

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2018121

引用格式: 刘菲, 杜佳宗, 蔡进功, 谢忠怀, 刘宁, 张守鹏. 2019. 泥岩成岩矿物演化特征与成岩体系划分: 以东营凹陷古近系为例[J]. 高校地质学报, 25 (4): 583-596

泥岩成岩矿物演化特征与成岩体系划分: 以东营凹陷古近系为例

刘菲¹, 杜佳宗¹, 蔡进功^{1*}, 谢忠怀², 刘宁², 张守鹏²

1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

2. 中国石油化工股份有限公司胜利油田分公司勘探开发研究院, 东营 257015

摘要: 成岩过程中泥岩的成岩矿物会随成岩体系的改变而发生变化, 因此有效地识别成岩矿物组合与划分成岩体系, 对深刻理解有机质生烃的差异性具有重要的意义。文章选取东营凹陷古近系不同层段埋深在 1200~4500 m 的泥岩, 通过岩石薄片、扫描电镜和 X 射线衍射等检测, 有效地区分了外源输入的矿物(如石英)与成岩矿物(亮晶方解石和白云石)等显微特征的差异, 据此建立了定量估算泥岩中成岩转化的黏土矿物含量的方法: $C_{\text{陆源}} = (C/Q)_{\text{砂}} \times Q_{\text{样品}}$ 和 $C_{\text{成岩}} = C_{\text{XRD}} - C_{\text{陆源}}$, 其中 C 为黏土矿物含量, Q 为石英含量, 更好地反映了泥岩成岩过程中黏土矿物的演化特征。在埋藏演化过程中泥岩中的成岩矿物和组合呈现出两段性, 3000 m 以上黏土矿物和白云石的成岩转化较慢, 形成了以伊蒙间层+高岭石的成岩矿物组合, 推断其经历了酸性成岩环境和开放成岩体系; 3000 m 以下黏土矿物和白云石的成岩转化过程加快, 形成了以伊利石+绿泥石+白云石的成岩矿物组合, 推断其经历了碱性成岩环境和封闭成岩体系, 充分展现了泥岩在深浅层成岩环境和体系的差异性。与前人研究东营凹陷泥岩中由有机质生烃产生异常压力造成的开放/封闭体系界限基本吻合, 表明泥岩中矿物埋藏演化经历的成岩体系与有机质生烃形成的压力体系具有较好的响应关系, 这对认识不同成岩体系下有机质的生烃过程和生烃机理的差异性具有重要的意义。

关键词: 成岩体系; 成岩矿物; 演化特征; 泥岩; 东营凹陷

中图分类号: P618.13

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2019) 04-583-15

Evolution of Diagenetic Minerals and Classification of Diagenetic Systems in Mudstones: A Case in the Paleogene of the Dongying Sag

LIU Fei¹, DU Jiazong¹, CAI Jingong^{1*}, XIE Zhonghuai², LIU Ning², ZHANG Shoupeng²

1. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China;

2. Exploration and Development Institute of Shengli Oilfield, SINOPEC, Dongying 257015, China

Abstract: The diagenetic minerals in mudstones generally change with diagenetic systems during diagenesis. Therefore, in order to deeply understand the difference of hydrocarbon generation in mudstones, effectively identifying the diagenetic mineral associations and dividing diagenetic systems are essential. The Paleogene mudstone samples from the Dongying Sag, China, buried at a depth of 1200-4500 m were selected and evaluated by rock thin section, scanning electron microscopy and X-ray diffraction, to distinguish the differences in microscopic features between exogenously input minerals (e.g., quartz) and diagenetic minerals (e.g., sparry calcite and dolomite). Based on the results, a method on quantitatively estimating the diagenetic transformation content of clay minerals is

收稿日期: 2018-11-13; 修回日期: 2019-01-26

基金项目: 国家自然科学基金(41672115)及国家油气重大专项(2016ZX05006001-003)联合资助

作者简介: 刘菲, 男, 1992年生, 硕士研究生, 从事石油地质学研究; E-mail: 1632924@tongji.edu.cn

*通讯作者: 蔡进功, 男, 1961年生, 教授, 从事海洋沉积学和石油地质学研究; E-mail: jgcai@tongji.edu.cn

established: ($C_{\text{Terrestrial}}=(C/Q)_{\text{Est}} \times Q_{\text{sample}}$ and $C_{\text{diagenetic}}=C_{\text{XRD}}-C_{\text{Terrestrial}}$ (C: clay mineral content, Q: quartz content)). This method can better reflect the diagenetic evolution of clay minerals. During the burial process, the diagenetic minerals and associations in mudstones display a two-stage feature. Above 3000 m, the diagenetic transformation of clay minerals and dolomite is slow, forming a smectite+kaolinite association, which is inferred to have experienced an acidic diagenetic environment and open diagenetic system. The diagenetic transformation is accelerated below 3000 m, forming an illite+chlorite+dolomite association, which is inferred to have experienced an alkaline diagenetic environment and closed diagenetic system. This fully demonstrates the differences between deep and shallow diagenetic environments and systems. This understanding is consistent with the previous results that the boundary of open and closed systems is caused by the abnormal pressure which is generated by hydrocarbon generation in the mudstones. This implies that the diagenetic systems revealed by diagenetic minerals have a good response to the pressure system generated by hydrocarbon generation. Thus, dividing diagenetic systems is significant for understanding the heterogeneities in hydrocarbon generation processes and mechanisms under different diagenetic systems.

Key words: diagenetic system; diagenetic mineral; evolution characteristics; mudstone; Dongying sag

Corresponding author: CAI Jingong, Professor; E-mail: jgcai@tongji.edu.cn

泥岩中含有多种无机矿物和丰富的有机质,在埋藏演化过程中,有机质的生烃过程与无机矿物的成岩转化密不可分(Lewan, 1997; Seewald, 2003; 王行信等, 2006; 马中良等, 2013; 赵岩等, 2017)。不同成岩环境和成岩体系下矿物和有机质的组成与演化不同(Behar et al., 1997; 张守春等, 2010b; 李志明等, 2011; 邓煜, 2017),可形成不同的矿物序列和组合。因此,有效地识别成岩过程中成岩矿物及组合在不同成岩体系下的特征,对深入认识有机质的生烃机理具有重要意义。

泥岩中无机矿物主要由碎屑矿物、黏土矿物和碳酸盐矿物组成,在沉积时矿物组合处于化学不平衡状态,具有热力学不稳定性。随着埋藏温度和压力的增加,化学反应趋向平衡,矿物组合向着孔隙水和氢氧官能团减少的方向演化,性质趋于稳定(Bjørlykke and Jahren, 2012)。随地温的升高,高岭石的稳定性下降,并且在钾长石溶解提供钾离子时可转化为伊利石(Bjørlykke et al., 1998; Bjørlykke et al., 2010);在不同的酸碱环境、不同的阳离子类型条件下,蒙脱石可发生伊利石化或绿泥石化形成伊利石或绿泥石(Morad et al., 2010; Beaufort et al., 2015; Li et al., 2016)。碳酸盐矿物(方解石和白云石)主要受生物和化学沉淀的控制,与硅酸盐相比,碳酸盐矿物的反应在动力学上更快且对温度更不敏感(Croizé et al., 2010)。由此可见,泥岩中不同的矿物类型在埋藏演化过程中具有较大的差异。随埋深的增加,地层温度、压力、pH、离子种类和浓度不断变化,导致成岩环境和成岩体系也会发生变化(邱隆伟等, 2007; Bourdelle and Cathelineau, 2015),形成了

与之相匹配的成岩矿物组合,如高岭石在酸性环境下稳定(邹华耀等, 2005; Bjørlykke and Jahren, 2012; 宋国奇等, 2014; 邵淑骁等, 2015);伊利石、绿泥石和碳酸盐矿物在碱性环境下稳定(吴朝东等, 2007; Bourdelle and Cathelineau, 2015; Li et al., 2017);方解石是早期成岩作用下的产物(Yuan et al., 2017);白云石是晚期成岩作用下的产物(游国庆等, 2006)。此外, Bjørlykke 和 Jahren (2012)及 Bjørlykke (2014)根据测井压实曲线、孔隙流体的疏通能力和成岩矿物的变化,将泥岩的成岩体系划分为开放体系和封闭体系; Ma 等(2016)根据东营凹陷古近系泥岩中硬石膏和草莓状黄铁矿硫同位素的分馏特征将流体分为封闭和开放两种流体体系等。因此,根据泥岩中矿物组合特征可以有效地恢复埋藏成岩过程中成岩环境和成岩体系的变化规律。

除各种无机矿物外,泥岩中还富含不同来源和性质的有机质,在埋藏演化过程中,有机质的形成和演化除了受到温度的影响,还受到不同成岩环境和成岩体系的影响(Tissot and Welte, 1984; Dolci et al., 1995; Barakat et al., 2000)。Dolci 等(1995)对不同类型的干酪根进行热模拟实验,发现封闭体系下Ⅲ型干酪根的产物以甲烷为主,Ⅱ型干酪根先生成石油,再二次裂解产生大量甲烷,且开放体系下的甲烷产量小于封闭体系;张守春等(2010b)对比开放和封闭体系下深层烃源岩生烃机制,证明开放体系下产物的二次裂解少,封闭体系下的产物按照生烃序列出现二次至多次裂解;李志明等(2011)在模拟烃源岩油气的生排实验中发现,当Ro在2.0%~2.4%时,生成

的油未全部裂解成甲烷气，主要还是以油的形式存在，生烃体系的相对封闭性能够延迟石油的裂解（Carr et al., 2009; 李志明等, 2011）。可见，在开放/封闭体系下有机质的生烃过程、生烃产物以及产率等都是不同的。泥岩中黏土矿物常与有机质紧密结合形成有机黏土复合体（蔡进功等, 2007; Kennedy et al., 2014; Rahman et al., 2017）。研究表明，蒙脱石向伊利石转化的温度和深度与生烃高峰期一致（Lindgreen and Surlyk, 2000; Williams et al., 2005; 李颖莉和蔡进功, 2014; Li et al., 2015），蒙脱石的伊利石化过程中，蒙脱石层间水的排出对油气的生成和排烃过程具有重要影响（Seewald, 2003; 隋风贵等, 2007; 蔡郁文等, 2017）；而且在绿泥石化的过程中，有水的参与（Beaufort et al., 2015），并影响有机质的生烃过程及生烃量（朱光有和金强, 2003）。由此可见，泥岩中矿物与有机质的演化密不可分，二者具有协同演化的规律。因此，有效地识别泥岩埋藏成岩过程中成岩矿物及组合的变化，对深入认识生烃机理（特别是深层有机质生烃）具有重要意义。

东营凹陷古近系油气资源丰富，是开展泥岩成岩矿物组合和演化研究的宝贵材料。本文选取东营凹陷古近系泥岩岩芯样品，开展了岩石薄片、扫描电镜以及X射线衍射等检测，通过微观观察识别出演化过程中陆源输入的外源矿物和成岩过程中形成的成岩矿物，通过X射线衍射估算成岩矿物的含量及随埋深的演化规律，划分不同

的成岩体系，进而关注不同成岩体系下有机质生烃的潜在影响，为拓宽油气勘探的视野服务。

1 样品来源与分析方法

东营凹陷属于渤海湾盆地济阳拗陷中的一个次级构造单元，是中国油气最为富集的地区之一（图1）。古近系自下而上连续沉积发育孔店组、沙河街组和东营组地层，沉积过程连续发生，没有经历明显的构造运动。其中沙河街组巨厚的湖相沉积是东营凹陷有效烃源岩发育的主要时期，咸水—半咸水环境的沙三下和盐水—咸水环境的沙四上是油气资源的主要贡献者（朱光有和金强, 2003; Zhang et al., 2009; 李志明等, 2010）。本次研究选取东营凹陷地区的NY井、N井、FS井、F井、S井等埋深在1200~4500 m的沙河街组和孔店组泥岩样品共计138块（附表），通过岩石薄片、扫描电镜和X射线衍射检测，获取烃源岩成岩矿物组合与演化等特征。

