

四川盆地中—上寒武统层序地层划分 与沉积模式

袁立¹, 姚君波¹, 李国蓉¹, 彭博¹, 麻宇杰²

(1 成都理工大学“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室)

(2 中国石油长庆油田分公司第八采油厂地质研究所)

摘 要 据对四川盆地范店、岩孔以及三汇场等3个野外寒武系剖面的观察,特别是根据岩孔单井剖面 and 女基井—官深1井等连井剖面的层序界面特征和序列分析,将四川盆地寒武系自下而上划分为SQ₁、SQ₂、……、SQ₁₂共12个三级层序,其中下寒武统6个(SQ₁—SQ₆),中—上寒武统6个(SQ₇—SQ₁₂)。中—上寒武统发育多个潟湖→台内滩、潟湖→潮坪、台内滩→潮坪等向上变浅旋回,SQ₇—SQ₁₂中,高水位体系域的厚度均大于海侵体系域厚度,总体上表现为快速海侵、低速海退的特点。自西向东,中—上寒武统的沉积相为潮坪→台内滩→潟湖,同时其沉积厚度呈现东厚西薄的变化规律,与下寒武统具有互补性。中寒武世SQ₇层序沉积区逐渐形成半封闭的浅水碳酸盐台地,但受西部陆源碎屑注入影响较大,发育滨岸沉积体系;晚寒武世SQ₈—SQ₁₂继承了中寒武世的沉积模式,但西部陆源注入影响变小,因此水体变浅,环境更局限,滩体更发育。台内滩多发育于高水位体系域的中、上部,平面上在川中和川东分布较多。

关键词 四川盆地; 上寒武统; 中寒武统; 层序地层; 层序划分; 沉积模式

中图分类号: TE111.3

文献标识码: A

四川盆地位于上扬子地台北部,经震旦纪晚期的桐湾运动,四川盆地形成了西高东低、由陆变海的沉积格局,康滇古陆相对北移并进一步抬升。经过加里东晚期的都匀运动,明显地形成大拗大隆的格局,盆地中部形成川中隆起,两边分布有川东拗陷和川西拗陷。中—上寒武统是典型的陆表海台地模式背景下的局限台地相沉积,多发育局限台地相、水体较浅的大套泥晶白云岩。由于缺乏化石、钻井较少,沉积相的空间展布变化尚不明朗,这样在区域上就难以进行地层对比,为三级层序划分带来一定的难度。

关于四川盆地寒武系层序地层划分,前人提出了一些方案,但彼此尚存分歧。笔者在充分研究前人寒武系层序划分的基础上,结合收集的资料、野外调查得出的认识以及单井和连井剖面的解析,试图建立四川盆地中—上寒武统层序地层格架,为深化四川盆地的勘探开发做些基础工作。

1 前人的层序划分方案及对比

前人对四川盆地寒武系的层序划分共有四种方案(表1)。尹恭正^[1]和张满郎等^[2]把地层划分到统或组的级别,但不基于海平面升降变化的层序地层学原理。梅冥相等^[3]对贵州一带的寒武系进行了层序划分,把整个寒武系共划为12个三级层序,其中的中—上寒武统划分为7个三级层序,层序的海侵体系域,特别是早期高水位体系域中,发育块状含藻席的生物丘白云岩和泥粒白云岩,而在晚期高水位体系域中则以局限海台地相泥晶白云岩和潟湖相泥晶白云岩为特征。陈洪德等^[4]在扬子大陆震旦系—三叠系的层序研究中利用湖南、湖北地区的资料,给出下扬子地区寒武系三级层序共有14个,同时认为这14个三级层序并不是在上扬子地区均发育齐全。

收稿日期: 2013-02-04

本文受国家重大专项专题“海相碳酸盐岩沉积层序与储层发育模式研究”(编号:2011ZX05005-002-009HZ)资助

袁立:女,1986年生。2006年毕业于中国地质大学(北京),现为成都理工大学在读硕士研究生,研究方向为储层地质学。通讯地址:610059 四川省成都市成华区成都理工大学能源学院“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室320室;电话:(028)84079208

表 1 四川盆地寒武系的主要层序划分方案对比

作者	年份	寒武系层序 (个)	中—上寒武统层序 (个)	研究范围
尹恭正 ^[1]	1996	3	1	上扬子四川盆地
梅冥相等 ^[3]	2006	12	7	上扬子贵州一带
张满郎等 ^[2]	2010	5	5	上扬子四川盆地
陈洪德等 ^①	2010	14	7	下扬子湖南、湖北地区
袁立等(本文)	2013	12	6	上扬子四川盆地

2 层序地层格架建立

本次研究的区域位于四川盆地川南，寒武纪早期上扬子西部地壳上升，地层受到剥蚀，通过本次所采集资料及已掌握的钻井资料的研究和分析，笔

者认为四川盆地整个寒武系共可划分为 12 个三级层序(表1)。本次研究的野外地质考察,详细观察了范店、岩孔以及三汇场等 3 个野外寒武系剖面,同时还收集了石柱和凤凰两条剖面的资料(图 1),其中地层较全的为岩孔剖面 and 范店剖面。

