

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

云南楚雄盆地上三叠统沉积及地球化学的海相特征

李儒峰¹⁾, 马永生²⁾, 郭彤楼²⁾, 李一超³⁾, 胡剑¹⁾

1) 中国石油大学盆地与油藏研究中心, 北京, 102249; 2) 中国石油化工股份有限公司南方油气勘探开发分公司, 昆明, 650021; 3) 中国石油化工集团公司油田管理部, 北京, 100029

内容提要: 楚雄盆地中生代形成的典型前陆盆地。三叠纪是其形成的主体阶段和盆山转换的重要时期, 也是由海相向陆相沉积环境的转折期, 同时上三叠统是楚雄盆地最重要的油气资源层系。通过对楚雄盆地上三叠统进行系统的沉积学、层序地层学和波动地质学分析, 在上三叠统识别出3个三级层序, 建立了层序地层格架和高频波动曲线。对层序地层格架内的碳、氧同位素和微量元素的特征进行分析, 发现楚雄盆地晚三叠世诺利晚期—瑞替期沉积具有海相沉积环境的地球化学特征, 同时综合多学科的研究成果, 指出楚雄盆地该时期为一与海域相接的近海湖盆, 并受到间歇性海侵的影响。而海相烃源岩与陆相烃源岩在生烃能力、分布规律等方面均具有较大的差异。因此, 这一认识对于重新评价楚雄盆地晚三叠世烃源岩具有重要意义。

关键词: 楚雄盆地; 晚三叠世; 海相; 海侵; 层序地层学; 波动地质学; 地球化学

1 地质概况

楚雄盆地地处云南省中部, 南北长 305km, 东西均宽 125km, 面积 36512km², 呈北宽南窄之南北向楔形, 是一个典型的南北向盆地(图 1)。

楚雄盆地中生代形成的典型前陆盆地。三叠纪是其形成的主体阶段和盆山转换的重要时期, 也是由海相向陆相沉积环境的转折期, 同时上三叠统是楚雄盆地最重要的油气资源层系(尹福光等, 2004; 李儒峰等, 2004a, 2004b)^①。在对其沉积环境的研究中, 前人大多认为, 楚雄盆地晚三叠世(主要是诺利晚期—瑞替期)以陆相沉积为主^②, 但是对盆地是否存在海相沉积却没有进行过系统深入的研究。一定程度上制约了对楚雄盆地晚三叠世烃源岩的认识和评价。本文在前人研究成果的基础上, 结合碳、氧同位素和微量元素的特征, 发现楚雄盆地晚三叠世诺利晚期—瑞替期存在着海相沉积环境的地球化学特征。同时通过对楚雄盆地上三叠统进行系统的沉积学、层序地层学和波动地质学分析, 确定了海相层的存在。

2 层序地层学特征

上三叠统是楚雄盆地分布最为广泛的含油气层

系。本文将楚雄盆地分为四个地层区: 西部地层区上三叠统相对最全, 包括卡尼期的云南驿组, 诺利期的罗家大山组和花果山组, 瑞替期的白土田组; 中部地层区缺失卡尼期的云南驿组; 元谋地区缺失云南驿组和普家村组; 东部地区的云龙凹陷缺失云南驿组、普家村组、干海子组。通过露头、钻井、测井和地震层序界面识别与对比, 本次研究将楚雄盆地上三叠统自下而上划分为3个三级层序, 分别为层序 I (SQ₁) 相当于诺利期早期普家村组(罗家大山组), 层序 II (SQ₂) 相当于诺利期晚期干海子组(花果山组), 层序 III (SQ₃) 相当于瑞替期舍资组(白土田组)(图 2)。

2.1 层序特征分析

层序 I: 相当于西部地层区的罗家大山组和中中部地层区的普家村组。层序界面类型为 I 型, 表现为普家村组底界不整合于前三叠纪地层之上, 而在海盆内则表现为罗家大山组与云南驿组整合接触关系。

低水位体系域: 在西部地层区表现为盆底扇沉积, 岩性特征为砂、砾岩、安山质火山碎屑岩及凝灰质页岩等组成的浊积岩; 在中部地层区表现为斜坡扇相, 岩性特征为砾岩、砂岩、粉砂岩。

海进体系域: 在西部地层区表现为深海盆沉积,

注: 本文为国家“973”重点基础研究发展规划项目(编号 G19990433, 2005CB422100)资助的成果。

收稿日期: 2005-11-14; 改回日期: 2005-12-15; 责任编辑: 周健。

作者简介: 李儒峰, 男, 1962年生, 博士, 副教授, 主要从事沉积学及油气形成与分布的研究。通讯地址: 102249, 北京昌平区, 中国石油大学盆地与油藏研究中心; Email: lirufeng717@163.com; shenlang523@163.com。

