

鄂尔多斯盆地镇泾区块上三叠统延长组砂岩 中绿泥石矿物特征

张霞¹⁾, 林春明¹⁾, 陈召佑²⁾

1) 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京, 210093;
2) 中国石化股份有限公司华北分公司, 郑州, 450006

内容提要:本文对鄂尔多斯盆地镇泾区块上三叠统延长组长8油层组砂岩中绿泥石矿物的类型、赋存状态、形成时间、晶体化学特征及成因机制进行了较为系统的研究。结果表明研究区的绿泥石以铁镁绿泥石和铁斜绿泥石为主, 包括陆源碎屑绿泥石、自生绿泥石和蚀变绿泥石3种, 自生绿泥石又包括颗粒包膜、孔隙衬里和孔隙充填绿泥石3种, 以孔隙衬里绿泥石为主, 形成时间依次为: 颗粒包膜绿泥石→孔隙衬里绿泥石→孔隙充填绿泥石, 蚀变绿泥石的形成可贯穿于整个成岩阶段。不同类型绿泥石的晶体化学特征、分布规律和成因机制各异。陆源碎屑绿泥石是与碎屑颗粒一起搬运沉积的产物, 主要分布于水动力较弱的沉积环境中, 其Fe、Mg、Mn和Al^{IV}含量最高, Si、Ca和Al^{VI}含量最低。蚀变绿泥石具较高含量的Fe、Mg和Al^{VI}, 较低含量的Si、Ca和Al^{VI}, 因主要由富铁镁绿泥石蚀变而来, 分布与其具空间上的耦合性。自生绿泥石的Fe、Mg和Al^{VI}含量最低, Si、Ca和Al^{VI}含量最高, 孔隙衬里绿泥石较孔隙充填绿泥石含较高含量的Fe和K及较低含量的Ca和Mg, 且从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向其Fe、Mg、Al^{VI}和六次配位阳离子总数逐渐增加, K、Si、Al^{VI}含量逐渐减少。颗粒包膜和孔隙衬里绿泥石主要见于辫状河三角洲前缘水下分流河道和分流河口砂坝中, 其所需铁镁物质由同沉积絮凝含铁镁沉积物溶解提供; 孔隙充填绿泥石的分布受控于砂岩结构, 砂岩粒度越粗、孔喉结构越好越有利于其发育, 所需铁镁物质由泥岩压释水提供。

关键词: 绿泥石矿物; 晶体化学特征; 成因机制; 延长组; 鄂尔多斯盆地

绿泥石是我国陆相碎屑砂岩储层的重要组成部分之一, 其对储层原生和次生孔隙的保存、孔隙结构的改善等方面具有及其重要的作用(朱平等, 2004; 王芙蓉等, 2007; Peng et al., 2009; 谢武仁等, 2010; 兰叶芳等, 2011)。本次研究通过对21口井404块样品的薄片鉴定, 以及60块样品的扫描电镜及能谱分析、10块样品的电子探针分析, 对鄂尔多斯盆地镇泾区块上三叠统延长组砂岩中绿泥石矿物的类型、赋存状态、形成时间、分布规律及其成因机制进行了较为系统的研究, 为研究区延长组特低孔渗储层的油气勘探提供了较为可靠的地质科学依据。镇泾区块位于甘肃省镇原—泾川县境内, 构造上处于鄂尔多斯盆地天环坳陷南部(图1), 面积约2511 km², 资源量达1.6×10⁸ t, 具较好的勘探前景。该区块主要沉积中、新生代碎屑岩, 其中上三叠统延长

组为主要油气勘探目的层, 可进一步划分为10个油层组, 长8油层组是研究区最重要的产油层段之一(表1)。

1 绿泥石矿物的赋存状态

长8油层组中黏土矿物总量占岩石的5%~36%, 平均12%, 绿泥石占黏土矿物总量的6%~45%, 平均30%, 仅次于伊/蒙混层(表2), 是研究区最重要的黏土矿物之一, 按成因可划分为陆源碎屑绿泥石、自生绿泥石和蚀变绿泥石3种, 以自生绿泥石为主, 三者结构、产状、分布特征等方面有很大区别。陆源碎屑绿泥石是与碎屑颗粒一起沉积的他生绿泥石, 主要以杂基的形式分布于碎屑颗粒间, 部分呈碎屑颗粒形式存在。陆源碎屑绿泥石具有较强的分散性, 因搬运和沉积过程中有过磨蚀, 晶体形态不

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号40872075)和教育部高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号20090091110023)资助成果。

收稿日期: 2010-12-13; 改回日期: 2011-05-03; 责任编辑: 周健。

作者简介: 张霞, 女, 1985年生。博士研究生, 从事沉积学和石油地质学研究。Email: zhangxiananjing@163.com; 通讯作者: 林春明, 男, 1964年生。教授, 博士生导师, 从事沉积学研究。通讯地址: 210093, 江苏省南京市汉口路22号; Email: cmlin@nju.edu.cn。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20110923. 1427. 004 网络出版时间: 2011-9-23 14:27

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110923.1427.004.html>

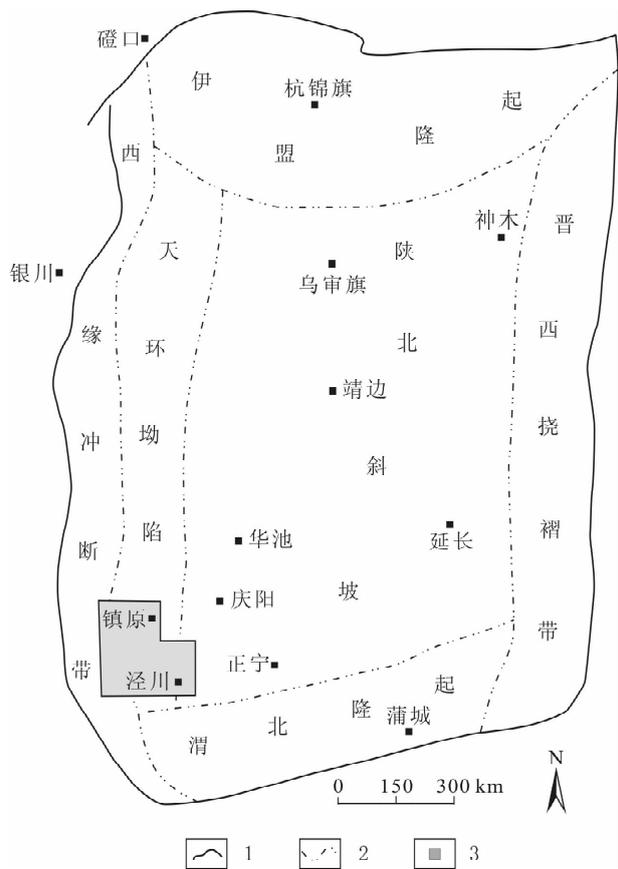


图 1 鄂尔多斯盆地镇泾区块位置图

Fig. 1 The location of Zhenjing area, Ordos basin

1—盆地边界; 2—构造分区线; 3—研究区
1—Boundary of Ordos basin; 2—boundary of tectonic unit; 3—study area

规则,边缘呈滚圆或次棱角状,且埋藏过程中受机械压实作用改造常发生弯曲变形(徐同台等,2003),但仍保留其原有的晶体结构和化学组成。

自生绿泥石为成岩阶段产物,晶形一般较完整,棱角分明,边缘清晰可辨。自生绿泥石常以胶结物

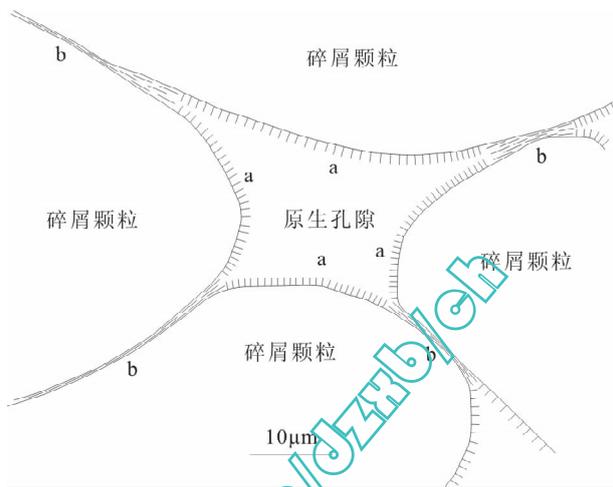


图 2 颗粒包膜绿泥石的分布特征示意图

(据 Billaut et al., 2003 修改)

Fig. 2 The distribution feature of grain-coating chlorite (modified after Billaut et al., 2003)

a—碎屑颗粒与原生粒间孔隙接触处; b—相邻碎屑颗粒接触处
a—The walls of primary pores; b—the contacts between adjacent detrital grains

的形式产出,根据其晶体排列方式及与碎屑颗粒的接触关系,可进一步划分为颗粒包膜、孔隙衬里和孔隙充填 3 种类型。

颗粒包膜绿泥石呈薄膜状包裹整个颗粒,厚度一般不足 $1 \mu\text{m}$,单个绿泥石晶体很小,晶形不完整,呈不规则片状(图版 I-1)。晶体延长方向在碎屑颗粒与孔隙接触处垂直或斜交于碎屑颗粒表面(图版 I-1,图 2a),而在相邻碎屑颗粒接触处平行于碎屑颗粒表面分布(图 2b),表明其形成时间较早,早于碎屑颗粒相互接触的初始压实阶段,主要形成于同生成岩阶段(图 3)。

