

文章编号: 1000-0550(2000)04-0560-07

东营凹陷下第三系流体-岩石相互作用研究^①

张枝焕¹ 胡文瑄² 曾溅辉¹ 于炳松³ 陆现彩² 贾红育¹

1(石油大学 北京 102200) 2(南京大学 南京 210008) 3(中国地质大学 北京 100083)

摘要 盆地内地层流体-岩石相互作用导致储层特征和流体性质发生变化,影响油气藏的形成与分布。本文分析了东营凹陷下第三系地层孔隙流体的化学和动力学特征及其分布规律,根据地层中矿物的组成和结构特征对成岩过程中地层古流体的地球化学特征进行了推测。并通过对典型油田泥岩层和砂岩层中矿物组合及其在地层剖面上的变化规律的实例剖析,揭示了东营凹陷下第三系储层中流体-岩石相互作用的基本特点,在此基础上,建立储层中流体-岩石相互作用的地质/地球化学模型。

关键词 东营凹陷 下第三系 孔隙流体 流体-岩石相互作用

第一作者简介 张枝焕 男 1962 年出生 副教授 博士 石油地球化学

中图分类号 P618.13 **文献标识码** A

1 地质概况

东营凹陷是渤海湾盆地济阳拗陷内的一个次级构造单元,凹陷内新生界地层发育齐全,其中下第三系是最主要的生油层系和含油气系,第三系碎屑岩为主要储集岩,岩性有细砾岩、砂岩及粉砂岩。这项研究的重点为位于凹陷北侧利津洼陷东北部的胜坨油田和位于盆地东南部中央隆起带和南斜坡之间的牛庄油田。

2 地层孔隙流体化学和动力学特征

2.1 流体温压场分布特征

东营凹陷平均地温梯度约为 $3.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,区域地温分布主要受基底构造形态的控制,一般高温区分布在构造高部位,低温区主要分布在构造低部位。为中等超压强度的沉积盆地,在剖面上可划分成静水压力或低压带、过渡压力带和地质压力带三个压力带。静水压力带位于凹陷最上部,埋深一般小于 2 000 m,压力系数一般为 1.0,以大气降水的侧向和垂向运动为基本特征;过渡压力带埋深一般为 2 000~3 000 m,压力系数一般为 1.1~1.3,以压实水流的侧向和垂向运动为特征;地质压力带位于凹陷最深部,埋深一般大于 3 000 m,压力系数一般为 1.3~1.65,流体的运动很缓慢。

2.2 现今地层水地球化学特征

东营凹陷第三系地层水总矿化度在纵向上存在两个主要的突变深度。第一个突变带深度为 1 500 m,总矿化度由 60~70 g/L 增至 100 g/L。第二个突变带

深度大约为 2 250 m,总矿化度由大约 150 g/L 增到大约 230 g/L。在 2 000 m 和 3 000 m 深度带,地层水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 浓度出现很大的变化范围(图 1)。 $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$ 及其它离子,如 HCO_3^{-} 、 SO_4^{2-} 也有类似的变化趋势。

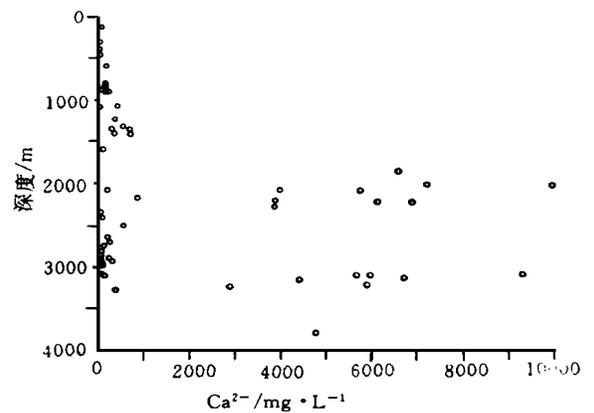


图 1 东营凹陷第三系地层水 Ca^{2+} 离子浓度与深度关系图

Fig. 1 Ca^{2+} Concentration to the depth of formation water in Eocene formation Dongying Depression

