

黔北地区下奥陶统沉积相与层序特征

郭川^{1,2}, 张维圆¹, 付勇^{1,2}, 夏鹏^{1,2}

1. 贵州大学资源与环境工程学院, 喀斯特地质资源与环境教育部重点实验室, 贵阳 550025

2. 贵州大学, 贵州喀斯特环境生态系统教育部野外科学观测研究站, 贵阳 550025

摘要 【目的】奥陶纪生物大辐射事件 (Great Ordovician Biodiversification Event, GOBE) 是海洋环境与生物相互作用的结果, 通过对该时期碳酸盐台地沉积相和层序的研究可揭示其形成与演化过程及海平面变化历史, 并为奥陶纪生物时空分布特征及演化规律的探讨提供沉积背景和等时地层格架。【方法】在野外露头剖面实测和显微镜下观察的基础上, 识别了黔北地区瓢儿田剖面下奥陶统 (桐梓组和红花园组) 的岩相类型, 进一步分析了沉积模式和高频米级沉积旋回及沉积层序, 最后探讨了沉积演化过程中的控制因素。

【结果和结论】(1) 瓢儿田剖面下奥陶统发育 10 种岩相类型, 主要形成于碳酸盐缓坡沉积体系, 且桐梓组和红花园组沉积时期分别以非骨架碳酸盐颗粒和骨架碳酸盐颗粒为特征; (2) 桐梓组和红花园组主要发育非对称性的开阔海沉积旋回; (3) 识别出 3 个半三级层序 (Sq1~Sq4), 每个三级层序均为 II 型层序界面 (即岩性转换面) 所限。其中 Sq1~Sq3 为完整的三级层序, 由 TST 和 RST 构成, 但 Sq4 仅发育 TST; (4) 瓢儿田剖面下奥陶统的沉积演化和层序发育主要受不同级次的相对海平面变化和古地理格局的共同控制。其中不同级次相对海平面波动制约着沉积相的垂向演化, 古地理格局则控制着沉积相带的空间分布。

关键词 碳酸盐岩; 缓坡模式; 沉积旋回; 沉积层序; 相对海平面变化; 古地理格局

第一作者简介 郭川, 男, 1986 年出生, 博士研究生, 副教授, 碳酸盐岩沉积学与沉积型矿产, E-mail: 0guochuan0000@163.com

中图分类号 P512.2 P539.2 **文献标志码** A

0 引言

碳酸盐台地是碳酸盐沉积物生成和堆积的主要场所, 其形成与演化受控于环境 (古地理格局、海平面变化等) 与生物的共同作用^[1-2]。奥陶纪生物大辐射事件 (GOBE) 是寒武纪以来全球海洋环境与生物协同演化的一次重大革新, 当时海相碳酸盐沉积物记录了环境演化的信息^[3-5]。因此, 奥陶纪碳酸盐台地沉积相和层序的研究可以揭示当时碳酸盐沉积物形成和堆积过程中的沉积—构造格局及海平面变化历史^[2,6], 同时可为后续该时期生物时空分布特征及演化规律的探讨提供重要的沉积背景和等时地层格架。

由于陆源碎屑输入的影响, 扬子板块早奥陶世自南向西向北东依次发育碎屑岩、碎屑岩—碳酸盐岩、碳酸盐岩等多个沉积体系^[7-8]。前人对扬子板块早奥陶世沉积演化方面开展了大量的研究, 主要集中在以下两个方面: (1) 大尺度 (板块范围) 的古地理格局^[7-11]; (2)

收稿日期: 2023-08-01; 收修改稿日期: 2023-09-28

基金项目: 贵州省科技计划项目 (黔科合基础-ZK[2021]一般 199); 国家自然科学基金项目 (42262019, 92062221); 贵州大学培育项目 (贵大培育 [2019]68 号) [Foundation: Guizhou Provincial Science and Technology Projects, No. ZK(2021) ordinary 199; National Natural Science Foundation of China, No. 42262019, 92062221; Talent Project of Guizhou University, No. (2019)68]

生物礁演化与分布^[3,12-14]。相比之下,贵州省下奥陶统(桐梓组和红花园组)的研究主要包括:(1)单个剖面桐梓组^[15-16]或红花园组^[17]的微相及沉积环境;(2)生物地层或化石^[18-20]。总的来说,前人研究成果很大程度上促进了扬子板块奥陶纪沉积环境演变和区域尺度内地层对比等方面的认识。但由于碳酸盐沉积具有明显的不均一性特点^[2,6,21-22],大尺度的沉积相分析难以满足扬子板块或贵州省早奥陶世沉积环境空间分布的精细刻画,这必然会制约着该时期扬子板块或贵州省生物空间分布特征的认识。

基于以上原因,选取贵州北部地区(黔北地区)瓢儿田剖面下奥陶统桐梓组和红花园组为研究对象,以米级尺度对瓢儿田剖面进行观察测量,在岩相识别及其垂向叠置特征分析的基础上,建立早奥陶世瓢儿田剖面沉积演化模式,并划分三级沉积层序。随后,通过区域内沉积层序的对比分析,进一步探讨早奥陶世研究区沉积演化和层序发育的控制因素。研究成果可为早奥陶世扬子板块沉积古地理格局及其与生物系统协同演化等方面的研究提供一定参考。

1 地质背景

扬子板块的北部、西北部、西南部、东南部分别为秦岭大别山造山带、松潘甘孜(或龙门山)造山带、三江造山带、华夏地块所限(图 1a)^[23],其周围发育一系列的断陷盆地^[24]。早古生代,扬子板块经历了加里东幕式造山运动^[25],包括晚寒武世—早奥陶世的郁南运动^[26-27]、中奥陶世末期至晚奥陶世的都匀运动(或太康运动^[28])^[25,27]及志留纪—泥盆纪之交的广西运动^[29],它们强烈的影响着扬子板块的沉积过程及构造演化。大地构造位置上,研究区位于上扬子地区(图 1a);地理位置上,研究区位于黔北地区(图 1b)。本文的研究剖面(瓢儿田剖面)位于习水县东部,参考的报道剖面包括水坝塘剖面和红花园剖面,分别位于正安县西北部和桐梓县南部(图 1b)。

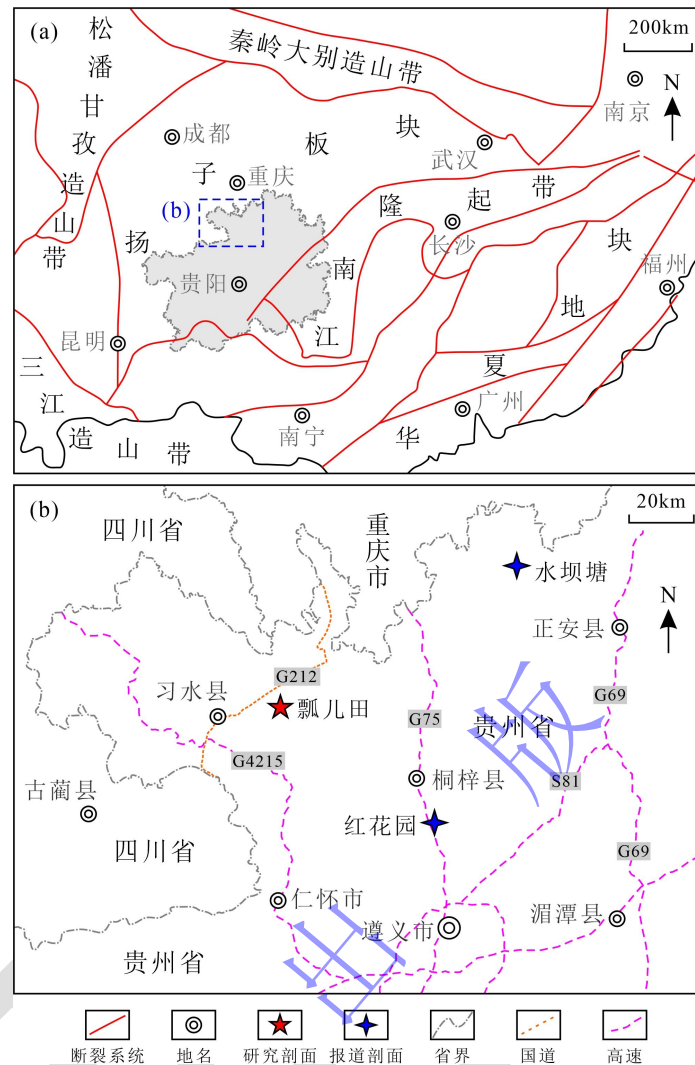


图1 黔北地区大地构造位置图 (a, 据文献[23]修改) 和瓢儿田剖面交通位置图 (b)

Fig.1 Geological location of northern Guizhou province (a, modified from reference[23]) and the traffic of the Piaortian section (b)

黔北地区中下奥陶统地层自下而上依次为桐梓组、红花园组、湄潭组和十字铺组(图2)。其中桐梓组与下伏娄山关组为整合接触, 含砾屑生屑灰岩为二者的界线(图3a, b), 其岩性主要为灰色—深灰色中—厚层白云岩夹薄层微—细晶白云岩和生屑、砂屑或内碎屑灰岩, 底部及下部夹灰绿色钙质页岩或页岩^[26]。红花园组与下伏桐梓组为整合接触, 以桐梓组顶部页岩夹薄层灰岩的结束和红花园组底部生屑灰岩的出现为二者的界线(图3c), 其岩性主要为灰色、深灰色中—厚层生物碎屑灰岩, 夹薄层生物碎屑灰岩。湄潭组与下伏红花园组为整合接触, 其岩性以灰绿色、黄绿色页岩、砂质页岩为主(图3d), 夹薄—厚层微晶灰岩及薄层砂岩或粉砂岩。十字铺组与下伏湄潭组为整合接触, 其岩性主要为钙质页岩^[26]。根据笔石和牙形类生物地层, 桐梓组和红花园组的沉积时期分别为特马豆克期和弗洛期^[19,26]。

年代地层		岩石地层	生物地层			
统	阶		笔石		牙形类	
中	达瑞威尔阶	十字铺组	<i>Hustedograptus teretiusculus</i> - <i>Gymnograptus linnarssoni</i> 组合带		<i>Eoplacognathus jianyeensis</i> 延限带	
			<i>Amplexograptus intermedius</i> - <i>Glyptograptus interisitus</i> 组合带		<i>Prioniodus variabilis</i> 延限带	
统	大坪阶	湄潭组	<i>Undulograptus austrodentatus</i> 延限带		<i>Amorpognathus variabilis</i> - <i>Eoplacognathus foliaceus</i> 组合带	
			<i>Undulograptus sinodentatus</i> 富集带	<i>Didymograptus nexus</i> 富集带		
下	弗洛阶	红花园组	<i>Azygograptus suecicus</i> 延限带		<i>Baltoniodus triangularis</i> - <i>Oistodus meseaus</i> 组合带	
			<i>Cormograptus deflexus</i> 富集带		<i>Oepikodus evae</i> 延限带	
			<i>Didymograptellus eobifidus</i> 富集带		<i>Baltoniodus communis</i> 延限带	
	统	特马豆克阶	桐梓组	<i>Acrograptus filiformis</i> 延限带		<i>Serratognathus diversus</i> 组合带
				<i>Tetragraptus (Etagraptus) approximatus</i> 延限带		<i>Tripodus proteus</i> - <i>Paltodus</i> 组合带
			娄山关组	<i>Acanthograptus sinensis</i> 延限带		<i>Scolopodus? psudoplanus</i> - <i>Glyptoconus quadruplicatus</i> 组合带
				<i>Callograptus taitzeoensis</i> 间隔带		<i>Acanthodu lineatus</i> 延限带
			<i>Dictyonema flabelliforme</i> 延限带		<i>Monocostadus sevierensis</i> 间隔带	

图 2 贵州中下奥陶统综合地层图（据文献[26]修改）

Fig.2 Integrated stratigraphy of the Lower Ordovician successions in Guizhou province (modified from reference [26])

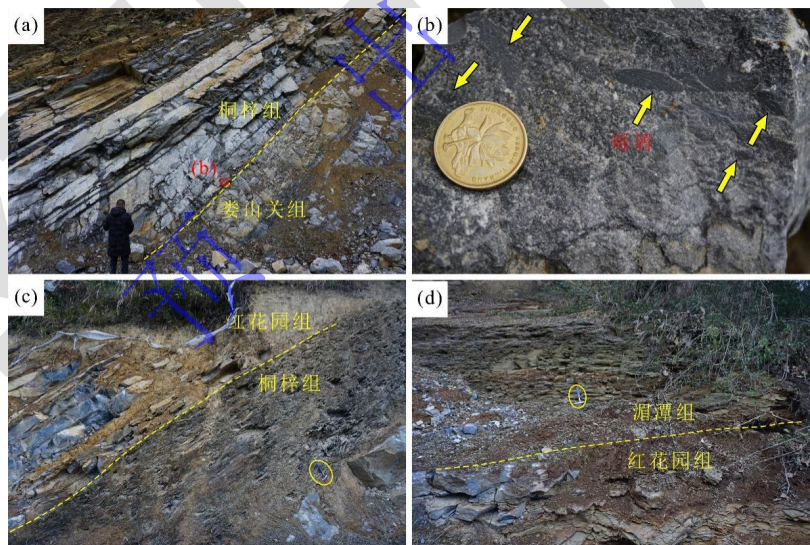


图 3 瓢儿田剖面下奥陶统地层界线特征

（a）桐梓组与下伏娄山关组地层界线，站立者身高为 1.75 m；（b）桐梓组底部生屑灰岩，可见大量砾屑（黄色箭头），硬币直径为 2.05 cm；（c）桐梓组与上覆红花园组地层界线，地质锤长度为 33 cm；（d）红花园组与上覆湄潭组地层界线，地质锤长度为 33 cm

