记录的约束”(41872110)、中国博士后基金“扬子地台宝塔组龟裂纹灰岩的微生物成因及古环境意义”(2018M633331)联合资助。

作者简介: 靳晓雨(1997-), 女, 硕士研究生, 主要从事矿物学、岩石学、矿床学研究。E-mail: 825069106@qq.com。

* 通讯作者: 曾敏(1981-), 男, 教授, 主要从事矿物学、岩石学、矿床学研究。E-mail: zengmin.inter@gmail.com。

combining with the field observation, we classify these samples into three sedimentary facies types, namely, epicontinental sea carbonate tidal flat, clastic-carbonatite diamictite, and carbonate ramp. The results indicate that most of the Xixiang Formation are tidal flat deposits with shallow water, which began to be transgressive at the top and then rapidly changed to carbonate ramp deposits in the Pagoda Formation. The obvious sea level rise corresponds to the global transgression in the early Katian period, and the global GICE event may be related to this transgression.

Keywords: The Upper Ordovician, carbonate microfacies, Pagoda Formation, GICE

奥陶纪(485.4~443.8Ma)是地球历史演化进程中极为重要的时期,中早期气候温暖湿润,几乎涵盖整个奥陶纪的生物大幅射事件(Great Ordovician Biodiversification Event, GOBE)。在此期间,生物不同分类阶元快速增长,三大动物群大规模进化辐射,各类生物在整个海洋空间的不同区位广布,海洋生态系统达到前所未有的高度复杂化(Webby et al., 2004; Harper, 2006; Munnecke et al., 2010; Servais et al., 2010; 詹仁斌等, 2013)。到了奥陶纪晚期(赫兰特期),伴随着一系列全球性地质事件,如地球磁极倒转、赫兰特期冰期、大规模火山活动、大洋缺氧事件以及广泛的黑色页岩沉积(Torsvik and Trench, 1991; 苏文博等, 2002; Saltzman and Young, 2005; Calner, 2008; Li et al., 2020),全球迎来了显生宙以来第一次生物大灭绝事件(奥陶纪末生物大灭绝事件)(Servais et al., 2010; Cocks and Torsvik, 2020)。此次大灭绝事件与全球性环境之间协同变化关系的讨论一直是当今国际奥陶系研究的前沿和热点。

晚奥陶世桑比期晚期—凯迪期早期介于奥陶纪生物大辐射(Webby et al., 2004; 詹仁斌等, 2007; Servais et al., 2008; Servais et al., 2010)与奥陶纪末生物大灭绝事件之间。该时期,中国华南扬子台地广泛沉积了具有独特网纹构造的宝塔组灰岩(Bergström et al., 2009; Xu et al., 2010; Zhan et al., 2016; 嵇喜准等, 2017)。宝塔组灰岩以较为稳定的岩性和厚度展布(盛莘夫等, 1986; 周传明等, 2000; 许效松等, 2001; 廖纪佳等, 2017),但其下伏地层岩性及所代表的沉积环境存在显著差异(Chen et al., 2010);这种差异所反映的古环境、古海洋变化条件还有待探究。值得注意的是,扬子地台宝塔组底界附近普遍出现碳同位素正偏(Munnecke et al., 2011; Fan et al., 2015; Liu et al., 2016; 张竹桐等,

2020; Gong et al., 2021)。该碳同位素偏移被称为古登堡碳同位素偏移(Guttenberg Carbon Isotope Excursion, GICE),具有全球性意义;最早在北美劳伦板块发现(Bergström et al., 2009),在欧洲波罗的和西伯利亚板块、中国塔里木板块和华北板块等地区均有记录。然而,对于扬子地台 GICE 事件的研究工作主要集中在探讨其地层对比意义上(Bergström et al., 2009; Munnecke et al., 2011; Fan et al., 2015; 张竹桐等, 2020; Gong et al., 2021),关于其所对应的沉积环境演化及背景因素的具体论证仍有不足。

为重建晚奥陶世扬子台地的古地理环境,探究古海洋及古环境特征,前人已经对扬子台地进行了广泛的研究工作,但多是通过元素地球化学、同位素地球化学、遗迹化石、地震测井等资料进行研究分析(Dong et al., 2001; Zhang et al., 2010; Fan et al., 2015; 李皎等, 2015; Gong et al., 2021; 薛春玲等, 2021);对于其中广为发育的碳酸盐岩缺少运用碳酸盐岩微相分析等手段去解释其沉积相及沉积环境演化过程。目前,基于显微尺度下的碳酸盐岩基质、颗粒类型及沉积组构的微相分析已发展成为推测古环境古气候演化的重要手段(Flügel, 2004, 2010)。笔者对四川省南江县桥亭乡上奥陶统(桑比阶—凯迪阶)西乡组—宝塔组开展研究工作;通过野外实地采样和详细的碳酸盐岩微相分析工作,揭示该地区晚奥陶世沉积环境演化,进一步完善对于华南地区晚奥陶世古环境、古地理、古海洋条件的理解。研究成果将为进一步理解扬子地台 GICE 事件的古海洋、古环境条件提供重要线索。

1 地质背景及地层

华南板块在古生代位于冈瓦纳大陆周缘,在奥

陶纪基本处于赤道附近(Torsvik and Cocks,2013)(图 1)。根据其内部岩相和生物相的差异,华南板块可以进一步细分为 3 个部分,自西北向东南依次为扬子台地、江南斜坡及珠江盆地(图 2)(戎嘉余等,1987;Chen,1992)。扬子台地在奥陶纪有着连绵数千

里的温暖浅海海域,生物种类繁多;该地区奥陶系沉积序列主要以灰岩、泥灰岩夹页岩、介壳化石与笔石相混生与交替出现为特征;由于不同区域内岩性存在分异,可划分为若干个地层小区(图 3),分别建立岩石地层序列(汪啸风,2016)。

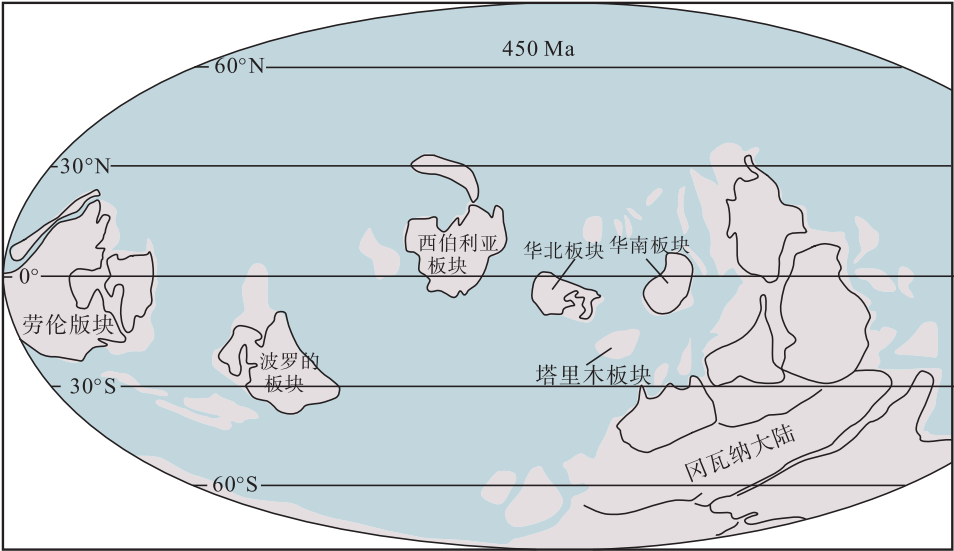


图 1 晚奥陶世凯迪期 (~450Ma)全球古地理图(改自 Torsvik and Cocks,2016;Zhang et al. ,2021)

Fig. 1 The Katian of the Late Ordovician paleogeographic reconstruction map
(Modified from Torsvik & Cocks, 2016;Zhang et al. , 2021)

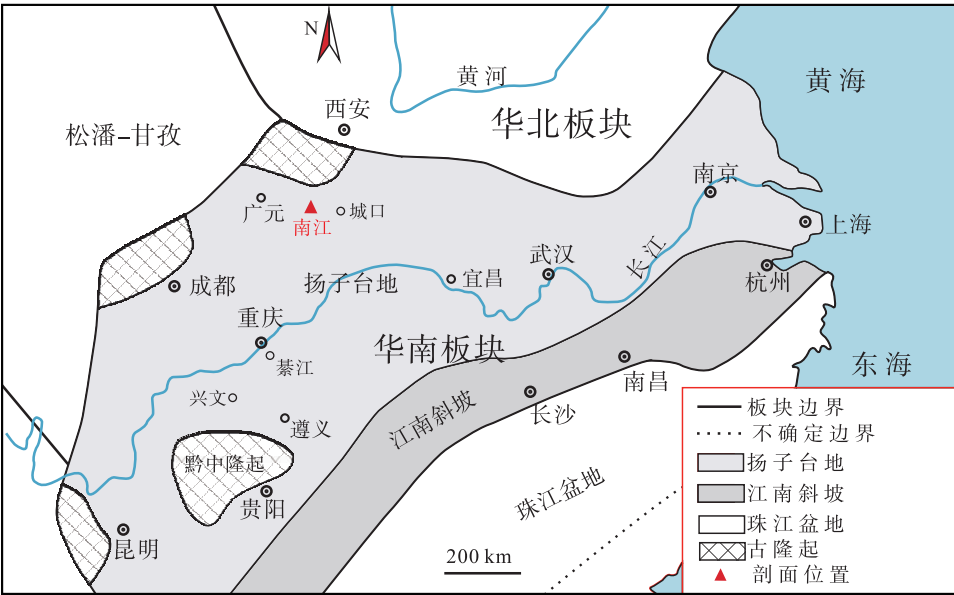


图 2 华南板块晚奥陶世古地理格架及采样剖面位置图(改自 Munnecke et al. , 2011)

Fig. 2 Paleogeographic framework and sampled section positions of the South China Plate during the Late Ordovician(Modified from Munnecke et al. , 2011)

