

川东黄龙组天然气储层的层序地层学研究^①

郑荣才 李德敏 张梢楠

(成都理工学院 成都 610059)

提 要 通过 60 余口钻井岩芯资料的研究,表明川东黄龙组为碳酸盐岩 I 类层序,由低水位、海侵和高水位早期沉积体系域组成,各体系域以不同性质的界面为边界,有不同的高频旋回组合特征。本文重点讨论了各类界面的识别标志,海平面升降变化与高频旋回的关系,以及由海平面变化、盆地沉积和沉降速率复合控制的 3 个沉积体系域的演化特征,在此基础上建立了以川东黄龙组为代表的内部克拉通盆地层序地层模式。

关键词 川东 黄龙组 界面 高频旋回 海平变化 沉积和沉降速率 体系域 层序地层模式

第一作者简介 郑荣才 男 43 岁 副教授 沉积学 石油地质学

川东广泛发育的上石炭统黄龙组为该区天然气主力产层,开发潜力巨大,也系相邻的鄂西地区寻找新大气源有利的层位。笔者在前人近 20 年来的天然气勘探和开发研究的丰硕成果基础上,通过对 60 余口钻井岩芯的岩相和沉积序列详细研究,结合部分测井和地震资料,提出川东黄龙组为 I 类碳酸盐岩层序,建立以其为代表的内部克拉通盆地层序地层模式,期望能开拓黄龙组天然气储层研究的新领域,为新区储层预测和评价提供有关层序地层学方面的信息。

1 沉积地质前景

1.1 川东石炭系地层划分及区域分布

川东石炭系由不完整的上、下统组成,下统分布于云阳以东,不整合于中志留统之上,为砂泥岩夹灰岩组成,厚 25m 以上;上统为黄龙组,除云阳以东整合覆于下统之上,其余大部分地区也不整合于中志留统之上,厚 0—80m。据其产有黔桂地区早石炭世晚期(德坞期)大量出现的 *Eostaffella Chongzuensis* Li,中、下扬子区晚石炭世早—中期的标准分子 *Fusulinella bocki* Moller; *Fusullina Schellmieni* (staff) 等蜓化石(吴望始、张遵信,1979),可与扬子区黄龙组第一个沉积旋回地层对比(崔秉荃,1993),时代相当于晚石炭世滑石板早—中期或欧美的肯德斯柯特—马斯特期(王鸿祯,1990),其上缺失滑石板晚期—马平期地层,与下二叠统梁山组构造不整合接触。

垂向剖面上,川东黄龙组由岩性组合绝然不同的 3 个岩性段组成(图 1): C_2h_1 段,厚 0—20m,为蒸发岩和次生灰岩组成,仅分布在原始低洼地形区,向盆地内古隆起和周缘古陆方向变薄尖灭(图 2A); C_2h_2 段,厚 3.4—50m,为云岩组合,与 C_2h_1 段整合接触或直接超覆中志留统,可细分为 $C_2h_2^1$ 、 $C_2h_2^2$ 、 $C_2h_2^3$ 3 个亚段,各亚段也有依次向盆地内古隆起与古陆方向超覆变薄

① 本文为“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室及地质矿产部开放研究实验室资助项目

和尖灭的特点(图 2A); C₂h₃ 段,厚 0—42m,以灰岩为主,局部夹云岩,在开江—梁平—忠县以东地区大面积剥蚀缺失,以西则整合于 C₂h₂ 段之上,仍具有向古陆方向超覆和变薄的特点(图 2A)。

