

文章编号: 1000-0550(2002)04-0621-07

# 一种新的储层孔隙成因类型——石英溶解型次生孔隙<sup>①</sup>

邱隆伟<sup>1</sup> 姜在兴<sup>1</sup> 陈文学<sup>2</sup> 李晓红<sup>3</sup> 熊志东<sup>2</sup>

1(石油大学(华东)资源学院 山东东营 257062); 2(河南石油勘探局 河南南阳 473000)

3(中国石油华北油田公司勘探开发研究院 河北任丘 062552)

**摘要** 石英作为碎屑岩储层中的一种难溶组分, 普遍认为它和次生孔隙的形成关系不十分密切。研究认为泌阳凹陷核桃园组储层中的碎屑石英颗粒存在明显的溶解现象, 并形成以石英直接溶解型孔隙为主的储集空间特征。石英颗粒被溶解的部分在薄片中所占的范围为2%~7%者常见, 高者达8%以上, 在总孔隙中所占的相对含量也多数在10%~35%之间, 早成岩B期是其最主要形成期。石英溶解型次生孔隙的大量存在为碎屑岩储层中SiO<sub>2</sub>胶结物及次生孔隙成因等问题的解释以及储层预测和评价提供了新的可能性。

**关键词** 孔隙类型 石英溶解孔隙 成岩作用 泌阳凹陷

**第一作者简介** 邱隆伟 1967年出生 副教授 沉积学及储层地质学

中图分类号 P618.130.2<sup>+</sup>1 文献标识码 A

自从 Nutting 和 Chepikov 提出了砂岩储层次生孔隙的概念和理论<sup>[1]</sup>, 油气储层中的孔隙一般认为可分为原生孔隙和次生孔隙两种基本类型。对于次生孔隙的成因, 目前多数学者认为是由碳酸或者是有机酸引起矿物溶解所形成的<sup>[2]</sup>, 而孔隙的形成可以是长石和碳酸盐矿物等酸不稳定组分在酸性地层水的作用下发生溶解的结果。石英作为碎屑岩储层中一种非常稳定的碎屑组分, 普遍认为它难于被溶解而形成次生孔隙。已有许多学者对石英颗粒溶解的可能性及其相关问题进行过探讨<sup>[3~8]</sup>, 结果都认为在一定条件下石英是可以发生溶解的, Partica M. Dove 还通过实验获得了石英随溶液中随温度、碱性离子含量以及 pH 值不同而呈现不同溶解速率的经验公式<sup>[6]</sup>; 对储层中石英的溶解现象也有所察觉<sup>[9~12]</sup>, 在对油气储层的碱驱提高采收率作业中也观察到了石英的明显溶解现象<sup>[13]</sup>; 但有关沉积盆地中石英直接溶解而形成大量次生孔隙的现象则未见报道。研究发现泌阳凹陷核桃园组砂岩中存在大量的石英溶解型次生孔隙, 并形成以此为重要特点的储层孔隙类型。本文主要探讨该孔隙类型存在的微观证据及其成因。

## 1 地质概况

泌阳凹陷位于南襄盆地东部, 是燕山运动后期在秦岭—淮阳褶皱带中段古老基底上形成的中—新生代沉积盆地, 在以元古界变质岩为主的基底上沉积了上白垩统和第三系。早第三系是盆地的主要发育期, 发

育的地层自下而上主要有玉皇顶组—大仓房组、核桃园组及廖庄组<sup>[14]</sup>, 其中核桃园组是主要的油气富集层位。本次研究的范围为位于盆地主体部位的王集—大阮庄—安棚—下二门地区, 研究层位为核桃园组二段和三段, 埋深以2 000~3 500 m 为主, 是一套三角洲—水下扇相以及较深湖相砂、泥岩沉积。

核三段下部为深灰色泥岩、砂质泥岩夹粉砂岩、灰质细砂岩、少量粗砂岩及灰褐色泥质白云岩; 核三段上部为灰色、深灰色泥岩、灰白色砾状砂岩, 砂岩中夹褐色油页岩; 该组以厚层泥岩为主夹灰质粉砂岩, 最厚达2 000 m, 为较深湖相沉积。核二段为灰色—浅灰色泥岩与细砂岩呈略等厚互层, 以泥岩为主, 夹深灰色、灰色页岩、棕褐色油页岩、灰色泥质白云岩, 厚300~840 m, 属浅湖相沉积。在凹陷中心沉积区, 核三上段和核二段主要是湖相碳酸盐岩系, 为灰色白云岩、泥质白云岩, 黑色、深灰色泥岩、白云质泥岩, 夹粉砂质泥岩, 核三上段上部至核二段夹天然碱层<sup>[15]</sup>。

储层岩石类型以长石砂岩为主, 其次为岩屑砂岩及长石岩屑质石英砂岩。胶结物以方解石及白云石为主, 此外还出现少量含铁方解石、含铁白云石、硬石膏、方沸石等; 胶结物含量变化较大, 一般5%~30%; 成岩作用研究表明, 方解石、白云石、硬石膏及方沸石等胶结物属早期胶结物, 主要形成于早成岩期, 而含铁方解石和含铁白云石属晚期胶结物, 主要形成于晚成岩期的早期。杂基含量一般3%~30%, 成分为粘土矿物以及云母碎片。

