·石油与水文地质学·

引用格式:杨莎莎,徐宇刚,南凯文,等. 鄂尔多斯盆地南部长6段湖相重力流致密储层成岩作用特征[J]. 延安大学学报(自然科学版),2026,45(3):54-61. [YANG S S,XU Y G,NAN K W,et al. The diagenetic characteristics of the lacustrine gravity flow tight reservoir in the Long 6 section of the southern Ordos Basin[J]. Journal of Yan'an University(Natural Science Edition),2026,45(3):54-61.] **DOI**:10.13876/J.cnki.ydnse.250115

鄂尔多斯盆地南部长6段湖相重力流致密储层成岩作用特征

杨莎莎*,徐宇刚,南凯文,王译锐,刘蒙蒙

(延安大学 石油工程与环境工程学院,陕西 延安 716000)

摘　要:鄂尔多斯盆地南部长6段湖相重力流储层作为典型的致密砂岩储层,其成岩作用特征对储层物性及油气勘探具有重要影响。基于岩石薄片、铸体薄片及扫描电镜等分析手段,系统研究了该储层的岩石学特征、物性及成岩演化过程。结果表明:研究区长6段岩石类型以岩屑长石砂岩与长石岩屑砂岩为主,储层呈低孔超低渗特征,孔隙体系具成岩-溶蚀复合成因,以长石溶蚀孔隙与原生粒间孔为主,经历压实、胶结及溶蚀等成岩作用;储层现今主要处于中成岩阶段A期,部分样品显示向B期过渡特征。储层致密化受沉积-成岩耦合控制:砂质碎屑流因粒度粗、分选好、早期绿泥石环边发育及强溶蚀作用而物性相对最优,浊流因细粒、高塑性组分及伊利石桥接胶结而最为致密;机械压实与胶结作用导致孔隙损失率高达85.46%,溶蚀作用则使孔隙度增加3.02%;促进致密化的因素包括碎屑中长石和岩屑含量高、细砂-粉砂岩沉积、深埋藏、频繁构造活动及高含量伊利石、碳酸盐和绿泥石胶结物。研究结果为鄂尔多斯盆地南部致密储层评价及油气勘探提供了关键地质依据。

关键词:鄂尔多斯盆地;长6段;湖相重力流;成岩作用

中图分类号:P631　　**文献标志码**:A　　**文章编号**:1004-602X(2026)03-0054-08

鄂尔多斯盆地作为中国陆相致密油气资源勘探开发的重要领域,其晚三叠世延长组地层发育的致密砂岩储层已成为当前研究的核心目标之一[1-3]。其中,长6段储层作为陆相致密砂岩油气藏的重要勘探对象,其成岩演化过程对储层物性及油气富集规律具有决定性影响[4-5]。当前研究在构造[6]、沉积储层[7-10]、成藏[11]等方面取得了系列认识,但对成岩系列的差异性响应机制及致密化主控因素的系统研究仍较薄弱,制约了甜点预测精度。本文综合采用薄片鉴定、物性分析、扫描电镜、X射线衍射等手段,辅以测井等资料,对鄂尔多斯盆地南部长6段湖相重力流致密储层岩石学、物性、成岩作用等特征以及成岩演化序列进行了详细分析,旨在探讨成岩作用对储层物性的影响,为深化致密油藏成因机制及勘探靶区优选提供关键理论支撑。

1　地质背景

研究区位于鄂尔多斯盆地南部,陕西省旬邑县境内。晚三叠世延长组沉积期,盆地南部处于稳定的半深湖—深湖沉积环境[12-14],水体深度较大,为重

收稿日期:2025-10-11
基金项目:陕西省科技厅自然科学基础研究计划项目(2024JC-YBQN-0347);延安大学博士科研启动项目(YAU202303785)
作者简介:杨莎莎(1988—),女,副教授,博士,主要从事石油地质学研究。
*通信作者　E-mail:sarayang@yau.edu.cn

力流沉积的发育提供了有利条件。受晚三叠世秦岭造山活动的影响，盆地南缘物源区持续隆升，造山带前缘快速下沉，湖平面上升，形成了南陡北缓的不对称盆地格局[15]。通过对钻井岩心、测井资料及野外露头的系统分析，发现该区发育多期次、多类型的湖相重力流沉积，具有明显的旋回性特征。其中，长 6 油层组作为研究区重要的含油层段，依据岩性组合及沉积旋回可进一步划分为长 6_1、长 6_2和长 6_3 三个亚段，整体表现为细砂岩、粉砂岩与暗色泥岩的韵律互层，反映了深水环境下的周期性沉积过程。

研究区沉积体系受西南缘秦岭造山带和东北部物源区的双向供给影响[16]，古地理格局复杂。前人研究表明，鄂尔多斯盆地南部发育北东和南西两大物源体系，其中北东物源为强势物源，属曲流河三角洲沉积体系，为旬邑—宜君地区提供了沉积物源；南西物源为辫状河三角洲沉积体系，为陇东地区提供沉积物源[16]。物源方向的差异性直接影响储层砂岩的岩石学特征和储集性能。在湖盆中央古坡折带的控制下，不同方向的物源输送系统在坡折带下方交汇叠加，形成了独具特色的深水重力流沉积体系。该区深水重力流沉积以滑动-滑塌、砂质碎屑流及浊流沉积为主[13]，为储层形成提供了多样化的地质条件。