Fig.3 Boundaries of the Lower Ordovician successions in the Piaoertian section

(a) boundary between the Tongzi Formation and the underlying Loushanguan Formation, the standing person (1.75 m) for scale; (b) close-up view of the bioclastic limestones in the basal Tongzi Formation, with amounts of pebbles (green arrows), coin (2.05 cm across) for scale; (c) boundary between the Tongzi and Honghuayuan formations, hammer (encircled) for scale (33 cm long); (d) boundary between the Honghuayuan and Meitan Formations, Hammer (encircled) for scale (33 cm long)

2 岩相类型及其沉积环境

本文单层厚度描述划分标准为纹层状 ($<0.01\text{ m}$)、薄板状 ($0.01\sim0.03\text{ m}$)、薄层状 ($0.03\sim0.10\text{ m}$)、中层状 ($0.10\sim0.30\text{ m}$)、厚层状 ($0.30\sim1\text{ m}$)、块状 ($>1\text{ m}$)^[30]。岩相特征描述中的灰岩分类采用 Dunham^[31]和 Embry *et al.*^[32]的分类方案,即颗粒灰岩(grainstone)、泥粒灰岩(packstone)、粒泥灰岩(wackestone)、灰泥岩(lime mudstone)。早奥陶世研究区主要为碳酸盐缓坡沉积(见下文),相关的术语系统采用 Burchette *et al.*^[33]的缓坡模式,包括内缓坡、中缓坡、外缓坡,其中内缓坡与中缓坡的划分界线为晴天浪基面(fair-weather wave base),中缓坡与外缓坡的划分界线为风暴浪基面(storm wave base)。

在岩石岩性、宏观特征(颜色、单层厚度、沉积构造等)、岩石结构、岩石组分/组构等基础上,将黔北地区瓢儿田剖面下奥陶统桐梓组和红花园组共识别出 10 种岩相。根据岩相的组合特征,识别出中缓坡和外缓坡 2 个主要的沉积相带。为了更好的对沉积相带进行讨论,将靠近内缓坡的中缓坡部分称之为上中缓坡或前滩(foreshoal^[21,34]),将靠近外缓坡的中缓坡部分称之为下中缓坡。

2.1 下中缓坡至盆地

该沉积相带发育页岩(LF1)、薄板—薄层状白云岩(LF2)、薄板—薄层状生屑灰岩(LF3)、薄板—薄层状球粒—鲕粒灰岩(LF4)和薄板—薄层状内碎屑—球粒灰岩(LF5) 5 种岩相。

1) 页岩(LF1)

此类岩相的颜色以褐色、灰黑色为主(图 4a);部分为钙质胶结;局部发育水平纹理。这类岩相主要分布在桐梓组和红花园组的顶部,常单独或呈夹层发育在高频米级沉积旋回的底部或下部(图 4b)(具体论述见第 4 部分)。根据上述特征,将 LF1 的沉积环境解释为外缓坡至盆地^[35-36]。

2) 薄板—薄层白云岩(LF2)

此类岩相的颜色主要为灰色、深灰色(图 4b~d);单层以薄板至薄层状为主,局部为薄片状;发育水平层理或纹层、压扁层理;缝合线发育;显微镜下,以极细晶、曲面它形—半自形白云石为主,局部可见白云石层与石英纹层或泥质层互层(图 4d)。此类岩相主要发育在桐梓组,常位于高频米级沉积旋回的下部(图 4c)。上述特征(如单层厚度、米级沉积旋回中所处的部位等)指示 LF2 形成于水动力较弱的沉积环境^[1,35,37];同时,水平层理或纹层说明 LF2 在形成过程中偶尔可能受到了风暴流的影响^[34,38-39]。因此,将 LF2 的沉积

环境解释为下中缓坡至外缓坡，位于风暴浪基面附近或之下。

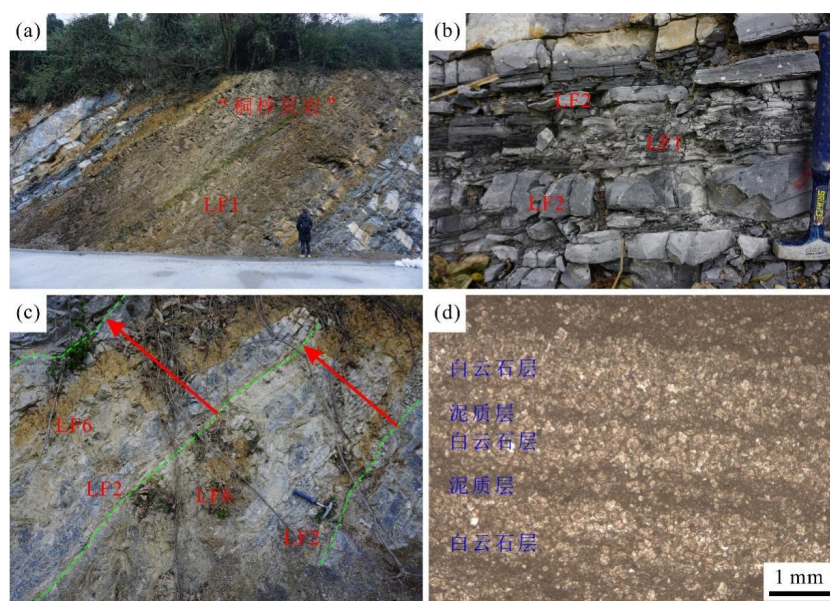


图4 外缓坡至盆地典型岩相 (LF1+LF2) 特征

(a) 页岩 (LF1) 野外照片，桐梓组，站立者身高为 1.75 m；(b) LF1 与薄板—薄层白云岩 (LF2) 互层，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；(c) LF2 向上演变为中层白云岩 (LF6)，绿色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；(d) 白云石层和泥质层构成水平纹层，桐梓组，单偏光

Fig.4 Lithofacies (LF1+LF2) characteristics of the outer ramp to basin

(a) field photo of shale (LF1), Tongzi Formation, standing person (1.75 m) for scale; (b) interbedded LF1 and flat-bedded dolomites (LF2), Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (c) field photo of LF2 grading upward into medium-bedded dolomites (LF6), green dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (d) photomicrograph of horizontal laminations that consist of dolomite-rich layers and lime mud-rich ones, Tongzi Formation, plane polarized light (PPL)

3) 薄板—薄层生屑灰岩 (LF3)

这类岩相的颜色主要为深灰色、灰色 (图 5a, b)；单层以薄板—薄层状为主，局部为中层状；显微镜下，岩石结构主要为粒泥灰岩至颗粒灰岩、灰砾岩或漂浮岩，分选较差 (图 5c, d)；颗粒以生屑为主，具有明显的沿长轴定向性 (图 5b, c)，局部见少量内碎屑、零星球粒或砂级石英颗粒 (图 5d)；生物化石主要为三叶虫、少量海百合和腕足、零星介形虫和 *Nuia* 藻；局部发育 (微) 冲刷面，其下部和上部的岩石结构分别为粒泥灰岩和颗粒灰岩 (图 5d)；局部发生不完全白云石化作用，但生屑未受白云石化作用的影响。此类岩相主要发育在桐梓组的底部和红花园组；常单独或与页岩呈互层状位于高频米级沉积旋回的下部。单层厚度、微晶基质支持结构和差的分选表明 LF3 沉积在水动力相对较弱的环境 [37,40-41]，但颗粒支持结构 (如颗粒灰岩、灰砾岩等) 和 (微) 冲刷面指示 LF3 形成于水动力相对较强的沉积环境 [22]，以上特征说明 LF3 沉积过程中水动力是动荡变化的。因此，将 LF3 的沉积环境解释为下中缓坡至外缓坡，位于风暴浪基面之上或附近，经常受到风暴流的作用。

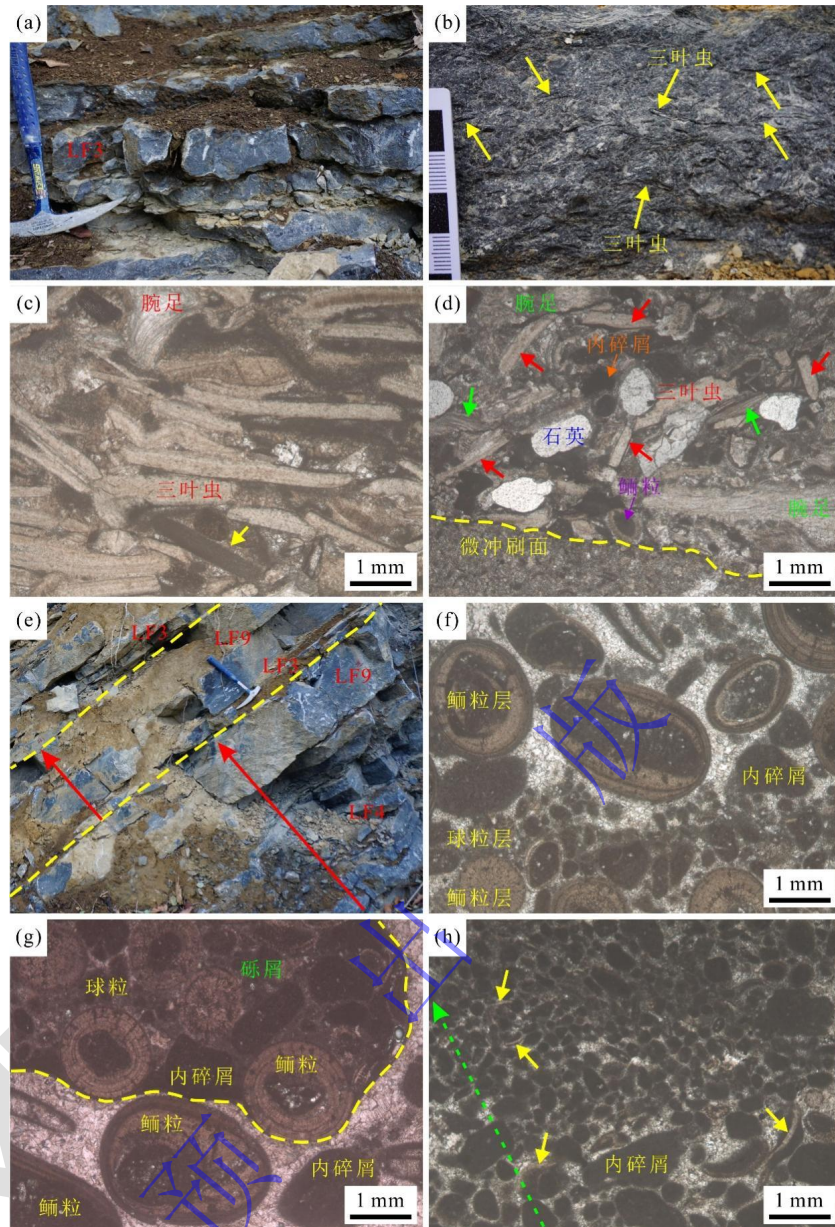


图5 下中缓坡—外缓坡典型岩相 (LF3~LF5) 特征

(a) 薄板—薄层生屑灰岩 (LF3)，红花园组，地质锤长度为 33 cm；(b) LF3 野外照片，生屑主要为三叶虫 (Tri.)，红花园组，比例尺为厘米；(c) LF3 显微照片，生屑主要为三叶虫，少量腕足和内碎屑 (黄色箭头)，呈叠瓦状排列，红花园组，单偏光；(d) LF3 显微照片，生屑主要为三叶虫 (红色箭头)、腕足 (绿色箭头)，非骨架碳酸盐颗粒为内碎屑、石英、鲕粒，可见微冲刷面，红花园组，单偏光；(e) 薄板—薄层球粒—鲕粒砂屑灰岩 (LF4) 和 LF3 向上演变为中层生屑砂屑灰岩 (LF9)，黄色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，红花园组，地质锤长度为 33 cm；(f) LF4 显微照片，不同粒径的鲕粒层与球粒层构成粒序层，鲕粒核心为内碎屑和生屑，红花园组，单偏光；(g) LF4 显微照片，可见由鲕粒和内碎屑构成的砾屑 (虚线所示)，红花园组，单偏光；(h) 薄板—薄层内碎屑—球粒砂屑灰岩 (LF5) 显微照片，发育正粒序层理 (绿色虚线箭头)，可见三叶虫碎片 (黄色箭头)，红花园组，单偏光