① 国家重点基础研究发展规划(973)项目(批准号: G1999075507)资助

收稿日期: 2001-11-17 收修修改稿日期: 2002-04-08

岩石中储集空间以粒间溶孔、粒内孔、贴粒孔缝、晶内孔、微裂缝等次生孔缝为主。次生孔缝主要由原生孔隙及粒间缝改造而成,其中石英的溶解特征很明显,形成以石英溶解为特点的次生孔隙成因类型;次生孔隙形态多呈不规则状、伸长状等,大小一般0.03~0.2 mm,有时还可见0.3 mm左右的超大孔隙。薄片及储层物性分析结果表明,储层中孔隙度总体较低,一般5%~15%,但大于15%,甚至大于20%者也常见。

## 2 石英溶解型次生孔隙存在的证据

石英是自然界一种非常稳定的矿物,同时也是多数碎屑岩储层中含量最多的碎屑组分。对于该矿物在储层中的成岩变化人们所注意的一般是它的压溶和次生加大现象及其对储层的影响,而对其是否发生过溶解则没有给以足够的重视;至于石英颗粒边部的溶解痕迹,则认为是先为碳酸盐矿物交代,后来交代物发生溶解而使颗粒间接被溶<sup>[16]</sup>。但是在研究区储层中石英的直接溶解以及相应成因类型的孔隙却是存在的,这可以从以下微观特征上得到证实。

### 2.1 石英颗粒的微观溶解及孔缝特征

(1) 部分溶解 部分溶解是碎屑岩储层中识别次生孔隙的重要标志。在研究区储层中,石英、长石等碎屑颗粒都可发育不同程度的溶解作用,其中石英颗粒的溶解现象最为显著,也最为常见,它形成了石英颗粒具溶解特征的外貌,在薄片主要表现为:①颗粒的不规则状边缘或港湾状边缘(图1-a);②石英颗粒残余(图1-a)及溶孔中悬浮状石英颗粒(图1-b);③石英加大边的溶解(图1-a)。

如果这些溶解现象是属于石英的间接溶解,从上述位置碳酸盐胶结物出现极少可以说明溶解作用对胶结物的改造作用是非常强的,在这种情况下碳酸盐岩屑也必然遭受强烈的改造。实际情况是泌阳凹陷主体部位储层中甚至在石英具有明显溶解的位置,仍然出现形态保存基本完好的白云岩岩屑(图1-b),白云岩岩屑和溶解孔隙直接相连,其边部还有少量白云石胶结物出现,白云石无明显溶解痕迹,因此薄片中所见的溶解现象并不是石英间接溶解的结果。

(2) 颗粒间接触缝的开启 储层因埋深较大,达到了较高的压实程度,表现为出现以线、凹凸接触及缝合线接触为主,有时还出现具有镶嵌接触特征的接触形式,视压实率一般大于50%,因而碎屑颗粒之间应是紧密接触的。

然而在薄片中,常出现碎屑颗粒间接触松散及相互远离等和压实程度不协调的现象,这可能是沿着石英颗粒间的接触缝发生溶解(图1-c),使得喉道扩大的

结果。

(3) 伸长状大孔隙 薄片观察表明,在研究区储层中伸长状超大孔隙较常见。这反映碎屑颗粒曾经历强烈的溶解或溶蚀作用改造,这种孔隙的边部常具有石英颗粒被溶的痕迹(图1-d);长石颗粒较少且总体溶蚀现象较弱,而岩屑中除燧石及石英片岩之外,其余如千枚岩、板岩等在成岩过程中以压实变形为主,溶蚀作用不明显;另一方面作为早期胶结物的方解石等碳酸盐矿物在储层中保存较好,溶解现象非常轻微(图1-e),这进一步说明伸长状孔隙是由于石英颗粒被溶而形成的。

### 2.2 石英质岩屑的溶解特征

如果石英颗粒被溶解,那么岩石中存在的石英质岩屑也必然会受到溶解作用的改造。泌阳凹陷主体部位储层中,石英质岩屑常见,其种类主要有石英片岩、石英岩、燧石等。溶解作用沿岩屑中矿物颗粒间的接触缝而进行,并有时形成蜂窝状孔隙(图1-f)。这种燧石中的蜂窝状孔隙显然不是去胶结成因的,因为碳酸盐矿物对碎屑颗粒的交代往往在颗粒边部形成港湾状边缘,有时局部也可以侵入到碎屑颗粒之中,但对于燧石中的微晶石英颗粒而言,要沿微粒间的接触缝而进行蜂窝状交代则几乎是不可能的。

