湖相泥页岩层系富有机质形成与烃类富集——以长7为例

刘全有^{1,2*}, 李鹏^{1,2}, 金之钧^{1,2,3†}, 孙跃武⁴, 胡广⁵, 朱东亚^{1,2}, 黄振凯^{1,2}, 梁新平^{1,2,3}, 张瑞³, 刘佳宜^{1,2}

1. 页岩油气富集机理与有效开发国家重点实验室, 北京 102206;

2. 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 102206;

3. 北京大学能源研究院, 北京 100871;

4. 吉林大学古生物学与地层学研究中心, 长春 130026;

5. 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610500

* 通讯作者, E-mail: liuqy.syky@sinopec.com

† 通讯作者, E-mail: jinzj1957@pku.edu.cn

收稿日期: 2021-03-29; 收修改稿日期: 2021-07-06; 接受日期: 2021-07-22; 网络版发表日期: 2021-10-20

国家自然科学基金项目(批准号: 41625009、U20B6001、42002139、42090025)、中国科学院战略性先导科技专项A类项目(编号: XDA14010404)和腾讯科学探索奖资助

摘要 继海相页岩气之后, 陆相页岩油成为中国非常规油气的重要勘探领域. 但湖相泥页岩形成环境完全不同于海相页岩, 导致有机质形成和储集体构成不同, 其含油气性和烃类流动性也不同. 本文以鄂尔多斯盆地延长组长7段页岩层系为例, 剖析了湖相泥页岩形成过程中火山活动对古生产力、保存条件的影响, 发现火山喷发之前发育藻类、细菌, 而喷发之后, 细菌数量下降但藻类较为繁盛, 反映了火山活动提高了古生产力; 同时, 火山活动输入的硫酸盐促使了微生物硫酸盐还原作用发生, 产生的 H_2S 使得水体形成强还原环境, 有利于有机质保存. 有机地球化学分析表明, 泥页岩层系中黑色页岩总有机碳含量高, 生烃潜力强, 而凝灰岩总有机碳含量低, 基本不具备生烃能力, 说明火山活动沉积的凝灰岩不能作为有效烃源岩. 在储集空间上, 泥页岩主要呈现为纹层型和分散型, 孔隙为有机孔和无机孔, 有机孔发育程度受热成熟度影响, 而无机孔主要包含碎屑颗粒和胶结物晶间孔缝; 凝灰岩以杂基支撑为主, 伴有蚀变, 其孔隙包括矿物粒间孔、矿物粒内孔; 致密砂岩孔隙发育受压实作用、胶结作用和溶蚀作用影响, 孔隙类型主要为粒内孔和粒间孔. 长7段湖相泥页岩层系普遍含油, 但不同岩性排油效率不同, 砂岩排油效率最好, 泥页岩最差, 其主要受孔径分布、流体性质、岩石润湿性的影响. 因此, 湖相泥页岩层系页岩油开发应主要集中在含有夹层的泥页岩层系, 而泥页岩段有机质与烃类互溶作用使得烃类可动性差, 开发难度大.

关键词 湖相泥页岩, 富有机质, 火山活动, 孔隙结构, 含油性

中文引用格式: 刘全有, 李鹏, 金之钧, 孙跃武, 胡广, 朱东亚, 黄振凯, 梁新平, 张瑞, 刘佳宜. 2022. 湖相泥页岩层系富有机质形成与烃类富集——以长7为例. 中国科学: 地球科学, 52(2): 270–290, doi: [10.1360/SSTe-2021-0081](https://doi.org/10.1360/SSTe-2021-0081)

英文引用格式: Liu Q, Li P, Jin Z, Sun Y, Hu G, Zhu D, Huang Z, Liang X, Zhang R, Liu J. 2022. Organic-rich formation and hydrocarbon enrichment of lacustrine shale strata: A case study of Chang 7 Member. Science China Earth Sciences, 65(1): 118–138, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9819-y>

1 前言

随着北美Williston盆地Bakken组、德克萨斯南部Eagle Ford组以及Fort Worth盆地Barnett组页岩油的成功勘探开发,页岩油已经改变了美国能源结构,并对世界能源格局产生了深远影响(Hill等, 2007; Miller等, 2008; Mullen, 2010). 中国富有机质泥页岩分布广泛,不仅能够形成丰富的常规油气资源,而且页岩层系内部滞留丰富的页岩油气资源(蒋启贵等, 2016). 准噶尔盆地二叠系芦草沟组、鄂尔多斯盆地三叠系延长组、四川盆地侏罗系自流井组、松辽盆地白垩系青山口组和渤海湾盆地古近系沙河街组等页岩层系中已取得多点突破(宋岩等, 2017; 金之钧等, 2019).

页岩油是指蕴藏在富有机质页岩层系内的石油资源,包括泥页岩孔隙和裂缝中和泥页岩层系中致密碳酸岩或碎屑岩等夹层中的石油资源,其开发需要使用水平井和压裂改造技术才能得以实现(金之钧等, 2019). 富有机质页岩层系既是油气形成的物质基础,也是页岩油赋存和勘探开发的目的层系(Tourtelot, 1979; Demaison和Moore, 1980; Klemme和Ulmishek, 1991; 蔡进功等, 2007; Jiang等, 2009),因此,富有机质页岩的形成得到了国内外学者的极大关注(Gordon等, 2014; Lazar等, 2015; Zou等, 2015, 2016).

富有机质页岩的形成与演化是一个长时间的复杂地质过程,在此过程中,有机组分扮演着重要的角色,无机组分也在有机质和油气的形成过程中起重要作用,如水、黏土矿物、过渡族金属元素等都可以作为反应物或催化剂(刘全有等, 2019). 研究表明,国内外主要页岩层系普遍伴生火山灰层(Liu等, 2021),如美国Williston盆地上泥盆-下石炭统Bakken组(Dennison和Textoris, 1970)、Appalachian盆地中泥盆统Marcellus组(Hayward, 2012)、Gulf Coast盆地上白垩统Eagle Ford组(Robison, 1997; Duggen等, 2007; Lee等, 2018)、俄罗斯西西伯利亚的泥盆-石炭系Bazhenov组(Shaldybin等, 2019; Liang等, 2020)、阿根廷Neuquen盆地侏罗系Vaca Muerta组(Kietzmann等, 2014)等. 在国内中生代陆相含油气盆地中,富有机质页岩形成过程中也普遍伴有火山活动(赵岩和刘池阳, 2016),如松辽盆地青山口组(高有峰等, 2008; Lee等, 2018)和营城组(单玄龙等, 2014)、渤海湾盆地沙河街组(杜景霞等, 2014)、鄂尔多斯盆地延长组(邱欣卫等, 2009; 张

文正等, 2009)、三塘湖盆地哈尔加乌组(李光云等, 2010)和卢草沟组(吴林钢等, 2012)、四川盆地龙马溪组(Zhao等, 2015)等.

关于有机质富集的机制,一直存在“生产力论”与“保存论”两大模式之争. “生产力论”的学者提出极高的生产力和由其引发的海洋缺氧是富有机质沉积的主要条件(Kuypers等, 2002; Leckie等, 2002; 李鹏等, 2021). 持有“保存论”观点的学者认为富有机质沉积是大洋缺氧的结果,强调缺氧的沉积环境对有机质富集的重要影响(Demaison和Moore, 1980; Mort等, 2007; Shen等, 2011; Zhang等, 2014; Zhang等, 2017; 李鹏等, 2021). 火山活动是影响生物种群演化和环境变迁的一种潜在的地质营力(Rampino和Stothers, 1988; Olsen, 1999; Wignall, 2001; 赖小东等, 2010),但其对富有机质形成起到怎样的作用,仍然存在较大争议. 有些学者认为,火山物质进入到湖泊和海洋等水体中,诸多无机元素的加入会促使水体中生物的勃发或死亡,进而影响古生产力(Duggen等, 2007; Dong等, 2010; 赵岩和刘池阳, 2016);也有学者认为,火山活动释放的可溶性气体,如 H_2S 、 SO_2 、 CO_2 等,以酸雨的形式进入水体中,会使水体分层并导致底部缺氧,有利于有机质的保存(Wignall, 2001; 单玄龙等, 2014). Liu等(2021)通过对国内外含凝灰岩富有机质泥页岩研究认为,火山活动提供的营养元素提高了古生产力,而火山活动输入的硫酸盐触发了微生物硫酸盐还原作用(bacterial sulfate reduction, BSR),虽然消耗部分有机质,但产生的强还原环境更有利于有机质的保存.