2.3 成岩过程中流体性质研究

2.3.1 流体成分与盐度

(1) 碳酸盐 Mg/Ca 比值与盐度的关系

影响碳酸盐矿物 Mg/Ca 比值的因素较多,但起决定作用的因素是水体中的 Mg/Ca 值。据徐其俊^[1]和陈瑞君^[2]等研究,沉积水体的盐度越高,沉积期所形成碳酸盐的 Mg/Ca 比值也越高。成岩过程中形成的

① 中国石油天然气总公司“九五”重点科技攻关项目“大中型油气田成藏定量模式研究”成果

碳酸盐, 由于有足够的平衡时间, 一般在 Mg/Ca 大于 1 的溶液中都有可能形成白云石, 且水体的 Mg/Ca 比越高, 形成白云石或铁白云石就越容易。

(2) 流体介质的分布特征

东营凹陷流体介质存在以下三种变化形式: 1) 同生碳酸盐 Mg/Ca 比值高, 成岩期 Mg/Ca 比值低, 表明同生沉积期地表湖水的盐度较高, 成岩期地层孔隙水变淡。如凹陷东缘的面 4-5-16 井区存在这种分布特征, 该井区靠近陆源补给区, 地表及地下径流丰富, 即使在同生沉积阶段水体盐度曾一度较高, 但在埋藏一成岩过程中, 地层水被垂向及侧向补给所淡化; 2) 同生至成岩期碳酸盐的 Mg/Ca 比值都很高, 表明水体及孔隙流体的盐度一直较高。如牛 5 井多数样品盐度基本介于海水和石膏沉积这一范围内, 该井位于凹陷中部, 以细碎屑岩-微晶碳酸盐沉积为主, 渗透性差, 且远离陆源补给区, 因而在较长的成岩作用过程中, 孔隙流体始终保持较高盐度; 3) 同生碳酸盐为(低镁)方解石, 而成岩期有白云石或高镁方解石生成, 表明虽然沉积时处于淡化阶段, 主要形成方解石沉淀, 后来随着湖水向盐湖的演化, 高盐度、高比重卤水向下渗透, 从而使淡水沉积物中充满了高盐度卤水。在凹陷中部的牛 11 井深部存在这种现象。

2.3.2 pH 值的变化特征

沉积岩中对流体介质酸碱度反应较为敏感的矿物主要为碳酸盐和石英。浅部储层中常见石英碎屑颗粒边缘被碳酸盐交代的现象, 在个别地方碳酸盐矿物可把原来的石英全部交代, 只残留碎屑的假象; 在碳酸盐交代石英的同时, 本身也发生溶蚀, 在两者之间往往存在一些微晶的不定形二氧化硅, 由此可见此时地层水为偏碱性, pH 值在 7~9 之间。随着深度的增大, 特别是在 2 000 多米深度以下, 越来越多的碱性长石被溶解和交代, 表明流体介质逐渐由碱性向酸性演化。在薄片中还发现有许多无定形石英形成, 这意味着深部环境已以酸性为主。总之, 在整个成岩作用过程中, 随着

深度的增加, 流体介质的 pH 值呈现出先高后低, 即由碱性向酸性演化的规律。

2.3.3 Eh 值的变化特征

本区最常见的黄铁矿有草莓球粒和粒径较大的自形晶两种, 其中草莓球粒状黄铁矿很丰富。浅部的草莓体的粒径相对较小, 随深度的加深, 粒径逐渐增大, 最终变为自形的黄铁矿的晶体。表明该区在沉积一成岩过程中总体上处于还原环境。

2.4 东营凹陷流体动力学特征

东营凹陷由外缘至凹陷内部, 可以划分为淋滤水、淋滤和沉积混合水及沉积水三个流体动力系统。在不同的流体动力系统表现出不同的流体动力学和化学特征。例如在东营凹陷南斜坡地带, 由南向北可划分为三个流体动力系统, 其主要特征见表 1。

在剖面上本区也可以划分成三个流体动力系统(图 2)。(1)静水压力流体动力系统, 以地下水垂直向上和穿层运动为特征, 压力梯度近于静水压力至稍微超压, 埋深一般小于 1 500~2 000 m, 地层水矿化度一般小于 20g/L。(2)过渡压力流体动力系统, 以泥岩中压实排出的水的上、下垂向运动, 砂岩层中连续的地下水横向运动为特征, 埋藏深度一般在 1 500 m(或 2 000 m)~3 000 m, 地层水矿化度一般为 20~40 g/L。(3)地质压力流体动力系统, 地下水的横向水流受到限制, 而垂向水流主要集中在断层带和水力压裂带, 地下水流运动很慢并呈连续或突发式的运动, 埋藏深度一般大于 3 000 m, 地层水矿化度一般大于 40g/L。