系	统	阶	生物地层			扬子台地																																							
			笔石带	牙形刺带	三叶虫、 头足类等	南江	广元	宜昌	兴文	綦江	遵义																																		
奥陶系	上统	赫南特阶	<i>Normal. persculptus</i>		<i>Hirnantia Fauna</i> (B) / <i>Mucronaspis</i> (Songxites)(T)	龙马溪组						龙马溪组	龙马溪组	龙马溪组	龙马溪组																														
			<i>Normal. extraordinarius</i>														观音桥组																												
		凯迪阶	<i>Paraorth. pacificus</i>			<i>Amorphognathus ordovicicus</i>	<i>Triarthrus sichuanensis</i> (T)	五峰组							五峰组	五峰组	五峰组	五峰组																											
			<i>Dicell. complexus</i>				<i>Nankinolithus</i> (T)								临湘组																														
			<i>Dicell. complanatus</i>																																										
			<i>Dicell. elegans-Orth. quadrimucronatus</i>				<i>Protopanderodus insulptus</i>																																						
			<i>Geniculogr. pygmaeus</i>	<i>Sinoceras chinense</i> (N)	宝塔组	宝塔组		宝塔组	宝塔组	宝塔组	宝塔组	宝塔组																																	
			<i>Diplacanthograptus apiniferus</i>				<i>Hamarodus brevirameus</i>																																						
			<i>Diplacanthograptus caudatus</i>				<i>Amorph. superbus</i>																																						
			桑比阶				<i>Climacograptus bicornis</i>						<i>Baltoniodus alobatus</i>		西乡组	谭家沟组	庙坡组																												
		<i>Nemagraptus gracilis</i>		<i>Baltoniodus variabilis</i>																																									
				<i>Y. jianyeensis/Pygodus anserinus</i>																																									
	<i>Jiangxigraptus vagus</i>	<i>Ovalocephalus intermedius</i> (T)																																											
	<i>Didymogr. murchisoni</i>		<i>Pygodus serra</i>																																										
	<i>Pterograptus elegans</i>		<i>Eoplac. suecicus</i>																																										
	<i>Nichol. fasciculatus</i>		<i>Eoplac. pseudoplatus</i>																																										
	<i>Acrograptus ellesae</i>		<i>Yangtzeplac. crassus</i>																																										
	<i>Undul. austrodentatus</i>		<i>Lenodus variabilis</i>																																										
	中统	达瑞威尔阶	<i>Lenodus antivariables</i>																																										
			<i>Exigraptus clavus</i>									<i>Carolinites genacinaca</i> (T)																																	
			<i>Normal. extraordinarius</i>									<i>Microzarkodina parva</i>																																	
			<i>Pterostodus originalis</i>									<i>Baltoniodus navis</i>																																	
			<i>L. caduceus imitatus</i>									<i>Baltoniodus triangularis</i>																																	

图 3 扬子台地奥陶系生物地层及主要岩石地层划分对比图
(改自穆恩之等, 1978; 汪啸风, 2016; 张元动等, 2019, 2021; 张竹桐等, 2020)

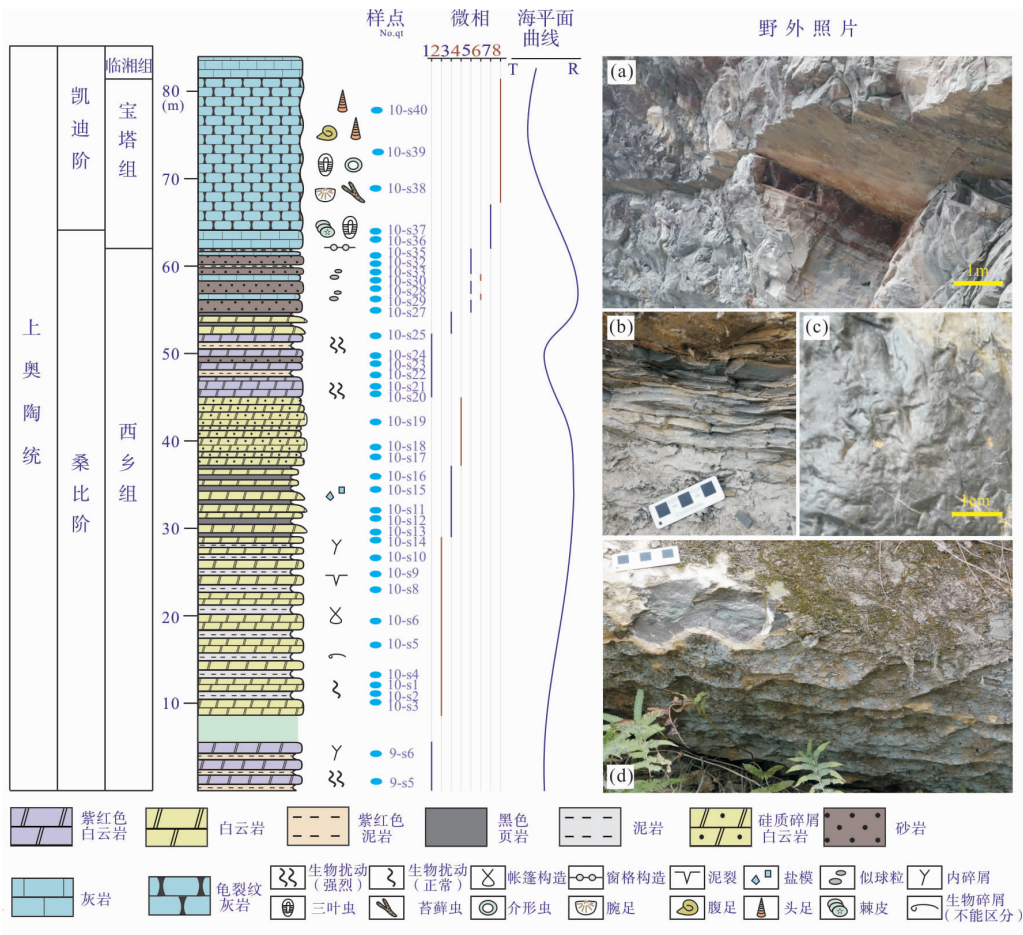
Fig. 3 Correlation of Ordovician biostratigraphic zones and lithostratigraphic units in Yangtze platform
(Modified from Mu et al. , 1978; Wang, 2016; Zhang et al. , 2019; Zhang et al. , 2020)

四川省南江县桥亭乡剖面地处扬子台地北缘(经纬度坐标: N 32°28'63", E 106°52'88"), 奥陶系出露较好。本研究主要涉及上奥陶统桑比阶—凯迪阶, 实测剖面厚度约 84 m, 由底到顶可划分为西乡组(62 m, 未见底)、宝塔组(19.5 m)、临湘组(2.5 m)(图 4)。其中, 西乡组岩性以层状白云岩和白云质泥岩为主, 局部夹有薄层黑色页岩, 整体缺少生物碎屑, 顶部出现约 7 m 厚灰色—灰白色钙质石英砂岩、岩屑砂岩夹薄层泥岩或灰岩, 颗粒镜下分选性好、磨圆度高, 底部与寒武系陡坡寺组呈假整合接触(汪啸风等, 2005)。宝塔组以沉积中厚层龟裂纹生屑灰岩为典型特征, 中下部呈紫红—灰绿色, 上部呈灰黑色, 龟裂纹之间的填充物呈黄绿色, 生物碎屑种类丰富, 有头足类及腕足动物、腹足类和牙形刺等化石, 大量出现典型的开阔海生物中华震旦角石 *Sinoceras chinense*。Fan 等(2015)在南江桥亭剖面宝塔组采集到牙形类 *Amorphognathus superbus*、*Protopanderodus insculptus* 及 *Hamarodus-Dapsilodus-Scabbardella* (HDS) 相; 并通过碳同位素地层学的研究, 识别出 Guttenberg 碳同位素偏移事件(GICE), $\delta^{13}\text{C}$ 最大漂移值幅度为 +2.70‰, 具有良

好的区域及全球地层对比意义(Bergström et al. , 2009)。临湘组岩性为中层瘤状泥晶灰岩夹薄层泥晶灰岩, 产三叶虫和腕足等化石, 赵兵(1999)在该处采集到三叶虫 *Nankinolithus* sp., 并在该剖面临湘组上覆页岩地层中由下往上采集到笔石 *Paraorthograptus* sp.、*Dicellograptus* sp.、三叶虫 *Mucronaspis* sp. 和腕足动物 *Hirnantia* sp., 生物地层发育连续, 临湘组与下伏宝塔组整合接触。

2 研究方法

本研究在南江桥亭剖面开展了详细的野外地层剖面测量工作, 系统收集岩性、沉积构造和其他宏观特征, 如颜色、层厚、古水流、遗迹化石及生物扰动等。根据现场观察到的特征, 初步推演沉积环境与垂向演化过程, 绘制剖面图(图 4), 并采集研究区露头岩石样品, 共采集了 45 个岩石样品, 将样品制作了 42 个薄片。
实验室工作主要包括薄片样品偏光显微镜观察和统计分析。本文中灰岩的定名采用的是 Embry and Klovan(1971)的划分标准, 碳酸盐岩微相的定



T. 表示海平面上升;R. 表示海平面下降;a. 西乡组下部紫红色-灰白色中层状白云岩;b. 西乡组中部灰黑色层状白云岩夹黑色页岩;
c. 西乡组中部立方体结构的盐模;d. 宝塔组灰岩龟裂纹特征

图 4 四川南江桥亭剖面碳酸盐岩微相种类分布与海平面变化综合柱状图

Fig. 4 The synthesis column map of carbonate microfacies distribution and sea level change in Qiaoting section, Nanjiang

名参考岩性、组构和 Dunham(Dunham,1962)的沉积结构分类方案;借鉴 Taylor 和 Goldring(1993)的生物扰动指数(BI)(表 1),表示沉积物受生物

3 碳酸盐岩微相特征和解释

通过对南江桥亭剖面的碳酸盐序列从下到上采样,在野外露头剖面观测和描述的基础上,将岩石样品磨制薄片进行镜下观察分析,根据颗粒组合参考标准碳酸盐岩微相类型,在研究区共识别出了 8 种微相,其特征描述与环境解释分述如下。