孔隙衬里绿泥石是研究区自生绿泥石的主要产出形式,其只生长于与孔隙接触的碎屑颗粒表面,而

表 1 鄂尔多斯盆地镇泾区块上三叠统延长组地层简表

Table 1 The simple table of Upper Triassic Yanchang Formation in Zhenjing area, Ordos basin

系	统	组	油层组	小层	厚度(m)	岩性描述	
三叠系	上三叠统	延组长组	长 ₄₊₅	长 ₄₊₅ ¹	30~50	暗色泥岩、碳质泥岩、煤线夹薄层粉—细砂岩 浅灰色粉细砂岩与暗色泥岩互层	
				长 ₄₊₅ ²	30~50		
			长 ₆	长 ₆ ¹	35~45	浅灰色粉细砂岩夹暗色泥岩 褐灰色块状细砂岩夹暗色泥岩 灰黑色泥岩、泥质粉砂岩,粉细砂岩互层,夹薄层凝灰岩	
				长 ₆ ²	35~45		
				长 ₆ ³	35~40		
			长 ₇	长 ₇	80~100	底部以暗色泥岩、碳质泥岩、油页岩夹薄层粉细砂岩为主 主中上部发育粉细砂岩暗色泥岩、碳质泥岩互层	
			长 ₈	长 ₈ ¹	35~45	灰色粉细砂岩夹暗色泥岩、砂质泥岩 灰色、浅灰色块状细砂岩夹暗色泥岩	
				长 ₈ ²	40~45		
				长 ₉	90~120		灰白色中—细砂岩与深灰色泥岩、泥质粉砂岩不等厚互层
				长 ₁₀	280		

表 2 鄂尔多斯盆地镇泾区块长 8 油层组砂岩黏土矿物组成

Table 2 Composition of clay minerals in Chang 8 sandstones from Zhenjing area, Ordos basin

井名	井段 (m)	样品数 (个)	黏土矿物 总量(%)	黏土矿物相对含量(%)			
				绿泥石	高岭石	伊/蒙混层	伊利石
ZJ9	2266~2273	10	7~19/12	28~43/37	18~44/30	10~38/27	4~11/7
ZJ17	2254~2266	10	8~19/14	21~45/36	16~43/28	18~38/30	5~9/7
ZJ25	2258~2270	4	5~9/7	13~26/22	24~37/30	11~25/19	17~39/29
ZJ26	2059~2075	9	10~18/12	9~43/28	10~29/21	30~59/40	6~22/11
ZJ27	2189~2200	9	7~36/16	6~36/22	10~31/21	28~68/47	5~16/10
ZJ5-10	2251~2274	8	5~14/9	16~36/28	19~46/29	26~39/34	7~15/9
综合特征		50	5~36/12	6~45/30	10~46/26	10~68/34	4~39/10

注:“7~19/12”表示最小值~最大值/平均值。

在相邻碎屑颗粒接触处不发育(图版 I-2),单个绿泥石晶体呈叶片状垂直于碎屑颗粒表面向孔隙中心方向生长,且由碎屑颗粒边缘向孔隙中心方向自形程度逐渐变好,叶片增大变疏(图版 I-3),厚度一般为 5~15 μm 。阴极发光下孔隙衬里绿泥石一般不发光或发棕褐色光,少部分发亮绿色光。薄片下常可观察到以下特征:①亮晶方解石和自生高岭石胶结物充填于孔隙衬里绿泥石胶结后的残余原生粒间孔中,且对孔隙衬里绿泥石进行交代,表明孔隙衬里绿泥石的形成要早于亮晶方解石和自生高岭石胶结物的沉淀(图版 I-4,5);②孔隙衬里绿泥石只分布于铸膜孔边缘,而在长石或岩屑的粒内溶孔中未见,表明其形成要早于溶解作用的发生(图版 I-6);③自生石英雏晶主要分布于孔隙衬里绿泥石胶结后的残余原生粒间孔中,但有时也可见孔隙衬里绿泥石对自生石英雏晶的交代现象(图版 I-7);④孔隙衬里绿泥石可分为明显不同的 3 个期次,早期的孔隙衬里绿泥石在单偏光下呈淡绿色,中期的孔隙衬里绿泥石因受油气浸染,单偏光下呈黄褐色,晚期的孔隙衬里绿泥石在单偏光下又表现为淡绿色。以上特征表明,孔隙衬里绿泥石开始形成于机械压实作用已进行到导致碎屑颗粒目前相互接触关系的早成岩阶段,并持续不断生长,至少可持续到早成岩阶段 A 期晚期自生石英雏晶沉淀之后(图 3),目前,它是不同成岩阶段产物的混合。虽然孔隙衬里绿泥石的形成温度跨度较大,但最近的研究表明,其在 20~40 $^{\circ}\text{C}$ 和 70~80 $^{\circ}\text{C}$ 温度区间内生长最为集中,与之对应的埋深分别为 <1000 m 和 2000~2500 m 之间(Billault et al., 2003)。

孔隙充填绿泥石含量少,晶体大,自形程度高,晶体延长方向和碎屑颗粒表面无明显的垂直或平行关系,多个绿泥石晶体聚合在一起时,有的边与边接触,有的边与面接触呈玫瑰花状(图版 I-8)、绒球状

或分散片状。其主要充填于孔隙衬里绿泥石胶结后的残余原生粒间孔中(图版 I-8),其次为次生溶孔中,形成晚于中成岩阶段 A 期晚期自生高岭石胶结物和自生石英雏晶的沉淀(图 3)。

蚀变绿泥石主要由富铁镁铝硅酸盐矿物绿泥石化形成,以黑云母碎屑的绿泥石化为主(图版 I-9),其形成可贯穿于整个成岩阶段。黑云母沉积后受温度、压力及流体等多种因素影响,尤其是地层水的作用,很容易发生不同程度的变化(冯增昭,1993)。绿泥石可沿黑云母的边缘、解理和中心进行交代,并保持黑云母的假象。不同黑云母颗粒或同一颗粒的不同部位,因绿泥石化程度不同,偏光显微镜下显示出明显差异,一般随绿泥石化程度增强,黑云母的颜色由黑褐色向黄褐色再向淡绿色渐变(图版 I-9)、干涉色由二级黄向一级灰白渐变或表现为绿泥石的异常蓝干涉色、一组极完全解理由清晰可见到逐渐消失、消光性质由十分规则的平行消光过渡为典型的波状消光。扫描电镜下,原先的黑云母片状结构体被一个个紧密排列的针叶状绿泥石所取代,这些细小的绿泥石晶体大致按原黑云母解理面的延伸方向展布,致使黑云母片体间的间距加大变宽,体积膨胀。

2 绿泥石矿物的晶体化学特征

因绿泥石为含水矿物,且颗粒细小,粒间微孔发育,在束电流作用下容易破碎,电子探针所测氧化物总量有时很难达到标准值(85%~88%),但其对绿泥石化学结构式的计算结果影响不大(Hillier and Velde, 1992; Hillier, 1994; Berger et al., 2009)。本文选取镇泾区块 HH105 井 2264.14 m 的样品对不同类型绿泥石矿物的晶体化学特征进行研究,且尽量保证所测绿泥石矿物表面平整,所选数据氧化物总量基本大于 70%,电子探针分析结果见表 3。

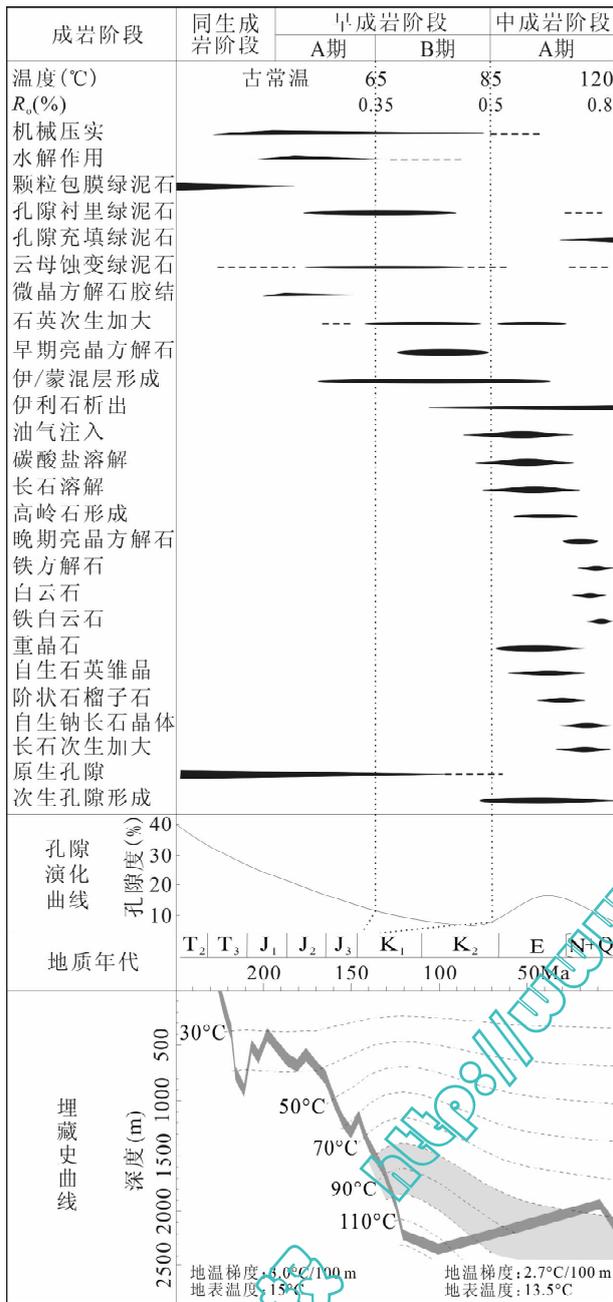


图3 鄂尔多斯盆地镇泾区块长8油层组砂岩成岩演化模式图(据张霞等,2011修改)
 Fig.3 Diagenetic evolution of Chang 8 reservoir sandstones in Zhenjing area, Ordos basin
 (modified after Zhang et al., 2011)