Fig.5 Lithofacies (LF3-LF5) characteristics of the lower mid-ramp to outer ramp to basin

(a) field photo of flat- to thin-bedded calcirudites, Honghuayuan Formation, hammer for scale (30 cm long); (b) close-up view of LF3, showing substantial amounts of trilobites as predominant bioclasts, Honghuayuan Formation, scale in centimeters; (c) photomicrograph of LF3, bioclasts are composed of trilobites and minor brachiopods and intraclasts (yellow arrow), which are arranged in imbricated manner, Honghuayuan Formation, PPL; (d) photomicrograph of LF3, with micro-erosional surface, bioclasts are comprised of trilobites (red

arrows) and brachiopods (green arrows), non-skeletal grains are represented by intraclasts, quartz and ooids, Honghuayuan Formation, PPL; (e) field photo of flat- to thin-bedded peloidal-oidal calcarenite (LF4) and LF3 evolving upward into medium-bedded bioclastic calcarenite (LF9), green dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, Honghuayuan Formation, hammer for scale (33 cm long); (f) photomicrograph of LF4, exhibiting graded bedding of different-sized ooid layers and peloidal ones, ooid cores are characterized by intraclasts and bioclasts, Honghuayuan Formation, PPL; (g) photomicrograph of LF4, displaying a pebble that is composed of reworked ooids and intraclasts, Honghuayuan Formation, PPL; (h) photomicrograph of flat- to thin-bedded intraclastic-peloidal calcarenite (LF5), with normal graded bedding (green dashed line) and micro-erosional surface (yellow dashed line), Honghuayuan Formation, PPL

4) 薄板—薄层球粒—鲕粒灰岩 (LF4)

这类岩相的颜色以深灰色为主 (图 5e); 单层以薄板、薄层状为主; 显微镜下, 岩石结构以泥粒灰岩或颗粒灰岩为主, 中等—差分选 (图 5f, g); 颗粒以正常鲕为主, 其核心主要为三叶虫、内碎屑, 可见少量复鲕、内碎屑、球粒; 发育由不同粒径的球粒和鲕粒层构成的互层 (图 5f); 个别鲕粒被缝合线切割, 表现出锯齿状或不规则界线; 生物化石可见少量三叶虫、零星腕足、双壳、介形虫。此类岩相主要发育在红花园组的底部, 常构成高频米级沉积旋回的下部。鲕粒通常被认为形成在强水动力的温暖浅水环境 (水体深度 < 5 m)^[22,42], 并在高能滩相发生沉积^[22,34,43-44]。以鲕粒为主的颗粒组分及其颗粒支持结构似乎表明 LF4 形成于高能滩相, 但单层厚度、中等—差的颗粒分选程度、不同颗粒组成的互层及其所处的高频米级沉积旋回部位并不支持这一解释。因此, 将 LF4 的沉积环境解释为下中缓坡, 位于风暴浪基面之上。由于瞬时高能风暴流的作用, 高能环境形成的鲕粒被搬运至相对深水的下中缓坡, 快速堆积便形成了 LF4^[6]。

5) 薄板—薄层内碎屑—球粒灰岩 (LF5)

这类岩相的颜色以灰色为主; 单层以薄板、薄层状为主; 显微镜下, 岩石结构以粒泥灰岩或泥粒灰岩为主, 中等—差分选 (图 5h); 颗粒主要为内碎屑和球粒; 可见多个不同粒径的颗粒层、底冲刷面、正粒序层理 (图 5h); 生物化石主要为少量三叶虫、海百合、零星腕足和介形虫。这类岩相主要发育在红花园组, 并位于高频米级沉积旋回的下部。除颗粒类型不同外, LF5 具有与 LF4 具有类似的特征, 因此将 LF5 的沉积环境也解释为下中缓坡, 位于风暴浪基面之上, 偶尔受到风暴流的影响^[34,37,41]。

2.2 上中缓坡

该沉积相带主要发育中层白云岩 (LF6)、中层石英砂岩 (LF7)、中—厚层内碎屑或球粒灰岩 (LF8)、厚层—块状内碎屑或球粒—生屑灰岩 (LF9) 和厚层鲕粒白云岩 (LF10) 5 种岩相。

1) 中层白云岩 (LF6)

这类岩相的颜色以深灰色、灰色为主（图 6a, b）；单层以中层状为主，局部为厚层或块状；显微镜下，以极细晶至细晶、曲面它形—半自形白云石为主，局部可见颗粒幻影（图 6c）；局部可见互层状的白云石层与球粒或砂级石英颗粒层（图 6d），或砂级石英颗粒呈分散状漂浮于白云石之中；发育正粒序层理（图 6d）、水平层理，局部见底冲刷面。此类岩相主要发育在桐梓组，常位于高频米级沉积旋回的上部。单层厚度、颗粒含量的增多、沉积构造的发育及其所处的高频米级沉积旋回部位均表明 LF6 的沉积水深较 LF1~LF5 浅^[34-35]，此外，单层内发育的多个正粒序层理（图 6b）说明 LF6 沉积时期短时间尺度内水动力发生频繁的动荡变化^[6]。基于上述特征，将 LF6 的沉积环境解释为上中缓坡，位于晴天浪基面之下，经常受到风暴流的影响。

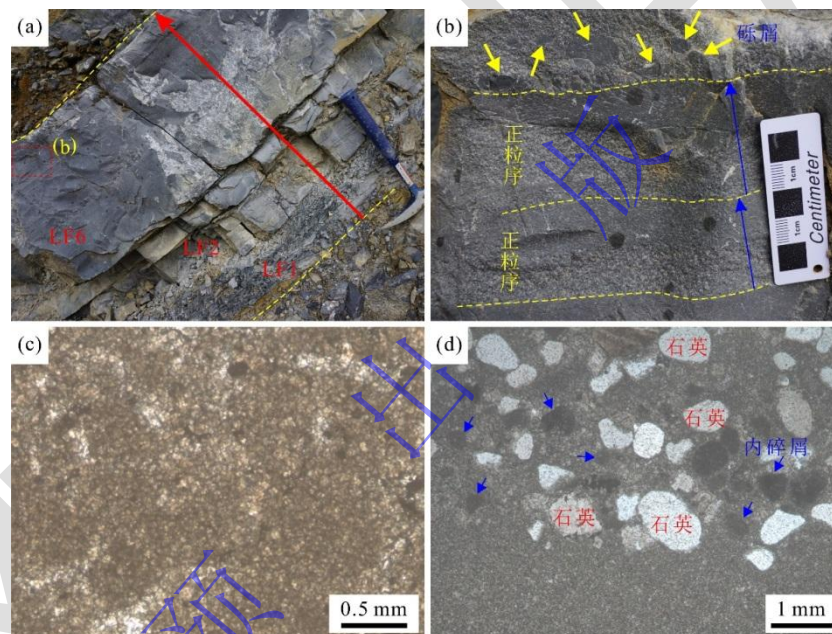


图 6 上中缓坡岩相（LF6）特征

（a）LF1 向上演变为 LF2、中层白云岩（LF6），黄色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；（b）正粒序层理（蓝色箭头），可见底冲刷面（黄色虚线）和底砾沉积（黄色箭头），桐梓组，比例尺为厘米；（c）LF6 显微照片，极细晶—细晶、曲面半自形—它形白云石，可见颗粒幻影，推测原岩为球粒泥粒灰岩/颗粒灰岩，桐梓组，单偏光；（d）LF6 显微照片，可见石英、内碎屑富集层，显示微弱的粒序变化，桐梓组，单偏光

Fig.6 LF6 characteristics of the upper mid-ramp

(a) field photo of LF1, grading upward into LF2 and being capped by medium-bedded dolomites (LF6), green dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (b) close-up view of multiple normal graded bedding (blue arrow line), showing basal erosional surfaces (yellow dashed lines) on which conglomeratic lags (yellow arrows) are located, Tongzi Formation, scale in centimeter; (c) Photomicrograph of LF6, displaying very finely to finely, non-planar-s(a) dolomites and grain ghosts, Tongzi Formation, PPL; (d) Photomicrograph of LF6, with a quartz and intraclast-rich layer exhibiting faint graded bedding, Tongzi Formation, PPL

2) 中层石英砂岩（LF7）

此类岩相的颜色以灰色为主（图 7a）；单层主要为中层；显微镜下，石英颗粒的分选

为中等—差，它们之间呈点和缝合接触（图 7b, c），发育不同粒级的石英颗粒层；除石英颗粒外，可见白云石内碎屑和砾屑（图 7b, c），个别内碎屑中见石英颗粒。这类岩相主要分布在桐梓组，常构成高频米级沉积旋回的顶部。在研究区以碳酸盐为主的沉积体系中，LF7 的发育表明桐梓组沉积时期贵州省（或上扬子地区）存在一个碳酸盐—碎屑岩混合沉积体系，但 LF7 的零星发育说明混积过程在研究区并非广泛发育。基于上述特征，将 LF7 的沉积环境解释为上中缓坡，位于晴天浪基面之下，受风暴流的影响。在 LF6 的沉积过程中，陆源碎屑或混积体系中的石英颗粒由于受到风暴流的作用，被搬运至研究区堆积形成 LF7^[45-47]。

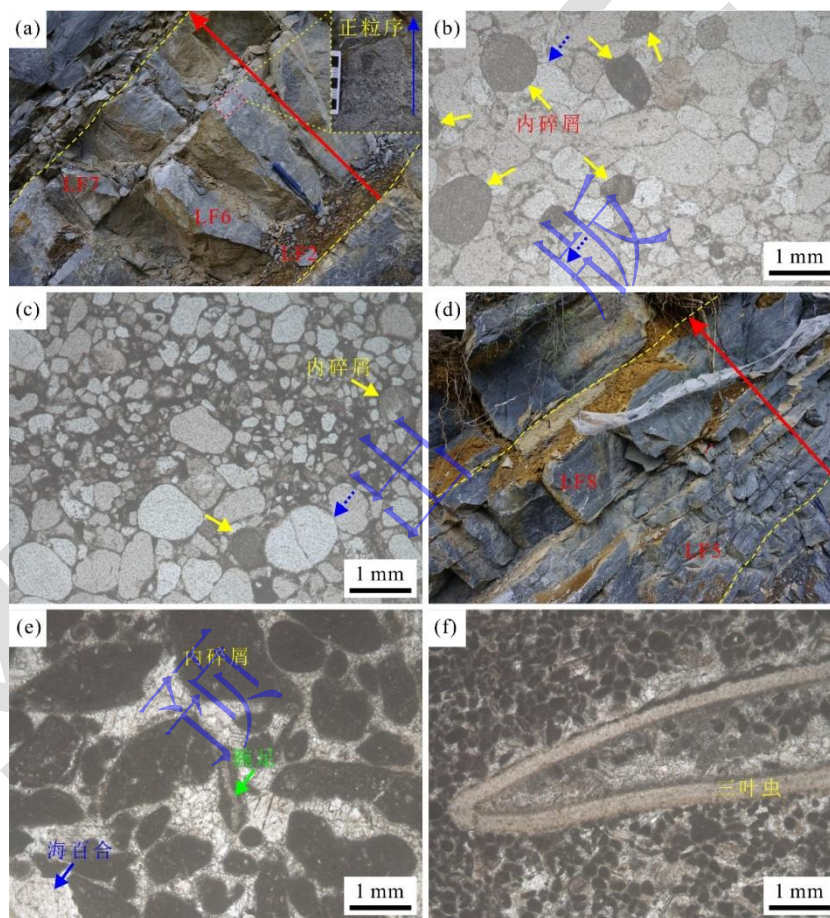


图 7 上中缓坡岩相 (LF7 和 LF8) 特征

(a) LF2 向上演变为 LF6 和中层石英砂岩 (LF7)，黄色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，插图为正粒序层理，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；(b) LF7 显微照片，可见白云石质内碎屑（黄色箭头）和石英颗粒缝合接触线（蓝色虚线），桐梓组，单偏光；(c) LF7 显微照片，不同粒级石英颗粒层构成正粒序层理，可见白云石内碎屑（黄色箭头）和石英颗粒缝合接触线（蓝色虚线），桐梓组，单偏光；(d) LF5 向上演变为中—厚层内碎屑或球粒砂屑灰岩 (LF8)，黄色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，红花园组，地质锤长度为 33 cm；(e) LF8 显微照片，颗粒主要为内碎屑，见零星腕足、海百合碎片，红花园组，单偏光；(f) LF8 显微照片，颗粒主要为球粒，见一三叶虫碎片，红花园组，单偏光