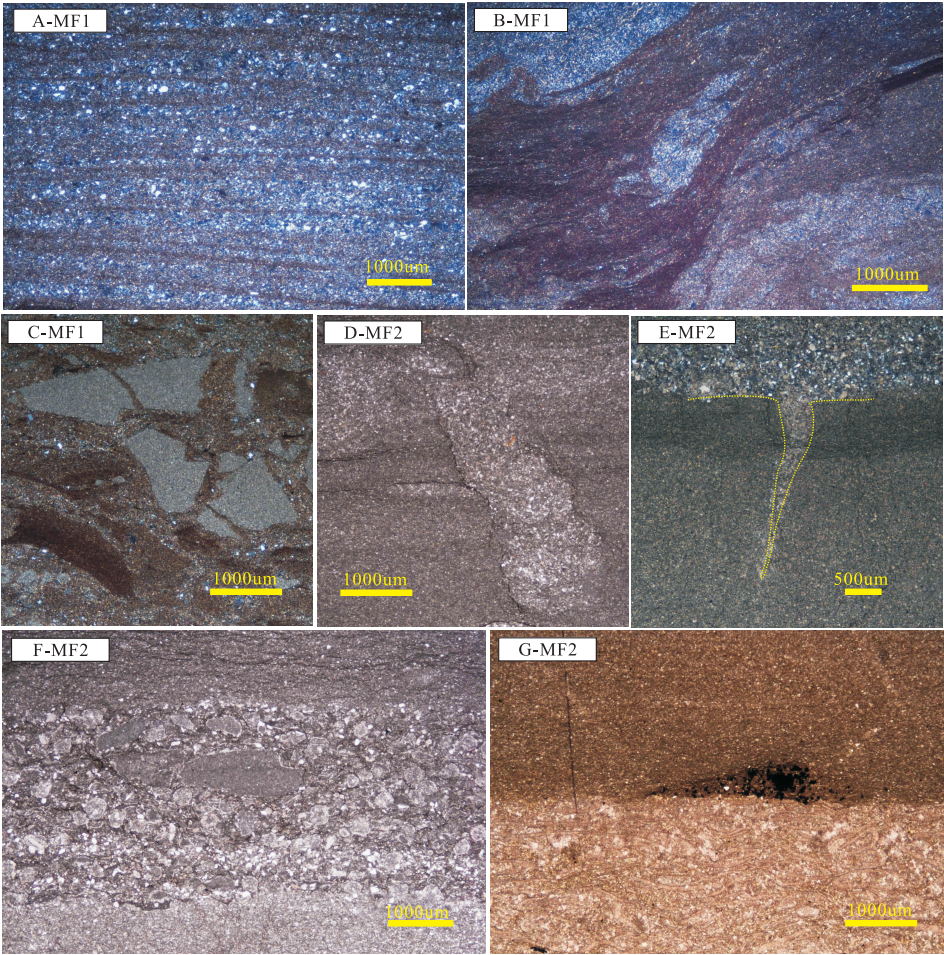
表 1 生物扰动指数划分表(Taylor and Goldring,1993)
Tab. 1 Classification scheme of bioturbation index
(Taylor and Goldring, 1993)

扰动指数 (BI)	扰动量 (%)	描 述
0	0	无生物扰动
1	1~4	零星生物扰动,层理清晰,极少量形态清晰的遗迹化石和逃逸构造
2	5~30	生物扰动程度较低,层理清晰,遗迹化石分布密度低,逃逸构造常见
3	31~60	生物扰动程度中等,层理界面清晰,遗迹化石轮廓清楚,叠覆现象不常见
4	61~90	生物扰动程度高,层理界面不清,遗迹化石密度大相互叠置
5	91~99	生物扰动程度强,层理难以识别,沉积物再改造程度低,后形成的遗迹形态清晰
6	100	完全的生物扰动,层理完全不见,遗迹化石相互叠覆一起,遗迹形态不清

3.1 紫红色薄层状白云岩(MF1)

此微相主要出现在西乡组下部和中上部。野外露头岩性为薄层互层的紫红色白云质泥岩紫红色-灰白色中层状白云岩;在显微镜下观察,该微相最主要特征是出现紫红色沉积物,石英、长石等陆源碎屑的颗粒含量约为 5%~25%,常见以漂砾形式存在的尖棱状内碎屑颗粒(图 5A);总体红色泥质沉积物含量丰富,并且红色沉积物中生物扰动现象明显(图 5B);生物扰动指数为 3~4(BI:3~4);层理等原生沉积构造通常被生物破坏,但局部受生物扰动影响小的地方仍保留有水平纹层等沉积构造特征,这些纹层通常表现为粗细相间的含陆源碎屑纹层和泥质纹层(图 5C),生物碎屑颗粒较少出现。

解释:此微相的典型沉积特征为粗细相间的含陆源碎屑纹层和泥质纹层(图 5C),是潮汐沉积作用的典型标志,常被称为潮汐束(tidal bundle; Flügel, 2004,2010)。角砾状泥质内碎屑的发育也指示阶段性的强水动力条件,整体缺乏泥裂等暴露证据则表明处于低潮面之下;生物扰动在该微相中较常见,表明水体并不缺氧;其中所夹的紫红色泥质沉积物有机质含量低,同样表明沉积于富氧水体(王成善等,1999)。考虑到上扬子区在奥陶纪整体为浅水陆表海环境,因而将此沉积微相解释为潮下带环境。该环境与开阔海连通性相对较好,能保持水体流通性并维持含氧量。



A-MF1. 以漂砾形式存在的尖棱状内碎屑颗粒;B-MF1. 生物扰动对纹层形成破坏,扰动在紫红色沉积物中常见;C-MF1. 由潮汐作用形成的潮汐束(tidal bundle; Flügel, 2004)纹层;D-MF2. 圆状或扁平状内碎屑组成的内碎屑层;E-MF2. 介壳层,可能受到风暴作用;F-MF2. 泥裂;G-MF2. 垂直的生物钻孔,钻孔内富集硅质碎屑组分

图 5 西乡组 MF1—MF2 微相特征图

Fig. 5 Microscopic characteristics of carbonate rocks of MF1—MF2 from the Xixiang Formation

3.2 灰色层状白云岩(MF2)

该类型的微相主要分布在西乡组中下部。野外露头的岩性为薄层至中层,中层状白云岩夹白云质泥岩或钙质泥岩;陆源碎屑的含量较少,为5%~10%,泥质含量较微相1减少,露头中出现帐篷构造;层理以毫米级的细粒纹层为主,呈波状、平行或交错等形态;此外,可见粗细相间的含陆源碎屑纹层和泥质纹层(潮汐束)、圆状扁平状内碎屑组成的内碎屑层(图5D)或破碎的生物骨骼碎屑组成的介壳层(图5E);泥裂呈“V”字形断面,上宽下窄,裂缝被粉砂质充填(图5F);少量生物骨骼化石、零星生物潜穴呈垂直状,潜穴内富集浅色硅质碎屑组分(图5G),生物扰动指示为2(BI:2)。

解释:此微相除了有典型的潮汐束层理(tidal bundle),其他各种形态的细粒纹层也是潮坪碳酸盐岩常见特征(Flügel,2004,2010)。内碎屑层介壳层等与风暴作用相关的沉积组构,以及生物的垂直潜穴共同指示水动力条件的增强。露头中出现的帐篷构造,以及在镜下可观察到细小泥裂特征共同指示间歇性暴露的条件。综合考虑推测沉积环境为受风暴影响的潮间带。

3.3 灰黑色层状白云岩夹黑色页岩(MF3)

该类型的微相分布在西乡组中部和中上部。野外露头的岩性为中层至薄层灰黑色层状白云岩夹黑色页岩,可观察到立方体结构的盐岩物质的印模(图4C),通常在稍粗沉积物之上,岩石颜色深;陆源碎屑的含量少(5%~8%),泥级沉积物含量丰富,部分可达70%;层理清晰,常见条带状含粉砂级陆源碎屑沉积物夹条带状富有机质纹层(图6A);沉积物多以暗色为主,夹有分散的黄铁矿(图6B);总体缺失底栖生物和遗迹化石,无生物潜穴、零星生物扰动,生物扰动指数为1(BI:1)。

解释:立方体结构的盐岩物质印模通常指示水体与广海之间的交换受到限制的泻湖环境,逐渐加强的蒸发作用使方解石、石膏及石盐依次沉淀,由于盐岩极易溶解,所以通常在层理面上以铸模的形式出现(Eriksson et al.,2005)。沉积物有机质含量丰富,常见黄铁矿结核,基本观察不到生屑颗粒及生物扰动等证据,同样说明沉积于较为缺氧的局限环境(Flügel,2004,2010)。此外,条带状含粉砂级陆源碎屑沉积物夹条带状黑色页岩富有机质,指示沉积环境阶段性受潮汐控制。推演过程,此时水体变浅,

受到障壁的影响,区域的水体与广海之间的交换受到限制,沉积环境演化为局限的潮间带泻湖环境。

3.4 无生物扰动层状白云岩(MF4)

该类型微相主要分布在西乡组中上部。岩性为粉砂至细砂级黄褐色硅质碎屑白云岩或白云质灰岩,其中石英、长石、云母等陆源碎屑含量为5%~15%,填隙物质为钙质或硅质粉砂及少量泥质沉积物;陆源碎屑颗粒明显增多,陆源碎屑丰富、粒度较细,分选性磨圆性差;此外,缺少生物碎屑,无生物扰动,可见平行层理和小型交错层理(图6D)。

解释:缺少生物碎屑,无生物扰动,生物多样性差。陆源碎屑颗粒分选磨圆差,粒度总的偏细且混有泥质(黏土),指示水动力条件弱。平行层理和小型交错层理说明沉积环境仍受潮汐作用的影响(Flügel,2004,2010)。此外,有一定的陆源碎屑的输入,此时水体较浅。推测该微相的沉积环境为潮上-潮间带。

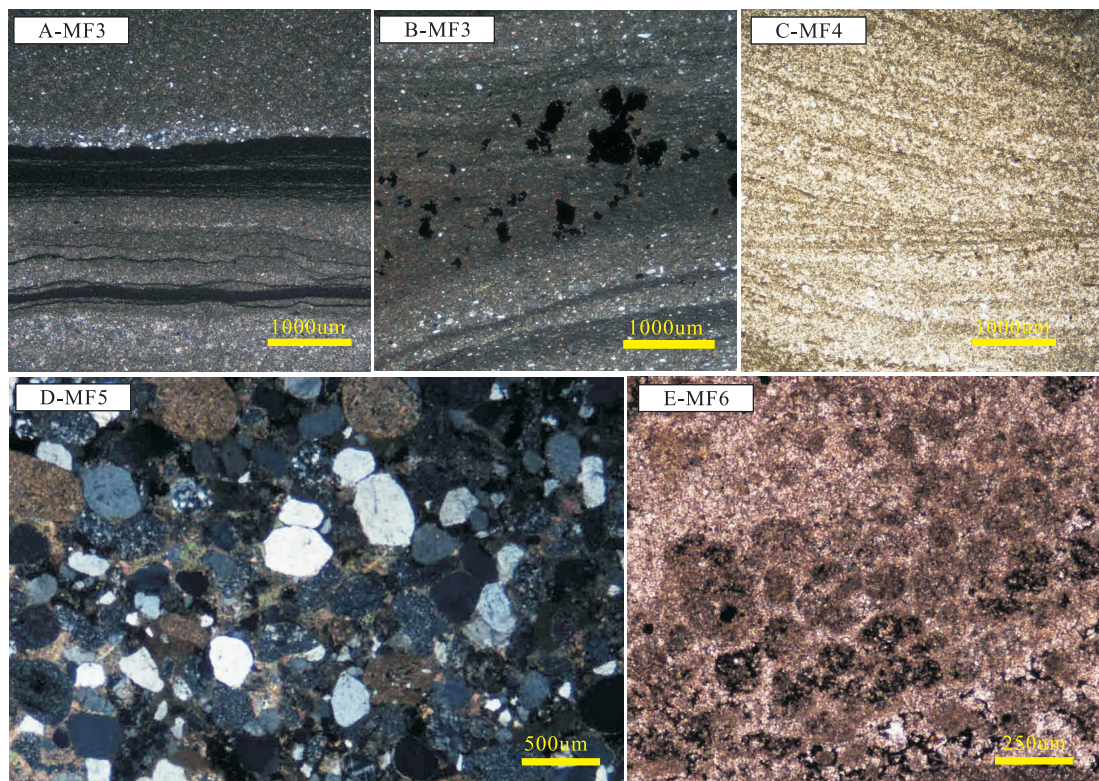
3.5 钙质石英砂岩(MF5)

