

文章编号 :1000-0550(2000)02-0172-09

# 川滇黔桂地区泥盆系层序地层分析

覃建雄<sup>1</sup> 陈洪德<sup>1</sup> 田景春<sup>1</sup> 彭 军<sup>1</sup> 侯中健<sup>1</sup>  
寿建峰<sup>2</sup> 杨晓宁<sup>2</sup> 沈安江<sup>2</sup> 陈子焯<sup>2</sup>

1(成都理工学院沉积地质研究所 成都 610059)

2(杭州石油地质研究所 杭州 310023)

**摘 要** 根据层序关键界面、体系域叠置关系及内部构型特征,结合生物地层资料,右江盆地泥盆系可划分为 17 个三级层序,其中下统 7 个、中统 5 个、上统 5 个,包括 9 个 I 型层序、8 个 II 型层序,代表 17 次三级相对海平面变化产物。在此基础上,对不同沉积背景的层序进行了对比,建立了相应的层序格架模型。结果表明,不同沉积相带的层序内部构型和成因格架存在一定的差异,但由于海平面变化这一共同因素的影响,它们仍可进行比较和追踪。

**关键词** 层序地层 泥盆纪 右江盆地

**第一作者简介** 覃建雄 男 1967 年出生 副教授(博士) 沉积学

**中图分类号** P539.2 **文献标识码** A

## 1 引言

右江盆地泥盆系出露广泛,下、中、上统发育齐全,沉积类型和化石丰富,具有良好的生物、年代和沉积学研究基础<sup>[1-7]</sup>,是开展露头层序地层工作的理想地区。由于基底构造活动的影响,泥盆纪总的古地理格局是一个向南变深的海盆,自下泥盆统至上泥盆统,从以陆屑沉积为主渐变以碳酸盐型沉积为主,总体上是一套海侵背景下形成的沉积层序,加之同生断裂活动的控制,早泥盆世晚期开始,呈现碳酸盐孤台和深水台盆相间分布的沉积分异格局,使右江盆地泥盆纪层序地层独具特色。

## 2 层序关键界面特征

### 2.1 I 型界面

I 型界面的识别主要依据野外露头观察资料,即对界面的暴露标志如古风化壳、风化残积铁铝层、古喀斯特以及在“坡折带”以下相应的低水位期沉积等。此外,结合室内测试分析资料,并考虑区域构造背景特点。根据以上诸方面的依据,川滇黔桂地区泥盆系共识别出 10 个 I 型界面,它们分别是层序 S<sub>1</sub>、S<sub>4</sub>、S<sub>6</sub>、S<sub>7</sub>、S<sub>8</sub>、S<sub>10</sub>、S<sub>11</sub>、S<sub>12</sub>、S<sub>13</sub>、S<sub>17</sub> 的底界面(图 1、图 2)。它们的特征详述如下。

S<sub>1</sub> 底界面:明显的标志是泥盆系不整合于加里东褶皱带之上,形成明显的区域性角度不整合,具体表现以下伏地层不均衡侵蚀、古风化壳或上覆地层底存在

底砾岩为标志,或为相应的区域性风化残积相,即在相对凹洼地段,发育铝土质泥岩沉积。界面上下 Sr<sup>87/86</sup>、Sr<sup>41</sup>、微量及常量元素<sup>[4]</sup>、δ<sup>13</sup>C 均发生了明显变化。在生物演化方面表现为(1)鱼类的繁盛及原始两栖类的出现(2)陆生植物的发展和(3)海生无脊椎动物的巨大革新和发展<sup>[5]</sup>。如牙形石 *Ped. pesavis*, *Anc. delf*, *O. eurekemis*, 和 *I. w. unchmidyi* 带和菊石 *Muniformis* 带以及泪竹节石的首次出现等。

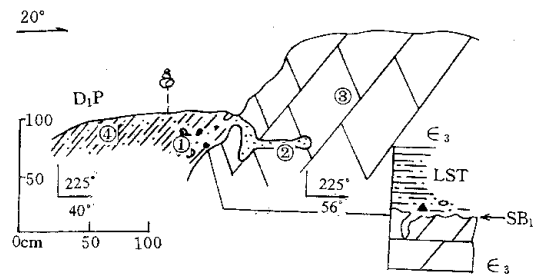


图 1 云南达莲塘泥盆系/寒武系界线关系

- ① 风化残积体系; ② 溶蚀孔缝充填; ③ 晶粒白云岩;
- ④ 粉砂质页岩, SB<sub>1</sub>—I 型界面

Fig. 1 Boundary relationship between Devonian and Cambrian at Daliantang

S<sub>4</sub> 底界面:在滇东南-桂西及桂北丹池一带为岩相转换面,或与海侵上超界面或下超界面重合,而在桂中、滇东北及扬子大陆以及云开古陆边缘则表现为平行不整合界面,之上发育砾岩或残积相沉积,首次出现牙形石 *Eogn. sulcatus* 带、菊石 *M. funicus* 带以及竹

节石 *N. ocarui* 带,界面处的  $\delta^{13}C$  出现明显上超事件<sup>[5]</sup>。另外,  $Sr^{87/86}Sr$  出现轻微波动。

$S_6$ 、 $S_7$ 、 $S_8$ 、 $S_{10}$ 底界 隆升、暴露侵蚀-超覆成因的复合界面  $S_6$ 、 $S_7$ 、 $S_8$  底界性质、特征相似,所不同的是其分布范围不同,此 3 界面从早到晚自南向北呈阶梯状超覆,范围有不断拓展趋势。它们在滇黔桂海域主体仍以早期喀斯特暴露为特征,如滇东南文山、西畴剖面、桂西南德保、那坡剖面、桂南横县剖面和象州大乐剖面等,而在古陆边缘则表现为向陆超覆界面,如滇东曲靖、宣威剖面,黔中南独山剖面、贵阳乌当剖面以及云开古陆西缘的北流大风门剖面。相应的生物演化表现为牙形石 *Pol. cost. parfitus* 带、菊石 *Pinaites juglei* 带的繁盛,  $\delta^{13}C$  曲线<sup>[6]</sup>出现明显的增大现象。