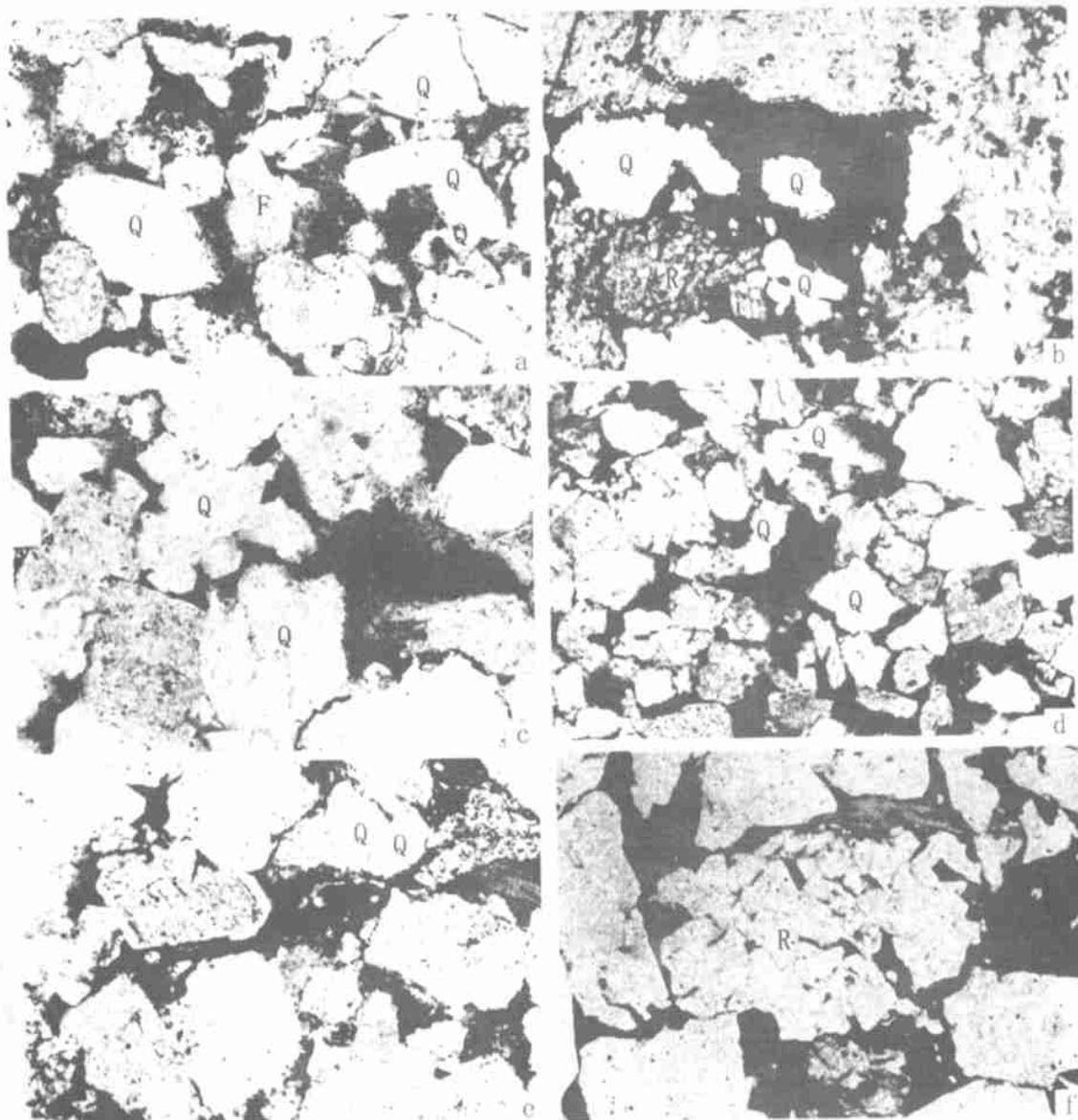
## 3 石英溶解的机理

石英溶解是储层中沉积作用、埋藏成岩作用和孔隙水演化的结果,pH值大于8.5时有利于石英的溶解<sup>[17]</sup>,pH值大于9时SiO<sub>2</sub>的溶解度随pH值的增大而迅速增高<sup>[18]</sup>。

泌阳凹陷是一个闭塞的断陷湖盆,属于亚热带干旱—半干旱气候,特别在核三段及核二段沉积时期,古气候总体干旱度增加,湖盆蒸发作用增强,水体逐渐咸化,使得在凹陷中心沉积了大量的白云岩、泥质白云岩、石膏层,并夹薄层天然碱。据杨春林等估算,核三段上部含碱岩系中地层水的pH值为9~10.5,碱层的pH值大于11<sup>①</sup>,为碱湖相沉积<sup>[19]</sup>。这表明在该时期湖水为碱性—强碱性环境,从而导致储层中原始地层水也应具有碱性—强碱性的性质。

随着埋深的增加以及古地温的升高,储层经历了从早成岩A期到早成岩B期的演化阶段。在中国东部和西部的很多沉积盆地,主要生油岩及储层发育期的气候以温暖潮湿为主,相应的沉积水体呈中性或偏