由于颗粒包膜绿泥石厚度较薄,无法获得其电子探针数据,扫描电镜能谱分析结果显示其 SiO₂ 为 20.33%~53.20%,平均 33.09%; Al₂O₃ 在 9.94%~25.66% 之间,平均 19.61%; FeO 为 9.74%~56.47%,平均 25.67%; MgO 为 3.40%~15.07%,平均 8.83%(表 3)。

本文以 14 个氧原子为标准对不同类型绿泥石的

结构式和特征值进行计算(表 4),尽管 Fe²⁺ 含量不能直接通过电子探针分析获得,但根据绿泥石矿物中 Fe³⁺ 含量一般小于铁总量的 5%(Deer et al., 1962; Shirozu, 1978),本文采用表 3 的全铁来代表。结果显示,陆源碎屑绿泥石的化学式为 (Fe_{2.88} Mg_{1.97} Al_{1.14} Mn_{0.03} K_{0.01} Ca_{0.01} Na_{0.01})_{6.05} [(Si_{2.83} Al_{1.17})₄ O₁₀] (OH)₈; 孔隙衬里绿泥石的化学式为 (Fe_{2.46} Al_{1.76} Mg_{1.27} K_{0.05} Ca_{0.04} Mn_{0.01} Na_{0.01})_{5.60} [(Si_{3.10} Al_{0.90})₄ O₁₀] (OH)₈; 孔隙充填绿泥石的化学式为 (Fe_{2.24} Al_{1.81} Mg_{1.31} Ca_{0.14} K_{0.02} Mn_{0.02} Na_{0.01})_{5.55} [(Si_{3.13} Al_{0.87})₄ O₁₀] (OH)₈; 蚀变绿泥石的化学式为 (Fe_{2.57} Mg_{1.65} Al_{1.46} Ca_{0.03} Mn_{0.02} Na_{0.02} K_{0.01})_{5.76} [(Si_{3.03} Al_{0.97})₄ O₁₀] (OH)₈。陆源碎屑绿泥石具最高含量的 Fe、Mg、Mn、Al^{IV} 和最低含量的 Si、Ca、Al^{VI}; 蚀变绿泥石具较高含量的 Fe、Mg、Al^{IV} 及较低含量的 Si、Ca、Al^{VI}; 自生绿泥石的 Fe、Mg、Al^{IV} 含量最低, Si、Ca、Al^{VI} 含量最高,且孔隙衬里绿泥石和孔隙充填绿泥石相比,前者具较高含量的 Fe、K,后者具较高含量的 Ca、Mg、Si、Na、Mn 含量相差不大,孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向 Fe、Mg、Al^{IV} 含量逐渐增加, K、Si、Al^{VI} 含量逐渐减少(表 4)。

据 Foster (1962) 的绿泥石分类方案,长 8 油层组绿泥石为富铁种属,以铁镁绿泥石和铁斜绿泥石为主,少量铁叶绿泥石和鲕绿泥石,其中孔隙衬里和孔隙充填绿泥石以铁镁绿泥石和铁斜绿泥石为主,陆源碎屑绿泥石和蚀变绿泥石主要为铁镁绿泥石(图 4)。研究区孔隙衬里绿泥石、孔隙充填绿泥石和蚀变绿泥石为典型的成岩绿泥石,具有 Si 含量高、Al 含量变化不大、R²⁺ 含量低、六次配位阳离子总数小于 12、R²⁺ 和六次配位阳离子总数随 Si 含量增大而减少(图 5a)、Al^{VI} 值大于 Al^{IV} 值以及 Al^{VI} 值随 Al^{IV} 值增大而减小的特点(图 5b),与前人报道成岩绿泥石特征相似(Hillier and Velde, 1992; Grigsby, 2001),且孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向具 Si 含量逐渐减少、R²⁺ 和六次配位阳离子总数逐渐增大(图 5a)、Al^{VI} 值逐渐减小、Al^{IV} 值逐渐增大(图 5b)、Si/Al 比随 Al^{IV} 值增大而减小的特点(图 5c)。陆源碎屑绿泥石为变质绿泥石,数据点基本落于 Foster (1962) 发表的典型变质绿泥石范围内,具有 R²⁺ 含量高, Si 含量低,六次配位阳离子总数接近 12, Al^{IV} 值大于 Al^{VI} 值的特点(图 5a、b)。

Hillier 和 Velde(1992)认为造成成岩绿泥石与变质绿泥石具上述差异的原因主要有 4 种:①成岩绿泥石与其他类型层状硅酸盐矿物共生;②测试时受其他类型矿物的混染;③与二八面体黏土矿物混

表 3 鄂尔多斯盆地镇泾区块长 8 油层组不同类型绿泥石矿物的晶体化学成分数据 (%)

Table 3 The crystal chemistry (%) analyses of different chlorites in Chang 8 sandstones, Zhenjing area, Ordos basin

类型	点号	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	Total
颗粒包膜绿泥石	1				20.63		15.91	56.47	6.99		100.00
	2	0.29	0.47		21.71		15.52	15.47	7.54		100.00
	3		1.29		20.33		9.94	9.74	3.40		100.00
	4	0.36		0.41	34.46		24.44	30.21	9.81		100.00
	5	0.32			36.36		25.66	24.70	12.38		100.00
	6				35.27		23.82	25.84	15.07		100.00
	7	0.81	1.51	0.73	42.73		23.17	22.72	8.01		100.00
	8			0.72	53.20		18.41	20.20	7.47		100.00
自生绿泥石	1	0.246	0.072	0.035	26.152	—	18.713	29.378	8.631	0.081	83.308
	2	0.231	0.040	0.056	22.113	0.007	17.579	29.696	6.919	0.165	76.806
	3	0.206	0.015	0.052	29.875	0.018	23.248	29.009	9.711	0.074	92.208
	4	0.560	0.033	0.095	26.917	0.007	20.060	29.516	8.982	0.086	86.256
	5	0.242	0.021	0.080	26.092	0.007	18.346	13.487	7.933	0.107	66.312
	6	0.352	0.021	0.059	24.954	0.034	21.037	30.759	9.047	0.096	85.769
	7	0.199	0.031	0.055	28.620	0.028	23.269	30.571	9.103	0.155	92.031
	8	0.352	0.032	0.328	33.474	—	20.495	13.101	7.304	0.180	75.266
	9	0.301	0.166	0.524	31.346	0.023	23.044	28.056	7.832	0.173	91.465
	10	0.484	0.070	0.444	29.188	—	19.525	13.338	6.820	0.205	70.074
	11	0.255	0.041	0.310	30.578	—	22.241	29.588	6.611	0.186	89.810
	12	0.361	0.089	1.763	24.504	0.006	15.968	27.244	3.944	0.188	74.067
	13	0.333	0.036	0.316	23.383	—	17.355	30.316	6.384	0.135	78.258
	14	0.327	0.044	0.300	25.352	0.005	17.898	29.274	6.434	0.209	79.843
孔隙充填绿泥石	1	0.369	0.005	0.053	26.040	0.046	15.748	13.869	8.330	0.193	64.653
	2	0.373	0.058	0.066	26.988	—	21.092	14.606	6.907	0.137	70.227
	3	2.249	0.178	0.149	26.442	0.011	19.659	14.712	6.917	0.198	70.215
	4	5.312	0.033	0.040	25.048	0.017	20.459	27.137	8.066	0.212	86.924
	5	0.215	0.006	0.093	23.273	0.010	18.336	28.899	7.870	0.125	78.827
	6	0.390	0.022	0.127	28.325	—	19.614	29.711	6.732	0.211	85.132
	7	0.279	—	0.320	29.693	0.004	21.512	30.051	8.201	0.180	90.240
陆源碎屑绿泥石	1	0.144	0.042	0.263	24.847	0.047	18.145	39.954	5.473	0.429	89.350
	2	0.163	0.028	0.002	27.098	0.018	18.155	25.932	17.070	0.464	88.930
	3	0.071	0.015	0.036	26.718	0.070	18.045	29.054	13.960	0.137	88.110
蚀变绿泥石	1	0.305	0.085	0.039	29.098	0.004	19.829	29.549	10.640	0.280	89.826

注:实验在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,其中颗粒包膜绿泥石的晶体化学数据为扫描电镜能谱分析结果;其余类型绿泥石的晶体化学数据为电子探针分析结果。