Fig.7 Characteristics of LF7 and LF8 of the upper mid-ramp

(a) field photo of LF2, grading upward into LF6 and capped by medium-bedded sandstones (LF7), yellow dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, inset displays normal graded bedding, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (b) photomicrograph of LF7, with irregular boundaries between dolomitic intraclasts (yellow arrows) and quartz as a result of pressure dissolution; (c) photomicrograph of LF7, different-sized quartz layers show graded bedding, with irregular boundaries (blue dashed arrow) between dolomitic intraclasts (yellow arrows) and quartz, Tongzi Formation, scale in centimeter; (d) field photograph of LF5 evolving upward into medium- to thick-bedded intraclastic or peloidal calcarenite (LF8), yellow dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (e) photomicrograph of LF8, grains are predominated by intraclasts and sparse brachiopod and crinoid fragments, Tongzi Formation, PPL; (f) photomicrograph of LF8, with peloids as dominant grains and a trilobite fragment, Tongzi Formation, PPL

3) 中一厚层内碎屑或球粒砂屑灰岩 (LF8)

这类岩相的颜色以深灰色、灰色为主 (图 7d); 单层以中层、厚层状为主; 显微镜下, 岩石结构以泥粒灰岩或颗粒灰岩为主 (图 7e, f), 局部为粒泥灰岩, 中等—差分选; 颗粒以内碎屑、球粒为主, 局部可见大量砾屑, 其粒径最大可达 9 cm; 生物化石主要为少量三叶虫、海百合、介形虫, 零星腕足和 *Nuia* 藻。这类岩相主要分布在红花园组, 常位于高频米级沉积旋回的上部。单层厚度、颗粒支撑结构及其所处的高频米级沉积旋回部位表明 LF8 沉积时期水动力较强^[48], 但不同的颗粒分选程度指示沉积过程中动荡的水动力^[6,41]。此外, 大量砾屑的局部发育显示 LF8 的沉积过程偶尔受到了强水动力 (如风暴流) 的作用^[6]。因此, 将 LF8 的沉积环境解释为上中缓坡, 位于晴天浪基面之下^[40,46,49]。

4) 厚层—块状内碎屑或球粒—生屑灰岩 (LF9)

此类岩相的颜色以深灰色、灰色为主 (图 8a); 单层以厚层、块状为主, 局部为中层状; 显微镜下, 岩石结构主要为泥粒灰岩/颗粒灰岩、灰砾岩, 中等—差分选; 颗粒主要为生屑, 发育少量内碎屑、球粒 (图 8b); 生物化石以三叶虫、海百合为主, 见少量腕足。这类岩相主要发育在红花园组, 并位于高频米级沉积旋回的上部。单层厚度、颗粒支撑结构及其所处的高频米级沉积旋回部位显示, LF9 形成于水动力较强的沉积环境^[6,22,50], 但不同的颗粒分选程度表明其沉积过程中动荡的水动力^[6,41]。因此, 将 LF9 的沉积环境解释为上中缓坡, 位于晴天浪基面之下。

5) 厚层鲕粒白云岩 (LF10)

这类岩相的颜色以灰色、浅灰色为主 (图 8c, d); 单层以厚层状为主; 显微镜下, 以细晶、曲面它形—半自形白云石为主, 局部可见颗粒幻影, 推测原岩应为鲕粒颗粒灰岩, 中等—好分选 (图 8e)。此类岩相主要发育在桐梓组, 并位于高频米级沉积旋回的上部。单层厚度、颗粒支撑结构及其所处的高频米级沉积旋回部位显示, LF9 形成于水动力较强的沉积环境^[6,22], 但 L9 与 LF6 和 LF2 的组合特征指示其并非形成在 高能鲕粒滩相^[34,48,51]。因此,

将 LF10 的沉积环境解释为上中缓坡，位于晴天浪基面之下。

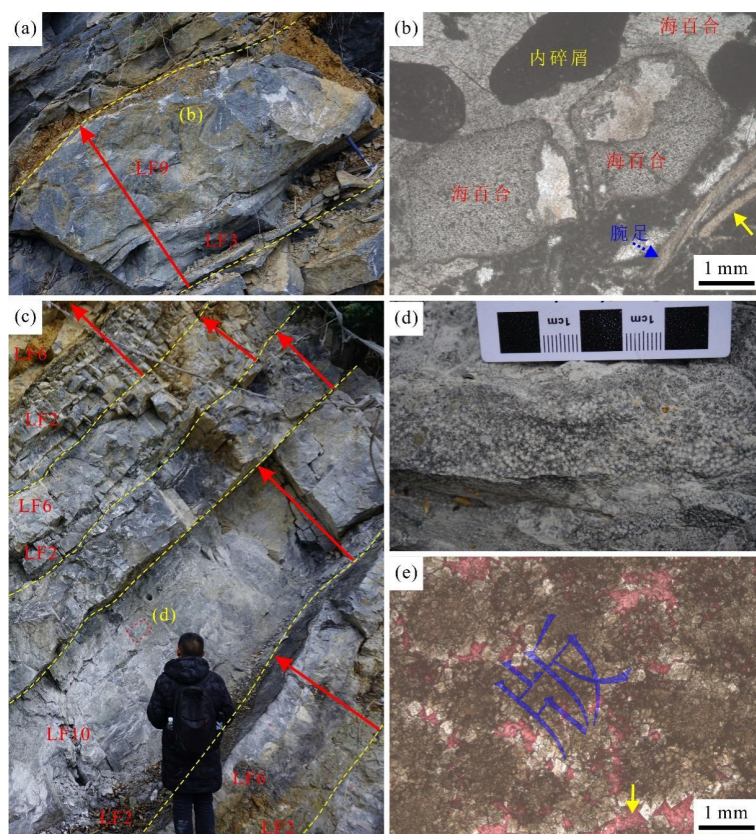


图 8 上中缓坡岩相 (LF9 和 LF10) 特征

(a) LF3 向上演变为厚层—块状内碎屑或球粒—生屑灰岩 (LF9)，黄色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，红花园组，地质锤长度为 33 cm；(b) LF9 显微照片，生屑主要为海百合和零星腕足（蓝色虚线箭头）、三叶虫（黄色箭头），非骨架颗粒为内碎屑，红花园组，PPL；(c) LF2 向上演变为厚层鲕粒白云岩 (LF10)，黄色虚线指示米级沉积旋回界线，红色箭头线指示米级沉积旋回，桐梓组，站立者身高为 1.75 m；(d) LF10 野外近照，颗粒主要为鲕粒，桐梓组，比例尺为厘米；(e) LF10 显微照片，由于白云石化作用，鲕粒内部结构已被抹除，粒间孔和粒内溶孔为方解石充填（黄色箭头，茜素红染为红色），桐梓组，PPL。

Fig. 8 Characteristics of LF9 and LF10 of the upper mid-ramp

(a) field photo of LF3 evolving upward into thick- to massive bedded intraclastic- or peloidal- bioclastic calcarenite or calcirudite (LF9), yellow dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, Honghuayuan Formation, hammer for scale (33 cm long); (b) photomicrograph of LF8, bioclasts are represented by crinoids and sparse brachiopods (blue dashed arrow) and trilobites (yellow arrow), and non-skeletal grains are characterized by intraclasts, Honghuayuan Formation, PPL; (c) field photo of LF2 grading upward into thick-bedded dolo-oolites (LF10) and LF6, respectively, yellow dashed lines indicate the boundaries of meter-scale depositional cycles, and red arrows denote the meter-scale depositional cycles, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (d) close-up view of LF10, with ooids as dominant grains, Tongzi Formation, scale in centimeter; (e) Photomicrograph of LF10, the internal fabrics of ooids were completely obliterated by dolomitization, and intragrain porosity and intergrain dissolution porosity are filled with calcite cements (as indicated by yellow arrow, stained red by Alizarin-Red S), Tongzi Formation, PPL

3 沉积模式

基于前人对奥陶纪扬子板块岩相古地理的研究成果^[3,7-9,11-12]，早奥陶世时期黔北地区整体应属于浅水碳酸盐岩台地沉积体系^[7,15]。本次研究结果显示，研究区缺乏典型的碳酸盐台

地边缘礁滩相和明显的浅水—深水过渡带（即斜坡坡折带）。此外，桐梓组和红花园组的沉积厚度相对稳定，侧向厚度变化较为平缓（见第 5 部分）。因此，将早奥陶世时期研究区沉积模式解释为碳酸盐缓坡系统（图 9）。

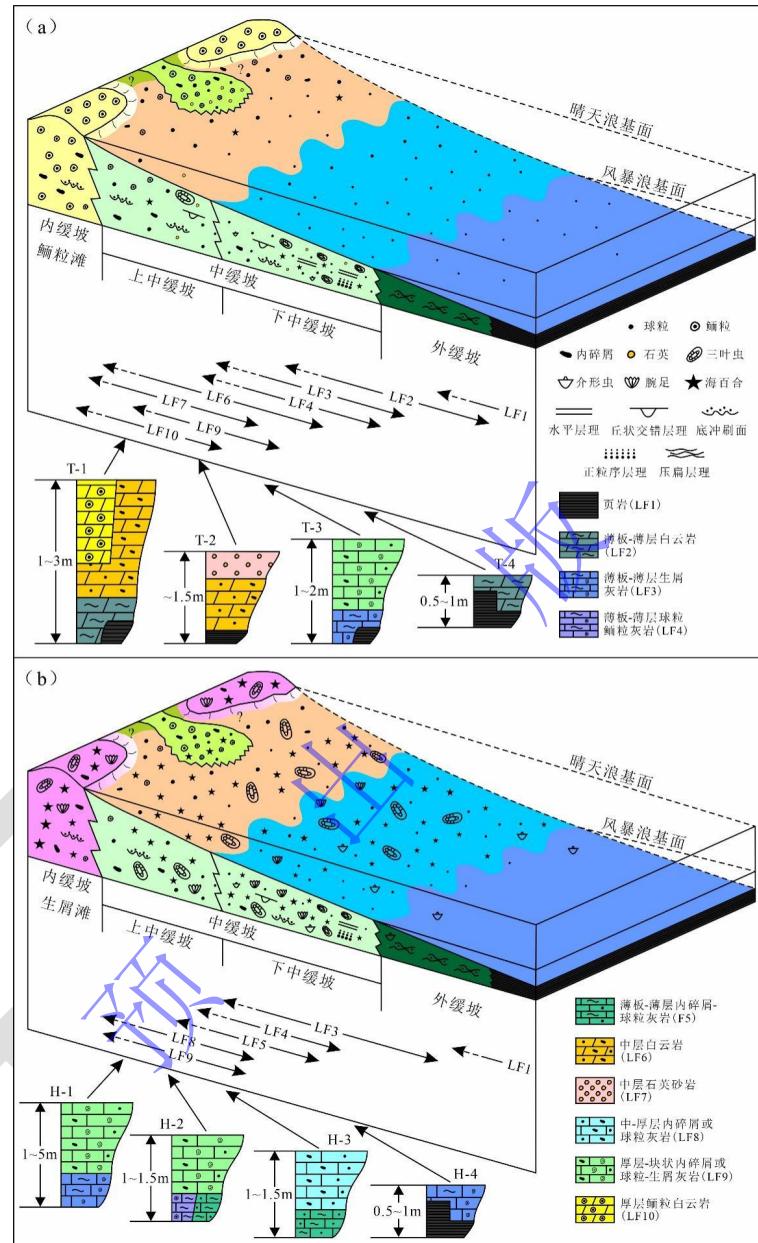


图 9 黔北地区瓢儿田剖面早奥陶世沉积模式图

(a) 桐梓组沉积时期模式图; (b) 红花园组沉积时期模式图

Fig.9 Depositional model of the Piaoertian section in northern Guizhou province during the Early Ordovician

(a) during the deposition of the Tongzi Formation; (b) during the deposition of the Honghuayuan Formation

根据沉积特征的差异，可将研究区下奥陶统的沉积过程划分为 2 个阶段。其中第一沉积阶段（桐梓组沉积时期），研究区为以非骨架碳酸盐颗粒（non-skeletal grains）为主的沉积体系（图 9a）。该时期，LF2 和 LF6 作为主要的岩相类型，发育在整个桐梓组；LF1 发育在桐梓组的下部、中部和顶部；少量 LF3 和 LF9 发育在桐梓组的底部和顶部；零星 LF7 和

LF10 发育在桐梓组的顶部和上部（图 10）。第二沉积阶段（红花园组沉积时期），研究区为以骨架碳酸盐颗粒（skeletal grains）为主的沉积体系（图 9b）。该时期，主要的岩相（LF3 和 LF9）发育在整个红花园组；少量 LF5 和 LF8 发育在红花园组的中下部；零星 LF1 和 LF4 分别发育在红花园组的顶部和底部（图 10）。

