

## 四川盆地川中地区须家河组古盐度特征及其地质意义

戴朝成<sup>1,2</sup>, 任军平<sup>3</sup>, 饶强<sup>1</sup>, 张怀胜<sup>1</sup>

1. 东华理工大学地球科学学院, 南昌 330013;

2. 东华理工大学核资源与环境重点实验室, 南昌 330013;

3. 天津地质矿产研究所, 天津 300170

**摘要:** 在沉积学研究基础上,以粘土矿物为研究对象,利用X衍射分析和微量元素分析技术,采用Couch公式对四川盆地须家河组沉积期湖盆古盐度进行恢复,结果表明,须家河组古盐度介于4.8‰~19.7‰之间,平均值为12.8‰,远低于正常海水盐度。不同层位古盐度呈规律性变化,须二段至须六段古盐度逐渐降低,由咸水转变为微咸水。盐度的增高有利于蒙脱石向伊利石转化,使得须二段以伊利石为主,须四段—须六段伊利石平均含量逐渐降低,而以绿泥石为主。古盐度对绿泥石成分也有一定影响,随着古盐度的增高,绿泥石成分中的 $\text{Si}^{4+}$ 逐渐减少,而 $\text{Al}^{\text{IV}}$ 的含量逐渐增多, $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$ 比值逐渐降低。结合四川盆地构造运动,认为须家河组古盐度变化主要由印支期构造所造成,须三段之后由于龙门山南段的抬升,四川盆地与外海失去联系成为独立沉积系统,须家河组二段和三段沉积应为陆相沉积物质,但受到海相潮汐叠加改造,而须四段—须六段则属于正常陆相沉积环境。

**关键词:** 四川盆地; 上三叠统须家河组; 古盐度; 粘土矿物; Couch公式

中图分类号: P588.22

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2018) 03-0390-11

## Paleosalinity of the Xujiahe Formation in Central Sichuan Basin and Its Geological Significance

DAI Chaocheng<sup>1,2</sup>, REN Junping<sup>3</sup>, RAO Qiang<sup>1</sup>, ZHANG Huaisheng<sup>1</sup>

1. School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, China;

2. State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 3. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China

**Abstract:** On the basis of sedimentological research, we study clay minerals by X-ray diffraction and trace element analysis to infer paleosalinity of the lacustrine environment in which the Xujiahe Formation was deposited in Sichuan Basin. Paleosalinity was determined using the Couch formula and the paleosalinity values range from 4.8 to 19.7 per thousand, with an average value of 12.8 per thousand. The paleosalinity of different layers in the Xujiahe Formation changed regularly, and there is a gradual decrease trend from the second to the sixth member, i.e., from saline to brackish water. The increase in salinity is favorable for the conversion of montmorillonite to illite, suggesting that clay mineral of the second member of the Xujiahe Formation is mainly illite. The illite content decreases gradually from the fourth member to the sixth member, indicating that clay mineral in fourth member and sixth member is mainly chlorites. Paleosalinity also has a certain effect on the chlorite composition. With the increase of salinity,  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$  content decreases and  $\text{Al}^{\text{IV}}$  content increases in the chlorite composition. Combined with tectonic movement, the change in paleosalinity of the Xujiahe Formation was probably caused by the Indosinian tectonism, the southern section of Longmen mountain uplift during the third member period, the Sichuan Basin and the sea lost contact and became a separate deposition system. The sedimentary facies of

收稿日期: 2017-09-19; 修回日期: 2017-10-31

基金项目: 国家自然科学基金青年基金(41402085); 核资源与环境重点实验室开放基金(NRE1403) 联合资助

作者简介: 戴朝成, 男, 1980年生, 讲师, 博士, 主要从事地层学研究; E-mail: daichaocheng@qq.com

the second and the third member of the Xujiahe formation should be deposited in a terrestrial environment. However, it was superimposed by tide. The fourth, fifth and sixth member of the Xujiahe Formation should belong to the normal continental sedimentary environment.

**Key words:** Sichuan Basin; Upper Triassic Xujiahe Formation; paleosalinity; clay mineral; Couch formula

**First author:** DAI Chaocheng, Lecture; E-mail: daichaocheng@qq.com

古盐度是指记录在古沉积物中的盐度, 可以通过沉积岩中相当硼含量和粘土矿物组成来计算, 用它不仅可以确定海相和陆相沉积环境(钱焕菊等, 2009; 许璟等, 2010), 且其在成岩作用过程中对粘土矿物的形成和演化也有一定的影响(施振生等, 2012; 王昌勇等, 2014; 赵明等, 2015)。如王昌勇等(2014)通过对鄂尔多斯盆地古盐度研究认为湖泊水体盐度与储层关系密切, 较高盐度的水体有利于早成岩阶段绿泥石环边胶结和浊沸石的形成, 绿泥石有利于原生粒间孔隙的保存, 浊沸石更容易被溶蚀而形成丰富的次生溶孔; 赵明等(2015)通过对新疆塔北隆起古盐度分析得出古盐度对粘土矿物组合及其绿泥石成分具有制约作用。因此, 古盐度在沉积和成岩方面引起越来越多学者的关注。

四川前陆盆地上三叠统须家河组为重要的烃源岩系和油气储集单元, 对于须家河组沉积一直存在着海相和陆相争议(罗启后, 1983; 侯方浩等, 2005; 林良彪等, 2006; 赵霞飞等, 2011; 郑荣才等, 2011; 施振生等, 2011), 赵霞飞等(2011)认为上三叠统须家河组为海相潮汐沉积, 并通过古生物、反向交错层、潮汐成因的砂泥薄互层和矿物学等方面予以论证; 而陆相沉积观点侧重于沉积体系分析, 在须家河组中识别出冲积扇、河流、扇三角洲、湖泊三角洲、湖泊—沼泽等沉积体系。鉴于沉积环境的争议以及该储层中粘土矿物分布不均性, 本文在沉积岩石学分析基础上, 通过矿物学和地球化学方法, 计算了四川盆地古盐度, 并探讨了古盐度与区域构造、粘土矿物组合及绿泥石成分的相关性, 以期为盆地沉积环境和成岩作用过程中粘土矿物的形成和演化提供依据。

## 1 地质背景

四川盆地现今的构造格局于印支运动后期开始出现雏形, 经燕山至喜马拉雅运动的多次叠加

改造后才得以定形(郭正吾等, 1996), 是以龙门山断裂为西界、七曜山断裂为东界、城口断裂为北界、峨眉—瓦山断裂为南界的菱形构造兼地貌盆地(图1), 面积约 $18 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。已有研究成果证明该盆地是位于扬子地块西部的一个多旋回构造叠合盆地, 在中三叠世末发生的印支早幕构造运动中, 由构造挤压使扬子地块西部西缘和北缘开始缓慢上升, 从岛链逐渐演化为强烈逆冲推覆的造山带(童崇光, 1985; 邓康龄, 1992)。晚三叠世初期, 组成四川前陆盆地沉积基底的中、下三叠统海相碳酸盐岩地层发生构造隆升和遭受强烈剥蚀, 在结束上扬子地块被动大陆边缘盆地沉积的同时, 于晚三叠世早期逐渐进入挤压构造背景下的陆内会聚盆地, 相继发生晚三叠世马鞍塘组、小塘子组和须家河组沉积, 并延续到早侏罗世一晚白垩世的红层碎屑岩建造(郭正吾等, 1996)。须家河组地层厚近千米至数千米, 岩性为砾岩、含砾砂岩、砂岩、粉砂岩和泥岩夹煤层组合, 自下而上可划分为须二段至须六段( $T_3x^2 \sim T_3x^6$ )5个岩性段, 其中须二、须四、须六段以三角洲相的砂岩、砾岩与泥岩不等厚互层为主, 为储层发育层位, 而须三和须五段以湖泊—沼泽相的大套暗色泥岩夹粉—细粒砂岩组合为主, 为烃源岩和区域性盖层(或隔层)发育层位。