岩石薄片观察采用ZEISS显微镜，将泥岩样品垂直层理方向制成岩石薄片，在透光和偏光下观察，通过对泥岩矿物组成、含量以及显微构造等方面的研究，确定样品的岩性，在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。扫描电镜采用PHILIPS XL30-ESEM环境扫描式电子显微镜，图像观察的条件为：加速电压15 kV，电子束斑直径3 μm ；能谱是EDAX公司的Phoenix系列能谱仪，分析的条件为：加速电压15 kV，电子束斑直径5 μm ；

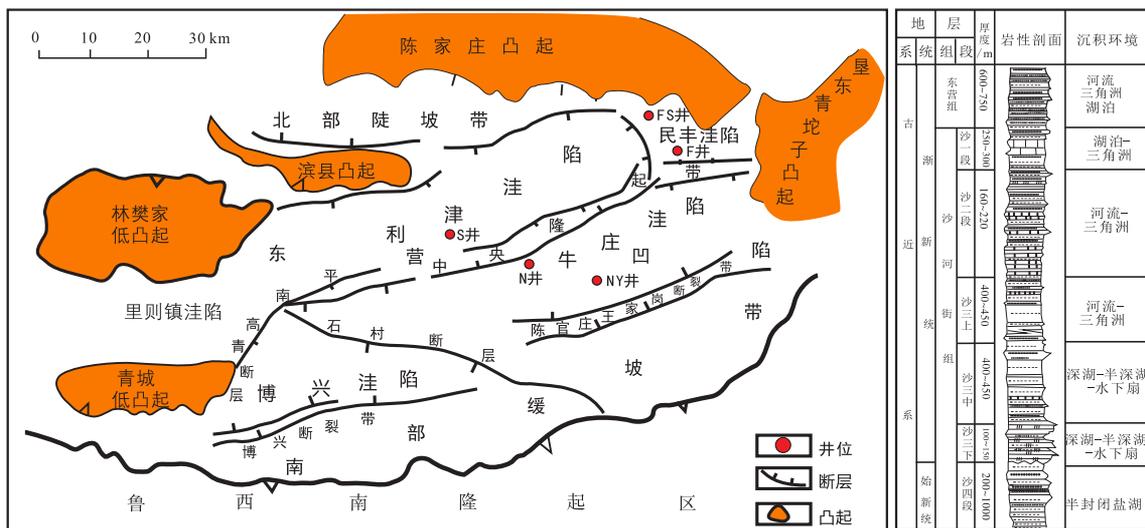


图1 渤海湾盆地东营凹陷地质构造及井位分布图

Fig. 1 Geological structure and well locations of the Dongying Sag, Bohai Bay Basin

在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。X-射线衍射测试采用Panalytical Xpert-MPD衍射仪,工作条件为Cu靶,管压30 kV,管流为40 Ma,扫描速度 $2^\circ(2\theta)/\text{min}$,采用自然干燥片(N片),乙二醇饱和片(EG片),H-550℃高温片测得的XRD曲线,计算 $<2\ \mu\text{m}$ 样品中所含各黏土矿物的含量,利用粉末压片样计算全岩矿物含量;在胜利油田地质研究院XRD分析室完成。

2 分析结果

2.1 微观特征

对研究区不同埋深的FS井、NY井、S井等岩芯样品进行岩石薄片和扫描电镜观察,发现由浅至深石英、长石等碎屑矿物呈分散状杂乱地分布于泥质基质中,含量较为稳定,扫描电镜下,未观察到结晶形态好的石英和长石晶体(图2a, g, h)。碳酸盐矿物可形成隐晶方解石条带或亮晶方解石脉,与黏土矿物形成的泥质纹层呈互层状分布(图2b, c)。隐晶方解石呈不连续条带状分布,结构和结晶度都较差(图2b);亮晶方解石晶体较大且完整,表面干净明亮,形成亮晶方解石脉,随埋深增加,出现隐晶方解石向亮晶方解石和(铁)白云石的转化(图2n, o)。黄铁矿在深浅层均较常见,呈八面体状和球粒状产出,粒径大小悬殊,可能是不同期次下的产物,呈条带状或夹层状分布于黏土矿物中(图2j, k)。黏土矿物常呈层状与暗色有机质纹层共存(图2e),高岭石晶型发育良好,呈书页状产出,晶径数微米(图2i);伊利石和伊蒙间层是烃源岩中最主要也是最常见的黏土矿物,伊蒙间层在沙一段至沙三中的地层中分布非常广泛,常常垂直碎屑矿物表面,呈蜂窝状分布(图2m);沙三下一沙四层段伊利石分布较普遍,呈丝发状与黄铁矿或呈片状与伊蒙间层共生,随埋深伊利石边界形态呈越来越好的趋势(图2k, l),这些都表现出黏土矿物随埋深发生成岩转化的特征。

2.2 矿物组成及演化分析

X射线衍射分析结果表明,泥岩中矿物种类较多,主要由碎屑矿物、黏土矿物和碳酸盐矿物组成,并含有少量的黄铁矿(图3)。碎屑矿物主要由石英和长石组成,石英含量最高可达46%,最低为5%,除了浅层的沙二段含量较高外,随埋深

含量较稳定,含量主要集中在18%~27%;长石主要以斜长石为主,最高25%,主要分布在5%~15%,平均为10%,随埋深含量减少,至深层含量有增加的趋势;钾长石含量较少,平均为3%,随埋深无明显规律,但3200~3400 m基本检测不到钾长石的存在(图4)。

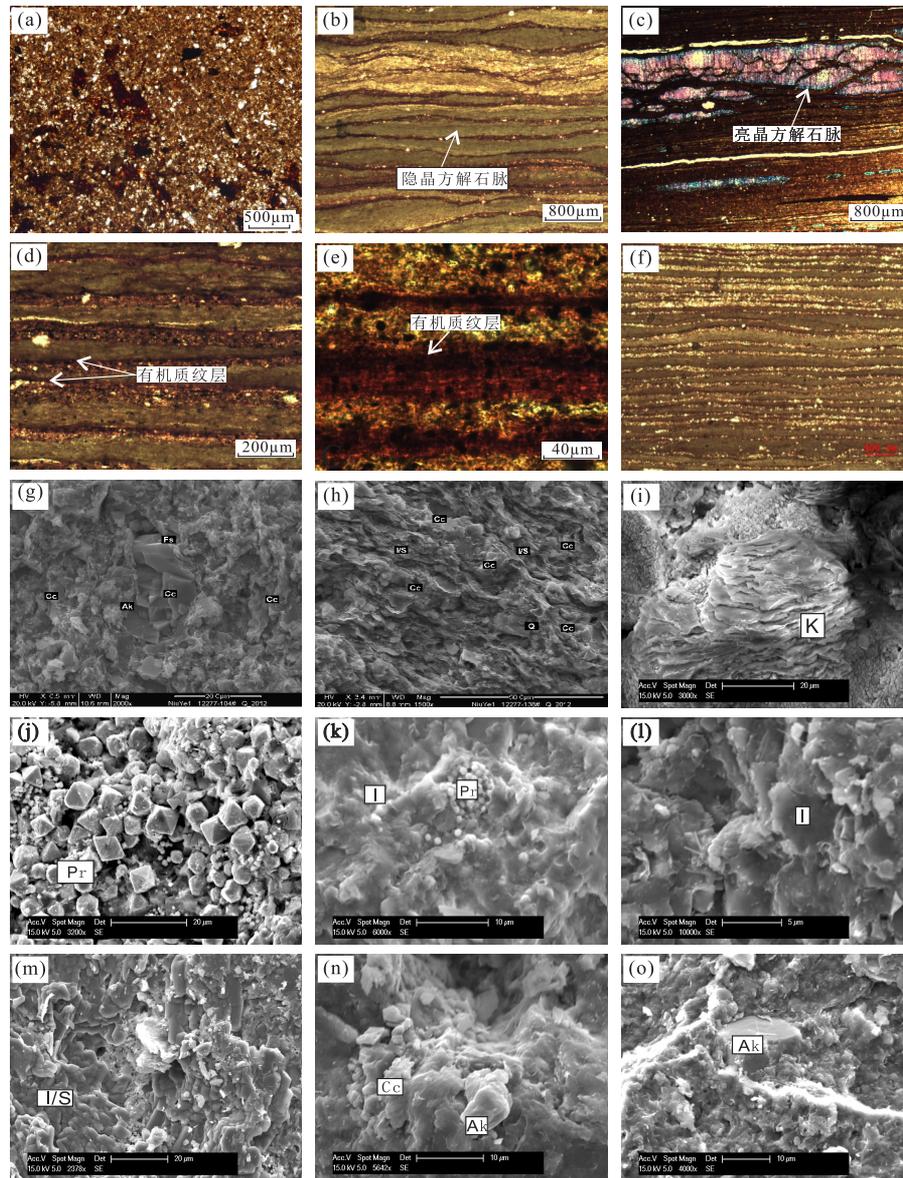
碳酸盐矿物主要由方解石和白云石组成,含量高且变化大,含量最高可达80%,集中分布在20%~60%,随埋深以3400 m为界分为两个阶段(图3, 4):3400 m以上碳酸盐含量随埋深缓慢增加,较为分散;3400 m以下随埋深含量逐渐减少(图4)。黏土矿物含量分布在10%~70%,均值29%(图3),以伊蒙间层和伊利石为主,两者占黏土矿物含量的90%以上,伊利石(52%)含量高于伊蒙间层(40%),并含有少量的高岭石和绿泥石。研究区样品中含有少量的黄铁矿,含量介于1%~5%,均值3%,集中分布在3000~3500 m,整体上随深度含量变化不大,深层有增加的趋势,黄铁矿的存在表明地层的沉积环境为较强的还原环境。

可见,泥岩中碳酸盐矿物和黏土矿物随深度增加呈现出明显的成岩演化特征。前人研究表明,黏土矿物和碳酸盐矿物在烃源岩埋藏成岩过程中与有机质存在复杂的相互作用,对烃源岩的生排烃过程有重要的影响(Ingalls et al., 2004; 隋风贵等, 2007),值得关注。

3 讨论

3.1 成岩矿物的识别及定量估算

通过岩石薄片和扫描电镜可以观察到,泥岩中石英等碎屑矿物颗粒较大,但晶型较差,杂乱地分布在黏土矿物基质中(图2a),且随埋深增加,石英含量与深度之间没有显著的关系(图4),这表明石英主要来自陆源输入,受成岩作用影响小。前人研究表明石英在各种物理化学条件下的性质都非常稳定(Kolla et al., 1979),可以作为陆源碎屑矿物的输入特征。黏土矿物含量和碎屑矿物含量具有良好的正相关性(图5a),表明它们来自同一物源(Zeng et al., 2018)。通过扫描电镜进一步观察发现,伊蒙间层呈蜂窝状或层状结构(图2i),随深度增加,伊蒙间层和伊利石共生,伊蒙间层含量逐渐减少,伊利石逐渐增多;