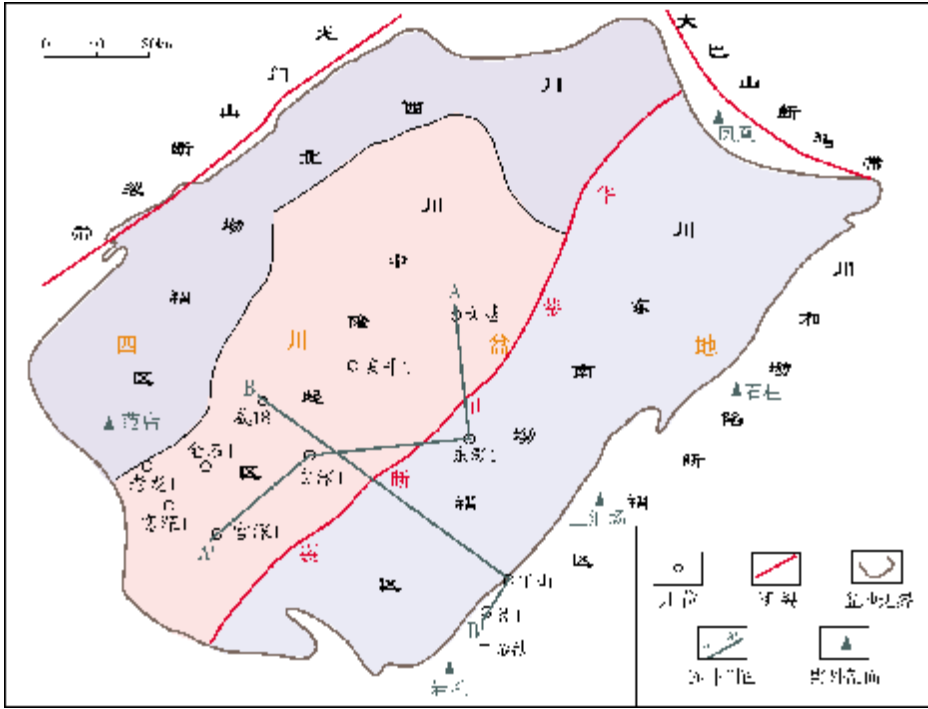


图 1 四川盆地寒武系构造及野外剖面位置

四川盆地整个寒武系共可划分为 12 个三级层序,自下而上记作 SQ₁、SQ₂、……、SQ₁₂,其中,下寒武统 6 个(SQ₁—SQ₆),中—上寒武统 6 个(SQ₇—SQ₁₂)。现以金沙岩孔剖面为例来建立四川盆地中—上寒武统三级层序的地层格架。

对岩孔剖面进行详细的观察分析后得到中—上寒武统三级层序与沉积相综合柱状图(图 2),该剖

面的中—上寒武统三级层序从 SQ₇ 开始至 SQ₁₂ 结束,完整拥有 6 个三级层序。

SQ₇ 层序 底界面为暴露岩溶面,底部附近沉积灰色泥质白云岩,底界为薄层黄褐色泥岩,沉积环境为暴露氧化环境。TST7 为灰色粉砂岩、泥质白云岩互层沉积,代表潮坪环境,水体深浅变化较快。海侵后期,沉积环境变为深水的还原环境,能使细粒的

① 陈洪德,田景春,牟传龙,等. 震旦系—中三叠统层序划分和特征[R]. 成都理工大学,2010.

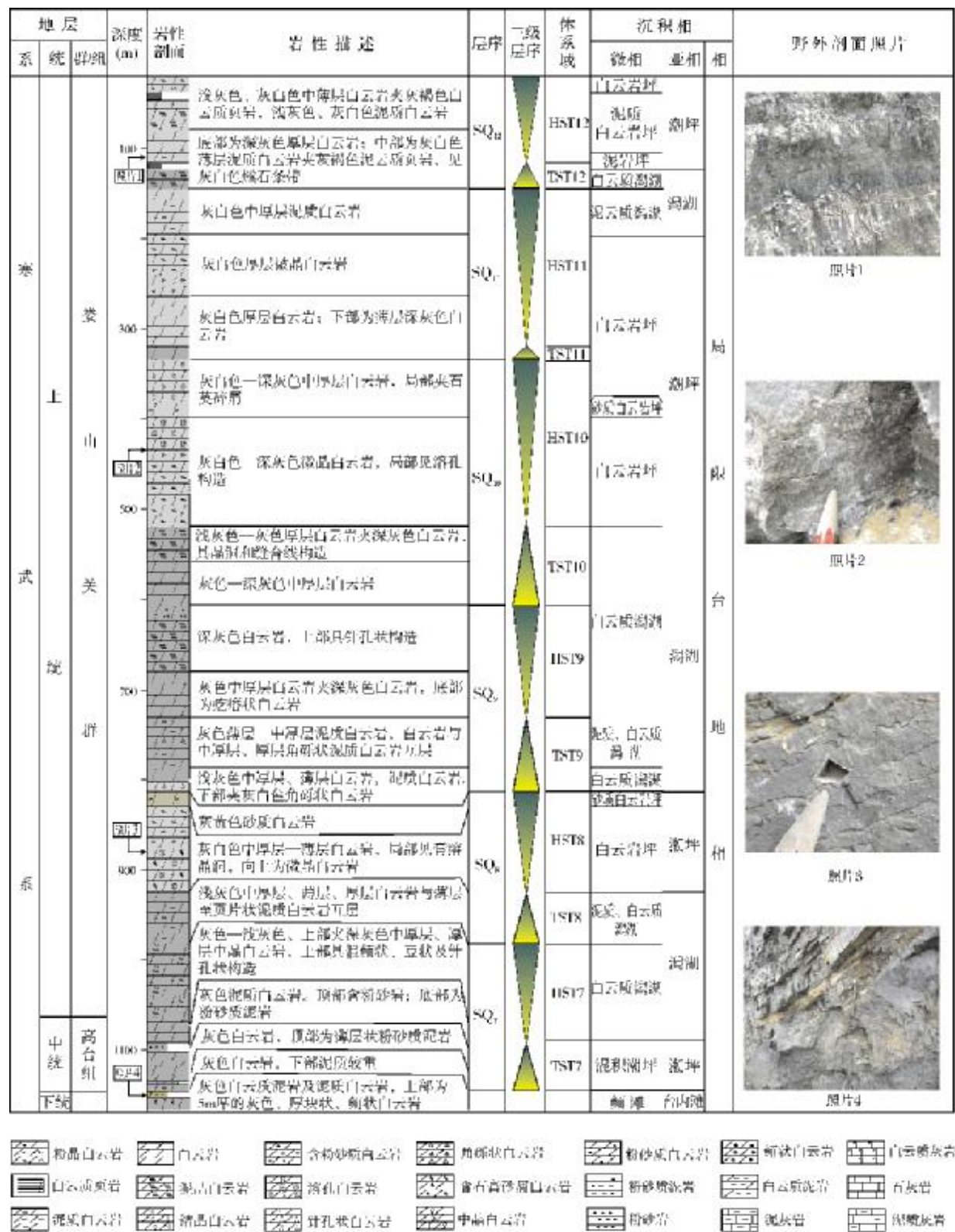


图2 四川盆地岩孔剖面中—上寒武统三级层序划分与沉积相综合柱状图

灰色泥岩沉积下来,这可作为最大海侵的标志。HST7 中—上部发育蒸发潟湖相的中晶白云岩,这表明水体逐渐变浅;与 HST7 水位下降相对应,层序顶部发育的白云岩具鲕状、豆状结构,代表高能的沉积环境,水动力变强。