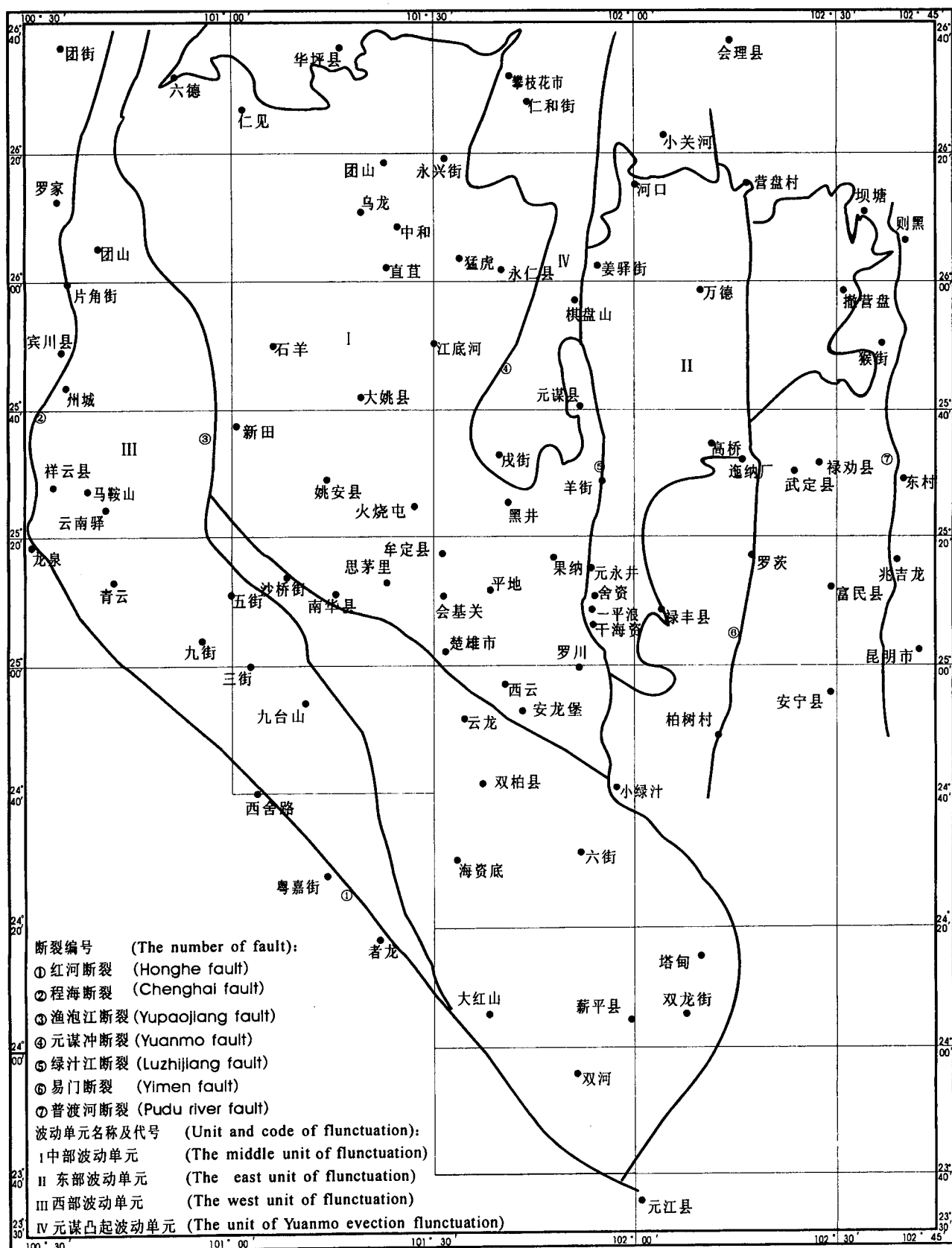


图 1 楚雄盆地地层分区图

Fig. 1 The stratigraphic classification of the Chuxiong Basin

地质时代 (Ma)	地层分区			层序划分	层序界面	
	西部	中部	东部		间断	成因
208	侏罗纪冯家河组					
(1.5) 200.5	瑞替期	白土田组	舍资组	舍资组	III	陆上暴露
(13.9)	诺利期	花果山组	干海子组		II	造山升降 侵蚀
		罗家大山组	普家村组		I	升降侵蚀
223.4						造山升降 侵蚀
(11.6)	卡尼期	云南驿组	缺失			
235.0	拉丁期					升降侵蚀

图2 楚雄盆地上三叠统层序划分与层序界面性质

Fig. 2 Sequence subdivision and sequence boundary character of Upper Triassic in the Chuxiong Basin

岩性特征以深灰色页岩为主夹中砂、粉砂岩、浊积岩以及碳酸盐岩碎屑流特点的泥灰岩透镜体；中部地层区表现为海陆交互相，岩性由砂岩、粉砂岩和页岩组成。

高位体系域：在西部地层区为浅-滨海相，岩性特征为页岩和粉砂质页岩，顶部粉砂质含量增高，并夹具水平层理的细砂岩；东部地区为三角洲相，岩性特征为砂岩和页岩构成反韵律。

层序Ⅱ：相当于西部地层区的花果山组和中部地层区的干海子组。层序界面为Ⅰ型，表现为西部地层区花果山组与罗家大山组之间存在一沉积间断，沉积相变由深海盆相变为海陆交互相；东部地层区干海子组与下伏普家村组冲刷面呈沉积间断接触。