Q: 石英; Fs: 长石; Cc: 方解石; Ak: 铁白云石; Pr: 黄铁矿; I/S: 伊蒙间层; I: 伊利石; K: 高岭石

(a) 含砂质泥岩, 石英呈分散状分布在泥质基质中, NY井, 3309.88 m, 沙三下, 深灰色纹层状灰质泥岩; (b) 宽纹层构造, 隐晶碳酸盐纹层与泥质纹层互层, NY井, 3407.78 m, 沙四纯上, 深灰色层状灰质泥岩; (c) 亮晶方解石条带分布在泥质纹层中, NY井, 3295.4 m, 沙三下, 褐灰色层状灰质油泥岩; (d) 宽纹层构造内少量细有机质纹层, NY井, 3303.8 m, 沙三下, 褐灰色荧光块状泥灰岩; (e) 细纹层构造中有机质纹层与泥质纹层互层, NY井, 3370.11m, 沙四纯上, 深灰色层状灰质泥岩; (f) 不均匀暗色有机质纹层, NY井, 3417.54 m, 沙四纯上, 褐灰色层状泥岩; (g) 孔隙中分布铁白云石、长石和重结晶方解石, NY井, 3319.02 m, 沙三下, 泥岩; (h) 层状分布的方解石和伊蒙间层, 泥质与灰质互层, NY井, 3327.54 m, 沙四上, 泥岩; (i) 书页状高岭石, S井, 2426 m, 沙二段, 深灰色泥岩; (j) 结晶形态较好的黄铁矿, 最大粒径达 10 μm , 最小粒径 < 1 μm , N井, 2245.0 m, 沙二段, 灰色泥岩; (k) 黄铁矿与成岩伊利石共生, S井, 2667.3 m, 沙二段, 深灰色泥岩; (l) 定向排列的片状伊利石, FS井, 3690.4 m, 沙四上, 灰色泥岩; (m) 伊蒙间层中分布有片状、碎屑状、羽状伊利石, 黄铁矿呈夹层状分布于伊蒙间层, FS井, 4056.15 m, 沙四下, 灰色泥岩; (n) 方解石向白云石转化, FS井, 3915.4 m, 沙四上, 灰色泥岩; (o) 伊利石中分布有立方体状铁白云石, FS井, 3690.4 m, 沙四上, 灰色泥岩

图2 东营凹陷泥岩岩石薄片和扫描电镜照片

Fig. 2 Rock thin sections and scanning electron microphotographs of mudstones in the Dongying Sag

浅层高岭石呈书页状结构 (图 2m), 随深度增加, 高岭石含量减少, 深部已检测不到高岭石的存在; 伊利石呈片状结构, 随埋深伊利石边界形态呈越来越好的趋势 (图 2k, l), 可见黏土矿物是沉

积作用和成岩作用的综合产物。碳酸盐矿物 (方解石和白云石) 可分为两种类型: 隐晶和亮晶。隐晶质方解石纹层内部均匀, 晶粒细小, 显微镜下难以分辨晶体形态 (图 2b), 被认为是浮游生物

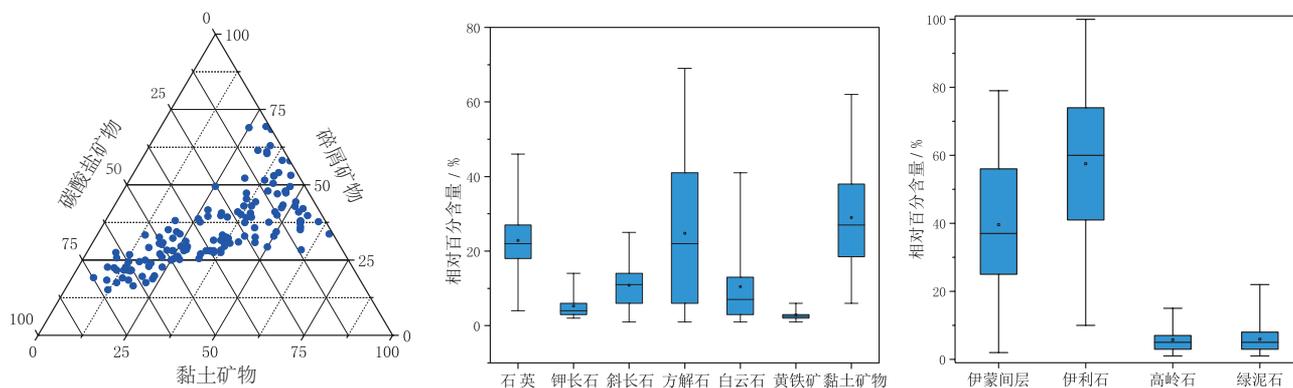


图3 东营凹陷古近系泥岩主要矿物组成特征

Fig. 3 Main mineral compositions of the Paleogene mudstones in the Dongying Sag

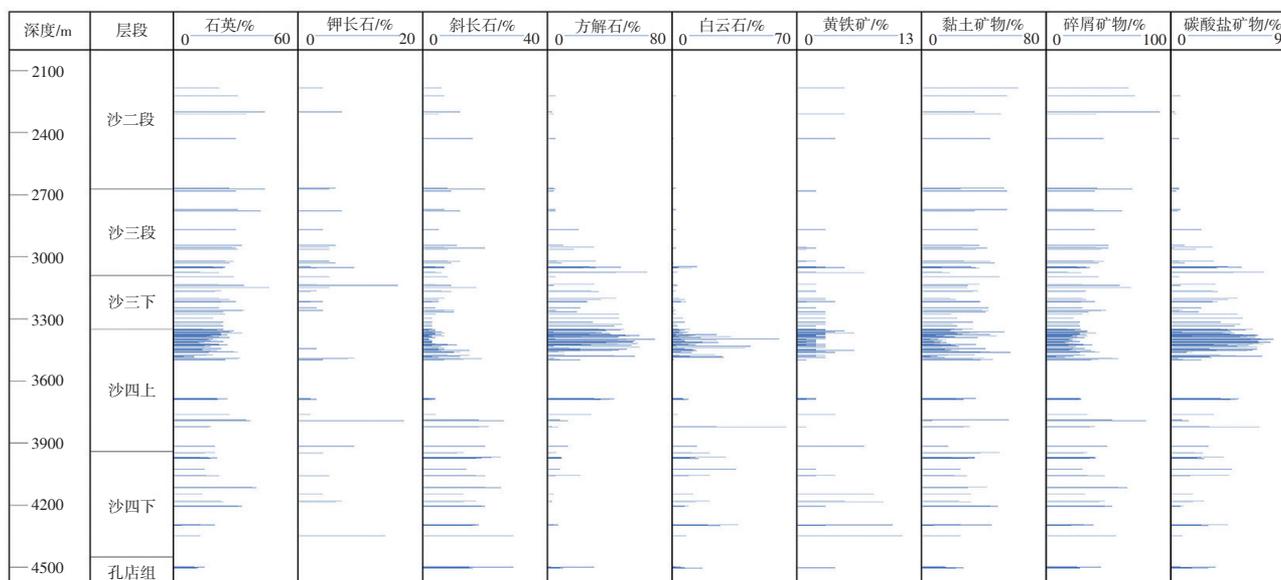


图4 东营凹陷全岩物相对含量随深度演化特征

Fig. 4 Variation of relative contents of each mineral along the depth in the Dongying Sag

诱发水体微环境而形成的沉积矿物（曾翔等, 2017），亮晶方解石表面洁净，晶体颗粒粗大，有完整的晶体形态（图2c），在埋藏过程中受成岩作用的影响，隐晶方解石经过溶解重结晶作用形成亮晶方解石和铁白云石（王冠民等, 2005）（图2n, o）。可见，石英、长石等碎屑矿物和隐晶方解石为沉积矿物，亮晶方解石、铁白云石以及成岩转化形成的黏土矿物为成岩矿物。

利用X射线衍射分析可以测定全岩矿物及黏土矿物的相对含量，但黏土矿物的测试结果是陆源输入和成岩转化的总和，无法将两者含量分离开，因此，定量化的估算泥岩中成岩矿物的含量是开展成岩体系划分的关键因素之一。从岩石薄片、扫描电镜以及X射线衍射的实验结果分析可

知，烃源岩中石英化学性质稳定，主要受沉积物源的影响，从物源区至沉积—成岩过程中具有很好的可比性；长石（钾长石和斜长石）主要是陆源输入，在埋藏过程中基本未发生成岩转化，是陆源矿物。观察研究区陆源输入矿物中石英与长石的关系（图5b），发现两者具有良好的正相关性，表明研究区各层段陆源矿物的输入具有稳定性，将石英的含量替代陆源矿物输入的特征是可行的。

东营凹陷古近系沙河街组一段（以下简称沙一段）沉积初期是以砂泥岩互层的滩坝沉积，然后过渡到以泥岩沉积为主的滨浅湖沉积；沉积后期物源区剥蚀加剧，沉积物由周缘向湖心进积，滨浅湖沉积被三角洲沉积所取代（孙晓玮, 2016）。

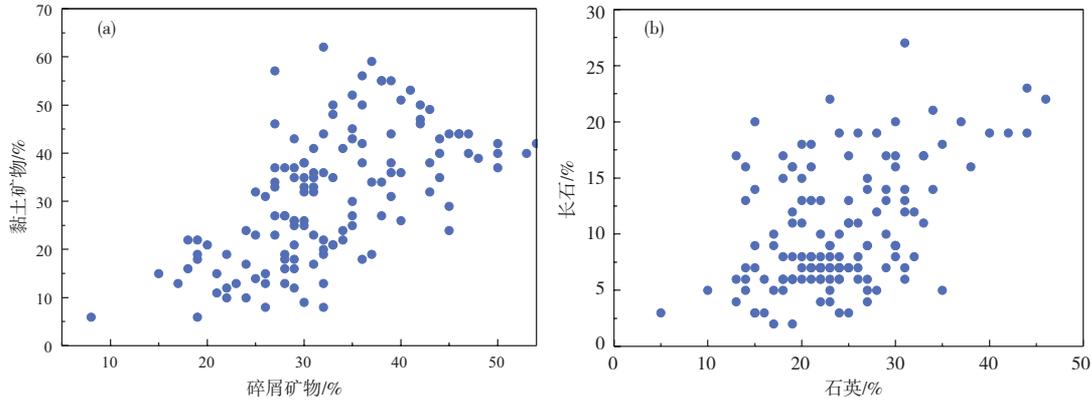


图5 碎屑矿物与黏土矿物相关性 (a) 以及石英与长石相关性 (b)

Fig. 5 Correlation between detrital minerals and clay minerals (a) and quartz and feldspar (b)

研究区沙一段埋藏深度浅，地层处于早成岩阶段（孙晓玮等, 2016），成岩作用弱，矿物基本保持陆源沉积时的矿物成分，因此可将沙一段黏土矿物含量视为原始沉积时的含量，作为替代研究区陆源输入的矿物特征，即 $C_{\text{沙一段}} = C_{\text{陆源}}$ 。在此，作者采用黏土矿物含量与石英含量比值对陆源黏土矿物含量进行估算，即： $C_{\text{陆源}} = (C/Q)_{\text{沙一段}} \times Q_{\text{样品}}$ （C：黏土矿物含量，Q：石英含量）。这样可以根据每个样品中的石英含量来估算来自陆源输入的黏土矿物含量，进而求得成岩转化的黏土矿物含量，即： $C_{\text{成岩}} = C_{\text{XRD}} - C_{\text{陆源}}$ 。