$S_{11}$ 、 $S_{12}$ 、 $S_{13}$ 底界 :为短期暴露-海侵超覆成因界面,识别标志相对不明显,在陆缘背景和沉积高地(如台地及其边缘)以暴露特征为主,结合岩相转换标志才能识别出来,而在台盆或斜坡或深水盆地岩相连续,难以识别,仅依据层序内部结构间接标识。几乎在所有实测剖面中,界面之上均大量出现牙形石 *Pa. triangularis* 带、菊石 *Manticostras cordatum* 带和竹节石 *H. fenujinctus* 带,相应的地化标志是:①  $Ca/Mg(Sr)$  或  $CaO/MgO$ 、 $K_2O$ 、 $Na_2O$  值急剧增大<sup>[4]</sup>;②  $\delta^{13}C$  值从背景值(平均  $-1.273\text{‰PDB}$ )跃增到  $2.137\text{‰PDB}$ (平均值)<sup>[7]</sup>;③ 微量元素及相应比值均发生不同程度的变化<sup>[4]</sup>。

剖面及独山剖面中)表现为冲刷侵蚀间断面上的残积铁泥质薄层;⑤ 台盆背景中出现较特征的岩相转换面,如田林八渡剖面中界面之下为硅泥岩系,之上则为扁豆状泥灰岩组合。相应的生物标志是牙形石 *Pa. expansa* 菊石 *Clymenia* 带的首次出现,而  $\delta^{13}C$  曲线则表现为下降或退覆旋回的开始<sup>[5]</sup>

### 2.2 II型界面

川滇黔桂地区泥盆系共识别出 7 个 II 型层序界面,即层序  $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_5$ 、 $S_9$ 、 $S_{14}$ 、 $S_{15}$ 、 $S_{16}$  之底界面。该区 II 型界面在古陆边缘滨岸带、碳酸盐台地或孤台等背景,识别标志明显,以陆上暴露、短暂侵蚀或海侵超覆现象为特征,在陆棚及克拉通缓坡背景上反映为陆上暴露或海岸上超不整合面为特征;在台盆深水盆地则以水下侵蚀间断不整合及相应的相序结构转换面为主,而在暴露区则可发育古喀斯特溶蚀面,或含煤层、粘土层或具钙化壳、白云岩帽,以及特征的溶蚀孔洞缝带。总体而言,II 型界面远不如 I 型界面容易识别,需结合陆上和g水下界面发育情况对比分析来确定。

### 2.3 最大海泛面或凝缩层

川滇黔桂地区泥盆系共识别出 17 个最大海泛面或相当界面,主要通过凝缩层的特征来加以区别,不同沉积盆地背景可能有些差异,表现为:碳酸盐沉积为主的缓坡、台地背景下,最大海泛面时期常由薄层状泥灰岩、生物结核灰岩、硅质条带灰岩、生物层灰岩等组成,其中富含小型薄壳底栖生物或浮游相化石;陆屑沉积背景下的陆棚,凝缩层以富含磷、锰、黄铁矿结核的页岩或生物介壳灰岩或泥质灰岩为特征;在台-盆斜坡环境,凝缩层表现为富浮游相薄层灰岩和硅质灰岩沉积或薄层生物层灰岩,如南丹车河剖面;在台缘背景,则以生物屑灰岩或含浮游相灰岩为特征;在浅水台盆背景,发育薄层硅泥岩和硅质灰岩,发育浮游生物组合,如南丹罗富剖面  $CS_{16}$ 、 $CS_{17}$ ;在深水台盆背景,表现为凝灰质硅岩和硅质岩互层(田林八渡剖面)或薄层硅质岩(如那坡平恩剖面);在深水盆地(如钦防海槽)显然较难区分,但以每一层序中放射虫硅质岩、硅质页岩最富集的层位可以大致识别。综合所有这些盆地的沉积记录可以发现,最大海泛面一般为“生态转换面”,即由大量浅水型底栖生物群落向上突变为含丰富浮游生物的深水型组合。同时,与其它界面或体系域相比,还表现在有机碳、总烃含量、Sr 含量、碳氧同位素值达到最高值,古氧值、孔隙度、阴极发光特征等发生巨大变化等方面的证据。

### 2.4 初始海泛面

初始海泛面即初始海侵面,为海侵体系域与下伏低水位或陆棚边缘体系域间的物理界面,川滇黔桂地

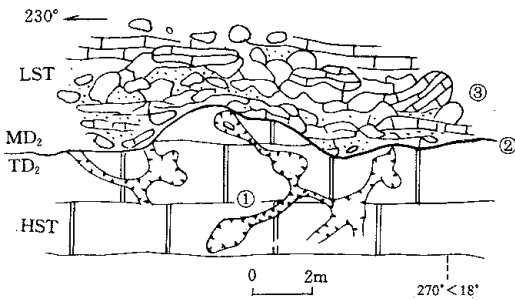


图 2 桂林洞村剖面层序  $S_{13}/S_{12}$  界面关系

- ① 塘家湾组顶部高位域白云岩,发育栉壳状方解石胶结物;
- ② 侵蚀面;③ 民塘组底部低位域灰质角砾岩

Fig.2 Relationship between sequences  $S_{13}/S_{12}$  at Dongcun section, Guilin

$S_{17}$ 底界面 :为典型的海退界面,典型标志是① 台地背景中明显的喀斯特溶蚀面,界面上见到铁泥质红色氧化壳,如文山古木剖面;② 台缘背景颗粒白云岩溶蚀面及其上岩溶角砾岩,如横县六景剖面;③ 斜坡剖面如南丹车河剖面表现为冲刷侵蚀面之上的钙屑重力流沉积;④ 扬子古陆南缘剖面上(如贵阳苗天

