

沾化凹陷下第三系砂岩次生孔隙纵向分布规律*

钟大康¹, 朱筱敏¹, 蔡进功²

(1. 石油大学, 北京 102249; 2. 胜利油田地质研究院, 山东东营 357015)

摘要: 根据铸体薄片、扫描电镜、碳酸盐含量、镜质体反射率、粘土矿物以及储层物性等数据, 研究了沾化凹陷下第三系砂岩次生孔隙的纵向分布规律。在小于 1 900 m 的深度, 砂岩的孔隙主要为压实和胶结之后的原生粒间孔隙; 在埋深达 1 900 m 以后开始出现少量次生孔隙, 在 1 900~2 200 m 深度范围形成原生孔隙与次生孔隙并存的混合孔隙带; 大量的次生孔隙出现在 2 200~3 500 m 的深度段。200 多口井 15 000 余个砂岩的孔隙度和渗透率在纵向上的变化关系也间接证实了这一点。次生孔隙主要为长石溶蚀成因, 碳酸盐胶结物溶蚀是次要的, 这是由有机酸对长石和碳酸盐胶结物的化学反应自由能所决定的。有机酸溶蚀长石的化学反应自由能 ($-154.49 \sim -17.92$ kJ/mol) 低于溶蚀碳酸盐 (46.89 kJ/mol)。在 2 200~3 500 m 深度, 沾化凹陷烃源岩成熟产生大量有机酸和泥岩中的粘土矿物迅速脱水是产生溶蚀作用形成次生孔隙的直接原因。

关键词: 次生孔隙; 纵向分布; 成因; 沾化凹陷

第一作者简介: 钟大康, 男, 42 岁, 副教授(博士), 储层地质

中图分类号: TE112.23

文献标识码: A

沾化凹陷位于渤海湾盆地济阳坳陷的北部, 北邻义和庄凸起与车镇凹陷相隔, 南接陈家庄凸起与东营凹陷相望, 东西两侧分别为垦东-青坨子凸起和无棣凸起。早第三纪长期接受沉积, 在北部陡坡带形成了近岸水下扇和扇三角洲沉积为主的沉积体系, 南部缓坡带形成以三角洲、滨浅湖为主的沉积体系, 凹陷中心地带主要为深水浊积扇^[1~3]。前人曾对这些沉积体系中的砂岩储层的岩石学特征、成岩作用和孔隙演化等作过一定程度研究^[4~16], 但系统讨论砂岩储层次生孔隙的纵向分布规律较少。本文根据铸体薄片、扫描电镜、镜质体反射率、粘土矿物、碳酸盐含量以及储层物性数据, 较系统地讨论了沾化凹陷下第三系砂岩次生孔隙的成因与纵向分布。

1 次生孔隙的分布

根据对沾化凹陷渤南、孤东、埕岛和老河口等地区 15 000 余个孔隙度样品与埋藏深度进行 5 次多项式拟合, 发现当砂岩埋深达 2 000 m 时, 孔隙度开始偏离正常压实趋势线, 这种偏离一直延续到 3 500 m 左右(图 1)。在 2 500~3 000 m 深度段, 孔隙度随深度增加而略有增加, 这说明有新的孔

隙形成。根据铸体薄片和扫描电镜分析, 新生成的孔隙主要为长石溶蚀而形成。明显的孔隙度和渗透率增大段出现在 2 500~3 000 m, 平均孔隙度在 20% 左右, 最高可达 34%。从平面上看渤南地区次生孔隙最发育, 最大时可占 10% 左右, 而孤东和埕岛、老河口等地区, 次生孔隙发育程度略比渤南地区低, 次生孔隙仅占 5% 左右。

2 次生孔隙成因

从镜下观察和扫描电镜分析发现, 沾化地区次生孔隙的形成主要与长石溶蚀有关, 从 2 000 m 至 3 500 m 可以见到大量的长石溶蚀, 同时出现石英次生加大和自生高岭石沉淀, 而碳酸盐胶结物溶蚀较少。如埋藏在 2 100 m 附近的孤南 138 井, 同一砂岩层中长石溶蚀非常严重(图 2a), 而粒间充填的白云石胶结物却没有受到任何溶蚀而保持良好的晶形(图 2b)。埋深在 2 900 m 左右的孤北 105 井也存在类似现象。这说明在沾化凹陷 2 000 m 至 3 500 m 的深度范围, 次生孔隙的形成主要由长石溶蚀提供。