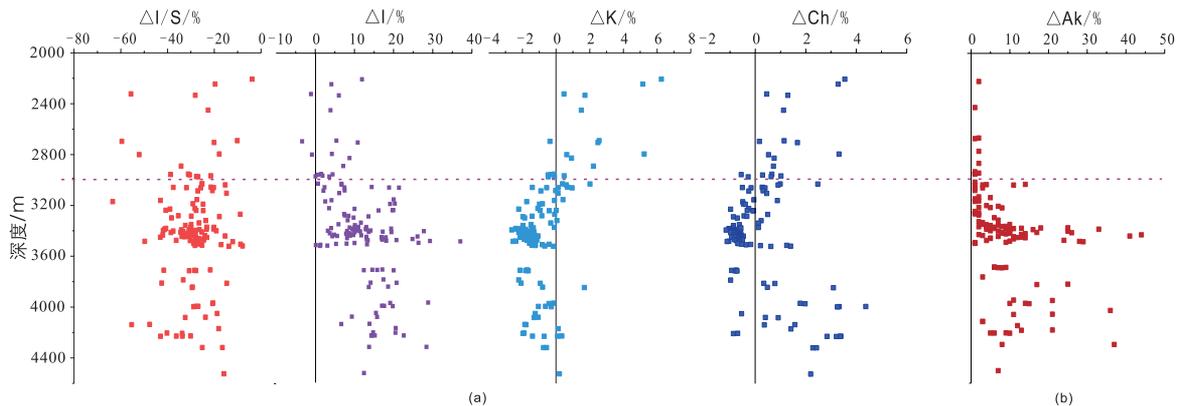
研究区沙一段黏土矿物主要为伊蒙间层（88%），且伊蒙间层比在70%以上，表明伊蒙间层中蒙脱石含量较高，并含有少量的伊利石（6%）、高岭石（4%）和绿泥石（2%）（附表）。随埋藏深度的增加，各种黏土矿物含量发生或增或减的成岩转化，因此利用 $C_{\text{陆源}} = (C/Q)_{\text{沙一段}} \times Q_{\text{样品}}$ 和 $C_{\text{成岩}} =$

$C_{\text{XRD}} - C_{\text{陆源}}$ 计算可得到各黏土矿物的成岩转化量，其中正值表征由其他黏土矿物转化生成的含量，负值表征其转化为其他黏土矿物的含量（附表）。

3.2 成岩矿物含量变化与成岩体系划分

通过上述讨论建立的黏土矿物成岩转化量的计算方法，可以得到四种黏土矿物在埋藏成岩过程中随深度的转化规律。首先将各种黏土矿物的含量值转换为在全岩中的相对含量，再经计算得出各成岩黏土矿物随深度的转化规律（图6a）。

可以发现，随埋深增加，四种黏土矿物均表现出一定的转化规律（图6a）：（1）伊蒙间层随深度变化均为负值，表明在埋藏成岩过程中，伊蒙间层向其他黏土矿物发生成岩转化，整体上转化规律不明显，表明蒙脱石不是向单一黏土矿物转化；（2）除浅层几个样品外，伊利石含量均为正值，表明在埋藏成岩过程中伊利石是由其他黏土矿物转化而来。随深度变化，其转化过程可分为



IS: 伊蒙间层; I: 伊利石; K: 高岭石; Ch: 绿泥石; Ak: (含铁)白云石

图6 黏土矿物成岩转化量随深度的演化特征 (a) 和 (含铁) 白云石含量随深度的演化特征 (b)

Fig. 6 Variation of diagenetic transformation contents of clay mineral (a) and dolomite contents (b) along depth

三个阶段: 3000 m 以上, 伊利石的生成量较小, 小于 10%, 深度在 3000 m 时, 伊利石转化量快速增加, 至 3500 m 转化生成的伊利石可达 40%, 3500 m 以下转化量保持稳定, 多集中在 10%~20% 之间; (3) 高岭石的转化量以 3000 m 为界具有显著的两段性, 3000 m 以上, 高岭石为正值, 随深度增加, 增加量逐渐减少, 表明高岭石是由其他矿物转化而来且转化量逐渐减少, 至 3000 m 以下高岭石的生成量均为负值, 表明此阶段高岭石发生了向其他黏土矿物的成岩转化; (4) 随深度增加, 绿泥石的转化也出现了显著的两段性, 表现在 3000 m 以上, 绿泥石的转化量均为正值, 表明绿泥石由其他矿物转化而来未发生向其他矿物的转化, 3000 m 以下, 绿泥石的转化出现了正值和负值, 表明既有其他黏土矿物向绿泥石转化又有绿泥石转化为其他黏土矿物, 至 3800 m 以下, 成岩生成的绿泥石大量增加。可见, 黏土矿物的成岩演化以 3000 m 为界表现出显著的两段性, 3000 m 以上, 伊蒙间层发生向其他黏土矿物的成岩转化, 转化量较小且转化进程缓慢, 而伊利石、高岭石和绿泥石均未发生向其他黏土矿物的转化过程; 3000 m 以下, 是伊蒙间层的快速转化以及伊利石和绿泥石的快速生成阶段, 各种黏土矿物的演化较为复杂。

碳酸盐矿物中白云石的演化以 3000 m 为界同样具有明显的阶段性(图 6b): 3000 m 以上白云石含量较低, 占全岩含量的 1%~2%, 大部分样品未检测到白云石的存在; 3000 m 以下白云石含量逐渐增加, 经扫描电镜配合能谱检测发现多为含铁白云石, 具有明显的重结晶特征(图 2n、o), 3400~3500 m 含量快速增加, 最大可占全岩含量的 50% 左右。可见, 埋藏成岩过程中黏土矿物的成岩转化和白云石以 3000 m 为界具有截然不同的演化特征, 形成了 3000 m 以上伊蒙间层+高岭石成岩矿物组合和 3000 m 以下伊利石+绿泥石+白云石成岩矿物组合的两种不同的成岩体系。

3.3 成岩体系特征的差异性探析

3000 m 上下成岩矿物具有截然不同的成岩演化特征, 形成两种不同的成岩体系, 主要与黏土矿物自身的物理化学性质以及地层中温度、压力、孔隙流体性质等因素有关。黏土矿物在晶粒大小、表面电荷性质和离子交换能力等方面具有显

著差异。蒙脱石、伊利石和绿泥石晶粒极小 (10^{-4} ~ 10^{-5} mm), 表面带有负电荷; 高岭石晶粒较大, 可达 10^{-2} mm, 表面电荷较低 (Velde and Meunier, 2008)。而且埋藏成岩作用是随着有效应力和温度的增加而缓慢调整的过程, 逐渐推动矿物的热力学性质趋于稳定 (Bjørlykke and Jahren, 2012)。

埋藏较浅时, 机械压实作用在地层中占据主导地位, 较低的地温使得黏土矿物之间反应速率较低 (Bjørlykke, 1999), 矿物处于化学不平衡状态 (Bjørlykke, 2014; Chuhan et al., 2003)。如高岭石在地温 70~100 °C 时可以保持稳定, 且只有孔隙水中的 K^+/H^+ 比值和 SiO_2 浓度较低时才会形成 (Bjørlykke, 2013)。随着埋藏深度和压力的增加, 高岭石可与溶解的钾长石或其他含钾矿物反应生成伊利石 (Chuhan et al., 2001), 在没有钾源的情况下, 高岭石可在更高的温度下保持稳定 (Jahren, 1992)。随埋深增加, 化学压实逐渐占主导作用, 主要受热力学和动力学驱动, 涉及矿物的溶解-沉淀反应。化学压实作用初期, 矿物热力学性质不平衡, 随着温度和压力的增加, 矿物组合将在一定的温压条件下向平衡方向移动, 形成热力学上更加稳定的矿物组合 (Bjørlykke and Jahren, 2012)。如蒙脱石在埋深 2 km 时可以机械压实至孔隙度的 40% (Bjørlykke, 1998), 随埋深增加, 地温在 60~80 °C 时, 可溶解转化为混层矿物和伊利石 (Bjørlykke and Jahren, 2012)。在不同的阳离子类型和浓度下, 蒙脱石可向不同的黏土矿物发生成岩转化, 如在富 K^+ 环境中蒙脱石易发生伊利石化形成伊利石 (Li et al., 2017), 在富 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 环境中则易发生绿泥石化形成绿泥石 (Shabani, 2009), 而且当流体中 $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ 比值小于 0.5 时, 只有少量蒙脱石可转化为柯绿泥石 (Walker and Wheeler, 2016), 而随着 Fe^{2+} 含量的增加, 蒙脱石才会大量转化为绿泥石。

碳酸盐矿物(方解石和白云石)的成岩作用是埋藏过程中机械压实和化学反应之间相互作用的结果, 主要受生物和化学沉淀的控制。与黏土矿物相比, 碳酸盐矿物的反应在动力学上更快且对温度更不敏感 (Croizé et al., 2010), 特别是在低温下, 可能导致浅层碳酸盐矿物的溶解和胶结, 如文石和高镁钙石在浅层发生变形或完全溶解 (Bjørlykke, 2014)。随埋深增加, 机械压实作用逐

渐被化学压实作用取代, 隐晶质方解石的溶解和胶结作用会造成地层中孔隙度的变化, 而且深层成岩环境变为高温高压的强还原环境, 成岩作用显著增强, 有机质的热解、CO₂运移以及黏土矿物的转化, 使得孔隙流体中产生大量 Fe²⁺、Mg²⁺、Ca²⁺等离子, 与 CO₃²⁻结合形成亮晶方解石与含铁白云石 (刘宁等, 2007), 化学反应将向热力学更稳定的矿物组合进行 (Bjørlykke, 2014)。

前人研究表明高岭石在 70~100℃ 的酸性环境下稳定, 但随着埋藏深度的增加、温度和压力的升高、成岩环境由酸性向碱性的转变, 在 K⁺ 和 Fe²⁺、Mg²⁺ 的存在下, 高岭石会分别向伊利石和绿泥石转化 (Bjørlykke and Jahren, 2012; 张永旺等, 2015), 而且地层中高岭石减少的深度与伊利石和绿泥石增加的深度一致 (图 6)。可见, 以 3000 m 为界, 成岩环境也发生了由酸性成岩环境向碱性成岩环境的变化。郑和荣等 (2000) 和何生等 (2012) 通过声波时差资料、岩石密度分析等研究证实, 东营凹陷的异常高压出现在 2800 m 以下, 有机质生烃、欠压实和胶结作用是形成异常高压的主要原因 (张善文等, 2009; 刘士林等, 2010; 张守春等, 2010a), 异常高压对地层封闭体系的形成与分布起控制作用。可以看出, 泥岩中矿物埋藏演化过程形成的成岩体系与有机质生烃产生异常压力造成的开放/封闭体系具有较好的响应关系, 但由于无机矿物对地温增加的反应速率的响应滞后于有机质成熟度指标 (Ola et al., 2018), 因而产生了深度上的微弱差异。

因此可以推测, 以 3000 m 为界, 东营凹陷古近系泥岩中成岩矿物的演化形成了不同的成岩矿物组合, 经历了两个不同的成岩体系: 3000 m 以上, 以伊蒙间层+高岭石为成岩矿物组合的酸性成岩环境和开放体系; 3000 m 以下, 以伊利石+绿泥石+白云石为成岩矿物组合的碱性成岩环境和封闭体系。

3.4 成岩体系差异对有机质生烃的潜在影响

通过以上分析可知, 泥岩中不同成岩阶段的成岩矿物组合不同, 不同的成岩矿物组合经历了不同的成岩体系, 这对有机质的生烃演化产生重要影响。有机质的热演化过程主要发生两类反应: 一是以共价键断裂为主的分解反应, 另一类是化学键的缩聚反应 (傅家谟和秦匡宗, 1995; 付