① 杨春林,邱荣华,王寿庆,黄杏珍.泌阳凹陷湖相碳酸盐岩油气勘探新领域的研究.国家自然科学基金项目(49070105)成果报告.1995.103~107



a 粗中砂岩, 石英颗粒及石英加大边被溶蚀。下16井, 2 814.77 m, (-)×121。b 细砾岩, 溶孔中的悬浮状石英颗粒, 白云岩岩屑溶解很弱。A29井, 3 007.2 m, (-)×121。c 细砾岩, 石英岩岩屑中因溶解而出现蜂窝状孔隙。B213井, 3 485.93 m, (-)×121。d 粗砂岩, 石英颗粒间缝合线接触缝因溶解作用而开启。X16井, 2 815.67 m, (-)×121。e 细砂岩, 胶结物含量少, 溶解孔隙发育, 面孔率约22%。X16井, 2 805.95 m, (-)×121。f 中砂岩, 方解石溶蚀轻微, 而石英颗粒具有明显的溶解痕迹。X16井, 2 939.85 m, (-)×121。

图1 石英溶解型次生孔隙存在的微观证据

(Q-石英 F-长石 R-岩屑 Cal-方解石)

Fig. 1 Microscopic evidence for existence of quartz dissolution pores

中性, 在这种情况下, 随着  $H^+$  离子的消耗、弱酸根的水解等, 也能使溶液的 pH 值升高, 碱性逐渐增强<sup>[13]</sup>, 由此形成有利于方解石沉淀的条件, 刘宝珺认为方解石的沉淀需要 pH 较高的碱性环境, 其 pH 值大于 8~9<sup>[18]</sup>。由于埋深的加大及环境温度的升高, 促进了储层中水-岩反应的进行, 储层中的碱金属离子和碱土金属离子等的活度加大并随矿物水解而进入地层水中, 使溶液的 pH 值进一步升高、碱性程度进一步增

强。由于成岩环境(介质)在很大程度上受沉积环境的影响<sup>[20]</sup>, 而研究区的原始地层水具有碱性—强碱性特征, 因而有理由认为在相应的成岩阶段它能保持其埋藏初期的水环境特征, 甚至其碱性程度还能有所升高。

在早成岩 B 期的晚期以及其后的晚成岩各阶段的成岩作用过程中, 主要存在两种可以促使地层水向酸性转化的趋势。其一是晚成岩 A 期有机质演化所伴生的有机酸, 它对储层中地层水的性质将产生一定

的影响,但其影响也必然较弱,因为一方面由此产生的 $H^+$ 离子要受到生油岩本身所含碱性地层水的改造,另一方面,地层水在向上运移以及侧向运移过程中,还要受到地层中碱层的强烈影响而被中和,此外,储层本身的地层水也有较大的缓冲作用<sup>[21]</sup>;这些因素将最终使地层水重新恢复其碱性—强碱性性质;其二是晚成岩B期以后有机质过成熟而产生的 $CO_2$ ,此时生油岩埋深较大(大于3 000 m),远大于高锡兴所确定的泌阳凹陷油田水纵向分带中交替滞流带的起始深度—2 000 m<sup>[22]</sup>,属封闭的水动力环境,加上碳酸为弱酸,因而 $CO_2$ 的影响不会很强,并且其影响也是局部的。综上所述,在研究区储层中地层水在其埋藏成岩作用历程中,尽管存在使其pH值降低的因素,但总体上以碱性为背景。文冬光等通过地球化学模拟的方法,对泌阳凹陷核三段埋藏条件下地层水进行了模拟,结果表明模拟水的pH值位于8~11范围内<sup>[23]</sup>。

在微观特征上储层中对 $H^+$ 敏感的碳酸盐矿物和方沸石仍存在,且其溶解现象也不明显(图1-b、e),表明现今的地层水环境属碱性环境。图2为现今的地层水pH值随深度的变化图,从图中可以看出,在埋深<2 200 m范围内地层水的pH值相对较高且总体呈现上升的趋势,大于2 200 m,地层水的pH值虽略有下降,但有波动反复,并且仍以大于8者占明显多数。