鄂尔多斯盆地长7段页岩中普遍夹持多层凝灰岩,指示着页岩沉积期伴随着强烈的火山活动(Yuan等, 2019; Sun等, 2020; Liu等, 2021). 凝灰岩层数越多,富有机质页岩厚度越大,在远离物源的深湖区,长7段底部的凝灰岩累计厚度与富有机质页岩厚度呈良好的正相关关系(张文正等, 2009; 李登华等, 2014; 王建强等, 2017). 鄂尔多斯盆地三叠系延长组长7段富有机质泥页岩的广泛发育,使其具有丰富的页岩油资源,保守评估其资源量超亿吨(杨华等, 2016; 付金华等, 2019). 因此,鄂尔多斯盆地长7段富有机质页岩的形成和烃类富集的研究对含凝灰岩页岩层系中页岩油的有效勘探与开发具有重要指示意义和参考价值. 故本文以长7段为例,综述火山活动对富有机质页岩形成和成烃生物的影响,揭示不同类型岩石生烃潜力和储集

空间类型, 明确不同岩性孔隙分布和烃类流体的可动性, 分析含凝灰岩富有机质页岩层系页岩油富集机理。

2 地质概况

鄂尔多斯盆地处于华北板块西部, 北临阴山造山带, 南至秦岭造山带, 西接贺兰山-六盘山, 东抵吕梁山。鄂尔多斯盆地是中国乃至东亚最稳定的构造单元之一(王香增等, 2012), 盆地内部构造属性具有“整体升降、平起平落”的克拉通内盆地属性和特征(杨华和张文正, 2005; 刘池阳等, 2006)。根据现今盆地的构造形态特征, 将鄂尔多斯盆地划分为六个二级构造单元, 分别是伊蒙隆起、伊陕斜坡、渭北隆起、晋西挠褶带、天环凹陷、西缘逆冲带(图1)。盆地内油气主要分布于伊陕斜坡构造单元上。

鄂尔多斯盆地在中新生代时期是华北古生代克拉通之上发育的淡水陆相盆地(张文正等, 2008; 王若谷等, 2013; Qiu等, 2014)。晚三叠世, 鄂尔多斯盆地经历了由浅海沉积向陆相湖盆沉积的根本性转变(李鹏等, 2021)。延长期主要发育一套湖相碎屑岩沉积, 自上而下可进一步划分为10期(长1~长10)(付金华等, 2019)。长7段沉积期, 湖盆发育达到鼎盛期, 水体也明显加深, 最大水深超过60m, 湖盆半深湖-深湖范围达 $6.5 \times 10^4 \text{ km}^2$, 发育一套富有机质泥页岩及三角洲-重力流的细粒砂岩沉积(Zhao等, 1996; Hanson等, 2007; 张文正等, 2008; 张文正等, 2009; 李鹏等, 2021)。长7段岩石类型主要由碎屑岩组成, 包括泥岩、油页岩、凝灰岩、粉-细砂岩及其过渡类型, 泥质含量较高, 矿物成分复杂, 压实作用强烈(陈转转等, 2014)。

受沉积环境控制, 鄂尔多斯盆地长7段不同岩性的页岩油储层在平面上分带分布规律明显(邹才能等, 2009)。根据岩性组合及沉积旋回变化特征, 长7段自下而上可进一步细分为长7₃、长7₂和长7₁等3个亚段, 其中湖盆在长7₃亚段达到鼎盛期, 分布面积最大, 沉积一套夹薄层砂岩的富有机质泥页岩(付金华等, 2019)。由长7₃期至长7₁期, 盆地持续抬升, 湖盆面积逐渐减小。受三角洲及重力流沉积体系控制, 长7₂亚段和长7₁亚段沉积了多套大面积分布的细粒砂岩, 局部地区也发育富有机质页岩(袁选俊等, 2015; 付金华等, 2019)。长7页岩有机质主要来源于水生浮游植物(杨华和张文正, 2005; Zhang等, 2016), 缺乏陆源有机成分(张文正

等, 2015)。

长7段页岩层系是目前重点研究层位, 发育多套岩性组合, 主体以大段泥页岩夹砂岩为主, 同时以夹多层凝灰岩为其重要特征。火山凝灰岩指示着地质历史时期的火山活动, 这些地质作用可能有助于盆地内部各种矿物形成与富集(赖小东等, 2010)。火山活动对鄂尔多斯盆地深湖期优质烃源岩的形成可能有一定的触动作用。故本文从岩石学、有机地球化学和元素地球化学多方面分析了长7页岩层系内不同岩性的差异, 特别是对凝灰岩地质特征进行针对性分析。

3 富有机质形成机理与生烃潜力

3.1 含凝灰岩富有机质泥页岩形成机理

众所周知, 优质烃源岩形成的基本条件是古生代生产力和有机质的良好保存条件。火山活动是导致全球气候变化和生物种群灭绝的一种潜在的地质营力(Rampino和Stothers, 1988; Olsen, 1999; Wignall, 2001; 赖小东等, 2010), 而气候变化和生物种群灭绝均对有机质的富集和保存有重要影响。富有机质页岩形成与火山活动存在着一定的内在联系(Lee等, 2018; Zhang等, 2018; Liu等, 2021)。

3.1.1 火山活动对生产力的影响

火山活动可以为生物生存提供特殊环境, 从而提供额外的生油母质(赵岩和刘池阳, 2016)。火山物质中的氮、磷、铁、钙等生命营养元素进入水体之中, 会发生水解作用, 为正常的底栖生物(如藻类等)提供养料, 促进水生生物繁盛(金强和翟庆龙, 2003; Duggen等, 2007; Dong等, 2010; 赵岩和刘池阳, 2016)。火山喷发出的火山灰与气体(如 SO_2 、 HCl 、 HF)、气溶胶(如硫酸)发生反应, 在火山灰颗粒表面形成厚度小于10nm的薄层盐膜, 主要由硫化物、卤化物等组成的(Delmelle等, 2007), 入水后迅速溶解, 使得营养物质浓度快速增加, 沉积的火山灰厚度与释放的营养物质浓度具有正相关关系, 适量沉降的火山灰能促进藻类勃发(李登华等, 2014)。Duggen等(2007)的实验表明: 当一层厚度为1mm、面积为 1 dm^2 的火山灰(约20g)沉降到相当于透光层厚度(约50m深)的相同面积水柱中, 可大幅增加水体中营养物质的浓度, 其中Fe浓度可增加 $0.4 \sim 2.4 \text{ nmol L}^{-1}$, Zn浓度可增加 $0.1 \sim 1.1 \text{ nmol L}^{-1}$, 而

图1 鄂尔多斯盆地晚三叠世沉积相展布(左)及Y1011井岩性柱状图(右)

据Zou等(2012)、王建强等(2015)、Yang等(2017). GR为自然伽马测井, 单位是API; SP为自然电位测井, 单位是mV

正常海水中Fe和Zn的平均含量普遍小于 0.5nmol L^{-1} (李登华等, 2014). 海洋浮游植物、藻类以及其他陆生及水生维管植物中存在一种以内盐形式存在的有机化合物二甲基巯基丙酸(化学式为 $(\text{CH}_3)_2\text{SCH}_2\text{CH}_2\text{COO}$). 海洋藻类通过调节细胞原生质中的二甲基巯基丙酸来适应外部盐度的变化(Wolfe等, 1997). 因此, 藻类的繁盛与水体盐度和含硫量密切相关, 当火山灰和火山喷气导致海水中的营养盐、硫含量较高的时候, 藻类就会大规模繁殖.

鄂尔多斯盆地延长组长7段页岩层系中发育丰富的火山凝灰岩, 以灰色、灰黄色、灰褐色、灰白色为主, 偶见灰绿色, 是火山灰降落湖泊的产物(Haaland等, 2000; Kramer等, 2001; Grevenitz等, 2003; 李鹏等, 2021). 凝灰岩指示的火山活动是鄂尔多斯盆地在三叠纪的一个重要地质事件, 火山喷发导致大气圈、生物

圈、岩石圈多圈层元素交换和转移(李鹏等, 2021). 夹有凝灰岩的页岩中也含有丰富的蓝藻、绿藻、金藻化石(张文正等, 2009, 2011). 凝灰岩薄层富集, 有机质含量变化具有短期的“繁盛-灭绝”特征.

选择鄂南云梦剖面长7段83~87层(厚83.51cm), 作为研究层段, 之下的第80层和其上的第94层有丰富的孢粉化石. 其中的第84层为细砂岩, 第86层为凝灰岩, 锆石U-Pb同位素测年为 $(234.1\pm 2.4)\text{Ma}$. 该凝灰岩层上下都有碳屑. 通过扫描电镜结合能谱分析, 凝灰岩喷发之前的背景沉积中发育藻类、细菌(83层、85层), 凝灰岩喷发之后, 细菌数量下降但藻类较为繁盛(87层)(图2).

除了上述观察到火山灰层前后成烃生物数量上巨大变化外, 更详细的和小尺度上研究发现, 火山活动对成烃生物发育过程的影响实际上是非常复杂的. 首先

在有机质丰度上, 火山活动早期有利于有机质富集, 而火山活动期间有机质丰度减少, 但火山活动之后的有机质丰度明显高于火山活动之前. 例如云梦山剖面第15段含火山灰页岩层的火山灰层的底部存在明显的蓝细菌密集层(图2); 而紧邻这层蓝细菌密集层之上, 同样是火山灰层, 但其内部观察到的有机质含量显著减少, 由此可以推断云梦山剖面第15层样品B17中火山灰底部的蓝细菌密集层可能是突发的火山活动和火山灰沉降迅速改变了水体环境和生态环境, 导致蓝细菌死亡, 而不是火山灰刺激了蓝细菌的生长, 因为在

蓝细菌密集层的上部同样是火山灰中却没有观察到大量的有机质. 导致火山灰层的中上部观察到的有机质含量不高的另一种原因可能是大量的火山物质的“稀释”作用. 但火山活动之后即紧邻火山灰层之上的样品B19中, 详细薄片观察发现其有机质纹层相较火山活动之前更加厚且连续, 纹层发育密集程度也更高(图3), 似乎暗示火山灰层仅仅对上覆地层有机质丰度有明显改善, 这可能是与火山灰沉降之后水解释放营养元素导致紧邻之后的初级生产力显著提高有关. 总之, 在火山活动的最开始阶段, 火山活动及其带来的火山物