SQ₈ 层序 底界面为岩性转换面, TST8 主要为潟湖相深灰色泥质白云岩; HST8 为潮坪相灰白色砂屑白云岩,具盐膏溶孔、晶洞构造,反映水体环境变浅,可能反映蒸发较强的环境,上部为潮坪环境的灰白色微晶白云岩,顶部出现黄色粉砂质白云岩,代表暴露或氧化沉积环境。

SQ₉ 层序 底界面为岩性转换面, TST9 底部发育灰色中厚层泥质白云岩与中厚层角砾状泥质白云岩互层,反映水体为高能环境,水动力较强,上部发育潟湖相的灰色泥质白云岩。HST9 发育白云质潟湖亚相的深灰色厚层状微晶白云岩,反映水体变浅,顶部具针孔状构造,反映蒸发作用较强,甚至可能出现暴露环境。

SQ₁₀ 层序 TST10 底部发育潟湖相的深灰色厚层白云岩,上部具晶洞和缝合线构造。HST10 变为潮坪相的浅灰白色厚层白云岩,向上局部见溶孔构造,反映水体向上变浅;顶部的厚层结晶白云岩,反映沉积环境为水体较浅的蒸发潮坪环境。

SQ₁₁ 层序 该层序沉积环境总体为潮坪环境,底界面为地层结构转换面, TST11 底部为一套白云岩坪亚相的薄层深灰色白云岩,反映水体较深;而 HST11 变为潮坪相灰白色厚层白云岩,中上部为微晶白云岩,反映水体向上变浅。

SQ₁₂ 层序 TST12 底部发育潟湖相的深灰色厚层白云岩,反映水体较深。HST12 以潮坪相沉积环境为主,发育泥质白云岩坪亚相的黄褐色白云质页岩、灰白色泥质白云岩、灰白色厚层白云岩等,顶部有薄层黄绿色白云质页岩,反映水体较浅且为安静环境。

3 层序连井对比与纵横向特征

3.1 横向特征

从图 3、图 4 的 SQ₇—SQ₁₂ 层序连井对比可见,从东向西下寒武统由薄变厚,而中—上寒武统则由厚变薄。造成这两套地层在东西方向上厚度互补的原因是:早寒武世康滇古陆陆源碎屑物质从西北向东南方向输入,下寒武统的厚度受控于距离物源的

远近,因而东薄西厚;而中—晚寒武世四川盆地沉积相由海陆过渡相转为碳酸盐岩台地相,中—上寒武统的厚度受控于海平面变化。

从图 3 上看, SQ₇—SQ₁₂ 层序潮坪和潟湖相交替发育,总体来说,三级海平面变化旋回可能具有快速海侵、缓慢海退的特征。

从图 4 上看,川东南以潟湖相发育为主,偶受海平面变化影响而发育潮坪相,由西向东沉积厚度明显变大。

表 2 为对各井反映的层序界面特征、序列变化以及沉积环境等所进行的对比。

3.2 纵向特征

女基井 各个层序界面均为岩性岩相转换面,其中 SQ₇、SQ₉ 层序的 TST 以泥质为主、白云岩层厚度加大的潮坪相为特征, HST 以厚层白云岩为主。SQ₈、SQ₁₀—SQ₁₂ 的 TST 则以粉晶白云岩为主; HST 底部以沉积厚层砂岩为主,并且向上以白云岩厚度增加为特征。

东深 1 井 相对女基井水体较浅, SQ₇—SQ₉ 层序 TST 以底部白云质粉砂岩、泥质白云岩为主; HST 中部为高能环境下的灰白色砾屑白云岩、白云岩等,并有地层叠置结构,以白云岩、砂屑白云岩向上层厚增加为特征,显示海平面不断下降,水体逐渐变浅。SQ₁₀—SQ₁₂ 层序的 TST 为潟湖相粉晶白云岩, HST 时期水体变浅,发育潮坪相的浅灰色粉晶白云岩。

自深 1 井 SQ₈、SQ₉ 层序 TST 以暗色泥岩为特征, HST 中以浅灰色白云岩为主。SQ₇、SQ₁₀—SQ₁₂ 层序 TST 以暗色白云岩、泥质粉砂岩为主; HST 以白云岩层的厚度增加为特征,反映水体变浅。

宫深 1 井 SQ₇、SQ₈ 海侵开始均形成了厚层的深灰色白云质泥岩、粉砂质泥岩沉积, HST 均有薄层灰色白云岩与粉砂质泥岩互层沉积,并形成了向上逐层增厚的灰白色白云岩,形成了水体向上变浅的序列。宫深 1 井 SQ₉—SQ₁₂ 层序的地层叠置结构很常见,出现白云岩、泥质白云岩的互层沉积。HST 以白云岩、泥质白云岩层厚均向上增加为特征,可由此判断出海平面不断下降、水体逐渐变浅、碳酸盐岩沉积加快等特征。

