

扶杨油层孔隙水成因与砂岩成岩相研究

楼章华¹ 曾允孚²

(1. 中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002 2. 成都理工学院 成都 610059)

提 要 相似的岩石组分决定了相似的成岩特征。但是,控制成岩自生矿物种类、顺序、相对含量和孔隙演化还有:(1)孔隙水地球化学性质;(2)埋深和地温梯度;和(3)沉积环境等,这些因素在区域上的差别成了区域上的成岩作用差异,其中具有不同孔隙水成因的局部水动力单元决定了区域上的成岩相类型和成岩相区的划分。研究区的成岩相类型有:(1)大气水淋滤成岩相;(2)混合水成岩相;(3)埋藏压实水成岩相;和(4)古蒸发浓缩水成岩相。

关键词 成岩作用 成岩相 孔隙水成因 水动力场

第一作者简介 楼章华 男 32 岁 博士后 含油气沉积盆地分析

研究区位于松辽盆地北部东区(图 1)。研究层段为白垩系泉头组的泉三、四段(k_1q^{3+4})(扶杨油层),顶面埋深从东北隆起区、东南隆起区的 200 米左右,往三肇凹陷中心增加到 2000 米左右。扶杨油层的沉积环境为冲积—湖泊沉积体系。

1 成岩序列及成岩阶段的划分

扶杨油层的砂岩类型有长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩(按刘宝珺分类)^[1]。砂岩中的不稳定组份比例高,其中岩屑以中、酸性火山岩为主,长石由不同比例的正长石、斜长石组成。

在沉积学研究的基础上,通过薄片鉴定、电子探针、扫描电镜、X-衍射分析,和自生矿物流体包裹体的均一温度、化学成分测定,结合典型成岩组构分析,清晰地揭示了扶杨油层砂岩的成岩序列,并可以划分为四个阶段(表 1)。

早期成岩:以渗流带弱水化水解作用形成的自生绿泥石环边胶结物和近地表潜流带方解石化形成的方解石连生胶结物为特征。从沉积物搬运开始,火山岩岩屑和长石就已开始发生水化水解作用。水化水解作用释放到孔隙水中溶解 K^+ 、 Na^+ 等离子中和了渗入大气水中溶解 CO_2 和有机酸,使得孔隙水的 pH 值大于 7^[2],避免了长石高岭石化。水化水解作用游离于孔隙水中的离子导致绿泥石胶结物的沉淀,形成自生绿泥石环边,它是近地表渗流带的产物。局部层段的决口、河道砂体的相对较高渗透层段被方解石胶结、交代,有明显的交代残余结构,负孔隙度大,火山岩岩屑具有明显的霏细结构,水化水解作用很弱,是近地表潜流带高渗透层段大量孔隙水流动通过和蒸发作用导致方解石沉淀、致密胶结的结果。

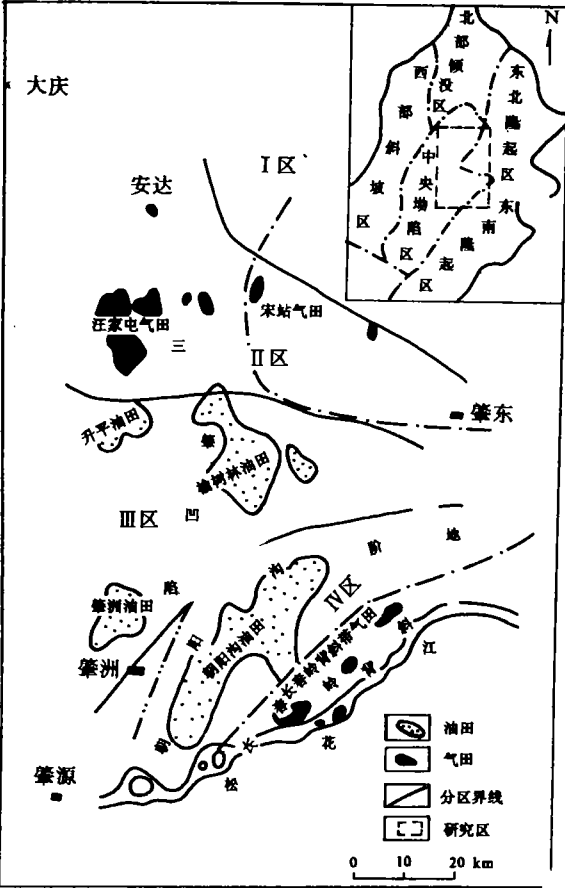
中期成岩:随着埋深和地温的增加,在孔隙水的参与下,火山岩岩屑和长石发生强烈的水化水解作用,一方面使得火山岩岩屑、长石蒙脱石化、绿泥石化、浊沸石化和大量次生孔隙的形成;另一方面使得大量的离子游离于孔隙水中,沉淀以多结晶中心的蒙脱石、绿泥石为主的自