小东等, 2017)。但在不同的成岩体系下, 缩聚和裂解所处的优势不同。开放体系下, 生烃过程中产物随生随排, 各阶段生成的液态烃不会参与后一阶段的生烃演化, 气态烃主要是有机质热降解的结果, 整个反应过程中裂解总是比缩聚占据优势 (张守春等, 2010b; 邱军利等, 2011); 封闭体系下, 前期以裂解为主, 各阶段生成的液态烃参与后一阶段的生烃过程, 气态烃是热降解气和液态烃二次裂解的综合产物, 但随着温度增加, 缩聚反应逐渐占据优势 (Xu and Tomita, 1987; Behar et al., 1997)。除了受成岩体系的影响外, 埋藏过程中成岩环境的改变同样影响有机质的生烃过程。泥岩中, 沉积有机质 (如颗粒有机质、黏土复合有机质) 和生物有机质 (蛋白质、糖类、木质素和脂类) 都具有多种类型 (樊馥等, 2011; Rahman et al., 2017), 在不同的酸碱环境下, 有机质的演化具有差异。例如, 氨基酸是石油和天然气的重要来源, 对早期成岩作用中油气的生成具有重大贡献, 在不同的酸碱环境下, 蛋白质可水解形成不同的氨基酸, 由于酸性水解和碱性水解的途径以及速度不同, 影响氨基酸的保存和反应 (陈泽宪和徐辉碧, 2002), 进而影响烃的生成。同时 pH 的高低还影响酚类的羟基与蛋白质之间氢键的形成 (王将克, 1991; 卢双舫, 2008), 进而影响有机质的裂解过程。可见, 有机质在不同成岩体系和成岩环境下生烃特征的差异, 反映了生油气机理的不同, 代表不同的油气地质意义 (胡国艺等, 2004)。

泥岩中有机质的演化是去氧加氢的过程, 生烃过程与外源氢的加入密切相关, 其中水被认为是氢的重要来源 (Qin et al., 2002; Seewald, 2003; 王先彬等, 2005; Wang et al., 2013)。中浅层烃源岩中富含大量的水, 对有机质生烃过程提供了丰富的氢源, 不仅提高了烃的产率, 促进了生烃作用, 也抑制了石墨化 (Lewan, 1997; 金之钧等, 2002); 深层烃源岩的相对封闭性和高温液态水抑制有机质的缩聚反应和脱氢芳构化, 延迟石油的热裂解, 从而使生油高峰出现延迟 (Carr et al., 2009; 付小东等, 2017)。而且在绿泥石的转化序列中, 会伴随着水中 OH⁻ 的不断消耗和 H⁺ 的不断富集, 这也为有机质的生烃过程提供了氢的来源 (杜佳宗等, 2018), 因而对有机质生烃起到促进作用。

在相似的温度、压力和孔隙流体系统中, 成

岩矿物和有机质对温度场的变化产生相对应的变化,使得利用成岩矿物划分的成岩体系预测有机质的生烃过程成为可能。因此,关注成岩过程中成岩矿物组合的差异,对认识不同成岩环境和成岩体系下有机质的生排烃过程具有重要意义。

4 结论

(1) 东营凹陷泥岩中石英主要受陆源输入的影响,从陆源区至沉积—成岩过程中含量稳定,具有可对比性,可作为陆源碎屑输入的矿物特征。研究发现,黏土矿物与碎屑矿物具有很好的相关性,表明两者来自同一物源,然而在埋藏演化过程中各黏土矿物成分之间发生成岩转化,体现了沉积和成岩的综合作用。碳酸盐矿物主要由隐晶方解石、亮晶方解石和白云石组成,隐晶方解石是沉积矿物,亮晶方解石和白云石是溶解重结晶作用形成的成岩矿物。

(2) 针对研究区的地质和矿物特征,提出黏土矿物成岩转化量的定量估算方法。通过 $C_{\text{陆源}} = (C/Q)_{\text{沙}} \times Q_{\text{样品}}$ (C : 黏土矿物含量, Q : 石英含量) 公式,可根据每个样品中的石英含量来估算来自陆源输入的黏土矿物含量,进而得出成岩转化量 ($C_{\text{成岩}} = C_{\text{XRD}} - C_{\text{陆源}}$)。研究发现,以 3000 m 为界泥岩中成岩矿物和组合呈现出两段性,3000 m 以上成岩黏土矿物和白云石的成岩转化较慢,形成了以伊蒙间层+高岭石的成岩矿物组合;3000 m 以下成岩黏土矿物和白云石的成岩转化过程加快,形成了以伊利石+绿泥石+白云石的成岩矿物组合。

(3) 3000 m 上下成岩矿物具有截然不同的演化特征,形成两种不同的成岩体系,主要与成岩矿物自身的物理化学性质以及地层中温度、压力、孔隙流体性质等因素的变化有关。这与前人研究东营凹陷泥岩中异常压力带造成的开放/封闭体系的界限基本一致,可以推测:3000 m 以上,形成了以伊蒙间层+高岭石为成岩矿物组合的酸性成岩环境和开放体系;3000 m 以下,形成了以伊利石+绿泥石+白云石为成岩矿物组合的碱性成岩环境和封闭体系,充分展现了泥岩在深浅层成岩环境和体系的差异性。这对认识不同成岩体系下有机质的生烃过程和生烃机理的差异性具有重要的意义。

参考文献(References):

- 蔡进功,包于进,杨守业,等. 2007. 泥质沉积物和泥岩中有机质的赋存形式与富集机制[J]. 中国科学(D辑), 37(2): 234-243.
- 蔡郁文,张水昌,何坤,等. 2017. 烃源岩中无机矿物对有机质生烃的影响[J]. 石油实验地质, 39(2): 253-260.
- 曾翔,蔡进功,董哲,等. 2017. 泥页岩沉积特征与生烃能力——以东营凹陷沙河街组三段中亚段—沙河街组四段上亚段为例[J]. 石油学报, 38(1): 31-43.
- 陈泽宪,徐辉碧. 2002. 蛋白质水解阶段对氨基酸组成分析的影响[J]. 分析科学学报, 18(1): 80-85.
- 邓煜. 2017. 铀在封闭体系中对于烃源岩生烃作用的影响[D]. 西安: 西北大学.
- 杜佳宗,蔡进功,谢忠怀,等. 2018. 泥岩埋藏成岩过程中绿泥石的演化途径及意义[J]. 高校地质学报, 24(3): 371-379.
- 樊馥,蔡进功,徐金鲤,等. 2011. 泥质烃源岩不同有机显微组分的原始赋存态[J]. 同济大学学报(自然科学版), 39(3): 434-439.
- 付小东,秦建中,姚根顺,等. 2017. 两种温压体系下烃源岩生烃演化特征对比及其深层油气地质意义[J]. 地球化学, 46(3): 262-275.
- 傅家谟,秦匡宗. 1995. 干酪根地球化学[M]. 广州: 广东科技出版社.
- 何生,宋国奇,王永诗,等. 2012. 东营凹陷现今大规模超压系统整体分布特征及主控因素[J]. 地球科学, 37(5): 1029-1042.
- 胡国艺,李志生,罗霞,等. 2004. 两种热模拟体系下有机质生气特征对比[J]. 沉积学报, 22(4): 718-723.
- 金之钧,张刘平,杨雷,等. 2002. 沉积盆地深部流体的地球化学特征及油气成藏效应初探[J]. 地球科学, 27(6): 659-665.
- 李颖莉,蔡进功. 2014. 泥质烃源岩中蒙脱石伊利石化对页岩气赋存的影响[J]. 石油实验地质, 36(3): 352-358.
- 李志明,余晓露,徐二社,等. 2010. 渤海湾盆地东营凹陷有效烃源岩矿物组成特征及其意义[J]. 石油实验地质, 32(3): 270-275.
- 李志明,郑伦举,马中良,等. 2011. 烃源岩有限空间油气生排模拟及其意义[J]. 石油实验地质, 33(5): 447-451.
- 刘宁,张守鹏,王伟庆,等. 2007. 东营凹陷沙河街组三段地层特征及典型成岩矿物组合研究[J]. 地层学杂志, 31(5): 585-591.
- 刘士林,郑和荣,林舸,等. 2010. 渤海湾盆地东营凹陷异常压力分布和演化特征及与油气成藏关系[J]. 石油实验地质, 32(3): 233-237.
- 卢双舫. 2008. 油气地球化学[M]. 北京: 石油工业出版社.
- 马中良,郑伦举,李志明,等. 2013. 盐类物质对泥质烃源岩生排烃过程的影响[J]. 西南石油大学学报(自然科学版), 35(1): 43-51.
- 邱军利,夏燕青,雷天柱. 2011. 两种热模拟体系下热解产物相关性研究[J]. 天然气地球科学, 22(1): 144-148.
- 邱隆伟,赵伟,刘魁元. 2007. 碱性成岩作用及其在济阳拗陷的应用展望[J]. 油气地质与采收率, 14(2): 10-15.
- 邵淑晓,曾澍辉,张善文,等. 2015. 东营凹陷沙河街组砂岩储层高岭石类型、特征及其成因[J]. 沉积学报, 33(6): 1204-1216.
- 宋国奇,刘鹏,刘雅利. 2014. 渤南洼陷沙河街组四段下亚段成岩作用与储层孔隙演化[J]. 沉积学报, 32(5): 941-948.
- 隋风贵,刘庆,张林晔. 2007. 济阳断陷盆地烃源岩成岩演化及其排烃意义[J]. 石油学报, 28(6): 12-16.
- 孙晓玮. 2016. 东营凹陷中央隆起带东部东辛地区古近系沙一段沉积体系研究[D]. 北京: 中国地质大学.
- 孙晓玮,姜在兴,马琪,等. 2016. 东营凹陷东辛地区沙河街组一段两