该类型的微相分布在西乡组顶部。岩性以钙质砂岩、岩屑砂岩为主,主要呈灰色和灰白色,其中石英、硅质岩屑的含量可达约35%~60%,少量碎屑可见次生加大;碳酸盐岩岩屑约15%~20%,部分岩屑可以观察到被暗色矿物溶蚀交代的现象,长石极少(2%);杂基多为钙质粉砂岩,含量约10%~24%,灰黑色黏土杂基含量较少(含量<10%),几乎观察不到生物碎屑(含量<1%);胶结物以碳酸盐岩为主,碎屑粒度从细砂至粗砂变化范围很大,但以中砂为主,整体的分选磨圆较好(图6d)。

解释:石英碎屑含量丰富,岩屑、长石和铁镁矿物含量相对较少,成分成熟度较高,说明经过一定距离的搬运。此外,这些陆源碎屑的分选性好,磨圆程度高,同样说明受过搬运,而且水动力条件强,属于海侵期滞留沉积(Lag deposit; Zeng et al.,2013)。这些陆源碎屑成分来源于滨岸砂坝,该沉积期处于一个海侵的开始,由于海平面的上升,水动力条件增强,造成陆源输入增多。综合考虑该微相为海陆交互环境下的过渡带沉积。

3.6 似球粒黏结灰岩(MF6)

该类型的微相通常出现在西乡组顶部,且与微相MF5钙质石英砂岩交替出现。此微相以灰黑色似球粒黏结状颗粒灰岩、泥粒灰岩为典型特征。似球粒为次棱角状或磨圆状泥晶碎屑,分选差、大小和



A-MF3. 含粉砂级硅质碎屑沉积物与条带状泥级有机质沉积物互层,硅质碎屑层呈正粒序;B-MF3. 沉积物中夹有分散的黄铁矿;C-MF4. 硅质碎屑丰富,可见由潮汐作用形成的纹层;D-MF5. 石英及岩屑分选性好磨圆程度高;E-MF6. 颗粒呈黏结状,推测与微生物有关,亮晶方解石胶结以及暗色有机质填隙

图6 西乡组 MF3—MF6 微相特征图

Fig. 6 Microscopic characteristics of carbonate rocks of MF3—MF6 from the Xixiang Formation

形状有差异,整体呈纹层状,颗粒间可见暗色有机质填隙物,亮晶方解石胶结;缺少陆源输入和生物碎屑颗粒。

解释:这种次圆状和次棱角状似球粒聚集物的出现与标准微相 SMF-16 相对应,常见于具有中等水循环的局限浅海环境的浅水台内(Flügel, 2004, 2010)。这些似球粒分选性较差,大小和形状具有明显区别,这些颗粒的聚集可能与微生物的黏结有关(图 6E)。此外,缺少生屑颗粒和陆源输入,指示水体环境较为局限,循环性较差。结合整个剖面综合考虑,沉积环境为中等水循环的局限浅水泻湖。

3.7 生物碎屑泥粒灰岩(MF7)

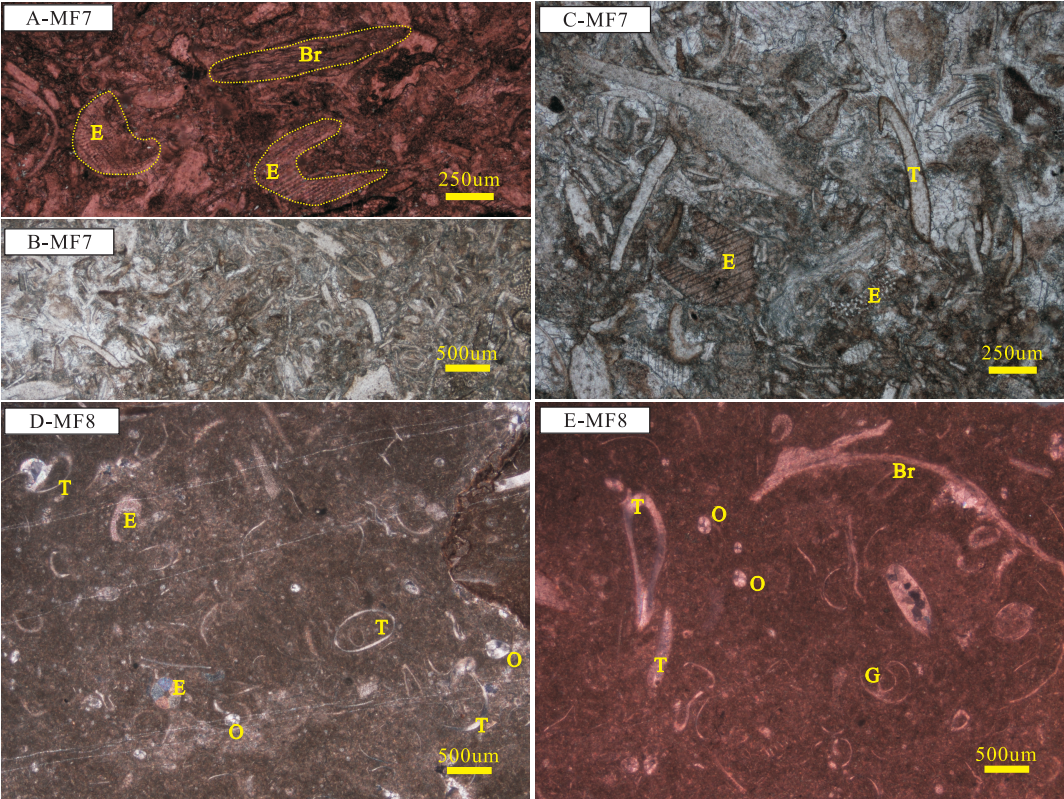
该类型微相主要分布在宝塔组下部。研究剖面的野外露头可见窗格构造,岩性为红色生屑泥粒灰岩。生屑含量约 68%~75%,钙质粉砂基质约 25%,亮晶方解石胶结约 5%,颗粒支撑;生物碎屑主要为三叶虫、棘皮类(约占 80%以上),并见少量腕足、双壳、苔藓虫(图 7A、图 7C),多以碎片形式存

在(图 7B),颗粒破碎磨圆中等;缺少泥质沉积物和陆源碎屑颗粒,并发育顶底构造。

解释:碳酸岩缓坡在缺少造架生物和造礁生物的奥陶世普遍发育(Flügel, 2004, 2010)。此微相的颗粒主要为破碎、保存情况差、磨圆中等的生物碎屑,指示水动力条件强。生物碎屑种类主要以棘皮类和三叶虫为主,见少量腕足、双壳、苔藓虫,缺少造架和造礁生物碎屑。这样含丰富骨粒的生屑泥粒灰岩可与 Flügel(2004)描述的 RMF-14 相对映,指示沉积环境为内缓坡。

3.8 生物碎屑泥粒灰岩(MF8)

该类型微相主要分布在宝塔组中上部。野外露头可见大量中华震旦角石(*Sinoceras chinense*),岩性为生屑粒泥灰岩;镜下可见泥晶基质支撑,生屑含量约为 7%~20%,泥晶基质约 80%;生物碎屑主要为介形虫和三叶虫,此外,可见小型腹足、角石、腕足、棘皮、苔藓虫、以及非常薄的双壳,生屑形态保存较好(图 7D),大部分三叶虫和介形虫壳体薄(图 7E),



A-MF7. 生屑泥灰岩,腕足(Br)以及棘皮类(E);B-MF7. 生物碎屑破碎, 颗粒支撑;C-MF7. 以碎片形式出现的三叶虫(T)以及棘皮类(E);D-MF8. 介形虫(O)、三叶虫(T)、腕足(Br)以及小型腹足(G),生屑形态保存较好;E-MF8. 开阔海生屑粒泥灰岩, 泥晶基质支撑,介形虫(O)、三叶虫(T)以及棘皮类(E),壳体薄

图 7 宝塔组微相特征图

Fig. 7 Microscopic characteristics of carbonate rocks from the Pagoda Formation

极少量(>1%)三叶虫的壳体达 1 mm,泥晶的含量丰富;无陆源输入,部分基质和生屑呈红色。

解释:中华震旦角石 *Sinoceras chinense* 发育,属游泳习性,适应深水及远洋游泳生态类型。活动水域深度 100~150 m(戎嘉余等,1987;许效松等,2001),是典型的开阔海生物。泥晶基质含量丰富,生物碎屑保存完整,薄壳体的介形虫、三叶虫和腕足生屑丰富,包括出现小型棘皮、苔藓虫、小型腹足和头足类角石等生屑颗粒。缺少陆源碎屑,缺少波浪风暴引起的沉积构造,这些证据都指示深水外缓坡沉积环境(Flügel,2004,2010)。

4 沉积相组合分析

据前述特征,笔者把不同类型的微相按照其颜色、颗粒基质、白云岩化程度、组构特征等进行统计对比(图 8),并结合研究区大量的古地理研究成果,

综合分析,将南江桥亭剖面的沉积相划分为陆表海潮坪相组合(MF1、2、3、4)、混积台地相组合(MF5、6)及碳酸盐缓坡台地相组合(MF7、8)。

4.1 陆表海潮坪相组合

根据岩相古地理记录,扬子区在奥陶纪多为典型的陆表海沉积(Barnes et al.,1996)。陆表海潮坪相组合,沉积物以浅水相组合为主,海平面的波动对沉积环境的影响明显,会呈现潮上带、潮间带和潮下带沉积交互迁移频繁(王龙等,2018)。