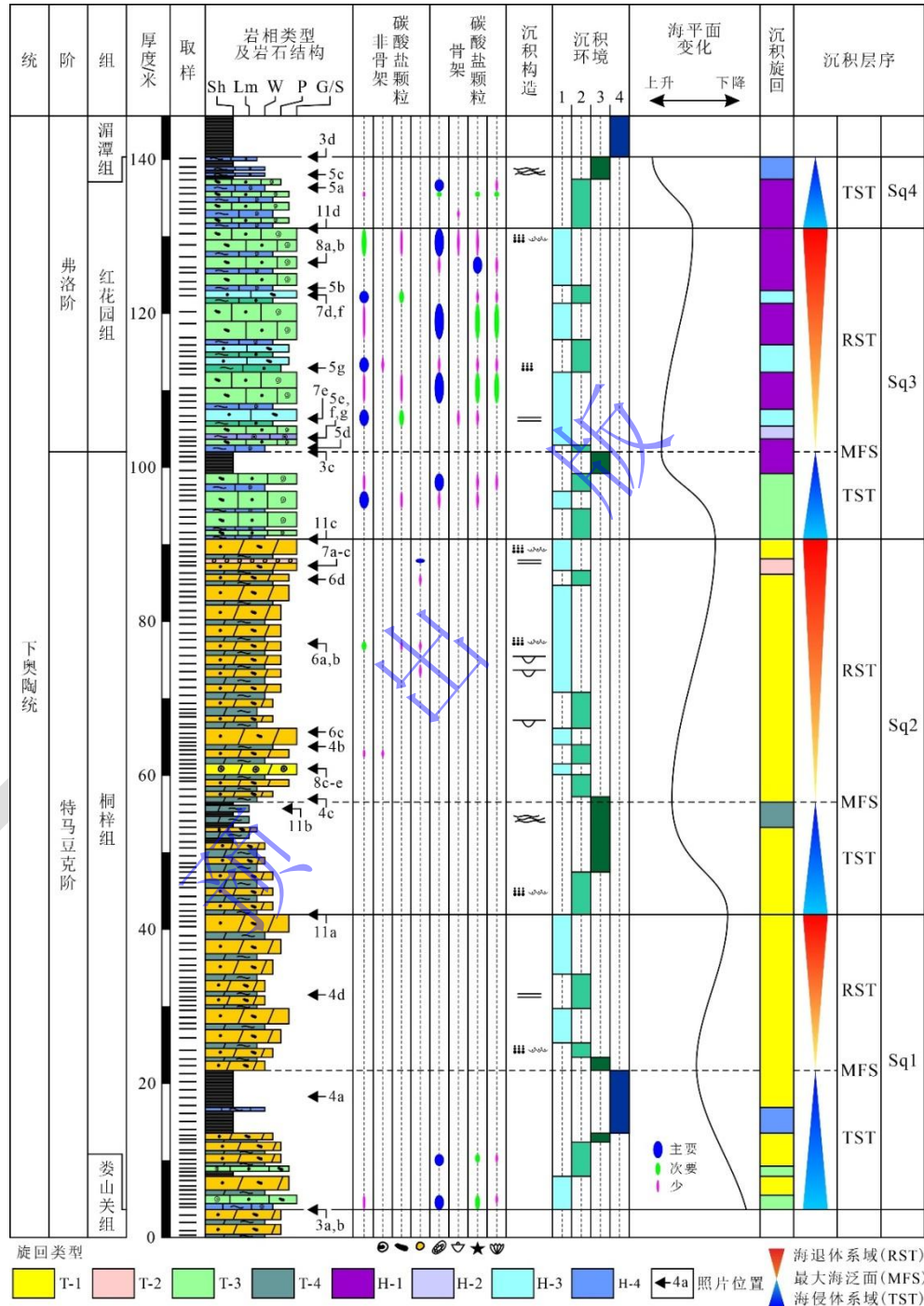


图 10 黔北地区瓢儿田剖面下奥陶统综合柱状图

Sh.页岩; Lm.灰泥岩; W.粒泥灰岩; P.泥粒灰岩; G.颗粒灰岩; S.石英砂岩; 1.上中缓坡; 2.下中缓坡; 3.外缓坡; 4.盆地

Fig.10 Integrated column of the Lower Ordovician successions of the Piaortian section in northern Guizhou province

Sh. shale; Lm. lime mudstone; W. wackestone; P. packstone; G. grainstone; S. quartz sandstone; 1. open-marine shallow-intermediate subtidal facies; 2. open-marine intermediate subtidal facies; 3. open-marine deep subtidal facies; 4. basin

4 层序地层特征

4.1 高频米级沉积旋回

研究区桐梓组和红花园组主要由向上变浅的高频米级沉积旋回组成（图 4c、图 5e、图 6a、图 7a, d、图 8a, c）。这些沉积旋回表现出明显的非对称性，即由下部相对深水的岩相（厚度占比小）加积至上部相对浅水的岩相（厚度占比大），指示高频（五级或四级）相对海平面快速上升和缓慢下降的过程^[40,52-53]。此外，早奥陶世瓢儿田剖面主要位于开阔海沉积环境，因此该时期研究剖面以发育开阔海沉积旋回为特征，不发育潮缘旋回^[40,49]。

根据构成米级沉积旋回的岩相类型，可将桐梓组和红花园组的米级沉积旋回分别划分为四种类型（T-1~T-4 和 H-1~H-4；图 9）。其中 T-1 发育在桐梓组（图 10），它的厚度为 1~3 米，其下部由下中缓坡至盆地相岩相（LF1 和/或 LF2）构成，向上演变为上中缓坡岩相（LF6 和 LF10）（图 4c、图 6a、图 8c、图 9a）；T-2 分布在桐梓组的上部（图 10），它的厚度为 ~1.5 m，其下部以外缓坡岩相（LF1）为特征，上部则由上中缓坡岩相（LF6）组成，向上进一步转变为 LF7（图 7a、图 9a）；T-3 发育在桐梓组的底部和顶部（图 10），它的厚度为 1~2 m，其下部和上部分别为下中缓坡至外缓坡岩相（LF1 和/或 LF3）和上中缓坡岩相（LF9）（图 9a）；T-4 分布在桐梓组的中部（图 10），它的厚度为 0.5~1 m，其下部为下中缓坡至盆地相岩相（LF1），向上加积至下中缓坡至外缓坡岩相（LF2）（图 9a）。H-1 主要发育在红花园组（图 10），它的厚度为 1~5 m，其由下部的下中缓坡至外缓坡岩相（LF3）和上中缓坡岩相（LF9）（图 8a、9b）；H-2 主要分布在红花园组的底部（图 10），它的厚度为 1~1.5 m，由下部的下中缓坡至外缓坡岩相（LF4 或 LF5）和上部的上中缓坡岩相（LF9）组成（图 5e、9b）；H-3 主要发育在红花园组的中下部（图 10），它的厚度为 1~1.5 m，其下部为下中缓坡至外缓坡岩相（LF5），上部为上中缓坡岩相（LF9）（图 7d、9b）；H-4 主要分布在红花园组的顶部（图 10），它的厚度为 0.5~1 m，其下部为外缓坡带至盆地相岩相（LF1），向上演变为上中缓坡岩相（LF3）（图 9b）。

4.2 三级沉积层序

在三级沉积层序分析中，本文采用 Embry *et al.*^[54]的海进—海退（transgressive-regressive）模式。在该层序模式中，一个完整的三级层序由下部的海进体系域（TST）和上部的海退体系域（RST）构成，二者之间为最大海泛面（MFS）。在沉积相和米级沉积旋回识别的基础上，依据沉积相和米级沉积旋回垂向上的叠置特征，将黔北地区瓢儿田剖面下奥陶

统桐梓组 and 红花园组划分为 3 个半三级层序, 每个层序界面均为 II 型 (即过渡性岩性界面) (图 10)。

1) 层序 1 (Sq1)

Sq1 是桐梓组发育的第一个层序, 其厚度为 38.5 m (图 10)。随着相对海平面的升高, Sq1 的海侵体系域 (TST1) 开始于沉积旋回 T-3, 其内岩相类型主要为 LF3 和 LF9。随后, 向上演变为以沉积旋回 T-1 为主, 其内岩相类型主要为 L2 和 LF6。由于相对海平面的持续上升, TST1 的上部进一步转变为以 LF1 为主的沉积组合 (即“桐梓页岩”^[26]) (图 4a), 对应着最大海泛面 (MFS1)。之后, 相对海平面由上升转为下降, 海退体系域 (RST1) 开始形成。整体来看, RST1 内部发育两个级别更低 (四级) 的沉积层序。它们均由沉积旋回 T-1 构成, 岩相类型以 LF2 和 LF6 为主。与 TST1 相比, RST1 的岩相类型缺乏 LF1。此外, 岩相厚度增大, 沉积构造 (如正粒序层理、水平层理等) 增加 (图 10)。

2) 层序 2 (Sq2)

Sq2 的厚度为 48.7 m。当相对海平面由下降转为上升后, TST2 的下部仍以沉积旋回 T-1 为主, 岩相类型为 L2 和 LF6, 但岩相厚度明显减小 (图 10、图 11a)。随后, TST 进一步演变为以沉积旋回 T-4 为主, 岩相类型主要为 LF1 和 LF2, 标志着相对海平面达到最高, 对应着 MFS2 (图 11b)。整体来看, RST2 内部发育两个四级层序。其中下部四级层序主要由沉积层序 T-1 构成, 岩相类型为 LF2、LF6、LF10; 上部四级层序由沉积层序 T-1 和 T-2 组成, 岩相类型为 LF2、LF6、LF7。同时, 与 RST1 类似, 除了岩相厚度的增加, 沉积构造 (如丘状交错层理、正粒序层理等) 也明显增多。

3) 层序 3 (Sq3)

Sq3 的厚度为 40.5 m。RST2 之后, TST 以沉积旋回 T-3 为主, 岩相类型主要为 LF3 和 LF9, 但厚度明显减少, 标志着相对海平面由下降转为上升 (图 10 和图 11c)。随着相对海平面的持续上升, TST 顶部转变为以 LF1 为主的沉积组合, 对应着 MFS。RST 则由红花园组的中下部构成, 其内发育 3 个四级层序。下部四级层序由沉积旋回 H-1、H-2 和 H-3 构成, 岩相类型主要为 LF3~LF5 和 LF8、LF9; 其他 2 个四级层序内的沉积旋回主要为 H-1 和 H-3, 岩相类型为 LF3、LF5、LF8 和 LF9。

4) 层序 4 (Sq4)

Sq4 仅发育 TST 或其一部分, 其厚度为 9.5 m。尽管 TST4 沉积旋回类型与 RST3 顶部类似, 均以 H-1 为主, 但沉积旋回厚度明显减少 (图 10 和图 11d), 再次指示相对海平面由下降转为上升。整体来说, TST 的中下部由沉积旋回 H-1 组成, 岩相类型为 LF3 和 LF9;

上部则由沉积旋回 H-4 构成，岩相类型为 LF1 和 LF3（图 10）。

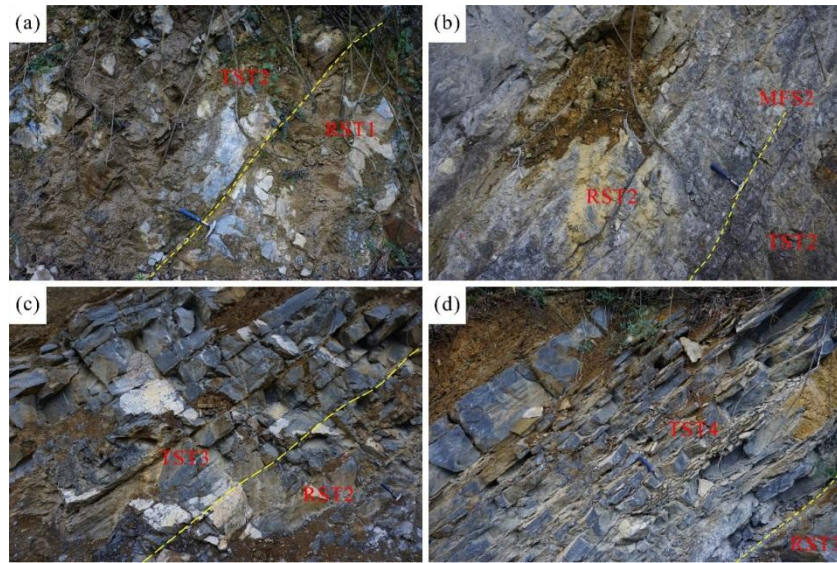


图 11 瓢儿田剖面下奥陶统沉积层序关键界面野外特征

(a) RST1 与 TST2 之间层序界面，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；(b) MFS2，将 TST2 与 RST2 分开，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；(c) RST2 与 TST3 之间层序界面，桐梓组，地质锤长度为 33 cm；(d) RST3 与 TST4 之间层序界面，桐梓组，地质锤长度为 33 cm

Fig.11 Outcrop characteristics of the critical surfaces within depositional sequences of the Lower Ordovician successions in the Piaoertian section

(a) boundary between RST1 and TST2, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (b) boundary between TST2 and RST2, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (c) boundary between RST2 and TST3, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long); (d) boundary between RST3 and TST4, Tongzi Formation, hammer for scale (33 cm long)