高岭石和碳酸盐胶结物的纵向分布也可间接说明这一点。在 2 000 m 至 3 500 m 的深度段由于长石的溶蚀导致了高岭石的增加(图 3a)。从 1 800 m 开始, 高岭石含量逐渐增加, 在 2 000~3 000 m 深度范围高岭石增大最明显, 然后又开始

* 国家“十五”科技攻关项目(2001BA605A09)

收稿日期: 2003-08-13

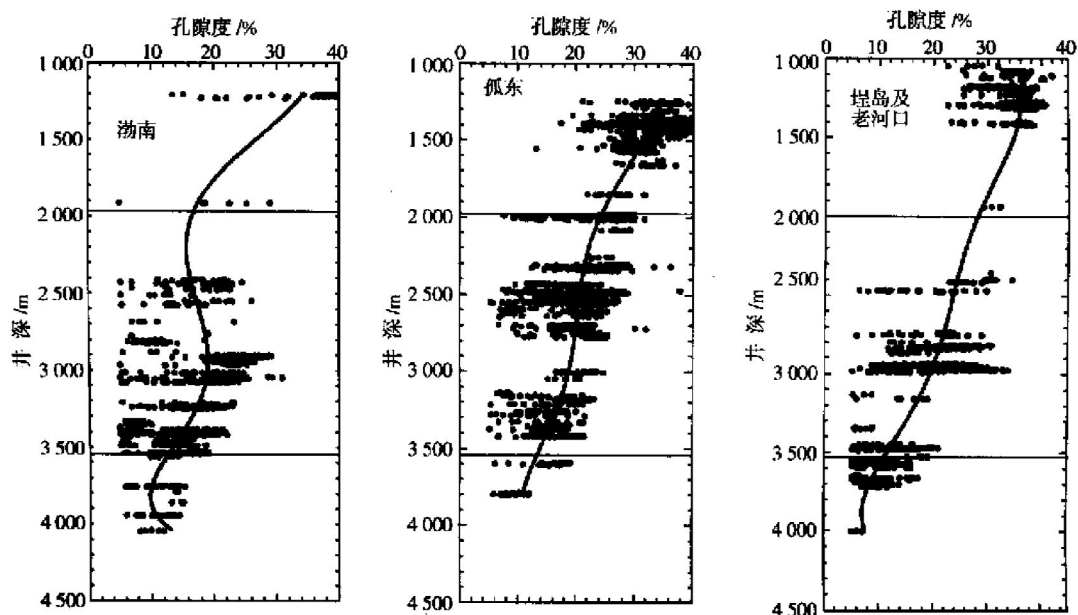


图 1 沾化凹陷不同地区次生孔隙纵向分布

Fig. 1 Vertical distribution of secondary pores in different areas in Zhanhua depression

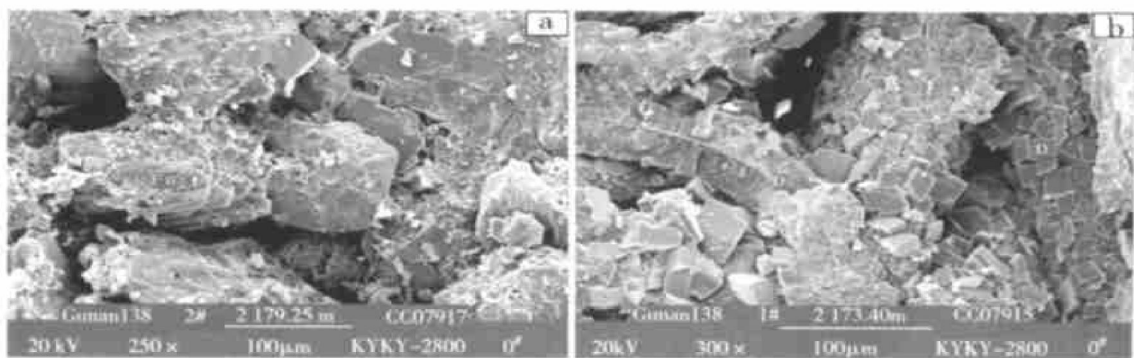
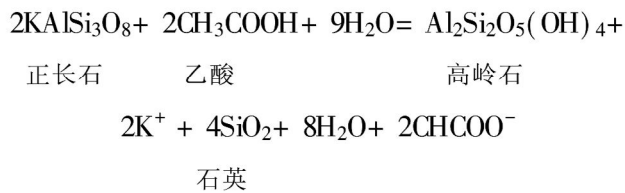