## 2 沉积学特征

### 2.1 岩石学特征

须家河组二段、四段和六段以成分成熟度较低而结构成熟度较高的砂岩为主。成分成熟度较低表现在石英含量较低, 而长石、岩屑颗粒含量较高(图2a), 成分成熟度指数( $Q/F+R$ )一般在1.5~4.0之间, 少数可达6.0~7.0。结构成熟度较高表现在碎屑颗粒分选、磨圆较好, 杂基含量较少(谢继容等, 2009)。石英含量一般在30.0%~70.0%之间, 平均58.0%。以单晶石英为主, 另有少量多晶石英和燧石; 长石含量一般在0~15.0%之间, 平

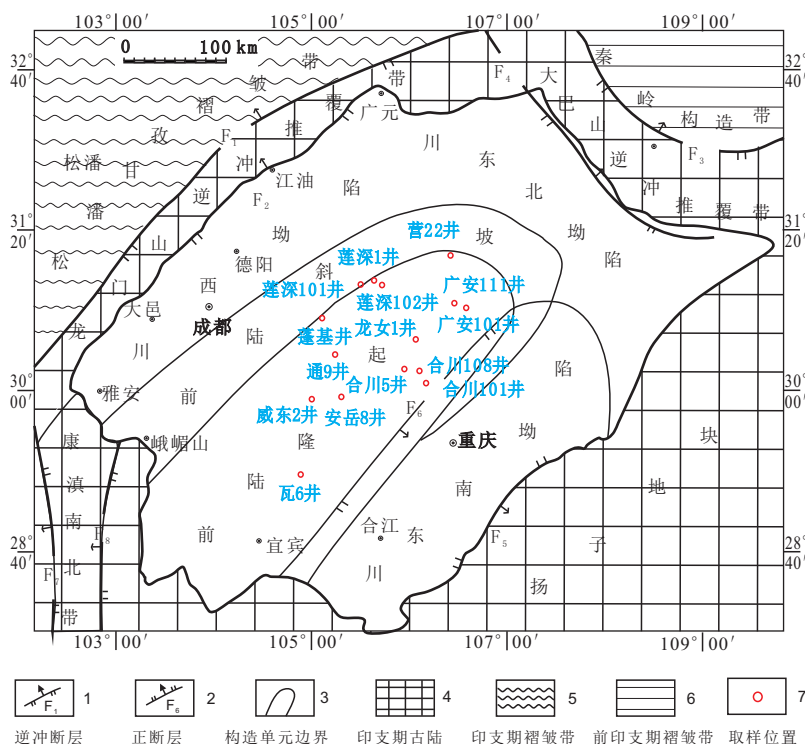


图1 四川前陆盆地构造简图及采样位置(底图据郑荣才等,2009)

Fig. 1 Simplified geological map of Sichuan foreland basin showing sampling positions

均为8.0%，总体上含量较低。岩屑含量较高，一般在8.0%~60.0%之间，平均21.0%，组分复杂，包括火成岩、变质岩、沉积岩三大类岩石。砂岩中的填隙物由胶结物和杂基组成，常见胶结物有3类，其一为环边衬里产出的自生绿泥石（图2b），其二为方解石，一般发育有方解石胶结物的砂岩中孔隙大多数被完全充填（图2c），方解石含量0~12.4%，平均值为1.8%；其三为石英，在须家河组须二段、须四段和须六段砂岩中广泛发育，多以次生加大边形式出现（图2d），含量2.0%~8.0%，须家河组砂岩的致密化与石英胶结作用关系密切。须三段和须五段为深色泥岩夹粉—细粒砂岩组合。