低水位体系域：在西部地层区表现为海岸平原冲积相，岩性特征为一套薄层细砾—含砾砂岩；中部地层区为一套河流标志明显的砂岩层段。

水进体系域：为前三三角洲沉积，岩性特征为砂页岩互层和含纹层状粉砂条带的黑色页岩；中部地层区为湖泊相，岩性特征为中砂、细砂和少量粉砂质泥岩组成，呈正韵律组合。

高水位体系域：在西部地层区为三角洲前缘沉积，岩性特征为砂页岩互层，夹煤线及薄煤层；中部

地层区为三角洲沉积，岩性特征为细砂岩，粉砂岩及页岩互层，并夹多层煤层。

层序Ⅲ：相当于西部地层区的白土田组和中东部地层区的舍资组。层序界面为Ⅰ型，表现为西部地层区白土田组底部深切谷冲填沉积；中东部地层区为冲刷面。

低位体系域：在西部地层区表现为具底砾岩冲积扇沉积；中东部地层区表现为河流相，具大型交错层理的细砾岩、含砾粉砂岩。

水进体系域：西部地层区湖相砂泥岩等厚互层；中东部地层区为三角洲前缘沉积，表现为粉砂岩—含砾粗砂岩构成的反粒序特征。

高水位体系域：西部地层区为湖沼环境特征，表现为砂泥岩与煤层互层；中东部地层区为三角洲平原沉积，岩性主要为含砾粗砂岩、粉砂岩构成正韵律。

2.2 上三叠统年代地层格架

综合楚雄盆地上三叠统层序地层分析成果，根据四个地层区同一时期不同类型沉积剖面之间的对比关系，建立了上三叠统年代地层格架(图3)。从图中清楚地反映出层序Ⅰ主要限于西部和中部地层区，以浅海相和半深海相沉积为主；层序Ⅱ分布范围最广，四个地层区内均存分布，浅海相沉积范围最大时期，以海陆过渡相沉积为主；层序Ⅲ以陆相沉积为主，存在间歇性海侵。地层展布规律综合反映了构造升降和海(湖)平面的变化。上三叠统的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ层序属于弧后沉降阶段的大陆边缘硅质碎屑岩层序，形成于晚二叠世以来扬子板块西部边缘经过强烈隆升的背景之上，沉积开始阶段具有斜坡陡、岸线复杂的地貌特点，随着两次海平面升降的过程，沉积范围不断扩大，剥蚀和充填作用促使斜坡变缓，岸线趋于简单，并且海水退缩而陆地增大(朱筱敏, 1999)。所有这些现象表示着晚三叠世时期是弧后沉降速率逐步减缓的过程。诺利期末弧后盆地回返关闭，形成新的物源区，层序Ⅲ反映着楚雄盆地开始了作为一个大型周缘前陆盆地一部分的发育历程^⑨。