图2 云梦山剖面凝灰岩上下页岩微化石鉴定对比

图3 云梦山剖面含凝灰岩页岩段有机质纹层变化特征及成烃生物组合特征

质突然改变了沉积环境和生态环境,使得生物大量死亡而发生富集;随着火山活动的进行和火山灰的沉降,大量火山物质倾泻,火山物质的稀释作用占主导地位,使得火山灰沉积期间有机质丰度反而下降;但紧随火山灰沉降之后,有机质丰度明显升高,这可能与火山灰导致初级生产力提高的后效有关。并且火山活动对成烃生物类型也有显著影响。本次研究以云梦山剖面第15层火山灰为例,开展了火山灰前后成烃生物面貌的研究,发现在第15层火山灰之下的B15样品,其成烃生物以孢子、高等植物碎屑和蓝细菌为主;在第15层火山灰中B17样品同样是以蓝细菌和孢子为主,但孢子含量明显减少;在火山灰之上的B19号样品中以蓝细菌为主,没有观察到孢子(图3)。由此可见,火山活动使得孢子和高等植物组合明显减少,但促进了蓝细菌发育。

磷(P)被广泛用于地质时期全球沉积物中古生产力状况的研究(Latimer和Filippelli, 2002; Pujol等, 2006; Algeo等, 2011)。沉积有机质或自生矿物可能会稀释陆源碎屑中的P含量,导致单位质量岩石中的P的绝对含量变低。为了排除这种影响,一般不采用P的绝对含量直接评价古生产力,而是应用P/Ti或P/Al等参数(Latimer和Filippelli, 2002; Algeo等, 2011; 罗情勇等, 2013)。长7段页岩中的P/Ti值分布范围为0.15~3.15,平均0.47;凝灰岩中P/Ti值分布范围为0.03~0.64,平均0.27,仅有页岩的一半左右。从Y1011井含凝灰岩剖面上也可以看出,从下部页岩到凝灰岩层P/Ti值骤然降低,到其上紧邻的页岩中P/Ti值迅速增加,指示古生产力的增加。

来源于生物作用的钡(Ba)称为生物钡(Ba_{bio}),可用

来评价古生产力(Schoepfer等, 2015)。从Y1011井含凝灰岩剖面上可以看出(图4),从凝灰岩下部页岩到凝灰岩段 Ba_{bio} 值骤然降低,到其上紧邻的页岩段 Ba_{bio} 值迅速增加,与P/Ti的判别结果基本一致。页岩段 Ba_{bio} 分布范围为0.001~0.158%,平均0.046%;凝灰岩段普遍为负值,基本没有生物钡。综上所述,受火山活动影响,在凝灰岩沉积期古生产力低,但在凝灰岩沉积之后湖盆生产力迅速恢复,这一现象与泥页岩中蓝藻相对密集分布特征相一致。

3.1.2 火山活动对水体环境的影响

前人研究发现沉积物中总有机碳含量(total organic carbon, TOC)与硫元素含量(total sulfur, TS)的变化具有比较明显的一致性,有机碳与黄铁矿中硫的比值(C/S)可以用来判定沉积环境(Berner和Raiswell, 1984; 李鹏等, 2021)。特别是草莓状黄铁矿的形成与环境有着密切的关系,其形成主要受水体硫酸盐浓度和陆源碎屑中铁含量的影响,发育的形态大小受环境的制约,可用于恢复古海洋的氧化还原状态(Wilkin等, 1996; Zhou和Jiang, 2009)。火山活动在短期内喷出大量的 SO_2 和 H_2S 等含硫气体,通过与大气中或火山喷出的水蒸汽发生一系列光化学反应,形成 H_2SO_4 气溶胶,最终以酸雨的形式进入到水体中,增强水体中 SO_4^{2-} 浓度。 H_2S 也易溶于水,有利于水体呈现强还原环境(Wignall, 2001; 单玄龙等, 2014; 李鹏等, 2021)。

从TOC、TS交会图(图5a)上可以看出,长7段整体上跨越淡水、半咸水、正常海洋三个沉积区域,说明长7段沉积期水体的盐度是发生变化的,淡水、半咸

图4 Y1011井古生产力指标

图5 长7页岩TOC与TS(a)、SRI(b)交会图

水至咸水环境均有分布(李鹏等, 2021)。但是从鄂尔多斯盆地晚三叠世区域地质背景和延长组沉积环境上看, 水体应主要为淡水(袁选俊等, 2015)。在长7段页岩层中, 部分TOC和TS数据点处于现代海洋沉积环境, 说明在沉积过程中外部硫酸盐的介入使得水体盐度增加。这可能与同时期秦岭造山带频繁的火山喷发活动有关。长7段富有机质页岩的露头 and 岩芯表明, 该页岩中存在厘米-微米级的火山灰夹层, 较厚的优质油页岩具有更丰富的火山灰夹层。可以用硫酸盐还原指数(sulfate reduction index, SRI)反映微生物BSR强度(Lallier-Verges等, 1993)。SRI通过初始有机碳含量(硫酸盐还原后的降解有机碳加上剩余有机碳)与剩余有机碳的比值计算(李鹏等, 2021)。

$$SRI = (TOC + C_{loss}) / TOC, \quad (1)$$

其中 C_{loss} 代表在硫酸盐还原作用中被降解的有机碳量:

$$C_{loss} = S(\%) / 1.33. \quad (2)$$

基于上述认识, 用SRI比值反映BSR的强度, SRI值越高指示BSR强度越高(李鹏等, 2021)。长7段页岩SRI与TOC没有明显的相关关系(图5b), SRI指数1~2, 这种变化可能与火山活动注入硫酸盐有关, 主体小于1.375, 说明其硫酸盐还原强度相对较弱。邱欣卫等(2009)研究指出, 在远离凝灰岩沉积中心的深湖中, 长7段底部凝灰岩厚度与富有机质页岩厚度呈正相关。同时, 在长7段页岩中藻类丰富, 在含有凝灰岩的地层中也含有丰富的蓝藻、绿藻和超微化石(张文正等, 2009, 2011)。这些富含有机物的薄层被解释为具有短期的“繁盛-灭

绝”特征, 通常发生在凝灰质薄层附近。由此可见, 长7段凝灰岩对应地质历史中火山活动, 大量营养物质在相对较短时间内注入, 诱发形成水生生物的勃发性繁茂, 在一定时间内形成超富营养的有机质沉降区, 形成较高的古生产力条件。同时, 火山喷发出的大量的 SO_2 和 H_2S 等含硫气体最终以酸雨的形式进入到湖盆中, 使得淡水湖水 SO_4^{2-} 浓度大幅增加。由于淡水环境中硫酸盐平均浓度不到海水中浓度的百分之一(Berner和Raiswell, 1984), 低硫酸盐浓度制约了BSR。当火山活动使得湖水硫酸盐增加, 为BSR提供了充足的硫源, 硫酸盐还原菌(SRB)以各类有机物作为碳源, 以硫酸根离子(SO_4^{2-})为供体, 代谢并产生 H_2S , 促进还原水体的形成(李鹏等, 2021)。SRI指数小于1.375, 说明BSR强度较弱, 对有机质消耗有限。

3.2 富有机质页岩层系有机地球化学特征与生烃潜力

有机质丰度表征烃源岩残余有机质富集程度, 也是油气形成的物质基础, 决定烃源岩的生烃潜力。有机碳含量(TOC)往往是烃源岩有机质丰度的主要评价指标。根据长7段的TOC数据统计分析, 其TOC含量为0.07~25.27%(861块样品), 平均为5.12%。根据不同岩性中TOC数据统计(图6), 泥页岩的TOC含量为0.12~25.27%(733块样品), 平均为5.80%。其中TOC在4~6%区间内分布最多, 其次分布在6~8%, 泥页岩整体TOC较高; 粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、粉砂岩及细砂

图6 泥页岩、凝灰岩与其他岩性TOC含量统计直方图

岩样品, TOC含量为0.32~5.71%(112块样品), 平均为1.27%, 主要小于2%, 其次分布于2~4%之间, 有机质丰度较低; 凝灰岩的TOC含量为0.07~2.44%(16块样品), 平均为0.64%, 其中凝灰岩的TOC主要小于2%, 有机质丰度较低(图6)。

同时, 选取H317井样品进行对比分析, 泥页岩有机碳含量和生烃潜量均较高, TOC含量为1.10%~18.33%, 平均为6.93%, 生烃潜力(S_1+S_2)为1.41~34.58 mg g^{-1} , 平均为11.64 mg g^{-1} , 整体上为最好的烃源岩; 粉砂质泥岩TOC含量为0.52~3.60%, 平均为1.21%, 生烃潜力(S_1+S_2)为0.38~5.30 mg g^{-1} , 平均为1.48 mg g^{-1} , 整体上为中等烃源岩; 凝灰岩地化参数整体较低, TOC含量为0.07~1.31%, 平均为0.49%, 生烃潜力(S_1+S_2)为0.06~6.68 mg g^{-1} , 平均为1.14 mg g^{-1} , 不是有效烃源岩。因此, 火山活动沉积的凝灰岩本身并不能作为有效烃源岩生烃, 但火山活动输入的营养元素和硫酸根等提高了古生产力和水体还原环境, 有利于富有机质的形成和保存, 形成优质烃源岩。

4 富有机质页岩层系储集体特征与类型

4.1 岩石基本特征

长7段可作为页岩油气储集体的岩石类型主要包括砂岩、泥页岩、凝灰岩三大类。不同的岩性矿物组成不同, 使其储集空间类型及孔隙分布特征差异明显, 进而对储层含油性及流体可动性有较强的控制作用。