在上述环境中,酸不稳定性碳酸盐矿物所经受的溶解作用的时间短、强度较低,而石英多数时间是处于不稳定状态的,从而有利于其溶解而形成溶解孔隙。

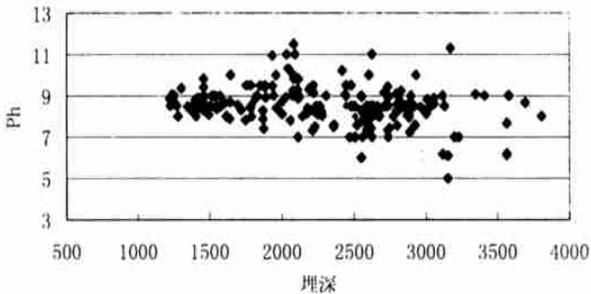


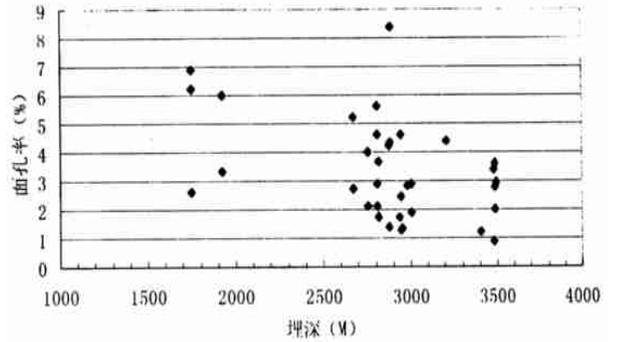
图2 泌阳凹陷pH值随深度变化图<sup>[16]</sup>

Fig. 2 Plot of pH value vs. burial depth in Biyang depression

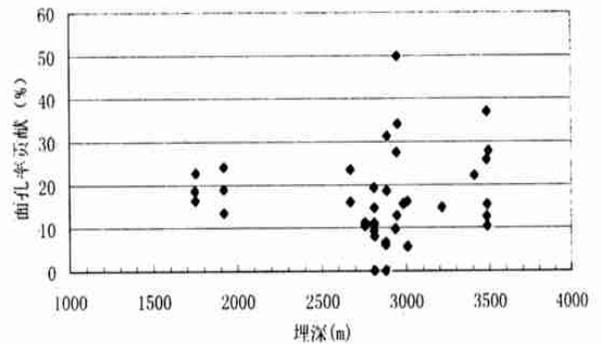
#### 4 石英溶解型孔隙的发育及演化特征

为了弄清石英溶解型孔隙在纵向的发育情况,作者首先恢复碎屑颗粒的自然形态,然后通过图像分析的方法定量测定了其分布规律。由图3-a可知石英溶解型孔隙在泌阳凹陷的存在是非常明显的,其绝对含量大于2%~7%者常见,高者达8%以上;该种孔隙类型在总孔隙中所占的相对含量也多数在10%~35%

之间(图3-b),如此高的含量必然对储层物性特别是深层储层物性造成显著影响。从图3也可以看出,石英溶解型次生孔隙尽管总体随埋深的增加而呈现减少的趋势(这可能是机械压实等成岩作用因素的影响对孔隙空间造成损害的结果),石英溶解型孔隙的相对含量却是持续增加的,这也说明随深度的增加石英溶解型孔隙在储层中起着越来越重要的作用。



a 石英溶解面孔隙率随埋深变化图



b 石英溶解对面孔隙率贡献趋势图

图3 泌阳凹陷石英溶解面孔隙率随埋深变化趋势

Fig. 3 Quartz dissolution porosity varies with burial depth in Biyang depression

从pH值的角度来说,储层从同生期到现今都可以有石英的溶解,然而成岩作用的研究表明各成岩阶段其发育特征是不同的。图4为成岩作用阶段划分和孔隙度纵向分布的对比图,从图中可以看出研究区在纵向上存在三个较明显的次生孔隙发育带。

研究区次生孔隙的上述发育特征和成岩作用过程是密切相关的。早成岩B期以前,机械压实是最主要的成岩作用类型,石英溶解所形成的孔隙度不足以补偿因压实作用而导致的孔隙度损害,因而孔隙度是持续降低的;随深度的增加和颗粒间接触程度的提高,机械压实作用变弱,到早成岩B期,大致从1 000~2 000 m左右(安棚—赵凹地区),早期由于储层已固结成岩,压实及胶结作用的影响减弱,而在这过程中地层水的碱性程度是逐渐升高的(图2),这时石英的溶解作用

相对变强,形成大量的石英溶解型次生孔隙,并使储层物性得以提高(图4);晚期因下覆地层有机质成熟而产生的有机酸的影响,地层水的pH值有降低的趋势,引起早期碳酸盐矿物的沉淀和长石的加大并使得孔隙度明显降低,该过程可能持续到晚成岩A期的开始。

晚成岩A期(埋深大致2100 m以上)由于有机质演化而伴生的有机酸和碱性地层水的相互作用,将依次出现早期碳酸盐矿物溶解、晚期碳酸盐矿物沉淀、然后石英再次发生溶解的成岩现象<sup>[21]</sup>,储层孔隙度相应出现两次不同成因的形成期(图4)。