2　岩石学特征

基于多源实验数据（230 个铸体薄片、80 组图像粒度参数及 84 个 SEM-EDS 样本）的岩石学定量分析，揭示长 6 段储集岩具典型深水重力流沉积特征。岩石类型学统计显示，细粒砂岩（63.52%）与粉砂岩（24.85%）构成优势岩类，合计含量达 88.37%。QFR 三角图解证实其岩石类型归属为岩屑长石砂岩与长石岩屑砂岩（图 1）。

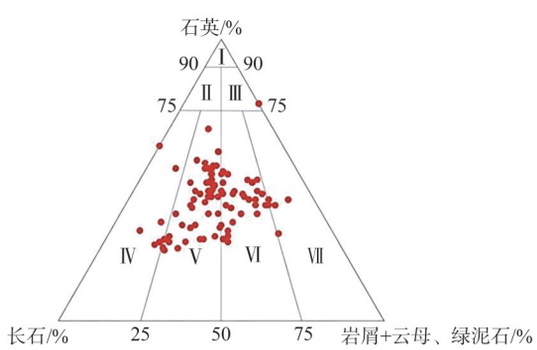


图 1　研究区长 6 段砂岩分类三角图

注： Ⅰ-*石英砂岩*；Ⅱ-*长石石英砂岩*；Ⅲ-*岩屑石英砂岩*；Ⅳ-*长石砂岩*；Ⅴ-*岩屑长石砂岩*；Ⅵ-*长石岩屑砂岩*；Ⅶ-*岩屑砂岩*。

矿物组分定量表征显示，长石含量较高（4.8%~59%，均值 27.7%），其晶体形态学具多态性（板状-柱状-粒状转变），发育完善的双晶系统与解理网络，这种结构各向异性显著增强了颗粒的机械破碎敏感性与化学溶蚀倾向性。岩屑组分占比 6%~45%（均值 15.12%），以云母类、白云质岩屑及千枚岩屑等塑性组分主导，其在差异压实过程中易产生蠕变变形形成假杂基，导致有效孔隙度衰减。

成岩填隙物体系表现出二元结构特征：杂基组分占 6.7±1.8%，以伊利石-绿泥石混层、高岭石为主，其丰度较盆地南部台缘带（2.2%±0.9%）显著偏高，指示深水湖盆低能沉积环境对原始组构的保存效应；胶结物相具强非均质性（3.4%~35%，均值 14.16%），按成岩序列可分为三期：早期自生黏土膜（绿泥石环边）、中期碳酸盐-硅质共沉淀、晚期长石次生加大。

3　储集空间及物性特征

基于岩石薄片与扫描电镜分析，长 6 储层孔隙体系具典型成岩-溶蚀复合成因特征，以次生孔隙为主的储集系统包含多种储集空间：原生粒间孔、长石溶孔、岩屑溶孔、沸石溶孔、碳酸盐胶结物溶孔及微裂缝等。定量统计显示孔隙构成比例呈现显著非均质性，其中长石溶蚀孔隙（45.42%）与原生粒间孔（40.26%）构成储集空间主体，其余四类次生孔隙合计占比不足 15%。垂向上，自长 6_1 至长 6_3 亚段，原生粒间孔递减（降幅 15.38%），长石溶蚀孔递增（增幅 16.78%）（表 1），揭示了压实减孔与溶蚀增孔的动态平衡过程，是纸孔背景下差异孔隙发育的关键控制因素。

基于孔渗参数实测数据统计，长 6 段砂岩储层表现出显著的非均质性特征。储层整体表现为低孔超低渗特征，其中孔隙度参数呈双模态分布，全域区间为 3.00%~19.91%（均值 8.70%），渗透率域值跨度达三个数量级[(0.01~17.44)×10^{-3} μm^2]，几何平均值为 0.12×10^{-3} μm^2（图 2）。不同沉积微相砂体物性参数呈现阶梯式差异。砂质碎屑流沉积体储集性能最优，其孔隙度优势分布区间为 9%~11%，对应渗透率主值域集中在（0.1~0.2）×10^{-3} μm^2；浊流沉积砂体孔渗参数均处于体系末端，超 80% 样品孔隙度低于 9% 门限值，渗透率普遍小于 0.1×10^{-3} μm^2；砂质滑塌变形沉积体物性参数呈现过渡特征，其孔渗指标介于上述两类砂体之间，反映沉积能量场对储集空间演化的控制作用。