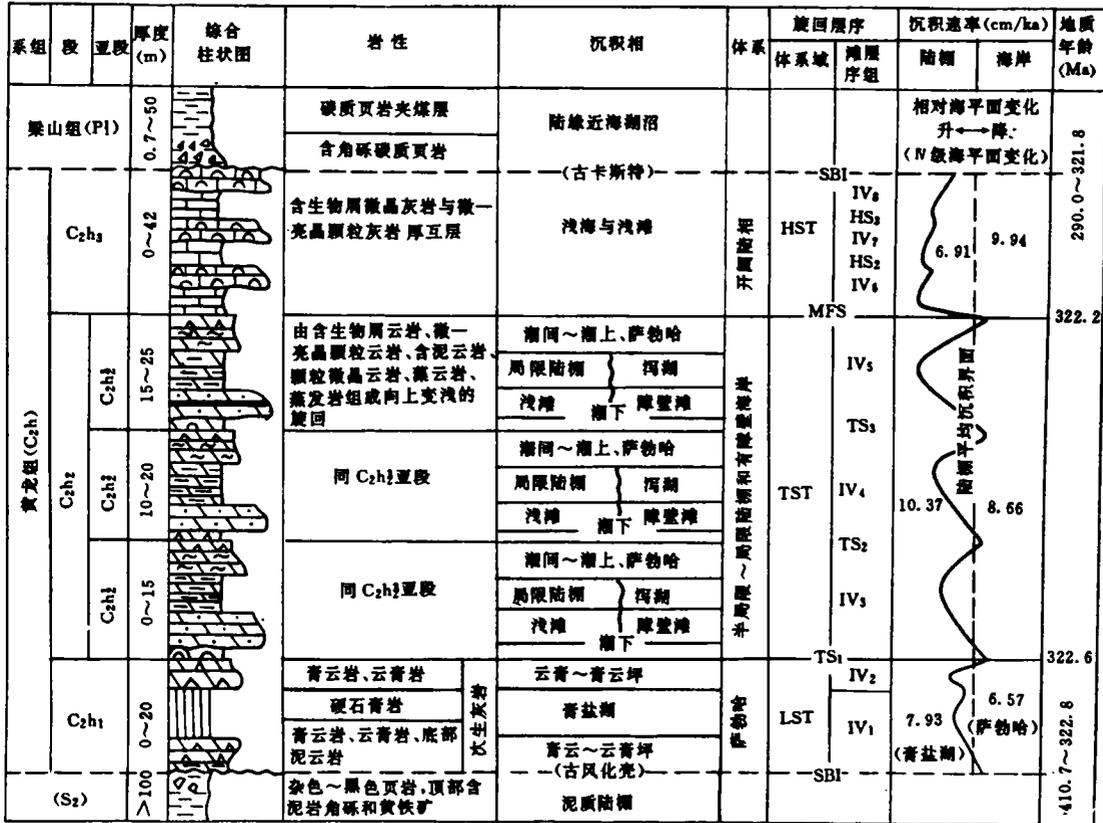


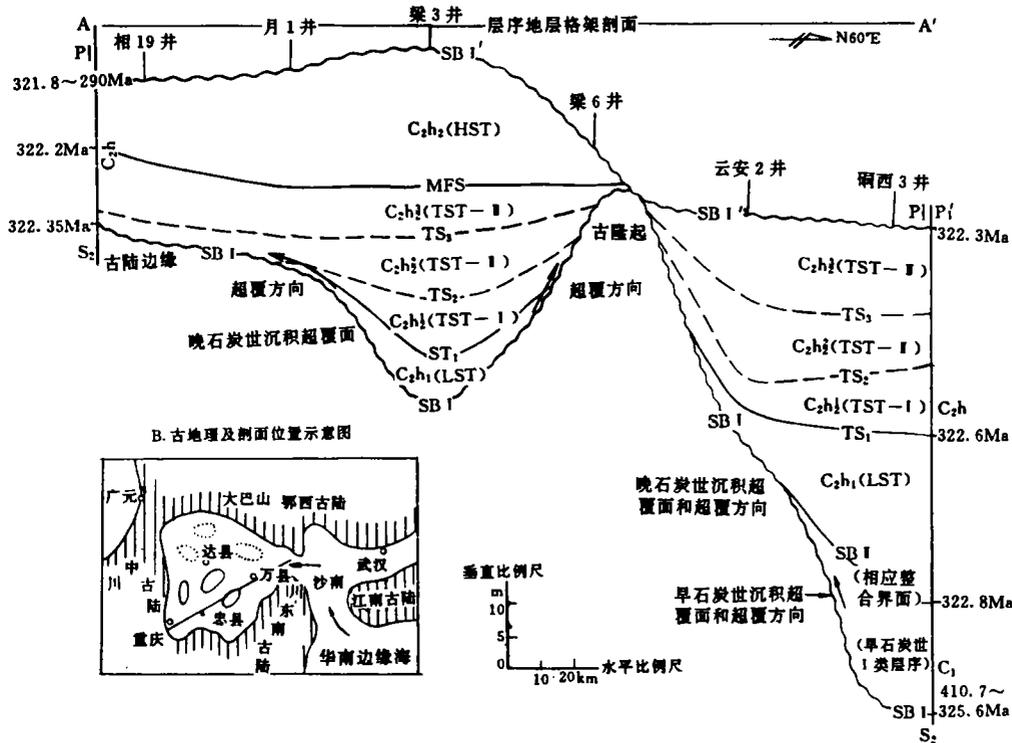
图 1 川东黄龙组沉积相和层序地层综合柱状图

Fig. 1 Comprehensive column of sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Huanglong Formation, Carboniferous in Eastern Sichuan