- 类储层结构成因[J]. 地质科技情报, 35(4): 84-90.
- 王冠民, 任拥军, 钟建华, 等. 2005. 济阳拗陷古近系黑色页岩中纹层状方解石脉的成因探讨[J]. 地质学报, 79(6): 116-120.
- 王行信, 蔡进功, 包于进. 2006. 粘土矿物对有机质生烃的催化作用[J]. 海相油气地质, 11(3): 31-42.
- 王将克. 1991. 氨基酸生物地球化学[M]. 北京: 科学出版社.
- 王先彬, 妥进才, 周世新, 等. 2005. 地球深部有机质演化与油气资源[J]. 石油勘探与开发, 32(4): 171-176.
- 吴朝东, 王琪琪, 冯雪, 等. 2007. 新疆库车凹陷侏罗系多粒级黏土矿物分析方法及其对沉积一成岩环境的指示[J]. 岩石学报, 23(7): 1655-1663.
- 游国庆, 潘家华, 刘淑琴, 等. 2006. 东营凹陷古近系砂岩成岩作用与孔隙演化[J]. 岩石矿物学杂志, 25(3): 75-80.
- 张善文, 张林晔, 张守春, 等. 2009. 东营凹陷古近系异常高压的形成与岩性油藏的含油性研究[J]. 科学通报, (11): 1570-1578.
- 张守春, 张林晔, 查明, 等. 2010a. 东营凹陷压力系统发育对油气成藏的控制[J]. 石油勘探与开发, 37(3): 289-296.
- 张守春, 张林晔, 王宇蓉, 等. 2010b. 开放、封闭两种体系对比模拟确定深层烃源岩成烃机制——以东营凹陷沙四段烃源岩为例[J]. 天然气工业, 30(9): 15-18.
- 张永旺, 曾濛辉, 曲正阳, 等. 2015. 东营凹陷砂岩储层自生高岭石发育特征与成因机制[J]. 石油与天然气地质, 36(1): 73-79.
- 赵岩, 刘池洋, 张东东. 2017. 烃源岩发育与生烃过程中无机元素的参加及其作用[J]. 西北大学学报(自然科学版), 47(2): 245-252.
- 郑和荣, 黄永玲, 冯有良. 2000. 东营凹陷下第三系地层异常高压体系及其石油地质意义[J]. 石油勘探与开发, 27(4): 67-70.
- 朱光有, 金强. 2003. 东营凹陷两套优质烃源岩层地质地球化学特征研究[J]. 沉积学报, 21(3): 506-512.
- 邹华耀, 郝芳, 柳广弟, 等. 2005. 库车冲断带巴什基奇克组砂岩自生高岭石成因与油气成藏[J]. 石油与天然气地质, 26(6): 786-791.
- Barakat A O, El-Gayar M S and Mostafa A R. 2000. Geochemical significance of fatty acids in crude oils and related source rocks from Egypt [J]. *Liquid Fuels Technology*, 18(5-6): 635-655.
- Beaufort D, Rigault C, Billon S, et al. 2015. Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geologica—a review [J]. *Clay Minerals*, 50(4): 497-523.
- Behar F, Vandenbroucke M, Tang Y, et al. 1997. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation [J]. *Organic Geochemistry*, 26(5-6): 321-339.
- Bjørlykke K. 1998. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins—a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin [J]. *Clay Minerals*, 33(1): 15-34.
- Bjørlykke K. 1999. Principal aspects of compaction and fluid flow in mudstones [J]. *Geological Society London Special Publications*, 158(1): 73-78.
- Bjørlykke K. 2013. Clay minerals in North Sea sandstones [J]. *Special Publications*: 65-80.
- Bjørlykke K. 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins [J]. *Sedimentary Geology*, 301(3): 1-14.
- Bjørlykke K, Bue B and Elverhøt A. 2010. Quaternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock [J]. *Sedimentology*, 25(2): 227-246.
- Bjørlykke K and Jahren J. 2012. Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs [J]. *AAPG Bulletin*, 96(12): 2193-2214.
- Bjørlykke K, Ramm M and Saigal G C. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution [J]. *Geologische Rundschau*, 78(1): 243-268.
- Bourdelle F and Cathelineau M. 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R²⁺-Si diagram [J]. *European Journal of Mineralogy*, 27(5): 617-626.
- Carr A D, Snape C E, Meredith W, et al. 2009. The effect of water pressure on hydrocarbon generation reactions: some inferences from laboratory experiments [J]. *Petroleum Geoscience*, 15(1): 17-26.
- Chuhan F A, Bjørlykke K and Lowrey C J. 2001. Closed-system burial diagenesis in reservoir sandstones: Examples from the Garn Formation at Haltenbanken area, offshore Mid-Norway [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 71(1): 15-26.
- Chuhan F A, Kjeldstad A, Bjørlykke K, et al. 2003. Experimental compression of loose sands: relevance to porosity reduction during burial in sedimentary basins [J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(5): 995-1011.
- Croizé D, Ehrenberg S N, Bjørlykke K, et al. 2010. Petrophysical properties of bioclastic platform carbonates: implications for porosity controls during burial [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 27(8): 1765-1774.
- Dolci L S, Sciuotto G, Guardigli M, et al. 1995. Experimental simulation of gas generation from coals and a marine kerogen [J]. *Chemical Geology*, 126(3-4): 247-260.
- Ingalls A E, Aller R C, Lee C, et al. 2004. Organic matter diagenesis in shallow water carbonates sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(21): 4363-4379.
- Jahren J S. 1992. Diagenetic Illite-chlorite assemblages in arenites. I. Chemical evolution [J]. *Clays and Clay Minerals*, 40(5): 540-546.
- Kennedy M J, Löhr S C, Fraser S A, et al. 2014. Direct evidence for organic carbon preservation as clay-organic nanocomposites in a Devonian black shale; from deposition to diagenesis [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 388(18): 59-70.
- Kolla V, Biscaye P E and Hanley A F. 1979. Distribution of quartz in late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate [J]. *Quaternary Research*, 11(2): 261-277.
- Lewan M D. 1997. Experiments on the role of water in petroleum formation [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(17): 3691-3723.
- Li Y, Cai J, Song G, et al. 2015. DRIFT spectroscopic study of diagenetic organic-clay interactions in argillaceous source rocks [J]. *Spectrochimica Acta Part A Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 148: 138-145.
- Li Y, Cai J, Song M, et al. 2016. Influence of organic matter on smectite illitization: A comparison between red and dark mudstones from the Dongying Depression, China [J]. *American Mineralogist*, 101(1): 134-145.
- Li Y, Cai J, Wang X, et al. 2017. Smectite-illitization difference of source rocks developed in saline and fresh water environments and its influence

- on hydrocarbon generation: A study from the Shahejie Formation, Dongying Depression, China [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 80: 349–357.
- Lindgreen H and Surlyk F. 2000. Upper Permian–Lower Cretaceous clay mineralogy of East Greenland: provenance, palaeoclimate and volcanicity [J]. *Clay Minerals*, 35(5): 791–806.
- Ma B, Eriksson K A, Cao Y, et al. 2016. Fluid flow and related diagenetic processes in a rift basin: Evidence from the fourth member of the Eocene Shahejie Formation interval, Dongying depression, Bohai Bay Basin, China [J]. *AAPG Bulletin*, 100(11): 1633–1662.
- Morad S, Ketzer J M and Ros L F D. 2010. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins [J]. *Sedimentology*, 47(s1): 95–120.
- Ola P S, Aidi A K and Bankole O M. 2018. Clay mineral diagenesis and source rock assessment in the Bornu Basin, Nigeria: Implications for thermal maturity and source rock potential [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 89: 653–664.
- Qin J, Liu J, Liu B, et al. 2002. Hydrocarbon yield and geochemical parameters affected by heating time and added water amount in the simulation test [J]. *Experimental Petroleum Geology*, 24(2): 152–157.
- Rahman H M, Kennedy M, Löhr S, et al. 2017. Clay–organic association as a control on hydrocarbon generation in shale [J]. *Organic Geochemistry*, 105: 42–55.
- Seewald J. 2003. Organic-inorganic interactions in petroleum-producing sedimentary basins [J]. *Nature*, 426(6964): 327–333.
- Shabani A A T. 2009. Mineral chemistry of chlorite replacing biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians [J]. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 20(3): 265–275.
- Tissot B and Welte D. 1984. *Petroleum Formation and Occurrence* [M]. Berlin: Springer Verlag.
- Velde B B and Meunier A. 2008. *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks* [M]. Berlin: Springer Verlag.
- Walker J and Wheeler J. 2016. The smectite to corrensite transition: X-ray diffraction results from the MH–2B core, western Snake River Plain, Idaho, USA [J]. *Clay Minerals*, 51(4): 691–696.
- Wang Y, Zhang S and Zhu R. 2013. Water consumption in hydrocarbon generation and its significance to reservoir formation [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 40(2): 259–267.
- Williams L B, Canfield B, Voglesonger K M, et al. 2005. Organic molecules formed in a “primordial womb” [J]. *Geology*, 33(11): 913–916.
- Xu W and Tomita A. 1987. Effect of temperature on the flash pyrolysis of various coals [J]. *Fuel*, 66(5): 632–636.
- Yuan G, Cao Y, Zhang Y, et al. 2017. Diagenesis and reservoir quality of sandstones with ancient “deep” incursion of meteoric freshwater—An example in the Nanpu Sag, Bohai Bay Basin, East China [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 82: 444–464.
- Zeng X, Cai J, Dong Z, et al. 2018. Relationship between mineral and organic matter in shales: The case of Shahejie Formation, Dongying Sag, China [J]. *Minerals*, 8(6): 222.
- Zhang L, Liu Q, Zhu R, et al. 2009. Source rocks in Mesozoic–Cenozoic continental rift basins, east China: A case from Dongying Depression, Bohai Bay Basin [J]. *Organic Geochemistry*, 40(2): 229–242.

附表 东营凹陷古近系泥岩黏土矿物和全岩矿物含量

Appendix Clay minerals and total rock mineral content of Paleogene mudstone in Dongying Sag

样品号	岩性	井深/m	层段	伊蒙间层/%			伊利石/%			高岭石/%			绿泥石/%			伊蒙 间层 比	全岩矿物/%			
				占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量		石英	长石	(含铁)黏土	白云石矿物
S1	深灰色泥岩	1271	沙一	39.1	39.1	0	1.3	1.3	0	1.3	1.3	0	0.4	0.4	0	75	27	9	1	42
S2	深灰色泥岩	1274	沙一	48.4	48.4	0	0.0	0	0	2.6	2.6	0	1.0	1.0	0	69	22	13	2	52
S3	泥岩	1293	沙一	41.4	41.4	0	1.8	1.8	0	1.8	1.8	0	0.9	0.9	0	65	21	6	9	46
S4	灰色泥岩	1295	沙一	43.1	43.1	0	12.4	12.4	0	2.4	2.4	0	1.2	1.2	0	75	31	6	1	59
S5	灰色泥岩	2183.8	沙二	34.7	38.5	-3.8	14.9	2.9	12.0	8.1	1.8	6.3	4.3	0.8	3.5	40	22	10		62
S6	灰色泥岩	2221.57	沙二	34.7	54.3	-19.6	8.3	4.1	4.2	7.7	2.5	5.2	4.4	1.1	3.3	40	31	7	2	55
S7	灰色泥岩	2299.9	沙二	21.4	77.0	-55.6	4.8	5.9	-1.1	4.1	3.6	0.5	2.0	1.6	0.4	40	44	19		34
S8	深灰色泥页岩	2310.5	沙二	33.2	61.3	-28.1	10.7	4.7	6.0	4.6	2.9	1.7	2.6	1.3	1.3	50	35	5		51
S9	深灰色泥岩	2426	沙二	29.9	52.5	-22.6	7.9	4.0	3.9	4.0	2.5	1.5	2.2	1.1	1.1	50	30	16	1	44
S10	深灰色泥岩	2667.3	沙二	37.1	47.3	-10.2	9.0	3.6	5.4	4.8	2.2	2.6	2.1	1.0	1.1	50	27	14	2	53
S11	紫红色泥岩	2672.4	沙二	17.5	77.0	-59.5	2.5	5.9	-3.4	3.3	3.6	-0.3	1.8	1.6	0.2	45	44	23	1	25
S12	粉砂质泥岩	2682.31	沙二	32.5	52.5	-20	14.9	4.0	10.9	5.0	2.5	2.5	2.8	1.1	1.7	45	30	9		55
S13	深灰色泥页岩	2771.96	沙二	34.7	52.5	-17.8	8.3	4.0	4.3	7.7	2.5	5.2	4.4	1.1	3.3	40	30	8	2	55
S14	灰绿色泥岩	2777.39	沙二	21.4	73.5	-52.1	4.8	5.6	-0.8	4.1	3.4	0.7	2.0	1.5	0.5	40	42	19		34
N15	泥岩	2804	沙三中	28.8	26.3	2.5	10.8	2.0	8.8	2.2	1.2	1.0	1.3	0.5	0.8	40	15	20		43
N16	泥页岩	2948.2	沙三中	26.1	64.8	-38.7	9.4	4.9	4.5	2.7	3.0	-0.3	0.8	1.4	-0.6	40	37	20	1	39
N17	泥岩	2966.15	沙三中	25.6	52.5	-26.9	7.6	4.0	3.6	2.0	2.5	-0.5	0.8	1.1	-0.3	40	30	17	1	40
FS18	红褐色泥岩	2867.8	沙三中	18.4	52.5	-34.1	11.2	4.0	7.2	4.7	2.5	2.2	1.8	1.1	0.7	40	30	9	2	36
N19	粉砂质泥岩	2945	沙三中	26.6	57.8	-31.2	5.9	4.4	1.5	2.6	2.7	-0.1	1.9	1.2	0.7	45	33	17		37
N20	泥岩	2951.5	沙三中	18.5	49.0	-30.5	4.4	3.7	0.7	1.8	2.3	-0.5	1.3	1.0	0.3	45	28	12		26
N21	泥岩	2958.65	沙三中	31.1	52.5	-21.4	5.9	4.0	1.9	2.9	2.5	0.4	2.1	1.1	1.0	40	30	20	2	42
N22	泥岩	2963.65	沙三中	26.6	54.3	-27.7	4.2	4.1	0.1	2.5	2.5	0	1.8	1.2	0.6	40	31	13	1	35
N23	泥岩	3021	沙三中	18.6	43.8	-25.2	4.1	3.3	0.8	2.4	2.1	0.3	1.9	0.9	1.0	40	25	13		27
N24	泥岩	3022	沙三中	25.5	50.8	-25.3	10.6	3.9	6.7	4.4	2.4	2.0	3.5	1.0	2.5	40	29	17		44
N25	泥岩	3029.5	沙三中	32.0	47.3	-15.3	10.3	3.6	6.7	2.8	2.2	0.6	1.9	1.0	0.9	40	27	15	1	47
F26	灰色泥岩	3047.68	沙三下	11.8	33.3	-21.5	17.0	2.5	14.5	2.2	1.6	0.6	1.0	0.7	0.3	20	19	6	14	32
N27	泥岩	3049.7	沙三中	6.2	43.8	-37.6	5.7	3.3	2.4	0.7	2.1	-1.4	0.4	0.9	-0.5	30	25	7	4	13
N28	泥岩	3051.3	沙三中	13.0	33.3	-20.3	10.0	2.5	7.5	1.0	1.6	-0.6	1.0	0.7	0.3	30	19	16	3	25
F29	灰色泥岩	3052.18	沙三下	10.2	42.0	-31.8	22.1	3.2	18.9	2.1	2.0	0.1	0.7	0.9	-0.2	20	24	7	1	35
F30	灰色泥岩	3053.08	沙三下	9.3	35.0	-25.7	24.1	2.7	21.4	2.6	1.6	1.0	1.1	0.7	0.4	20	20	7	11	37
N31	泥岩	3074.3	沙三中	2.0	22.8	-20.8	9.2	1.7	7.5	1.0	1.1	-0.1	0.8	0.5	0.3	30	13	4	3	13
N32	泥岩	3077	沙三中	11.5	38.5	-27	5.0	2.9	2.1	0.9	1.8	-0.9	0.5	0.8	-0.3	30	22	6	1	18
N33	泥岩	3096.02	沙三中	36.0	50.8	-14.8	10.0	3.9	6.1	2.5	2.4	0.1	1.5	1.0	0.5	40	29	13	1	50
N34	灰色泥岩	3131.58	沙三下	11.1	38.5	-27.4	22.9	2.9	20.0	2.2	1.8	0.4	0.7	0.8	-0.1	20	22	7	2	37
N35	泥岩	3137.61	沙三中	16.5	59.5	-43	8.7	4.5	4.2	2.7	2.8	-0.1	2.1	1.2	0.9	30	34	21	5	30
N36	泥岩	3147.41	沙三中	17.1	80.5	-63.4	8.7	6.1	2.6	2.0	3.8	-1.8	1.2	1.7	-0.5	30	46	22	1	29
F37	灰色泥岩	3164.3	沙三下	11.2	40.3	-29.1	23.4	3.1	20.3	1.1	1.9	-0.8	0.4	0.8	-0.4	20	23	9	2	36
F38	灰色泥岩	3167.4	沙三下	10.2	35.0	-24.8	21.8	2.7	19.1	0.7	1.6	-0.9	0.3	0.7	-0.4	20	20	11	1	33
N39	油页岩	3201	沙三下	10.3	38.5	-28.2	6.5	2.9	3.6	0.7	1.8	-1.1	0.5	0.8	-0.3	30	22	7	4	18
N40	灰质泥岩	3205.4	沙三下	8.4	47.3	-38.9	13.6	3.6	10.0	0.0	2.2	-2.2	0.0	1.0	-1.0	30	27	5	7	22
FS41	灰色泥岩	3215	沙三下	11.8	52.5	-40.7	23.9	4.0	19.9	1.5	2.5	-1.0	0.8	1.1	-0.3	30	30	9	2	38
FS42	灰色泥岩	3216.5	沙三下	12.5	40.3	-27.8	22.8	3.1	19.7	1.9	1.9	0.0	0.8	0.9	-0.1	20	23	7	5	38
FS43	灰色泥岩	3218.3	沙三下	15.5	40.3	-24.8	19.2	3.1	16.1	1.5	1.9	-0.4	0.7	0.8	-0.1	20	23	5	8	37
N44	泥岩	3246.84	沙三中	29.7	38.5	-8.8	10.3	2.9	7.4	1.7	1.8	-0.1	1.3	0.8	0.5	30	22	7	1	43
N45	粉砂质泥岩	3257.84	沙三中	24.2	59.5	-35.3	12.1	4.5	7.6	2.0	2.8	-0.8	0.8	1.2	-0.4	20	34	14	2	39