表1 研究区长6段及各亚段储集空间类型统计表 单位:%

亚段	含量	粒间孔	粒间溶孔	长石溶孔	岩屑溶孔	沸石溶孔	碳酸盐溶孔	晶间孔	微裂缝	面孔率	样品数
长6_1	绝对	0.835	0.041	0.514	0.089	0.027	0.005	0.030	0.035	1.576	27
	相对	53.00	2.57	32.59	5.66	1.72	0.34	1.89	2.23	–	
长6_2	绝对	0.925	0.049	1.070	0.192	0.052	–	0.066	0.025	2.379	62
	相对	38.87	2.07	45.00	8.06	2.21	–	2.76	1.03	–	
长6_3	绝对	0.608	0.014	0.798	0.105	0.023	0.002	0.043	0.024	1.616	141
	相对	37.62	0.88	49.37	6.48	1.41	0.15	2.63	1.46	–	
长6	绝对	0.731	0.028	0.825	0.126	0.032	0.002	0.047	0.026	1.816	230
	相对	40.26	1.54	45.42	6.93	1.74	0.12	2.57	1.42	–	

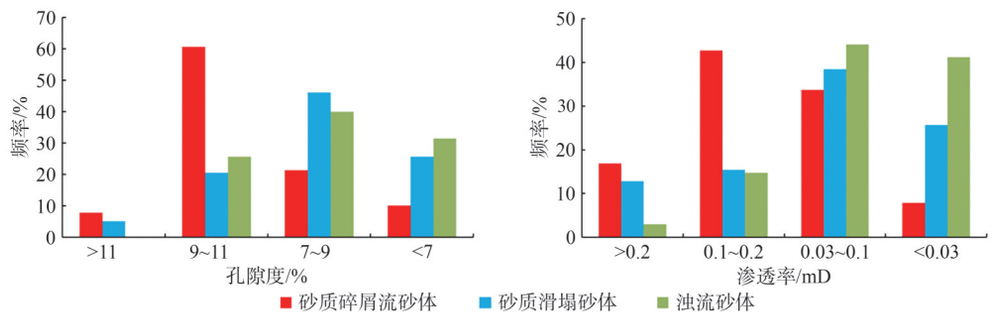


图2 研究区长6段不同成因砂体的孔隙度与渗透率分布直方图

4 成岩作用特征

4.1 成岩作用类型

本区长6段砂岩储层主要经历了压实、胶结及溶蚀等成岩作用,以下重点解析其地质效应与孔隙演化耦合机制。

4.1.1 压实作用

机械压实改造是储层致密化的主控地质营力,其强度可通过颗粒接触关系定量表征[17]。岩相学证据显示,碎屑颗粒普遍发育点-线接触(占比68.3%),揭示中成岩演化阶段A亚期的典型压实特征。矿物抗压能力遵循晶体稳定性序列:石英>钾长石>斜长石>岩屑组分,导致岩屑含量与压实减孔率呈显著正相关。结构成熟度参数表明,粒度中值>250 μm的砂岩原生孔隙保存率较细粒砂岩高,分选系数每增加0.5单位,抗压实系数提升17%。这种矿物-结构耦合控压机制,奠定了研究区储层超低渗背景的成岩基础。

4.1.2 胶结作用

胶结作用是控制研究区长6段超低渗储层物性最关键的成岩作用。其效应并非单一的“堵塞”或“保护”,而是随成岩阶段演替发生动态转换:早成岩阶段以建设性(保护孔隙)为主,中成岩阶段以破坏性(致密化)为主[18]。根据胶结物类型、产状、期次及含量,现分阶段厘清如下。

1)早成岩阶段—保护性/建设性胶结

该阶段(埋深<1 500 m,古温度<70 ℃)主要发育绿泥石孔隙衬垫、无铁方解石/白云石基底式胶结。

①绿泥石孔隙衬垫(保护性主导)

研究区绿泥石胶结物总含量约20.48%(占黏土矿物),但早成岩期形成的孔隙衬垫型绿泥石是最重要的保护性胶结。扫描电镜下呈针状、叶片状垂直颗粒表面生长,形成厚度3~8 μm的环边。其保护机制:①机械压实过程中,绿泥石环边充当“缓冲层”,阻止颗粒直接接触,避免石英压溶和次生加大;②抑制石英胶结物的成核。含量阈值:当孔隙衬垫绿泥石含量为3%~8%时,原生孔隙保存率最高;若低于3%,保护作用微弱;高于10%并转为充填状时则变为破坏(见中成岩阶段)。

②无铁方解石/白云石(建设性-破坏性双重,但早期以建设为主)

早成岩期湖相碱性流体中沉淀的无铁方解石(占碳酸盐总量约5.2%)和无铁白云石(占碳酸盐总量1.8%),呈基底式胶结或粒间衬垫。建设性在于:早期固结颗粒,抵抗上覆载荷,使岩石抗压强度提升30%~50%,避免压实后孔隙坍塌。但需指出,该期胶结物同时占据部分原生孔,造成孔隙度损失约3%~5%。

2）中成岩阶段—破坏性/致密化胶结

进入中成岩 A 期（*R*o 介于 0.5%~1.3%，古温度>85 ℃），有机酸热演化驱动长石溶蚀、黏土矿物转化，形成大量伊利石桥接/丝缕状、铁方解石/铁白云石、高岭石及硅质胶结。这些胶结物充填残余孔、喉道，是造成超低渗的主因。