区泥盆纪层序地层中的初始海泛面有两种表现形式:

① 包括  $S_1$ 、 $S_4$ 、 $S_6$ 、 $S_7$ 、 $S_8$ 、 $S_{10}$ 、 $S_{11}$ 、 $S_{12}$ 、 $S_{13}$ 、 $S_{17}$  十个 I 型层序的初始海泛面, 位于海侵体系域与低水位体系域之间; ② 其它七个层序的初始海泛面与其 II 型界面重合(台地地区), 或位于海侵体系域与陆架边缘体系域之间, 相当于海侵上超面。I 型层序的初始海泛面鉴别标志在不同盆地、不同沉积类型背景下不尽一致, 陆上成煤环境下为含生物介壳的净砂岩直接覆于炭质页岩、煤层之上, 陆源碎屑沉积背景的陆棚为富生物屑的粉砂岩、细砂岩超覆于陆相建造之上, 碳酸盐台地环境体系则反映为泥粒灰岩、粒泥灰岩上超在颗粒灰岩上, 深水盆地中表现为页岩与纹层状硅质岩或凝灰质浊积岩形成岩相结构转换面。此外, 台地或陆相背景下, 该界面常具冲刷、侵蚀面, 界面上滞留砂质砾岩、细砾屑灰岩较为发育, 构成典型的平行不整合侵蚀面。与 II 型层序底界面重合的初始海泛面标识特征可参见前述 II 型层序底界面描述。

### 3 层序划分及特征

根据关键性界面、区域追踪对比性、相序变化特征及准层序叠置型式、各种盆地类型不同相带(滨岸、台地、台缘、斜坡、台盆、深水盆地)典型剖面层序特征, 结合相应生物化石带(牙形石带为主, 其次是菊石、笔石和竹节石)资料, 将川滇黔桂地区泥盆系划分出 17 个沉积层序单元(表 1), 分别命名为  $S_1 \sim S_{17}$ 。其中, 洛考夫阶 3 个( $S_1 \sim S_3$ ), 布拉格阶 2 个( $S_4 \sim S_5$ ), 埃姆斯阶 2 个( $S_6 \sim S_7$ ), 艾菲尔阶 2 个( $S_8 \sim S_9$ ), 吉维特阶 3 个( $S_{10} \sim S_{12}$ ), 弗拉斯阶 3 个( $S_{13} \sim S_{15}$ ) 和法门阶 2 个( $S_{16} \sim S_{17}$ )。平均延时约 2.87Ma, 按底界面性质可区分出 10 个 I 型层序( $S_1$ 、 $S_4$ 、 $S_6$ 、 $S_7$ 、 $S_8$ 、 $S_{10}$ 、 $S_{11}$ 、 $S_{12}$ 、 $S_{13}$  和  $S_{17}$ ), 7 个 II 型层序( $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_5$ 、 $S_9$ 、 $S_{14}$ 、 $S_{15}$ 、 $S_{16}$ )。诚然, 并非每一类型沉积盆地或相带发育完整的 17 个层序, 如靠近古陆边缘的相带剖面通常缺失洛考夫和布拉格早期的 1~3 个层序, 即  $S_1$ 、 $S_2$ 、 $S_3$ 。

### 4 层序区域对比

对比依据包括界面性质、凝缩层、层序内部构型、生物组合及层序数量。另外, 尚考虑不同沉积背景层序发育特征和演化趋势。

综观川滇黔桂地区诸剖面及层序对比剖面(图 3) 可看出, 泥盆系层序发育最全的是钦防海槽及其边缘的横县六景剖面, 以及台盆背景的那坡平恩剖面, 其次是滇东南广南达莲塘剖面, 它们一般都发育  $S_1 \sim S_{17}$  层序, 而靠近继承性古陆边缘或沉积高地的浅水区则通

常缺失下部 1~4 个层序( $S_1 \sim S_4$ ), 并具有自南部的钦防海槽→中部的右江地区→北部的扬子古陆南缘, 底部缺失层序数目增多之趋势, 如桂东南、桂南及滇东南地区通常缺失底部层序  $S_1$ , 如扶绥及龙州剖面、那坡剖面及文山古木剖面等均通常缺失层序  $S_1$ , 而向北至桂中和滇中北地区, 则通常缺 1~2 个层序, 如滇东南曲靖剖面、桂西田林八渡剖面、桂北丹池一带的南丹罗富、东河、雍里剖面和桂东北塘家湾剖面等, 均缺失 1~2 个层序( $S_1 \sim S_2$ ), 其中塘家湾剖面缺失 3 个层序; 而再向北至独山、都匀、凯里、贵阳地区, 则一般缺失 2~3 个甚至 4 个层序( $S_1 \sim S_4$ ), 如贵阳苗天剖面和田坝剖面均缺失下部层序  $S_1 \sim S_3$ 。这是由于受加里东运动造成的前泥盆纪构造古地理呈现南低北高地势和泥盆纪初海平面自南向北逐渐侵进、逐渐超覆所致。

对洛考夫期层序  $S_1 \sim S_3$  而言, 底为加里东构造运动界面, 顶部亦为 I 型界面, 标识特征明显, 易于识别。由此二界面所围限的层序  $S_1 \sim S_3$  显然为等时的成因地层单元, 它们可进行对比, 另外层序  $S_1$ 、 $S_2$ 、 $S_3$  相应的化石带分别是 *Manficoceras uniformis*, *M. praebercyniaisi* 和 *M. thomasi* 带, 结合层序内部结构及其变化, 显然层序  $S_1$ 、 $S_2$ 、 $S_3$  间接可对比。另外, 粗粒沉积组合也是重要的对比标志。