该相组合发育在西乡组下部一中上部,识别到的微相种类有:MF1、2、3、4。在 4 种类型的微相中观察到潮汐束纹层,各种形态的由泥晶或层状白云石组成碳酸盐细粒纹层,毫米级至厘米级棱角状至圆状内碎屑和角砾及窗格构造、帐篷构造和泥裂等,共同指示浅水碳酸盐潮坪沉积(Flügel,2004)。受海平面的波动的影响,不同种类的微相受限程度不同,而且会交替重复出现。在此阶段水体深度较浅,

微相名称	颜色	颗粒		基质与胶结物	白云岩化程度	生物扰动特征	层理纹层	主要微相特征	野外结构	解释
		异化粒	陆源碎屑							
紫红色薄层状白云岩 (MF1)	紫红色灰白色	内碎屑	中等-少	紫红色钙泥; 钙质粉砂	中等	方向: 水平 程度: 中等-强 BI: 3~4	潮汐束、水平纹层	沉积物呈紫红色	块状	潮下带
灰色层状白云岩 (MF2)	灰白色	内碎屑、双壳	少	钙质粉砂	中等	方向: 垂直 程度: 较低 BI: 2	波状、水平或交错等纹层; 潮汐束; 介壳层; 内碎屑层	泥裂等暴露证据	帐篷构造	潮间带
灰黑色层状白云岩夹黑色页岩 (MF3)	灰黑色	泥粒	少	高有机质泥; 钙质粉砂	中等	方向: 水平 程度: 零星 BI: 1	条带状黑色富有机质纹层	高有机质泥	盐模	局限的潮间带泻湖
无生无扰动层状白云岩 (MF4)	灰色黄褐色	内碎屑	中等	硅质或钙质粉砂	中等-弱	无	交错、水平的纹层	无生物扰动	低角度交错层理	潮上-潮间带
钙质石英砂岩 (MF5)	灰色黄褐色	无	多	硅质或钙质粉砂	无	无	无	石英等碎屑分选性好磨圆程度高	交错层理	海陆交互过渡带
似球粒黏结灰岩 (MF6)	灰色黄褐色	似球粒	无	亮晶方解石	无	无	无	黏结状微生物	块状	中等水循环的局限浅水口湖
生物碎屑泥粒灰岩 (MF7)	紫红色	棘皮类; 三叶虫; 双壳; 腕足、苔藓虫	无	钙质粉砂; 泥晶	无	方向: 水平 程度: 中等 BI: 3	无	颗粒支撑; 生屑破碎	窗格构造	内缓坡
生物碎屑粒泥灰岩 (MF8)	灰绿色灰黑色	介形虫; 腕足; 头足; 三叶虫; 棘皮; 苔藓虫; 薄壁双壳	无	泥晶	无	方向: 水平 程度: 零星 BI: 1	无	泥晶支撑; 瘤状组构; 生屑保存完整	块状	外缓坡

图 8 南江桥亭剖面微相特征图

Fig. 8 Microscopic characteristics of carbonate rock from the Qiaoting section, Nanjiang, Sichuan

受高频相对海平面变化影响显著,是典型的浅水陆表海潮坪相组合。

4.2 混积台地相组合

碎屑岩-碳酸盐岩混积台地主要发育于陆源碎屑滨浅海、砂泥质潮坪与碳酸盐缓坡或台地的过渡地带的台地沉积(张鹏飞等,2013)。在混积台地的环境下,海平面的变化会导致岩性有很大的波动。

该相组合发育在西乡组顶部,包括微相种类有 MF5 和 MF6,岩性为灰色-黄褐色的碎屑岩夹灰黑色黏结灰岩,呈现混积台地特征。其中,钙质石英砂岩(MF5)属于海侵期的滞留沉积(Lag deposit; Zeng et al., 2013)。说明在西乡组顶部,水动力条件不断加强,海水覆盖的陆地面积增大,有明显的海侵特征。

4.3 碳酸盐缓坡台地相组合

碳酸盐岩缓坡是一个发育在小角度倾斜海底上的沉积作用面,形成于陆棚斜坡淹没期间或在台地形成的早期,分为内缓坡、中缓坡和外缓坡,由近滨浅水沉积物逐渐过渡深水低能沉积物,没有明显的沉积间断,浅水环境能量高;主要颗粒类型是骨骼颗粒和鲕粒,与镶边陆棚相比无连续的陆棚边缘礁带,高能沉积物不在陆棚边缘;深水区缺少浅水来源的碎屑沉积物(Flügel,2004,2010)。

该相组合发育在宝塔组,包括微相有 MF7 和 MF8。在宝塔组下部为红色生屑泥粒灰岩(MF7),生物骨骼颗粒以三叶虫、棘皮类为主,腕足、双壳、苔藓虫较少,属水动力条件较强的高能环境,但无造礁

生物;宝塔组中上部开阔海生屑粒泥灰岩(MF8),颗粒组合为介形虫、三叶虫、腕足类、腹足、棘皮类、苔藓虫、极薄的双壳,生屑颗粒数量少但保存完好,并可见适应深水及远洋游泳生态类型的中华震旦角石 *Sinoceras chinense* 分布(陈均远,1988;肖传桃等,2006)。总之,在宝塔组无镶边陆棚的边缘礁带,无浅水来源碎屑沉积物,具有正常海水与正常生物组合的开阔海特征,呈现相对深水的碳酸盐岩缓坡台地特征。

5 讨论

5.1 海平面变化与古环境重建

综合上述,对于微相的特征整合(图 8)及沉积相带的分析,可以对研究区上扬子区南江桥亭奥陶纪古海平面演化与沉积环境进行以下探讨。

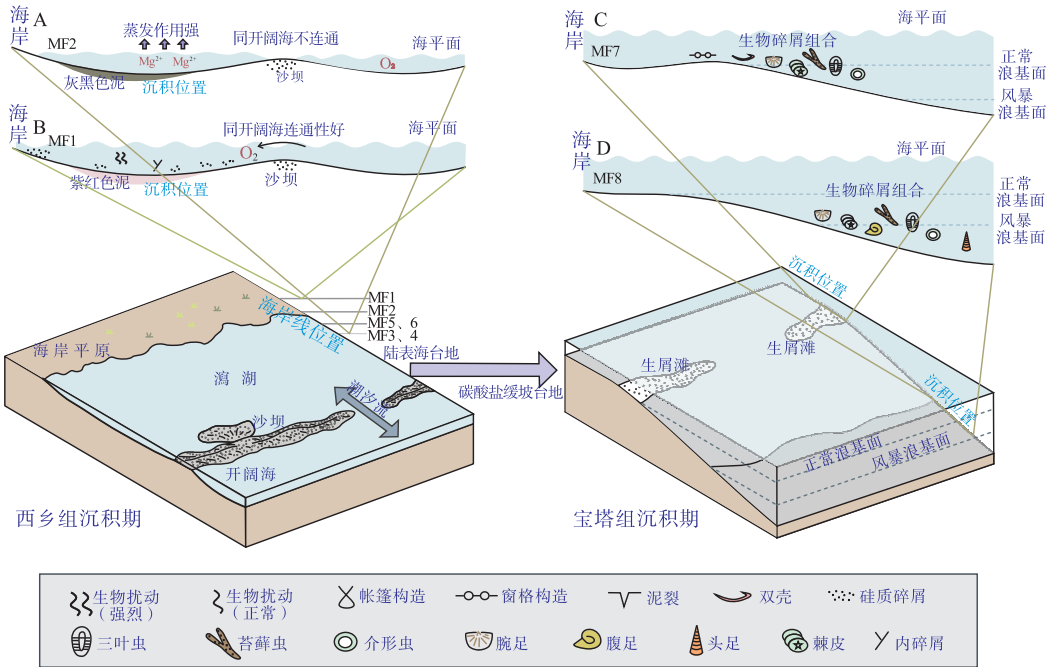
桑比阶西乡组下部一中上部,包括的微相类型有 MF1、2、3、4,代表陆表海潮坪相组合。MF1 沉积环境为潮下带,该环境与开阔海连通性相对较好,能保持水体流通性,并维持含氧量。该相出现的紫红色沉积物同华南扬子奥陶系紫台组远岸、较深水的红层(吴荣昌等,2007;Luan et al., 2021),与白垩纪较深、较静、沉积速率较慢、沉积环境较稳定的大洋深水红层(胡修棉等,2007;Wang et al., 2009;Hu et al., 2013)的沉积环境明显不同(Rong et al., 2012),其属于典型的近岸浅水红层。临近古陆带来丰富的陆源铁质(Fe₂O₃)输入,海平面高与开阔连

通性好带来丰富的氧气输入(图 9A)。MF2 存在间歇性暴露证据和可能与风暴作用相关的沉积组构,沉积环境为受风暴影响的潮间带,相比 MF1 水体变浅。MF3 的沉积环境为潮间带潟湖环境,此时水体变浅,受到障壁的影响,区域的水体与广海之间的交换受到限制(图 9B),蒸发作用强,盐类矿物会依不同的溶解度结晶(Nichols,2009)。MF4 阶段同样受到海退作用的影响,水体较浅,沉积环境为潮上-潮间带。受海平面的波动的影响,这 4 种微相在桑比阶西乡组底部一中上部会交替重复出现,指示潮上、潮间和潮下带不断的交互和迁移,这与当时总体海平面较低、地形起伏小、面积辽阔有关,而海平面较低则是受到桑比期早期扬子区发生的强烈海退持续的影响(苏文博等,1999;Su,2007)。

桑比阶西乡组顶部,根据 MF5、6 的出现,推断环境为混积台地,为陆表海台地向碳酸盐缓坡的过渡阶段。这部分岩性以钙质砂岩为主,夹有黏结灰岩,MF5 中这些陆源碎屑可能来源于滨岸砂坝,属于海侵期滞留沉积(Lag deposit; Zeng et al., 2013);该阶段水动力条件强,海平面上升。此过渡

期丰富的陆源输入和升高的海平面等特征,正好对应晚桑比期扬子台地快速海侵(苏文博等,1999; Su,2007)。

桑比期末期一凯迪期,宝塔组岩性为中厚层生屑泥粒灰岩-粒泥灰岩。学者关于宝塔组沉积期的水深及沉积环境,目前有多种观点:滨海潮汐相沉积(吴劲薇等,1989)、潮下低能浅水环境或浅海开阔台地相沉积(盛莘夫等,1984,1985,1986;陈旭等,1986;戎嘉余等,1987)、较深水的开阔台地环境(陈均远,1988;王泽中,1996;王安东等,2012;葛祥英等,2013)、较深的陆棚环境(Zhan et al., 2016, 2018),但这些沉积环境解释仍未取得一致意见。笔者通过对研究区宝塔组的观察,识别的 MF7、MF8,指示碳酸盐缓坡相(图 9C,图 9D),从底至顶生物碎屑含量逐渐减少,壳体逐渐变薄,泥晶含量增加,生物组合转变为正常海水生物组合和开阔海生物,底栖生物减少,典型的中华震旦角石 *Sinoceras chinense* 发育,该角石为典型的浮游生物,属游泳习性,活动水域深度在 100~150 m(戎嘉余等,1987;许效松等,2001)。此外,Fan Ru(2015)等在桥亭剖