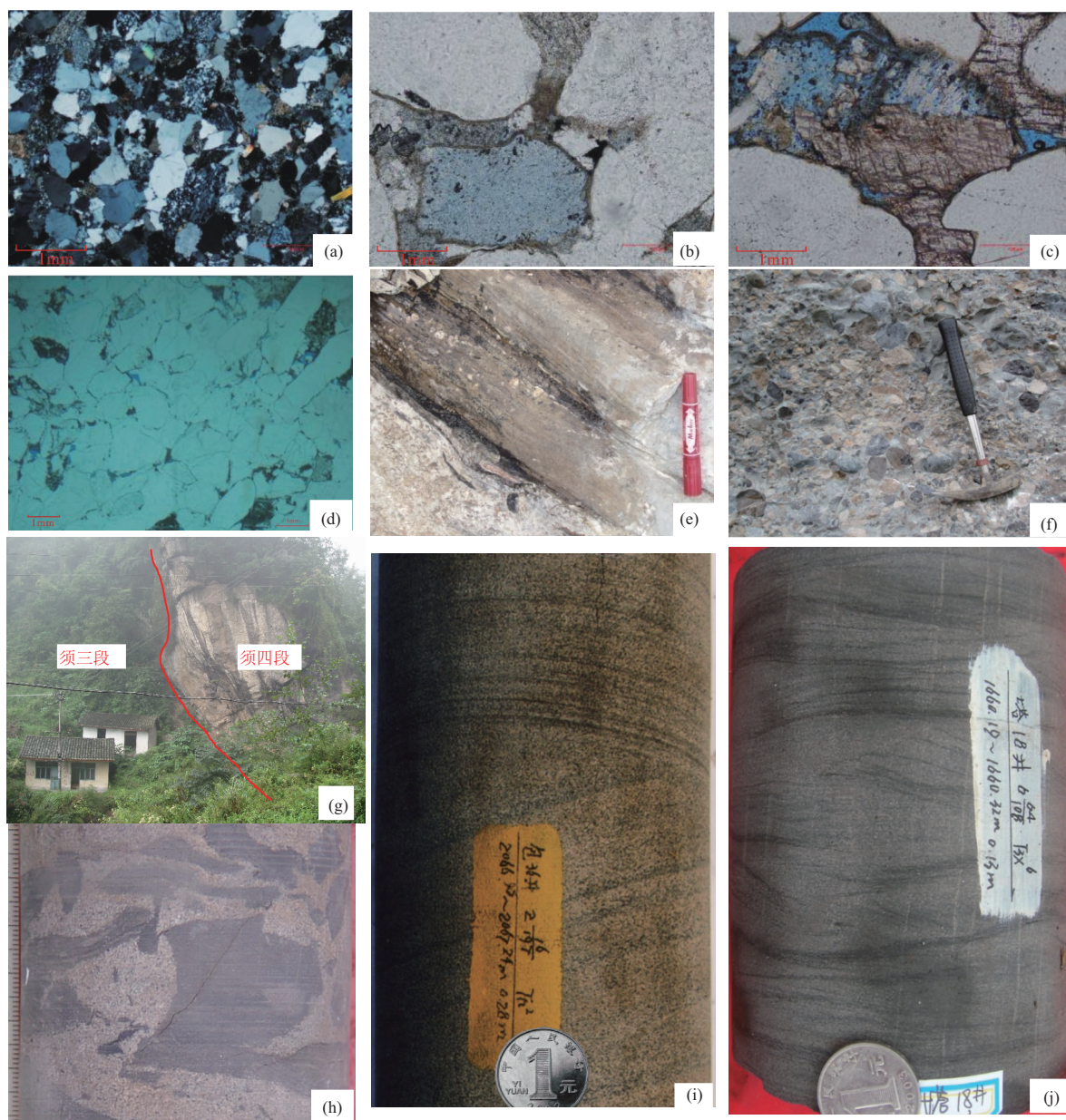
## 2.2 沉积相特征

上三叠统须家河组是四川前陆盆地独具特色的“煤系地层”，总体反映晚三叠世诺利克（Norian）期—瑞替克（Rhactian）时期，四川盆地气候条件具有温暖潮湿特点，并处于还原环境，在威远曹家坝、合川炭坝、宣汉樊哙、彭州狮子山和万源石冠寺等剖面中，须三段和须五段地层大部分为黑色泥页岩，含大量保存较完整的植物化石（图2e），表明其为温暖潮湿的还原环境；彭州狮子山剖

面须三段和须四段底部发育的冲积扇中含有大量硅化木及煤线、煤团，说明其为湿地冲积扇，与须家河组上覆的侏罗系红色地层所反映的氧化环境有很大差别。须家河组四段下部发育巨厚的混杂堆积的泥石流砾岩沉积（图2f），砾石的分选性较差，砾石粒径大的可达20 cm以上，在川西地区以碳酸盐岩砾石为主，在川东北以硅质岩砾石为主，并夹有巨大的硅化木和煤块、煤线等，此外，须家河组砂岩中发育的原生沉积构造主要有底冲刷构造、层理构造以及同生变形构造等（图2g, h, i, j），均表现出冲积扇→（扇）三角洲沉积体系特征。

根据300余件砂岩薄片粒度的统计结果分析，须家河组砂岩以细—中粒砂岩为主，其中分布于0.5~0.25 mm的中砂岩占65%，分布于0.25~0.125 mm的细砂岩占34%，小于0.125 mm的极细砂占1%。粒度分布概率累积曲线主要以牵引流为主。其概率图主要表现为一段式，概率累计曲线陡，粒度分布范围窄，粒度分布直方图主要表现为单峰。在C-M图中（图3），样品点大多落在递变悬浮沉积段（QR段），递变悬浮沉积段悬浮物质由下向上粒度逐渐变细，其次在悬浮和少量滚动搬





(a) 细粒石英岩屑砂岩, 碎屑以点-线接触为主, 压实强度中等, 安居 1 井, 2168.79 m,  $T_{3x}^4$ ; (b) 绿泥石包膜及长石铸模孔, 广安 101 井, 2304.62 m,  $T_{3x}^4$ ; (c) 方解石胶结和次生溶孔, 莲深 101 井, 2663.28 m,  $T_{3x}^4$ ; (d) 中粒石英砂岩, 石英次生加大强烈, 可见三级加大边, 残留少量粒间孔隙, 磨 24 井, 井深 2017.94 m,  $T_{3x}^4$ ; (e) 硅化木, 彭州狮山剖面,  $T_{3x}^4$ ; (f) 冲积扇砾岩, 彭州狮山剖面,  $T_{3x}^4$ ; (g) 彭州狮山剖面须四段底部超长期层序界面, 为一低角度构造不整合界面, 界面之下为  $T_{3x}^3$  粉砂岩, 之上为  $T_{3x}^4$  大套的砾岩; (h) 同沉积的撕裂泥砾, 平西 2 井, 4197.8 m,  $T_{3x}^2$ ; (i) 楔形交错层理, 包 36 井, 2066.95~2067.24 m,  $T_{3x}^2$ ; (j) 浪成沙纹层理, 塔 18 井, 1660.19~1660.32 m,  $T_{3x}^6$

图 2 四川盆地须家河组砂岩照片

Fig. 2 Photos of sandstones in the Xujiahe Formation in Sichuan Basin

运段 (PQ 段), 说明研究区沉积水动力条件较强, 沉积速率较快, 导致沉积物分选改造变差, 表现为三角洲沉积特征。

### 2.3 沉积相展布

四川盆地上三叠统须家河组各沉积时期沉积相带的展布和古地理演化均与区域构造运动密切

相关, 须二段、须四段和须六段为巨厚砂岩; 须三段和须五段在盆地边界发育厚层砂岩, 在盆地中心则为湖相泥岩, 本次沉积相分析以须二段和须四段为主。

须二期沉积格局受龙门山逆冲推覆影响, 四川盆地沉积—沉降中心位于川西坳陷, 最大沉积

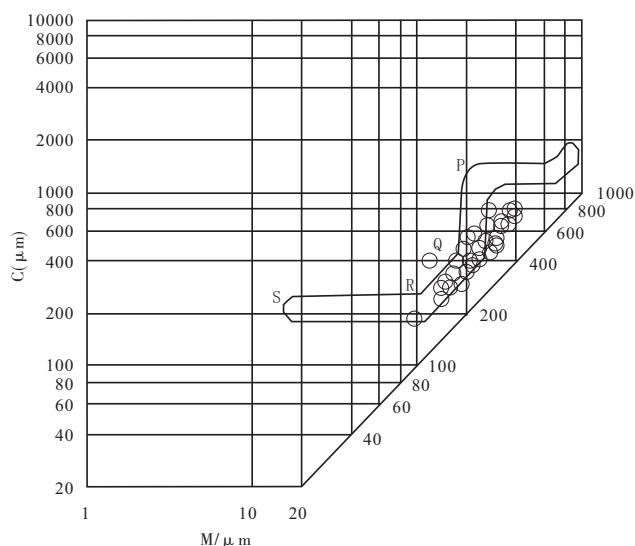


图3 须家河组砂岩粒度分析C-M交会图

Fig. 3 C-M cross plot of grain sizes of the Xujiache

厚度约500 m,以发育河流—辫状河三角洲—湖泊相沉积为主;米仓山—大巴山造山带该时期处于相对稳定的低幅隆升状态,川东北坳陷局部沉积厚度可达600 m;川中沉积相对较薄,最大沉积厚度约240 m;川东南在该时期以剥蚀为主,仅发育小范围的三角洲沉积(图4a)。主要物源来自川西、川东北和川南。

须四期龙门山和米仓山—大巴山造山带进入强烈逆冲推覆作用,川西坳陷最大沉积厚度可达700 m,川东北沉积厚度约300 m,川东南和川南沉积厚度约160 m,区域上以发育冲积扇—扇三角洲—辫状河三角洲—湖泊相沉积为主(郑荣才

等,2009),其中冲积扇、扇三角洲和辫状河三角洲沉积体系发育在盆地边缘(图4b)。该时期物源包括川西、川东北、川东南和川南,与须二期相比,川东南沉积面貌大为改观,发育有大面积辫状河三角洲。