至于布拉格期层序( $S_4 \sim S_5$ ), 顶、底也均为 I 型界面, 标志它们是可对比的等时地层单元。在广西、滇东均可识别出层序  $S_4 \sim S_5$ , 通常, TST 为略具退积的陆棚相粉砂质泥岩和泥岩沉积, CS 为富含腕足、双壳类、介形类及厚壳竹节石的外陆棚相钙质泥岩和泥灰岩。HST 通常由灰云岩和粉砂质泥岩构成的进积准层序组, 如横县六景剖面以及西大明山地区(图 3)。往西到龙州、德堡一线(钦甲剖面)对应于那高岭组, 再到靖西—隆林一线渐变为陆岛, 到滇东地区的昆明、文山等地对应于坡松冲组沉积, 在桂东武定、象州、南丹地区相当于那高岭组层位, 对比的生物依据是牙形刺 *Pol. pireneat*, *Eogn. kindlei* 和 *Eogn. sulcatus* 等。

埃姆斯期层序  $S_6 \sim S_7$ , 顶、底均为 I 型界面, 此外在川滇黔桂乃至整个华南地区还表现在如下生物事件: 一是牙形石 *Polo* 带首次繁盛时期, 二是首次出现棱菊石带。显然不同地区层序对比边界及时间框架明显不同。层序  $S_6$ 、 $S_7$  均为典型的海侵型层序, 向上灰岩组合递增, 其中层序  $S_6$  的 TST 通常为陆棚相粉砂岩和泥岩沉积, CS 为泥岩和薄层生物灰岩及结核, HST 通常为中厚层泥质灰岩和生物丘, 如龙州、德堡钦甲、横县六景、北流大风门、象州大乐地区, 向苍梧石桥剖面过渡为陆缘碎屑滨海浅海沉积, 层序  $S_7$  底界为一暴露成因的 I 型界面, 在大多数碳酸盐台地背景(如横

表 1 右江盆地泥盆系层序划分及特征

Table 1 Devonian sequence subdivision and characteristics , the Youjiang Basin

层序	体系域	右江陆缘裂谷盆地		上扬子克拉通盆地	钦坎(滇东南)深海盆地
		孤台	台盆		
S <sub>17</sub>	HST	台内-台缘丘或礁白云岩,具加积-进积序列	浅水台盆相条带状泥灰岩和扁豆状灰岩	由泻湖-潮坪准层序组构成,具加积—进积序列	HST:深水黑色页岩和硅质岩构成沉积韵律,向上泥岩和页岩变厚增多; TST:放射虫硅质岩 LST:黑色页岩为主
	TST	台地相生物微晶灰岩和微晶生屑灰岩	条带状泥灰岩和薄层硅质岩	由泻湖相灰岩为主构成,准层序组具退积序列	
	LST	缺失	钙屑浊积岩	缺失	
S <sub>16</sub>	HST	台内-台缘丘滩礁灰云岩,具加积-进积序列	硅质泥岩夹钙屑浊积岩,偶见扁豆状灰岩	同上	
	TST	台地相生物泥晶灰岩	硅灰岩、硅泥岩和硅质岩构成退积型准层序组	同上	
	SMST	缺失	灰泥岩和硅灰岩	同上	
S <sub>15</sub>	HST	颗粒灰云岩、岩溶角砾岩及藻泥云岩	硅质泥岩和硅灰岩	潮间-潮上坪白云岩,向上泥云质递增	
	TST	台地相灰岩	硅质岩和火山碎屑浊积岩	泻湖相白云岩具退积特征	
	SMST	缺失	硅灰岩和钙屑浊积岩	缺失	
S <sub>14</sub>	HST	台地相-台缘礁滩相准层序组,具进积特色	钙屑重力流沉积和硅泥岩	同上	
	TST	台地相-台内滩相准层序组,具退积特征	火山碎屑浊积岩夹硅质岩	同上	
	SMST	缺失	钙屑-泥屑浊积岩	缺失	
S <sub>13</sub>	HST	同上	深水页岩和硅泥岩沉积,向上页岩递增	泻湖-潮坪相准层序组,向上云泥岩递增	
	TST	同上	硅质岩和泥质硅岩	泻湖相灰岩和云岩,具退积特征	
	LST	缺失	混屑浊积岩	缺失	
S <sub>12</sub>	HST	台地相-台内滩准层序组,具向上进积特征	钙屑浊积岩,微晶灰岩和硅灰岩,向上加积序列	同上,但碎屑岩明显增多	
	TST	台地相-泻湖相灰岩,具加积-退积准层序组	深水页岩、火山碎屑浊积岩夹硅质岩	同上,碎屑岩递增	
	LST	缺失	黑色页岩和钙屑浊积岩	缺失	
S <sub>11</sub>	HST	台地相灰岩-台内滩或台缘滩白云岩,具向上变浅序列	硅灰岩夹钙屑重力流沉积	近滨-前滨相准层序组,向上变浅,具进积序列	
	TST	泻湖-台地相灰岩准层序组,向上变深序列	硅质岩	陆棚-近滨相准层序组,向上变深	
	LST	缺失	黑色页岩和灰泥岩	缺失	
S <sub>10</sub>	HST	台地相灰岩-台内滩或台缘滩白云岩,具向上变浅序列	火山碎屑浊积岩、陆屑浊积岩、泥岩、硅灰岩、泥岩	近滨-前滨相准层序组,向上变浅,具进积序列	
	TST	台地相生物微晶灰岩,向上变深序列	硅泥岩、硅灰岩、火山碎屑浊积岩	陆棚-近滨相准层序组,向上变深	
	LST	缺失	混屑浊积岩	缺失	
S <sub>9</sub>	HST	台内滩相白云岩,顶部岩溶面特征明显	泥质硅岩、泥灰岩和钙屑重力流,厚度较大,向上变粗变浅序列	近滨-前滨相准层序组,向上变浅,具进积序列	
	TST	泻湖-台地相灰岩,向上变深	浮游相泥晶灰岩、硅质岩和火山碎屑浊积岩	陆棚-近滨相准层序组,向上变深	
	SMST	缺失	钙屑浊积岩和微晶灰岩	缺失	
S <sub>8</sub>	HST	台地相-泻湖相白云岩或台地-滩相颗粒白云岩,具加积-进积特征	黑色泥岩、硅泥岩夹陆屑浊积岩,具加积-进积特征	前滨相砂岩夹粉砂质泥岩,顶为铁质泥岩	
	TST	台地相生物微晶灰岩和泻湖相灰岩,具加积-退积序列	浮游相泥灰岩、硅泥岩和火山碎屑浊积岩,呈向上变深序列	由近滨相泥岩-粉砂岩构成的近积型准层序组	
	LST	缺失	含硅灰岩夹远源浊积岩	缺失	