样品号	岩性	井深/m	层段	伊蒙间层/%			伊利石/%			高岭石/%			绿泥石/%			伊蒙 间层 比	全岩矿物/%			
				占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量		石英	长石	(含铁)黏土	白云石矿物
N46	泥岩	3260.84	沙三中	28.0	57.8	-29.8	12.9	4.4	8.5	1.3	2.7	-1.4	0.9	1.2	-0.3	20	33	11	1	43
N47	泥岩	3265.11	沙三下	24.2	42.0	-17.8	16.8	3.2	13.6	0.0	2.0	-2.0	0.0	0.9	-0.9	20	24	10	1	41
N48	泥岩	3275.37	沙三下	5.5	43.8	-38.3	13.1	3.3	9.8	0.2	2.1	-1.9	0.2	0.9	-0.7	30	25	7	2	19
NY49	泥岩	3295.4	沙三下	9.7	33.3	-23.6	10.8	2.5	8.3	1.6	1.5	0.1	0.9	0.7	0.2	40	19	6	6	23
NY50	泥岩	3319.02	沙三下	15.5	42.0	-26.5	14.9	3.2	11.7	1.7	2.0	-0.3	1.0	0.9	0.1	20	24	3	7	33
NY51	泥岩	3327.54	沙四上	10.4	40.3	-29.9	9.0	3.1	5.9	0.4	1.9	-1.5	0.2	0.8	-0.6	30	23	9	2	20
N52	细砂岩	3334.6	沙三下	9.7	42.0	-32.3	13.3	3.2	10.1	0.0	2.0	-2.0	0.0	0.9	-0.9	30	24	7	3	23
NY53	泥岩	3347.76	沙四纯上	18.8	42.0	-23.2	14.2	3.2	11.0	0.0	2.0	-2.0	0.0	0.9	-0.9	20	24	6	3	33
N54	泥岩	3349.1	沙三下	4.4	24.5	-20.1	14.9	1.9	13.0	1.1	1.2	-0.1	0.6	0.5	0.1	30	14	6	10	21
N55	泥岩	3351.53	沙三下	12.0	42.0	-30	13.3	3.2	10.1	0.5	2.0	-1.5	0.3	0.9	-0.6	30	24	6	4	26
NY56	泥岩	3353.31	沙四纯上	6.8	36.8	-30	11.6	2.8	8.8	0.4	1.7	-1.3	0.2	0.8	-0.6	30	21	7	7	19
NY57	泥岩	3357.26	沙四纯上	10.1	50.8	-40.7	7.9	3.9	4.0	0.0	2.4	-2.4	0.0	1.0	-1.0	40	29	7	5	18
NY58	泥岩	3361.41	沙四纯上	27.0	47.3	-20.3	23.0	3.6	19.4	0.0	2.2	-2.2	0.0	1.0	-1.0	30	27	9	4	50
NY59	泥岩	3363.51	沙四纯上	7.8	49.0	-41.2	13.2	3.7	9.5	0.0	2.3	-2.3	0.0	1.0	-1.0	20	28	5	9	21
NY60	泥岩	3365.11	沙四纯上	15.2	38.5	-23.3	15.8	2.9	12.9	0.0	1.8	-1.8	0.0	0.8	-0.8	40	22	4	8	31
NY61	泥岩	3367.01	沙四纯上	15.7	42.0	-26.3	16.3	3.2	13.1	0.0	2.0	-2.0	0.0	0.9	-0.9	30	24	7	2	32
NY62	泥岩	3368.86	沙四纯上	22.0	56.0	-34	14.0	4.3	9.7	0.0	2.6	-2.6	0.0	1.2	-1.2	20	32	8	4	36
NY63	泥岩	3370.11	沙四纯上	9.7	40.3	-30.6	13.3	3.1	10.2	0.0	1.9	-1.9	0.0	0.8	-0.8	30	23	4	6	23
NY64	泥岩	3373.71	沙四纯上	12.0	40.3	-28.3	14.0	3.1	10.9	0.0	1.9	-1.9	0.0	0.8	-0.8	20	23	6	5	26
NY65	泥岩	3375.31	沙四纯上	1.9	43.8	-41.9	14.1	3.3	10.8	0.0	2.1	-2.1	0.0	0.9	-0.9	20	25	3	25	16
NY66	泥岩	3376.91	沙四纯上	26.4	45.5	-19.1	17.6	3.5	14.1	0.0	2.1	-2.1	0.0	0.9	-0.9	30	26	6	18	44
NY67	泥岩	3378.36	沙四纯上	2.7	40.3	-37.6	6.3	3.1	3.2	0.0	1.9	-1.9	0.0	0.8	-0.8	20	23	7	13	9
NY68	泥岩	3380.21	沙四纯上	4.2	35.0	-30.8	10.8	2.7	8.1	0.0	1.6	-1.6	0.0	0.7	-0.7	30	20	6	6	15
NY69	泥岩	3382.16	沙四纯上	16.8	45.5	-28.7	31.2	3.5	27.7	0.0	2.1	-2.1	0.0	0.9	-0.9	20	26	7	11	48
NY70	泥岩	3384.11	沙四纯上	0.0	33.3	-33.3	14.0	2.5	11.5	0.0	1.6	-1.6	0.0	0.7	-0.7		19	6	9	14
NY71	泥岩	3385.76	沙四纯上	2.6	28.0	-25.4	19.4	2.1	17.3	0.0	1.3	-1.3	0.0	0.6	-0.6	20	16	3	33	22
NY72	泥岩	3387.4	沙四纯上	4.4	38.5	-34.1	16.6	2.9	13.7	0.0	1.8	-1.8	0.0	0.8	-0.8	20	22	7	4	21
NY73	泥岩	3389.05	沙四纯上	13.0	47.3	-34.3	23.0	3.6	19.4	0.0	2.2	-2.2	0.0	1.0	-1.0	20	27	4	10	36
NY74	泥岩	3390.45	沙四纯上	0.0	38.5	-38.5	13.0	2.9	10.1	0.0	1.8	-1.8	0.0	0.8	-0.8		22	6	16	13
NY75	泥岩	3396.95	沙四纯上	0.0	33.3	-33.3	11.0	2.5	8.5	0.0	1.6	-1.6	0.0	0.7	-0.7		19	2	60	11
NY76	泥岩	3398.9	沙四纯上	0.0	29.8	-29.8	6.0	2.3	3.7	0.0	1.4	-1.4	0.0	0.6	-0.6		17	2	5	6
NY77	泥岩	3400.35	沙四纯上	4.5	36.8	-32.3	11.5	2.8	8.7	0.0	1.7	-1.7	0.0	0.8	-0.8	20	21	8	7	16
NY78	泥岩	3401.65	沙四纯上	0.0	28.0	-28	10.0	2.1	7.9	0.0	1.3	-1.3	0.0	0.6	-0.6		16	6	25	10
NY79	泥岩	3407.78	沙四纯上	1.4	31.5	-30.1	11.6	2.4	9.2	0.0	1.5	-1.5	0.0	0.6	-0.6	20	18	5	10	13
NY80	泥岩	3410.1	沙四纯上	0.0	42.0	-42	8.0	3.2	4.8	0.0	2.0	-2.0	0.0	0.9	-0.9		24	8	8	8
NY81	泥岩	3412.54	沙四纯上	0.0	29.8	-29.8	12.0	2.3	9.7	0.0	1.4	-1.4	0.0	0.6	-0.6		17	5	17	12
NY82	泥岩	3414.54	沙四纯上	2.2	26.3	-24.1	13.8	2.0	11.8	0.0	1.2	-1.2	0.0	0.5	-0.5	20	15	3	26	16
NY83	泥岩	3417.54	沙四纯上	7.4	22.8	-15.4	10.6	1.7	8.9	0.0	1.1	-1.1	0.0	0.5	-0.5	20	13	6	8	18
NY84	泥岩	3419.94	沙四纯上	0.0	31.5	-31.5	8.0	2.4	5.6	0.0	1.5	-1.5	0.0	0.6	-0.6		18	8	10	8
NY85	泥岩	3421.48	沙四纯上	4.7	38.5	-33.8	7.3	2.9	4.4	0.0	1.8	-1.8	0.0	0.8	-0.8	20	22	7	14	12
NY86	泥岩	3423.63	沙四纯上	6.0	38.5	-32.5	29.1	2.9	26.2	0.0	1.8	-1.8	0.0	0.8	-0.8	20	22	8	9	35
NY87	泥岩	3426.63	沙四纯上	2.5	45.5	-43	16.5	3.5	13.0	0.0	2.1	-2.1	0.0	0.9	-0.9	20	26	11	13	19
NY88	泥岩	3428.73	沙四纯上	3.1	26.3	-23.2	18.9	2.0	16.9	0.0	1.2	-1.2	0.0	0.5	-0.5	20	15	3	2	22
NY89	泥岩	3431.23	沙四纯上	3.6	31.5	-27.9	20.4	2.4	18.0	0.0	1.5	-1.5	0.0	0.6	-0.6	30	18	6	44	24
NY90	泥岩	3436.63	沙四纯上	2.6	29.8	-27.2	10.4	2.3	8.1	0.0	1.4	-1.4	0.0	0.6	-0.6	30	17	9	3	13
NY91	泥岩	3439.93	沙四纯上	0.0	26.3	-26.3	19.0	2.0	17.0	0.0	1.2	-1.2	0.0	0.5	-0.5		15	7	41	19
FS92	灰色泥岩	3443.5	沙三下	13.1	40.3	-27.2	27.9	3.1	24.8	0.0	1.9	-1.9	0.0	0.8	-0.8	20	23	8	7	41