3 生、储岩层中矿物组成和变化规律

3.1 泥岩层(烃源岩层)主要成岩矿物分布及演化特征

3.1.1 粘土矿物成岩变化

以牛庄洼陷沙四段为例, 随着埋深的增加, 泥岩中蒙脱石的含量逐渐减少, 伊利石的含量不断增加, 且伊

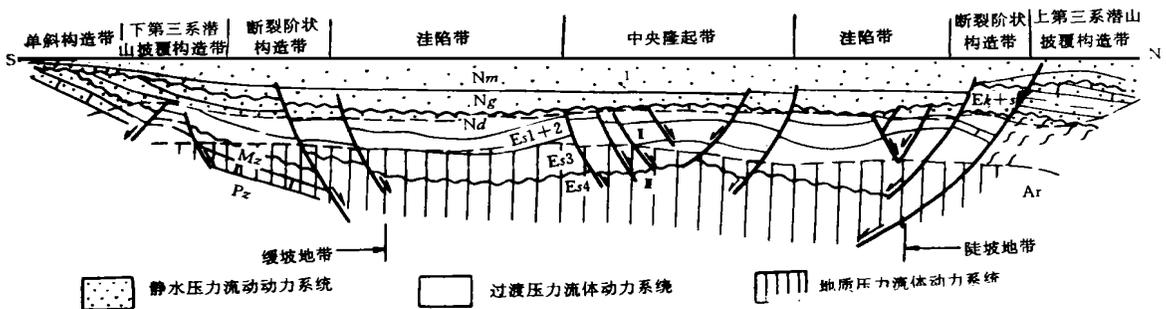


图 2 东营凹陷剖面流体动力系统

Fig. 2 The fluid dynamic system of the Dongying Depression

表 1 东营凹陷南斜坡流体动力系统及其基本特征

Table 1 The fluid dynamic system and their characteristics in the south slope of Dongying Depression

流体动力系统	淋滤水动力系统	淋滤和沉积水动力混合系统	沉积水动力系统
分布位置	鲁西隆起至金家斜坡带中上部	金家斜坡带中下部至博兴洼陷上部	博兴洼陷
埋藏深度	< 1 000 m	1 000 ~ 1 600 m	> 1 600 m
水动力特征	大气水垂直入渗和径流强烈带	地下水渗流微弱带	地下水渗流停滞带
地下水类型	入渗水	混合水	沉积水
水化学类型	NaHCO ₃ Na ₂ SO ₄	NaHCO ₃ CaCl ₂	CaCl ₂
水化学环境	氧化区	氧化-半还原区	还原区
矿化度	< 3g/L	3 ~ 10g/L	> 10g/L
地层温度 / °C	< 57	57 ~ 76	> 76
原油分带	重质油富集带	混合带	正常油分布带

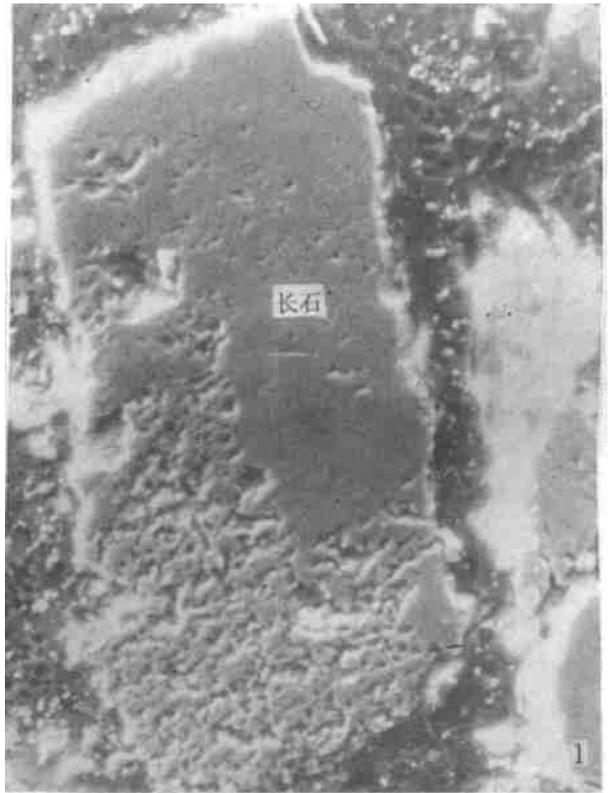
/蒙间层比(I/S)呈现出与砂岩中相似的变化特征。在 1 700 m 以上 (< 75 °C) 为蒙脱石带; 1 700 ~ 2 100 m (75 ~ 90 °C) 为无序混层带; 2 100 ~ 3 200 m 属有序混层带。3 200 m 以下 (> 130 °C) 为伊利石带。