A. 西乡组灰黑色层状白云岩夹黑色页岩,同开阔海连通性差,缺乏生物,蒸发作用强,海水此时最浅;B. 西乡组紫红色层状白云岩,同开阔海连通性好,海水相对较深;C. 宝塔组生屑泥粒灰岩,生屑含量丰富,以棘皮类和三叶虫为主,并见少量腕足、双壳、苔藓虫;D. 宝塔组开阔海生屑粒泥灰岩,生物碎屑主要为介形虫和三叶虫,此外可见小型腹足、腕足、棘皮、苔藓虫以及开阔海浮游生物角石

图 9 四川南江桥亭剖面沉积模式图

Fig. 9 Evolution of sedimentary environment in the northern margin of the Qiaoting section, Nanjiang, Sichuan

面报道了以牙形刺 *Hamarodus*, *Dapsilodus*, *Scabbardella* 为优势属的 *Hamarodus-Dapsilodus-Scabbardella* (HDS) 生物相。该相代表冷水相对较深的外陆棚环境 (Wang and Bergstrom, 1998; Bergström, 2007; Tolmacheva et al., 2009)。因此, 宝塔组有很明显的水体加深、海平面升高的特征, 正好对应凯迪早期的全球海侵 (Haq and Schutter, 2008; Munnecke et al., 2011)。

总体而言, 西乡组中下部表现为近岸浅水的潮坪相沉积, 海水较浅。在西乡组顶部此时为过渡期, 海平面相对上升, 但仍然表现为浅水沉积; 进入宝塔组时期, 伴随着大规模的海侵, 岩性特征和生物组合发生明显改变, 沉积环境已转变为相对深水的开阔海缓坡台地。

5.2 GICE 事件古环境讨论

古登堡碳同位素偏移事件 (GICE) 是一个全球性的碳扰动事件, 并代表晚奥陶一系列碳扰动事件的开始 (Algeo et al., 2016)。最早在劳伦板块美国的爱荷华州迪科拉组的古登堡段中被确立 (Hatch et al., 1987), 之后在欧洲波罗的海—斯堪的纳维亚地区 (Baltoscandia) Keila 阶识别到的碳同位素偏移被认为与 GICE 事件相对应 (Ainsa et al., 1999, 2004), 建立了横跨大西洋的联系; 后续在北美地区定名的 GICE 事件被引入欧洲的波罗的板块、西伯利亚板块、中国的塔里木板块、华北板块及华南板块等各大古陆的剖面中。GICE 事件发生在桑比—凯迪阶界限处, 距今约 453 Ma (Tobin et al., 2005; Young et al., 2008), 持续时间短 (< 0.5 Myr), $\delta^{13}\text{C}$ 正偏幅度为 $2\text{‰} \sim 4\text{‰}$ (Algeo et al., 2016; Metzger et al., 2021), 其偏移幅度及出露地层的厚度受区域地形控制而有所差异 (Bergström et al., 2010a)。Bergström (2009) 通过华南扬子地区与北美、波罗的海—斯堪的纳维亚地区 (Baltoscandia) 的牙形刺、笔石生物地层的对比, 在扬子区宝塔组 (桑比晚期—凯迪早期) 中第一次确定了 GICE 事件在亚洲的出现, 有显著的区域和全球对比价值。

海相碳酸盐岩中的稳定碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) 反映了原始海水中最初的同位素组成 (Ainsa et al., 1999; Saltzman and Young, 2005; Munnecke et al., 2011), 一定程度的成岩作用不会改变同位素的波动 (Saltzman and Young, 2005)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 波动趋势不仅可以用来指示环境的改变 (Ainsa et al., 2010),

还可以利用 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 记录在生物地层研究程度较低的地区进行更准确的地层识别和对比 (李超等, 2018)。由于碳同位素的分馏作用, ^{13}C 更容易富集在碳酸盐内, 轻同位素 ^{12}C 通过光合作用过程中的动力学同位素效应逐渐富集在合成的有机物中, 海洋有机物中, 富集 ^{12}C 而亏损 ^{13}C , 故有机物的埋藏会引起海相碳酸盐中碳同位素的正偏 (Saltzman and Young, 2005; Liu et al., 2016)。GICE 事件表现出明显的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 正偏, 前人已经在南江剖面宝塔组识别到偏移幅度为 2.70‰ 的碳同位素的正偏 (Fan et al., 2015), 但目前对于引起 GICE 碳同位素正偏事件的原因还存在争议。

由于海平面的波动造成海岸线的位置变化, 从而影响海平面的内陆地区与海洋表面海水之间的海水循环程度 (Immenhauser et al., 2002; Herrmann et al., 2003)。笔者认为, 可能是海平面的变化驱动了 GICE 的出现。当海侵时期, 海平面上升, 海岸线后移, 海水循环程度加大, 导致富含营养物质的上升流在洋陆转换区广泛出现, 生产力提高, 有机质埋藏增加; 此外, 远离陆地导致富 ^{12}C 的碳风化流输入减少, 减少了研究区域的局部碳循环效应, $\delta^{13}\text{C}$ 值会较大 (Fanton and Holmden, 2007; Munnecke et al., 2010)。笔者通过对华南上扬子地区南江桥亭剖面微相分析, 发现宝塔组相比下伏西乡组, 缺少陆源碎屑输入, 缺少波浪或风暴引起的沉积构造, 生物碎屑形态保存较好, 壳体较薄, 且识别到典型的开阔海生物头足类中华震旦角石 (*Sinoceras chinense*)。因此, 认为宝塔组沉积期 (晚桑比阶—凯迪阶) 为明显的海侵期, 同时这次海侵事件不仅在中国三大稳定 (华南板块、华北板块、塔里木板块) 块体上均能识别, 而且在世界主要大陆之间也能够进行良好的对比 (苏文博等, 1999), 综上所述, 认为 GICE 发展过程受海平面变化驱动。凯迪早期全球海侵 (Webby and Laurie, 1992; 苏文博等, 1999) 伴随着富含营养物质的上升流 (Young et al., 2005; Wright and Stigall, 2013), 为海洋提供了丰富营养物质, 并激发了海洋的生产力, 导致有机质埋藏的增加, 而其漂移幅度、基础值和赋存地层的沉积环境之间的区域差异 (Bergström et al., 2010b, 2010c; 张竹桐等, 2020) 受控于区域的碳循环和浮游植物的生长速率 (Laporte et al., 2009; Young et al., 2010)。

6 结论

基于本研究所开展的沉积学和碳酸盐岩微相的相关工作,笔者对扬子台地北缘四川省南江桥亭剖面的微相特征及古环境意义提出以下认识。

(1)在研究剖面共识别出8种微相,分别为:紫红色薄层状白云岩(MF1)、灰色层状白云岩(MF2)、灰黑色层状白云岩夹黑色页岩(MF3)、无生物扰动层状白云岩(MF4)、钙质石英砂岩(MF5)、似球粒黏结灰岩(MF6)、生物碎屑泥粒灰岩(MF7)和生物碎屑粒泥灰岩(MF8)。此外,还识别到了3种类型的沉积相组合,分别为:陆表海潮坪相组合、混积台地相组合及碳酸盐缓坡台地相组合。

(2)桑比阶西乡组底部一中上部,受阶段性海平面波动影响,其受限程度有所差异,但总体表现为近岸浅水的潮坪相,有典型的陆表海台地沉积特征,与扬子台地桑比阶早期海平面降至最低有关;紧接着在西乡组顶部,转变为混积台地相,指示晚桑比期扬子台地快速海侵的开始;进入宝塔组时期,岩性特征和生物组合发生明显改变,沉积环境快速转变为碳酸盐岩缓坡,正好对应凯迪早期的全球海侵。

(3)宝塔组沉积期识别到的海侵事件,在中国三大稳定块体和世界主要大陆上均可识别对比,因此,笔者认为桑比至凯迪阶界限处的古登堡碳同位素正偏,可能是受到海平面的变化驱动。

致谢:感谢论文匿名审稿专家为本文提出的宝贵修改意见,进一步提升文章质量;感谢李晨伟、刘鑫宇、郝佳同学在野外工作中提供协助,在此一并致以由衷的感谢。

参考文献(References):

陈均远. 奥陶纪头足类壳体的水深学信息及海平面位置年代学的初探[J]. 古生物学报, 1988, 27(3): 331-345.
CHEN Junyuan. Ordovician Cephalopod bathymetric signals and chronology of sea-level change[J]. Acta Palaeontologica Science, 1988, 27(3): 331-345.
陈旭, 丘金玉. 宜昌奥陶纪的古环境演变[J]. 地层学杂志, 1986, (01): 1-15.
CHEN Xu, QIU Jinyu. Ordovician palaeoenvironmental evolution in Yichang, Hubei[J]. Journal of Stratigraphy, 1986, (01): 1-15.