样品号	岩性	井深/m	层段	伊蒙间层/%			伊利石/%			高岭石/%			绿泥石/%			伊蒙 间层 比	全岩矿物/%			
				占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量	占全岩 含量	陆源成岩 含量	含量		石英	长石	(含铁)黏土	白云石矿物
NY93	泥岩	3446.13	沙四纯上	0.0	24.5	-24.5	15.0	1.9	13.1	0.0	1.1	-1.1	0.0	0.5	-0.5	20	14	7	11	15
NY94	泥岩	3449.26	沙四纯上	0.0	24.5	-24.5	19.0	1.9	17.1	0.0	1.1	-1.1	0.0	0.5	-0.5	20	14	5	13	19
NY95	泥岩	3452.36	沙四纯上	0.5	36.8	-36.3	23.5	2.8	20.7	0.0	1.7	-1.7	0.0	0.8	-0.8	20	21	13	12	24
NY96	泥岩	3453.86	沙四纯上	1.2	31.5	-30.3	15.8	2.4	13.4	0.0	1.5	-1.5	0.0	0.6	-0.6	20	18	6	14	17
NY97	泥岩	3457.56	沙四纯上	22.0	50.8	-28.8	22.0	3.9	18.1	0.0	2.4	-2.4	0.0	1.0	-1.0	30	29	10	5	44
NY98	泥岩	3459.66	沙四纯上	4.6	54.3	-49.7	33.4	4.1	29.3	0.0	2.5	-2.5	0.0	1.1	-1.1	30	31	12	5	38
NY99	泥岩	3462.43	沙四纯上	17.7	29.8	-12.1	39.3	2.3	37.0	0.0	1.4	-1.4	0.0	0.6	-0.6	20	17	10	11	57
NY100	泥岩	3473.43	沙四纯下	5.1	33.3	-28.2	28.9	2.5	26.4	0.0	1.6	-1.6	0.0	0.7	-0.7	20	19	8	24	34
NY101	泥岩	3475.43	沙四纯下	4.4	33.3	-28.9	12.6	2.5	10.1	0.0	1.6	-1.6	0.0	0.7	-0.7	20	19	12	4	17
NY102	泥岩	3479.73	沙四纯下	0.0	26.3	-26.3	10.0	2.0	8.0	0.0	1.2	-1.2	0.0	0.5	-0.5	0	15	9	10	10
NY103	泥岩	3481.88	沙四纯下	0.0	8.8	-8.8	6.0	0.7	5.3	0.0	0.4	-0.4	0.0	0.2	-0.2	0	5	3	28	6
NY104	泥岩	3485.38	沙四纯下	0.5	17.5	-17	14.6	1.3	13.3	0.0	0.8	-0.8	0.0	0.4	-0.4	20	10	5	29	15
NY105	泥岩	3489.18	沙四纯下	30.8	56.0	-25.2	5.6	4.3	1.3	1.2	2.6	-1.4	2.4	1.2	1.2	45	32	12	9	40
NY106	泥岩	3491.38	沙四纯下	26.1	54.3	-28.2	4.3	4.1	0.2	1.3	2.5	-1.2	1.3	1.1	0.2	45	31	27	1	33
NY107	泥岩	3495.75	沙四纯下	35.9	43.8	-7.9	6.4	3.3	3.1	1.4	2.1	-0.7	2.3	0.9	1.4	40	25	17	1	46
NY108	泥岩	3497.9	沙四纯下	30.0	43.8	-13.8	4.6	3.3	1.3	1.9	2.1	-0.2	1.5	0.9	0.6	45	25	11	1	38
FS109	灰色泥岩	3684.1	沙四上	15.1	36.8	-21.7	20.0	2.8	17.2	0.0	1.7	-1.7	0.0	0.8	-0.8	20	21	8	6	35
FS110	灰色泥岩	3686.1	沙四上	4.0	45.5	-41.5	18.0	3.5	14.5	0.0	2.1	-2.1	0.0	0.9	-0.9	20	26	8	6	22
FS111	灰色泥岩	3688.1	沙四上	8.4	36.8	-28.4	18.6	2.8	15.8	0.0	1.7	-1.7	0.0	0.8	-0.8	20	21	7	9	27
FS112	灰色泥岩	3689.4	沙四上	10.7	38.5	-27.8	15.3	2.9	12.4	0.0	1.8	-1.8	0.0	0.8	-0.8	20	22	7	7	26
FS113	灰色泥岩	3690.4	沙四上	4.3	35.0	-30.7	22.7	2.7	20.0	0.0	1.6	-1.6	0.0	0.7	-0.7	20	20	8	8	27
FS114	灰色泥岩	3762.9	沙四上	14.0	47.3	-33.3	21.0	3.6	17.4	0.0	2.2	-2.2	0.0	1.0	-1.0	20	27	6	3	35
FS115	红褐色泥岩	3788.59	孔店组	18.8	61.3	-42.5	18.8	4.7	14.1	0.8	2.9	-2.1	1.6	1.3	0.3	20	35	18		40
FS116	红褐色泥岩	3788.89	孔店组	29.1	43.8	-14.7	24.1	3.3	20.8	1.1	2.1	-1.0	1.7	0.9	0.8	20	25	11		56
F117	灰色泥岩	3819.37	沙四上	7.4	36.8	-29.4	21.4	2.8	18.6	0.9	1.7	-0.8	1.2	0.7	0.5	20	21	18	25	31
F118	灰色泥岩	3822.47	沙四上	3.8	33.3	-29.5	16.2	2.5	13.7	3.2	1.6	1.6	3.8	0.7	3.1	20	19	16	17	27
F119	灰色泥岩	3915.4	沙四上	14.5	35.0	-20.5	31.5	2.7	28.8	1.5	1.6	-0.1	2.5	0.7	1.8	20	20	13	11	50
F120	灰色泥岩	3948.9	沙四上	12.5	33.3	-20.8	21.7	2.5	19.2	1.1	1.6	-0.5	2.7	0.7	2.0	20	19	11	21	38
FS121	灰色泥岩	3970.5	沙四下	8.2	35.0	-26.8	19.7	2.7	17.0	1.0	1.6	-0.6	5.1	0.7	4.4	20	20	18	14	34
FS122	灰色泥岩	3971.5	沙四下	8.8	36.8	-28	20.4	2.8	17.6	0.7	1.7	-1.0	4.1	0.8	3.3	20	21	16	10	34
FS123	灰色泥岩	3973.3	沙四下	2.7	31.5	-28.8	22.2	2.4	19.8	1.2	1.5	-0.3	3.9	0.6	3.3	20	18	17	15	30
FS124	灰色泥岩	4026.9	沙四上	7.5	26.3	-18.8	17.5	2.0	15.5	0.0	1.2	-1.2	0.0	0.5	-0.5	20	15	14	36	25
F125	灰色泥岩	4056.15	沙四下	7.8	31.5	-23.7	11.8	2.4	9.4	0.4	1.5	-1.1	1.1	0.7	0.4	20	18	15	21	21
F126	灰色泥岩	4057.9	沙四上	7.8	40.3	-32.5	18.9	3.1	15.8	0.6	1.9	-1.3	1.7	0.8	0.9	20	23	22	11	29
F127	红褐色泥岩	4112.81	孔店组	18.9	66.5	-47.6	18.9	5.1	13.8	1.3	3.1	-1.8	2.9	1.4	1.5	20	38	16	3	42
F128	红褐色泥岩	4115.31	孔店组	14.7	70.0	-55.3	12.0	5.3	6.7	1.5	3.3	-1.8	1.8	1.4	0.4	20	40	19	3	30
F129	灰色泥岩	4146.02	沙四上	6.4	24.5	-18.1	22.4	1.9	20.5	1.3	1.1	0.2	1.9	0.5	1.4	20	14	16	12	32
F130	灰色泥岩	4180.7	沙四上	5.3	45.5	-40.2	18.2	3.5	14.7	0.2	2.1	-1.9	0.2	0.9	-0.7	20	26	19	21	24
F131	灰色泥岩	4183.39	沙四上	8.3	42.0	-33.7	23.7	3.2	20.5	0.0	2.0	-2.0	0.0	0.9	-0.9	20	24	19	13	32
F132	灰色泥岩	4204.1	孔店组	18.9	49.0	-30.1	18.0	3.7	14.3	2.6	2.3	0.3	4.4	1.0	3.4	20	28	19	9	44
F133	灰色泥岩	4204.8	孔店组	18.0	54.3	-36.3	19.4	4.1	15.3	2.6	2.5	0.1	4.0	1.1	2.9	20	31	14	6	44
F134	灰色泥岩	4205.5	孔店组	17.2	50.8	-33.6	26.5	3.9	22.6	1.0	2.4	-1.4	4.4	1.0	3.4	20	29	14	5	49
F135	灰色泥岩	4206.3	孔店组	14.8	57.8	-43	18.8	4.4	14.4	2.0	2.7	-0.7	4.4	1.2	3.2	20	33	17	10	40
FS136	灰色泥岩	4294.75	沙四下	6.3	22.8	-16.5	15.5	1.7	13.8	0.5	1.1	-0.6	2.8	0.5	2.3	20	13	17	37	25
FS137	灰色泥岩	4295.39	沙四下	9.9	35.0	-25.1	31.1	2.7	28.4	0.9	1.6	-0.7	3.2	0.8	2.4	20	20	15	8	45
FS138	灰色泥岩	4501.9	沙四下	8.6	24.5	-15.9	14.3	1.9	12.4	1.4	1.1	0.3	2.7	0.5	2.2	20	14	13	7	27