样品中含有少量的钾长石粉砂, 在岩石薄片观察到碳酸盐矿物沿颗粒边缘和解理交代钾长石的现象。因此, 高盐度碱性流体和富钾沉积物可能是区内粘土矿物在成岩作用阶段发生快速转化的重要因素。地层流体中含有一定浓度的 K⁺, 并呈碱性, 这种地层流体特征是引起 I/S 混层矿物成分发生差异演化的重要原因。

沉积物中有机质对粘土矿物在成岩作用过程中的影响目前尚不明确, 近期的一些研究发现有机质对某些长英质矿物的溶解、沉淀、转化等成岩现象有着不可忽视的影响^[3,4], 因此原始沉积物中有机质含量及类型的差异, 可能是造成 I/S 混层矿物演化的因素之一。

3.1.2 碎屑矿物的变化

不同埋藏深度的岩石样品的电子显微镜观察和微区成分分析表明, 长石类矿物变化最大, 石英也发生了不同程度的变化。长石类矿物的变化主要有长石类的溶解和长石类矿物向伊利石等粘土矿物的转化两种表现形式, 也常见有两种情况同时出现的现象。上述变化在 1 000 m 以上深度范围内尚没有发现。到 1 500 m 以下, 长石类矿物开始发生溶解和转化。2 000 m 以下, 长石的溶解越来越显著, 矿物颗粒表面发生不均匀的溶解, 有时可见附近有自生伊利石形成。2 500 m 至 3 500 m, 是长石类矿物发生溶解和转化的主要深度范围, 钾长石和钠长石都普遍发生了溶解, 有些已溶蚀成残余网眼状结构(照片 1)。石英在 2 000 m 以上基本无溶蚀现象, 但在 2 500 m 以下也发生了不同程度的溶蚀作用。碳酸盐矿物在成岩过程中的主要变化是重结晶、次生加大, 以及自生碳酸盐矿物的沉淀。