董瀚, 张海峰, 李鸿睿. 扬子地台北缘泥盆纪层序地层研究[J]. 西北地质, 2001, 34(04): 61-66.
DONG Han, ZHAN Haifeng, LI Hongrui. On the Devonian sequence stratigraphy of the north-west margin of the Yangtze platform in China[J]. Northwestern Geology, 2001, 34(04): 61-66.
葛祥英, 牟传龙, 周恩恩, 等. 湖南地区晚奥陶世桑比期-凯迪早期早期沉积特征及沉积模式[J]. 古地理学报, 2013, 15(1): 59-68.
GE Xiangying, MOU Chuanlong, ZHOU Kenken, et al. Sedimentary characteristics and depositional model in the Sandbian-Early Katian Ages of Late Ordovician in Hunan area[J]. Journal of Palaeogeography, 2013, 15(1): 59-68.
糕喜淮, 陈骁帅, 张林炎, 等. 中国南方宝塔组灰岩的岩石学特征及其对“龟裂纹”成因的指示——以贵州桐梓县红花园乡宝塔组灰岩为例[J]. 地球学报, 2017, 38(06): 872-882.
ZHUO Xizhun, CHEN Xiaoshuai, ZHANG Linyan, et al. Petrology of Limestone of Pagoda Formation in South China and Its Indication to the Genesis of “Turtle Crack”: A Case Study of Baota Formation Limestone at Honghuayuan Township in Tongzi County, Guizhou Province[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2017, 38(06): 872-882.
胡修棉, 王成善. 白垩纪大洋红层: 特征、分布与成因[J]. 高校地质学报, 2007, 13(1): 1-13.
HU Xiumian, WANG Chengshan. Cretaceous Oceanic Red Beds: Characters, Occurrences and Origin[J]. Geological Journal of China Universities, 2007, 13(1): 1-13.
李超, 樊隽轩, 孙宗元. 奥陶系无机碳同位素地层学综述[J]. 地层学杂志, 2018, 42(4): 408-428.
LI Chao, FAN Junxuan, SUN Zongyuan. Review of ordovician inorganic carbon isotope stratigraphy[J]. Journal of Stratigraphy, 2018, 42(4): 408-428.
李皎, 何登发, 梅庆华. 四川盆地及邻区奥陶纪构造-沉积环境与原型盆地演化[J]. 石油学报, 2015, 36(04): 427-445.
LI Jiao, HE Dengfa, MEI Qinghua. Tectonic-depositional environment and proto-type basins evolution of the Ordovician in Sichuan Basin and adjacent areas[J]. Acta Petrolei Sinica, 2015, 36(04): 427-445.
廖纪佳, 马思豪, 廖明光, 等. 奥陶系宝塔灰岩网纹构造成因研究进展及新发现[J]. 沉积学报, 2017, 35(02): 241-252.
LIAO Jijia, MA Sihao, LIAO Mingguang, et al. Research of the Origin of Network Structure in the Ordovician Pagoda Limestone: advances and new discovery[J]. Acta

- Sedimentologica Sinica, 2017, 35(02):241-252.
- 穆恩之, 朱兆玲, 陈均远, 等. 四川长宁双河附近奥陶纪地层[J]. 地层学杂志, 1978, 2(02):105-121.
- MU Enzhi, ZHU Zhaoling, CHEN Junyuan, et al. Ordovician strata near Shuanghe, Changning, Sichuan [J]. Journal of Stratigraphy, 1978, 2(02):105-121.
- 戎嘉余, 陈旭. 华南晚奥陶世的动物群分异及生物相、岩相分布模式[J]. 古生物学报, 1987, 26(05):507-535.
- RONG Jiayu, CHEN Xu. Faunal differentiation, biofacies and lithofacies pattern of Late Ordovician (Ashgillian) In South China [J]. Acta Palaeontologica Science, 1987, 26(05):507-535.
- 盛莘夫, 姬再良. 论宝塔组的时代[D]. 地层古生物论文集(第十六辑), 1986.
- 盛莘夫, 姬再良. 论宝塔组的沉积环境及时代[J]. 中国地质, 1984, (11):31-32.
- 盛莘夫, 姬再良. 地史时期“泥裂”构造的成因初探[J]. 中国区域地质, 1985, 14(04):119-124.
- SHENG Shenfu, JI Zailiang. Origin of mud crack in the geologic past [J]. Regional Geology of China, 1985, 14(04):119-124.
- 苏文博, 何龙清, 王永标, 等. 华南奥陶—志留系五峰组及龙马溪组底部斑脱岩与高分辨综合地层[J]. 中国科学 D 辑, 2002, 32(3):207-209.
- 苏文博, 李志明, 陈建强, 等. 海平面变化全球可比性的可靠例证——上扬子地台南缘奥陶纪层序地层及海平面变化研究[J]. 沉积学报, 1999, 17(03):345-353.
- SU Wenbo, LI Zhiming, CHEN Jianqiang, et al. Reliable Example for Eustacy Ordovician Sequence Stratigraphy on the Southeastern Margin of the Upper Yangtze Platform [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1999, 17(03):345-353.
- 汪啸风. 中国南方奥陶纪构造古地理及年代与生物地层的划分与对比[J]. 地学前缘, 2016, 23(06):253-267.
- WANG Xiaofeng. Ordovician tectonic-paleogeography in South China chrono-and bio-stratigraphic division and correlation [J]. Earth Science Frontiers, 2016, 23(06):253-267.
- 汪啸风, 陈孝红. 中国各地质时代地层划分与对比[M]北京:地质出版社, 2005.
- 王安东, 周瑶琪, 仲岩磊, 等. 陕南奥陶系宝塔组灰岩网状裂隙成因[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2012, 37(04):843-850.
- WANG Andong, ZHOU Yaoqi, ZHONG Yanlei, et al. Causes of reticular cracks in Ordovician Baota Formation Limestone in Southern Shaanxi. [J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 2012, 37(04):843-850.
- 王成善, 胡修棉, 李祥辉. 古海洋溶解氧与缺氧和富氧问题研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999(03):42-50.
- WANG Chengshan, HU Xiumian, LI Xianghui. Dissolved oxygen in Palaeo-ocean: anoxic events and high-oxic problems[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1999, 19(03):42-50.
- 王龙, 吴海, 张瑞, 等. 碳酸盐台地的类型、特征和沉积模式——兼论华北地台寒武纪陆表海—淹没台地的沉积样式[J]. 地质论评, 2018, 64(01):62-76.
- WANG Long, WU Hai, ZHANG Rui, et al. The Types, Characteristics and Depositional Models of Carbonate Platform: Implications for Cambrian Sedimentary Patterns of Epeiric-drowned Carbonate Platform in North China [J]. Geological Review, 2018, 64(01):62-76.
- 王泽中. 宝塔灰岩—中奥陶统密集段[J]. 岩相古地理, 1996, 16(05):18-21.
- WANG Zezhong. Baota formation; a middle Ordovician condensed section. [J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1996, 16(05):18-21.
- 吴劲薇, 夏树芳. 关于“龟裂纹灰岩”成因的探讨[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1989, 25(01):136-149.
- WU Jinwei, XIA Shufang. Notes on the origin of the poiygonal marking limestones [J]. Journal of Nanjing University, 1989, 25(01):136-149.
- 吴荣昌, 詹仁斌, 李贵鹏, 等. 浅论华南海南扬子区下、中奥陶统紫台组[J]. 地层学杂志, 2007, 31(04):325-332.
- WU Rongchang, ZHAN Renbin, LI Guipeng, et al. Brief discussion on the lower to middle Ordovician Zitai formation in the Yangtze region, South China [J]. Journal of Stratigraphy, 2007, 31(04):325-332.
- 肖传桃, 龚文平, 罗顺社, 等. 华南地区奥陶纪头足类生物相及其分区[J]. 沉积学报, 2006(02):242-250.
- XIAN Chuantao, GONG Wenping, LUO Shunshe, et al. Ordovician Cephalopoda biofacies and the provincialization in the South China. [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(02):242-250.
- 许效松, 万方, 尹福光, 等. 奥陶系宝塔组灰岩的环境相、生态相与成岩相[J]. 矿物岩石, 2001(03):64-68.
- XU Xiaosong, WAN Fang, YIN Fuguang. Environment facies, ecological facies and diagenetic facies of Baota formation, of Late Ordovician [J]. Mineralogy and Petrology, 2001(03):64-68.
- 薛春玲, 戴霜, 陈中阳, 等. 亚洲奥陶系牙形刺生物地层研究进展[J]. 地球科学进展, 2021, 36(01):29-44.
- XUE Chunling, DAI Shuang, CHEN Zhongyang, et al. Research progress of Ordovician conodont biostratigraphy in Asia [J]. Advances in Earth Science, 2021, 36(01):29-44.

- 詹仁斌, 靳吉锁, 刘建波. 奥陶纪生物大辐射研究: 回顾与展望[J]. 科学通报(中文版), 2013, 58(33): 3357-3371.
- ZHAN Renbin, JIN Jisuo, LIU Jianbo. Investigation on the great Ordovician biodiversification event (GOBE): Review and prospect (in Chinese)[J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58: 3357-3371.
- 詹仁斌, 张元动, 袁文伟. 地球生命过程中的一个新概念——奥陶纪生物大辐射[J]. 自然科学进展, 2007(08): 8-16.
- 张鹏飞, 陈世悦, 杨怀宇, 等. 中上扬子地区碎屑岩-碳酸盐岩混积相发育特征及组合模式研究[J]. 天然气地球科学, 2013, 24(2): 365-371.
- ZHANG Pengfei, CHEN Shiyue, YANG Huaiyu, et al. Research of the mixed model and developmental characteristic of the clastic-carbonatite diamictite facies in the middle of Yangzi area [J]. Natural Gas Geoscience, 2013, 24(2): 365-371.
- 张元动, 詹仁斌, 甄勇毅, 等. 中国奥陶纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(01): 66-92.
- ZHANG Yuandong, ZHAN Renbin, ZHEN Yongyi, et al. Ordovician integrative stratigraphy and timescale of China[J]. Science China Earth Sciences, 2019, 49(01): 66-92.
- 张元动, 詹仁斌, 袁文伟, 等. 中国奥陶纪岩石地层划分和对比[J]. 地层学杂志, 2021, 45(3): 250-270.
- ZHANG Yuandong, ZHAN Renbin, YUAN Weiwen, et al. Lithostratigraphic subdivision and correlation of the Ordovician in China[J]. Journal of Stratigraphy, 2021, 45(3): 250-270.
- 张竹桐, 曾敏. 重庆綦江中一晚奥陶世稳定碳同位素地层学研究及其意义[J]. 地层学杂志, 2020, 44(04): 373-385.
- ZHANG Zhutong, ZENG Min. 2020. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle-Late Ordovician in Qijiang, Chongqing Municipality, China[J]. Journal of Stratigraphy, 2020, 44(04): 373-385.
- 赵兵. 米仓山南缘奥陶纪地层新见[J]. 成都理工学院学报, 1999, 26(01): 89-94.
- ZHAO Bing. New view on the Ordovician stratigraphy in the southern Micang mountain[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 1999, 26(01): 89-94.
- 周传明, 薛耀松. 湘鄂西奥陶纪宝塔组灰岩网纹构造成因及沉积环境探讨[J]. 地层学杂志, 2000, 24(04): 307-309+334-335.
- ZHOU Chuanming, XUE Yaosong. On polygonal reticulate structure of the Ordovician Pagoda formation of the western Hunan-Hubei area[J]. Journal of Stratigraphy, 2000, 24(04): 307-309+334-335.
- Ainsaar L, Meidla T, Martma T. The Middle Caradoc facies and faunal turnover in the Late Ordovician Baltoscandia palaeobasin[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2004, 210(2-4): 119-133.
- Ainsaar L, Meidla T, Martma T. Evidence for a widespread carbon isotopic event associated with late Middle Ordovician sedimentological and faunal changes in Estonia [J]. Geological Magazine, 1999, 136(1): 49-62.
- Ainsaar L, Kaljo D, Martma T, et al. Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: a correlation standard and clues to environmental history [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2010, 294(3-4): 189-201.
- Algeo T J, Marenco P J, Saltzman M R. Co-evolution of oceans, climate, and the biosphere during the 'Ordovician Revolution': A review[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2016, 458: 1-11.
- Barnes C R, Fortey R A, Williams S H. The pattern of global bio-events during the Ordovician period[M]. Springer, 1996, 139-172.
- Bergström S M, Xu C, Schmitz B, et al. First documentation of the Ordovician Guttenberg $\delta^{13}\text{C}$ excursion (GICE) in Asia: chemostratigraphy of the Pagoda and Yanwashan formations in southeastern China[J]. Geological Magazine, 2009, 146(1): 1-11.
- Bergström S M. Middle and Upper Ordovician conodonts from the Fågelsång GSSP, Scania, southern Sweden [J]. GFF, 2007, 129(2): 77-82.
- Bergström S M, Schmitz B, Saltzman M R, et al. The Upper Ordovician Guttenberg $\delta^{13}\text{C}$ excursion (GICE) in North America and Baltoscandia: Occurrence, chronostratigraphic significance, and paleoenvironmental relationships[J]. Geological Society of America Special Papers, 2010a, 466: 37-67.
- Bergström S M, Schmitz B, Young S A, et al. The $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of the Upper Ordovician Mjøsa Formation at Furuberget near Hamar, southeastern Norway: Baltic, Trans-Atlantic, and Chinese relations[J]. Norwegian Journal of Geology, 2010b, 90: 65-78.
- Bergström S M, Young S, Schmitz B, 2010c. Katian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy and sequence stratigraphy in the United States and Baltoscandia: a regional comparison[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2010c, 296(3-4): 217-234.
- Calner M. Silurian global events-at the tipping point of climate change[M]. Springer, 2008, 21-57.
- Chen X. Ordovician plate tectonics of China and its neighbouring regions[J]. Global Perspectives on Ordovician geology, 1992, 277-291.
- Cocks L R M, Torsvik T H. Ordovician palaeogeography and climate change[J]. Gondwana Research, 2020.