通过层序地层分析，清楚地说明了楚雄盆地主要目的层系上三叠统的基本沉积特征。

3 波动地质学特征

楚雄盆地上三叠统分布范围广，沉积厚度大，对其进行高频波动过程分析，详细研究其沉积波动过程将有助于识别海相沉积(李儒峰, 2004a, 2004b)。

3.1 三叠系高精度年代地层格架建立

层序地层学研究表明，不同级别的层序所对应

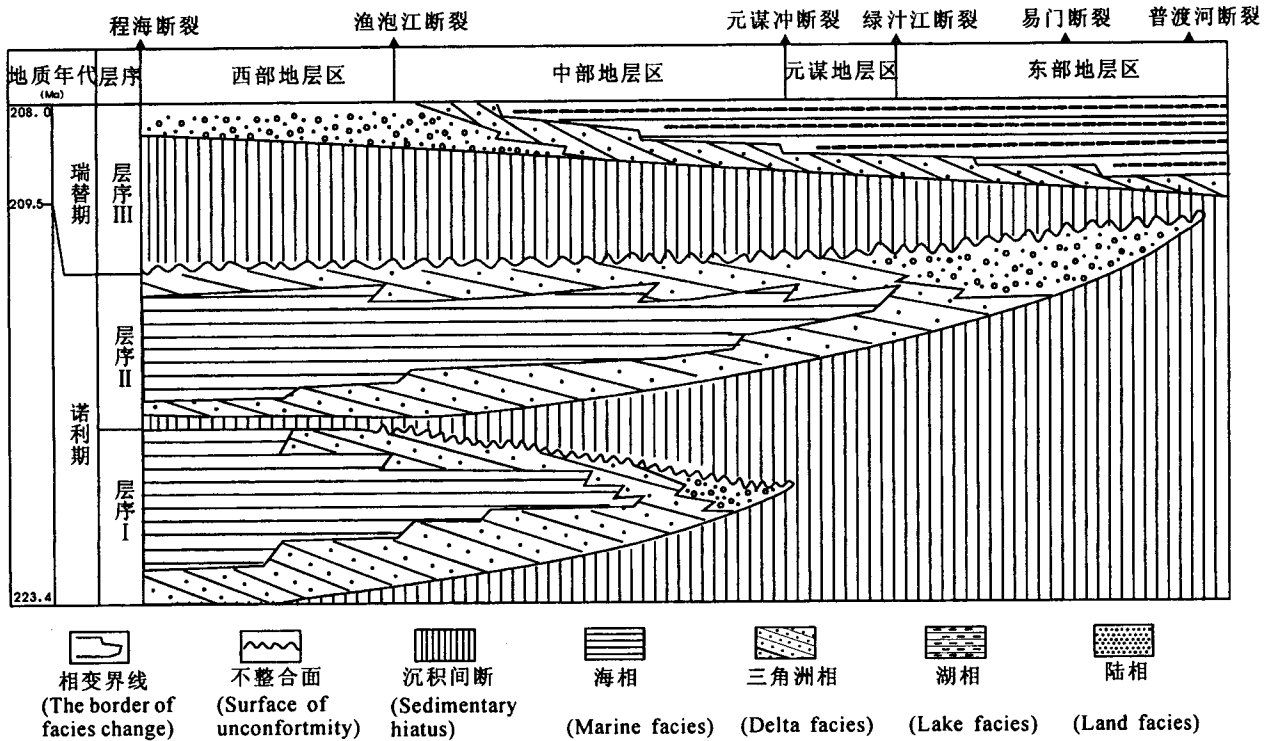


图 3 楚雄盆地上三叠统年代地层格架图

Fig. 3 Chronostratigraphic framework of Upper Triassic in the Chuxiong Basin

的地质时间是不同的,利用层序边界的等时性,根据高分辨露头层序地层学研究,在层序格架内进行准层序识别,根据沉积物旋回性分析,其准层序形成时间应该是大致相等的,用层序内所包括的准层序个数去除以层序形成的时限,进而求得每个准层序形成的平均时限,从而建立高精度年代格架。在华北黄骅坳陷对奥陶系露头波动过程分析证实了这种方法的可行性^⑨。当然,这里面存在一定的系统误差,但误差时限范围控制在层序对应的时限之内。

依据上述原理方法,选择地层出露较全、剥蚀弱的露头剖面进行精细年代划分,这样可以降低划分的时限误差(李儒峰等,2003,2004b;王健丽等,2004)。为此选择了双柏安龙堡剖面作为标准剖面,其他剖面作为辅助剖面,进行了地层精细年代划分。双柏安龙堡剖面在舍资组识别出了22个准层序,干海子组识别出了25个准层序,普家村组识别出了58个准层序。结合其他剖面和前人的研究资料,最终标定了三叠系各组的绝对年龄(表1)。

3.2 安龙堡剖面高频波动过程研究

双柏安龙堡剖面出露地层为三叠系、侏罗系和白垩系,其中三叠系出露的主要为晚三叠世的普家村组、干海子组和舍资组。

表 1 楚雄盆地三叠系年龄格架表

Table 1 Time framework of Triassic in Chuxiong Basin

地层名称	顶界年龄(Ma)	底界年龄(Ma)
舍资组/白土田组	208.0	211.6
干海子组/花果山组	211.6	215.8
普家村组/罗家大山组	215.8	223.4
云南驿组	223.4	239.5

3.2.1 波动方程的建立及意义

在岩性统计及地层绝对年龄格架建立及安龙堡剖面的原始资料数据(深度、顶界、底界绝对年龄、原始厚度和及沉积速率等)的基础之上,应用高频波动过程分析程序软件对安龙堡剖面做了高频波动过程分析,建立了该区波动方程:

$$X(t)=E_0+A(t)\cdot\sin[2\pi\cdot(t-\varphi)/T];$$

$$F(t)=14.3+0.01\cdot t\cdot\sin[2\pi\cdot(t-650)/760];$$

$$G(t)=F(t)+1.20\cdot|F(t)|\cdot\sin[2\pi\cdot(t-140)/220];$$

$$L(t)=G(t)+1.15\cdot|F(t)|\cdot\sin[2\pi\cdot(t-60)/100];$$

$$M(t)=L(t)+1.30\cdot|F(t)|\cdot\sin[2\pi\cdot(t-25)/45];$$

$$N(t) = M(t) + 3.1 \cdot |F(t)| \cdot \sin[2\pi \cdot (t - 8.6)/10.0];$$

$$Y(t) = N(t) + 1.23 \cdot |F(t)| \cdot \sin[2\pi \cdot (t - 0.9)/5.0];$$

上述波动方程中, $X(t)$ 为波动方程的通式, E_0 为周期波叠加能量, T 和 φ 为通过滑动窗口的滤波方法得到的控制盆地的周期波周期和初相位。760Ma 的周期波受天文因素控制, 为“能量函数”; 220Ma 的周期波与板块运动有着重要的对应关系; 110Ma 的周期波反映地幔对流的交替周期; 45Ma 的周期波是古生物集群的演化周期; 10Ma 的周期波为反映盆地沉积-剥蚀过程的周期波; 5Ma 的周期波反映盆地波动特征与生储盖层的藕荷关系(李儒峰, 2004a)。