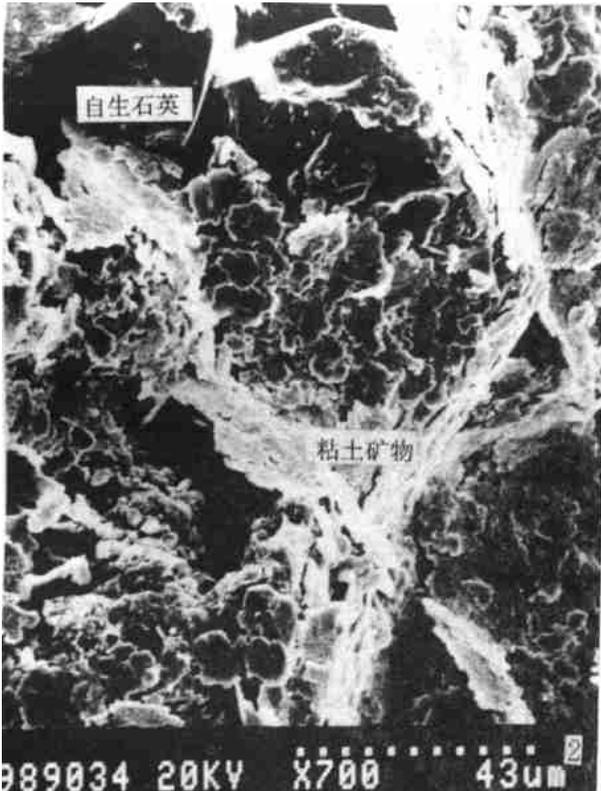
照片 1 长石矿物发生不均匀溶解

Photo 1 The feldspar dissolved inhomogeneous

3.2 砂岩层(储层)矿物组成的变化特征

3.2.1 主要矿物的变化特征

(1) 石英的变化特征 碎屑石英的次生加大在浅处不发育, 埋藏到一定深度以后才可见到, 且有随深度增大而逐渐增强的趋势。次生加大石英来源于蒙脱石向伊利石转化过程中和长石溶解所游离出的 SiO₂。次生加大出现的深度正好是有机质成熟的深度, 有机质转化过程中释放的有机酸和 CO₂, 一方面促进长石的溶解, 另一方面使孔隙流体呈酸性, 促使 SiO₂ 沉淀。该深度也是伊/蒙无序混层向伊/蒙有序混层和伊利石



照片2 长石溶解形成粘土矿物和石英

Photo 2 Clay mineral and secondary quartz precipitated due to the feldspar dissolved



照片3 钾长石溶解残余骨架, SiO₂ 就近形成硅球沉淀

Photo 3 Remnant frame of K-feldspar dissolved, and adjacent precipitation of SiO₂-framboid

转化的深度, 这种转化促进了有机质向烃类的转化, 同时释放出 SiO₂, 为次生加大石英的形成奠定了物质基

础。

(2) 长石类矿物的变化特征 长石溶解后可有三种情况: ①是溶解物质全部进入溶液迁移到它处; ②K、Na 等金属元素迁移出去, SiO₂ 和 Al₂O₃ 等在附近形成高岭石, 或进一步形成伊利石等粘土矿物(照片 2); ③是只剩下 SiO₂ 形成硅质填隙物、硅质骨架或硅球堆积(照片 3), 另外还有自生钠长石或次生加大钠长石边生成。

(3) 粘土矿物的变化特征 主要是蒙脱石类向伊利石转化, 埋深 1 800 m 以上为蒙脱石层, 在 1 800 m ~ 2 300 m 深度范围主要为伊/蒙混层矿物, 且从无序间层向有序间层转化, 埋深 2 300 m 以下为伊利石层。

(4) 碳酸盐矿物的变化特征 沉淀生成的碳酸盐胶结物可分为早、晚两期, 早期碳酸盐胶结物是由成岩早期孔隙水中的饱和 CaCO₃ 缓慢结晶而成的, 形成环境属低温低压及高 pH 值的弱氧化条件。晚期碳酸盐胶结物是埋藏成岩产物, 主要为铁方解石和铁白云石, 多形成在强石英次生加大之后, 数量变化较大, 一般为 5%~10% 上下, 随着埋深加大有明显增多趋势。碳酸盐矿物的溶解主要在 1 000 m 以下, 很多情况下溶解作用是不均匀的。在含油砂岩中, 碳酸盐胶结物的溶解往往比较完全, 致使整个岩层呈无胶结物的松散状。

3.2.2 岩石矿物随深度的变化规律

砂岩矿物组成随深度表现出一定的变化规律, 但在不同地区存在一定差异。

(1) 浅部(牛庄洼陷 1 600 m 以上, 胜坨 1 400 m 以上)无论是长英质碎屑矿物还是粘土填隙物、胶结物变化都不明显。这一深度以上主要是早期成岩碳酸盐的沉淀。

(2) 中深部(1 500~2 500 m)多种成岩变化同时发育, 溶解作用与沉淀作用并存。如胜坨二区观 18 井自 1 900~2 100 m, 大部分铝硅酸盐矿物开始溶解, 同时石英的次生加大、高岭石等自生矿物也不同程度地发育, 从而在某些层系浅部位(如 2 020 m 附近)形成了次生孔隙发育的良好储层。在 2 150~2 200 m, 粘土矿物转化及成岩胶结占了优势, 长石类碎屑矿物及碳酸盐胶结物的溶解相对较弱, 故次生孔隙发育差。因此, 在中等深度, 既有次生孔隙发育的良好储层, 也有次生孔隙不发育的砂层。

(3) 深部(胜坨大于 2 500 m, 牛庄大于 3 000 m)碳酸盐矿物的沉淀已不很重要, SiO₂ 矿物的沉淀成为主要胶结物或充填物。自生石英及硅质胶结物中流体包裹体的测量结果表明, 绝大部分形成温度范围为 90~125 °C, 推测其形成深度为 2 200~3 000 m。因此,