1.2 川东晚石炭世黄龙期岩相古地理概况

晚古生代川东地区属扬子板块东缘的川鄂内部克拉通盆地(陈文一,1991)西部,以中志留统陆棚相泥岩为沉积基底。沉积盆地呈北东低南西高的海湾状,北东侧有通道与华南边缘海相通(图 2B)。早石炭世晚期在云阳以东地区开始接受相当德坞期的混和陆棚沉积,但覆盖川东大部分地区的碳酸盐陆棚沉积发生在晚石炭世早期,即黄龙组。海水由北东向南西侵袭,由 3 个较大规模的海侵—海退旋回组成向盆地内古陆隆起和周缘古陆渐进式超覆的层序。早期 C₂h₁)以发育萨勃哈沉积体系为主,中—晚期(C₂h₂—C₂h₃)主体为渐趋开阔的陆棚沉积体系,具浅海与浅滩相间的沉积格局,盆内古隆起和古陆周缘为有障壁海岸沉积体系。晚石炭世中—晚期因受云南运动影响,川东隆升为陆,黄龙组因遭受强烈风化剥蚀影响而保存不全,如中部和北东部地区 C₂h₃ 段被大面积剥蚀缺失, C₂h₂ 段变薄,部分古隆起上的黄龙组被剥蚀殆尽(图

2A),并形成川东黄龙组顶部的古喀斯特型风化壳及层内的岩溶岩系,至早二叠世早期才重新接受梁山组陆缘近海湖沼相的含煤黑色页岩沉积。需指出的是,由于川东黄龙组在云南运动中遭受了强烈的古岩溶改造,大部分钻井的原始岩相特征及沉积序列保存不好,个别钻井彻底岩溶角砾化,如铁山8井、天东7井等,给岩相分析和层序地层的划分对比带来困难。但通过古岩溶特征研究(郑荣才,1995),发现极大多数的岩溶角砾岩具有就近或原地溶蚀垮塌堆积的特点,占优势的角砾组分可代表岩溶段的岩相和沉积序列,所恢复的大多数钻井3个岩性段或各亚段仍具有较好的区域对比性,可作为划分和对比层序地层的基础资料。



(垂直厚度为黄龙组钻井厚度,顶部起伏变化按梁山组等厚图编制)

图2 川东黄龙组层序地层格架及古地理位置示意图

Fig. 2 Sketch map showing the sequence stratigraphic framework and paleogeographic location of the Huanglong Formation, Upper Carboniferous in Eastern Sichuan

2 界面类型及识别标志

识别不同成因类型的层序界面,是划分和对比旋回层序和建立层序地层格架的基础。川东黄龙组地层中所能识别和对比的层序界面有2个I类层序界面、3个海泛面和1个最大海泛面,各类层序界面的识别标志和地质意义简述如下。

2.1 I类层序界面(SBI)

川东黄龙组顶、底的两个构造不整合面为I类层序界面:底部I类层序界面为加里东期沉

积基底上的黄龙组超覆面,界面之下为中志留统陆棚相泥岩,以顶部富含黄铁矿团块的杂色泥岩和残积角砾状泥岩代表陆棚长期暴露的古风化壳。据川鄂一带缺失晚志留世、泥盆纪和早石炭世沉积,推断暴露时间在85Ma以上;顶部I类层序界面为下二叠统梁山组的超覆面,界面之下以黄龙组顶部广泛发育的古喀斯特面代表陆棚暴露作用。据黄龙组残余地层中的高频旋回层序分析,所保存的地质记录仅为0.96—1.04Ma,假定黄龙组沉积后才发生广泛的陆棚暴露,由缺失达拉至马平期沉积(310—290Ma),可推断暴露时间为15—20Ma。除上述明显的构造不整合和沉积间断标志外,地震剖面和测井曲线等地球物理识别标志也非常典型,据路中侃(1993)研究资料,层速度梁山组为4500—6100m/s、黄龙组为6230m/s、中志留统为5000m/s,黄龙组为相对高速层。在其残余厚度大于20m的地区,上、下两个层序界面均出现层速度陡变带。由声波测井资料作出的合成地震剖面与实际地震剖面也相吻合,如正极性反射层为一连续强相位,负极性反射层为两个连续强相位,顶、底的两个强反射界面与两个层序界面相拟合。在黄龙组残余厚度小于10m或剥蚀缺失地区,此两个代表层序界面的反射面趋于合拢或归并为梁山组底部直接超覆中志留统的层序界面(图2A),上述的黄龙组地震反射特征也随之消失。

2.2 海泛面(TS)

C_2h_2 段中3个亚段的底部均发育海泛面,以 $C_2h_2^1$ 亚段底部为首次海泛面(TS₁),该界面显著的识别标志有3点:①界面上、下岩相突变,其下为萨勃哈沉积,其上为半局限—局限陆棚沉积;②缺失 C_2h_1 段的地区,该界面与I类层序底界面重叠,系 C_2h_2 段的沉积超覆面(图2A);③界面上普遍发育厚0.1—0.3m的含生物屑微晶云岩,生物屑以有孔虫为主,少量海百合、腕足、蜓和红藻等,为划分和对比 C_2h_1 和 C_2h_2 段的岩性标志,属快速海侵沉积的产物。