5 沉积演过过程中的控制因素

通过将黔北地区瓢儿田剖面的沉积相和沉积层序与前人研究成果进行对比分析，明确了研究区瓢儿田剖面早奥陶世沉积演化和层序发育过程的主要控制因素。

1) 相对海平面变化

碳酸盐沉积过程主要受海平面变化和沉积物供给等多种因素的控制^[2,6,22,40]。海侵体系域时期，海平面上升速率大于沉积物的堆积速率，相对海平面快速上升，瓢儿田剖面海侵时期形成的岩相表现出沉积厚度减小、颗粒含量降低，同时深水岩相类型（如 LF1）丰度增加（图 10，12）。当相对海平面由上升转为下降时，瓢儿田剖面海退时期形成的岩相表现出沉积厚度增大、颗粒含量增加、沉积构造（如丘状交错层理、正粒序层理等）增多的特征（图 10，12）。

另一方面，黔北地区下奥陶统垂向上的沉积演化序列（即三级层序）在横向上表现出较好的可对比性（图 12），而且瓢儿田剖面三级层序的垂向叠置样式显示研究区早奥陶世发生了更低级次（二级）海平面的上升（即海侵）过程，这与扬子板块其他地区同时期的海平

面变化曲线类似^[55-56], 也与早奥陶世全球海平面长周期变化曲线基本一致(图 13)^[57-58], 而且基本可与西冈瓦纳^[59]及劳伦大陆^[60]进行对比。虽然缺乏绝对年龄的约束, 但研究区内下奥陶统三级层序与全球短周期海平面变化曲线也可进行一定的对比(图 13)。此外, 古生代黔北地区经历了加里东幕式造山运动的作用^[25], 但桐梓组和红花园组沉积时期黔北地区几乎未受到构造作用的影响。因此, 不同级次相对海平面波动是研究区下奥陶统沉积垂向演化的主要控制因素。

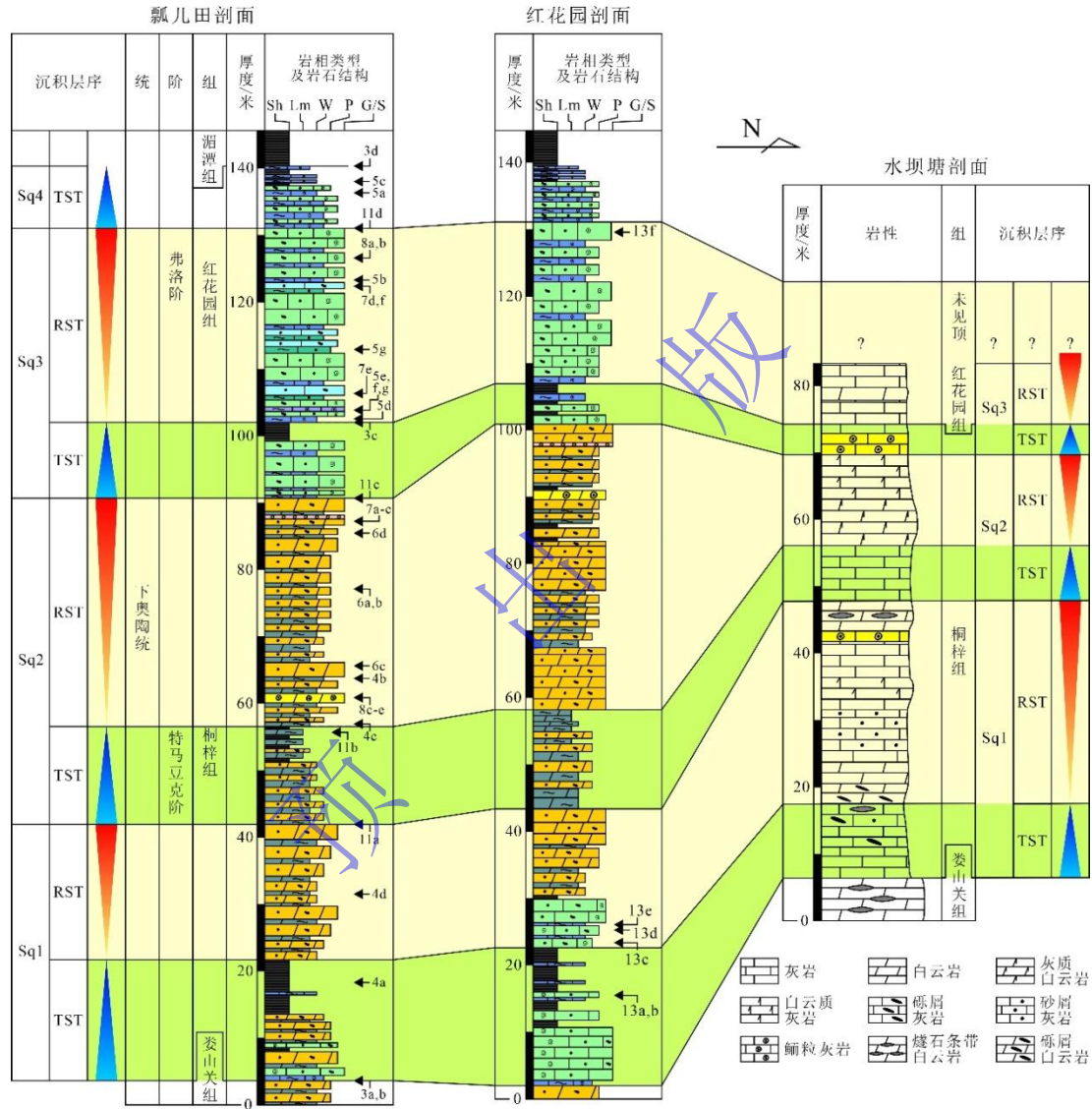


图 12 黔北地区下奥陶统层序格架内地层对比图

Fig.12 Stratigraphic correlation within the sequence stratigraphic framework of the Lower Ordovician successions in northern Guizhou province

2) 古地理格局

由于郁南运动的作用, 中上扬子地区晚寒武世整体为西北高东南低的格局, 沉积相带呈北东向展布^[61]。晚寒武世沉积古地理格局也造成中上扬子地区早奥陶世的沉积相带存在明显的分带性^[7,11]。例如, 早奥陶世生物礁主要发育在鄂西地区(分乡组)和川南地区、黔北

地区及鄂西地区（红花园组）^[12,62]，但扬子板块以碳酸盐沉积体系为主的其他区域则主要以非骨架碳酸盐颗粒沉积为特征^[9,15-18]，可见早期继承的沉积古地理格局对后期沉积过程有着明显的控制作用，类似的现象在其他地区也见相关报道^[35,41,63-66]。

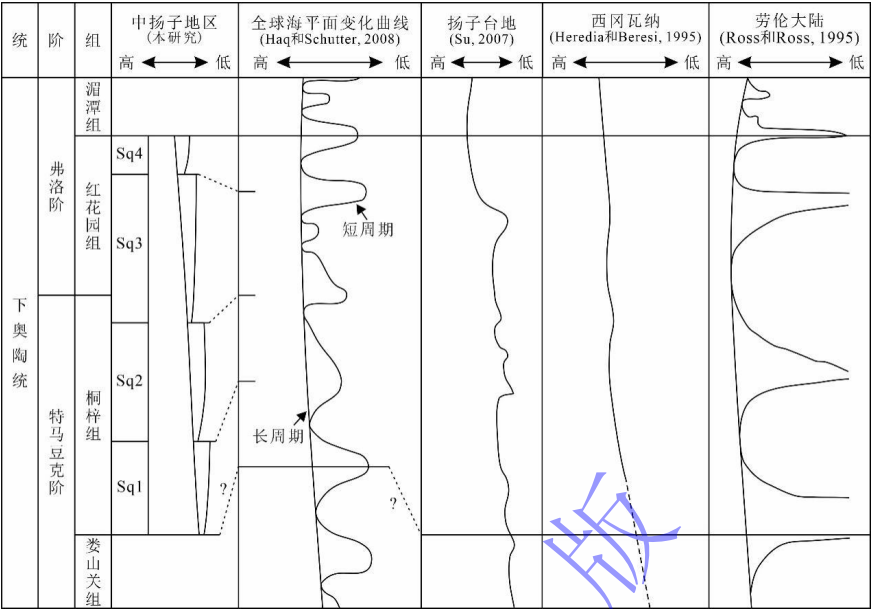


图 13 研究区早奥陶世沉积层序与全球其他地区同时期海平面变化对比图

Fig.13 Comparison of the Early Ordovician depositional sequences or sea-level fluctuation curves between the study area and similar locations worldwide

曹子颜等^[67]通过对川南—黔北地区寒武系娄山关组沉积特征的研究，显示瓢儿田剖面 and 红花园剖面该时期均位于潟湖内。赵莹莹等^[15]通过将黔北地区水坝塘剖面桐梓组与贵阳乌当地区小谷龙剖面进行对比，发现两个地区桐梓组具有类似的沉积特征，认为桐梓组沉积时期它们具有类似的沉积环境。最近的野外踏勘发现，小谷龙剖面下伏娄山关组上部发育大量的藻纹层岩和叠层石，指示其形成在潮缘沉积环境^[34,37]，据此推断水坝塘剖面的沉积环境应该为类似的潮缘环境。整体来看，晚寒武世时期水坝塘剖面位于沉积水体最浅的潮缘环境，红花园剖面 and 瓢儿田剖面位于沉积水体更深的潟湖环境。由于早奥陶世全球海平面的上升，红花园剖面 and 瓢儿田剖面的沉积环境演变为中缓坡，桐梓组具有与瓢儿田剖面类似的沉积序列和沉积特征（图 12），如由下部黑色页岩和上部生屑灰岩构成的米级沉积旋回（图 14a, b）、正粒序层理（图 14c）、大量砾屑的发育及丘状交错层理（图 14d, e）。但红花园剖面桐梓组的砾屑粒径更大、发育频率更高，同时该剖面红花园组还发育一定数量的浅海造礁生物瓶筐石（*Calathium*），表明红花园剖面位于沉积水体更浅的部位。相比之下，由于水坝塘剖面整体处于潮缘环境，主要发育一定数量的以微生物为主导的相关岩石类型（如叠层石、微生物颗粒灰岩等）^[16]。三个剖面沉积特征的差异表明，晚寒武世沉积古地理格局对黔北地区早奥陶世沉积相带的展布也起着控制作用。

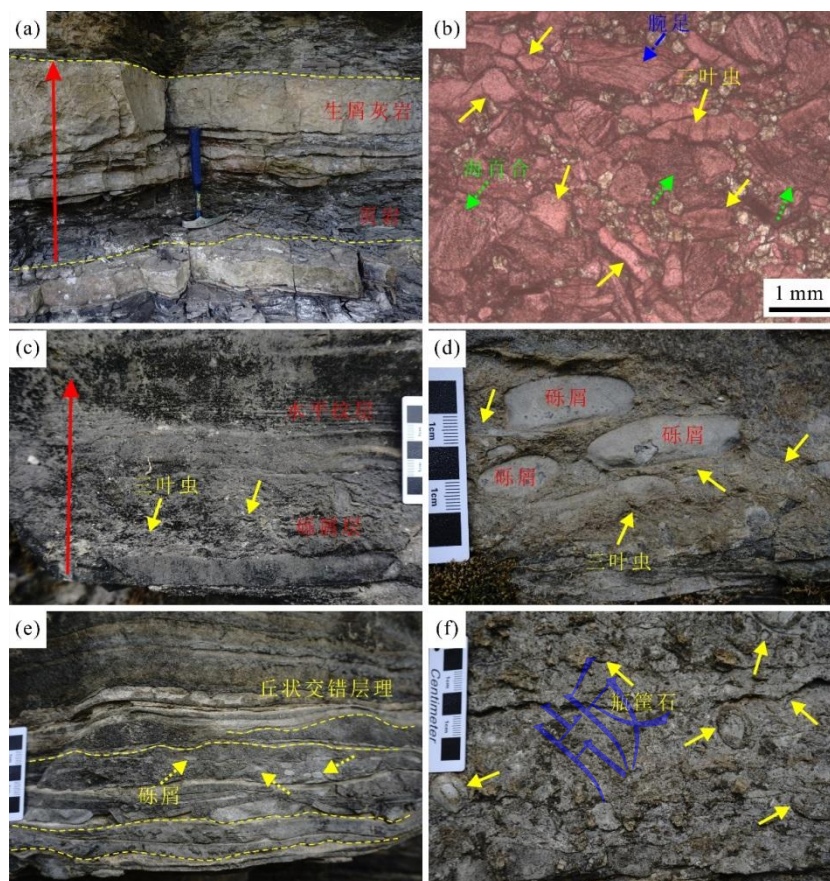


图 14 红花园剖面下奥陶统典型沉积特征

(a) 由下部黑色页岩和上部生屑灰岩构成的米级沉积旋回，桐梓组，红花园剖面，地质锤长度为 33 cm；(b) 生屑灰岩显微照片，生屑主要为三叶虫（黄色箭头），少量海百合（绿色虚线箭头）和腕足（蓝色箭头），桐梓组，红花园剖面，单偏光；(c) 正粒序层理，下部为生屑灰岩，见砾屑层；上部颗粒粒径明显减少，发育水平纹层，桐梓组，红花园剖面；(d) 底砾岩，颗粒主要为砾屑和三叶虫碎片（黄色箭头），桐梓组，红花园剖面；(e) 薄板—薄层砾屑灰岩，见大量砾屑（黄色虚线箭头）和小型丘状交错层理，桐梓组，红花园剖面；(f) 生屑砂屑或砾屑灰岩，见大量瓶筐石（黄色箭头），红花园组，红花园剖面