生粘土矿物胶结物,其次是自生浊沸石胶结物。自生粘土矿物往颗粒接触处减薄、消失呈不等

厚环边和粘土内衬。自生浊沸石呈连生胶结物,交代火山岩岩屑和长石,具明显的交代残余结构,负孔隙度大,形成时期早。这些自生矿物与火山岩岩屑、长石水化水解作用形成的矿物相同,说明离子直接来源于火山岩岩屑、长石的水化水解作用,形成了特有的水化水解作用早、中期的成岩矿物组合。埋深大于1000至1200米后,水化水解作用明显减弱,最后消亡,表现为火山岩岩屑的重结晶作用和长石的钠长石化。长石钠长石化消耗孔隙水中的 Na^+ 游离 K^+ 、 Ca^{2+} 。同时由于高地温梯度,蒙脱石开始绿泥石化和伊利石化,释放 SiO_2 (溶液),在纵向上出现蒙伊、蒙绿混层粘土矿物,正长石的钠长石化释放出 K^+ ,促使蒙脱石伊利石化,也导致自生伊利石的沉淀,在纵向上开始出现自生伊利石胶结物;斜长石钠长石化释放出的 Ca^{2+} ,与①矿物反应产生的 $CO_2^{(2)}$ 、②有机质演化产生的 CO_2 、③地层水中溶解的 CO_2 和④深部岩浆活动带来的 CO_2 溶解于孔隙水中形成的 CO_3^{2-} 相结合,生成方解石胶结物,也导致了斑点状自生浊沸石、硬石膏等胶结物的沉淀。在砂岩明显压实基础上的斑点状自生方解石、浊沸石、硬石膏和绿泥石、伊利石孔隙内衬及孔隙充填胶结物,形成了水化水解作用晚期的特征成岩矿物组合。

升平、宋站、肇东一线的以北地区,扶杨油层的埋深为200至1500米左右,由北往南分别处于中期成岩的早、中、晚期。明水期后的抬升、断裂作用,使得大气水大量渗入,在火山岩岩屑、长石强水化水解的基础上,再次遭受强烈的溶蚀作用,并且导致孔隙水的pH值降低和自生高岭石的沉淀。

中晚期成岩:以石油开始运移、聚集,自生高岭石胶结物的沉淀和石英开始明显加大为特征。伴随石油运移、聚集的 CO_2 和有机酸溶解于孔隙水中,使孔隙水的pH值降低,导致火山岩岩屑、长石再次溶解和自生高岭石的沉淀。随着埋深的增加,蒙脱石转化成蒙伊、蒙绿混层粘土矿物的数量和速度增加,伊利石、绿泥石的比例增多,释放于孔隙水中的 SiO_2 (溶液)浓度增大。在孔隙水pH值下降的情况下大量沉淀,导致石英的明显加大。随着埋深的增加pH值回



I. 大气水淋滤成岩相 I. 混合水成岩相
 II. 埋藏压实水成岩相 IV. 古蒸发浓缩水成岩相
 图1 研究区位置平面分区图
 (构造分区据杨万里等,1985)

Fig. 1 Location of studied area and division of planar local units (The structural subdivision map of upper right corner is modified from Yang et al., 1985, p19)

升,一方面导致斑点状方解石胶结物的沉淀;另一方面高岭石开始溶解,转化为伊利石、绿泥石,释放出 SiO_2 (溶液)。埋深大于 1700 米后,长石已普遍完全钠长石化。