威 18 井 SQ₇、SQ₈ 的 HST 顶部潮坪相的棕色白云岩与紫色泥岩为氧化暴露环境下的产物, SQ₉—SQ₁₂ 的地层叠置结构明显,具有多个深灰色与灰白色

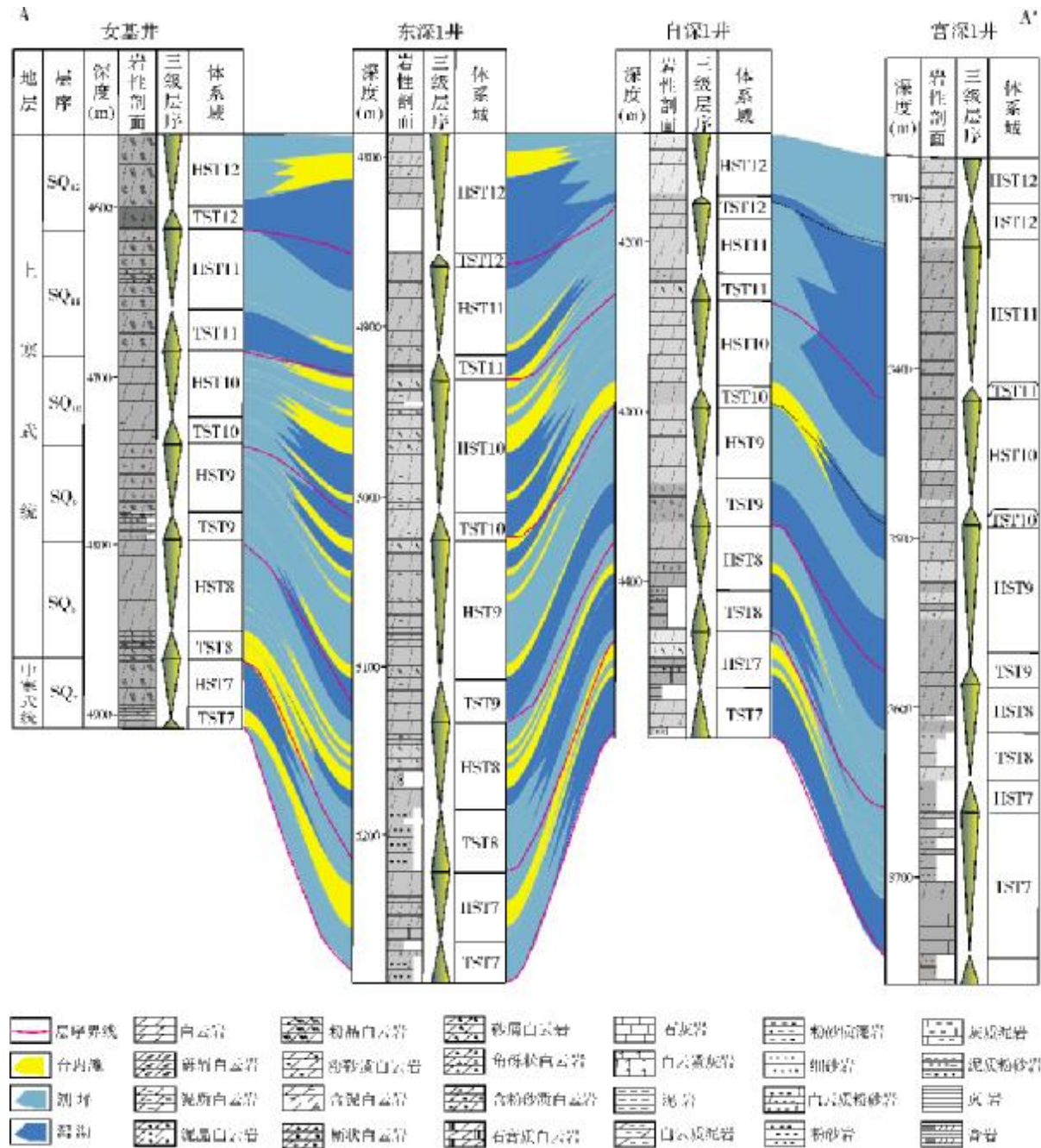
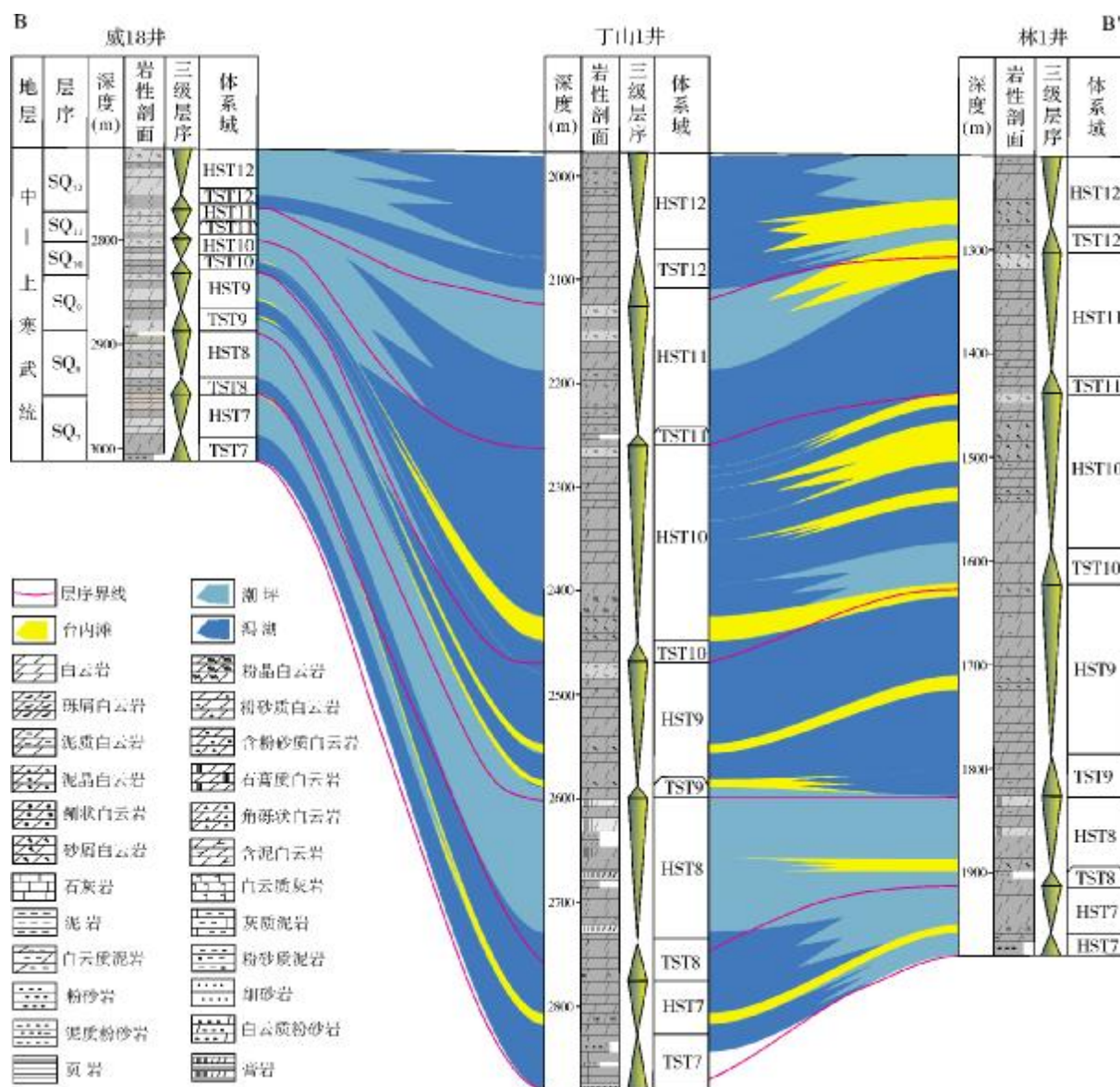