4.1.1 泥页岩

长7泥页岩具有两种储集岩石类型, 一种为纹层型, 即深色条带状的有机质作为纹层嵌于黏土矿物纹层中, 纹层产状多以波浪状、平行状为主, 有机质富集程度一般较高, 多对应于黑色页岩乃至油页岩; 另一种为分散型, 其特点为有机质呈分散状、繁星状嵌于黏土矿物基质中, 有机质富集程度相对弱于前者, 多对应于暗色泥岩等烃源岩岩性(图7)。

4.1.2 砂岩

通过薄片鉴定及扫描电镜观察等分析, 长7段砂岩成岩作用较为复杂, 包括压实作用、胶结作用和溶蚀作用, 影响了储层孔隙发育和演化。压实作用主要表现为石英、长石、岩屑等刚性颗粒受到上覆压力作用, 当压力超过颗粒的抗压强度时, 在其应力薄弱处发生破裂产生微裂缝, 从而使得碎屑颗粒之间呈线状缝合接触, 甚至凹凸接触(图8a)。在长7段砂岩中自生矿物的胶结作用引起粒间孔隙和喉道的堵塞, 如硅质胶结、碳酸盐胶结和黏土矿物胶结等。长7段砂岩中的硅质胶结以石英次生加大为主, 大多充填于粒间孔隙内或附在碎屑颗粒表面。薄片镜下观察可见, 石英加大主要呈环边状加大, 加大边宽度小于10 μm , 杂

图7 长7段页岩薄片特征

(a) 黑色页岩, 50X(-), H317井, 2439.55m; (b) 块状泥岩, 50X(-), Y56井, 3015.2m

图8 长7段砂岩镜下照片

(a) 线状接触, 10X(-), A173井, 2346m; (b) 硅质胶结作用, 10X(-), J114井, 2277.7m; (c) 碳酸盐胶结作用, 10X(-), H295井, 2139.3m; (d) 绿泥石, H295井, 2139.3m; (e) 书页状高岭石, H295井, 2139.3m; (f) 丝状伊利石, H295井, 2139.3m. (a)~(c) 显微镜下照片, (d)~(f) 扫描电镜照片

基或绿泥石等黏土矿物呈“脉线”发育, 将石英加大边与碎屑颗粒分隔开(图8b). 长7段砂岩中碳酸盐胶结物为铁方解石和铁白云石, 主要为铁方解石(图8c). 胶结作用破坏了原生孔隙, 堵塞孔隙及喉道, 导致砂岩储层物性变差, 大大降低了砂岩储集性能. 通过扫描电镜下观察, 长7段砂岩中绿泥石主要呈针叶状, 以包膜和衬里式的形式发育(图8d). 高岭石主要呈书页状充填于残余原生粒间孔隙及次生溶蚀孔隙中(图8e). 伊利石主要以丝状附着在碎屑颗粒表面(图8f), 堵塞了孔隙喉道, 降低了储层的储集性能, 使储层物性变差. 长7段砂岩储层中长石含量较高, 孔隙流体中有机酸含量增加形成的酸性环境导致长石溶解现象发生, 长石溶蚀多沿着解理缝进行, 形成理内溶孔、铸模孔等大量次生孔隙, 部分溶蚀次生孔隙可以作为储集油气的有效空间.

4.1.3 凝灰岩

长7段凝灰岩薄片鉴别显示, 凝灰岩和泥页岩界面清晰, 凝灰岩以杂基支撑为主, 粒度通常小于2mm, 由玻屑、晶屑和岩屑组成. 晶屑形状从棱角状到椭圆状都有, 分选有好有差, 主要为石英、斜长石, 少量黑云

母和钾长石. 石英颗粒常呈粒状, 斜长石常为长条状, 较少见钾长石, 斜长石边缘常蚀变成黏土矿物(图9). 岩屑常为次圆状, 少量棱角状.

长7段中斑脱岩由凝灰岩蚀变而成, 整体蚀变严重, 石英、长石棱角模糊, 偶见周缘被蚀变的斑晶, 具有质疏松、密度小、强吸附性、遇水迅速膨胀、体积变大等特征. 斑脱岩整体以黏土矿物为主, 偶见的石英晶屑粒度小于0.5mm, 周缘模糊, 已发生蚀变. Y1011井、H317井长7段发现有长条状蚀变斑晶发育于黏土矿物中间, 这些黏土矿物可能对油气的生储层具有重要影响.

4.2 矿物组成特征

矿物岩石分析表明, 长7段中砂岩储层矿物以石英、斜长石和黏土矿物为主, 石英含量介于11.7~49.5%, 平均含量26.1%. 钾长石含量介于2.4~23.2%, 平均为8.2%. 斜长石含量介于13.2~46.2%, 平均含量26%. 方解石含量介于0.2~51.8%, 平均值为15.3%. 黏土矿物总含量介于5.9~50.2%, 平均含量为25.7%(图10a). 泥页岩不同样品矿物种类相差不大, 含量有所变化, 矿物成分以黏土矿物、石英为主, 含有少量碳酸盐

图 9 长7段凝灰岩薄片特征

(a) 黑色页岩+凝灰岩, 50X(-), H317井, 2467.95m; (b) 凝灰岩, 50X(-), Y1011井, 1743.47m

图 10 长7段砂岩、页岩全岩矿物组成直方图

岩和黄铁矿。其中黏土矿物含量最高, 平均含量高达 49.0%; 其次为石英, 平均含量为 25.9%; 还含有黄铁矿、斜长石、白云石, 平均含量依次为 9.0%、9.5%、3.6%(图10b)。

长7段不同岩性黏土矿物分析表明, 砂岩中黏土矿物以绿泥石和伊蒙混层为主, 绿泥石绝对含量介于

1.5~27.6%, 平均为 11%; 伊蒙混层绝对含量介于 0.9~27.1%, 平均为 8.4%; 伊利石绝对含量介于 0.1~6.1%, 平均为 1.8%; 高岭石绝对含量介于 0.8~15.7%, 平均值为 4.5%(图11)。泥页岩黏土矿物中各组分含量不同, 从黏土矿物含量可以看出, 伊蒙混层相对含量最高, 平均含量高达 33.0%; 其次为伊利石和绿泥石, 平均含量分

别为9.4%和3.9%; 高岭石含量较少, 平均含量为2.1%; 样品中均不含蒙脱石。

凝灰岩沉积后通常被蚀变为黏土矿物(Haaland等, 2000)。长7段凝灰岩样品X射线衍射结果显示矿物以黏土矿物伊/蒙混层为主, 黏土矿物含量普遍大于55%; 石英含量相对较高, 大于18%; 菱铁矿占7%(邱欣卫, 2008)。选取Y1011井典型凝灰岩样品进行能谱分析(图12), 结果显示大部分测点为硅铝酸盐矿物和二氧化硅, 铝硅酸盐矿物主要为黏土矿物, 是成岩作用产物, 二氧化硅主要是石英, 结果指示黏土矿物和石英是凝灰岩主要矿物类型, 与前人测试结果一致。还有部分能谱结果显示凝灰岩富集铁矿物, 主要是钛铁矿和磁铁矿, 可能指示着原生的火山灰物质。

4.3 储集空间类型

页岩层系储层亚微米和纳米级孔喉发育比例高, 微观孔喉结构复杂多样。储集层微观孔隙结构精细表征对页岩层系油藏总储量、可采储量和产量具有重要意义。

4.3.1 页岩孔隙类型

在大视域下, 页岩样品仅能观察到富有机质和富黏土矿物的明暗交错纹层, 但基本观察不到孔隙, 说明孔隙非常细微(图13a)。通过缩小视阈、增大分辨率即可以识别微小的页岩孔隙。

页岩孔隙根据成因可划分为有机孔和无机孔, 其

图 11 长7段不同岩性黏土矿物含量直方图

I/S代表伊蒙混层, I为伊利石, K为高岭石, C为绿泥石

图 12 长7段凝灰岩不同矿物能谱图(Y1011井, 1760m)

(a) 伊蒙混层能谱图; (b) 石英能谱图; (c) 钛铁矿能谱; (d) 磁铁矿能谱图

图 13 长7段不同岩性扫描电镜总览图

(a) 页岩, B1井, 1435.39m; (b) 砂岩, H221井, 2203.7m; (c) 凝灰岩, H317井, 2459.6m

中有机孔主要是指有机质在热演化过程中生烃后因水分减少而出现收缩作用所形成的孔隙(Loucks等, 2009); 无机孔是指与无机矿物相关的孔隙, 主要有粒间孔、粒内孔和溶蚀孔3种类型(吴颖, 2018)。

(1) 有机孔. 长7页岩有机孔形态多样, 具有蜂窝状、近圆形、椭圆形等多种形态, 孔径主要在5~350nm. 有机孔常成群发育, 一些相互连接的有机孔形成复杂的孔隙网络; 一些有机孔二维空间上看起来仿佛是孤立孔隙(图14a), 但在三维空间上是相互连通的(Sondergeld等, 2010; 吴颖, 2018). 长7页岩有机孔的发育具有较强的非均质性, 受热演化程度影响, 有相当部分有机质中不发育孔隙(图14b)。

(2) 无机孔. 长7页岩样品中无机孔主要分三类。一

类通常是石英、长石等碎屑颗粒与黏土矿物或杂基之间的孔隙, 该类孔隙常呈线型或者长轴型, 孔径范围多在几十纳米(图14c、14d)。第二类是草莓状黄铁矿等矿物集合体的晶粒之间存在的少量晶间孔缝, 缝隙边缘较为平整, 相互之间有一定的连通性(图14e)。第三类是溶蚀作用导致的微孔隙(图14f), 孔径相对较大, 最大可达几微米(吴颖, 2018)。