$C_2h_2^2$ 和 $C_2h_2^3$ 亚段底部的两个海泛面(TS₂和TS₃)成因特征与首次海泛面相似,即存在岩相突变和依次与上超的I类层序底界面重叠的特征(图2A),为划分和对比3个岩性亚段的标志。差异为发育在界面上的含生物屑微晶云岩中所含窄盐度生物属种增多,局部见珊瑚、苔藓和骨针化石,显示海侵幅度加大和水体变深、循环变好的趋势,与3个岩性亚段向古陆和古隆起依次超覆、海域逐渐扩大、环境渐趋开阔的陆棚演化特征相一致。

2.3 最大海泛面(MFS)

由于川东黄龙组沉积发生在平均沉积速率略大于平均沉降速率的内部克拉通盆地,不发育海平面上升达最高位置时与欠补偿沉积有关的凝缩段,相应的标志为最大海泛面。该界面发育在 C_2h_3 段底部,也有3个显著的识别标志:①界面之下为白云岩组成的3个渐进式海侵—海退旋回序列、之上为灰岩组成的渐退式海侵—海退旋回序列,因此该界面为海平面上升达最高位置时开始趋于下降的转换面;②界面上普遍发育有0.5—2.0m的含生物屑微晶灰岩或微—亮晶颗粒灰岩,生物屑除属种繁多的有孔虫,大量出现窄盐度组合的蜓、腕足、海百合、珊瑚、苔藓虫和红藻,局部见骨针和三叶虫富集层,生物扰动、钻孔和潜穴构造发育,显示海平面上升达最高位置时海水循环良好,沉积速率相对较低的开阔陆棚特征;③界面上发育一横向展布稳定的自然伽马双峰高值段(60—70SGK),厚4—7m。在大陆边缘或克拉通盆地中,具高自然伽马异常的界面常作为识别凝缩段或最大海泛面的标志之一,成因与欠补偿条件下,同单位时间内海水中的放射性元素在泥质或有机质中相对富集有关(C. K. 威尔格斯等,1989)。据川东黄龙组各岩性段不溶残渣分析,该异常段泥质和有机质含量为2—7%,高于 C_2h_2 和 C_2h_3 段其它低自然伽马段(0.2—4%),显示海平面上升达最高位置后的缓慢沉积作用。

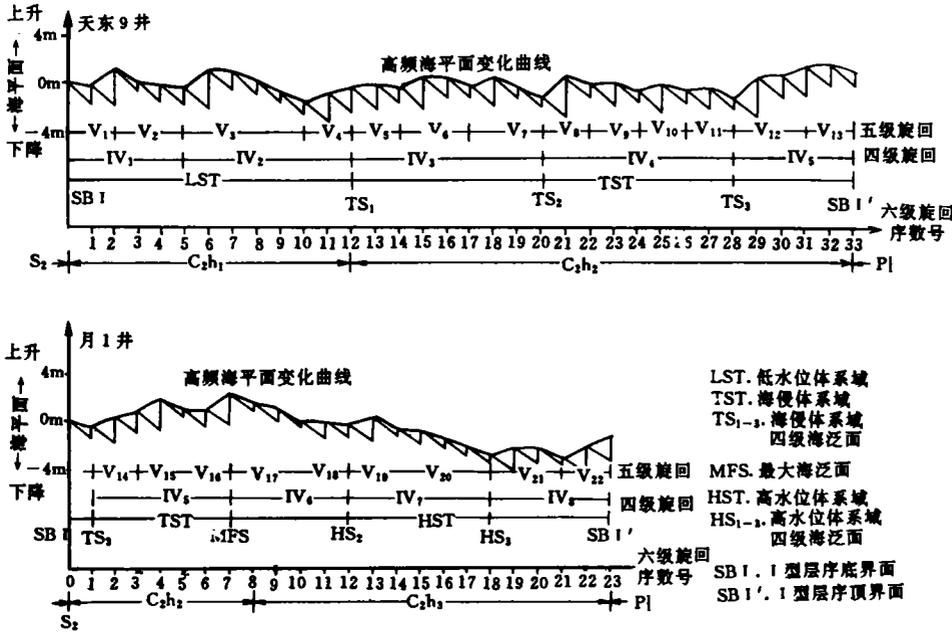


图3 川东黄龙组不同级别的旋回层序与高频海平面变化的关系

Fig. 3 The relationship between the different order cyclic sequences and high-frequency sea-level changes of the Huanglong Formation, Upper Carboniferous in Eastern Sichuan