①伊利石（强烈破坏性）

中成岩阶段，蒙皂石向伊利石转化（式 1）[18]及高岭石与 K^+ 反应（式 3）形成的伊利石，呈蜂窝状、丝缕状、桥接状（图 3）。其中桥接状伊利石跨越孔隙喉道，使渗透率降低 2~3 个数量级。破坏机制：①分割大孔为微孔，比表面积剧增；②桥接结构直接堵塞喉道。含量效应：伊利石总含量（占黏土矿物 78.31%），当桥接状伊利石含量>2% 时，渗透率损伤率超过 90%；含量>4% 时，储层变为有效渗透率<0.1 mD 的致密层。

$$4.5K^+ + 8Al^{3+} + 蒙皂石 \longrightarrow 伊利石 + Na^+ + 2Ca^{2+} + 2Mg^{2+} + 2.5Fe^{3+} + 3Si^{4+} + 10H_2O \quad (1)$$

$$4KAlSi_3O_8(钾长石) + 2H^+ + H_2O \longrightarrow Al_2(Si_2O_5)(OH)_4(高岭石) + 4SiO_2(硅质) + 2K^+ \quad (2)$$

$$3Al_2(Si_2O_5)(OH)_4(高岭石) + 2K^+ \longrightarrow 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2(伊利石) + 2SiO_2(硅质) + H_2O \quad (3)$$

②铁方解石/铁白云石（强烈破坏性）

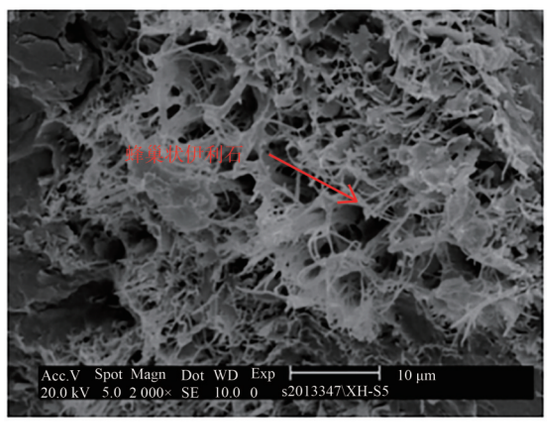
中成岩 A–B 期，长 7 段烃源岩排出的酸性流体溶蚀碳酸盐岩屑及硅酸盐矿物，释放 Ca^{2+}、Fe^{2+}、Mg^{2+}，在还原环境下沉淀铁方解石（占碳酸盐总量 66.4%）和铁白云石（占碳酸盐总量 26.8%）。产状为孔隙充填型，常交代长石或充填次生溶孔。破坏效应：铁方解石胶结使孔隙度平均降低 6%~8%，铁白云石胶结使孔喉半径缩小至 0.5~2 μm，形成微米–纳米级孔喉系统，是渗透率低于 0.3mD 的关键控制因素。

③高岭石（中等破坏性）

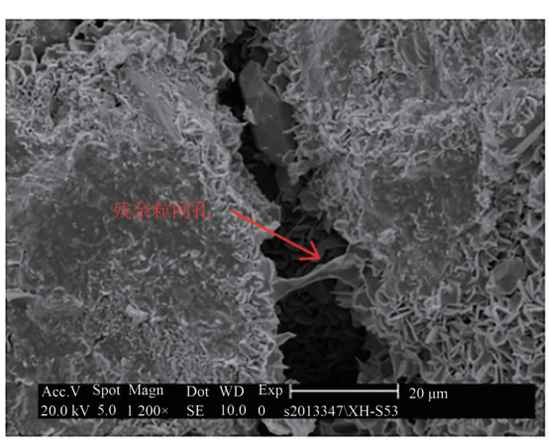
高岭石在研究区含量极低（仅占黏土矿物 1.21%），呈书页状、蠕虫状充填粒间孔或长石溶孔。虽含量少，但其晶体粗大（5~15 μm），可完全堵塞局部孔隙。由于分布零星，对整体物性影响有限，但在微观上可造成强非均质性。

④硅质胶结（中等破坏性）

硅质胶结物（自生石英）来源于长石溶蚀（式 2）及黏土矿物转化（式 1、式 3）释放的 SiO_2。中成岩阶段晚期（*T*>100 ℃）沉淀，常以石英次生加大边形式出现。其破坏性表现为：充填粒间孔隙，并堵塞喉道，导致孔隙度损失约 2%~4%。与伊利石相比，硅质胶结在研究区不占主导。



A. 粒间分布蜂巢状伊利石
（N24，长6_2，1 448.49 m）



B. 残余粒间孔，粒间见伊利石桥
（Z55井，长6_3，1 238.5 m）

图 3　研究区长 6 段自生黏土矿物胶结显微特征

综上，研究区长 6 段胶结作用的成岩效应可归纳为：早成岩阶段，绿泥石环边及无铁碳酸盐基底式胶结以“固结–抑压”机制保护原生孔隙，属于建设性胶结；中成岩阶段，伊利石桥接、铁碳酸盐充填及少量硅质胶结导致孔隙结构不可逆损伤，属破坏性胶结。不同胶结物的含量、产状及出现频次决定了储层物性的最终格局。