3.2.2 波动过程分析

从高频波动方程的表达式可以看出 10Ma 和 5Ma 是安龙堡地区的两个高频波动周期。10Ma 周期的高频波动曲线(图 4)反映出: 在普家村组沉积时(223.4~215.8Ma), 沉积速率由低到高, 反应水体由深变浅; 干海子组—舍资组沉积时(215.6~208Ma), 沉积速率由高到低再到高, 但波动幅度不大, 反应水深变化不大。从 5Ma 周期的波动曲线上看, 安龙堡地区进入晚三叠世以后开始持续沉降, 接受

沉积。其沉积速率变化范围大致在 60~400 m/Ma 之间, 平均沉积速率为 120 m/Ma。其中在晚三叠世晚期和早侏罗世沉积速率最快, 变化范围多集中在 120~400 m/Ma 之间, 为持续快速沉积阶段。

4 地球化学特征

海平面变化是控制层序发育的一个主要因素。完整升降旋回中的产物, 在其变化过程中, 海水的化学组成也随之而发生相应的变化。因此, 通过沉积物(中)常量元素、微量元素、稀土元素以及稳定同位素的分析, 对研究海平面变化及由海平面变化引起的沉积间断都具有重要意义, 从而有助于层序地层学研究(陈锦石, 1983; Crowley, 1991; 李儒峰等, 1996, 2003; Li et al., 1997)。本文以安龙堡剖面为例, 从碳、氧同位素和微量元素两方面对楚雄盆地晚三叠世的沉积环境来进行研究。

4.1 海相(海侵)沉积的碳氧同位素证据

海相与陆相碳、氧同位素值的差别是很大的。对于碳同位素来说, 海相层中 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般介于 -0.1‰ ~ -0.8‰ 之间, 陆相层则为 -4.2‰ ~ -0.15‰ ; 对于氧同位素来说, 海相层其值一般为 -4‰ ~ -9.4‰ , 陆相层则为 -5.9‰ ~ -11.2‰ 。

对安龙堡剖面进行稳定同位素测试(表 2)。结

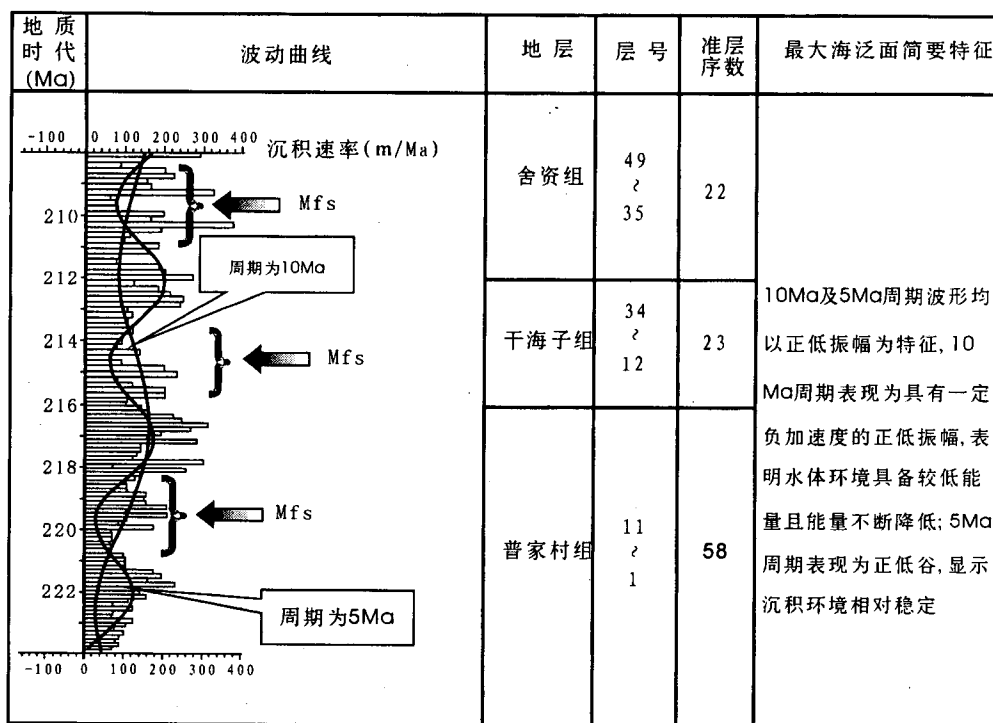


图 4 安龙堡剖面高频波动过程分析

Fig. 4 Analysis of high frequency wave process in Anlong Bao Section

果显示 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值介于 -3.9‰ ~ 1.3‰ 之间,反映了盆地晚三叠世总体沉积环境应为海相—海陆交互相,而高水位期剖面 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值分别为 -3.9‰ 和 -1.0‰ ,反映出干海子期沉积环境更接近于海陆交互相—陆相。

表 2 楚雄盆地晚三叠世 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 化验结果Table 2 Analysis of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ of Late Triassic in Chuxiong Basin