层;④所选绿泥石化学结构式的计算方法不合理。研究区成岩绿泥石与磁绿泥石共生可能是造成其具有上述化学特征的主要原因,磁绿泥石是沉积时期絮凝含铁镁沉积物迅速重结晶形成的一种含铁镁的,具蛇纹石型层状硅酸盐结构的黏土矿物,其在 100℃ 以下稳定存在(Hillier and Velde,1992)。

此外,在 Al^{IV} 值与 Fe/(Fe+Mg) 比值的相关性图解中,孔隙衬里和孔隙充填绿泥石的 Al^{IV} 值随 Fe/(Fe+Mg) 比值的增大而增大,且孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向 Al^{IV} 值随 Fe/(Fe+Mg) 比值的增大而增大(图 5d),这表明在 Fe 置换 Mg 的过程中,由于自生绿泥石结构的调整,允许更多的 Al^{IV} 置换 Si,而陆源碎屑绿泥石的 Al^{IV} 值

随 Fe/(Fe+Mg) 比值的增大变化不大(图 5d)。研究区各类型绿泥石的八面体位置主要被 Fe、Al^{VI}、Mg 三种元素占据,从 Fe 与 Mg、Fe 与 Al^{VI} 及 Mg 与 Al^{VI} 的相关性图解(图 5e, f, g) 中可看出,孔隙衬里绿泥石和孔隙充填绿泥石主要发生 Fe 对 Al^{VI} 的置换,其次为 Fe 对 Mg 的置换,且孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向 Fe 含量逐渐增加,Al^{VI} 值逐渐减小。陆源碎屑绿泥石则主要发生 Fe 对 Mg 的置换。

Laid (1988) 根据绿泥石矿物中 Al/(Al+Mg+Fe) 来识别绿泥石与其母岩的关系,一般认为,由泥质岩蚀变形成的绿泥石比由镁铁质岩转化而成的绿泥石具有较高的 Al/(Al+Mg+Fe) 比值(>0.35)。

表 4 鄂尔多斯盆地镇泾区块长 8 油层组砂岩中不同类型绿泥石矿物的结构式和特征值

Table 4 The estimation of structural formulae and characteristic values of different types for chlorite in Chang 8 sandstones, Zhenjing area, Ordos basin

类型	自生绿泥石			孔隙充填绿泥石(7)	陆源碎屑绿泥石(3)	蚀变绿泥石(1)
	孔隙衬里绿泥石					
	贴近颗粒边缘(5)	靠近孔隙中心(5)	总体特征(14)			
Ca	0.02~0.06/0.04	0.03~0.07/0.04	0.02~0.07/0.04	0.03~0.62/0.16	0.01~0.02/0.01	0.03
Na	0.00~0.02/0.01	0.00~0.03/0.01	0.00~0.03/0.01	0.00~0.04/0.01	0.00~0.01/0.01	0.02
K	0.01~0.29/0.09	0.01~0.07/0.04	0.01~0.29/0.05	0.01~0.04/0.02	0.00~0.04/0.04	0.01
Si	2.99~3.73/3.36	2.76~3.15/2.98	2.76~3.73/3.10	2.80~3.49/3.12	2.80~2.86/2.83	3.03
Ti	0.00~0.00/0.00	0.00~0.00/0.00	0.00~0.00~0.00	0.00~0.00~0.00	0.00~0.00/0.00	0.00
Al	2.45~2.80/2.69	2.53~2.75/2.66	2.45~2.80/2.66	2.48~3.04/2.69	2.23~2.41/2.31	2.43
Al ^{IV}	0.27~1.01/0.64	0.85~1.24/1.02	0.27~1.24/0.90	0.51~1.20/0.88	0.4~1.20/1.17	0.97
Al ^{VI}	1.64~2.41/2.06	1.43~1.87/1.64	1.41~2.41/1.76	1.44~2.35/1.81	1.06~1.21/1.14	1.46
Fe	1.22~2.96/1.88	2.35~3.14/2.71	1.22~3.14/2.46	1.49~2.93/2.19	2.26~3.77/2.88	2.57
Mg	0.76~1.53/1.24	1.02~1.49/1.26	0.76~1.53/1.27	1.11~1.66/1.33	0.92~2.66/1.94	1.65
Mn	0.01~0.02/0.02	0.01~0.02/0.01	0.01~0.02/0.01	0.01~0.02/0.02	0.01~0.04/0.03	0.02
* R ²⁺	4.90~7.76/6.28	7.08~8.67/7.97	4.90~8.91/7.49	5.54~8.75/7.08	9.46~9.93/9.69	8.49
* Sum(VI)	9.91~11.49/10.67	11.04~11.73/11.43	9.91~11.82/11.20	10.35~11.53/11.05	12.00~12.11/12.04	11.53
Si/Al	1.09~1.39/1.25	1.01~1.17/1.12	1.01~1.39/1.17	1.06~1.40/1.16	1.16~1.27/1.23	1.25
Fe/(Fe+Mg)	0.49~0.79/0.59	0.65~0.73/0.68	0.49~0.79/0.65	0.48~0.71/0.61	0.46~0.80/0.60	0.61
Al/(Al+Fe+Mg)	0.40~0.53/0.47	0.37~0.44/0.40	0.37~0.53/0.42	0.38~0.52/0.44	0.31~0.34/0.32	0.37

注:表中“孔隙充填绿泥石(7)”中数字代表电子探针点数; Al^{IV}代表四次配位 Al 原子数; Al^{VI}代表六次配位 Al 原子数;“0.02~0.06/0.04”代表最小值~最大值/平均值; * 代表数据以 28 个氧原子为标准换算; R²⁺代表 Fe、Mg、Mn 三者的原子数总和; Sum(VI)代表绿泥石结构式中的六次配位阳离子总数。

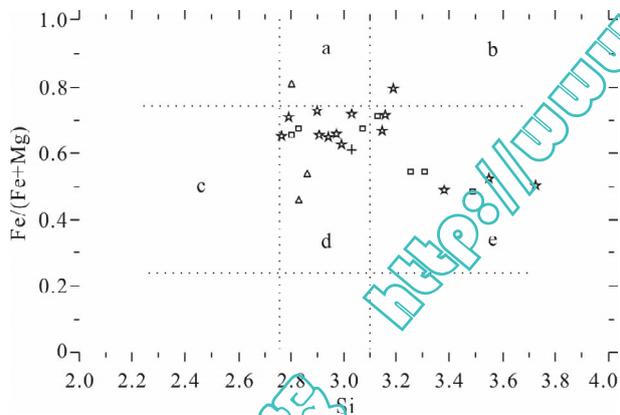


图 4 鄂尔多斯盆地镇泾区块长 8 油层组砂岩绿泥石成分分类图(据 Foster,1962)

Fig. 4 Chlorite classification system of Foster(1962)

showing the composition of chlorites from Chang 8 reservoir sandstones in Zhenjing area, Ordos basin

- a—鲕绿泥石; b—铁叶绿泥石; c—铁绿泥石; d—铁镁绿泥石;
- e—铁斜绿泥石; △—陆源碎屑绿泥石; ☆—孔隙衬里绿泥石;
- 孔隙充填绿泥石; +—蚀变绿泥石
- a—Chamosite; b—delessite; c—rapidolite; d—brunsvigite; e—diabantite; △—terrigenous clastic chlorite; ☆—pore-lining chlorite; □—pore-filling chlorite; +—alteration chlorite

表 4 显示,孔隙衬里绿泥石的 Al/(Al+Mg+Fe)比值在 0.37~0.53 之间,平均 0.42;孔隙充填绿泥石

的 Al/(Al+Mg+Fe)比值在 0.38~0.52 之间,平均 0.44;陆源碎屑绿泥石的 Al/(Al+Mg+Fe)比值在 0.31~0.34 之间,平均 0.32;蚀变绿泥石的 Al/(Al+Mg+Fe)比值为 0.37。可见长 8 油层组自生绿泥石的化学成分主要来源于泥质岩(或黏土矿物转化),陆源碎屑绿泥石的化学成分来源于镁铁质岩,而蚀变绿泥石的化学成分受泥质和镁铁质两类原岩控制,且镁铁质岩所占比例较大。

3 绿泥石矿物的空间分布和成因机制

3.1 绿泥石矿物的空间分布

绿泥石矿物的空间分布特征与其产状有一定关系,不同类型绿泥石分布规律各异,主要受沉积相、成岩相、砂岩成分和结构等方面控制。研究区长 8 油层组主要为辫状河三角洲前缘亚相沉积,可进一步划分出水下分流河道、支流间湾、分流河口砂坝、水下天然堤、席状砂和远砂坝 6 种沉积微相,岩石类型以长石岩屑砂岩和岩屑长石砂岩为主。镇泾区块长 8 油层组目前正处于中成岩阶段 A 期(张霞等, 2011),成岩相包括黑云母强机械压实相、弱压实-绿泥石胶结相、绿泥石胶结-长石溶蚀相、高岭石胶结-长石溶蚀相、致密压实相和(含铁)碳酸盐胶结相 6 种。陆源碎屑绿泥石主要分布在水动力较弱的辫状