表 1 成岩阶段的划分

Table 1 Classification of diagenetic stages

| 成岩阶段 | 阶段标志 | 自生矿物组合 (成岩序列) | 深度(H) 温度(T) | pH 值 |
|-------|---------------------------------------|--|---------------------------|-------|
| 早期成岩 | 弱水化水解 方解石化 | 1. 绿泥石环边胶结物 2. 方解石胶结物 3. 少量蒙脱石沉淀 4. 无石英加大边 | H<100m T=10±℃ | 7—8 |
| 中期成岩 | 强水化水解 钠长石化 | 1. 蒙脱石、绿泥石、浊沸石的主要形成阶段 2. 后期方解石沉淀开始 3. 蒙脱石向混层粘土转化 4. 石英加大边少 | H=100—1500m T=10—85℃ | 7.5—9 |
| 中晚期成岩 | 油气开始运移聚集 低 pH 值矿物的形成 开始有明显石英加大边 | 1. 石英加大边明显 2. 高岭石的形成 3. 蒙脱石向混层粘土转化 4. 长石加大边明显 5. 高岭石开始溶解 6. 方解石沉淀 | H=1400—1800m T=85—100℃ | 6—8 |
| 成岩晚期 | 高岭石溶解消失 强石英加大作用 | 1. 石英的主要加大时期 2. 晚期绿泥石的形成 3. 方解石沉淀 | H>1800m T>100℃ | 6.5—9 |

晚期成岩:以石英次生加大为特征。大量的 X—衍射分析资料表明,埋深大于 1800 米后,高岭石已彻底溶解消失。粘土矿物的成岩转变继续提供 SiO_2 (溶液),导致石英的进一步强烈次生加大,砂体变得致密。埋深达到 2300 米后,蒙脱石已彻底转变为绿泥石、伊利石。石英次生加大边、孔隙充填绿泥石、桥式伊利石和斑点状方解石胶结物,形成了晚期成岩矿物的组合特征。

2 水动力场及局部水动力单元的基本特征

综合地形、地层压力系数、折算压力、导水系数⁽³⁾和水化学场在平面上的分布规律,可以建立起扶杨油层的水动力场模式(图 2)。扶杨油层的水动力场具有明显的分区性—即局部水动力单元,可以划分为四个区(表 2)。局部水动力单元决定了孔隙水的成因和水化学场的平面分区性,因此,使得成岩相区、局部水动力单元和水化学场的平面分区界线一致。

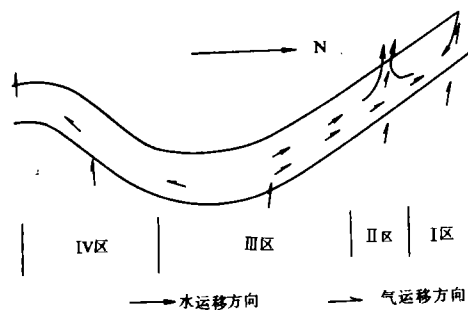


图 2 现今水动力场模式

Fig. 2 Model of present hydrodynamic field

表2 扶杨油层局部水动力单元划分

Table 2 Classification of local hydrodynamic units of Fu—Yang oil formations

| 局部水动力单元划分 | 向心流区 | 越流泄水区 | 离心流区 | 滞流区 |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 水化学分区 | I区 | II区 | III区 | IV区 |
| 地层压力 | 正常压力 | 正常压力 | 高压 | 低压 |
| 压力系数 | 1.02—1.00 | 1.02—0.96 | 1.20—1.02 | 0.96—0.75 |
| 运移动力 | 重力 | 重力 | 高压 | 无通道 |
| 水源 | 大气水 | 大气水、埋藏水 | 埋藏水、成岩水 | 古蒸发浓缩水 |
| 成岩相 | 大气水淋滤成岩相 | 混合水成岩相 | 埋藏压实水成岩相 | 古蒸发浓缩水成岩相 |

3 孔隙水成因

3.1 中—晚期自生方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素组成与成因分析

中—晚期自生方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化较大(图3)。凹陷内部 $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ 的来源主要受有机质演化形成的 CO_2 的影响,影响范围局限于离心流区,且从凹陷往盆地边缘减弱,大气水补给溶解的 CO_2 的影响增加,使得 $\delta^{13}\text{C}$ 值往凹陷中心方向减小。长春岭、朝阳沟地区(IV区)受深部岩浆活动来源的 CO_2 的影响, $\delta^{13}\text{C}$ 值最大。