硅质胶结物主要形成于此深度范围。大于 3 000 m, 硅质及碳酸盐类胶结物已很少生成。长石类碎屑的溶解继承了浅部的溶蚀特征, 其附近很少有新的孔隙形成。而再向更深部位(3 317 m), 长石类矿物再次溶解, 部分碳酸盐矿物也发生溶解, 形成新的次生孔隙。

4 流体—岩石相互作用特征及地质/地球化学模型

4.1 流体—岩石相互作用特征

与流体压力和化学组成的分布相对应, 流体—岩石相互作用特征也存在阶段性。

(1) 在埋深一般小于 1 500 m 或 1 700 m, 地温低于 75 °C 阶段, 含有大量 CO₂ 的大气降水的渗入为岩石的溶解作用提供了 H⁺, 导致石英(燧石)淋滤, 钾长石和斜长石溶解形成高岭石、蒙皂石。同时碳酸盐矿物也发生溶解, 导致更多离子如 Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺ 进入地层水中。随着埋藏深度的加大, 含有大量 Ca²⁺ 和 HCO₃⁻ 的孔隙水逐渐浓缩, pH 不断增加, 从而导致方解石的沉淀, 形成一些碳酸盐胶结物。

(2) 在埋深到 1 500 (或 1 700 m)~2 000 m (或 2 200 m), 地温大约在 75~90 °C 时, 有机质已开始形成液态烃。同时压实作用逐渐增强, 一些含有多种成分的孔隙水由泥岩层排向砂岩层, 与砂岩层中的流体和岩石发生化学反应。主要的流体—岩石作用为蒙脱

石和高岭石的形成, SiO₂ 和碳酸盐的沉淀, 以及钾长石和斜长石的溶解。

(3) 当埋藏深度达到 2 000~3 200 m, 温度达到 90~130 °C 时, 压实作用逐渐增强, 泥岩中的粘土矿物两次层间水脱出。泥岩孔隙水从泥岩流向相邻的砂岩, 然后侧向排出。泥岩孔隙水中往往含有大量的溶蚀剂, 如有机酸和 CO₂ 等, 这些物质进入砂岩, 对砂岩中的流体—岩石相互作用造成重要的影响。在这个带钾长石和斜长石的溶解以及高岭石的形成达到最大值, 同时 I/S 混层粘土矿物已由无序向有序混层转变, 蒙脱石在混层中占 20%~50% 左右。SiO₂ 和碳酸盐的沉淀作用以及钠长石化作用都比较强烈, 其中碳酸盐沉淀作用的物质主要来自泥岩中的 Ca²⁺、Mg²⁺、Fe²⁺ 和 CO₂⁻ 等, 碳酸盐胶结物的含量达 5%~10%。

(4) 当埋深大于 3 200 m, 地层温度大于 130 °C 时, 以沉淀作用和矿物的形成作用为主。粘土矿物主要为伊利石, 少量绿泥石。这些伊利石主要由钾长石、高岭石和 I/S 混层矿物形成的。碳酸盐的沉淀作用比较强烈, 主要形成铁方解石和铁白云石。另外在一些部位可出现斜长石、钾长石及碳酸盐矿物的溶解作用。