3 旋回层序的划分及组合特征

如将单一岩性层作为微相分析单位,非沉积作用的小间断为分界面,在已有钻井中黄龙组最多可划分出 48—52 个韵律层,单层厚度 0.1—2.5m。按 Anderson 和 Goodwin(1990)的意见,这些韵律小层属于米兰柯维奇驱动力控制的米级旋回、即六级旋回层序,时限为地轴作周期性圆锥运的平均岁差 0.02Ma。由此推算,川东黄龙组残余地层中所保存的地质记录年限最多为 0.96—1.04Ma,仍在 0.5—3Ma 的三级旋回年限范围内(Vail, P. R., 1988)。按六级旋回时限为 0.02Ma,对已观察钻井黄龙组的残余厚度和六级旋回所代表的沉积年限进行沉积速率推算,变化范围为 6—13cm/Ka,平均 8.5cm/Ka,略高于盆地沉降速率 7—8cm/Ka^①。由于克拉通盆地海平面变化具有以高频率(20—100Ka)和快速(10m/Ka)来回变化的特点,往往超过碳酸盐生产率,因而碳酸盐沉积具有受不同级次的海平面变化所控制的旋回性,形成不同级别的高频和低频旋回层序。以残余地层保存较好的天东 9 井和月 1 井为例(图 3),在时限约 1Ma 的黄龙组地质记录中共可识别出 48—52 个六级旋回、22 个五级旋回、8 个四级旋回、3 个四级巨旋回。其中六级旋回代表特定环境的均匀堆积体,属最小异成因地层单元,旋回间以非

① 盆地沉积和沉降速率计算采用的岩层厚度未经去压实校正,盆地构造沉降幅度采用 Bond 和 Kominz(1984)修改后的计算公式: $Y = \phi[S(\frac{P_m - P_s}{P_m - P_w}) - \Delta SI(\frac{P_m}{P_m - P_w}) + (Wd + \Delta SI)]$

沉积作用的小间断为界。五级旋回为2—4个六级旋回组成的准层序,代表与海平面变化相关连的沉积序列,可分为退积、加积、进积3种基本小层序类型(李思田,1992),顶或底由更明显的岩相突变、暴露或侵蚀面构成。四级旋回为2—4个五级旋回组成的准层序组,虽没有固定的岩相组合,但准层序叠置具一定规律,有退积—加积—进积、退积—进积和加积—进积3种主要组合方式,垂向上有较完整的海侵—海退旋回性,底部为较大规模并可区域对比的海泛面,顶部为变浅的或暴露相沉积(有关四—六级高频旋回模式另文讨论)。3个四级巨旋回各由2—3个或3个以上的四级旋回归并而成(王立峰,1994),依次产于 C_2h_1 、 C_2h_2 、 C_2h_3 岩性段,分别以退积—加积—进积、加积—进积型准层序占优势,并以I类层序界面、首次海泛面、最大海泛面为各自的底界面,因此分别代表了低水位、海侵、高水位沉积体系域(图1和2),它们的垂向叠置组成了川东黄龙组低频三级旋回。

4 层序地层的演化及模式

从图3中可看出,川东黄龙组沉积期的海平面变化具有从原地振荡性升降过渡为持续上升,至海平面达最高位置时趋于脉动性下降的特点,与岩相分析得出的海水进退规程完全一致,显示出高频海平面变化对区域性海侵、海退和沉积作用、层序地层演化规律的严格控制。

4.1 低水位沉积体系域(LST、 C_2h_1 段)

黄龙组早期川东开始接受大面积海侵,由于海平面上升幅度不大,为3.5—4.0m(用图解法求得),海侵范围仅限于地形较低的中部和东北部地区,因间歇补给的海水难以补充盆地蒸发量,引起海水高度咸化,在低洼处以发育膏盐湖为主,由含泥云质纹层的厚层硬石膏岩间夹薄层膏岩、云膏岩、泥云岩组成2个四级旋回(N_1 、 N_2),沉积速率为5.11—12.3cm/Ka,平均7.93cm/Ka,略低于黄龙组平均沉积速率(8.5cm/Ka),而与盆地沉降速率(7—8cm/Ka)一致,因而以发育加积略占优势的退积—加积型准层序组合为主。古隆起和古陆边缘为潮间—潮上萨勃哈,由云膏岩、膏岩、泥云岩组成相当于低水位体系域上部的四级旋回(N_2),沉积速率为4.65—9.75cm/Ka,平均6.57cm/Ka,低于盆地平均沉积和沉降速率,因而发育退积略占优势的退积—加积型准层序组合。纵向剖面上,顶部潮上—潮间萨勃哈沉积可延伸到潮下膏盐湖,为一普遍的海退暴露面,成因可能与低水位晚期海泛突然扩大引起的海平面间歇较大幅度下降有关。据沉积厚度和高频旋回率由潮上—潮间萨勃哈向膏盐湖加厚增高,古隆起高处及古陆内侧则缺失 C_2h_1 段沉积,具有特征的低水位萨勃哈蒸发岩楔上超沉积模式(Sarg, J. F. 1988)。