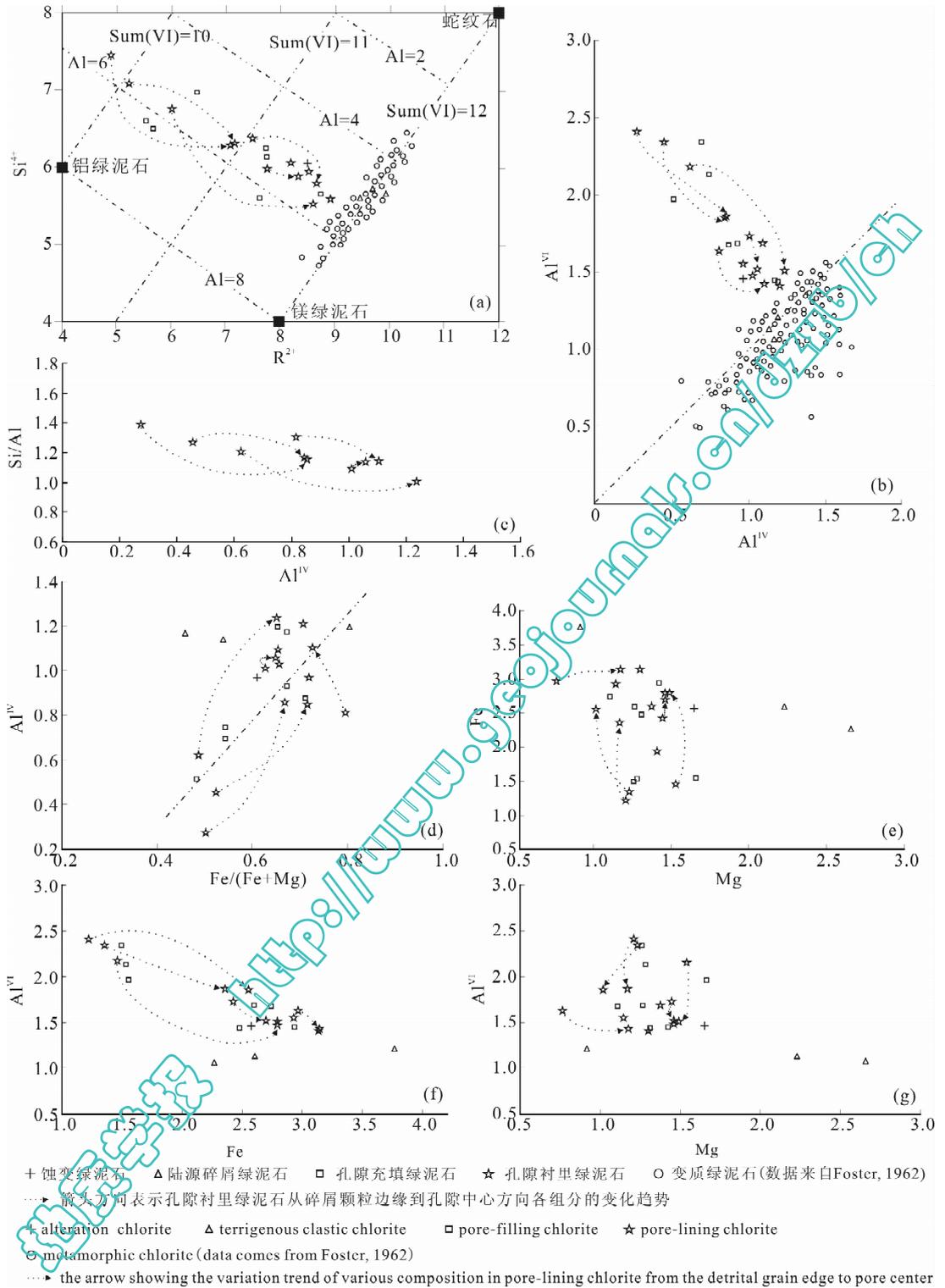


图 5 鄂尔多斯盆地镇泾区块长 8 油层组砂岩中不同类型绿泥石主要阳离子间的相关关系图(a 底图据 Wiewiora and Weiss, 1990)

Fig. 5 Correlation of main cations of different chlorites in Chang 8 sandstones, Zhenjing area, Ordos basin (the base map of figure a after Wiewiora and Weiss, 1990)

河三角洲前缘分流间湾中,岩石类型以粉砂岩、泥质粉砂岩和粉砂质泥岩为主,杂基含量高,成岩相表现

为致密压实相,此外,在辫状河三角洲前缘水下分流河道边缘粉细砂岩中也可见粒度较大的绿泥石碎

屑,成岩相表现为黑云母强机械压实相。蚀变绿泥石主要分布在粒度较细、黑云母碎屑含量高的辫状河三角洲前缘水下分流河道砂体的边缘部位或厚层泥岩所夹薄层砂岩中,成岩相为黑云母强机械压实相。自生绿泥石的发育受沉积环境控制最为明显,主要发育在水动力较强的水下分流河道和分流河口砂坝砂体的中心部位,岩石类型以长石岩屑砂岩为主,岩屑长石砂岩次之,且颗粒粒度越粗,分选越好,越有利于其发育,成岩相为绿泥石胶结-长石溶蚀相和弱压实-绿泥石胶结相(图6)。

3.2 绿泥石矿物的成因机制

研究区长8油层组砂岩的母岩类型以中基性火山岩、千枚岩和片岩为主,这些岩石中的绿泥石随碎屑颗粒一起搬运,卸载后形成陆源碎屑绿泥石,电子探针数据也表明部分陆源碎屑绿泥石为变质绿泥石,具最高含量的Fe、Mg、Mn和Al^{IV}。从Al/(Al+Mg+Fe)比值在0.31~0.34之间,平均0.32来看,这些陆源碎屑绿泥石的铁镁离子主要来源于镁铁质岩的蚀变。蚀变绿泥石是由中基性火山岩和黑云母碎屑蚀变而来,因此其分布与这些碎屑颗粒具空间上的耦合性。由于中基性火山岩和黑云母碎屑富含Fe、Mg和Ti,因此蚀变绿泥石较自生绿泥石富含Fe、Mg,而Ti⁴⁺离子因与绿泥石矿物结构不相容(Ryan and Reynold,1996),常在蚀变绿泥石周围以富含Ti的矿物形式存在。蚀变绿泥石的形成可贯穿于整个成岩阶段,其铁镁离子主要来源于镁铁质岩的蚀变,同时伴随有黏土矿物转化提供的Fe、Mg离子,Al/(Al+Mg+Fe)比值略高于0.35也可很好的说明这一点。

关于自生绿泥石的成因机制,前人做了许多研究,一般认为自生绿泥石主要形成于富铁镁的碱性环境,因此要形成绿泥石,首先要解决铁镁来源,概括起来有3种:①河流溶解铁镁的不断注入、咸水盆地的絮凝沉淀及成岩过程中的溶解(Ehrenberg,1993; Ryan and Reynolds,1996; Baker et al.,2000; Billault et al.,2003; 张金亮等,2004; 朱平等,2004; Peng et al.,2009);②同沉积富铁镁岩屑的水解,水解作用可造成铁镁等金属阳离子的析出(DeRos et al.,1994; Remy,1994; Bloch et al.,2002; 田建锋等,2008);③相邻泥岩压释水的灌入,延长组为典型的砂泥岩互层,成岩过程中泥岩层向相邻砂岩层排放出具丰富铁镁离子的压释水。

镇泾区块长8油层组砂岩中含有大量的海绿石颗粒(图版I-10),说明该时期鄂尔多斯盆地为具一

定盐度的微咸一半咸水湖盆,含一定量的电解质,与前人研究一致(郑荣才和柳梅青,1999;刘冠邦等,1999;黄思静等,2004;张文正等,2009;丁晓琪等,2010)。此外,长8油层组砂岩的母岩中含有富铁镁的岩石,如中基性火山岩,这些母岩在风化和搬运过程中水解形成大量的铁镁离子,并随河水流入鄂尔多斯微咸一半咸水湖盆,在河口附近与湖水电解质相互作用发生絮凝,形成包绕碎屑颗粒分布的含铁镁沉积物,这些富含铁镁沉积物不稳定,在成岩初期即发生溶解-重结晶作用,形成磁绿泥石(Aagaard et al.,2000; Grigsby,2001; Needham et al.,2005; Gould et al.,2010)。