Fig.14 Representative sedimentary characteristics of the Lower Ordovician successions of the Honghuayuan section

(a) field photo of meter-scale depositional cycles that is formed of shale in the lower part and bioclastic limestones, Tongzi Formation, Honghuayuan section, hammer for scale (33 cm long); (b) photomicrograph of bioclastic limestones, bioclasts are characterized by trilobites (yellow arrows) and minor crinoids (green dashed arrows) and brachiopods (blue arrows), Tongzi Formation, Honghuayuan section, PPL; (c) field photo of normal graded bedding, the lower lithology is represented by bioclastic calcirudite, and the upper lithology is characterized by bioclastic calcarenite, with horizontal laminations, Tongzi Formation, Honghuayuan section, scale in centimeter; (d) close-up view of conglomeratic lags, with grains dominated by pebbles and trilobites (yellow arrows), Tongzi Formation, Honghuayuan section, scale in centimeter; (e) field photo of flat- to thin-bedded calcirudite, with large amounts of pebbles (yellow dashed arrows) and small-scale hummocky cross bedding, Tongzi Formation, Honghuayuan section, scale in centimeter; (f) field photo of bioclastic calcarenite or calcirudite, with massive calathium (yellow arrows), Tongzi Formation, Honghuayuan section, centimeter scale

6 结论

(1) 黔北地区瓢儿田剖面碳酸盐缓坡沉积体系内共发育 10 种岩相类型，主要形成于碳酸盐岩缓坡沉积体系。其中桐梓组沉积时期，黔北地区瓢儿田剖面为一个非骨架碳酸盐颗粒

沉积为主的沉积体系；红花园组沉积时期，演变为以骨架碳酸盐颗粒沉积为主的沉积体系。

(2) 瓢儿田剖面下奥陶统以非对称性的开阔海沉积旋回为主。在高频米级沉积旋回垂向叠置特征分析的基础上，下奥陶统可进一步识别出 3 个半三级层序 (Sq1~Sq4)，各个三级层序的层序界面均为 II 型界面（即岩性转换面）。Sq1~Sq3 为完整的三级层序，由 TST 和 RST 构成，但 Sq4 仅发育 TST。

(3) 瓢儿田剖面下奥陶统沉积演化过程和层序发育主要受控于不同级次的相对海平面变化和古地理格局。其中不同级次相对海平面波动则制约着沉积相的垂向演化，古地理格局控制着沉积相带的空间分布。

致谢 感谢审稿专家对稿件提出的建设性修改意见，感谢编辑部老师及时处理稿件。特别感谢我的博士研究生导师陈代钊研究员，感谢他一直以来的指导和帮助。

参考文献 (References)

- [1] 姜在兴, 陈代钊. 沉积学[M]. 北京: 中国石化出版社, 2022: 1-608. [Jiang Zaixing, Chen Daizhao. Sedimentology[M]. Beijing: China Petrochemical Press, 2022: 1-608.]
- [2] 颜佳新, 孟琦, 王夏, 等. 碳酸盐工厂与浅水碳酸盐岩台地: 研究进展与展望[J]. 古地理学报, 2019, 21 (2): 232-253. [Yan Jiaxin, Meng Qi, Wang Xia, et al. Carbonate factory and carbonate platform: Progress and prospects[J]. Journal of Palaeogeography, 2019, 21(2): 232-253.]
- [3] Liu J B. Marine sedimentary response to the great Ordovician biodiversification event: Examples from North China and South China[J]. Paleontological Research, 2009, 13(1): 9-21.
- [4] 张元东, 詹仁斌, 樊隽轩, 等. 奥陶纪生物大辐射研究的关键科学问题[J]. 中国科学 (D 辑): 地球科学, 2009, 39 (2): 129-143. [Zhang Yuandong, Zhan Renbin, Fan Juanxuan, et al. Key scientific issues in the study of the Ordovician Biomass Radiation[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2009, 39(2): 129-143.]
- [5] Servais T, Harper D A T. The great Ordovician biodiversification event (GOBE): Definition, concept and duration[J]. Lethaia, 2018, 51(2): 151-164.
- [6] Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application[M]. 2nd ed. Berlin: Springer, 2010.
- [7] 张允白, 周志毅, 张俊明. 扬子陆块早奥陶世末期—中奥陶世 Darriwilian 初期沉积分异[J]. 地层学杂志, 2002, 26 (4): 302-314. [Zhang Yunbai, Zhou Zhiyi, Zhang Junming. Sedimentary differentiation during the latest Early Ordovician—earliest Darriwilian in the Yangtze Block[J]. Journal of Stratigraphy, 2002, 26(4): 302-314.]
- [8] 冯增昭, 彭勇民, 金振奎, 等. 中国南方早奥陶世岩相古地理[J]. 古地理学报, 2001, 3 (2): 11-22. [Feng Zengzhao, Peng Yongmin, Jin Zhenkui, et al. Lithofacies palaeogeography of the Early Ordovician in South China[J]. Journal of Palaeogeography, 2001, 3(2): 11-22.]
- [9] 胡书毅, 文玲, 田海芹. 扬子地区奥陶纪古地理与石油地质条件[J]. 中国海上油气 (地质), 2001, 15 (5): 317-321, 334. [Hu Shuyi, Wen Ling, Tian Haiqin. Ordovician paleogeography and petroleum geology in Yangtze region[J]. China Offshore Oil and Gas (Geology), 2001, 15(5): 317-321, 334.]
- [10] 陈清, 樊隽轩, 张琳娜, 等. 下扬子区奥陶纪晚期古地理演变及华南“台—坡—盆”格局的打破[J]. 中国科学 (D 辑): 地球科学, 2018, 48 (6): 767-777. [Chen Qing, Fan Junxuan, Zhang Linna, et al. Paleogeographic evolution of the Lower Yangtze region and the break of the “platform-slope-basin” pattern during the Late Ordovician[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2018, 48(6): 767-777.]

- [11] 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(6): 253-267. [Wang Xiaofeng. Ordovician tectonic-paleogeography in South China and chrono- and bio-stratigraphic division and correlation[J]. Earth Science Frontiers, 2016, 23(6): 253-267.]
- [12] 肖传桃, 朱忠德, 李相明. 中扬子台地下奥陶统含礁层系序地层研究[J]. 中国地质, 2003, 30(3): 274-280. [Xiao Chuantao, Zhu Zhongde, Li Xiangming. Sequence stratigraphy of Lower Ordovician reef-bearing strata in the Middle Yangtze Platform[J]. Geology in China, 2003, 30(3): 274-280.]
- [13] 王建坡, 李越, 张园园, 等. 早一中奥陶世瓶筐石礁丘: 历史和古生态学[J]. 古生物学报, 2011, 50(1): 132-140. [Wang Jianpo, Li Yue, Zhang Yuanyuan, et al. Early-Middle Ordovician calathium reef mounds: History and palaeoecology[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 2011, 50(1): 132-140.]
- [14] 王建坡, 邓小杰, 王冠, 等. 中国奥陶纪生物礁的类型和造礁生物群的演替[J]. 科学通报, 2012, 57(11): 924-932. [Wang Jianpo, Deng Xiaojie, Wang Guan, et al. Types and biotic successions of Ordovician reefs in China[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(11): 924-932.]
- [15] 赵莹莹, 张园园, 倪超, 等. 黔西北桐梓水坝塘下奥陶统桐梓组碳酸盐岩微相[J]. 微体古生物学报, 2014, 31(4): 429-439. [Zhao Yingying, Zhang Yuanyuan, Ni Chao, et al. Carbonate microfacies of the Lower Ordovician Tungtzu Formation at Shuibatang, Tongzi, northwest Guizhou province[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 2014, 31(4): 429-439.]
- [16] 蒋丽平, 李越, 倪超, 等. 贵州桐梓红花园剖面下奥陶统桐梓组灰岩微相和区域沉积分异[J]. 微体古生物学报, 2015, 32(4): 411-418. [Jiang Liping, Li Yue, Ni Chao, et al. Microfacies of the Lower Ordovician Tungtzu Formation at the Honghuayuan section, Tongzi, Guizhou province with special references on regional facies differentiations[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 2015, 32(4): 411-418.]
- [17] 何彝, 喻美艺, 代雅然, 等. 贵州凯里黄飘地区下奥陶统红花园组碳酸盐岩微相及沉积环境[J]. 贵州地质, 2018, 35(3): 188-196. [He Ben, Yu Meiyi, Dai Yaran, et al. Carbonate micro-facies and sedimentary environment in Honghuayuan Formation (Lower Ordovician) in Huangpiao area of Kaili, Guizhou[J]. Guizhou Geology, 2018, 35(3): 188-196.]
- [18] 池祥日, 杨宇宁, 闫冠州, 等. 黔中贵阳乌当地区下—中奥陶统的牙形刺生物地层[J]. 微体古生物学报, 2023, 40(1): 13-32. [Chi Xiangri, Yang Yuning, Yan Guanzhou, et al. Conodont biostratigraphy of the Lower-Middle Ordovician in Wudang, Guiyang, Guizhou province, South China[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 2023, 40(1): 13-32.]
- [19] 樊茹, 卢远征, 张学磊, 等. 贵州习水奥陶系牙形石生物地层[J]. 地层学杂志, 2015, 39(1): 15-32. [Fan Ru, Lu Yuanzheng, Zhang Xuelei, et al. Ordovician conodont biostratigraphy of the Ordovician Liangcun section in Guizhou province, South China[J]. Journal of Stratigraphy, 2015, 39(1): 15-32.]
- [20] 王冬梅, 杨宇宁, 刘伟, 等. 黔北早奥陶世疑难钙藻化石 *Nuia* 的形态分类与钙化机制[J]. 地质学报, 2022, 97(7): 2093-2110. [Wang Dongmei, Yang Yuning, Liu Wei, et al. Morphological identification and calcification mechanism of the problematic *Nuia* (calcified rhyolariacean) from northern Guizhou during the Early Ordovician[J]. Acta Geologica Sinica, 2023, 97(7): 2093-2110.]
- [21] Bádenas B, Aurell M. Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain)[J]. Facies, 2010, 56(1): 89-110.
- [22] Tucker M E, Wright V P. Carbonate sedimentology[M]. Oxford: Blackwell Science, 1990: 1-482.
- [23] 徐政语, 姚根顺, 郭庆新, 等. 黔南坳陷构造变形特征及其成因解析[J]. 大地构造与成矿学, 2010, 34(1): 20-31. [Xu Zhengyu, Yao Genshun, Guo Qingxin, et al. Genetic interpretation about geotectonics and structural transfiguration of the southern Guizhou Depression[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2010, 34(1): 20-31.]
- [24] Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up[J]. Precambrian Research, 2003, 122(1/2/3/4): 141-158.
- [25] 杜远生, 徐亚军. 华南加里东运动初探[J]. 地质科技情报, 2012, 31(5): 43-49. [Du Yuansheng, Xu Yajun. A preliminary study on Caledonian event in South China[J]. Geological Science and Technology Information, 2012, 31(5): 43-49.]
- [26] 贵州省地质调查院. 贵州省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1987: 179-219. [Guizhou Geological Survey. The regional geology of China, Guizhou province[M]. Beijing: Geological Publishing Press, 1987: 179-219.]