### 3 分析方法和结果

#### 3.1 样品采集

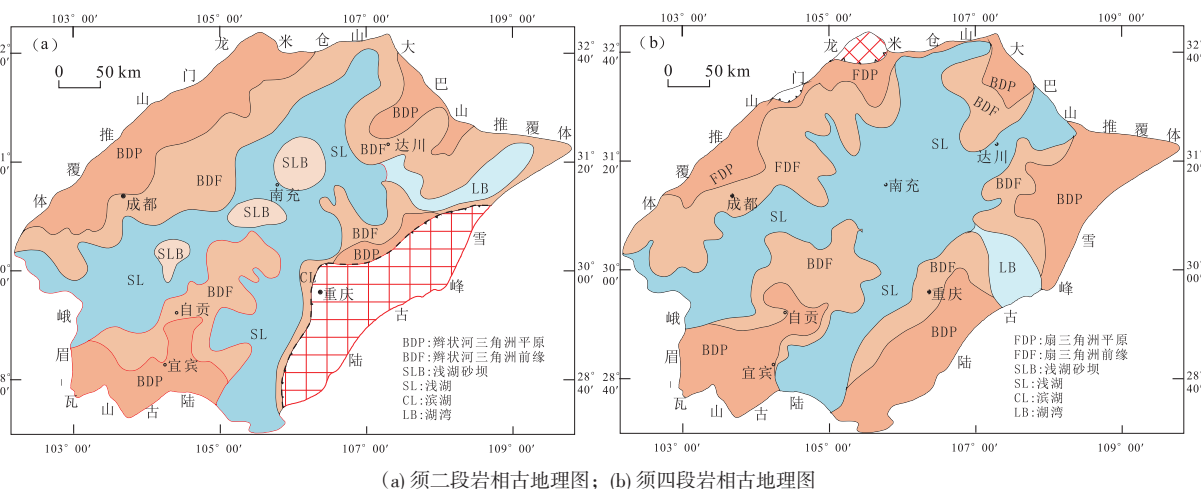
本次研究通过四川盆地须家河组不同层位20个砂岩样品的X-射线衍射、主微量元素和硼元素含量分析,采样位置见图1,样品由奥实分析检测(广州)有限公司完成。X-射线衍射分析仪器为D/MAX-2500-TTR,其测试条件为Cu靶,电压35 kV,电流15 mA。硼元素含量测试仪器为2000 DV,样品经破碎后过筛,去除碎屑颗粒组分,分析结果为胶结物和粘土杂基中的硼含量。分析数据见表1、表2和表3。

#### 3.2 古盐度计算方法

硼元素对于盐度的反应比较敏感,且在地球化学分析中容易被确定,因此,硼元素常被作为反映盐度的指标来使用。粘土矿物可从溶液中吸附硼且数量与溶液中硼浓度有关(郑荣才等,1999),由于自然界水体中硼浓度是盐度的线性函数,因而粘土矿物从水体中吸收的硼含量与水体的盐度呈双对数关系式,即佛伦德奇吸收方程(Walker et al.,1963):

$$\lg B = C_1 \lg S + C_2$$

式中B为吸收硼含量(单位为 $10^{-6}$ ),S为盐度(‰),



(a) 须二段岩相古地理图; (b) 须四段岩相古地理图

图4 四川盆地上三叠统须家河组须二段和须四段岩相古地理图(据郑荣才等,2009)

Fig. 4 Lithofacies and paleogeographic maps of the 2<sup>nd</sup> and 4<sup>th</sup> Members, Xujiache Formation, Upper Triassic, in Sichuan Basin

表1 须家河组砂岩X衍射分析数据表 (wt%)

Table 1 X ray diffraction data of sandstones from the Xujiahe Formation

样品号	层位	井深/m	粘土矿物				方解石	白云石	石英	钾长石	斜长石
			绿泥石	高岭石	伊利石	伊/蒙混层					
包浅001-1	T <sub>3</sub> X <sup>6</sup>	1458.14	2.7	5.2	2.9	2.4	0	0	68.1	3.8	14.8
广安101-2	T <sub>3</sub> X <sup>6</sup>	2038.01	5.6	0.2	6.2	0.8	0.0	0	62.8	7.1	16.3
莲深101-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2803.38	6.3	0	5.4	1.2	5.5	0	65.6	6.9	9.2
莲深1-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2663.28	8.4	0	2.9	0.4	5.1	0	59.6	9.6	12.9
莲深1-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2680.6	1.4	0.1	2.5	0.3	0.6	0	78.6	6.5	8.6
莲深1-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2695.6	3.6	0.2	0.7	0.2	12.4	0	62.9	8.3	11.4
莲深102-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2704.34	1	0.3	4.8	0.5	7.9	0	64.5	8.3	12.1
莲深102-3	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2719.6	2.1	0	1.4	0.3	0.7	0	77.4	7.7	9.6
合川108-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2045.2	1.1	0	0.7	0.1	0.0	0	84.3	6.5	6.7
岳8-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2118.39	3.4	0.2	1.3	0.7	0.0	0	77.1	8.5	8.3
营22-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2490	1.7	0.1	3.5	0.3	0.0	0	78.5	6.7	8.8
广安101-8	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2289.91	4.8	0.1	1.4	0.1	1.1	0	71.8	7.8	12.2
广安111-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2187.42	2.5	0.5	3.5	0.5	0.5	0	71.6	6.6	13.6
合川5-3	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2258.41	2	0.1	1.4	0.2	0.3	0	70.5	12.2	12.8
合川101-1	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2072.73	3	0.1	5.8	1.5	0.0	0.5	66.6	8.8	13.3
合川109-2	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2231	3.6	0.1	3.2	0.5	0.3	0.6	67.5	10.6	13
合川109-3	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2237.4	2.8	0.1	4.3	0.8	0.1	2.4	67.7	9.1	12
蓬莱7-1	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	3271.03	2.1	0.1	2.5	0.5	0.0	0	75	8.7	10.7
广安101-13	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2426.9	5	0.2	3.2	0.6	0.7	0	66.2	10.1	13.6
通9-2	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2306.5	1.5	0	2.1	0.3	0.6	0	80.8	5.8	8.9

表2 粘土矿物分析数据及“相当硼”含量和古盐度计算数据

Table 2 The elemental data of clay minerals and the calculated “equivalent boron” content and paleosalinity