续表 1

层序	体系域	右江陆缘裂谷盆地		上扬子克拉通盆地	钦防(滇东南)深海盆地
		孤台	台盆		
S <sub>7</sub>	HST	台地-台内滩或台缘滩白云岩,具明显加积-进积特征	硅灰岩、钙屑浊积岩夹板岩,具加积-进积特征	前滨相砂岩夹粉砂质泥岩,顶为铁质泥岩	
	TST	台地相生物泥晶灰岩夹灰泥岩,向上变深序列	浮游相黑色页岩,火山碎屑浊积岩和硅泥岩,向上硅质组分递增	由近滨相泥岩,粉砂岩构成的进积型准层序组	
	LST	缺失	远源陆屑浊积岩和硅泥岩夹泥晶灰岩	缺失	
S <sub>6</sub>	HST	台地—台内丘滩相灰岩,灰云岩,向上变厚变粗,白云岩化增强	同上 硅质泥岩、泥岩和浊积岩,具加积—进积序列	由前滨相泥质石英砂岩构成,顶为紫红色铁质粉砂泥岩	
	TST	锥形台地相生物微晶灰岩和生物泥灰岩,发育广海化石组合	硅质岩、火山碎屑浊积岩、浮游相微晶灰岩	由近滨相铁泥质粉砂岩沉积构成的向上变深序列,上部富含广海化石层	
	LST	风化残积相	远源浊积岩夹泥板岩	缺失	
S <sub>5</sub>	HST	滨岸平原相泥岩-粉砂质泥岩构成的进积准层序组,顶为滨岸相砾岩	陆屑浊积岩、粉砂质泥岩、黑色泥板岩,向上变粗变浅	同上	未出露
	TST	滨海相粉砂质泥岩和泥质粉砂岩,上部富含广海化石组合	黑色泥板岩、浊积岩和竹节石灰岩构成退积型准层序面	同上	浮游相细砂泥岩和泥岩,共识别出 5 个退积准层序
	SMST	缺失	陆屑浊积岩和石英板岩	缺失	广海生物泥质粉砂岩
S <sub>4</sub>	HST	同上	盆地相泥板岩、中下斜坡陆屑浊积岩准层序组	同上	黑色泥质砂岩、细粒石英砂岩夹粉砂岩
	TST	同上	盆地相石英泥板岩夹粉砂质泥岩退积准层序组	同上	黑色泥岩、含粉砂泥岩和生物泥灰岩,富广海浮游生物组合
	LST	缺失	粉砂岩和粉砂质泥岩	缺失	褐铁矿质石英杂砂岩
S <sub>3</sub>	HST	泻湖-潮坪相碎屑岩准层序组,顶为沼泽相黑色炭质泥岩	潮间条带状粉砂质泥岩与厚层含粉砂泥岩,具加积-进积序列	缺失	黑色泥质粉砂岩和粉砂质泥岩夹黑色泥岩
	TST	潮坪-泻湖相粉砂泥岩,向上变深,上部发育过渡相化石	潮下带石英杂砂岩夹泥质粉砂岩,总体向上变深序列,富含广海化石组合	缺失	黑色泥岩夹生物泥岩,富含生物层
	SMST	残积-河流相粗粒碎屑岩	残积相	缺失	深灰色粉砂岩
S <sub>2</sub>	HST	缺失	潮间坪粉砂岩夹粉砂质泥岩构成的进积型准层序组	缺失	同上
	TST	缺失	中下部通常缺失,上部层位由潮下带粉砂质泥岩和泥质粉砂岩构成退积准层序组	缺失	同上
	SMST	缺失	缺失	缺失	同上
S <sub>1</sub>	HST	缺失	缺失	缺失	灰色中层粉砂质泥岩和粉砂岩构成向上变浅变粗准层序组
	TST	缺失	缺失	缺失	黑色页岩夹粉砂质泥岩,顶部富含广海生物组合
	LST	缺失	缺失	缺失	中层细粒石英砂岩夹粉砂质泥岩

县六景、德保、龙州、桂中、文山等)均可识别,而在 LST 发育的剖面如那坡平恩、田林八渡、南丹罗富、广南达连塘等剖面,该界面均难识别,在上述碳酸盐台地背景,TST 表现为生物灰岩和灰泥岩薄层构成退积序

列,而 CS 为深灰色薄层竹节石灰岩和灰泥岩,HST 则表现为中厚层灰岩和白云岩,如南宁南部三叉河剖面、横县六景剖面、北流大风剖面、象州大乐、文山古木剖面等,但向桂林东北部的灌阳剖面和黔南一带均为碎