同生成岩阶段,随温度升高磁绿泥石不稳定,遵循奥斯特瓦尔德定律(Jahren,1991)发生溶解-重结晶作用形成颗粒包膜绿泥石,同时该阶段大量的黑云母、中基性火山岩岩屑的水解作用也为颗粒包膜绿泥石的形成提供了大量的铁、镁离子,颗粒包膜绿泥石中含大量的K离子可很好的说明这一点(表3),由于同生成岩阶段持续时间较短,且温度低,因此包膜厚度小。早成岩阶段,随温度升高,磁绿泥石、颗粒包膜绿泥石仍遵循奥斯特瓦尔德定律继续溶解-重结晶作用形成孔隙衬里绿泥石,并垂直于碎屑颗粒表面向孔隙中心方向生长,具明显的世代性,先期形成的贴近碎屑颗粒边缘的绿泥石晶形差,而后期形成的靠近孔隙中心的绿泥石晶形好,前人将这一过程称为奥斯特瓦尔德成熟化(Jahren,1991)。Jahren(1991)认为在此过程中,单个绿泥石晶体具化学成分环带,表现为从核心到边缘Si/Al比逐渐减小,Al^{IV}值逐渐增加,本次研究虽未对单个绿泥石晶体从核心到边缘进行详细的地球化学分析,但孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向,Si/Al比逐渐减小,Al^{IV}值逐渐增加(表4,图5c)也可很好地说明该成熟化过程。孔隙衬里绿泥石的Al/(Al+Mg+Fe)比值在0.37~0.53之间,平均0.42,可作为孔隙衬里绿泥石由磁绿泥石转化而来的一个佐证。此外,孔隙衬里绿泥石的Fe、Mg含量从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向有逐渐增大趋势(表4),表明在其形成过程中有其他来源铁镁离子供应,可能与黑云母碎屑的不断分解有关(图版I-11),孔隙衬里绿泥石中K含量较高可很好地说明这一点,且K含量从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向逐渐减小的特征表明黑云母碎屑的分解主要发生在成岩阶段早期。早成岩阶段由于持续时间较长,温度较高,铁镁物质供给较充分,因此孔隙

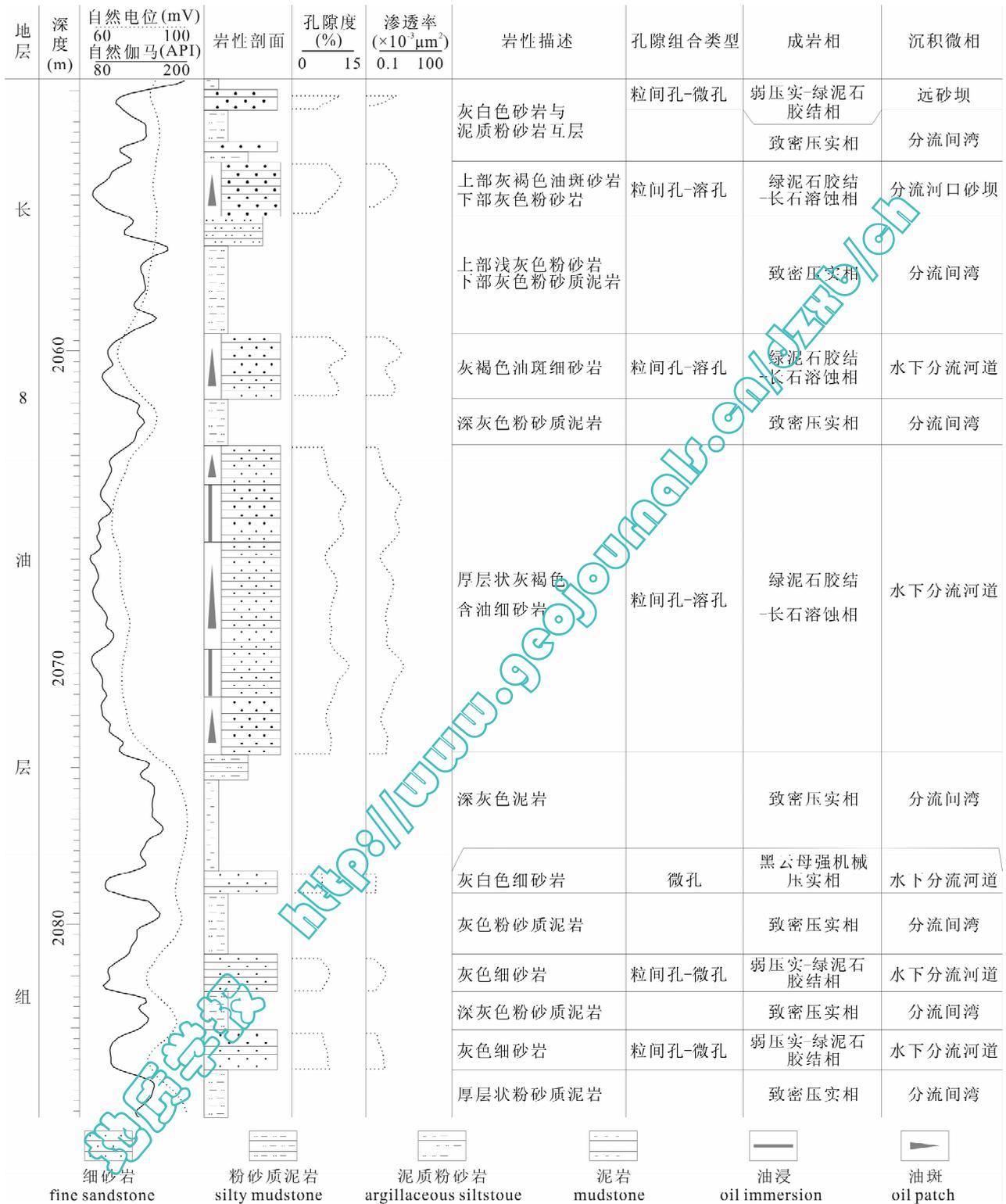


图 6 鄂尔多斯盆地镇泾区块 ZJ25 井长 8 油层组砂岩储层特征

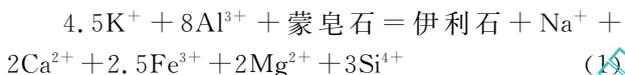
Fig. 6 Reservoir characteristics of Chang 8 sandstones of Yanchang Formation in Zhenjing area, Ordos basin

衬里绿泥石厚度相对较大。机械压实作用主要发生在早成岩阶段,其是致使研究区储层物性变差的主要原因之一(张霞等,2011),前已述及孔隙衬里绿泥石主要形成于机械压实作用已导致碎屑颗粒相互接

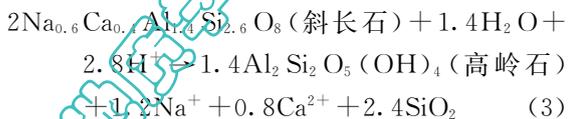
触之后,其发育可在一定程度上增加岩石的机械强度,有效降低后期机械压实作用对储层原生和次生孔隙的缩小或减少影响,使孔隙得以保存,颗粒间为点接触或线-点接触。孔隙衬里绿泥石发育的砂岩

储集物性和孔喉结构较好,可为有机酸的进入及溶解物质的带出提供大量通道。中成岩阶段 A 期早期,泥岩中有机质在较高温压条件下分解产生的有机酸进入砂岩储层后,孔隙介质由碱性变为酸性,在酸性介质条件下,孔隙衬里绿泥石不稳定,易发生溶解,部分碎屑颗粒边缘可见孔隙衬里绿泥石的溶解残留,而大规模油气充注于砂岩储层后,孔隙衬里绿泥石停止生长。研究表明,孔隙衬里绿泥石和溶解作用共同发育的层段是长 8 油层组油气储集的最有利层段(张霞等,2011)。

中成岩阶段 A 期晚期有机酸溶解作用发生之后,孔隙介质流体由酸性逐渐转为碱性,颗粒包膜和孔隙衬里绿泥石、磁绿泥石的溶解-重结晶作用可能为孔隙充填绿泥石的形成提供铁镁物质,但已非孔隙充填绿泥石的主要物质来源。孔隙充填绿泥石所需铁镁离子主要由泥岩压释水提供。泥岩压释水中富含蒙皂石或伊利石层含量相对较低的伊利石/蒙皂石混层向伊利石层含量相对高的伊利石/蒙皂石混层及伊利石转化提供的铁、镁和钙离子(Longstaff, 1981; 黄思静等,2007; 反应 1):



薄片和扫描电镜观察发现长 8 油层组泥岩中含有大量的绿泥石矿物和钙质生物(图版 I-12),化学分析结果显示泥岩中的碳酸盐含量在 8.96%~46.32%之间,平均 16.33%。这些物质在中成岩阶段 A 期有机酸溶解作用下产生的大量铁、镁和钙离子随泥岩压释水一起进入砂岩储层。此外,中成岩阶段 A 期早期长石的大量溶解也为孔隙充填绿泥石的形成提供了大量的 Ca^{2+} (反应 2、3):



上述因素相结合是造成孔隙充填绿泥石较其他类型绿泥石富含 Ca^{2+} 的主要原因,但因黏土矿物中铁、镁含量较低,因此孔隙充填绿泥石的 Fe^{2+} 含量较其他类型绿泥石低。该阶段持续时间长,温度高,孔隙充填绿泥石晶体大,自形程度高。

自生绿泥石的形成不仅需要充足的铁镁物质来源,还需要充分的生长空间,辫状河三角洲前缘水下分流河道和分流河口砂坝砂体可满足自生绿泥石形成的所需条件。①该部位富集同沉积时期河流溶解

铁镁与半咸水湖盆水絮凝沉积的含铁镁沉积物,为自生绿泥石尤其是为颗粒包膜和孔隙衬里绿泥石的发育提供了充足的铁、镁物质;②这些部位水动力较强,沉积物以粒度较粗、分选较好的刚性碎屑颗粒为主,杂基与塑性碎屑含量相对较少,沉积物在成岩早期会有大量的原生孔隙保存下来,为成岩过程中自生绿泥石胶结物的形成提供所需生长空间。因此,研究区自生绿泥石主要发育于辫状河三角洲前缘水下分流河道和分流河口砂坝中。