样品号	层位	B/(×10 <sup>-6</sup> )	粘土矿物相对含量/%					校正粘土矿物含量/%			“校正硼”含量/	古盐度值
			I	S	I/S	K	Ch	I	S	K	(×10 <sup>-6</sup> )	Sp/‰
包浅001-1	T <sub>3</sub> X <sup>6</sup>	18.3	21.7	0	18.2(3)	39.3	20.8	35.3	4.6	39.3	9.6	4.8
广安101-2	T <sub>3</sub> X <sup>6</sup>	42.4	48.7	0	6.0(3)	1.4	43.9	53.2	1.5	1.4	19.5	8.4
岳3	T <sub>3</sub> X <sup>5</sup>	104.0	51.0	0	21.0(5)	8.0	20.0	68.5	3.5	8.0	139	6.6
广安106	T <sub>3</sub> X <sup>5</sup>	81.5	74	0	0.0	11	15.0	74	0	11	126	5.3
莲深101-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	70.4	41.9	0	9.0(6)	0	49.1	49.6	1.3	0	35	13.2
莲深1-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	56.7	24.8	0	3.5(5)	0	71.7	27.8	0.6	0	50.5	17.6
莲深1-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	59.6	57.7	0	7.9(3)	2.9	31.4	63.6	2	2.9	22.8	9.4
莲深1-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	37.1	14.3	0	3.9(5)	4	77.8	17.5	0.7	4	49.2	17.2
莲深102-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	83.4	72.3	0	7.2(3)	4.8	15.7	77.7	1.8	4.8	26.1	10.5
莲深102-3	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	42.9	36	0	6.9(7)	1	56.1	42	0.9	1	25.1	10.2
合川108-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	53.2	37.3	0	6.1(4)	1.7	54.9	42.1	1.2	1.7	30.8	11.9
岳8-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	73.1	23.4	0	12.1(4)	3	61.6	33.1	2.4	3	52.2	18
营22-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	41.9	62.8	0	6.1(4)	1.4	29.7	67.7	1.2	1.4	15.3	6.9
广安101-8	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	51.3	21.3	0	1.9(4)	1.1	75.7	22.8	0.4	1.1	55.2	18.8
广安111-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	23.4	50.3	0	6.4(5)	6.9	36.4	55.6	1.1	6.9	10.1	5
岳3	T <sub>3</sub> X <sup>3</sup>	183.0	58.0	0	22(5)	0	20.0	76.3	3.7	0	238.9	16.3
合川5-3	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	86.3	38.6	0	4.8(8)	1.5	55.1	42.9	0.5	1.5	49.6	17.3
合川101-1	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	146	55.9	0	14.1(7)	1.4	28.6	68.2	1.8	1.4	52.6	18.1
合川109-2	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	116	43.8	0	6.2(5)	0.9	49.2	48.9	1	0.9	58.4	19.7
合川109-3	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	139	53.3	0	10(6)	1.8	34.9	61.8	1.4	1.8	55.2	18.8
蓬莱7-1	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	90.3	48.5	0	8.9(6)	2	40.6	56.2	1.3	2	39.4	14.5
广安101-13	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	83.4	35.9	0	6.2(8)	2.4	55.6	41.4	0.7	2.4	49.2	17.2
通9-2	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	41.4	53.3	0	6.5(7)	1.1	39.1	59	0.8	1.1	17.3	7.6

注：(1) 表中泥岩样品B元素含量由奥实分析检测（广州）有限公司完成，粘土矿物含量由奥实分析检测（广州）有限公司完成；(2) 粘土矿物代号I为伊利石，S为蒙皂石，I/S为伊/蒙混层粘土，括号中数字为混层比，K为高岭石，Ch为绿泥石，其中T<sub>3</sub>X<sup>3</sup>和T<sub>3</sub>X<sup>5</sup>数据据施振生（2012）



表3 须家河组砂岩微量元素分析数据表

Table 3 Trace element analysis results of sandstones from the Xujiahe Formation

样品号	层位	井深/m	Ba/( $\times 10^{-6}$ )	Ga/( $\times 10^{-6}$ )	Sr/( $\times 10^{-6}$ )	Sr/Ba	B/Ga
包浅001-1	T <sub>3</sub> X <sup>6</sup>	1458.14	119.5	8.7	48.3	0.40	2.10
广安101-2	T <sub>3</sub> X <sup>6</sup>	2038.01	375	12.4	96.6	0.26	3.42
莲深101-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2803.38	383	9.3	90.7	0.24	7.57
莲深1-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2663.28	480	10.5	102.5	0.21	5.40
莲深1-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2680.6	299	5.9	68.3	0.23	10.10
莲深1-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2695.6	533	8.6	124.5	0.23	4.31
莲深102-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2704.34	902	8.7	104.5	0.12	9.59
莲深102-3	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2719.6	804	7.0	85.8	0.11	6.13
合川108-2	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2045.2	679	5.5	53.5	0.08	9.67
岳8-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2118.39	412	8.6	80.2	0.19	8.50
营22-4	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2490	374	7.3	75.5	0.20	5.74
广安101-8	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2289.91	422	7.9	124.5	0.30	6.49
广安111-1	T <sub>3</sub> X <sup>4</sup>	2187.42	426	9.1	120.0	0.28	2.57
合川5-3	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2258.41	535	8.7	131.0	0.24	9.92
合川101-1	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2072.73	365	10.5	74.9	0.21	13.90
合川109-2	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2231	466	9.9	112.5	0.24	11.72
合川109-3	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2237.4	381	9.8	115.5	0.30	14.18
蓬莱7-1	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	3271.03	459	8.3	117.0	0.25	10.88
广安101-13	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2426.9	536	10.4	104.0	0.19	8.02
通9-2	T <sub>3</sub> X <sup>2</sup>	2306.5	311	6.2	70.2	0.23	6.68

C<sub>1</sub>和C<sub>2</sub>是常数。

此方程式是利用硼和粘土矿物定量计算古盐度的理论基础。常用的古盐度计算公式有如下两个：

①Adamas (亚当斯) 公式, 表达式为:

$$S_p = 0.0977X - 7.043$$

式中S<sub>p</sub>为古盐度(‰), x为“相当硼”含量。

②Couch(科奇)公式 (Couch, 1971), 表达式为:

$$S_p = 10^{(\lg B^* - 0.11)/1.28}$$

式中S<sub>p</sub>为古盐度(‰), B\*为“校正硼”含量。

$$B^* = B_{\text{样品}} / (4x_i + 2x_m + x_k)$$

式中x<sub>i</sub>、x<sub>m</sub>、x<sub>k</sub>分别代表样品中实测伊利石、蒙脱石和高岭石的含量,系数代表各类粘土矿物对硼的吸收强度,以系数越大吸收越强为特征。

### 3.3 古盐度计算结果

样品中硼元素含量介于 $18.3 \times 10^{-6}$ ~ $183.0 \times 10^{-6}$ 之间,最大值位于须三段泥岩中,其原因是泥岩中粘土矿物含量高,吸附性强。粘土矿物以伊利石和绿泥石为主,另含有部分伊利石/蒙脱石混层,校正后粘土矿物含量见表2。由于四川盆地须家河组粘土矿物较为复杂,粘土矿物中伊利石的校正平均含量为51.5%,满足Couch (科奇) 公式

的运用条件,采用Couch (科奇) 公式计算古盐度介于4.8‰~19.7‰之间,平均值为12.8‰,远低于正常海水盐度。

数据结果表明须家河组不同层位古盐度呈规律变化(图5),须二段至须六段古盐度逐渐降低,由咸水转变为微咸水。须二段古盐度总体最高,最大值可达19.7‰,平均值为16.2‰,具咸水—半咸水特点;须三段古盐度值为16.3‰;须四段古盐度值介于5.0‰~18.8‰之间,平均值为12.6‰,具半咸水特点;须五段古盐度值介于5.3‰~6.6‰之间;须六段古盐度值最低,介于4.8‰~8.4‰之间,平均值为6.6‰,具微咸水特点,仍大于正常淡水湖泊水体盐度(平均值为0.5‰)。

Sr/Ba比值及B/Ga比值常作为古盐度判别的一个标志,沉积物中记录的Sr/Ba比值及B/Ga比值与古盐度呈明显的正相关关系(赵明等, 2015)。研究区Sr/Ba比值介于0.08~0.23, B/Ga比值介于2.10~14.18,利用Couch公式对四川盆地须家河组古盐度的定量计算结果与对应样品Sr/Ba比值趋势基本一致,而与B/Ga比值趋势极为一致(图6),说明Couch公式计算结果总体反映了湖泊水体盐度特征,具有较高的可信度。