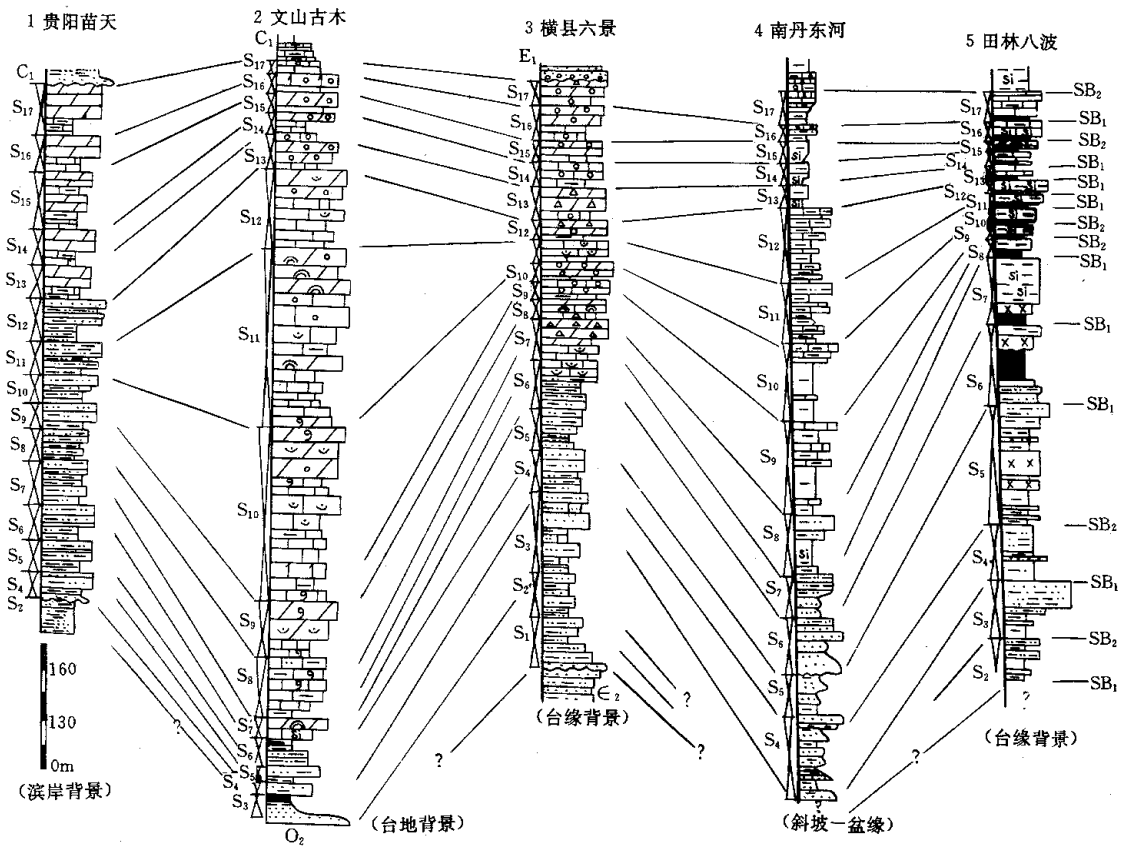


图 3 泥盆纪不同沉积背景典型剖面层序区域对比图

Fig. 3 Devonian sequence correlation among typical sections within different settings

屑沉积。

对于艾菲尔期层序( $S_8 \sim S_9$ )，底为 I 型界面 相应的牙形石带为 *Polygnathus c. costatus*, *Torfodus K. kokeliamus*, *Polygnathus C. partitus*。在横县六景剖面 层序  $S_8 \sim S_9$  的对比标志层是层序  $S_8$  的薄层竹节石白云岩 以及  $S_9$  的薄层竹节石白云岩和 HST 厚层白云岩顶部的红色铁质钙泥岩薄层；向东的北流大风门剖面为台缘-台地相沉积-鸭壤组，向北至柳州以东的象州大乐剖面 相当于应堂组陆棚相沉积；从象州再往北东到、贺县渐变为潮间—潮下带—信都组， $S_9$  变为灰绿色泥岩，HST 顶变为豆状赤铁矿；在桂东相当层位过渡为潮坪相沉积；贵州独山剖面艾菲尔期层序由大河口组和屯上组构成( $S_9$ )，顶部与上覆鸡泡组为一平行不整合面，因受海西运动的影响，在黔东南、广西环江、昆明、宣威一线的层序  $S_8 \sim S_9$  多为滨浅海相和三角洲相，贵州从贵阳—都匀—都山则以三角洲相沉积为主体。

吉维特期层序( $S_{10} \sim S_{12}$ )，底为 I 型界面，但可以

珊瑚 *Dendrostell trigemme* 首次出现为底界，顶为 I 型界面 相应的牙形石带为 *P. kockeilianus*, *P. varacus*, *P. x. ensensia*, *N. c. costatus* 和 *N. otomakti* 等。从图 3 可看出，滇东南地区沿古陆边缘的华宁、武定至贵阳乌当、独山、布寨以及桂西北的环江上潮一带均可识别出 3 个层序  $S_{10}$  为 I 型层序， $S_{11} \sim S_{12}$  为 I 型层序，但武定等地  $S_{12}$  沉积时期还上升为陆，上覆为弗拉斯阶灰岩。与此同时沿文山经桂西南的那坡、德保到横县六景后，转向北东经象州、桂林、贺县、灌阳等地，层序  $S_{10}$  底界位于古喀斯特化的露暴面上，在剖面上及相应的台地内似为 I 型界面，但向海方向追索到贺县信都剖面<sup>[4]</sup>已找不到暴露标志，再向南追索到象州大乐及六景剖面虽明显表现为海平面下降，但已有暴露的特征，应属海平面下降未达到沉积滨线坡折带的反映，故仍为 II 型层序。

弗拉斯期为泥盆纪最大海平面上升期，共沉积了 3 个层序，即层序  $S_{13}$ 、 $S_{14}$ 、 $S_{15}$ ，顶界为 II 型界面，底界为 I 型界面，对应的牙形石带为 *Dalmatolepis punctata*，