图3 四川盆地中—上寒武统 SQ₇—SQ₁₂ 层序沉积相女基井—官深1井连井对比剖面
A—A'剖面位置见图1

的白云岩互层沉积旋回,HST以白云岩颗粒向上变细为特征,顶部均为潮坪相灰白色泥晶白云岩,以接近结晶饱和为特征,反映水体变浅、蒸发强烈的环境。

丁山1井 SQ₇ 的 TST 出现深水沉积背景的厚层潟湖相深灰色泥灰岩,反映水体处于安静环境;HST 发育鲕滩,反映此时水体为高能环境。SQ₈ 的

HST 中上部以膏质白云岩为标志,以接近结晶饱和为特征,反映其蒸发环境。SQ₉—SQ₁₁ 的 HST 中部及下部发育砂屑滩,顶部沉积了厚层细粒的潮坪相泥晶白云岩。丁山1井和威18井相比沉积厚度明显增大,各层序 HST 均沉积潟湖相的厚层深色含灰白云岩,反映水体相比西部更深一些。

图 4 四川盆地中—上寒武统 SQ_7 — SQ_{12} 层序沉积相威远 18 井—林 1 井连井对比剖面

B—B' 剖面位置见图 1

林 1 井 各层序与丁山 1 井具有良好的对比性。 SQ_7 的 HST 发育鲕滩,反映此时水体为高能环境; SQ_8 的 HST 中上部发育膏质白云岩,反映处于蒸发环境; SQ_9 — SQ_{12} 的 HST 均发育台内滩,但是白云岩整体颜色较深,相比威远地区经常出现的灰白色白云岩,水体应更深些。林 1 井从总体沉积厚度来看,相对威 18 井厚度增大。

四川盆地中—上寒武统以台地内源沉积为主,发育厚层粉晶白云岩;发育多个潟湖→台内滩、潟

湖→潮坪、台内滩→潮坪等向上变浅旋回,以加积为主,其中台内滩多在中寒武统发育,层序呈向上变浅序列的特征。 SQ_7 — SQ_{12} 的 HST 厚度均大于 TST 沉积厚度,总体上表现为快速海侵、低速海退的特点。