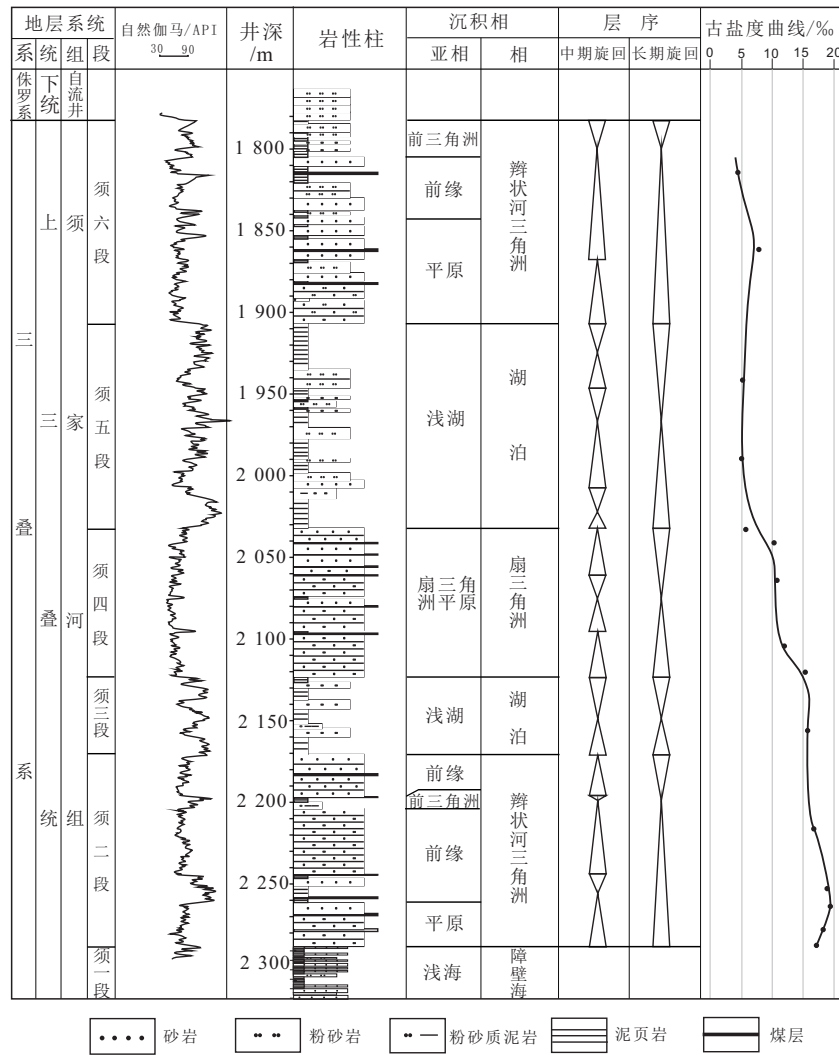


图5 须家河组综合柱状图和古盐度变化趋势

Fig. 5 The integrated stratigraphy of the Xujiahe Formation and the trend of paleosalinity

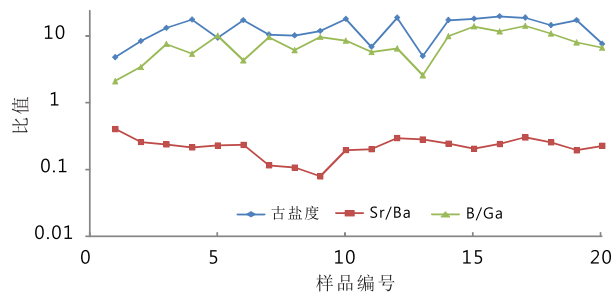


图6 不同古盐度恢复方法结果对比

Fig. 6 Comparison of paleosalinity reconstructed using different methods

## 4 讨论

四川盆地是发育在青藏高原周缘最重要的压性盆地之一，该盆地具备前陆盆地结构、沉积充

填序列和构造演化史，由于其形成仅与大陆岩石圈板内挤压挠曲作用有关，不存在同期大洋—大陆板块间的碰撞或俯冲作用，因而缺乏同期岩浆弧或蛇绿混杂岩带，也缺失下部被动大陆边缘的沉积，因而其形成过程一直存在不同观点（刘贻军，1988；刘宝珺等，1993），尤其是晚三叠世以来前陆盆地形成过程（罗志立，1979；刘和甫，1995；何登发等，1996；陈发景等，1996；孙肇才，1998；郑荣才等，2012），存在海相沉积和陆相沉积争议（罗启后，1983；侯方浩等，2005；赵霞飞等，2011；郑荣才等，2011），同时对须二段、须四段和须六段巨厚砂岩成因分析存在不同模型（罗启后，2015）。古盐度也会对成岩作用过程中粘土矿物的形成造成影响，高的盐度有利于



促进粘土矿物的演化。本文通过古盐度变化特征反演盆地形成过程中的古地理环境变化以及对成岩过程中粘土矿物形成影响。

#### 4.1 古盐度演化分析

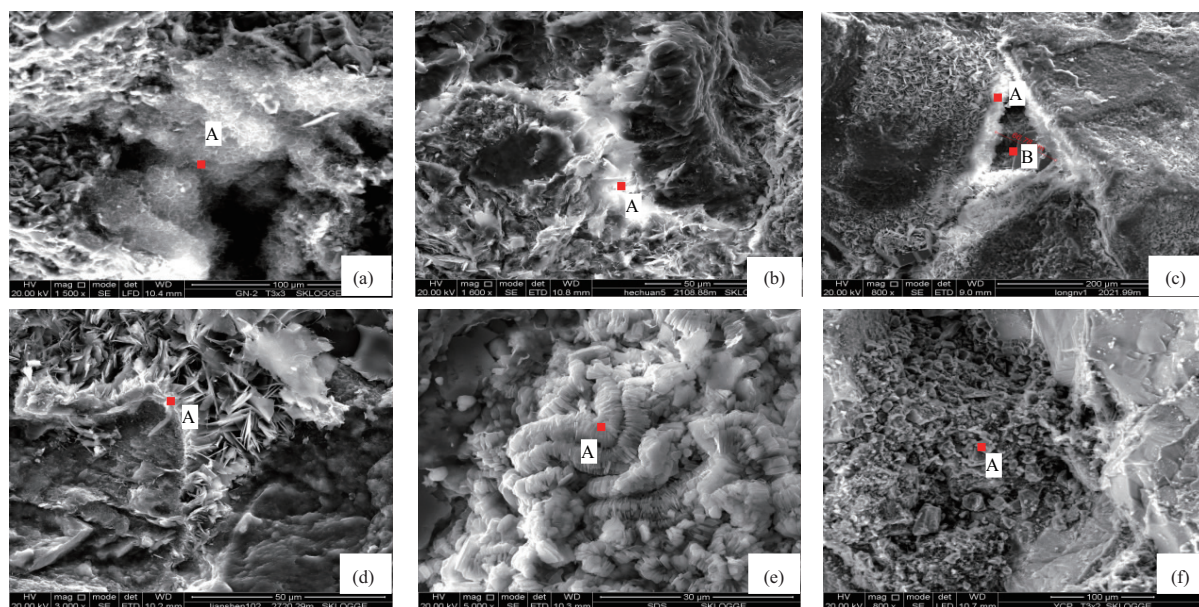
四川盆地须家河组古盐度变化主要由印支期构造运动所造成,卡尼期末的构造事件使松潘—甘孜地区形成褶皱带,但这次变形作用并未使松潘—甘孜地区完全露出水面,四川盆地西部水体与西部的松潘—甘孜地区海水仍有联系(刘树根等,2001),因此在须二段和须三段沉积期水体具有咸水特征。在须三段沉积末期(诺利期),龙门山地区的区域应力场发生巨大改变,由原来的北东—南西向挤压变为北西—南东向挤压发生安县运动(王金琪,1990),须三段之后由于龙门山南段的抬升,四川盆地与外海失去联系,受陆源水体补给,古盐度逐渐降低,至须六段水体古盐度为微咸水,如果在须上盆(须三段—须六段)时期古特提斯还没有关闭,随着海水循环,盐度应该不会有太大的变化,因此,可以认为在须上盆时期,盆地边缘隆升使得四川盆地与外海失去联系而成为独立沉积系统,盆地边缘沉积体系以三角洲—湖相为主。根据古盐度分析认为须家河组