4.3.2 砂岩孔隙类型

在大视域下, 砂岩样品非常致密, 颗粒间紧密接触, 能观察到矿物中溶蚀孔和部分黏土矿物晶间孔, 孔隙连通性较好。

按照孔隙成因可划分为原生孔隙和次生孔隙两类。根据扫描电镜, 长7段砂岩储层原生孔隙不发育, 以次生孔隙为主(图13b)。孔隙类型主要分为粒内孔和粒间孔两大类。粒内孔以长石溶孔、岩屑溶孔为主, 少见石英溶孔, 粒间孔主要为残余粒间孔及黏土矿物晶间孔, 黏土矿物晶间孔包括绿泥石晶间孔、高岭石晶间孔和伊利石晶间孔。

(1) 粒内孔. 在长7段砂岩储层中粒内溶孔很发育, 以长石溶孔为主, 孔隙是由于长石颗粒的局部或大部的溶蚀形成的, 可见沿长石颗粒解理溶蚀、沿颗粒边缘溶蚀或无规则的溶蚀, 孔隙的大小受溶蚀强度控制, 孔隙一般为椭圆形和长条形, 孔径跨度大, 在50nm~50μm均有分布, 以微米级孔隙为主(图15a、15b), 是砂岩储层中主要微米级孔隙。

(2) 粒间孔. 粒间孔分为残余粒间孔和黏土矿物晶间孔两类。残余粒间孔是由于粒间孔隙在颗粒沉积后常常受到压实、胶结等成岩作用后影响形成的孔隙。图15c为未被绿泥石矿物完全充填的孔隙, 该类孔隙发育主要受压实及胶结作用影响, 孔径一般在20~100μm, 是砂岩储层中主要的微米级孔隙。

受沉积相及成岩演化控制, 长7段砂岩储层发育大量绿泥石矿物, 其晶间孔形态受其晶型影响, 表现为被数个叶片包围的不规则形状, 其孔径分布范围也较小, 主要为50nm~2μm, 主体表现为亚微米级, 是砂岩储层主要的纳米级孔隙(图15d)。高岭石晶间孔形态也受其发育晶型影响, 表现为具有锯齿特征的不规则形状(图15e), 其孔径分布范围相对较小, 主要为100nm~10μm, 主体为微米孔, 是砂岩储层主要的微米级孔隙。伊利石具有丝状或纤维状形态, 形成模糊的网状结构(图15f)。

图 14 长7段页岩孔隙扫描电镜图

(a) 有机质孔, H317, 2438.8m; (b) 有机质内部孔隙不发育, B1井, 1438.42m; (c) 石英颗粒边缘少量微裂缝, B1井, 1442.75m; (d) 黏土矿物晶间孔, B1井, 1434.15m; (e) 黄铁矿晶粒边缘微缝隙, B1井, 1439.35m; (f) 钠长石溶蚀孔内充填少量黏土矿物, B1井, 1433.7m

图 15 长7段砂岩孔隙扫描电镜图

(a) 长石溶孔, A173井, 2346.2m; (b) 岩屑溶孔, H295井, 2206.48m; (c) 残余粒间孔, H295井, 2206.48m; (d) 绿泥石晶间孔, H295井, 2206.48m; (e) 高岭石晶间孔, H295井, 2206.48m; (f) 伊利石晶间孔, H295井, 2414m

其晶间孔形态也受其晶型影响, 表现为被丝状网络分隔的不规则形状, 其孔径分布范围与绿泥石晶间孔相

当, 主要为50nm~5μm, 主体也是亚微米级, 是砂岩储层主要的纳米级孔隙。

4.3.3 凝灰岩孔隙类型

长7段凝灰岩储层致密, 扫描电镜下可发现大量微小孔隙, 呈条带状分布, 单个孔隙体积很小, 孔隙大小主要是微米-纳米级(图13c)。长7段凝灰岩中没有沉积有机质, 故不存在有机孔, 这与其有机碳含量低相一致。凝灰岩孔隙可以进一步分为矿物粒间孔、矿物粒内孔两类(马剑等, 2015)。

(1) 粒间孔。长7段凝灰岩的矿物成分比较单一, 主要是黏土矿物、石英和长石。受脱玻化作用影响, 凝灰岩中矿物微晶之间发育大量晶间孔, 是凝灰岩中最主要的孔隙类型(马剑等, 2015)。

(2) 粒内孔。长7段凝灰岩中发育的粒内孔隙主要为长石溶蚀孔, 主要是由生烃过程中产生的有机酸对矿物的溶蚀造成的。比较常见的是脱玻化作用形成的长石矿物溶蚀形成的溶蚀孔隙(图16)(马剑等, 2015)。

总之, 页岩、砂岩和凝灰岩的储集空间类型及其分布特征对比表明, 在相对较大视域下, 页岩能观察到富有机质纹层, 但基本观察不到孔隙, 说明孔隙非常细微; 砂岩储层则非常致密, 但能观察到矿物中溶蚀孔和部分黏土矿物晶间孔, 在颗粒支撑下孔隙连通性较好。在高分辨率电镜下可观察到页岩发育大量的孔隙, 虽然孔径大小整体上要小于砂岩, 但其孔隙种类及发育规模不逊色于砂岩。凝灰岩在较大视域下很难看到孔隙, 但扫描电镜下可观察到大量的微小孔隙, 表现为微米-纳米级孔隙, 孔隙连通性相对较差。

5 富有机质页岩层系含油性与烃类可动性

5.1 含油性

鄂尔多斯盆地长7段页岩层系含油性非常复杂, 其中砂岩含油性表现明显, 但砂岩储层广泛存在同一段

图 16 长7段凝灰岩孔隙扫描电镜图

(a) 黏土矿物晶间孔, B1井, 1446.08m; (b) 黏土矿物晶间孔, B1-10; (c)、(d) 溶蚀孔, H317井, 2459.6m

砂岩内含油性不同的现象, 即含油与不含油相互出现。页岩则主要在新断面显示有明显油斑的现象, 指示着生排烃期滞留在层理缝内的烃类流体。部分凝灰岩也表现出明显的含油特征, 以油斑或油侵级别为主。

为了能够有效对比不同岩性含油性特征, 通过岩石热解参数进行定量刻画, 其中岩石热解参数 S_1 为烃源岩生烃后滞留在烃源岩中的烃类量, S_2 为烃源岩潜在生烃量。为了表述页岩含油性, Jarvie(2012, 2014)提出含油饱和度指数(oil saturation index, OSI)来表征页岩油含油性, 即烃源岩的有机碳含量TOC与其热解 S_1 的比值(即烃指数: S_1/TOC)。通过对北美海相页岩油大量统计, 提出了当OSI大于 $100\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$ 后, 页岩层系中已经生成的烃类先要满足体系内部的吸附和储集空间充填, 多余的烃类排出泥页岩层系, 形成页岩油可动性门限。但Jarvie(2012, 2014)通过统计北美海相泥页岩的地化特征, 提出的 $100\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$ 作为页岩油可动性门限; 但是长7段泥页岩层系是典型的湖相沉积, 泥页岩层系有机质类型、矿物构成等等完全不同于海相泥页岩, 有机质类型不同导致生烃活化能差异性, 使得相同热演化阶段生烃的族组分不同, 而引起地质流体属性差异性, 使其生烃演化及烃类的排出门限也存在一定的差异性, 无机矿物组成和含量的差异对这一过程也有一定影响。黄振凯等(2020)通过对长7段泥页岩层系含油性特征统计, 认为长7段泥页岩排油门限(或可动性门限)所对应的OSI大致为 $70\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 即当泥页岩层系中OSI达到 $70\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$ 后, 多余的烃类才会排出泥页岩。从长7段不同岩性的热解 S_1 、TOC关系图可知(图17), 大部分粉砂岩-细砂岩样品 S_1 介于 $0.14\sim12.31\text{mg g}^{-1}$, OSI指数介于 $50.74\sim452.86\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 平均为 $217.44\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 高于 $70\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$; 粉砂质泥岩 S_1 介于 $0.06\sim3.52\text{mg g}^{-1}$, OSI介于 $11.54\sim237.97\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 平均为 $63.79\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$; 黑色页岩 S_1 介于 $0.02\sim5.57\text{mg g}^{-1}$, 整体小于 6mg g^{-1} , 整体与TOC具有较好相关性, TOC大于10%的样品 S_1 普遍大于 3mg g^{-1} , OSI介于 $9.52\sim233.33\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 只有极少数样品大于 $70\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 平均为 $42.75\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$ 。凝灰岩 S_1 介于 $0\sim2.29\text{mg g}^{-1}$, OSI介于 $0\sim190.83\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 平均为 $40.13\text{mg g}^{-1}\text{TOC}$, 非均质性非常明显。泥页岩、砂岩、凝灰岩的OSI指标具有较强的分区性, 说明其含油特征具有明显差异。

图 17 H317井典型样品页岩油含油性评价图版

5.2 烃类可动性

根据流体的可动状态可将储层中赋存于孔隙内的流体分为可动流体和束缚流体。受毛管力或黏滞力影响无法自由流动的流体为束缚流体, 而处于自由状态的流体为可动流体(Timur, 1969; Kenyon, 1992; Gao和Li, 2015)。核磁共振技术是有效测试储层流体参数的重要手段之一, 通过对样品高速离心, 测量离心前后的核磁共振特征, 可定量确定束缚流体饱和度和可动流体饱和度(S_m)(时建超等, 2016)。