- [27] 邓新, 杨坤光, 刘彦良, 等. 黔中隆起性质及其构造演化[J]. 地学前缘, 2010, 17(3): 79-89. [Deng Xin, Yang Kunguang, Liu Yanliang, et al. Characteristics and tectonic evolution of Qianzhong uplift[J]. Earth Science Frontiers, 2010, 17(3): 79-89.]
- [28] 沈志达, 梅冥相, 曾羽. 贵州太康运动的地层学效应: 兼论“黔中古陆”的形成[J]. 贵州地质, 1990, 7(2): 91-98. [Shen Zhida, Mei Mingxiang, Zeng Yu. The stratigraphic effect of the taconic movement in Guizhou: A discussion on the formation of palaeoland of central Guizhou[J]. Guizhou Geology, 1990, 7(2): 91-98.]
- [29] 陈旭, 樊隽轩, 陈清, 等. 论广西运动的阶段性[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2014, 44(5): 842-850. [Chen Xu, Fan Junxuan, Chen Qing, et al. Toward a stepwise Kwangian orogeny[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2014, 44(5): 842-850.]
- [30] Tucker M E. Sedimentary rocks in the field: A practical guide[M]. 4th ed. Hoboken: John Wiley & Sons, 2011: 1-234.
- [31] Dunham R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture[M]//Ham W E. Classification of carbonate rocks. Tulsa: AAPG Memoir, 1962: 108-121.
- [32] Embry A F, Klovan J E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.1[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1971, 19(4): 730-781.
- [33] Burchette T P, Wright V P. Carbonate ramp depositional systems[J]. Sedimentary Geology, 1992, 79(1/2/3/4): 3-57.
- [34] Guo C, Chen D Z, Song Y F, et al. Depositional environments and cyclicity of the Early Ordovician carbonate ramp in the western Tarim Basin (NW China)[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 158: 29-48.
- [35] 陈代钊, 汪建国, 严德天, 等. 中扬子地区早寒武世构造—沉积样式与古地理格局[J]. 地质科学, 2012, 47(4): 1052-1070. [Chen Daizhao, Wang Jianguo, Yan Detian, et al. Tectono-depositional patterns and palaeogeography in the Middle Yangtze River region during the Early Cambrian[J]. Chinese Journal of Geology, 2012, 47(4): 1052-1070.]
- [36] Ding Y, Chen D Z, Zhou X Q, et al. Tectono-depositional pattern and evolution of the Middle Yangtze Platform (South China) during the Late Ediacaran[J]. Precambrian Research, 2019, 333: 105426, doi: 10.1016/j.precamres.2019.105426.
- [37] Ding Y, Li Z W, Liu S G, et al. Sequence stratigraphy and tectono-depositional evolution of a Late Ediacaran epeiric platform in the Upper Yangtze area, South China[J]. Precambrian Research, 2021, 354: 106077, doi: 10.1016/j.precamres.2020.106077.
- [38] Dumas S, Arnott R W C. Origin of hummocky and swaley cross-stratification—the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate[J]. Geology, 2006, 34(12): 1073-1076.
- [39] 冯宇翔, 宋金民, 刘树根, 等. 川西地区雷口坡组风暴沉积特征及其地质意义[J]. 沉积学报, 2023, 41(3): 661-672. [Feng Yuxiang, Song Jinmin, Liu Shugen, et al. Sedimentary characteristics and geological significance of tempestites in the Leikoupo Formation, western Sichuan Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2023, 41(3): 661-672.]
- [40] Chen D Z, Tucker M E, Jiang M S, et al. Long-distance correlation between tectonic-controlled, isolated carbonate platforms by cyclostratigraphy and sequence stratigraphy in the Devonian of South China[J]. Sedimentology, 2001, 48(1): 57-78.
- [41] 郭川, 陈代钊, 付勇, 等. 塔里木盆地西部地区中奥陶统一间房组沉积演化及其控制因素[J]. 地质学报, 2022, 96(11): 3924-3942. [Guo Chuan, Chen Daizhao, Fu Yong, et al. Depositional evolution and its controls of the Middle Ordovician Yijianfang Formation in western Tarim Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2022, 96(11): 3924-3942.]
- [42] Li F, Yan J X, Burne R V, et al. Paleo-seawater REE compositions and microbial signatures preserved in laminae of Lower Triassic ooids[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2017, 486: 96-107.
- [43] Li F, Yan J X, Chen Z Q, et al. Global oolite deposits across the Permian-Triassic boundary: A synthesis and implications for palaeoceanography immediately after the end-Permian biocrisis[J]. Earth-Science Reviews, 2015, 149: 163-180.
- [44] 任凭, 林畅松, 韩剑发, 等. 塔中北斜坡鹰山组碳酸盐岩沉积微相特征与演化[J]. 天然气地球科学, 2015, 26(2): 241-251. [Ren Ping, Lin Changsong, Han Jianfa, et al. Microfacies characteristics and depositional evolution of the Lower Ordovician Yingshan Formation in north slope of Tazhong area, Tarim Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2015, 26(2): 241-251.]
- [45] 韩睿, 张尚峰, 罗顺社, 等. 碎屑岩与碳酸盐岩混合沉积模式: 以新疆塔西南地区上石炭统卡拉乌依组为例[J]. 断块油气田, 2023, 30(2): 269-276. [Han Rui, Zhang Shangfeng, Luo Shunshe, et al. Mixed sedimentary model of clastic rocks and carbonate rocks: A case study of Karawuyi Formation of Upper Carboniferous in southwest Tarim, Xinjiang[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 2023, 30(2): 269-276.]

- [46] Porta G D, Mancini A, Berra F. Facies character and evolution of a mixed carbonate-siliciclastic shelf: Upper Triassic–Lower Jurassic succession in the eastern northern Calcareous Alps (Stumpfmauer, Austria)[J]. *Facies*, 2023, 69(3): 11, doi: 10.1007/s10347-023-00662-x.
- [47] Zeller M, Verwer K, Eberli G P, et al. Depositional controls on mixed carbonate-siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles[J]. *Sedimentology*, 2015, 62(7): 2009-2037.
- [48] Zhang Y Q, Chen D Z, Zhou X Q, et al. Depositional facies and stratal cyclicity of dolomites in the lower Qiulitag Group (Upper Cambrian) in northwestern Tarim Basin, NW China[J]. *Facies*, 2015, 61(1): 417, doi: 10.1007/s10347-014-0417-1.
- [49] Guo C, Chen D Z, Zhou X Q, et al. Depositional facies and cyclic patterns in a subtidal-dominated ramp during the Early-Middle Ordovician in the western Tarim Basin (NW China)[J]. *Facies*, 2018, 64(3): 16, doi: 10.1007/s10347-018-0529-0.
- [50] Chen D Z, Guo Z H, Jiang M S, et al. Dynamics of cyclic carbonate deposition and biotic recovery on platforms during the Famennian of Late Devonian in Guangxi, South China: Constraints from high-resolution cycle and sequence stratigraphy[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 448: 245-265.
- [51] Chen D Z, Tucker M E, Zhu J Q, et al. Carbonate platform evolution: From a bioconstructed platform margin to a sand-shoal system (Devonian, Guilin, South China)[J]. *Sedimentology*, 2002, 49(4): 737-764.
- [52] Fang Q, Wu H C, Hinnov L A, et al. A record of astronomically forced climate change in a Late Ordovician (Sandbian) deep marine sequence, Ordos Basin, North China[J]. *Sedimentary Geology*, 2016, 341: 163-174.
- [53] 梅冥相. 从旋回的有序叠加形式到层序的识别和划分: 层序地层学进展之三[J]. *古地理学报*, 2011, 13 (1) : 37-54. [Mei Mingxiang. From vertical stacking pattern of cycles to discerning and division of sequences: The third advance in sequence stratigraphy[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2011, 13(1): 37-54.]
- [54] Embry A F, Johannessen E P. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada[J]. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 1993, 2: 121-146.
- [55] 孙永超, 刘建波. 华南上扬子区奥陶纪特马豆克阶的海平面变化[J]. *北京大学学报 (自然科学版)*, 2017, 53 (1) : 66-80. [Sun Yongchao, Liu Jianbo. Sea-level fluctuations in the Tremadocian of the Ordovician in the Upper Yangtze region of South China[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2017, 53(1): 66-80.]
- [56] Su W B. Ordovician sea-level changes: Evidence from the Yangtze Platform[J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 2007, 46: 471-476.
- [57] Haq B U, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes[J]. *Science*, 2008, 322(5898): 64-68.
- [58] 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.
- [59] Heredia S, Beresi M. Ordovician events and sea level changes on the western margin of Gondwana: The Argentine precordillera[C]//Ordovician odyssey: Proceedings of 7th international symposium on the Ordovician system. California: Pacific Section, 1995: 315-318.
- [60] Ross C A, Ross J R P. North American depositional sequences and correlations[C]//Ordovician odyssey: Proceedings of 7th international symposium on the Ordovician system. California: Pacific Section SEPM, 1995: 309-313.
- [61] 黄福喜, 陈洪德, 侯明才, 等. 中上扬子克拉通加里东期 (寒武—志留纪) 沉积层序充填过程与演化模式[J]. *岩石学报*, 2011, 27 (8) : 2299-2317. [Huang Fuxi, Chen Hongde, Hou Mingcai, et al. Filling process and evolutionary model of sedimentary sequence of Middle-Upper Yangtze Craton in Caledonian (Cambrian-Silurian)[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(8): 2299-2317.]
- [62] 王建坡, 李越, 程龙, 等. 华南板块古生代生物礁及其古地理控制因素[J]. *古生物学报*, 2014, 53 (1) : 121-131. [Wang Jianpo, Li Yue, Cheng Long, et al. Paleozoic reefs and their paleogeological controls in South China Block[J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 2014, 53(1): 121-131.]
- [63] 郭川, 李国蓉, 杨莹莹, 等. 川东南地区长兴组层序地层与沉积相特征[J]. *断块油气田*, 2012, 18 (6) : 722-725. [Guo Chuan, Li Guorong, Yang Yingying, et al. Sequence stratigraphy and sedimentary facies characteristics of Changxing Formation in southeastern Sichuan Basin[J]. *Fault-Block Oil and Gas Field*, 2011, 18(6): 722-725.]

- [64] 郭川, 李国蓉, 杨莹莹, 等. 川东南涪陵地区长兴组层序地层及沉积相演化特征[J]. 岩性油气藏, 2011, 23 (4) : 41-47. [Guo Chuan, Li Guorong, Yang Yingying, et al. Characteristics of sedimentary facies and sequence stratigraphy of Changxing Formation in Fuling area, southeastern Sichuan Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 2011, 23(4): 41-47.]
- [65] 郭彤楼. 元坝气田长兴组储层特征与形成主控因素研究[J]. 岩石学报, 2011, 27 (8) : 2381-2391. [Guo Tonglou. Reservoir characteristics and its controlling factors of the Changxing Formation reservoir in the Yuanba gas field, Sichuan Basin, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(8): 2381-2391.]
- [66] 宋亚芳, 陈代钊, 郭川, 等. 塔里木盆地肖尔布拉克剖面肖尔布拉克组下段微生物碳酸盐岩沉积特征[J]. 沉积学报, 2020, 38(1): 55-63. [Song Yafang, Chen Daizhao, Guo Chuan, et al. Depositional characteristics of microbial carbonates from the lower Xiaoerbulak Formation in the Xiaoerbulake section, Tarim Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2020, 38(1): 55-63.]
- [67] 曹子颜, 颜瑞晶, 王旭, 等. 川南—黔北地区寒武系娄山关群沉积特征及对储层的控制作用[J]. 矿物岩石, 2020, 40 (1): 89-99. [Cao Ziyang, Yan Ruijing, Wang Xu, et al. Sedimentary characteristics and their control on the Cambrian Loushguan Group reservoirs in south Sichuan-north Guizhou[J]. Mineralogy and Petrology, 2020, 40(1): 89-99.]

Depositional Facies and Sequence Stratigraphy of The Lower Ordovician Successions in Northern Guizhou Province

GUO Chuan^{1,2}, ZHANG WeiYuan¹, FU Yong^{1,2}, XIA Peng^{1,2}

1. College of Resources and Environmental Engineering, Key Laboratory of Karst Georesources and Environment, Ministry of Education, Guizhou University, Guiyang 550025, China

2. Guizhou Karst Environmental Ecosystems Observation and Research Station, Ministry of Education, Guizhou University, Guiyang 550025, China

Abstract: [Objective] The Great Ordovician Biodiversification Event (GOE) is the result of the interaction between marine environments and organisms. The analyses of sedimentary facies and depositional sequences of the Ordovician carbonate platform can reveal its development and evolution, as well as the history of sea level fluctuations, which can provide a sedimentary background and isochronous stratigraphic framework for exploring the spatiotemporal distribution characteristics and the evolution of coeval organisms. [Methods] Based on the measurement of the outcrop sections and microscopic observation, the Lower Ordovician (Tongzi and Honghuayuan formations) successions of the Piaoertian section in northern Guizhou province were investigated to recognize the lithofacies types, construct the depositional model, identify the sequence stratigraphy, and explore the controls of depositional evolution. [Results and Conclusions] (1) Ten types of lithofacies were identified and further grouped into two depositional belts (or associations) in a carbonate ramp system. The depositional system was further divided into non-skeletal and skeletal grain-dominated end members for the Tongzi and Honghuayuan formations, respectively. (2) These lithofacies are vertically stacked into asymmetrical, meter-scale, shallowing-upward open-marine depositional cycles for both Tongzi and Honghuayuan formations. (3) Based on the vertical facies and cycle stacking patterns, three and one half third-order depositional sequences (Sq1–Sq4) were distinguished, which are defined by II sequence boundaries (lithologic transition surfaces). Sq1–Sq3 are full sequences that consist of lower transgressive (TST) and upper regressive (RST) packages, but Sq4 only contains TST. (4) The depositional evolution and sequence development of the Lower Ordovician of the Piaoertian section were controlled by relative sea-level oscillations of different orders and paleogeographic configuration. The relative sea-level oscillations of different orders dictated the vertical development of facies; the paleogeographic

configuration primarily defined the spatial distribution of depositional belts (or associations).

Key words: carbonates; ramp model; depositional cycles; depositional sequences; relative sea-level fluctuations; paleogeographic configuration