取样地点	样品编号	层位	$\delta^{13}\text{C}$ (‰,PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰,PDB)
安 龙 堡 剖 面	AL-T3s-20	舍资组	-2.6	-9.1
	AL-T3s-18	舍资组	-3.9	-11.8
	AL-T3s-16	舍资组	1.3	-9.2
	AL-T3s-15	舍资组	0.8	-8.9
	AL-T3s-12	舍资组	-1.7	-11.1
	AL-T3s-11	舍资组	1.9	-8.8
	AL-T3s-10	舍资组	0.1	-9.0
	AL-T3s-9	舍资组	-1.3	-10.1
	AL-T3g-8	干海子组	-3.7	-13.4
	AL-T3g-7	干海子组	-1.6	-12.9
	AL-T3g-6	干海子组	-1.0	-11.4
	AL-T3g-4	干海子组	-3.2	-11.4
	AL-T3g-3	干海子组	-3.2	-12.8
	AL-T3g-1	干海子组	-2.8	-12.0

从表中可以发现,样品 AL-T3s-10、AL-T3s-11、AL-T3s-15、AL-T3s-16 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高,均为正值,这说明样品的成岩环境应该是海水成岩环境,而通过前面的研究我们已经确定此时楚雄盆地的沉积环境大体上是陆相,这似乎是相矛盾的。通过对比研究样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,发现其相应的也出现了异常。自寒武系到现代,海水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值未发生过较大的变化。对于成岩作用来说,经过相同成岩变化的样品之间的相对值能定性反映原始环境的变化规律。因此,我们可以推测剖面中出现异常的样品形成于相同的成岩环境。综合前面的研究成果,可以确定盆地在诺利晚期—瑞替期经历了海侵。对应的层位即干海子组—舍资组。该时期半咸水双壳类及介形类的存在也再一次证明了上述推断。

图 5 是利用 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图解法得出的安龙堡剖面碳氧同位素分布图。该方法是利用碳氧稳定同位素区别不同沉积环境最有效和最直观的方法。将 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行坐标投点(图中投点旁的代码代表岩石标本序号),可以看出数据分别集中落入三个明显不同的区域:大气淡水成岩环境的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值总是落在第三象限,即 $\delta^{18}\text{O}$ 总表现为较高负值;海水成岩环境的样品值处于第二象限,即 $\delta^{13}\text{C}$ 为正

值或者低负值,而 $\delta^{18}\text{O}$ 为低负值;而埋藏成岩环境的分布区域范围较大,第二、第三象限都有分布。

4.2 海相(海侵)沉积的微量元素证据

地层中微量元素的分布、分配与其形成的环境密切相关,其中许多元素的赋存也不受成岩后发生变化的影响,因此,某些微量元素的含量高低,尤其是某些相关元素的比值大小已成为判别沉积环境的良好标志(钱奕中等,1994)。

(1)B:微量元素分析结果(表 3)表明,干海子组下部的 B 含量明显较高,徘徊在 100×10^{-6} 附近;干海子组上部的 B 含量明显降低,而到舍资组中部又有所回升,大致为 95×10^{-6} 左右;其中,样品 AL-T3s-20 的 B 值最大,为 116×10^{-6} ;而海相层中硼的质量分数一般大于 100×10^{-6} ,陆相低于 70×10^{-6} 。由此可以判断盆地晚三叠世一定存在海相沉积(海侵)。

(2)B/Ga 值:随盐度增加而有可能增加,因此利用 B/Ga 值来指示古盐度更为灵敏。一般海相地层中 B/Ga 值接近于 5,陆相地层为 2.4。从表 3 中可以看出,楚雄盆地晚三叠世地层中 B/Ga 值最高为 4,最低为 1.13,平均为 3.17,反映为海相和陆相交替环境特征。

(3)Sr/Ba 值:随着远离海洋而逐渐增大。淡水沉积物中锶和钡 Sr/Ba 值 < 1 ,而在海相沉积物中则 > 1 ,也有资料表明海相地层中的 Sr/Ba 值不一定都

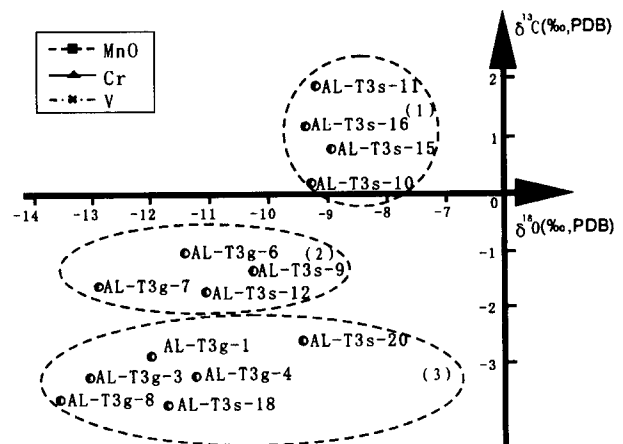


图 5 安龙堡剖面碳、氧同位素分布图

Fig. 5 Distribution of carbon-oxygen isotope in Anlong Bao Section

(1)—海水成岩环境;(2)—埋藏成岩环境;