为了表征泥页岩层系烃类可动性, 对页岩和砂岩进行核磁共振分析。实验结果显示可动水饱和度分布在 $10.99\sim60.29\%$, 平均值为 34.44% , 而可动油饱和度分布在 $4.35\sim41.38\%$, 平均值为 21.65% 。在高速离心条件下, 可动油饱和度远小于可动水饱和度, 平均下降了 12.79% , 占总可动流体的 37.14% (图18a、18b)。桑茜等(2017)对陆相页岩分析表明, 可动水饱和度分布在 $14.48\sim44.46\%$, 平均值为 24.04% , 而可动油饱和度分布在 $3.06\sim16.25\%$, 平均值为 8.16% (图18c、18d)。随着离心力的增大, 样品中可动水、可动油饱和度均减小, 但可动油饱和度变化较小。总体而言, 在高速离心后, 可动油饱和度远小于可动水饱和度, 流体可动性较差(桑茜等, 2017)。

分析认为, 产生这种现象的主要原因首先是不同岩性储集空间分布特征, 其次是流体性质的差异, 还有一方面是岩石的混合润湿性特征。

(1) 孔径分布。前人对研究区页岩和砂岩均做了大量的核磁共振实验, 发现页岩和砂岩孔隙的分布范围

图 18 砂岩与页岩可动流体对比实验

有明显的不同, 页岩样品 T_2 弛豫时间主要介于 $0.1\sim 10\text{ms}$ (张磊等, 2018), 而砂岩 T_2 弛豫时间介于 $1\sim 100\text{ms}$ (时建超等, 2016). 基于前人对不同类型岩石核磁共振结果, 结合本文对孔隙类型及分布的研究, 初步建立如图19的页岩、砂岩、凝灰岩弛豫分布对比示意图. 受孔隙类型及其分布的控制, 页岩、砂岩和凝灰岩孔隙主峰有明显的分区性, 页岩各种类型孔隙普遍为小于 100nm 的纳米孔, 特别是有机孔只有几纳米, 所以其在 T_2 谱上对应的 T_2 时间最小. 凝灰岩孔隙主要受矿物演化影响, 主要为伊蒙混层晶间孔, 主峰位置在 $1\mu\text{m}$ 附近, 其在 T_2 谱上对应的 T_2 时间要比页岩大至少一个数量级. 砂岩孔隙类型最多样且孔隙分布范围广, 矿物晶间孔较小, 以百纳米级至微米级为主, 同时大量

颗粒间残余孔均是大微米孔甚至是毫米孔, 使得其在 T_2 谱上对应的 T_2 时间最大. 综合来看砂岩储集空间最发育, 页岩储集性能最差, 凝灰岩介于二者之间, 而凝灰岩普遍近源发育, 这一定程度上可以改善页岩层段储集性能.

(2) 流体性质. 从Z233井和H317井页岩、砂岩抽提物组分对比可以看出(图20), 粉砂岩-细砂岩的饱和烃和芳香烃含量分别为 59.70% 、 81.42% 和 20.96% 、 3.03% , 饱和烃和芳香烃之和占比均超过 80% ; 而页岩饱和烃和芳香烃含量分别为 46.11% 、 58.01% 和 29.94% 、 6.84% , 二者之和占比将近 65% , 非烃及沥青质含量均明显高于砂岩样品. 从组分含量特征上来看, H317井中粉砂岩-细砂岩、粉砂质泥岩滞留油的轻质

图 19 长7段页岩、砂岩、凝灰岩弛豫分布对比示意图

组分明显高于黑色页岩。

长7段泥页岩层系中粉砂岩-细砂岩及粉砂质泥岩整体含油量和流动性较好，能够作为页岩油勘探开发的有效资源和有利目标(黄振凯等, 2020)。相比之下，页岩含油性较好，但可流动性较差，产生这种现象有两个方面原因：首先，页岩有机质类型以 I - II₁型为主，当前的热演化程度(R_o 为1.1%)对应的排烃效率在50~70%(黄振凯等, 2018)，表明其在地质历史过程中

已经发生过排烃，部分烃类(易于流动的组分)已经进入了上覆临近的粉砂岩-细砂岩、粉砂质泥岩中。其次，页岩中有机质含量普遍较高，根据相似相溶原理，高含量有机质对滞留烃类也具有一定的吸附作用，加之页岩中黏土矿物也会吸附滞留烃类，同时经历了排烃作用之后，泥页岩层系内部滞留烃的组分整体偏重。上述因素的综合作用导致长7页岩中烃类可动性变差(黄振凯等, 2020)。

(3) 润湿性。润湿性主要受岩石的矿物组成影响，特别是黏土矿物类型和含量；不同含量和类型的黏土矿物，会使储层岩石表现不同的润湿状态。黏土矿物比表面积较小，比如绿泥石，主要以薄膜的形式附着于岩石孔隙表面。当原油从岩石孔隙中流动时，极易被吸附于黏土薄膜上，从而增强黏土矿物油湿性(廖玉梅, 2016)。当黏土矿物含量较大时，必然会影响储层岩石润湿性，亲油性增强(薛荣等, 2015)。长7页岩层系中黏土矿物含量较高，此种影响尤为明显。

岩石亲油性越强，页岩油在其表面的黏附力越大，吸附的厚度也越大，可动量越小。矿物岩石分析表明，长7段中砂岩储层黏土矿物总含量介于5.9~50.2%，平均含量为25.7%。页岩中黏土矿物含量均较高，介于

图 20 长7段页岩、砂岩抽提物族组分特征分布图

18.3~67.0%, 平均含量高达49.0%, 大约是砂岩的两倍。故页岩层系由于黏土矿物含量高, 流体可动性普遍受润湿性影响, 砂岩可动油含量较可动水含量下降三分之一, 而页岩可动油含量较可动水含量则下降三分之二。凝灰岩由于受成岩作用影响, 黏土矿物含量, 特别是伊蒙混层含量高, 原油通过孔隙时, 伊蒙混层晶间孔易吸附原油中的极性物质, 因而具有弱亲油特性, 故凝灰岩整体上表现为亲油特征, 可以为页岩油的赋存提供有效的储集空间。但这种亲油性使得页岩油在其表面的黏附力变大, 抑制烃类流体流动性, 降低可动油含量。

6 结论

通过对鄂尔多斯盆地长7段泥页岩层系富有机质形成机制与含油性分析, 形成以下几点认识。

(1) 火山活动使得湖盆中由藻类、细菌等多种成烃生物向以藻类单一成烃生物为主的转变, 有机质纹层增厚, 提高了古生产力; 火山活动输入湖盆的硫酸盐增加了淡水中 SO_4^{2-} 浓度, 为BSR提供了硫源, 增强水体还原性, 有利于有机质保存。

(2) 长7段泥页岩、凝灰岩和粉砂质泥岩有机地球化学分析表明, 泥页岩TOC含量高, 生烃潜力大。而凝灰岩TOC含量低, 基本不具备生烃潜力。砂质泥岩居于二者之间。

(3) 湖相泥页岩层系不同岩性排油性不同, 砂岩排油性最好, 泥页岩最差。其主要受孔径分布、烃类属性和岩石润湿性控制。

(4) 湖相泥页岩层系页岩油开发应聚焦含有夹层的泥页岩层系。尽管湖相泥页岩纹层具有较高TOC, 且含油性高, 但由于页岩中有机质与烃类互溶作用导致烃类可动性差, 开发难度大。

参考文献

- 蔡进功, 包于进, 杨守业, 王行信, 范代读, 徐金鲤, 王爱萍. 2007. 泥质沉积物和泥岩中有机质的赋存形式与富集机制. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 234-243
- 陈转转, 高永利, 高辉. 2014. 陇东地区长7致密油储层微观孔喉结构特征. 西安石油大学学报(自然科学版), 29: 29-33
- 杜景霞, 石文武, 周贺, 王全利, 夏秋君, 刘君荣. 2014. 渤海湾盆地南