图 2 沾化凹陷次生孔隙发育段内的溶蚀现象(长石溶蚀, 碳酸盐不溶)

Fig. 2 Corrasion in secondary pore zone (feldspar is dissolved, carbonate is not dissolved)

减少。这种现象与该凹陷泥质烃源岩成熟生成大量的有机酸有关。沾化凹陷烃源岩在 2 000 m 进入生烃门限^[1], 2 000~ 3 000 m 为成烃高峰, 这一深度段与高岭石的增大和次生孔隙的分布深度一致, 说明烃源岩成熟产生的有机酸引起了长石的溶蚀和自生高岭石沉淀以及石英次生加大, 同时产生大量次生孔隙, 以有机质成熟产生的乙酸对长石的溶蚀为例, 其反应式为



由于羧酸对 Al^{3+} 离子有较强的络合能力, 从

铝硅酸盐中溶解出来的 Al^{3+} 将以络合物的形式随孔隙流体迁移, 而 Si^{4+} 则以胶体形式迁移, 从而保证铝硅酸盐的不断溶蚀。其中 Al 络合物以自生高岭石的形式沉淀, Si 胶体以 SiO_2 的形式在石英颗粒表面产生次生加大(图 2a)。这就出现了在 2 000~ 3 500 m 深度范围有机质成熟、长石溶蚀、高岭石增加、石英次生加大和次生孔隙形成的一系列现象。

而在该深度段碳酸盐胶结物却明显偏高(图 3b), 也间接说明次生孔隙的形成主要为长石溶蚀, 碳酸盐没有受到影响。

为什么在次生孔隙发育深度段内溶蚀的对象是长石而不是碳酸盐胶结物呢? 根据有机酸对长

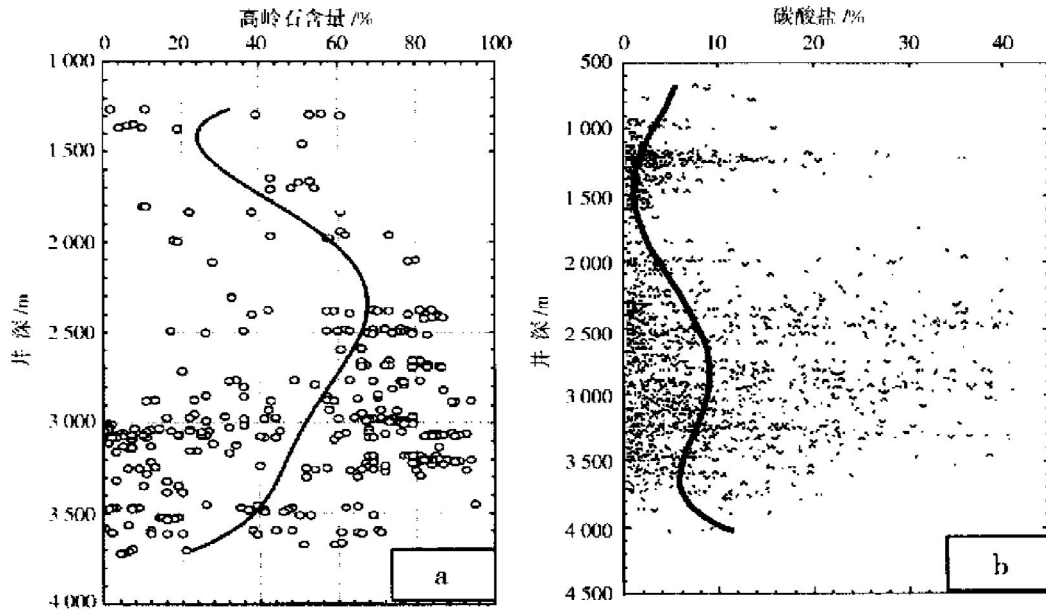


图3 沾化凹陷砂岩中自生高岭石(a)和碳酸盐胶结物(b)的纵向分布

Fig. 3 Vertical distribution of authigenic kaolinite (a) and carbonate cement (b) in sandstones in Zhanhua depression