(3)—大气淡水成岩环境

(1)—Marine diagenetic environment; (2)—burial diagenetic environment; (3)—atmospheric limnetic diagenetic environment

表 3 安龙堡剖面上三叠统微量元素值($\times 10^{-6}$)Table 3 Race elements magnitude ($\times 10^{-6}$) of Late Triassic in Anlong Bao Section

样品编号	B	Ga	Mn	Sr	Ba	Mg(%)	Ca(%)	Fe(%)	B/Ga	Fe/Mn	Sr/Ba	Mg/Ca
AL-T3s-20	116	30	211	71	591	1.29	0.08	6.56	3.87	310.9	0.12	16.1
AL-T3s-18	60	19	384	98	426	1.26	0.08	3.68	3.16	84.79	0.23	14.3
AL-T3s-16	93	28	434	83	699	1.14	5.04	6.31	3.32	164.3	0.12	0.25
AL-T3s-15	90	23	89	48	679	0.94	0.02	4.97	3.91	558.4	0.07	47
AL-T3s-12	88	23	172	78	732	0.98	0.01	4.87	3.83	283.1	0.11	98
AL-T3s-11	74	20	92	584	539	0.63	0.01	4.02	3.7	437	1.08	63
AL-T3s-10	96	24	57	78	669	0.69	0.01	5.22	4	915.8	0.12	69
AL-T3s-9	78	22	30	77	868	0.69	0.01	4.42	3.55	1473	0.09	69
AL-T3g-8	35	21	27	89	805	0.65	0.02	2.25	1.67	833.3	0.11	32.5
AL-T3g-7	17	15	24	43	610	0.31	0.01	0.76	1.13	316.7	0.07	31
AL-T3g-6	96	26	48	76	891	0.82	0.01	5.29	3.69	1102	0.09	82
AL-T3g-4	33	21	23	87	718	0.35	0.01	1.07	1.57	465.2	0.12	35
AL-T3g-3	101	29	150	70	902	0.67	0.01	5.43	3.48	362	0.08	67
AL-T3g-1	99	28	603	56	879	1.37	0.06	5.15	3.54	85.41	0.06	22.8

>1,但陆相沉积的 Sr/Ba 值多低于海相沉积,而且从淡水向海相过渡沉积物中 Sr/Ba 值急剧增大的趋势是明显的。表 3 中 Sr/Ba 值最高达 1.04,最低为 0.06,平均为 0.18。对比可以发现,Sr/Ba 相对于 B、B/Ga 来说,其反映海相沉积环境的特征并不是很明显。

(4)Fe/Mn 值:在沉积过程中,铁、锰发生分离,时间上铁的沉淀早于锰,空间上铁多沉积在浅水而锰多沉淀在较深的水域。因此可以利用 Fe^{2+}/Mn^{2+} 值的相对大小判断水体深度的变化,其比值越大,水体越浅,比值越小,水体则越深。从表 3 中可以看出,Fe/Mn 值最大为 1102,最小为 84.79。盆地在晚三叠世的水体变化比较大而且是反复的,证明盆地在这一时段遭受了多次海侵。这与前面利用 B、B/Ga、Sr/Ba 等得出的结论也是相吻合的。

(5)Mg/Ca 值:与水温呈明显的正相关,而与盐度呈明显的负相关。从表 3 中可以看出,Mg/Ca 值介于 0.25~69 之间,变化范围较大。因此盆地中与 Mg/Ca 值密切相关的水温和盐度也会出现大的变化。尤其是样品 AL-T3s-16 的 Mg/Ca 值特别小,由此可以推测该样品所在的层位水温比较低,而盐度则比较高,应为海相沉积。

5 结论及意义

(1)根据露头剖面及构造和沉积特征的差异,将楚雄盆地划分为四个地层区,并进行了分区对比,提出了地层对比划分方案。同时在上三叠统识别出三个三级层序,分别为层序 I (SQ_1)相当于诺利期早期普家村组(罗家大山组),层序 II (SQ_2)相当于诺

利期晚期干海子组(花果山组),层序 III (SQ_3)相当于瑞替期舍资组(白土田组)。

(2)选择安龙堡剖面为标准剖面,进行了地层精细年代划分,对安龙堡剖面做了高频波动过程分析,绘制了高频波动曲线。通过波动曲线进一步揭示了楚雄盆地晚三叠世的沉积环境的水体深度变化规律,并结合地层、古生物和岩石学等研究得出:普家村组为海相、干海子组为海陆交互相,舍资组大部分为陆相,但期间发生了数次海侵。

(3)对层序地层格架内的碳氧同位素和微量元素值特征进行了较为系统的分析,发现了海相沉积的众多证据,表明楚雄盆地晚三叠世诺利晚期—瑞替期(干海子组—舍资组沉积时期)多次受到间歇性海侵的影响。

晚三叠世是楚雄盆地盆山转换的重要时期,同时也是楚雄盆地最重要的油气资源层形成时期。由于海相烃源岩与陆相烃源岩在生烃能力、分布规律等方面均具有较大的差异。因此,通过层序地层学、波动地质学和地球化学等多学科、多手段综合研究,确定楚雄盆地晚三叠世海相(海侵)沉积存在层段,对于重新认识和评价楚雄盆地晚三叠世烃源岩具有重要意义^①。

致谢:中国石油大学鲍志东教授和中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院王毅教授对本文提出了宝贵修改意见和建议,在此一并表示感谢。

注 释

① 马永生,何治亮,王津义. 2000. 南方海相 2001 年油气勘探部署研究报告. 中国石油化工股份有限公司南方海相油气勘探项目经理部.