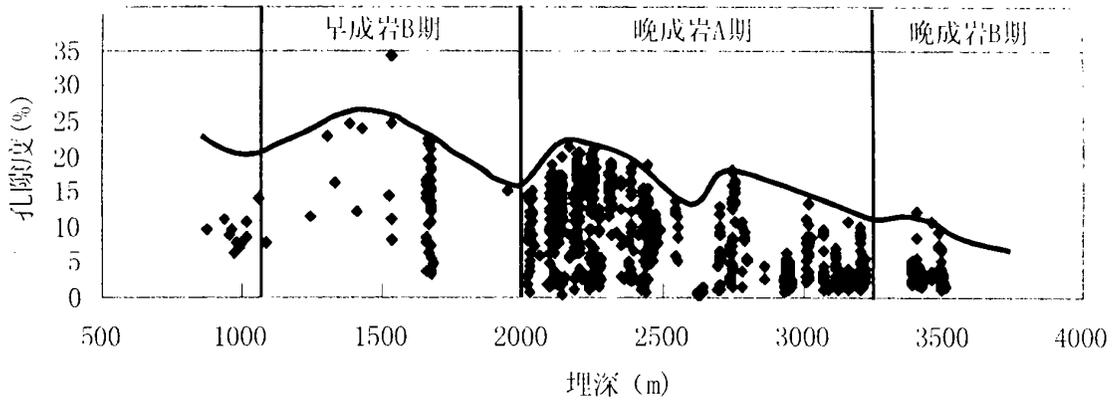


图4 安棚—赵凹地区孔隙度纵向演化图

Fig. 4 Evolution of porosity with burial depth in Anpen-Zhao'ao area, Biyang depression

晚成岩B期及其以后,由于地层水交替能力的减弱以及有机质演化过成熟生成的 $\text{CO}_2$ 所带来的负面影响,加上粘土矿物成岩演化对 $\text{K}^+$ 的消耗<sup>[24]</sup>,地层水的pH值相对降低,将使石英的溶解受到影响,甚至转为石英的沉淀,也可以有部分晚期碳酸盐矿物遭受轻微溶解,但在该阶段无论是石英的溶解还是晚期碳酸盐矿物的溶解都是极其有限的,对储层物性的改善非常有限(图4)。

纵观地层水性演化及储层孔隙的发育史,早成岩B期及晚成岩A期的晚期可能是石英溶解型孔隙的主要形成期,而前者可能是其形成的最有利时期。

## 5 石英溶解孔隙存在的地质意义

石英是自然界最稳定的矿物之一,它在各种地质环境中都广泛存在,同时它也是碎屑岩油气储层中含量最多的矿物之一,因此它的溶解作用是地质学家们十分关注的基本问题<sup>[8]</sup>。普遍认为次生孔隙是晚成岩期酸性水溶解或表生阶段大气淡水淋滤作用的结果。对于研究区来说石英的直接溶解现象是碱性成岩环境作用的结果,它既是特定沉积条件下的产物,同时也受成岩演化的制约,其形成的最有利阶段大致在早成岩B期。其它地区的储层在埋藏成岩演化的过程中也有存在碱性成岩环境的报道<sup>[25~28]</sup>,因而也有形成石英溶解型储层孔隙的可能性。石英溶解型储层孔隙在泌阳凹陷储层中的发现,表明在碱性地层水作用

下也可以有大量次生孔隙的形成,这不仅丰富了储层储集空间的成因理论,还将为储层的评价和预测提供新的思路;石英溶解现象的存在及富硅地层水的迁移也可以为储层中石英加大乃至石英胶结以及金属矿床中的硅化现象提供解释。

## 参考文献(References)

- 1 郑浚茂,庞明编著.碎屑储集岩的成岩作用研究[M].武汉:中国地质大学出版社,1989.82~84,110~112,123~144[Zheng Junmao, Pang Ming, eds. The diagenetic study of clastic reservoir rock[M]. Wuhan: Publishing House of Chinese Geological University, 1989. 82~84, 110~112, 123~144]
- 2 刘林玉,陈刚,柳益群,邱世祥,薛祥熙.碎屑岩储集层溶蚀型次生孔隙发育的影响因素分析[J].沉积学报,1998,16(2):97~101 [Liu Linyu, Chen Gang, Liu Yiqun *et al.* Analysis on influencing factors of solution-type secondary pore-evolution in clastic reservoirs[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(2): 97~101]
- 3 Gratz A J, Bird P. Quartz dissolution: Theory of rough and smooth surfaces[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, 57(5): 977~989
- 4 Bennett P C. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems[J]. Geochim. Cosmochim. Acta. 1991, 55(7): 1781~1797
- 5 Tester J W, Worley W G, *et al.* Correlating quartz dissolution kinetics in pure water from 25 to 625 °C[J]. Geochim. Cosmochim. Acta 1994, 58(11): 2407~2420
- 6 Patricia M. Dove. The dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions at 25° to 300°[J]. American Journal of Science, 1994, 294: 665~712
- 7 Worley W G, Tester J W, Grigsby C O. Quartz dissolution kinetics from 100~200 °C as a function of pH and ionic strength[J]. AIChE J.,