二段和三段沉积应为陆相沉积物质受海相潮汐叠加改造,而须四段—须六段则属于陆相沉积。

罗启后(2015)通过大量现代三角洲考察,在“海进河床充填砂体”模式的启发下,联系到四川盆地中西部的须家河组总是三套巨厚砂岩(须二、四、六段)与三套泥页岩(须一、三、五段)间互,认为用水进期的河床充填模式可很好地解释这一现象。鉴于既有海进河床充填砂体,也有河湖交汇地带的湖水水进期河床充填沉积,故而将这类沉积统称为“水进河床充填砂体”。这一分析可以很好解释随着水进退积,湖平面的上升,盆地内水体逐渐增加,而四川盆地在“须上盆”时期与外海失去联系而成为独立沉积系统,致使该湖盆内古盐度逐渐降低,这与跟Couch公式计算古盐度结果一致。

#### 4.2 古盐度对粘土矿物组成影响

古盐度对成岩作用过程中粘土矿物的形成造成影响,高的盐度有利于促进粘土矿物的演化,使得本区基本未见蒙脱石,而以绿泥石和伊利石为主,自生绿泥石存在被认为是较好储层标志之一(黄思静等,2004;李士祥等,2007;朱如凯等,2009),因为环边绿泥石不仅保护了原生粒间



(a) 蜂窝状自生伊利石 (A), 工农镇剖面,  $T_{3x^3}$ ; (b) 片状伊利石 (A), 充填在颗粒之间, 合川 5 井,  $T_{3x^4}$ , 2108.88 m; (c) 绿泥石包膜 (A) 及原生粒间孔 (B), 绿泥石在颗粒接触处消失, 龙女 1 井, 2021.99 m,  $T_{3x^4}$ ; (d) 环边衬里的绿泥石 (A), 莲深 102 井, 2720.29 m,  $T_{3x^4}$ ; (e) 蠕虫状高岭石 (A), 单个晶体呈假六方板状, 三道水剖面,  $T_{3x^3}$ ; (f) 长石蚀变形形成高岭石 (A), 晶形较差, 杨城铺剖面,  $T_{3x^4}$

图 7 须家河组粘土矿物显微照片

Fig. 7 Microscopic photos of clay minerals in the Xujiache Formation

孔隙,同时也保护了由溶解作用形成的次生孔隙;绿泥石包膜通过对自生石英成核数量的抑制作用来阻止自生石英胶结物在碎屑石英表面加大生长,高的古盐度对储层形成亦有一定的贡献。

四川盆地须家河组主要发育伊利石、绿泥石和高岭石3种粘土矿物。伊利石分自生和他生2种类型,自生伊利石主要为丝状和蜂窝状(图7a),他生伊利石为片状。丝状伊利石多位于粒表和粒间(图7b),片状和蜂窝状伊利石多位于粒表,据分析结果显示伊利石含量介于0.7%~6.2%之间(表1),平均值为2.98%。绿泥石主要呈环边衬里产出(图7c, d),产出状态具有如下几个特点:(1)在颗粒接触处,通常缺乏绿泥石胶结物,颗粒的接触关系主要为点接触和线接触;(2)这种孔隙环边衬里的绿泥石通常是定向的和近于等厚的;(3)在绿泥石胶结作用发生的地方,很少有自生石英的生长,更没有石英胶结物在绿泥石环边胶结物之上生长的现象;(4)绿泥石沉淀后会继续生长,因而在不同时间生长的绿泥石可具有不同的元素构成,呈现出不同世代绿泥石成分上具有一定差异(赵杏媛等, 2001),相对早期的绿泥石较为富铁,而相对晚期的绿泥石铁含量相对较低,Fe/Mg+Fe比值逐渐降低特点。绿泥石含量介于1.0%~8.4%之间,平均值为3.2%。高岭石存在2种类型,第1种是晶体发育较好的高岭石(图7e),单个晶体呈假六方板状,多位于砂岩骨架颗粒之间,其集合体在扫描电镜下为书页状或蠕虫状;第2种形态很差,为长石蚀变形成(图7f),高岭石含量介于0~5.2%之间,平均值为0.38%。

粘土矿物的形成受物源、古水介质、古温度、古压力等因素的控制(赵杏媛等, 2001),不同类型粘土矿物其形成的水介质是不同的。高岭石主要在潮湿环境、酸性水介质条件下形成,伊利石和绿泥石主要在盐碱性水介质条件下形成,盐度的增高有利于蒙脱石发生伊利石化(Honty et al., 2004)。即盐度增高可提高和加快粘土矿物的演化速度。须家河组不同层段粘土矿物的组成与成岩时期的古水介质相关。总体上该层位以绿泥石为主,伊利石次之,高岭石含量较少,基本未见蒙脱石,主要发育2种粘土矿物组合类型,第一种为I(伊利石)+C(绿泥石)组合,第二种为I(伊利石)+K(高岭石)+C(绿泥石)组合。平面上川中以

绿泥石为主,川西和川东以伊利石为主的分布特征。纵向上须二段以伊利石为主,须四段—须六段以绿泥石为主的特征。

由于须二段至须六段古盐度具有逐渐降低特点,由咸水向微咸水转变,而盐度的增高有利于蒙脱石向伊利石转化,使得须二段以伊利石为主,须四段—须六段伊利石平均含量逐渐降低,表明高古盐度在本区有利于促进粘土矿物的演化。

古盐度对绿泥石成分也有一定影响,该区主要有蠕绿泥石、铁绿泥石、铁镁绿泥石、假鳞绿泥石等(戴朝成等, 2017);随着古盐度的增高,绿泥石成分中的 $\text{Si}^{4+}$ 逐渐减少,而 $\text{Al}^{\text{IV}}$ 的含量逐渐增多, $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$ 逐渐降低,合川109井须二段古盐度为本区最高值19.7‰,  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$ 为本区最低值0.59,由此可见,古盐度是控制绿泥石成分的因素之一。