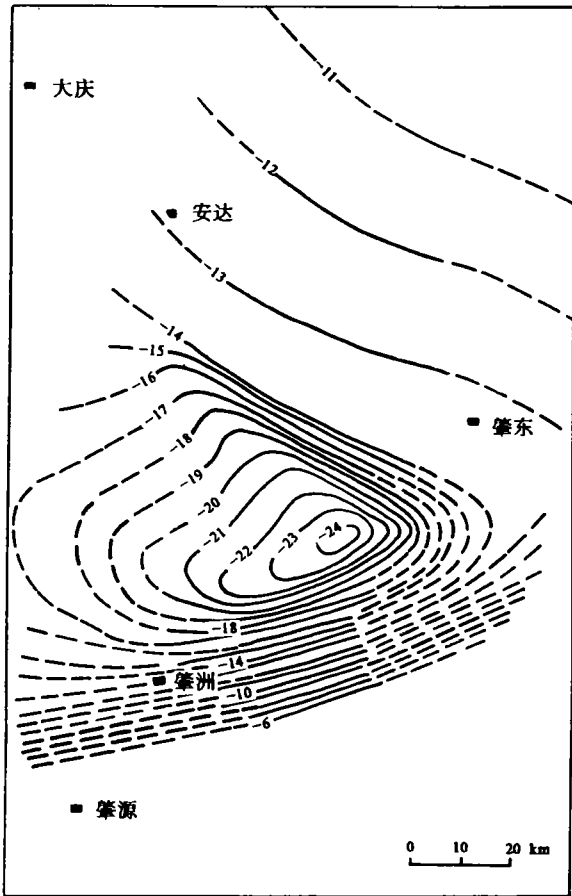
3.2 自生矿物包裹体化学成分测定

自生矿物流体包裹体的化学成分与现今地层水测试分析结果对比(表3)可以发现,位于古蒸发—浓缩区的四深—井,孔隙水在演化过程中 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 、 Cl^- 浓度由于蒸发浓缩作用明显增加,而 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 浓度则由于有关自生矿物的沉淀作用明显降低;位于凹陷中心区的芳深3井与相邻芳深2井对比发现,泥岩压实排水和粘土矿物脱水使得离子深度都明显下降。

3.3 扶杨油层孔隙水化学场的形成

平面上扶杨油层的水化学场具有明显的分区性(图1),与水动力场分区一致。各区的矿化度、离子浓度和离子组合参数有较大的差别(表4)。

I区大气水的下渗作用使得地层水的矿化度、离子浓度、pH值低,脱硫彻底, $\gamma_{\text{Na}^+}/\gamma_{\text{Cl}^-}$



— 实测数据点控制的等值线 --- 外推趋势线

图3 扶杨油层砂岩中—晚期自生方解石 $\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)值平面等值线图

Fig. 3 Planar distribution of $\delta^{13}\text{C}$ value of middle-late stage authigenic calcite in Fu—Yang oil formations

系数小。Ⅲ区由于泥岩压实排水、粘土矿物脱水导致凹陷内部的矿化度、 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 、 Cl^- 浓度和 $\text{Cl}^-/\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ 系数出现“盆心低值区”;而 SO_4^{2-} 、 $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ 含量高, $\gamma\text{SO}_4^{2-}/\gamma\text{SO}_4^{2-} + \gamma\text{Cl}^-$ 、 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Cl}^-$ 系数大。Ⅰ区孔隙水的性质受到离心流、向心流的共同影响,离子浓度、离子组合参数具有明显的突变性。Ⅳ区古地温梯度高^[5],又长期受到古蒸发浓缩作用的影响,孔隙水的矿化度、离子浓度大,pH值大。