4 结论

(1)绿泥石是镇泾区块长 8 油层组砂岩中最重要的黏土矿物之一,按成因可分为陆源碎屑绿泥石、蚀变绿泥石和自生绿泥石,三者结构、产状、分布等方面具有很大区别,其中自生绿泥石又包括颗粒包膜、孔隙衬里和孔隙充填绿泥石 3 种类型。

(2)研究区长 8 油层组中绿泥石以铁镁绿泥石和铁斜绿泥石为主,且不同类型绿泥石的晶体化学特征各异。 Fe 、 Mg 、 Mn 和 Al^{IV} 含量在陆源碎屑绿泥石中最高,蚀变绿泥石中次之,自生绿泥石中最低, Si 、 Ca 和 Al^{VI} 含量则具相反的变化趋势。孔隙衬里绿泥石与孔隙充填绿泥石相比,前者具较高含量的 Fe 、 K ,较低含量的 Ca 、 Mg ,且孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向 Fe 、 Mg 、 Al^{IV} 含量逐渐增加, K 、 Si 、 Al^{VI} 含量逐渐减小。除陆源碎屑绿泥石为变质绿泥石外,其余均为成岩绿泥石,具 Si 含量高、 R^{2+} 含量低、六次配位阳离子总数小于 12、 Al^{VI} 值大于 Al^{IV} 的特点,且孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘到孔隙中心方向 Si 含量、 Si/Al 比和 Al^{VI} 值逐渐减小, R^{2+} 、 Al^{IV} 值、六次配位阳离子总数逐渐增大。

(3)绿泥石的形成、分布与铁镁物质来源和沉积环境关系密切。陆源碎屑绿泥石形成时间最早,为沉积时期随陆源碎屑颗粒一起卸载沉积的产物,受物源区母岩性质、沉积环境和砂岩结构控制,主要分布在水动力较弱的支流间湾细粒沉积岩中,成岩相表现为致密压实相;颗粒包膜绿泥石为同生成岩阶段产物,孔隙衬里绿泥石主要形成于早成岩阶段,两者受沉积环境控制最为明显,主要分布在辫状河三角洲前缘水下分流河道和分流河口砂坝砂体中,成岩相表现为弱压实-绿泥石胶结相和长石溶解-绿泥石胶结相,铁镁物质主要由絮凝沉淀含铁镁沉积物溶解提供,同时伴随有富铁镁碎屑颗粒分解提供的铁镁物质;孔隙充填绿泥石形成时间最晚,为中成岩

阶段 A 期晚期有机酸溶蚀之后,孔隙流体由酸性变为碱性时的产物,铁镁物质主要由泥岩压释水提供,其形成分布受砂岩结构控制;蚀变绿泥石由富铁镁碎屑颗粒蚀变而成,其形成可贯穿于整个成岩阶段,分布与富铁镁岩屑和黑云母碎屑具空间上的耦合性,成岩相表现为黑云母强机械压实相。

致谢: 陆现彩、赵舒、张健、赵明、张文兰、李娟等人提供了帮助,在此一并表示感谢!

参 考 文 献

丁晓琪,张哨楠,葛鹏莉,等. 2010. 鄂南延长组绿泥石环边与储集性能关系研究. 高校地质学报, 16(2): 247~254.

冯增昭. 1993. 沉积岩石学(第二版). 北京: 石油工业出版社, 145~151.

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. 成都理工大学学报(自然科学版), 31(3): 273~281.

黄思静,黄培培,王庆东,等. 2007. 胶结作用在深埋藏砂岩孔隙保存中的意义. 岩性油气藏, 19(3): 7~13.

兰叶芳,黄思静,吕杰. 2011. 储层砂岩中自生绿泥石对孔隙结构的影响——来自鄂尔多斯盆地上三叠统延长组的研究结果. 地质通报, 30(1): 134~140.

刘冠邦,朱兆信,张兴良,等. 1999. 记甘肃花池的一件空棘鱼类化石. 高校地质学报, 5(4): 474~480.

田建锋,陈振林,杨友运. 2008. 自生绿泥石对砂岩储层孔隙的保护机理. 地质科技情报, 27(4): 49~54.

王芙蓉,何生,何治亮,等. 2007. 准噶尔盆地腹部永进地区深埋侏罗系砂岩内绿泥石包膜对储层物性的影响. 大庆石油学院学报, 31(2): 24~27.

谢武仁,杨威,赵杏媛,等. 2010. 川中地区须家河组绿泥石对储集物性的影响. 石油勘探与开发, 37(6): 674~679.

徐同台,王行信,张有瑜,等. 2003. 中国含油气盆地粘土矿物. 北京: 石油工业出版社, 316~336.

张金亮,司学强,梁杰,等. 2004. 陕甘宁盆地庆阳地区长 8 油层砂岩成岩作用及其对储层性质的影响. 沉积学报, 22(2): 225~233.

张文正,杨华,侯林慧,等. 2009. 鄂尔多斯盆地延长组不同烃源岩 17 α (H)-重排藿烷的分布及其地质意义. 中国科学(D 辑), 39(10): 1438~1445.

张霞,林春明,陈石佑,等. 2011. 鄂尔多斯盆地镇泾区块延长组长 8¹ 储层成岩作用特征及其对储集物性的影响. 地质科学, 46(2): 530~548.

郑荣才,柳梅青. 1999. 鄂尔多斯盆地长 6 油层组古盐度研究. 石油与天然气地质, 20(1): 20~25.

朱平,黄思静,李德敏,等. 2004. 粘土矿物绿泥石对碎屑储集岩孔隙的保护. 成都理工大学学报(自然科学版), 31(2): 153~156.

Aagaard P, Jahren J S, Harstad A O, Nilsen O, Ramm M. 2000. Formation of grain-coating chlorite in sandstones, Laboratory synthesized vs. natural occurrences. Clay minerals, 35(1): 261~269.

Baker J C, Havord P J, Martin K R, Ghori K A R. 2000.

Diagenesis and petrophysics of the Early Permian Moogooloo sandstone, southern Carnarvon basin, Western Australia. AAPG Bulletin, 84(2): 250~265.

Berger A, Gier S, Krois P. 2009. Porosity-preserving chlorite cements in shallow-marine volcanoclastic sandstones: evidence from Cretaceous sandstones of the Sawan gas field, Pakistan. AAPG Bulletin, 93(5): 595~615.

Billault V, Beaufort D, Baronnet A, Lachapagne J C. 2003. A nanopetrographic and textural study of grain-coating chlorites in sandstone reservoirs. Clay minerals, 38(3): 315~328.

Bloch S, Lander R H, Bonnell L. 2002. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: origin and predictability. AAPG Bulletin, 86(2): 301~328.

Deer W A, Howie R A, Zussman J. 1962. Rock-forming Minerals: Sheet Silicates. London: Longman, 528.

DeRos L F, Anjos S M C, Morad S. 1994. Authigenesis of amphibole and its relationship to the diagenetic evolution of Lower Cretaceous sandstones of the Potiguar rift basin, northeastern Brazil. Sedimentary Geology, 88(3~4): 253~266.

Ehrenberg S N. 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. AAPG Bulletin, 77(7): 1260~1286.

Foster M D. 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorites; U. S. Geological Survey, Professional Paper 414-A, 33.

Gould K, Pe-Piper G, Piper D J W. 2010. Relationship of diagenetic chlorite rims to depositional facies in Lower Cretaceous reservoir sandstones of the Scotian basin. Sedimentology, 57: 587~610.

Grigsby J D. 2001. Origin and growth mechanism of authigenic chlorite in sandstones of the lower Vicksburg Formation, South Texas. Journal of Sedimentary Research, 71(1): 27~36.

Hillier S, Velde B. 1992. Chlorite interstratified with 7Å mineral: an example from offshore Norway and possible implications for the interpretation of the composition of diagenetic chlorites. Clay Minerals, 27: 475~486.

Hillier S. 1994. Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin. Clay Minerals, 29: 665~679.

Jahren J S. 1991. Evidence of ostald ripening related recrystallization of diagenetic chloritic chlorites from reservoir rocks offshore Norway. Clay Minerals, 26: 169~178.

Laid J. 1988. Chlorites: Metamorphic petrology. Reviews in mineralogy, 19: 405~453.

Longstaff F J. 1981. Clays and the Resource Geology. Calgary: Mineral Assoc, Canada.

Needham S J, Wordem R H, McIlroy D. 2005. Experimental production of clay rims by macrobiotic sediment ingestion and excretion processes. Journal of Sedimentary Research, 75: 1028~1037.

Peng J, Liu J K, Wang Y, et al. 2009. Origin and controlling

factors of chlorite coatings — an example from the reservoir of T_3x Group of the Baojie area, Sichuan basin, China. *Petroleum Science*, 6: 376~382.

Remy R R. 1994. Porosity reduction and major controls on diagenesis of Cretaceous-Paleocene volcanoclastic and arkosic sandstone, Middle Park basin, Colorado. *Journal of Sedimentary Research*, 64(4): 797~806.

Ryan P C, Reynolds R C. 1996. The origin and diagenesis of grain-coating serpentine-chlorite in Tuscaloosa Formation sandstone,

U. S. Gulf Coast. *The American Mineralogist*, 81(1~2): 213~225.

Shirozu H. 1978. *Developments in Sedimentology (Chlorite Minerals)*. New York: Elsevier, 243~246.