4.1.3　溶蚀作用

研究区长 6 段溶蚀孔隙占总孔隙的 55.75%，以长石溶蚀为主，岩屑、浊沸石及碳酸盐溶蚀相对少见，长石、岩屑及浊沸石为溶蚀提供反应界面。早成岩期大气淡水淋滤形成的溶蚀孔多被破坏；晚成岩期长 7 段烃源岩热演化产生的有机酸通过微裂缝垂向运移，触发长石颗粒蜂窝状溶蚀；垂向溶蚀孔含量变化（长 6_1 为 42.88%，长 6_2 为 57.34%，长 6_3 为 58.29%）印证了深部有机酸主导机制。

4.2 成岩阶段划分与孔隙演化

4.2.1 成岩阶段划分

成岩阶段划分依据泥岩镜质组、干酪根镜质体反射率测定数据和黏土矿物X-衍射分析结果综合判定。研究区长6段泥岩镜质体反射率(R_O)介于0.8%~1.05%,黏土矿物组成中伊利石含量分布范围为10%~68.27%,伊蒙混层矿物含量为6.33%~40.28%,高岭石含量为2.8%~19.33%,绿泥石含量范围为9.37%~84%,且伊蒙混层中蒙皂石层(S层)含量普遍低于25%。结合储层岩石学特征、成岩作用类型及碎屑岩成岩阶段划分标准,综合镜质体反射率、黏土矿物组合(尤其是伊蒙混层中S层<25%的特征)及区域成岩演化背景,推断研究区长6段储层主体处于中成岩阶段A期,部分样品显示出向中成岩阶段B期过渡的特征(增强出版附件1表1)。

4.2.2 孔隙演化

孔隙演化方面,研究区长6段砂岩的现今孔隙系统是原生孔隙经历多阶段成岩改造后的综合产物。为系统阐明长6段砂岩孔隙演化机制,本研究依托丰富的物性测试数据及薄片观察资料,对不同成岩作用在孔隙生成与损失过程中的贡献进行了定量评价。

1)成岩过程中孔隙演化的定量分析方法

①初始孔隙度恢复

砂岩初始孔隙度(Φ_1)的恢复是定量评价孔隙演化过程的基础。依据式(1)[21]进行计算。

$$\Phi_1 = 20.91 + 22.90/S_0, \quad (1)$$

其中,S_0为特拉斯克分选系数[$Trask = (Q_1/Q_3)^{1/2}$];Q_1、Q_3分别为砂岩颗粒粒径概率累积频率为25%和75%处的粒径大小。岩石颗粒粒径大小通常由图像粒度资料获得。

②压实作用损失孔隙度

压实作用对原生孔隙的破坏程度可通过压实后剩余粒间孔隙度(Φ_2)、压实损失孔隙度和压实孔隙度损失率来评价,计算公式见式(2)、(3)、(4)。

$$\Phi_2 = [(\text{粒间孔面孔率} + \text{胶结物容孔面孔率})/\text{总面孔率}] \times \text{物性分析孔隙度} + \text{胶结物含量}, \quad (2)$$

$$\text{压实损失孔隙度} = \Phi_1 - \Phi_2, \quad (3)$$

$$\text{压实孔隙度损失率} = \frac{(\Phi_1 - \Phi_2)}{\Phi_1}, \quad (4)$$

其中,粒间孔面孔率通过薄片镜下观察测得(%);胶结物含量为样品岩矿分析可得(%);物性分析孔隙度为岩心实测孔隙度值(%)。

③胶结作用损失孔隙度

胶结作用对砂岩孔隙的破坏效应则通过胶结后剩余粒间孔隙度(Φ_3)、胶结损失孔隙度和其孔隙度损失率来量化,计算公式见式(5)、(6)、(7)。

$$\Phi_3 = (\text{粒间孔面孔率}/\text{总面孔率}) \times \text{物性分析孔隙度}, \quad (5)$$

$$\text{胶结损失孔隙度} = \Phi_2 - \Phi_3, \quad (6)$$

$$\text{胶结孔隙度损失率} = (\Phi_2 - \Phi_3)/\Phi_1, \quad (7)$$

④溶蚀作用增加孔隙度

溶蚀作用增加的孔隙度(Φ_4)通常指溶蚀产生的那部分储集空间,计算公式见式(8)。

$$\Phi_4 = (\text{次生孔隙面孔率}/\text{总面孔率}) \times \text{物性分析孔隙度}。 \quad (8)$$

2)研究区长6段砂岩孔隙度演化定量分析

基于前述孔隙演化定量分析方法,依次计算了各成岩作用阶段的孔隙度演化率。研究区长6段砂岩储层的初始孔隙度值为39.47%,经压实作用后,孔隙度降至16.25%,压实损失孔隙度为23.22%,损失率高达58.83%,表明压实作用强烈。胶结作用造成孔隙度损失10.51%,损失率为26.63%。溶蚀作用形成的次生孔隙使孔隙度增加了3.02%,孔隙率提升7.65%。综合上述作用,计算得出长6段砂岩地层现今孔隙度为8.76%,与实测平均孔隙度8.70%相比,误差为0.7%。