表3 自生矿物中流体包裹体化学成分与现今地层水化学成分对比

Table 3 Comparison of Water chemical compositions between formation water and fluid inclusion in authigenic minerals

| 井号 | 四深1井 | | 芳深3井 | 芳深1井 |
|-------------------------------|----------------|--------------------------|-----------------|-----------------|
| 井深(m) | 3340.6 | 3209.00—3459.00 (平均值) | 3133.00 | 2317.00—3155.00 |
| 层位 | J ₃ | J ₃ | K _{1d} | K _{1d} |
| 均一温度(°C) | 135—150 | | 131—155 | |
| 种类 | 自生石英包体 | 地层水测试 | 自生方解石包体 | 地层水测试 |
| K ⁺ | 552.29 | 6210.8 | 2604.41 | 944.61 |
| Na ⁺ | 636.00 | | 1929.68 | |
| Ca ²⁺ | 5751.03 | 150.52 | 27785.75 | 128.26 |
| Mg ²⁺ | 160.59 | 34.71 | 791.65 | 65.66 |
| HCO ₃ ⁻ | 6598.50 | 2140.63 | 23515.02 | 2585.42 |
| CO ₃ ²⁻ | | | | 0.00 |
| Cl ⁻ | 556.50 | 9600 | 442.69 | 351.05 |
| SO ₄ ²⁻ | 2464.50 | 1543.52 | 9973.70 | 28.82 |
| CH ₄ | 2671.20 | | 468.74 | |
| CO ₂ | 6582.60 | | 37759.45 | |
| CO | 1326.06 | | 1578.08 | |
| pH | 7.1 | 7.3 | 7.3 | 7.85 |

注:离子含量的单位mg/L

表4 水化学平面分区特征

Table 4 Water chemical properties of Fu—Yang oil Formations in different local units

| 参数 | Ⅰ | Ⅱ | Ⅲ | Ⅳ |
|--|-----------|-----------|-----------|------------|
| 矿化度(mg/L) | 1600—4300 | 3000—8000 | 2000—5000 | 5000—17000 |
| Na ⁺ + K ⁺ (mg/L) | 600—1500 | 1200—1900 | 500—1600 | 1000—5000 |
| Ca ²⁺ (mg/L) | 10—60 | 40—200 | 40—180 | 150—600 |
| Mg ²⁺ (mg/L) | 1—1.5 | 2—8 | 8—20 | 8—40 |
| Cl ⁻ (mg/L) | 500—2500 | 500—4000 | 500—2000 | 1500—7800 |
| SO ₄ ²⁻ (mg/L) | 0—55 | 20—200 | 200—1700 | 50—4700 |
| CO ₃ ²⁻ + HCO ₃ ⁻ (mg/L) | 100—450 | 250—1000 | 250—4000 | 200—2000 |
| Br ⁻ + I ⁻ (mg/L) | 0—45 | 0—21 | 0—7 | 0—20 |
| 脂肪酸(mg/L) | 5—170 | 10—300 | 25—500 | 5—500 |
| NH ₄ ⁺ (mg/L) | 0—34 | 4—30 | 8—25 | 2—50 |
| $\gamma\text{SO}_4^{2-}/\gamma\text{SO}_4^{2-} + \gamma\text{Cl}^-$ (×100) | 0—4 | 4—30 | 10—90 | 2—80 |
| Cl ⁻ /CO ₃ ²⁻ + HCO ₃ ⁻ | 1.5—27 | 1—37 | 1—6 | 1—60 |
| $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Cl}^-$ | 0.9—1.2 | 0.9—1.4 | 1.4—8.0 | 1.0—6.0 |
| pH | 7—7.5 | 7.5—8.4 | 7.5—8.5 | 7.5—8.8 |

孔隙水成因与局部水动力单元紧密相关,不同的局部水动力单元有不同的孔隙水成因。

4 成岩相类型及成岩相区的划分

研究区可以划分出与局部水动力单元直接相关的四个成岩相:大气水淋滤成岩相、混合水成岩相、埋藏压实水成岩相和古蒸发浓缩水成岩相。各成岩相的成岩特征、自生矿物组合、孔隙成因与孔隙组合都有明显差别(表5)。