*P. hasi*, *P. lingniformis* 带, 以 *P. friang klaris* 带之底为层序  $S_{15}$  之顶。在横县六景剖面同期层位为谷闭组, 三个层序中重要的对比标志是  $CS_{14}$ 、 $CS_{15}$  的薄燧石条带的瘤状灰岩和薄层含锰纹层的泥质灰岩; 在黔南独山剖面相当于望城坡组, 下部  $S_{13} \sim S_{14}$  为贺家寨段, 上部  $S_{15}$  为卢家寨段, 以碳酸盐缓坡和碳酸盐台地沉积为主, 在以阳朔扬堤剖面为代表的台间海槽背景, 层序  $S_{13} \sim S_{14}$  相当于榴江组, 而  $S_{15}$  对应于谷闭组, 其中 TST 通常为黑色薄层微晶灰岩, 泥灰岩和钙质泥岩构成的退积层序,  $CS_{15}$  为黑色含锰灰泥岩和含锰硅质岩互层, 厚 40~50cm, 而 HST 则表现为中厚层灰岩、粗屑灰岩、燧石条带灰岩构成的进积型准层序组。从上述对比资料可看出, 弗拉斯期的层序地层发育、演化情况, 虽为不同沉积背景, 层序组合各具特色, 但均可识别出 3 个层序, 这表明该期海平面变化趋于一致, 证明弗拉斯期全球性海平面上升的特征, 在滇黔桂海域内与全球海平面的变化特点保持了同步升降的特色。

近岸地区为白云岩, 而且通常不同程度地缺失层序  $S_{17}$  地层, 如贵阳乌当及苗天剖面。在湘桂海域内的近岸背景为沉积陆棚沉积, 尤其是层序  $S_{17}$  中碎屑岩的比例增多, 如桂林塘家湾剖面、阳朔剖面、扬堤剖面等, 往海域方向为碳酸盐岩为主, 如桂中、滇东南、桂西碳酸盐台地背景(如文山古木、西畴懂百、横县六景等剖面); 在较深水台盆环境中, 以泥质条带灰岩、瘤状灰岩组合为主, 如紫云火花剖面、云南达连塘剖面、广西罗富剖面、五圩剖面、田林八渡剖面等; 从层序横向展布规律而言, 结合牙形石资料, 滇黔桂海域通常缺失  $S_{17}$  中上部地层, 与 *Siphonodella prausulcata* 带相当。

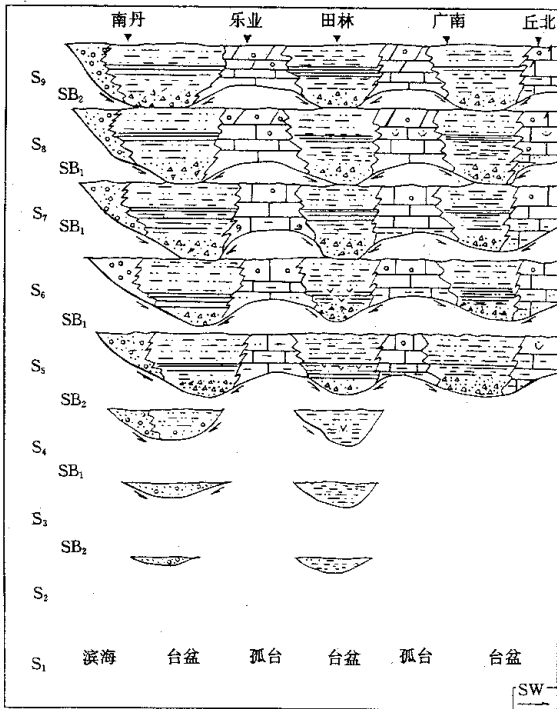


图 4 右江盆地  $D_1 \sim D_2$  层序地层格架

Fig. 4  $D_1^1 \sim D_2^2$  sequence framework, the Youjiang Basin

法门期层序 ( $S_{16} \sim S_{17}$ ) 底为 II 型界面, 顶为 I 型界面,  $S_{16} \sim S_{17}$  之间为 I 型界面, 至下而上出现的牙形石带分别为: *Palmatolepis triangularis* 带, *Pa. crepida* 带, *Palmarginifera* 带, *Pa. rugosa trachytera* 带, *Pa. perlobata postera* 带, *Pa. expansa* 带和 *Siphonodella prausulcata* 带。该期层序物质组合, 在黔桂海域内的

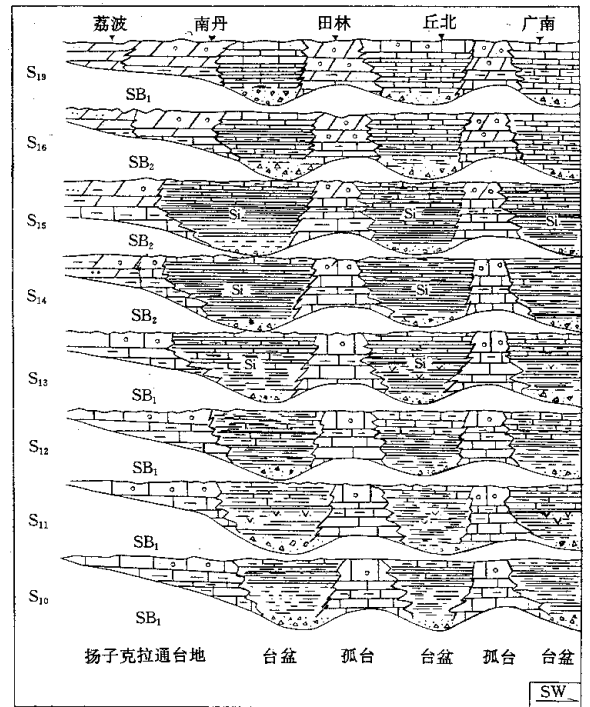


图 5 右江盆地  $D_2^2 \sim D_3$  层序地层格架

Fig. 5  $D_2^2 \sim D_3$  sequence framework, the Youjiang Basin

## 5 层序格架模型

根据前述层序划分、特征及对比等研究, 初步建立了滇黔桂地区泥盆纪层序地层格架(图 4、5)。从图 4、图 5 中可看出, 研究区泥盆纪时, 主体表现为被动陆缘裂谷盆地发展阶段, 具有台、盆相间、盆包台沉积格局, 其次是滇东北陆内拗陷盆地和黔南陆内拗陷-克拉通盆地, 东部为钦防深水海槽盆地。总体经历了两个准二级周期演化过程。早泥盆世洛考夫—布拉格 ( $S_1 \sim S_5$ ) 以陆棚-滨岸相沉积为主, 其形态受前期构造古地理严格控制, 底部凹凸不平, 向上逐渐平整, 属填平补齐性质, 作为陆缘裂谷盆地的基垫, 该期沉积充填发育