4 四川盆地中—晚寒武世沉积特征

四川盆地在早寒武世为碎屑岩陆棚沉积体系,晚期(龙王庙期)形成碳酸盐岩台地;中寒武世受进

表 2 四川盆地中—上寒武统 SQ₇—SQ₁₂ 层序界面特征、序列变化及沉积环境特征对比

层序地层		女基井	东深1井	自深1井	官深1井	威18井	丁1井	林1井
SQ ₁₂	界面特征	上:深灰色泥晶白云岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩	上:深灰色白云岩 下:浅灰色白云岩
	序列变化	TST	深灰色泥晶白云岩	泥质白云岩	泥质白云岩	深灰色白云岩	深灰色含灰白云岩	深灰色砂屑白云岩、泥质白云岩
		HST	粉晶白云岩, 向上变厚	白云岩层变厚, 颜色变浅	白云岩层变厚, 颜色变浅	白云岩向上颗粒变细	白云岩向上颗粒变细	向上水动力变强
	沉积环境	TST	白云质潟湖, 水体较深	白云质潟湖	含泥白云质潟湖	白云质潟湖	白云质潟湖	砂屑滩, 潮坪
		HST	潮坪, 水体较浅	潮坪, 砂屑滩	潮坪, 水体较浅	潮坪, 水体较浅	白云质潟湖, 水体较浅	潮坪, 砂屑滩
SQ ₁₁	界面特征	上:深灰色粉晶白云岩 下:白云岩	上:深灰色白云岩 下:砂屑白云岩	上:砂屑白云岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩
	序列变化	TST	含泥白云岩海侵最大	深灰色泥质白云岩	深灰色泥质白云岩	深灰色白云岩	深灰色白云岩, 白云质泥岩	深灰色白云岩, 白云质泥岩
		HST	粉晶白云岩向上变厚, 燧石结核	白云岩向上层厚增加	白云岩向上层厚增加	白云岩层厚向上变厚	白云岩层厚向上变厚	白云岩层厚向上变厚
	沉积环境	TST	含泥白云质、白云质潟湖	含泥白云质潟湖	水体有扰动, 疑有风暴作用	白云质潟湖	潮坪, 水体较浅	白云质潟湖, 含泥白云质潟湖
		HST	潮坪, 水体较浅	潮坪, 砂屑滩	潮坪, 水体较浅	白云质潟湖, 水体较浅	潮坪	白云质潟湖, 含泥白云质潟湖
SQ ₁₀	界面特征	上:含砂白云岩 下:泥晶白云岩	上:泥质白云岩 下:砂屑白云岩	上:含泥白云岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩	上:白云岩 下:泥晶白云岩
	序列变化	TST	含砂白云岩	泥质白云岩	含泥白云岩	泥质白云岩	深灰色白云岩	深灰色白云岩
		HST	白云岩层厚增加	白云岩、砂屑白云岩互层均向上变厚	白云岩向上变厚	白云岩向上变厚	白云岩层厚向上增加	砂屑白云岩层厚向上增加
	沉积环境	TST	潮坪	含泥白云质潟湖	白云质潟湖	含泥白云质潟湖	白云质潟湖	潮坪
		HST	潮坪, 水体较浅	潮坪, 砂屑滩, 水体较浅	潮坪, 水体较浅	潮坪, 水体有深浅变化	潮坪, 水体变深后变浅	砂屑滩、云灰质潟湖
SQ ₉	界面特征	上:含白云质粉砂岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:白云岩	上:深灰色粉晶白云岩 下:白云岩	上:泥质白云岩 下:深灰色白云岩	上:含砂白云岩 下:紫色泥岩	上:灰白云岩 下:膏质白云岩	上:泥白云岩 下:膏质白云岩
	序列变化	TST	白云岩、粉砂岩互层, 顶部页岩	泥质白云岩	深灰色粉晶白云岩	泥质白云岩	深灰色白云岩	深灰色泥白云岩
		HST	泥晶白云岩, 向上变厚	白云岩、砂屑白云岩互层, 均向上变厚	白云岩向上增厚	白云岩、泥质白云岩互层, 向上变厚	深灰色与浅灰色白云岩互层	白云岩层厚向上增加
	沉积环境	TST	潮坪, 水体较深	白云质潟湖	潟湖, 水深较深	潟湖, 水深较深	白云质潟湖, 水深较深	灰白云岩坪
		HST	潮坪, 水体变化较快	潮坪, 砂屑滩	潮坪, 水体较浅	潮坪, 水深较深	潮坪, 水体变深后变浅	砂屑滩、白云质潟湖
SQ ₈	界面特征	上:深灰色白云岩 下:粉砂质白云岩	上:粉砂岩 下:白云岩	上:深灰色泥岩 下:浅灰色白云岩	上:含白云质泥岩 下:白云岩	上:深灰色白云岩 下:棕色白云岩	上:含砂白云岩 下:深灰色白云岩	上:泥白云岩 下:深灰色白云岩
	序列变化	TST	深灰色粉晶白云岩	粉砂岩、粉砂质白云岩	深灰色泥岩	泥岩, 灰岩	深灰色白云岩	深灰色含灰白云岩
		HST	砂屑白云岩, 向上变厚	白云岩向上层厚增加	白云岩向上颜色变浅	白云岩、泥质白云岩互层, 白云岩层厚增加	白云岩向上颜色变浅	膏岩层厚度向上增加
	沉积环境	TST	白云质潟湖	白云质潟湖	泥质潟湖	水体较浅但较安静	白云质潟湖	白云质潟湖
		HST	潮坪, 砂屑滩, 水体较浅	潮坪, 砂屑滩, 鲕滩	鲕滩, 潮坪, 向上水体变浅	潮坪, 水体深变化	潮坪, 水体较浅	膏坪、白云岩坪, 水体极浅

表 1 (续表)

层序地层			女基井	东深1井	自深1井	官深1井	威18井	丁1井	林1井
SQ ₇	界面特征		上:粉砂岩 下:白云岩	上:含白云质粉砂岩 下:膏岩	上:含白云质泥岩 下:白云岩	上:石灰岩 下:白云岩	上:粉砂岩 下:深色白云岩	上:泥灰岩 下:膏质白云岩	上:粉砂岩 下:膏质白云岩
	界面特征	TST	还原色粉砂岩层厚变薄	向上粉砂岩;泥岩	泥岩层向上变厚,颜色变深	厚层深灰色灰岩	深灰色厚层泥岩	泥灰岩、泥岩	深灰色粉砂岩
		HST	灰色、浅棕色砂岩,层厚增加	泥质白云岩,向上变厚	岩性向上颜色变浅	膏岩层向上变厚	向上变为氧化色	白云岩厚度向上增加	水体能量变高
	界面特征	TST	潮坪,还原氧化环境	水体有扰动,疑有风暴作用	泥岩顶海侵最大	水深较深,水体安静	白云质潟湖	含灰白云质潟湖	砂白云岩坪
HST		潮坪,水体向上变浅	潮坪,水体向上变浅	潮坪,水体向上变浅	潮坪,水体向上变浅	潮坪,水体向上变浅	白云质潟湖,鲕滩	鲕滩,白云岩坪	

一步构造抬升影响,水体变浅,受陆源碎屑物质影响仍较为明显,表现为研究区西部混积潮坪发育,碳酸盐岩和碎屑岩混积特征明显;晚寒武世,四川盆地海岸带范围广阔,水体更浅,海底较平坦,其间滩、礁发育,为浅水碳酸盐岩台地沉积体系。

4.1 中寒武世沉积特征

中寒武世早期,西部发育近岸混积潮坪,中东部

发育碳酸盐局限台地相,多发育礁、滩构成的屏障,形成封闭条件良好的潟湖及潮坪蒸发环境。中寒武世中后期,陆源物质供给充分,靠近物源的盆地西部为近岸混积潮坪—潮坪相,以泥岩、粉砂岩及粉砂质白云岩为主;向东进入局限台地相,由颗粒微晶灰岩、微晶灰岩和白云岩等组成,其中 SQ₇ 的 HST 沉积相分布如图 5a 所示。中部东深 1 井—线以东与川东南丁山 1 井、林 1 井等处发育的浅滩,使得海水交替受限^[46],