- 堡凹陷火山岩锆石年代学及形成模式. 石油与天然气地质, 35: 742-748
- 付金华, 牛小兵, 淡卫东, 冯胜斌, 梁晓伟, 辛红刚, 尤源. 2019. 鄂尔多斯盆地中生界延长组长7段页岩油地质特征及勘探开发进展. 中国石油勘探, 24: 601-614
- 高有峰, 王璞琨, 王成善, 任延广, 王国栋, 刘万株, 程日辉. 2008. 松科1井南孔选址、岩心剖面特征与特殊岩性层的分布. 地质学报, 82: 669-675
- 黄振凯, 刘全有, 黎茂稳, 陈建平, 李鹏, 张瑞. 2018. 鄂尔多斯盆地长7段泥页岩层系排烃效率及其含油性. 石油与天然气地质, 39: 513-521+600
- 黄振凯, 郝运轻, 李双建, 沃玉进, 孙冬胜, 黎茂稳, 陈建平. 2020. 鄂尔多斯盆地长7段泥页岩层系含油气性与页岩油可动性评价——以H317井为例. 中国地质, 47: 210-219
- 蒋启贵, 申宝剑, 仰云峰, 李志明, 马媛媛, 钱门辉. 2016. 渤南洼陷页岩生烃组分动力学分析及其对页岩油气勘探的意义. 石油实验地质, 38: 231-239
- 金强, 翟庆龙. 2003. 裂谷盆地的火山热液活动和油气生成. 地质科学, 38: 342-349
- 金之钧, 白振瑞, 高波, 黎茂稳. 2019. 中国迎来页岩油气革命了吗? 石油与天然气地质, 40: 451-458
- 赖小东, 杨晓勇, 高鹏, 吴柏林, 刘池洋, 孙卫东. 2010. 鄂尔多斯盆地南部延长组富铀凝灰岩地球化学特征及形成机制. 地质科学, 45: 757-776
- 李登华, 李建忠, 黄金亮, 汪少勇, 王淑芳. 2014. 火山灰对页岩油气成藏的重要作用及其启示. 天然气工业, 34: 56-65
- 李光云, 毛世权, 陈凤来, 唐龙, 胡长春. 2010. 三塘湖盆地马朗凹陷卡拉岗组火山岩油藏主控因素及勘探方向. 中国石油勘探, 15: 11-15, 2
- 李鹏, 刘全有, 毕赫, 孟庆强. 2021. 火山活动与海侵影响下的典型湖相页岩有机质保存差异分析. 地质学报, 95: 632-642
- 廖玉梅. 2016. 鄂尔多斯盆地延长组致密砂岩润湿性及其油气成藏意义. 硕士学位论文. 北京: 中国石油大学
- 刘池洋, 赵红格, 谭成仟, 王建强. 2006. 多种能源矿产赋存与盆地成藏(矿)系统. 石油与天然气地质, 27: 131-142
- 刘全有, 朱东亚, 孟庆强, 刘佳宜, 吴小奇, 周冰, Fu Q, 金之钧. 2019. 深部流体及有机-无机相互作用下油气形成的基本内涵. 中国科学: 地球科学, 49: 499-520
- 罗情勇, 钟宁宁, 朱雷, 王延年, 秦婧, 齐琳, 张毅, 马勇. 2013. 华北北部中元古界洪水庄组埋藏有机碳与古生产力的相关性. 科学通报, 58: 1036-1047
- 马剑, 黄志龙, 刘再振, 陈常超, 高潇玉. 2015. 三塘湖盆地条湖组含沉积有机质凝灰岩致密储层特征. 地学前缘, 22: 185-196
- 邱欣卫. 2008. 鄂尔多斯盆地延长组凝灰岩夹层特征和形成环境. 硕士学位论文. 西安: 西北大学
- 邱欣卫, 刘池洋, 李元昊, 毛光周, 王建强. 2009. 鄂尔多斯盆地延长

- 组凝灰岩夹层展布特征及其地质意义. 沉积学报, 27: 1138–1146
- 桑茜, 张少杰, 朱超凡, 董明哲, 李亚军. 2017. 陆相页岩油储层可动流体的核磁共振研究. 中国科技论文, 12: 978–983
- 单玄龙, 李吉焱, 陈树民, 冉清昌, 陈贵标, 刘超. 2014. 陆相水下火山喷发作用及其对优质烃源岩形成的影响: 以松辽盆地徐家围子断陷营城组为例. 中国科学: 地球科学, 44: 2637–2644
- 时建超, 屈雪峰, 雷启鸿, 傅波, 何右安, 赵国玺, 成良丙. 2016. 致密油储层可动流体分布特征及主控因素分析——以鄂尔多斯盆地长7储层为例. 天然气地球科学, 27: 827–834, 850
- 宋岩, 李卓, 姜振学, 罗群, 刘冬冬, 高之业. 2017. 非常规油气地质研究进展与发展趋势. 石油勘探与开发, 44: 638–648
- 王建强, 刘池洋, 郭真, 张东东. 2015. 鄂尔多斯盆地中南部晚三叠世延长期区域构造环境转变的沉积响应. 地学前缘, 22: 194–204
- 王建强, 刘池洋, 李行, 吴桐桐, 吴经理. 2017. 鄂尔多斯盆地南部延长组长7段凝灰岩形成时代、物质来源及其意义. 沉积学报, 35: 691–704
- 王若谷, 李文厚, 廖友运, 郭艳琴, 刘昊伟. 2013. 鄂尔多斯盆地三叠系延长组长7段物源区分析. 地质通报, 32: 141–154
- 王香增, 高胜利, 张丽霞, 任来义, 高鹏鹏, 蒲仁海. 2012. 延长油田延长组下部油藏与构造的耦合作用及勘探方向. 石油实验地质, 34: 459–465
- 吴林钢, 李秀生, 郭小波, 罗权生, 刘晓健, 陈旋, 姜振学. 2012. 马朗凹陷芦草沟组页岩油储层成岩演化与溶蚀孔隙形成机制. 中国石油大学学报(自然科学版), 36: 38–43, 53
- 吴颖. 2018. 鄂尔多斯盆地东南部长7页岩储层特征及含气性控制因素. 博士学位论文. 西安: 西北大学
- 薛荣, 邓倩, 陆现彩, 张立虎, 张迎春. 2015. 高岭石和伊利石表面润湿性的分子动力学研究. 高校地质学报, 21: 594–602
- 杨华, 张文正. 2005. 论鄂尔多斯盆地长7段优质油源岩在低渗透油气成藏富集中的主导作用: 地质地球化学特征. 地球化学, 34: 147–154
- 杨华, 牛小兵, 徐黎明, 冯胜斌, 尤源, 梁晓伟, 王芳, 张丹丹. 2016. 鄂尔多斯盆地三叠系长7段页岩油勘探潜力. 石油勘探与开发, 43: 511–520
- 袁选俊, 林森虎, 刘群, 姚泾利, 王岚, 郭浩, 邓秀芹, 成大伟. 2015. 湖盆细粒沉积特征与富有机质页岩分布模式——以鄂尔多斯盆地延长组长7油层组为例. 石油勘探与开发, 42: 34–43
- 张磊, 石军太, 张庆辉, 辛翠平, 施里宇, 王晖. 2018. 鄂尔多斯盆地东南部页岩核磁共振实验研究. 煤炭学报, 43: 2876–2885
- 张文正, 杨华, 杨奕华, 孔庆芬, 吴凯. 2008. 鄂尔多斯盆地长7优质烃源岩的岩石学、元素地球化学特征及发育环境. 地球化学, 37: 59–64
- 张文正, 杨华, 彭平安, 杨奕华, 张辉, 石小虎. 2009. 晚三叠世火山活动对鄂尔多斯盆地长7优质烃源岩发育的影响. 地球化学, 38: 573–582
- 张文正, 杨华, 解丽琴, 解古巍. 2011. 鄂尔多斯盆地延长组长7优质烃源岩中超微化石的发现及意义. 古生物学报, 50: 109–117
- 张文正, 杨华, 杨伟伟, 吴凯, 刘飞. 2015. 鄂尔多斯盆地延长组长7湖相页岩油地质特征评价. 地球化学, 44: 505–515
- 赵岩, 刘池阳. 2016. 火山活动对烃源岩形成与演化的影响. 地质科技情报, 35: 77–82
- 邹才能, 陶士振, 方向. 2009. 大油气区形成与分布. 北京: 科学出版社
- Algeo T J, Kuwahara K, Sano H, Bates S, Lyons T, Elswick E, Hinnov L, Ellwood B, Moser J, Maynard J B. 2011. Spatial variation in sediment fluxes, redox conditions, and productivity in the Permian-Triassic Panthalassic Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 308: 65–83
- Berner R A, Raiswell R. 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, 12: 365–368
- Delmelle P, Lambert M, Dufrêne Y, Gerin P, Óskarsson N. 2007. Gas/aerosol-ash interaction in volcanic plumes: New insights from surface analyses of fine ash particles. *Earth Planet Sci Lett*, 259: 159–170
- Demaison G J, Moore G T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Org Geochem*, 2: 9–31
- Dennison J M, Textoris D A. 1970. Devonian tioga tuff in Northeastern United States. *Bull Volcanol*, 34: 289–294
- Dong J L, Zhuang H R, Zhan M L, Chen S. 2010. Effects of nitrate and phosphate on growth and biochemical composition of benthic diatom. *Biotechnology*, 20: 64–67
- Duggen S, Croot P, Schacht U, Hoffmann L. 2007. Subduction zone volcanic ash can fertilize the surface ocean and stimulate phytoplankton growth: Evidence from biogeochemical experiments and satellite data. *Geophys Res Lett*, 34: 95–119
- Gao H, Li H. 2015. Determination of movable fluid percentage and movable fluid porosity in ultra-low permeability sandstone using nuclear magnetic resonance (NMR) technique. *J Pet Sci Eng*, 133: 258–267
- Gordon D, Sautin Y, Tao W. 2014. China's Oil Future. Carnegie Energy and Climate Program. Carnegie Endowment for International Peace, Washington D C
- Grevenitz P, Carr P, Hutton A. 2003. Origin, alteration and geochemical correlation of Late Permian airfall tuffs in coal measures, Sydney Basin, Australia. *Int J Coal Geol*, 55: 27–46
- Haaland H J, Furnes H, Martinsen O J. 2000. Paleogene tuffaceous intervals, Grane Field (Block 25–11), Norwegian North Sea: Their depositional, petrographical, geochemical character and regional implications. *Mar Pet Geol*, 17: 101–118
- Hanson A D, Ritts B D, Moldowan J M. 2007. Organic geochemistry of oil and source rock strata of the Ordos Basin, North-Central China. *AAPG Bull*, 91: 1273–1293