5 储层致密化的主控因素

孔隙度演化研究揭示,研究区长6段砂岩储层原始孔隙度为39.47%,而现今实测孔隙度仅为8.76%。机械压实与胶结作用的综合效应导致原始孔隙度损失率高达85.46%,这是研究区孔隙损失的最主要和最直接的成因。因此,促进压实作用和胶结作用的因素将成为储层致密化的主要成因。

5.1 促进压实作用的主要因素

机械压实作用导致研究区长6段砂岩孔隙度损失率高达58.83%,这是原生孔隙度衰减的最主要成因。如此强烈的压实作用归因于岩石自身性质与外力作用的共同作用。

5.1.1 碎屑成分及颗粒结构是引起强烈压实的先天因素

薄片及图像粒度资料显示,研究区长6段砂岩储层中长石和岩屑作为不稳定的碎屑矿物,平均含量达42.45%,最高可达66%。高含量的不稳定成分

会削弱地层的承压能力，使其更容易被压实而形成致密储层。研究区长 6 储层砂岩以细砂岩为主（占 63.52%），粉砂岩次之（占 24.85%），这类细粒沉积物原始孔隙度较低，在强烈机械压实作用下物性进一步恶化，易形成低孔超低渗储层。

5.1.2　埋藏较深和构造作用是促进压实的后天因素

研究区长 6 段具有复杂的埋深演化背景。延长组地层经历抬升剥蚀后，现今埋深差异显著，分层数据显示，研究区长 6 段埋深范围为 1 020~2 070 m，平均埋深达 1 360 m。而在早白垩世末，延长组地层未经历抬升剥蚀前，埋深达到最大值（2 400~2 800 m），远超现今埋深。埋藏深度是控制机械压实强度的关键因素，也是研究区储层致密化的最主要外部因素。

研究区位于陕北斜坡与渭北隆起的构造交汇带，长 6 沉积时期，研究区正值秦岭造山带构造活动活跃期。频繁的构造运动对储层物性具有双重影响，既拉伸地层形成微裂缝，又对地层产生强烈挤压，促进致密化。

5.2　促进胶结作用的主要因素

胶结作用造成原始孔隙度损失 26.63%，研究区长 6 段胶结物总含量最高可达 35%，当胶结物含量超过 15%，即可有效堵塞孔喉。高含量的伊利石、碳酸盐胶结物（>4%）及绿泥石充填物，是加剧地层致密化的主因。

综上所述，研究区长 6 段储层致密化的主要影响因素包括：碎屑中富含长石和岩屑、细砂–粉砂岩主导的细粒沉积、深埋藏环境、频繁的构造活动以及高含量的伊利石、碳酸盐和绿泥石胶结物。

5.3　沉积微相对成岩与致密化的控制

研究区长 6 段发育的湖相重力流沉积体系包含砂质碎屑流、浊流和砂质滑塌变形体三种主要微相类型。不同微相在沉积时的粒度、分选、塑性组分含量、杂基含量及早期黏土膜发育程度等方面存在系统性差异（表 2）。

表 2　不同重力流微相的成岩参数对比

微相类型	平均粒度中值/μm	塑性岩屑含量/%	压实损失率/%	伊利石相对含量/%	溶蚀增孔量/%	平均孔隙度/%	平均渗透率/(10^{-3} μm²)
砂质碎屑流	165	8.20	52.30	72.40	3.80	10.20	0.16
砂质滑塌体	132	11.50	58.10	76.80	2.60	8.50	0.11
浊流	86	17.30	64.70	83.50	1.80	6.90	0.06

注：表中数据基于研究区 230 个铸体薄片及物性测试结果统计。

5.3.1　砂质碎屑流—抗压实+溶蚀补偿型

砂质碎屑流沉积体是研究区储集性能最优的微相类型（图 2，孔隙度主峰 9%~11%，渗透率（0.1~0.2）×10^{-3} μm²）。其沉积特征为：粒度相对较粗（以细砂为主，中值>150 μm）、分选中等—较好、塑性岩屑含量相对较低（<10%）、杂基含量低（<5%）。这些原始组构特征决定了其成岩演化路径：

压实作用相对减弱：较粗粒度和较好分选使颗粒支撑结构更稳定，抗压实系数高。定量统计显示，砂质碎屑流储层的压实孔隙度损失率为 52.3%，显著低于浊流储层的 64.7%（表 2）。镜下可见颗粒以点—线接触为主，塑性颗粒变形程度较低。

早期绿泥石环边发育：砂质碎屑流沉积环境具有适度的水动力条件和充足的铁镁离子供给，有利于在早成岩期形成孔隙衬垫型绿泥石（含量 5%~8%）。该环边有效抑制了石英次生加大和压溶作用，是原生孔隙保存的关键。

溶蚀作用强烈：较粗的粒度和较好的分选为成岩流体提供了良好的输导通道。来自长 7 段烃源岩的有机酸优先沿砂质碎屑流砂体运移，触发长石颗粒的溶蚀作用。砂质碎屑流储层的溶蚀增孔量平均为 3.8%，高于全区平均值（3.02%）。