4.2 海侵沉积体系域(TST、 C_2h_2)

川东黄龙组中期海平面重新开始以4.5—5m的较大幅度上升,有多次快速海侵作用,海域范围由北东向南西扩大,并将盆地内大部分古隆起逐渐淹没。沉积盆地的主体为浅滩与浅海相间的半局限—局限陆棚环境,由韵律交替的潮下含生物屑微晶云岩,浅滩相微—亮晶颗粒云岩、晶粒云岩,泻湖—潮坪相泥云岩、微晶云岩、颗粒微晶云岩、藻云岩组成3个以加积和进积占优势的退积—加积—进积型准层序组合的四级旋回(N_3 、 N_4 、 N_5)。残留的古隆起和古陆边缘为有障壁海岸环境,由障壁滩相微—亮晶颗粒云岩、晶粒云岩,泻湖—潮坪相泥云岩、微晶云岩、颗粒微晶云岩、藻云岩,潮上蒸发坪相膏质泥云岩、干裂角砾状云岩组成与陆棚相对应的3个以进积略占优势的退积—进积型准层序组合的四级旋回。沉积速率变化较大,陆棚为6.

69—17.25cm/Ka,平均 10.37cm/Ka,海岸为 3.38—18.33cm/Ka,平均 8.66cm/Ka,分别高于和略高于平均沉积速率。显而易见,该阶段碳酸盐生产率大于盆地沉降和海平面上升所增长的容纳空间之和,是造成陆棚变浅和有障壁海岸向陆棚进积,垂向上 3 个海侵—海退四级旋回具有向上变浅、暴露的相似剖面结构之主要因素。旋回间岩相突变,底部代表较大海平面上升的海泛面与川东大部分地区可对比,进一步说明四级海平面变化对区域海侵和沉积作用具有等时控制效应。海泛面上广泛发育的窄盐度生物为海平面较大幅度上升引起的区域性快速海侵和海侵时陆棚水体加深和循环良好的标志。之后海平面上升速度放慢,由高碳酸盐生产率的自旋回充填作用促使陆棚变浅、水体循环受限并咸化,转向局限陆棚环境。有障壁海岸则向陆棚进积至整个沉积盆地被充填补齐,顶部的暴露相沉积可延伸到陆棚的腹地。因而每个四级旋回的中下部因受咸化水体的重力渗流影响,沉积物普遍受早期浅埋藏阶段的弥漫性成岩白云石化,其中尤以浅滩或障壁滩相的颗粒云岩和晶粒云岩粒间孔和晶间孔最为发育,并易于遭受后期的溶蚀作用改造,特别是与云南运动有关的古岩溶作用,可进一步形成渗透性更好的各类溶蚀孔洞(郑荣才,1995),因而为川东黄龙组最重要的储层岩相。上部则以强烈的准同生白云石化为主,岩性致密,为不利储层发育岩相。纵向剖面上由 3 个四级旋回叠置和依次向古隆起和古陆方向渐进式超覆(图 2A),形成以白云岩建造为主的海侵体系域四级巨旋回,具有特征的沉积补偿平衡型(Keep-up, Sarg, J. F. 1988)模式。