石和碳酸盐作用的化学反应自由能大小便不难得出结论。有机酸溶蚀长石的化学能较低^[17],其中以斜长石中的钙长石最低,反应自由能为 $\Delta G = -154.49 \text{ kJ/mol}$,其次是钾长石, $\Delta G = -17.92 \text{ kJ/mol}$;然后是有机酸对碳酸盐胶结物的溶蚀, $\Delta G = 46.89 \text{ kJ/mol}$ 。因此沾化凹陷下第三系砂岩储层中的溶蚀作用以长石为主,碳酸盐次之。

3 与成岩演化的关系

沾化凹陷次生孔隙的上述分布特征与砂岩的成岩演化历史密切相关。根据沾化凹陷粘土矿物混层比的变化研究认为,该地区砂岩埋藏下来以后经历了早成岩A期、早成岩B期和晚成岩A期3个阶段。

在埋深小于1500 m时,岩石基本上处于早成岩A期,岩石中的孔隙以原生孔隙为主。按照沾化凹陷的古地温梯度每百米 3.7°C 、常年古地表温度 14.5°C 计算,岩石经历的古地温小于 70°C , R_o 小于0.35%,有机质未成熟,岩石处于弱固结状态,成岩作用主要为机械压实作用和少量的早期方解石胶结作用,粘土矿物以蒙脱石为主,泥岩及砂岩中粘土矿物的混层比大于70%(图4)。

当砂岩埋深介于1500~1900 m,岩石进入早成岩B期,此时古地温可达 $70\sim 84.8^\circ\text{C}$, $R_o = 0.35\sim 0.50\%$,有机质半成熟,岩石处于半固结-固结状态,孔隙出现原生-次生混合型,但以原生为主。成岩作用有石英次生加大、碳酸盐沉淀

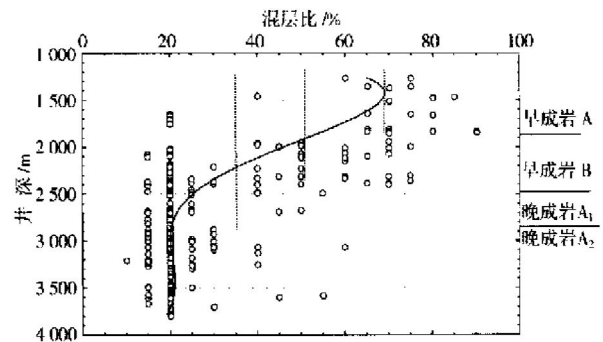


图4 沾化凹陷粘土矿物混层比变化与成岩阶段划分

Fig. 4 S% in clay minerals and diagenetic stages in Zhanhua depression

等胶结作用,也有溶蚀作用,如长石溶蚀。粘土矿物以无序混层为主,混层比为50%~70%。

当砂岩埋深介于1900~2200 m时,岩石处于晚成岩A₁亚期,粘土矿物迅速脱出层间水,古地温为 $84.8\sim 95.9^\circ\text{C}$, $R_o = 0.5\sim 0.80\%$,有机质已成熟。此时溶蚀作用成为主要的成岩作用,孔隙以次生为主,粘土矿物为有序混层,混层比为35%~50%。

埋藏深度大于2200 m时,岩石进入晚成岩A₂亚期,古地温大于 95.9°C , $R_o = 0.80\sim 1.30\%$,孔隙仍以次生为主,成岩作用主要有长石的溶蚀、晚期碳酸盐胶结、石英次生加大、伊利石绿泥石胶结作用,混层比为20%左右。

从上述分析可以看出,沾化凹陷砂岩埋深在

1 900 m以上时开始进入晚成岩 A 期, 一直延续到 4 000 m基本上都处于晚成岩 A 阶段, 与前述 2 000~ 3 500 m 的次生孔隙发育深度段一致, 说明砂岩次生孔隙的形成与晚成岩 A 阶段有较好的对应关系。