综上，砂质碎屑流以“粗粒支撑→绿泥石环边保护→流体通道畅通→溶蚀补偿”的成岩路径，实现了相对高孔高渗储集空间的保存。

5.3.2　浊流—强压实+致密胶结型

浊流沉积体是研究区储集性能最差的微相类型（图 2，孔隙度普遍<9%，渗透率<0.1×10^{-3} μm²）。其沉积特征为：粒度细（粉砂—极细砂为主，中值<100 μm）、分选差、塑性岩屑（云母、千枚岩屑等）含量高（>15%）、杂基含量高（>8%）。这些特征决定了其成岩致密化路径：

压实作用极端强烈：高含量的塑性组分在差异压实过程中发生蠕变变形，形成假杂基充填粒间孔隙。镜下常见云母弯曲、撕裂及颗粒呈线—凹凸接触。浊流储层压实孔隙度损失率高达 64.7%，是砂质碎屑流的 1.24 倍（表 2）。

胶结作用以破坏性为主：浊流储层中伊利石含量

普遍偏高(占黏土矿物>80%),且以桥接状、丝缕状形式发育。其原因在于:浊流沉积的细粒、富云母组分在成岩过程中释放大量K^+,促进了伊利石的形成。桥接状伊利石直接堵塞喉道,使渗透率损伤率超过95%。

溶蚀作用受限:细粒、分选差的浊流砂体孔隙结构复杂,孔喉半径小,成岩流体运移受阻,溶蚀作用主要限于长石颗粒边缘,溶蚀增孔量仅1.5%~2.0%,远低于砂质碎屑流。

浊流储层以"细粒+塑性组分→压实坍塌→伊利石桥接致密→流体阻塞→溶蚀微弱"的路径,演化为超低孔超低渗致密储层。

5.3.3 *砂质滑塌变形体——过渡型*

砂质滑塌变形体的物性介于上述两类之间(图2)。其沉积特征为:沉积时经历了滑动—滑塌改造,原始组构发生一定程度的变形,但整体仍保留砂质碎屑流的粒度特征。成岩响应表现为:压实损失率中等(约58%),绿泥石环边部分破坏,溶蚀作用中等(增孔约2.5%),最终物性呈过渡特征。

5.3.4 *沉积—成岩耦合模式及勘探启示*

综合上述分析,研究区长6段湖相重力流致密储层的沉积—成岩耦合致密化模式可概括为:

砂质碎屑流:粗粒+好分选+低塑性→弱压实+绿泥石环边保护+强溶蚀→相对优质储层

浊流:细粒+差分选+高塑性→强压实+伊利石桥接+弱溶蚀→超致密储层

这一耦合关系对勘探具有明确指导意义:砂质碎屑流砂体是寻找相对高孔高渗"甜点"的首选目标;而浊流砂体尽管分布广泛,但成岩致密化程度过高,需结合裂缝发育区进行综合评价。

6 结论

1)储层孔隙以长石溶蚀孔和残余原生粒间孔为主,溶蚀作用是改善储集性能的关键。长石含量高、溶蚀作用强的构造-岩相带是寻找相对高孔隙带的首要目标。

2)不同重力流微相通过原始组构差异控制了成岩响应路径。砂质碎屑流以"粗粒+绿泥石环边+强溶蚀"实现相对优质储层;浊流以"细粒+高塑性+伊利石桥接+弱溶蚀"演化为超致密储层。勘探应优先聚焦于砂质碎屑流砂体发育区。

3)研究区储层主体处于中成岩A期,部分样品显示出向中成岩阶段B期过渡的特征,表明烃类充注可能与溶蚀等增孔作用同期或稍晚发生。勘探中应优先聚焦于处于中成岩A期、溶蚀增孔效应明显的区块,其储层物性与油气充注匹配度可能更佳。

特别提醒:本文的附件材料见知网增强出版附件。

参考文献:

[1]贾承造,邹才能,李建忠,等. 中国致密油评价标准、主要类型、基本特征及资源前景[J]. 石油学报,2012,33(3):343-350.

[2]邹才能,朱如凯,吴松涛,等. 常规与非常规油气聚集类型、特征、机理及展望:以中国致密油和致密气为例[J]. 石油学报,2012,33(2):173-187.

[3]刘显阳,李士祥,周新平,等. 鄂尔多斯盆地石油勘探新领域、新类型及资源潜力[J]. 石油学报,2023,44(12):2070-2090.

[4]张茜,杨剑羽,张帆,等. 鄂尔多斯盆地延安气田西区盒$_8$段储层特征及其定量评价[J]. 延安大学学报(自然科学版),2025,44(3):35-42.

[5]李凡,闫肃. 特低渗透砂岩储层成岩作用对储层性能影响[J]. 延安大学学报(自然科学版),2021,40(3):43-48.

[6]葛毓柱,钟建华,李勇,等. 鄂尔多斯盆地富县地区三叠系延长组长8—长6油层组类眼状构造成因探讨[J]. 古地理学报,2015,17(6):797-804.

[7]舒婷,刘桂珍,郭健. 鄂尔多斯盆地华庆地区长63重力流沉积特征[J]. 地质科技通报,2023,42(6):140-150.

[8]蒋天昊,宋方新,邓宝康,等. 鄂尔多斯盆地吴起油田长6油层组沉积微相特征及其对储层的控制[J]. 西北地质,2020,53(4):130-139.