表5 成岩相类型及各成岩相的基本特征

Tabel 5 The kinds of diagenetic facies and their main features

| 成岩相特征 | 大气水淋滤成岩相(I区) | 混合水成岩相(II区) | 埋藏压实水成岩相(III区) | 古蒸发浓缩水成岩相(IV区) |
|--------------|---------------------------------|--------------------------------|-------------------------|----------------------------|
| 埋深(m) | 200—1100 | 800—2300 | 1400—2500 | 1700—300 (最大古埋深与III区相似) |
| 最高古地温(°C) | <55 | <115 | 125 | >125(?) |
| 沉积环境 | 低弯度河 | 低弯度河 | 低弯度河 | 曲流河 |
| 岩相组合* | Sm相为主,Sr较少 | Sm相为主, Sh,Sr,St,Sp较少 | Sh,Sm相为主, Sr,St,Sp较少 | Sr,Sh,St相为主, Sm,Sp相少 |
| 现今水动力环境 | 向心流区 | 越流泄水区 | 滞留—极弱离心流区 | 滞流区 |
| 孔隙水成因 | 大气水渗入强烈 | 渗入大气水与埋藏水混合 | 埋藏水 | 古蒸发浓缩埋藏水早期南侧局部地区有大气水渗入 |
| 水化水解作用强度 | 最强 | 强 | 中—强 | 弱 |
| 火山岩岩屑重结晶作用强度 | 极弱 | 弱 | 弱—中 | 强 |
| 孔隙类型 | 粒间扩大溶孔、 残留粒间扩大溶孔 为主,晶间孔次要 | 残留粒间扩大溶孔、 粒间扩大溶孔和 晶间孔为主 | 晶间孔、残留 粒间孔为主 | 晶间孔、残留 粒间孔为主 |
| 主要填隙物类型 | 杂基为主,大量溶解, 自生矿物极少 | 杂基为主,大量溶解, 自生矿物较少 | 自生矿物为主, 杂基较少 | 自生矿物为主, 杂基极少 |
| 主要自生矿物 | 高岭石、蒙脱石、 绿泥石为主 | 高岭石、绿泥石、 蒙脱石、伊利石、 粘土混层为主 | 伊利石、绿泥石、 石英加大边为主 | 石英加大边为主 |
| 控制成岩作用的主要因素 | 局部水动力单元、埋深和岩相组合(微相) | | | |

* Sm相:块状砂岩相 Sr相:沙纹交错层理粉砂岩相 Sh相:平行层理砂岩相 St相:大型槽状交错层理砂岩相 Sp相:大型板状交错层理砂岩相

4.1 大气水淋滤成岩相(I区)

成岩特征与南部其余地区截然不同。大气水的长期下渗作用,火山岩岩屑的水化水解作用彻底,杂基、岩屑、长石的溶蚀作用强烈,形成以粒间扩大溶孔为主,包括残留粒间扩大溶孔、铸模孔、超大孔、和少量晶间孔的孔隙组合类型,具有很好的孔渗性。明水期以后盆地北侧的构造抬升作用更趋强烈,断层发育,加剧了大气水的渗入,使得长期受到大气水下渗淋滤,且已完全或强水化水解的火山岩岩屑、长石再次遭受大气水下渗引起的溶蚀作用。大气水长期下渗作用严重影响了孔隙水的化学性质。pH值、地温梯度降低,使得高岭石沉淀充填于有自生绿泥石、蒙脱石粘土环边和(或)内衬的孔隙中。

4.2 混合水成岩相(I区)

混合水成岩相位于大气水成因的向心流和埋藏水成因的离心流交会形成的越流泄水区。孔隙水的化学性质和砂岩成岩特征有明显的突变性。北侧明显受到大气水下渗的影响,与I区大气水淋滤成岩相类似。由北往南,大气水与埋藏水混合,孔隙水化学性质发生变化,导致大量自生矿物的沉淀。北侧以高岭石、绿泥石、蒙脱石等胶结物为主;往凹陷方向高岭石明显减少、消失,混层粘土、伊利石、绿泥石的绝对、相对含量增加。由北往南孔隙类型、组合也发生明显的变化,粒间扩大溶孔被自生粘土内衬、孔隙充填缩小、分割的数量和晶间孔的比例增加。

4.3 埋藏压实水成岩相(II区)

该区的沉积环境属北部河流的远端低弯度河。河道砂体的原始粒间孔较发育,由于凹陷区的埋深大,地温梯度较高,并且一直处于封闭状态的受压实排出水控制的离心流局部水动力环境,使得火山岩岩屑、长石的水化水解作用强度有所减弱,火山岩岩屑的重结晶现象比I、II区强。一方面,不稳定组分的水化水解作用使得砂体的原始粒间孔普遍被自生粘土矿物、浊沸石胶结物缩小或充填;另一方面,有机质演化产生的CO₂和有机酸溶解于孔隙水,使得孔隙水的pH值下降,导致长石普遍溶解,导致原始粒间孔扩大。石油运移进入砂体时,主要孔隙类型是残留粒间扩大溶孔和晶间孔。但是,由于油源不足,大部分砂体被水饱和,随着埋深的增加,砂体被自生伊利石、绿泥石和石英加大边等胶结,形成致密储层。