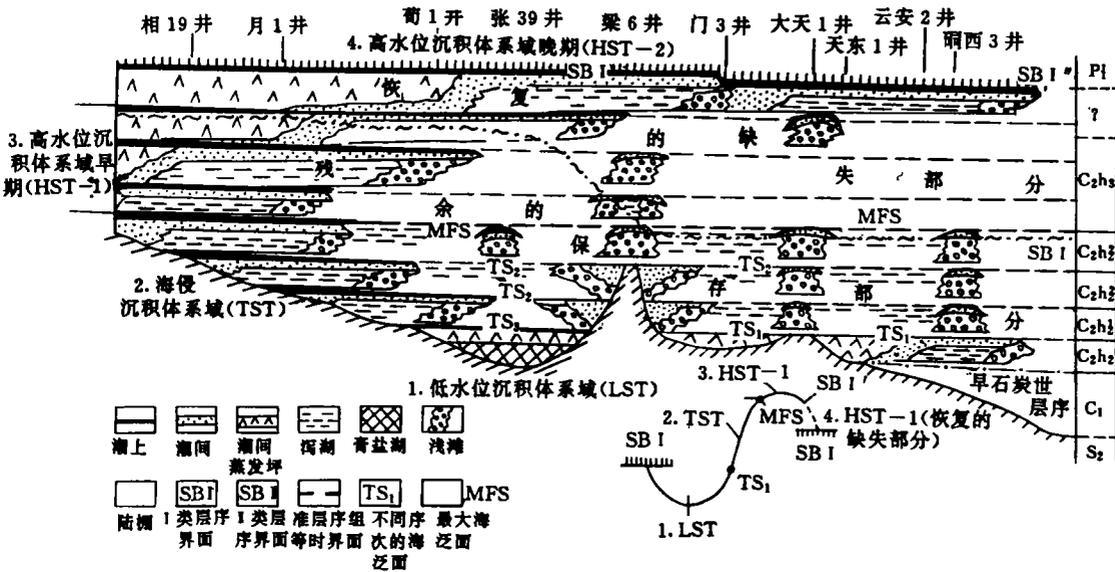


图 4 川东黄龙组内部克拉通盆地碳酸盐岩层序地层模式

Fig. 4 The Carbonate sequence stratigraphy model of intracratonic basin of the Huanglong Formation, Upper Carboniferous in Eastern Sichuan

4.3 高水位沉积体系域(HST、C₂h₃段)

川东黄龙组晚期为高水位沉积体系域发育期,因受云南运动的抬升剥蚀影响,仅古陆边缘和西部、南部地区保存有相当于高水位早期沉积的 C₂h₃ 段。该体系域以 C₂h₃ 段底部普遍发育的暗色含生物屑微晶灰岩之底界代表海平面上升达到最高位置时的最大海泛面,即海侵体系

域与高水位体系域的转换面。从图3中可看出,海平面上升达最高位置后开始趋于脉动性下降,变化幅度为6—6.5m,但海域范围仍有扩大趋势(图2A),说明该阶段的海平面下降速度缓慢并低于盆地沉降速率,为高水位早期沉积的重要标志。区域沉积特征继承了海侵期的古地理轮廓和相带展布规律,如陆棚体系仍具有浅滩与浅海相间格局,由韵律交替的浅滩相微—亮晶颗粒灰岩与潮下含生物屑微晶灰岩组成3个以上以加积略占优势的加积—进积型准层序组合的四级旋回(N_6 、 N_7 、 N_8)。有障壁海岸体系由障壁滩相微—亮晶颗粒灰岩,泻湖—潮坪相微晶灰岩、颗粒微晶灰岩、藻灰岩、微晶云岩,潮上蒸发坪相膏质微晶云岩、干裂角砾状灰岩或云岩的韵律层组成若干与陆棚四级旋回相对应的、以进积略占优势的退积—进积型准层序组合的四级旋回。沉积速率前者为4.76—9.13cm/Ka,平均6.91cm/Ka,显然低于盆地沉降速率是造成高水位早期弱欠补偿沉积和四级旋回向古陆上超趋势的因素。后者为5.12—19.3cm/Ka,平均9.94cm/Ka,仅略高于盆地平均沉积和沉降速率,因而海岸进积的补偿性充填作用难以推进到弱欠补偿沉积状态下的陆棚腹地。由于海平面下降速率低于盆地沉降速率,碳酸盐生产率略低于由盆地沉降快于海平面下降所引起的容纳空间增长率,所以相对沉降界面海平面始终处于微弱上升状态,以致整个陆棚体系海水循环良好,各类窄盐度生物丰富,以沉积正常海相灰岩为主,少量暴露相沉积仅限于海岸体系旋回的中上部。由于缺乏早期浅埋藏阶段的成岩白云石化作用,岩性致密,无论是陆棚还是海岸体系均为不利储层发育的岩相带。纵向剖面上,陆棚旋回与有障壁海岸旋回虽可对比(图2A),但两者的位置相对稳定,具备有障壁海岸补偿型沉积向陆棚弱欠补偿型沉积转化的特点,说明高水位早期发育沉积补偿滞后型(Catch-up, Sarg, J. F. 1988)模式。据此不难推断,高水位晚期的大规模进积体于云南运动中已被剥蚀殆尽。

综上所述,由上述3个沉积体系域的垂向叠置组成了川东黄龙组低频三级旋回的层序地层演化序列,以四级旋回为区域可对比的等时地层单位,沉积体系域为格架,提出以川东黄龙组为代表的内部克拉通盆地碳酸盐岩层序地层模式(图4)。