- Hayward J M. 2012. Zircon Geochronology of Ash Beds in the Marcellus Shale of the Appalachian Basin. Dissertation for Master's Degree. Morgantown: West Virginia University
- Hill R J, Zhang E, Katz B J, Tang Y. 2007. Modeling of gas generation from the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas. *AAPG Bull*, 91: 501–521
- Jarvie D M. 2012. Shale resource systems for oil and gas: Part 2: Shale-oil resource systems. *AAPG Memoir*, 97: 89–119
- Jarvie D M. 2014. Components and processes affecting producibility and commerciality of shale resource systems. *Geol Acta*, 12: 307–325
- Jiang Z X, Wang Y, Wei C G. 2009. Hemipelagic deposition of the Silurian Kepingstage formation in Tarim basin and its sedimentologic significance. *J Earth Sci*, 20: 921–931
- Kenyon W E. 1992. Nuclear magnetic resonance as petro physical measurement. *Int J Radiat Appl Instrum Part E Nucl Geophys*, 6: 153–171
- Kietzmann D A, Palma R M, Riccardi A C, Martín-Chivelet J, López-Gómez J. 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sediment Geol*, 302: 64–86
- Klemme H, Ulmishek G. 1991. Effective petroleum source rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *AAPG Bull*, 75: 1809–1851
- Kramer W, Weatherall G, Offler R. 2001. Origin and correlation of tuffs in the Permian Newcastle and Wollombi Coal Measures, NSW, Australia, using chemical fingerprinting. *Int J Coal Geol*, 47: 115–135
- Kuypers M M M, Pancost R D, Nijenhuis I A, Sinninghe Damsté J S. 2002. Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 17: 3–13
- Lallier-Verges E, Bertrand P, Desprairies A. 1993. Organic matter composition and sulfate reduction intensity in Oman Margin sediments. *Mar Geol*, 112: 57–69
- Latimer J C, Filippelli G M. 2002. Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: Geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 182: 151–164
- Lazar R, Bohacs K M, Schieber J, Macquaker J, Demko T. 2015. Mudstone Primer: Lithofacies Variations, Diagnostic Criteria, and Sedimentologic/Stratigraphic Implications at Lamina to Bedset Scales. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*
- Leckie R M, Bralower T J, Cashman R. 2002. Oceanic Anoxic Events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the Mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17: 13–13–29
- Lee C T A, Jiang H, Ronay E, Minisini D, Stiles J, Neal M. 2018. Volcanic ash as a driver of enhanced organic carbon burial in the Cretaceous. *Sci Rep*, 8: 4197
- Liang X P, Jin Z J, Philippov V, Obryadchikov O, Zhong D, Liu Q Y, Uspensky B, Morozov V. 2020. Sedimentary characteristics and evolution of Domanik facies from the Devonian-Carboniferous regression in the southern Volga-Ural Basin. *Mar Pet Geol*, 119: 104438
- Liu Q Y, Li P, Jin Z J, Liang X P, Zhu D Y, Wu X Q, Meng Q Q, Liu J Y, Fu Q, Zhao J H. 2021. Preservation of organic matter in shale linked to bacterial sulfate reduction (BSR) and volcanic activity under marine and lacustrine depositional environments. *Mar Pet Geol*, 127: 104950
- Loucks R G, Reed R M, Ruppel S C, Jarvie D M. 2009. Morphology, genesis, and distribution of nanometer-scale pores in siliceous mudstones of the Mississippian Barnett shale. *J Sediment Res*, 79: 848–861
- Miller B, Paneitz J, Mullen M, Meijs R, Tunstall K, Garcia M. 2008. The successful application of a compartmental completion technique used to isolate multiple hydraulic-fracture treatments in Horizontal Bakken Shale Wells in North Dakota. *SPE*: 116469
- Mort H, Jacquat O, Adatte T, Steinmann P, Föllmi K, Matera V, Berner Z, Stüben D. 2007. The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli Level in Italy and Spain: Enhanced productivity and/or better preservation? *Cretac Res*, 28: 597–612
- Mullen J. 2010. Petrophysical characterization of the Eagle Ford shale in South Texas. *CSUK/SPE*: 138145
- Olsen P E. 1999. Giant lava flows, mass extinctions, and mantle plumes. *Science*, 284: 604–605
- Pujol F, Berner Z, Stüben D. 2006. Palaeoenvironmental changes at the Frasnian/Famennian boundary in key European sections: Chemostratigraphic constraints. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 240: 120–145
- Qiu X W, Liu C Y, Mao G Z, Deng Y, Wang F F, Wang J Q. 2014. Major, trace and platinum-group element geochemistry of the Upper Triassic nonmarine hot shales in the Ordos Basin, Central China. *Appl Geochem*, 53: 42–52
- Rampino M R, Stothers R B. 1988. Flood basalt volcanism during the past 250 million years. *Science*, 241: 663–668
- Robison C R. 1997. Hydrocarbon source rock variability within the Austin Chalk and Eagle Ford Shale (Upper Cretaceous), East Texas, USA. *Int J Coal Geol*, 34: 287–305
- Schoepfer S D, Shen J, Wei H, Tyson R V, Ingall E, Algeo T J. 2015. Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity. *Earth-Sci Rev*, 149:

- 23–52
- Shaldybin M V, Wilson M J, Wilson L, Lopushnyak Y M, Brydson R, Krupskaya V V, Kondrashova(Deeva) E S, Glotov A V, Goncharov I V, Samoilenko V V, Arbuzov S I, Bether O V, Fraser A R, Bowen L, White D, Dorofeeva N V. 2019. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia. *Mar Pet Geol*, 100: 358–375
- Shen Y, Farquhar J, Zhang H, Masterson A, Zhang T, Wing B A. 2011. Multiple S-isotopic evidence for episodic shoaling of anoxic water during Late Permian mass extinction. *Nat Commun*, 2: 210
- Sondergeld C H, Ambrose R J, Rai C S, Moncrieff J. 2010. Microstructural studies of gas shales. *SPE*, 2010: 131771
- Sun Y W, Li X, Liu Q Y, Zhang M D, Li P, Zhang R, Shi X. 2020. In search of the Inland Carnian pluvial event: Middle-Upper Triassic transition profile and U-Pb isotopic dating in the Yanchang Formation in Ordos Basin, China. *Geol J*, 55: 4905–4919
- Timur A. 1969. Pulsed nuclear magnetic resonance studies of porosity, movable fluid, and permeability of sandstones. *J Pet Tech*, 21: 775–786
- Tourtet H A. 1979. Black shale—Its deposition and diagenesis. *Clays Clay Miner*, 27: 313–321
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Sci Rev*, 53: 1–33
- Wilkin R T, Barnes H L, Brantley S L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochim Cosmochim Acta*, 60: 3897–3912
- Wolfe G V, Steinke M, Kirst G O. 1997. Grazing-activated chemical defence in a unicellular marine alga. *Nature*, 387: 894–897
- Yang R C, Jin Z J, Loon A J, Han Z Z, Fan A P. 2017. Climatic and tectonic controls of lacustrine hyperpycnite origination in the Late Triassic Ordos Basin, central China: Implications for unconventional petroleum development. *AAPG Bull*, 101: 95–117
- Yuan W, Liu G D, Xu L M, Niu X B, Li C Z. 2019. Petrographic and geochemical characteristics of organic-rich shale and tuff of the Upper Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin, China: Implications for lacustrine fertilization by volcanic ash. *Can J Earth Sci*, 56: 47–59
- Zhang L M, Wang C S, Wignall P B, Kluge T, Wan X Q, Wang Q, Gao Y. 2018. Deccan volcanism caused coupled $p\text{CO}_2$ and terrestrial temperature rises, and pre-impact extinctions in northern China. *Geology*, 46: 271–274
- Zhang R, Jiang T, Tian Y, Xie S C, Zhou L, Li Q, Jiao N Z. 2017. Volcanic ash stimulates growth of marine autotrophic and heterotrophic microorganisms. *Geology*, 45: G38833.1
- Zhang T G, Shen Y A, Zhan R B, Shen S Z, Chen X. 2014. Large perturbations of the carbon and sulfur cycle associated with the Late Ordovician mass extinction in South China. *Geology*, 37: 299–302
- Zhang W Z, Yang H, Xia X Y, Xie L Q, Xie G W. 2016. Triassic chrysophyte cyst fossils discovered in the Ordos Basin, China. *Geology*, 44: 1031–1034
- Zhao J H, Jin Z J, Jin Z K, Wen X, Geng Y K, Yan C N. 2015. Characteristics of biogenic silica and its effect on reservoir in Wufeng-Longmaxi shales, Sichuan Basin. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 89: 139
- Zhao M W, Behr H J, Ahrendt H, Wemmer K, Ren Z L, Zhao Z Y. 1996. Thermal and tectonic history of the Ordos Basin, China: Evidence from apatite fission track analysis, vitrinite reflectance, and K-Ar dating. *AAPG Bull*, 80: 1110–1134
- Zhou C, Jiang S Y. 2009. Palaeoceanographic redox environments for the lower Cambrian Hetang Formation in south China: Evidence from pyrite framboids, redox sensitive trace elements, and sponge biota occurrence. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 271: 279–286
- Zou C N, Wang L, Li Y, Tao S Z, Hou L H. 2012. Deep-lacustrine transformation of sandy debrites into turbidites, Upper Triassic, Central China. *Sediment Geol*, 265–266: 143–155
- Zou C N, Dong D Z, Wang Y M, Li X J, Huang J L, Wang S F, Guan Q Z, Zhang C C, Wang H Y, Liu H L, Bai W J, Feng L, Lin W, Qun Z, Liu D X, Yang Z, Liang P P, Sun S S, Qiu Z. 2015. Shale gas in China: Characteristics, challenges and prospects (I). *Pet Explor Dev*, 42: 753–767
- Zou C N, Dong D Z, Wang Y M, Li X J, Huang J C, Wang S F, Guan Q Z, Zhang C C, Wang H D, Liu H L, Bai W J, Feng L, Lin W, Zhao Q, Liu D X, Yang Z, Liang P P, Sun S S, Qiu Z. 2016. Shale gas in China: Characteristics, challenges and prospects (II). *Pet Explor Dev*, 43: 182–196

(责任编辑: 朱茂炎)