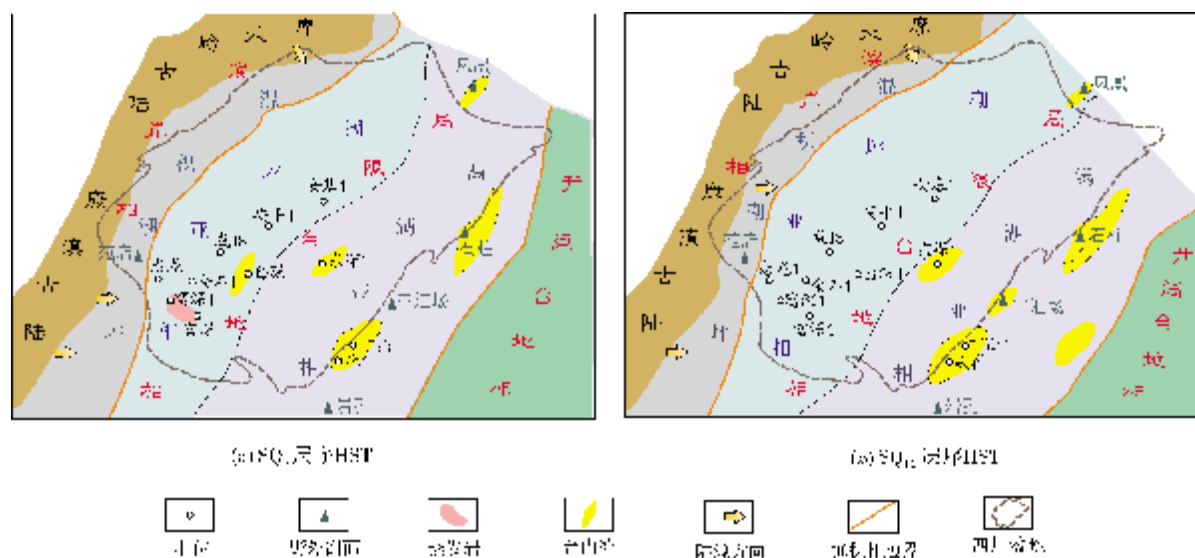


图 5 四川盆地中—晚寒武世三级层序沉积相平面图

川中大部分地区处于半深水的蒸发潟湖环境。

4.2 晚寒武世沉积特征

晚寒武世,四川盆地及邻区气候炎热,为边缘滩、礁发育的半封闭浅水碳酸盐台地沉积,西部受陆源注入影响小,地层多为纯净的微晶-粉晶白云

岩,偶夹膏岩层^[7],仅在靠近古陆一侧有很少的陆源砂屑掺合^[8]。古陆东侧水体较浅,潮坪发育;盆地的中部及东南部,局限台地相整体呈南北向分布,沉积物以盆内颗粒碳酸盐为主。

晚寒武世 SQ₁₀ 的 HST 沉积相平面分布如图 5b 所示。盆地中部丁山 1 井、岩孔、石柱一带,发育了呈

北东向展布的一系列浅滩,对水流循环起到阻滞作用,使川中、川南地区成为局限台地,蒸发潮坪及潟湖相发育。盆地中—东部,离西部碎屑岩物源较远,形成了巨厚的清水碳酸盐沉积物。在石柱剖面的沉积物中,鲕粒、砂砾屑结构等较发育,表明当时本区与外海连通性较好,沉积环境由局限台地向开阔台地转变,水动力较强,盐度正常。晚寒武世后期沉积气候更加干旱,蒸发量较大,盆地大部处于强蒸发咸化潟湖环境,形成以微晶—粉晶等颗粒微小的巨厚白云岩沉积。

5 四川盆地中—晚寒武世沉积模式

中寒武世,四川盆地趋于炎热干旱,盆地浅水区的沉积作用大多在强氧化、强蒸发条件下进行,海水咸化程度高。总的说来,中寒武世仍为一个以清水沉积为主、受陆源物质干扰的半封闭的碳酸盐台地沉积^[9-10]。

晚寒武世,上扬子海盆地壳相对稳定,继承了中寒武世晚期沉积的特点,但陆源碎屑供给很少。西部近岸潮坪发育规模减小,沉积物以盆内碳酸盐为主,颗粒较细,形成了巨厚的清水碳酸盐岩沉积物;川中在中寒武世形成的礁滩基础上,在丁山1井—石柱一线形成宽阔高能浅滩带,部分地区处于浅水蒸发环境下的碳酸盐台地。

根据以上综合分析,四川盆地中—晚寒武世总体是属于碳酸盐岩台地沉积模式(图6)。沉积相自西向东依次为近岸潮坪、局限台地、开阔台地等沉积相,其中局限台地包括台地蒸发岩、蒸发相潮坪、潟湖、台内滩等沉积亚相。台内滩多在川中、川东分布,具有良好的储集空间,多发育于高水位体系域的中上部。台地东北缘仍位于城口东部深断裂附近,东南缘受铜庸断裂控制,朝东向湘黔边缘海过渡,具较陡的斜坡,台地前缘斜坡位于湖南永顺一线。