参 考 文 献

- [1] 吴望始、张遵信等, 1979, 贵州普安、晴隆的上石炭统兼述石炭系的上界, 见: 西南地区碳酸盐生物地层, 北京: 地质出版社, 250—288。
- [2] 崔秉荃, 1993, 上扬子石炭纪碳同位素和微量元素铝与海平面变化的关系, 成都地质学院学报, 20(4): 33—48。
- [3] 王鸿祯等, 1990, 国际地层时代对比表, 北京: 地质出版社。
- [4] 陈文一, 1991, 中国中、上扬子区石炭纪古构造沉积盆地类型, 岩相古地理, 11(3): 10—14。
- [5] 郑荣才, 1995, 川东石炭系黄龙组储层的古岩溶特征, 见: “油气藏地质及开发工程”国家重点实验室研究年报(1993—1994), 成都: 四川科学技术出版社, 57—70。
- [6] 路中侃等, 1993, 川东石炭系的勘探新领域, 天然气工业, 13(4): 7—11。
- [7] C. K. 威尔格斯等编, 1989, 层序地层学原理(海平面变化综合分析), 徐怀大等译, 北京: 石油工业出版社, 1993, 225—251。
- [8] 李思田等, 1992, 论沉积盆地的等时地层格架和基本建造单元, 沉积学报, 10(4): 11—22。
- [9] 王立峰, 1994, 冀中中奥陶统高频率旋回层序的基本特征, 岩相古地理, 14(6): 49—58。
- [10] Anderson, E. J. and Goodwin, P. W., 1990, The significance of meter-scale allocycles in the quest for a fundamental stratigraphic unit. *J. Geol. Soc.*, Vol. 147, p. 507—518.
- [11] Vail, P. R., 1988, Sequence stratigraphy workbook, fundamentals of sequence stratigraphy, 1988, AAPG, Annual Convention Short Course.

[12]Sarg, J. F., 1988, Carbonate sequence stratigraphy, Sea-Level Changes—An Integrated Approach, SEPM Special Publication, No. 4, p. 155—181.

A Study on Sequence Stratigraphy of the Huanglong Formation, Upper Carboniferous in Eastern Sichuan

Zheng Rongcai Li Demin and Zhang Shaonan

(Chengdu Institute of Technology Chengdu 610059)

Abstract

The Huanglong Formation, Upper Carboniferous (corresponding to Kinderscoutian—Marsdenian Stage), is one of the most important natural gas reservoirs in Eastern Sichuan. According to the data of rock cores, well logging interpretations and seismic sections, etc., it is considered as a type I carbonate sequence stratigraphy. The emphasis of this paper is focused on in the distinguishing features of sequences surfaces (such as, SBI, TS, MFS), order dividing or consociation of high-frequency cyclic sequences, sea-level changes and rate of deposition or basin tectonic sinking, etc.. In the formation, there are three cyclic orders can be recognized, which are 48—52 sixth-order, 22 fifth-order, 8 fourth-order high-frequency cyclic sequences and 3 megacycles. The sixth-order cyclic sequences were the products of precession Milankovitch rhythms with a time duration of 0.02 Ma, which were related to high-frequency cyclic sea-level changes resulted from the Milankovitch cycle. The fifth-order cyclic sequences composed of 2—4 sixth-order cyclic sequences, which were corresponded to the parasequences and may be assigned to three cyclic types, including retrogradational, aggradational and progradational parasequences. The fourth-order cyclic sequences were consisted of 2—4 fifth-order cyclic sequences, which were corresponded to the parasequence sets, developed shallowing-upward sedimentary sequence and bounded by the marine-flooding surface at base or exposure at top of each sequence. These ones may be divided into three genetic types, too, such as retrogradational-aggradational parasequence sets, retrogradational-aggradational-progradational parasequence sets and aggradational-progradational parasequence sets. According to the association analysis of the parasequence sets, these 8 fourth-order cyclic sequences made up of 3 different megacyclic sequences: retrogradational-aggradational megacycle-lowstand systems tract, which was developed in low-part of the formation (C_2h_1) and bounded by SBI at the base; retrogradational-aggradational-progradational megacycle-transgressive systems tract, which was developed in middle-part of the formation (C_2h_2) and bounded by TS_1 at the base; aggradational-progradational megacycle-earlier deposition of highstand systems tract which was developed in upper-part of the formation (C_2h_3) and bounded by MFS at the base and SBI at the top. These megacyclic sequences constituted the low-frequency third-order cyclic depositional sequence in vertical section of the formation, where the later deposition of the highstand systems tract had been eroded by paleokarst during middle-later epoch, Late Carboniferous. It can be estimated, from the results above mentioned, that the age of the formation was about 0.96—1.04Ma, the sea-level changes were about 3.5—4.0m ↓ (LST), 4.5—5.0m ↑ (TST) and 6.0—6.5m ↓ (HST), the depositional rate were about 6.8—7.9cm/Ka (LST), 8.7—10.4cm/Ka (TST) and 6.9—9.9cm/Ka (earlier HST), and the basin tectonic sinking rate was about 7—8cm/Ka. All these evidences suggested that the Huanglong Formation, Upper Carboniferous deputed a carbonate sequence stratigraphy model of shallow stable intracratonic basin.

Keywords: Eastern Sichuan Huanglong Formation high-frequency cycle systems tract sea-level changes rate of deposition and basin tectonic sinking carbonate sequence stratigraphy model