4.4 古蒸发浓缩水成岩相(IV区)

北、西部两个河流体系在此会合,发育“古松花江”,沉积了曲流河道砂体,原始粒间孔最发育。该区长期的古蒸发—浓缩作用使得孔隙水的矿化度、离子浓度大,溶解能力弱;又是盆地地温梯度的高值区,随着埋深的增加,火山岩岩屑表现为强重结晶作用,水化水解作用很弱。水化水解作用形成的自生绿泥石、蒙脱石、浊沸石胶结物的含量很少,偶见绿泥石呈石英加大边的零星包体,蒙脱石(已伊利石化)呈自生粘土孔隙内衬。自生矿物以石英加大边为主。该区的石油运移、聚集时期略较早,当时储层物性好,以粒间孔、粒间残留孔为主。石油充填孔隙阻碍了石英的次生加大作用,而相邻的水层和干层普遍被石英加大边胶结,形成致密储层。

结 语

相似的岩石组分决定了砂岩具有相似的成岩特征,通过成岩作用研究,可以建立起反映成岩过程的成岩序列和恢复孔隙水化学性质的演化规律,并且可以根据具有普遍意义的成岩标志,把成岩过程划分为几个阶段。但是,在区域上,由于成岩环境的差别,往往导致成岩特征的差异,这种差异可以通过成岩相的研究来描述和表示。

研究发现,局部水动力单元、埋深和沉积环境是控制区域上成岩差异和成岩相类型的关键因素。成岩组构尤其是自生矿物的组构反映了孔隙水化学性质的演化,反过来,孔隙水化学性质的形成与演化决定了砂岩的成岩特征、自生矿物组构和孔隙演化。因此,不同孔隙水成因的局部水动力单元是决定成岩相类型、成岩特征和成岩相区划分的决定因素。

参 考 文 献

[1]刘宝珺,1980,沉积岩石学,北京:地质出版社。

[2]西北大学,1986,碎屑岩的成岩作用,西安:西北大学出版社。

- [3] Kenneth Belitz et. al. , 1988, Hydrodynamics of Denver basin; explanation of subnormal fluid pressures. AAPG, V. 72, N. 11, p1334—1359.
- [4] 尹观, 1988, 同位素水文地球化学, 成都: 成都科技出版社。
- [5] 杨万里, 1985, 松辽盆地石油地质, 北京: 石油工业出版社。

The Origin of Pore—Water and the Study of Sandstone Diagenetic Facies of Fu—Yang Formations (K_1q^{3+4} , Northern—Eastern Songliao Basin, NE China (Cretaceous))

Lou Zhanghua¹ and Zeng Yunfu²

(1. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences Guiyang 550002)

(2. Chengdu University of Science and Technology Chengdu 610059)

Abstract

The sandstones in Fu—yang Formations deposited by fluvial—lacustrine sedimentary system have more than 70 percent of unstable fragments such as feldspar and volcanic—rock fragments.

Based on thin—section analysis, XRD, SEM, electronprobe and fluid inclusion analysis, the progressive diagenetic sequence for the sandstones could be summarized. But, the diagenetic property is also controlled by ①pore—water geochemistry, ②burial depth and geothermal gradient, and ③sedimentary environments and so on, which caused the diagenetic environments fairly different. The local hydrodynamic units, with different origins and compositions of pore—water, is the main factor, which controls the kinds of diagenetic facies. The planar delimitation lines of local hydrodynamic units are unanomalous with those of local pore—water geochemistry units and diagenetic facies.

In the study area, four types of diagenetic facies can be recognized; meteoric water infiltration diagenetic facies, burial water diagenetic facies, mixture water diagenetic facies and paleo—evaporation water diagenetic facies.

Key words: diagenesis diagenetic facies pore—water origin hydrodynamic field