- 1996, 42(12): 3 442~3 457
- 8 张生. 二氧化硅水溶物种与热力学性质[J]. 世界地质, 1997, 16(2): 16~22 [Zhang Sheng, Aqueous species of dissolved silica and their thermodynamic properties[J]. World Geology, 1997, 16(2): 16~22]
- 9 刘孟慧, 赵徵林主编. 碎屑岩储层成岩演化模式[M]. 山东东营: 石油大学出版社, 1993. 10~13 [Liu Menhui, Zhao Chenglin. Diagenetic evolutionary pattern of clastic rocks[M]. Shandong Dongying: Petroleum University Press, 1993. 10~13]
- 10 Evans J. Quartz dissolution during shale diagenesis implications for quartz cementation sandstones[J]. Chem. Geol., 1990, 84(1~4): 239~240
- 11 傅强. 成岩作用对储层孔隙的影响——以辽河盆地荣37块气田下第三系为例[J]. 沉积学报, 1998, 16(3): 92~96 [Fu Qiang. Diagenesis Effect on Reservoir Pores-Taking the Rong-37 Block of the Lower Tertiary, Liaohe Basin as an Example[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(3): 92~96]
- 12 许建华, 张世奇, 纪友亮. 藏北羌塘盆地中上侏罗统碎屑岩储层成岩演化特征[J]. 石油大学学报(自然科学版), 2001, 25(1): 4~8 [Xu Jianhua, Zhang Shiqi, Ji Youliang. Diagenetic Evolution of Clastic Reservoirs in the Upper and Middle Jurassic in Qiantan Basin of Northern Xizang Area[J]. Journal of the University of Petroleum, China (Edition of Natural Science), 2001, 25(1): 4~8]
- 13 陈忠, 罗蜚潭, 沈明道, 唐洪鸣. 由储层矿物在碱性驱替剂中的化学行为到砂岩储层次生孔隙的形成[J]. 西南石油学院学报, 1996, 18(2): 15~19 [Chen Zhong, Luo Zhetan, Shen Mingdao, et al. Study of secondary pore formation on the basis of chemical behaviour of minerals in alkaline flooding agents[J]. Journal of Southwest Petroleum Institute, 1996, 18(2): 15~19]
- 14 张师本, 沈后, 曲新国, 高琴琴等著. 中国含油气盆地第三系(V)—鄂豫皖油气区分册[M]. 北京: 石油工业出版社, 1993. 19~28 [Zhang Shibei, Shen Hou, Qu Xingguo, Gao Qinqin, et al. The Tertiary oil and gas basin of China (V)—fasciculus of E-Yu-Wan oil and gas area[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993. 19~28]
- 15 闫存凤, 邵宏舜, 黄杏珍. 泌阳凹陷核桃园组湖相碳酸盐岩系孢粉相及烃源岩评价[J]. 沉积学报, 1998, 16(3): 115~118 [Yan Cunfeng, Shao Hongshun, Huan Xingzhen. Palynofacies and oil potential of carbonate rocks of Tertiary Hetaoyuan formation in Biyang depression[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(3): 115~118]
- 16 王振奇, 何贞铭, 徐龙, 赵明跃. 鄂尔多斯盆地葫芦河地区三叠系延长组低渗致密砂岩储层特征研究[J]. 江汉石油学院学报, 1998, 20(2): 27~33 [Wang Zhenqi, He Zhenming, Xu Long, et al. Low permeable compacted sandstone reservoir of the Chang4+5 member of the Yanchang formation (Triassic), Huluhe area, Ordos basin[J]. Journal of Jianghan Petroleum Institute, 1998, 20(2): 27~33]
- 17 曾允孚, 夏文杰. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1986. 194~199 [Zeng Yunfu, Xia Wenjie. Sedimentary petrology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1986. 194~199]
- 18 刘宝珠, 张锦泉主编. 沉积成岩作用[M]. 北京: 科学出版社, 1992. 138 [Liu Baozhu, Zhang Jinquan. The depositional diagenesis [M], Beijing: Science Press, 1992. 12, 138]
- 19 张丽洁, 汪本善, 马万怡等. 泌阳凹陷羊毛畲垌的检出及其意义初探[J]. 中国科学(D辑), 1990, (1): 69~71 [Zhang Lijie, Wang Benshan, Ma Wanyi, et al. The determination of Lanostane and primary study of its significance in Biyang depression[J]. Science of China (Series B), 1990, (1): 69~71]
- 20 蔡春芳, 顾家裕, 蔡洪美. 塔中地区志留系烃类侵位对成岩作用的影响[J]. 沉积学报, 2001, 19(1): 60~66 [Cai Chunfang, Gu Jiayu, Cai Hongmei. Effect of hydrocarbon emplacement on diagenesis of Silurian sandstone of central Tarim basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19(1): 60~66]
- 21 邱隆伟, 姜在兴, 操应长等. 泌阳凹陷碱性成岩作用及其对储层的影响[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(9): 752~759 [Qiu Longwei, Jiang Zaixing, Cao Yingchang, et al. Alkaline diagenesis and its influence on a reservoir in the Biyang depression[J]. Science of China (Series D), 2001, 31(9): 752~759]
- 22 高锡兴著. 中国含油气盆地油田水[M]. 北京: 石油工业出版社, 1994. 143~152 [Gao Xixing. The oil field water in oil and gas basin of China[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994. 143~152]
- 23 文冬光, 曾建华. 泌阳碱矿形成的地球化学模拟研究[J]. 地球科学, 1997, 22(1): 69~74 [Wen Dongguang, Zeng Jianhua. Geochemical modeling of the formation of Biyang alkaline deposit[J]. Earth Science Journal of China University of Geosciences, 1997, 22(1): 69~74]
- 24 张立飞, 王启明, 任磊夫. 陕北鄂尔多斯盆地三叠系泥岩中粘土矿物在埋藏变质过程中的转化[J]. 中国科学(B辑), 1992, (7): 760~763 [Zhang Lifei, Wang Qiming, Ren Leifu. The transform between clay minerals in burial metamorphism in mudstone of Ordos basin[J]. Science of China (Series B), 1992, (7): 760~763]
- 25 赵伦, 赵澄林, 涂强. 酒东盆地营尔凹陷碎屑岩储层成岩作用特征研究[J]. 江汉石油学院学报, 1998, 20(4): 12~16 [Zhao Lun, Zhao Chenglin, Tu Qiang. Diagenesis of clastic reservoirs in Ying'er depression of Jidong basin[J]. Journal of Jianghan Petroleum Institute, 1998, 20(4): 12~16]
- 26 王琪, 张晓宝, 肖立新等. 塔西南坳陷碎屑岩储集成岩环境及成岩作用类型[J]. 新疆地质, 1999, 17(1): 33~40 [Wang Qi, Zhang Xiaobao, Xiao Lixin, et al. Characteristic of diagenetic environments in clastic reservoir of southwest Tarim depression and its controlled diagenesis types[J]. Xinjiang Geology, 1999, 17(1): 33~40]
- 27 吕明. 莺—琼盆地含气区储层特征[J]. 天然气工业, 1999, 19(1): 20~24 [Lu Ming. Reservoir characteristics of the gas-bearing area of Ying-Qiong basin[J]. Gas Industry, 1999, 19(1): 20~24]
- 28 叶瑛, 沈忠悦, 郑丽波, 彭晓彤, 丁巍伟. 塔里木盆地中生界储层砂岩自生矿物组合与两种成岩环境[J]. 浙江大学学报(理学版), 2000, 27(3): 307~314 [Ye Ying, Shen Zhongyue, Zheng Libo, et al. Authigenic mineral assemblage and two types of diagenetic ambient found in the Meso-Cenozoic reservoir sandstones in Tarim basin[J]. Journal of Zhejiang University (Sciences Edition), 2000, 27(3): 307~314]