- Dunham R J, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures [J]. AAPG Special Volumes, 1962, 108-121.
- Embry A F, Klovan J E. A late Devonian reef tract on north-eastern Banks Island, NWT [J]. Bulletin of Canadian petroleum geology, 1971, 19(4): 730-781.
- Eriksson K A, Simpson E L, Master S, et al. Neoarchaean (c. 2.58 Ga) halite casts: implications for palaeoceanic chemistry [J]. Journal of the Geological Society, 2005, 162(5): 789-799.
- Fan R, Bergström S M, Lu Y, et al. Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy on the Yangtze Platform, Southwestern China: Implications for the correlation of the Guttenberg $\delta^{13}\text{C}$ excursion (GICE) and paleoceanic change [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2015, 433: 81-90.
- Fanton K C, Holmden C. Sea-level forcing of carbon isotope excursions in epeiric seas: implications for chemostratigraphy [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2007, 44(6): 807-818.
- Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application [M]. Springer, 2004.
- Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. 2nd edition [M]. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2010, 1-929.
- Gong F, Joachimski M M, Yan G, et al. Middle to Late Ordovician carbon isotope chemostratigraphy of the Lower Yangtze Platform: Implications for global correlation [J]. Geological Journal, 2021, 56(5): 2772-2784.
- Haq B U, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes [J]. Science, 2008, 322(5898): 64-68.
- Harper D A T. The Ordovician biodiversification: Setting an agenda for marine life [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 232(2-4): 148-166.
- Hatch J R, Jacobson S R, Witzke B J, et al. Possible late Middle Ordovician organic carbon isotope excursion: evidence from Ordovician oils and hydrocarbon source rocks, mid-continent and east-central United States [J]. AAPG bulletin, 1987, 71(11): 1342-1354.
- Herrmann A D, Patzkowsky M E, Pollard D. Obliquity forcing with 8-12 times preindustrial levels of atmospheric pCO_2 during the Late Ordovician glaciation [J]. Geology, 2003, 31(6): 485-488.
- Immenhauser A, Kenter J A, Ganssen G, et al. Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain) [J]. Journal of Sedimentary Research, 2002, 72(1): 82-94.
- Laporte D F, Holmden C, Patterson W P, et al. Local and global perspectives on carbon and nitrogen cycling during the Hirnantian glaciation [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2009, 276(1-4): 182-195.
- Li N, Li C, Algeo T J, et al. Redox changes in the outer Yangtze Sea (South China) through the Hirnantian Glaciation and their implications for the end-Ordovician biocrisis [J]. Earth-Science Reviews, 2020, 212: 103443.
- Liu C, Li G, Wang D, et al. Middle-Upper Ordovician (Dartwiliian-Early Katian) positive carbon isotope excursions in the northern Tarim Basin, northwest China: Implications for stratigraphic correlation and paleoclimate [J]. Journal of Earth Science, 2016, 27(2): 317-328.
- Luan X, Zhang X, Wu R, et al. Environmental changes revealed by Lower - Middle Ordovician deeper-water marine red beds from the marginal Yangtze Platform, South China: Links to biodiversification [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2021, 562: 110116.
- Metzger J G, Ramezani J, Bowring S A, et al. New age constraints on the duration and origin of the Late Ordovician Guttenberg $\delta^{13}\text{C}$ carb excursion from high-precision U - Pb geochronology of K-bentonites [J]. Bulletin, 2021, 133(3-4): 580-590.
- Munnecke A, Calner M, Harper D A T, et al. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2010, 296(3-4): 389-413.
- Munnecke A, Zhang Y, Liu X, et al. Stable carbon isotope stratigraphy in the Ordovician of South China [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2021, 307(1-4): 17-43.
- Nichols G. Sedimentology and stratigraphy [M]. John Wiley & Sons, 2009.
- Rong J, Wang Y, Zhang X. Tracking shallow marine red beds through geological time as exemplified by the lower Telychian (Silurian) in the Upper Yangtze Region, South China [J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55(5): 699-713.
- Saltzman M R, Young S A, 2005. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia [J]. Geology (Boulder), 2005, 33(2): 109-112.
- Servais T, Owen A W, Harper D A T, et al. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2010, 294(3-4): 99-119.
- Servais T, Lehnert O, Li J, et al. The Ordovician Biodiver-

- sification: revolution in the oceanic trophic chain[J]. *Lethaia*, 2008, 41(2): 99-109.
- Su W. Ordovician sea-level changes: Evidence from the Yangtze Platform[J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 2007, 46: 471.
- Taylor A M, Goldring R. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric[J]. *Journal of the Geological Society*, 1993, 150(1): 141-148.
- Tobin K J, Bergström S M, De La Garza P. A mid-Caradocian(453 Ma) drawdown in atmospheric pCO₂ without ice sheet development[J]? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, 226(3-4): 187-204.
- Tolmacheva T Y, Degtyarev K E, Ryazantsev A V, et al. Conodonts from the upper Ordovician siliceous rocks of Central Kazakhstan[J]. *Paleontological Journal*, 2009, 43(11): 1498-1512.
- Torsvik T H, Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn-Caradoc limestones of the Baltic platform[J]. *Geophysical journal international*, 1991, 107(1): 171-184.
- Torsvik T H, Cocks L R M. Earth history and palaeogeography[M]. Cambridge University Press, 2016.
- Torsvik T H, Cocks L R M. New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation[J]. *Geological Society, London, Memoirs*, 2013, 38(1): 5-24.
- Wang C S, Hu X M, Huang Y J, et al. Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds(CORBs): a window on global oceanic and climate change[M]. *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Palaeoceanographic and Paleoclimatic Significance: SEPM Special Publication*, 2009, 91: 13-33.
- Wang Z H, Bergstrom S M. Conodont-graptolite biostratigraphic relations across the base of the Darriwillian stage(Middle Ordovician) in the Yangtze Platform and the JCY area in Zhejiang, China[J]. *Bollettino-Societa Paleontologica Italiana*, 1998, 37(2-3): 187-198.
- Webby B D, Paris F, Droser M L, et al. The great Ordovician biodiversification event[M]. Columbia University Press New York, 2004.
- Webby B D, Laurie J R. Global perspectives on Ordovician geology: proceedings of the sixth International Symposium on the Ordovician System[M]. AABalkema. 1992.
- Wright D F, Stigall A L. Geologic drivers of Late Ordovician faunal change in Laurentia: investigating links between tectonics, speciation, and biotic invasions[J]. *PLoS One*, 2013, 8(7): e68353.
- Xiu-mian H U. Distribution, types and origins of Phanerozoic marine red beds[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2013, 32(3): 342-355.
- Xu C, Bergström S M, Yuandong Z, et al. Upper Ordovician (Sandbian-Katian) graptolite and conodont zonation in the Yangtze region, China[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 2010, 101(2): 111-134.
- Young S A, Saltzman M R, Bergström S M, et al. Paired $\delta^{13}\text{C}$ carb and $\delta^{13}\text{C}$ org records of Upper Ordovician(Sandbian-Katian) carbonates in North America and China: Implications for paleoceanographic change[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 270(1-2): 166-178.
- Young S A, Saltzman M R, Bergström S M. Upper Ordovician(Mohawkian) carbon isotope($\delta^{13}\text{C}$) stratigraphy in eastern and central North America: Regional expression of a perturbation of the global carbon cycle[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, 222(1-2): 53-76.
- Young S A, Saltzman M R, Ausich W I, et al. Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial-interglacial cycles Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial-interglacial cycles [J]? *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2010, 296(3-4): 376-388.
- Zeng M, Ettensohn F R, Wilhelm W B. Upper Mississippian (Lower Carboniferous) carbonate stratigraphy and syn-depositional faulting reveal likely Ouachita flexural forebulge effects, eastern Kentucky, USA[J]. *Sedimentary Geology*, 2013, 289: 99-114.
- Zhan R, Jin J, Liu J, et al. Meganodular limestone of the Pagoda Formation: A time-specific carbonate facies in the Upper Ordovician of South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 448: 349-362.
- Zhang K, Yuan A, Feng Q. The Upper Ordovician Microfossil Assemblages from the Pagoda Formation in Zigui, Hubei Province[J]. *Journal of Earth Science*, 2018, 29(4): 900-911.
- Zhang Y, Tang P, Jin J, et al. Climate change in the subtropical Paleo-Tethys before the late Ordovician glaciation [J]. *Global and Planetary Change*, 2021, 199: 103432.
- Zhang Y, Zhang Y D, Cheng J, et al. Carbon isotope development in the Ordovician of the Yangtze Gorges region (South China) and its implication for stratigraphic correlation and paleoenvironmental change[J]. *Journal of Earth Science(Wuhan, China)*, 2010, 21(S1): 70-74.