## 5 结论

(1) 采用Couch公式对四川盆地须家河组沉积期湖盆古盐度进行恢复,结果表明其古盐度介于4.8‰~19.7‰之间,平均值为12.8‰,远低于正常海水盐度;对应样品Sr/Ba比值、B/Ga比值与古盐度趋势基本一致,说明Couch公式计算结果总体反映了湖泊水体盐度特征,具有较高的可信度。

(2) 须家河组不同层位古盐度呈规律变化,须二段至须六段古盐度逐渐降低,由咸水转变为微咸水。须二段古盐度总体最高,具咸水—半咸水特点;须三段和须四段古盐度具半咸水特点;须五段和须六段古盐度值最低,具微咸水特点,仍大于正常淡水湖泊水体盐度。

(3) 须家河组古盐度变化主要由印支期构造运动所造成,根据古盐度分析认为须家河组二段和三段沉积应为陆相沉积物质受海相潮汐叠加改造,而须四段—须六段则属于正常陆相沉积。

(4) 须家河组主要发育伊利石、绿泥石和高岭石3种粘土矿物。须二段至须六段古盐度具有逐渐降低特点,由咸水向微咸水转变,而盐度的增高有利于蒙脱石向伊利石转化,使得须二段以伊利石为主,须四段—须六段伊利石平均含量逐渐降低,表明古盐度在本区有利于促进粘土矿物的演化。古盐度对绿泥石成分也有一定影响,随着古盐度的增高,绿泥石成分中的 $\text{Si}^{4+}$ 的逐渐减少,而 $\text{Al}^{\text{IV}}$ 的含量逐渐增多, $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$ 逐渐降低特点。



## 参考文献(References):

- 陈发景, 汪新文, 张光亚, 等. 1996. 中国中、新生代前陆盆地的构造特征和地球动力学[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 21(4): 366–372.
- 戴朝成, 刘晓东, 饶强, 等. 2017. 川中地区须家河组自生绿泥石成分演化及其形成温度计算[J]. 地质论评, 63(3): 831–842.
- 邓康龄. 1992. 四川盆地形成演化与油气勘探领域[J]. 天然气工业, 12(5): 7–12.
- 郭正吾, 邓康龄, 韩永辉. 1996. 四川盆地形成与演化[M]. 北京: 地质出版社.
- 何登发, 吕修祥, 林永汉等. 1996. 前陆盆地分析[M]. 北京: 石油工业出版社.
- 侯方浩, 蒋裕强, 方少仙, 等. 2005. 四川盆地上三叠统香溪组二段和四段砂岩沉积模式[J]. 石油学报, 26(2): 30–37.
- 黄思静, 谢连文, 张萌, 等. 2004. 中国三叠系陆相砂岩中自生绿泥石的形成机制及其与储层孔隙保存的关系[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 31(3): 273–282.
- 李士祥, 胡明毅, 李浮萍. 2007. 川西前陆盆地上三叠统须家河组砂岩成岩作用及孔隙演化[J]. 天然气地球科学, 18(4): 535–539.
- 林良彪, 陈洪德, 姜平, 等. 2006. 川西前陆盆地须家河组沉积相及岩相古地理演化[J]. 成都理工大学学报 (自然科学版), 33(4): 376–383.
- 刘宝珺, 许效松, 徐强, 等. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[J]. 北京: 科学出版社: 61–65.
- 刘和甫. 1995. 前陆盆地类型及褶皱—冲断层样式[J]. 地学前缘, 2(3–4): 59–68.
- 刘树根, 赵锡奎, 罗志立, 等. 2001. 龙门山造山带—川西前陆盆地系统构造事件研究[J]. 成都理工学院学报, 28(3): 221–230.
- 刘貽军. 1988. 前陆盆地层序地层学研究中的几个问题[J]. 地球学报, 19(1): 90–96.
- 罗启后. 1983. 水进河床充填砂体在古代沉积中的发现[J]. 沉积学报, 1(3): 59–67.
- 罗启后. 2015. 再论水进型三角洲——兼论四川盆地须家河组巨厚砂层成因[J]. 沉积学报, 33(5): 845–854.
- 罗志立. 1979. 扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响[J]. 地质科学, 4(2): 127–138.
- 钱焕菊, 陆现彩, 张雪芬, 等. 2009. 东营凹陷沙四段上部泥质烃源岩元素地球化学及其古盐度的空间差异性[J]. 岩石矿物学杂志, 28(2): 161–168.
- 施振生, 王秀芹, 吴长江. 2011. 四川盆地上三叠统须家河组重矿物特征及物源区意义[J]. 天然气地球科学, 22(4): 618–627.
- 施振生, 谢武仁, 马石玉, 等. 2012. 四川盆地上三叠统须家河组四段—六段海侵沉积记录[J]. 古地理学报, 14(5): 583–595.
- 孙肇才. 1998. 中国中西部中—新生代前陆类盆地及其含油性[J]. 海相油气地质, 3(4): 16–30.
- 童崇光. 1985. 四川盆地构造演化与油气聚集[M]. 北京: 地质出版社.
- 王昌勇, 郑荣才, 刘哲, 等. 2014. 鄂尔多斯盆地陇东地区长9油层组古盐度特征及其地质意义[J]. 沉积学报, 32(1): 159–165.
- 王金琪. 1990. 安县构造运动[J]. 石油与天然气地质, 11(3): 223–234.
- 许璟, 蒲仁海, 杨林, 等. 2010. 塔里木盆地石炭系泥岩沉积时的古盐度分析[J]. 沉积学报, 28(3): 509–517.
- 赵明, 季峻峰, 陈小明, 等. 2015. 古盐度对塔北隆起泥岩中粘土矿物组合和绿泥石成分的影响[J]. 高校地质学报, 21(3): 365–375.
- 赵霞飞, 张闻林. 2011. 再论四川盆地须家河组的海相潮汐成因[J]. 天然气工业, 31(9): 25–30.
- 赵杏媛, 杨威, 罗俊成, 等. 2001. 塔里木盆地黏土矿物[M]. 湖北武汉: 中国地质大学出版社: 222–223.
- 郑荣才, 戴朝成, 朱如凯, 等. 2009. 四川类前陆盆地须家河组层序—岩相古地理特征[J]. 地质论评, 55(4): 484–495.
- 郑荣才, 戴朝成, 罗清林, 等. 2011. 四川类前陆盆地上三叠统须家河组沉积体系[J]. 天然气工业, 31(9): 16–24.
- 郑荣才, 李国晖, 戴朝成, 等. 2012. 四川类前陆盆地盆—山耦合系统和沉积学响应[J]. 地质学报, 86(1): 170–180.
- 郑荣才, 柳梅青. 1999. 鄂尔多斯盆地长6油层组古盐度研究[J]. 石油与天然气地质, 20(1): 20–251.
- 朱如凯, 邹才能, 张鼎, 等. 2009. 致密砂岩气藏储层成岩流体演化与致密成因机理[J]. 中国科学 (D辑), 39(3): 327–339.
- Couch E L. 1971. Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data [J]. AAPG, 55(10): 1829–1837.
- Honty M, Uhlik P, Šucha V, et al. 2004. Smectite-to-illite alteration in salt-bearing bentonites(the east Slovak basin) [J]. Clay and Clay Minerals, 52(5): 533–551.
- Walker C T and Price N B. 1963. Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales [J]. AAPG, 47(5): 833–841.