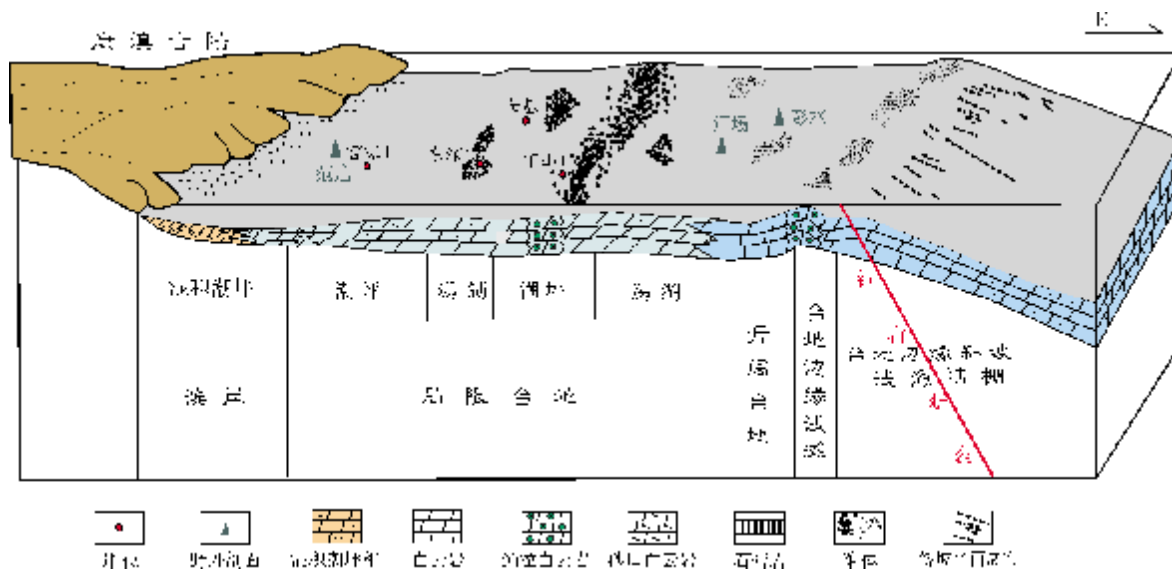


图6 四川盆地中—晚寒武世碳酸盐岩台地沉积模式

总体来讲,四川盆地中寒武世 SQ_7 沉积区逐渐形成半封闭的浅水碳酸盐台地,但是研究区西部受陆源碎屑注入影响较大,发育滨岸沉积体系;晚寒武世 SQ_8 至 SQ_{12} 继承了中寒武世的沉积模式,发育浅水半封闭的局限台地,但西部陆源注入影响变小,因此水体变浅,环境更局限,滩体更发育。

6 结论

(1) 四川盆地中—上寒武统自下而上划分为

SQ_7 — SQ_{12} 共6个三级层序。从东向西,中—上寒武统由厚变薄,与下寒武统具有互补性。

(2) 中寒武世,盆地西部陆源物质供给充分,发育近岸混积潮坪—潮坪相沉积,而盆地中东部发育碳酸盐局限台地相,多发育礁、滩构成的屏障,形成封闭条件良好的潟湖及潮坪蒸发环境。

(3) 晚寒武世基本上继承了中寒武世的沉积模式,发育浅水半封闭的局限台地,但盆地西部陆源注入影响变小,因此水体变浅,环境更局限,滩体更

发育。

(4)四川盆地中—上寒武统发育多个潟湖→台内滩、潟湖→潮坪、台内滩→潮坪等向上变浅旋回。 SQ_7 — SQ_{12} 各层序的高水位体系域沉积厚度均大于海侵体系域的沉积厚度,总体上表现为快速海侵、低速海退的特点。

参考文献

- [1] 尹恭正. 贵州寒武纪地层的划分和对比 [J]. 贵州地质, 1996, 13(2):115-128.
- [2] 张满郎, 谢增业, 李熙喆, 等. 四川盆地寒武纪岩相古地理特征[J]. 沉积学报, 2010, 28(1):128-139.
- [3] 梅冥相, 刘智荣, 孟晓庆, 等. 上扬子区中、上寒武统的层序地层划分和层序地层格架的建立[J]. 沉积学报, 2006, 24(5), 617-625.
- [4] 刘满仓, 杨威, 李其荣, 等. 四川盆地蜀南地区寒武系地层划分及对比研究[J]. 天然气地球科学, 2008, 19(1):100-106.
- [5] 杨伟, 胡明毅, 宋海敬, 等. 四川盆地南部中—上寒武统储层成岩作用[J]. 海相油气地质, 2008, 13(4):29-36.
- [6] 曾良鏊, 吴荣森, 等. 四川省寒武纪岩相古地理及沉积层控矿产[M]. 成都:四川科学技术出版社, 1992.
- [7] 彭勇民, 高波, 张荣强, 等. 四川盆地南缘寒武系膏溶角砾岩的识别标志及勘探意义[J]. 石油实验地质, 2011, 33(1):22-27.
- [8] 王长生, 龚黎明, 邓忠让, 等. 四川省酉阳和秀山地区的寒武系[M]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1988.
- [9] 彭博. 川北中三叠统沉积层序特征及陡坡封闭型镶边台地模式[J]. 海相油气地质, 2012, 17(2):26-32.
- [10] Mei Mingxiang, Ma Yongsheng, Deng Jun, et al. From cycles to sequences: Sequence stratigraphy and relative sea level changes for the late Cambrian of the North China Platform [J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79(3): 372-383.

编辑:吴厚松

Division and Sedimentary Model of Middle-Upper Cambrian Sequence Strata in Sichuan Basin

Yuan Li, Yao Junbo, Li Guorong, Peng Bo, Ma Yujie

Abstract: According to the observation of the field outcrop profiles at Fandian, Yankong and Sanhuichang, and the sequence boundary characters and succession analysis of two connecting well sections cross Sichuan Basin, the Cambrian strata can be divided into 12 third-order sequences, named as SQ_1 to SQ_{12} from lower to upper, which include SQ_1 to SQ_6 in lower Cambrian Series and SQ_7 to SQ_{12} in middle to upper Cambrian Series. Several shallowing-upward cycles develop in the middle-upper Cambrian strata, which include lagoons to platform inner shoals, lagoons to tidal flats, and platform inner shoals to tidal flats. The middle-upper Cambrian sediments are the tidal flat-platform inner shoals-lagoon facies from west to east and the thickness of sediments show a varying pattern that is thick in the east and thin in the west, which is complementary to Lower Cambrian sediments. The total thickness of HST is thicker than that of TST in middle-upper Cambrian strata (SQ_7 - SQ_{12}) so that it is generally characterized of fast transgression and slow regression. Semi-closed shallow-water carbonate platform gradually formed in the east and shoreline developed in the west in the SQ_7 during middle Cambrian epoch. The middle Cambrian sedimentary model was inherited in SQ_8 to SQ_{12} during upper Cambrian but more platform inner shoals developed in the west due to the weakening influence of the terrestrial detritus input and shallowing water. The platform inner shoals generally develop in the middle to top parts of HST in vertical and in the center and eastern parts of Sichuan Basin in plan.

Key words: Cambrian; Sequence stratigraphy; Sequence division; Sedimentary model; Sichuan Basin

Yuan Li; female, Master degree in progress at Faculty of Energy of Chengdu University of Technology, 1 Dongsan Rd., Erxianqiao, Chengdu, 610059 China