4 次生孔隙纵向演化规律

根据研究区砂岩成岩演化序列、次生孔隙成因与纵向分布特点认为, 本区原生孔隙主要分布在浅于 1 900 m 的深度范围, 从 1 900~ 2 200 m 为原生和次生混合孔隙, 超过 2 200 m 以后, 基本上以次生孔隙为主(图 5)。在不同地区次生孔隙发育程度略有一些差异, 相比而言渤南地区次生孔隙最发育, 分布的深度范围也较大, 孤东和埕岛老河口地区要差一些。

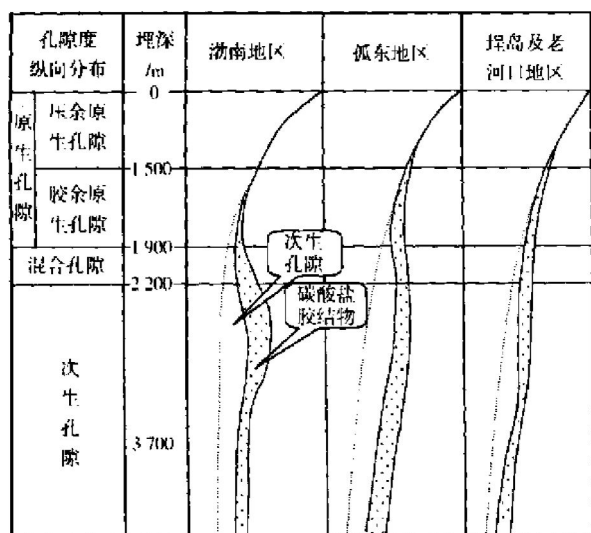


图 5 沾化凹陷不同地区孔隙垂向演化与分布

Fig. 5 Vertical evolution and distribution of pores in Zhanhua depression

参 考 文 献

1 王秉海, 钱凯. 胜利油区地质研究与勘探实践[M]. 山东东营:

石油大学出版社, 1992. 39~ 248

- 2 赵澄林, 张善文, 袁静, 等. 胜利油区沉积储层与油气[M]. 北京: 石油工业出版社, 1999. 1~ 47
- 3 钱凯. 济阳坳陷储层研究进展[A]. 见: 中国石油天然气总公司科技发展局. 中国储层研究论文集[C]. 北京: 石油工业出版社, 1993. 426~ 439
- 4 周自立, 吕正谋. 山东胜利油田第三系碎屑岩埋藏成岩作用与储层评价的关系[J]. 地球科学, 1987, 12(3): 311~ 318
- 5 陈淑珠. 济阳坳陷下第三系碎屑岩微观相标志[J]. 沉积学报, 1985, 3(2): 108~ 118
- 6 程本合, 徐亮, 项希勇, 等. 济阳坳陷沾化东区块现今地温场及热历史[J]. 地球物理学报, 2001, 44(2): 238~ 244
- 7 曹辉兰, 华仁民, 纪友亮, 等. 扇三角洲砂砾岩储层沉积特征及与储层物性的关系——以罗家油田沙四段砂砾岩体为例[J]. 高校地质学报, 2001, 7(2): 222~ 229
- 8 田景春, 付东钧. 近岸水下扇砂砾岩体的储集性研究——以胜利油区沾化凹陷 913~ 916 井区沙三段为例[J]. 成都理工学院学报, 2001, 28(4): 366~ 370
- 9 吴富强, 李后蜀, 胡雪, 等. 沾化凹陷渤南洼陷沙四段成岩史恢复及成岩模式建立[J]. 油气地质与采收率, 2001, 8(6): 1~ 5
- 10 王志刚. 渤南油田三区沙三段 4 砂组成岩作用与储集层孔隙关系研究[J]. 石油勘探与开发, 2000, 27(6): 37~ 38
- 11 陈小龙, 庄博, 张秀芝. 罗家地区沙河街组储集层成岩相与储集特征[J]. 石油勘探与开发, 1998, 25(6): 16~ 19
- 12 苗建宇, 刘文荣, 祝总祺. 济阳坳陷砂岩次生孔隙的基本特征及控制因素[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2000, 30(2): 154~ 158
- 13 苗建宇, 祝总祺, 刘文荣, 等. 济阳坳陷下第三系温度、压力与深部储层次生孔隙的关系[J]. 石油学报, 2000, 21(3): 36~ 41
- 14 袁静, 赵澄林. 水介质的化学性质和流动方式对深部碎屑岩储层成岩作用的影响[J]. 石油大学学报(自然科学版), 2000, 24(1): 60~ 63
- 15 蔡进功, 谢忠怀, 刘宝军, 等. 胜利油区深部砂岩储集层类型及特征[J]. 石油学报, 2001, 22(5): 34~ 37
- 16 钱峰, 李淳, 李跃, 等. 济阳坳陷深层砂岩储层成岩作用及其阶段划分[J]. 石油大学学报(自然科学版), 1996, 20(2): 6~ 11
- 17 Meshi I D. 论碳酸与有机酸的反应能力和次生孔隙的形成[A]. 见: 储层地球化学[C]. 梅博文译. 西安: 西北大学出版社, 1991. 134~ 143