[9]苏学龙,张景军,郝婉琳,等. 低渗储层多参数表征及综合分类评价研究:以鄂尔多斯盆地南部区块长6油层组为例[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2026,56(4):1162-1183.

[10]金祥纯,杜猛,郝春联,等. 鄂尔多斯盆地长6段储层特征及CO_2驱提高采收率实验研究[J]. 油气地质与采收率,2025,32(1):125-137.

[11]张茜,孙卫,任大忠. 鄂尔多斯盆地华庆地区长63储层成藏期孔隙度定量演化及致密成因机理[J]. 地质与勘探,2017,53(4):807-817.

[12]李剑锋,李相博,马博,等. 鄂尔多斯盆地南部三叠系延长组孢粉相及其沉积古环境恢复[J]. 石油学报,2024,45(7):1092-1103.

[13]萧高健,骆杨,刘洪平. 鄂尔多斯盆地南部彬长区块延长组长6—长7段深水重力流沉积特征分析[J]. 地质科技通报,2023,42(2):69-82.

[14]庞军刚,常梁杰,国吉安,等. 鄂尔多斯盆地南部延长组湖相水道-朵状体浊积扇沉积模式[J]. 西北大学学报(自然科学版),2022,52(1):144-158.

[15]李元昊. 鄂尔多斯盆地晚三叠世事件沉积类型、特征及

主控因素[C]//中国矿物岩石地球化学学会岩相古地理专业委员会，International Society of Palaeogeography，中国矿物岩石地球化学学会沉积学专业委员会，中国地质学会沉积地质专业委员会，中国地质学会地层古生物专业委员会. 第十八届全国古地理学及沉积学学术会议摘要集. 西安石油大学地球科学与工程学院；西安石油大学陕西省油气成藏地质学重点实验室，2025：140-141. DOI：10.26914/c.cnkihy.2025.064776.

[16]孙宁亮，钟建华，倪良田，等. 鄂尔多斯盆地南部上三叠统延长组物源分析及热演化[J]. 中国地质，2019，46(3)：537-556.

[17]郭轩豪，谭成仟，赵军辉，等. 成岩作用对致密砂岩储层微观结构的影响差异：以鄂尔多斯盆地姬塬和镇北地区长7段为例[J]. 天然气地球科学，2021，32(6)：826-835.

[18]王艳清，宋光永，李森明，等. 咸化湖相碎屑岩胶结特征及水体盐度对胶结作用的控制[J]. 中国石油大学学报(自然科学版)，2024，48(5)：13-23.

[19]夏晓雨. 鄂尔多斯盆地西南部中-新生代岩石圈热结构及其对构造热演化差异性的制约[D]. 西安：西北大学，2020.

[20]国家经济贸易委员会. SY/T 5477-2003 碎屑岩成岩阶段划分[S]. 北京：石油工业出版社，2003.

[21]EHRENBERG S N. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: Discussion; compaction and porosity evolution of Pliocene Ventura Basin, California: DISCUSSION[J]. AAPG Bulletin, 1989, 73(10): 1274-1276.

[责任编辑　张　香]

The diagenetic characteristics of the lacustrine gravity flow tight reservoir in the Long 6 section of the southern Ordos Basin

YANG Shasha*, XU Yugang, NAN Kevin, WANG Yirui, LIU Mengmeng

(School of Petroleum Engineering and Environmental Engineering, Yan'an University, Yan'an 716000, China)

Abstract: The Long 6 strata of the southern part of the Ordos Basin, which are lacustrine gravity flow reservoirs, are typical dense sandstone reservoirs. The diagenetic characteristics of these reservoirs have significant impacts on reservoir properties and oil/gas exploration. Based on analysis methods such as rock thin sections, petrographic thin sections, and scanning electron microscopy, this study systematically investigated the petrological characteristics, properties, and diagenetic evolution process of this reservoir. The results show that the rock types of the Long6 strata in the study area are mainly lithic feldspar sandstone and feldspar lithic sandstone. The reservoir has low porosity and ultra-low permeability characteristics. The pore system has a composite diagenetic and dissolution origin, with mainly feldspar dissolution pores and primary interparticle pores as the main types. It has undergone diagenetic processes such as compaction, cementation, and dissolution. The reservoir is currently mainly in the middle diagenetic stage A, and some samples show transitional characteristics towards stage B. The compaction of the reservoir is controlled by the coupling of sedimentation and diagenesis: the sand-sized debris flow has relatively optimal properties due to coarse grain size, good sorting, early development of chlorite rimming, and strong dissolution; turbidite is the most dense due to fine grains, high plastic components, and illite bridging cementation; mechanical compaction and cementation lead to a pore loss rate of up to 85.46%, and dissolution increases porosity by 3.02%; factors promoting compaction include high content of feldspar and lithic particles in the debris, fine sand-powder sand deposition, deep burial, frequent tectonic activities, high content of illite, carbonate, and chlorite cement. The research results provide key geological basis for the evaluation of dense reservoirs and oil/gas exploration in the southern part of the Ordos Basin.

Key words: Ordos Basin; Long 6 strata; lacustrine gravity flow; diagenesis