主要受盆地构造活动和相关物源的控制,代表陆缘—陆内初始拗陷—裂陷产物,埃姆斯期( $S_6 \sim S_7$ ),进入新的演化阶段(相当于二级 TST),并处于构造活动变异时期,北西向同生断裂拉张及北东向拉张走滑作用,严格控制着沉积古地理的格局和岩性、岩相及生物组合的分异,并造成岩性、岩相、生物组合和古地理面貌上的变化。盆地出现了明显的盆包台或台盆相间格局,碳酸盐相带明显向盆地四周拓展并覆盖孤立台地;中泥盆纪早期( $S_8 \sim S_9$ ),相当于  $D_1 \sim D_2$  二级层序的 HST,构造活动相对较弱,海平面相对稳定,碎屑岩明显向盆地进积,造成靠近扬子古陆南缘、华夏古陆西缘地区以碎屑岩和混合岩相为主,远离古陆的滇东南-桂西-桂中地区仍为碳酸盐孤台与台盆相间分布,从而结束了  $D_1 \sim D_2$  二级层序的发展史。

$D_2^2 \sim D_3$  为第二个二级层序发育时期,该期基本上奠定了右江裂谷盆地轮廓和海域分布,总体向上变深,呈阶梯状向北、向东超覆,盆地面积迅速增大。具体由深水台盆相硅质岩系和孤台碳酸盐岩组相间构成,硅质岩多分布广,但厚度薄,碳酸盐岩厚,但空间分布小,两者具反向沉积序列,其中  $D_2^1 \sim D_3^1$ ( $S_{10} \sim S_{15}$ )属第二

个二级层序的 TST,指示层序发育主要受同生断裂和基底构造的控制,代表强烈拉张阶段沉积产物,晚泥盆世法门期( $S_{16} \sim S_{17}$ )相当于二级 HST 沉积期,基本继承了早期岩相古地理格局,由硅质岩-泥岩-扁豆状灰岩(台盆)和碳酸盐岩岩组(孤台)构成,孤台组分逐渐增多,该期层序发育主要受盆地构造沉降和海平面变化的联合控制,代表在先期强烈拉张活动之后基底差异沉降产物。

参 考 文 献

- 1 陈代钊,陈其英.华南泥盆系沉积演化及海水进退规程[J].地质科学,1994,29(3):246~255
- 2 陈洪德,曾允孚.右江盆地的性质及演化讨论[J].岩相古地理,1990,24(1):28~37
- 3 曾允孚,刘文均.华南右江盆地沉积构造演化[M].北京:地质出版社,1993
- 4 吴诒,龚一鸣等.华南泥盆纪层序地层及海平面变化[M].武汉:中国地质大学出版社,1997.15~24
- 5 陈代钊等.泥盆纪海相碳酸盐岩碳同位素组成及演化[J].岩相古地理,1995,15(5):22~28
- 6 陈景石.古海洋同位素演化[J].地球科学,1995,30(4):338~347
- 7 陈代钊,陈其英.华南泥盆纪的沉积盆地特征、沉积作用和成矿作用[J].地质学报,1994.24(3):12~23

Sequence Stratigraphy of Devonian in the Youjiang Basin

QIN Jian-xiong<sup>1</sup> CHEN Hong-de<sup>1</sup> TIAN Jing-chun<sup>1</sup> PENG Jun<sup>1</sup>  
 HOU Zhong-jian<sup>1</sup> SHOU Jian-feng<sup>2</sup> YANG Xiao-ning<sup>2</sup>  
 SHENG An-jiang<sup>2</sup> CHEN Zhi-liao<sup>2</sup>

1 (Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)  
 2 (Hangzhou Institute of Petroleum Geology, Hangzhou 310023)

Abstract

Based on key sequence boundary, sedimentary system tracts, in conjunction with bio-stratigraphy, sequence stratigraphy during the Devonian in the Youjiang Basin has been studied in detail. 17 3rd-order sequences have been recognized for the first time, 7 sequences in the Lower, 5 sequences in the Middle and 5 sequences in the Upper Devonian, including 10 I-type sequences and 7 II-type sequences, representing 17 3rd-order relative sea level changes. Moreover, sequences in different sedimentary backgrounds have been correlated and then corresponding sequence stratigraphic framework has also been established. This paper demonstrated that sequence internal architecture and genetic framework within various sedimentary facies zones are obviously different, but they can be correlated and traced because of the same control factor—relative sea level changes.

The Devonian transgression in this area extended from south to north overlapped in the formation of the transgression-type sequences. These sequences were controlled by sea-level change and tectonic activities. At least three 2nd-order rising sea level stages have been distinguished. During the basin evolution, the late stage of Early and Middle Devonian and the early of Late Devonian correspond to the eustatic change of sea level. During these periods the tectonic, volcanism and sedimentary differentiation might be very strong.



Devonian basin can be subdivided into stability and riftplatform. the former distributes in Lochkovian , Pragian , Eifelian , Frasnian and Famennian , and the latter in Emrian and Givetian. In the stability age , sequences can be correlated one by one. But in tectonic area period , sequences are clearly different. The result of research shows that Devonian sequence of stabilized platform area is mainly controlled by sea level change and tectonic movement of the globe or the region , and the sequence of the rift trough in the platform is controlled by the basement tectonics of the basin and the episodic subsidence.

**Key words** sequence stratigraphy Devonian Youjiang Basin