VERTICAL DISTRIBUTION OF SECONDARY PORES IN PALEOGENE SANDSTONES IN ZHANHUA DEPRESSION

Zhong Dakang¹ Zhu Xiaomin¹ Cai Jingong²

(1. University of Petroleum; Beijing; 2. Petroleum Exploration and Exploitation Institute, Shengli Offfield Company, SINOPEC, Dongying, Shandong)

Abstract: This paper mainly discusses the vertical distribution of secondary pores in Paleogene sandstones in Zhanhua

depression, based on the thin section, SEM, carbonate contents, vitrinite reflectance, clay minerals, and porosity and permeability data. Thin section and SEM observation shows that the pores in sandstones are mainly of primary pores preserved after compaction at a depth of less than 1 500 m, at a depth interval of 1 500~ 1 900 m, pores are mainly of primary intergranular pores left after cementation made by carbonate, authigenic clay minerals and quartz overgrowth; there are a few secondary pores at a depth of 1 900 m, and then become mixed pore zone, characterized by the coexistence of primary and secondary pores in a depth range of 1 900~ 2 200 m; a large amount of secondary pores occur at 2 200~ 3 500 m interval; and over 3 500 m, it is characterized by residual pores preserved after compaction and cementation. The vertical variation pattern of 15 000 porosity and permeability data from more than 200 wells can also directly confirm such evolutionary processes. From the surface to 1 900 m, the poroperm characteristics of sandstones gradually become poorer and poorer; at the 2 200~ 3 500 m interval, there is a zone with higher porosity and permeability; and over 3 500 m, the poroperm characteristics of sandstones are getting poor again. It is found from thin section and SEM data that secondary pores have mainly been formed by feldspar dissolution, with minor by carbonate cement dissolution. The vertical distribution of authigenic kaolinite and carbonate cements can also give such explanation. At the 2 200~ 3 500 m interval where secondary pores are well developed, feldspar dissolution has resulted in the increase of authigenic kaolinite and large amount of quartz overgrowth, while the amount of carbonate cements is still relatively high. The phenomena of feldspar being dissolved and no or only trace of carbonate cement being dissolved are determined by free energy of chemical reaction between organic acid and feldspar/ carbonate cement. Dissolution of feldspar in organic acids is characterized by relatively low chemical energy, as for calcium feldspar, $\Delta G = -154.49$ kJ/mol; and for K-Feldspar, $\Delta G = -17.92$ kJ/mol, while for carbonate cement, $\Delta G = 46.89$ kJ/mol. Secondary pores are largely distributed in a depth range of 2 200~ 3 500 m. Such distribution is closely related to the maturation of source rock and diagenetic evolution of sandstones. In Zhanhua depression, the source rock reached the hydrocarbon-generating window at a burial depth of 2 000 m, with the peak of hydrocarbon generation to be at 2 000~ 3 000 m. At this interval, the organic acids generated from source rock maturation caused the dissolution of feldspar, precipitation of kaolinite, and quartz overgrowth, as well as the formation of secondary pores. On the other hand, at 1 900~ 2 800 m interval, the interlayer water has rapidly been dehydrated from the clay minerals in mudstones, which would result in a further corrosion in sandstones. Therefore, a large amount of organic acid generated during source rock maturation, and water dehydrated from clay minerals would cause the dissolution of feldspar, as a result, a large amount of secondary pores have been formed in Paleogene sandstones in Zhanhua depression. These pores are mainly distributed at a depth range of 2 200~ 3 500 m.

Key words: secondary pores; vertical distribution; genesis; Zhanhua depression