4.2 影响流体—岩石相互作用的地质和物理化学因素

首先, 温度在流体—岩石相互作用中起着重要的作用。本区埋深相近而层位不同的地层, 具有相似的

表 2 东营凹陷流体—岩石相互作用的地球化学反应模型

Table 2 Fluid-rock interaction model in Dongying Depression

流体动力系统	流体—岩石相互作用环境	流体特征	成岩矿物特征	流体—岩石相互作用
静水压力流体动力系统(浅部流体动力系统)	埋深: 小于 15 00~2 000 m 温度: 常温至 70 °C 压力: 静水压力(小于 20 Mpa) pH 值: 弱碱性—弱酸性 Eh 值: 弱氧化—弱还原 有机质: 不成熟至低成熟	地下水矿化度一般小于 20 g/L, 相对富集 Na ⁺ 、Ca ²⁺ 、K ⁺ 、Mg ²⁺ 、Cl ⁻ 、HCO ₃ ⁻ 、SiO ₂ 和 Al ³⁺	蒙脱石含量较大; 高岭石含量较大; 出现碳酸盐沉淀物; SiO ₂ 矿物沉淀	钾长石和斜长石、石英、方解石溶解作用; 高岭石、蒙脱石、伊利石的沉淀作用
过渡压力流体动力系统(中部流体动力系统)	埋深: 2 000~3 000 m(或 3 200 m) 温度: 70~130 °C 压力: 超压 压力系数 1.1~1.35 pH 值: 弱酸性至酸性 Eh 值: 弱还原 有机质: 低成熟—成熟	相对富集 SiO ₂ 、Na ⁺ 、Ca ²⁺ 、K ⁺ 、Cl ⁻ 、HCO ₃ ⁻ 和 Fe ²⁺ ; 地下水矿化度一般 20~40 g/L; 具有丰富的原油; 有机酸和 CO ₂ 含量高	高岭石达到最大量; 蒙脱石向伊/蒙混层矿物转化; 石英溶蚀和次生加大; 1) 伊利石沉淀; 长石溶解及次生加大; 碳酸盐矿物的溶解和沉淀	有机质成熟作用形成有机酸等; 长石溶解; 高岭石、SiO ₂ 、碳酸盐的沉淀/溶解作用; 伊利石沉淀作用; 钠长石形成
地质压力流体动力系统(深部流体动力系统)	埋深: 大于 3 000 m(或 3 200 m); 温度: > 130 °C 压力: 超压、压力系数大于 1.4; pH 值: 弱碱性; Eh 值: 弱还原 有机质: 过成熟	油田卤水, 矿化度一般大于 40 g/L; 离子浓度高; 富含 Na ⁺ 、K ⁺ 、Ca ²⁺ 、Cl ⁻ 、HCO ₃ ⁻ 及多种微量元素	大量自生伊利石沉淀; 自生绿泥石沉淀; 长石次生加大; 粘土矿物重结晶; 铁白云石和铁方解石的沉淀	伊利石的形成; 钠长石化作用; 绿泥石形成; 碳酸盐、SiO ₂ 溶解/沉淀作用

地层水和成岩矿物成分变化, 而层位相同, 埋深(地温)相差较大的储层, 地层水化学成分和成岩矿物成分变化较大。

其次, 地层孔隙流体性质, 如 pH 值、矿化度、有机酸含量对流体-岩石相互作用都有不同程度的影响, 其中 pH 值起着关键的作用, 有机酸既可以通过改变 pH 值影响相互作用的强度, 而且可以通过与铝离子络合而增强铝硅酸盐的溶解度。泥岩层对凹陷的流体-岩石相互作用构成重要的影响, ①泥岩层孔隙中往往含有大量的有机酸和 CO_2 , 这些物质成为流体-岩石相互作用的活化剂; ②在压实作用下, 泥岩中的水进入砂岩层, 导致水动力活动强度增加, 使反应物质能够很快迁移, 从而加快反应进程; ③泥岩孔隙水中的一些溶解物质 (Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 和 CO_2^{2-}) 为流体-岩石相互作用提供了物质基础。

再次, 地下流体动力特征和异常高压带对流体-岩石相互作用也有重要的影响。不同的流体动力系统, 流体-岩石相互作用强度不同, 地层水和成岩矿物成分也不同。

4.3 流体-岩石相互作用的地质/地球化学模型

根据流体化学和动力学特征, 初步建立了东营凹陷流体-岩石相互作用的地球化学反应模型(表2)。

5 结论

- (1) 在埋深 2 000~2 300 m 及 3 000~3 200 m

处, 地层水主要离子组成浓度出现高值, 表明该附近为流体动力活度较大, 流体-岩石相互作用比较活跃的地带。自生粘土矿物高岭石、蒙脱石和伊利石分布和演化特征也支持了这种观点;

- (2) 通过牛庄洼陷典型井沙四段烃源岩矿物组合特征的分析, 揭示了成岩过程中流体介质(包括盐度、pH 值、Eh 值)的变化特征;

- (3) 东营凹陷第三系存在三个压力带, 在剖面上可相应地可以划分成静水压力、过渡压力和地质压力三个流体动力系统; 在平面上, 由凹陷外围的隆起区到凹陷内部, 可划分成淋滤水、淋滤和沉积水和沉积水;