- ② 许效松. 1997. 楚雄盆地上三叠统层序地层研究与含油气性分析. 中国石油化工股份有限公司南方新区油气勘探经理部项目报告.
- ③ 汤良杰, 李儒峰, 周雁. 2002. 楚雄盆地波动过程分析及其对油气形成与分布的控制作用. 中国石油化工股份有限公司南方海相油气勘探项目经理部项目报告.
- ④ 李儒峰, 刘振峰. 2000. 华北奥陶系波动特征及与层序地层相关性研究. 石油大学基础研究项目成果报告.
- ⑤ 李儒峰, 胡剑. 2005. 楚雄盆地诺利晚期—瑞替期海相沉积及其对烃源发育的影响. 中国石油化工股份有限公司南方油气勘探开发分公司.

参 考 文 献

- 陈锦石, 陈文正. 1983. 碳同位素地质学概论. 北京: 地质出版社.
- 李儒峰, 刘本培. 1996. 碳氧同位素演化与碳酸盐岩层序地层学关系研究——以黔南马平组为例. 地球科学—中国地质大学学报, 21(3): 24~29.
- 李儒峰, 马永生, 郭彤楼. 2003. 楚雄盆地晚三叠世地层层序和碳同位素特征. 现代地质, 17(增刊): 1~5.

- 李儒峰, 金之钧, 马永生, 范绍雷. 2004a. 盆地波动特征与生储盖层耦合关系分析. 沉积学报, 22(3): 472~480.
- 李儒峰, 马永生, 汤良杰, 郭彤楼, 李建明. 2004b. 云南楚雄盆地波动特征及构造沉积演化. 地球科学—中国地质大学学报, 29(3): 309~316.
- 钱奕中, 陈洪德, 刘文均. 1994. 层序地层学理论和研究方法. 成都: 四川科学技术出版社, 135~138.
- 王健丽, 赵霞飞. 2004. 楚雄盆地东部晚三叠世沉积环境. 沉积与特提斯地质, 24(3): 31~37.
- 尹福光, 万方, 许效松. 2004. 楚雄盆地晚三叠世古地理变迁. 沉积与特提斯地质, 24(3): 13~18.
- 朱筱敏. 1999. 层序地层学. 东营: 石油大学出版社, 172~179.
- Li Rufeng, Liu Benpei, Zhao Chenlin. 1997. Cycle-sequence, carbon isotope features and glacio-eustasy of the Triticite zone in southern Guizhou. Acta Geologica Sinica, 71(2): 217~226.
- Crowley T J, Baum S K. 1991. Estimating carboniferous sea-level fluctuation from Gondwanice extent. Geology, 19: 975~977.

The Marine Character of the Sedimentation and Geochemistry of the Upper Triassic in the Chuxiong Basin, Yunnan

LI Rufeng¹⁾, MA Yongsheng²⁾, GUO Tonglou²⁾, LI Yichao³⁾, HU Jian¹⁾

1) China University of Petroleum, Beijing, 102249

2) Southern Exploration and Development Company, SINOPEC, Kunming, 650021

3) Oilfields Management Department, China Petrochemical Corporation, Beijing, 100029

Abstract

The Chuxiong Basin is a typical foreland basin formed in the Mesozoic. The Triassic is the main stage in the formation of the basin, and is an important age of a conversion from basin to mountain, and the transition period of sedimentary environment from marine facies to continental facies. At the same time, the Upper Triassic series is a significant source of oil and gas in the Basin. Based on a systemic study and analysis on the sedimentary, sequence stratigraphy, undulation geology and geochemistry of the Upper Triassic in the basin, three sequences are recognized, and sequence framework and high-frequency undulation curve of the Upper Triassic are reconstructed. The analysis of carbon and oxygen isotopes and trace elements reveals that the Chuxiong Basin had a marine environment during the late Norian to Rhaetian. The multi-disciplinary research results indicated that the Chuxiong Basin was a lake basin adjacent to sea in this period, and was affected by intermittent transgressions repeatedly. But the marine-facies hydrocarbon source rock and the continental-facies hydrocarbon source rock are different in hydrocarbon productivity and distribution. This understanding will have a vital significance in assessing the hydrocarbon source rock of the Chuxiong Basin.

Key words: Chuxiong Basin; Upper Triassic; marine environment; geochemistry; sequence stratigraphy; undulation geology; marine transgression.