Wiewiora A, Weiss Z. 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical compositions II: the chlorite group. *Clay Minerals*, 25: 83~92.

Characteristics of Chlorite Minerals from Upper Triassic Yanchang Formation in the Zhenjing Area, Ordos Basin

ZHANG Xia¹⁾, LIN Chunming¹⁾, CHEN Zhaoyou²⁾

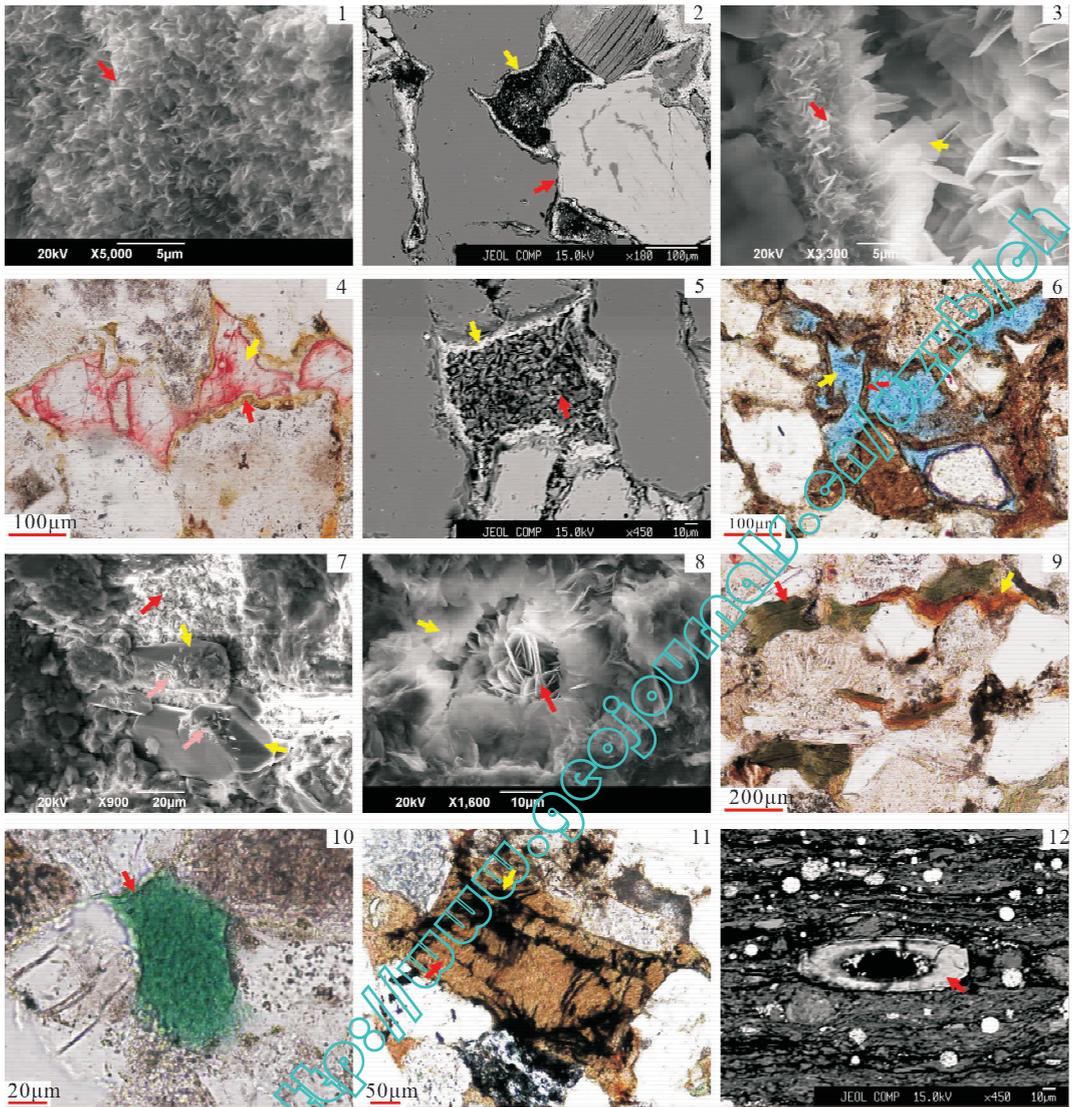
1) *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing, 210093;*

2) *Huabei Branch Company, SINOPEC, Zhengzhou, 450006*

Abstract

The study of Chang 8 sandstones from the Upper Triassic Yanchang Formation in the Zhenjing area, Ordos Basin, was undertaken to unravel the characteristics of chlorite minerals, such as type, occurrence, formation time and origin and so on. The chlorite minerals in the Chang 8 sandstones present as three different occurrences: terrigenous clastic chlorite, authigenic chlorite and alteration chlorite. Among them, the authigenic chlorite occurs as grain-coatings, pore-linings and pore-fillings, with the pore-lining chlorite as the main type, and their formation sequence is grain-coatings→pore-linings→pore-fillings. The terrigenous clastic chlorite was synsedimentary product and alteration chlorite formed through all the period of diagenesis. Chlorites of different types are characterized by various crystal chemistry, distribution pattern, and mechanism. The terrigenous clastic chlorite, along with clastic grains, was the product of transportation, forming mainly in weakly dynamic sedimentary environment which contains highest contents of Fe, Mg, Mn and Al^{IV}, and lowest contents of Si, Ca and Al^{VI}. The alteration chlorite has higher Fe, Mg, Al^{IV}, and less Si, Ca, Al^{VI} due to the fact that it derived from the chloritization of Fe- and Mg-rich clastic fragments, and both have similar distribution patterns. The authigenic chlorite contains lowest Fe, Mg and Al^{IV}, and highest Si, Ca and Al^{VI}, with pore-lining chlorite containing higher Fe, K and lower Ca, Mg than pore-filling chlorite. The contents of Fe, Mg, Al^{IV} from detrital grain edge to pore center and the total sum (VI) of cations gradually increase while the contents of K, Si and Al^{VI} decrease. The grain-coating and pore-lining chlorites are distributed mainly in the subsea distributary channels and mouth bars, with the Fe and Mg materials deriving from the dissolution of flocculated, clay-like and Fe- and Mg-rich materials. The pore-filling chlorite is subject to the structures of sandstone; the coarser size and good pore throat structure are conducive to its development, with the Fe and Mg coming from the discharge of mudstones.

Key words: chlorite; crystal chemistry; origin; Yanchang Formation; Ordos basin



1. 颗粒包膜绿泥石(箭头所指)在与孔隙接触处垂直或斜交于颗粒表面,呈片状,HH105井,2262.22 m,扫描电镜。
2. 孔隙衬里绿泥石在碎屑颗粒与颗粒接触处不发育(红色箭头所指),而在碎屑颗粒与孔隙接触处发育(黄色箭头所指),HH105井,2260.79 m,背散射。
3. 孔隙衬里绿泥石从碎屑颗粒边缘(红色箭头所指)到孔隙中心(黄色箭头所指)方向颗粒自形程度逐渐变好,叶片增大变疏,HH105井,2263.92 m,扫描电镜。
4. 亮晶方解石胶结物(黄色箭头所指)充填于孔隙衬里绿泥石(红色箭头所指)胶结后的残余原生粒间孔中,并对其进行交代,说明孔隙衬里绿泥石的形成早于亮晶方解石,HH23井,2012.35 m,(-),染色薄片。
5. 自生高岭石胶结物(红色箭头所指)充填于孔隙衬里绿泥石(黄色箭头所指)胶结后的残余原生粒间孔中,并对其进行交代,说明孔隙衬里绿泥石的形成早于自生高岭石胶结物,HH105井,2009.45 m,背散射。
6. 孔隙衬里绿泥石(红色箭头所指)围绕铸膜孔(黄色箭头所指)边缘分布,但在其内未见,说明孔隙衬里绿泥石的形成要早于溶解作用的发生,ZJ19井,2298.82 m,(-),蓝色铸体薄片。
7. 自生石英雏晶(黄色箭头所指)形成晚于孔隙衬里绿泥石(红色箭头所指),后期孔隙衬里绿泥石(粉红色箭头所指)继续生长并对自生石英雏晶进行交代,说明孔隙衬里绿泥石的形成可持续到自生石英雏晶沉淀之后,HH105井,2296.56 m,扫描电镜。
8. 孔隙充填绿泥石(红色箭头所指)分布于孔隙衬里绿泥石(黄色箭头所指)胶结后的残余原生粒间孔中,呈玫瑰花状;HH105井,2265.84 m,扫描电镜。
9. 云母蚀变绿泥石(红色箭头所指),单偏光下具深绿—淡黄色多色性,黄色箭头所指为未绿泥石化的黑云母碎屑,单偏光下具褐色—黄色多色性,HH23井,2009.45 m,(-)。
10. 海绿石(箭头所指),HH23井,2011.37 m,(-);11—黑云母碎屑(红色箭头所指)分解释放出铁质(黄色箭头所指),HH26井,2125.92 m,(-);12—钙质生物(箭头所指),电子探针分析其 $\text{CaO} = 47.280\%$, $\text{FeO} = 0.345\%$, $\text{Total} = 48.331\%$,HH105井,2299.73 m,背散射。