- (4) 不同的水动力系统, 流体岩石相互作用的环境、流体地球化学特征、成岩矿物的演化和分布特征、流体-岩石相互作用类型均存在差异, 具有各自不同的流体-岩石相互作用的地质/地球化学模型。

参 考 文 献

- 1 陈瑞君, 陈瑞君, 朱井泉. 云南安宁地区晚侏罗世含盐系的主要特点及沉积环境[J]. 岩石学报, 1993, 9(1): 94~104
- 2 徐其俊, 吴必豪. 江汉盆地 q 组含盐系中碳酸盐矿物的研究[A]. 中国地质科学院矿床地质研究所刊[C]. 北京: 地质出版社, 1982. 65~71
- 3 Brrlykke K. Organic acids from source rock maturation. Generation potentials, transport mechanisms and relevance for mineral diagenesis[J]. Applied Geochemistry, 1992, 8: 325~337
- 4 Surdam R C, Crossley L J, Hagen E S, Heasler P. Organic-inorganic interaction and sandstone diagenesis[J]. AAPG Bulletin, 1989, 73: 1~23

Study of Fluid-Rock Interactions in Eocene Formation in Dongying Depression, Bohai Gulf Basin

ZHANG Zhi-huan¹ HU Wen-xuan² ZENG Jian-hui¹ YU Bing-song³
LU Xian-cai² JIA Hong-yu¹

1 (University of Petroleum, Beijing 102200) 2 (Nanjing University, Nanjing 210008)

3 (China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract

Fluid-rock interactions in sedimentary basin plays an important role in changing characteristics of reservoir rocks and properties of pore fluid, and then affects accumulation and distribution of oil and gas in reservoir. This paper has analyzed formation temperature, pressure condition and the geochemical feature of pore-fluid in Eocene, Dongying Depression, Bohai Gulf Basin. The systems of fluid dynamics have been divided. The fluid dynamics characteristics and its distribution feature in different system of fluid dynamics are discussed. Base on the analytical result of composition and structural feature of mineral in mudstone which sampling from 4 section of Shahejie Formation in typical well of Niuzhuang Sag, Dongying Depression. The environment medium condition (including salinity, pH value and Eh value) in rock diagenetic process and geochemical characteristics of the pore fluid in rock are supposed. According to the combination feature of the major mineral in mud rock stratum and sandstone layer and

its distribution law on stratigraphic profile of typical oil field, fluid-rock interaction process would also be divided three stages, which is similar to fluid pressure and chemical characteristics. This paper summarizes the basic characteristics of fluid-rock interaction of different stage in Eocene reservoir, Dongying Depression. The physicochemical factors affecting rock-fluid interaction have been discussed, which include formation temperature, pore-fluid nature and underground fluid dynamics feature and unusual formation pressure tape and so on. Based on the discussion above, a general geological/geochemical model of fluid-rock interaction is established. This research shows the distribution feature, the evolution law of diagenetic mineral, the environment and fashion of fluid-rock interaction are all different in different fluid dynamics system, which is to say that the geological/geochemical model of fluid-rock interaction are different in different fluid dynamics system.

Key words Dongying Depression Eocene formation pore-fluid fluid-rock interaction

(Continued from page 543)

deposition, sometimes are main factor to control sedimentary province and distribution of depositional systems. The Jurassic deposits of NW China are obviously controlled by tectonic/structural framework. For example, there are three subsiding zones in the Qaidam-Qilian sedimentary province during the Middle to Late Jurassic deposition, which show similar sedimentary features. Thus, study results of data-rich subsiding zones can help predict distribution of depositional systems of little-data subsiding zones.

Reconstruction of sedimentary province of the Jurassic in NW China is based on the four methods stated above combined with distribution of residual Jurassic outcrops and depositional systems. The results show that the original sedimentary province of the Early to Middle Jurassic is much larger than the residual sedimentary province of the Early-Middle Jurassic at present, for example, the Junggar, Turpan-hami and other basins are one large sedimentary province; whereas the original sedimentary province of the Middle to Late Jurassic is no big change compared with the residual sedimentary province of the Middle to Late Jurassic.

Key words Northwestem China Jurassic original sedimentary province reconstruction