## A New Type of Secondary Porosity——Quartz Dissolution Porosity

QIU Long-wei<sup>1</sup> JIANG Zai-xing<sup>1</sup> CHEN Wen-xue<sup>2</sup> LI Xiao-hong<sup>3</sup> XIONG Zhi-dong<sup>2</sup>

1 (Petroleum University of China, Dongying, Shandong 257062)

2 (Henan Petroleum Exploration Bureau, Nanyang, Henan 473000)

3 (Oil Exploration & Development Institute, Petro-China Huabei Oilfield Company, Renqiu, Hebei 062552)

**Abstract** As one of the most stable petrogenetic minerals in clastic reservoir, quartz is generally considered to be indissoluble to directly form secondary porosity during diagenesis, and the dissolved rim of quartz in reservoir has been thought to be the result of dissolution of cements that substituted quartz formerly. In this study, quartz was found to have been dissolved directly in the reservoir of Hetaoyuan formation in Biyang depression, and form a new genetic type of porosity, i. e. quartz dissolution porosity, which is one of the most important porosity types in reservoir in the studied area. The dissolution of quartz reaches 2% ~ 7%, and sometimes up to more than 8% of microscopic porosity in the reservoir rock, which accounts for 10% ~ 35% of total porosity.

Several lines of microscopic evidence for quartz dissolution are listed as follows:

(1) Partial dissolution of clastic quartz. Quartz was dissolved partially to form irregularly rim, isolated grains, intercrystalline pores, sometimes quartz grains can be dissolved partly, and even completely, and result in the formation of stretched pores. (2) Dissolution of quartz develops along contact seam, the opening of contact seams can form irregular pore throat, which could not be the result of dissolution of quartz substituting cements. (3) Partial dissolution of quartzose detritus the erosion of the detritus is obvious, and sometimes it can form honeycombed micropores. (4) Shape of carbonate components, both carbonate cements and detritus do not show much dissolution in reservoir rocks of the studied area, however, adjacent quartz grains were dissolved obviously, this further reveals that quartz was dissolved directly.

Quartz dissolution in the studied area is the result of sedimentary environment, diagenesis, and evolution of formation water. Biyang depression was an arid to semi-arid subtropical enclosed fault-trough lake during deposition, and the depositional environment of which was an alkaline lake. The original formation water of the reservoir was alkaline to strong alkaline. As a result, together with the influence of alkaline strata, formation water remains its alkalinity mostly during the stages of burial diagenesis. Under such environment, quartz was unstable and easily dissolved. However, early diagenetic stage B is the most important formation period of quartz dissolution and such genetic type of porosity.

The existence of abundant quartz dissolution pores provides new possibility for the interpretation of quartz dissolution itself, SiO<sub>2</sub> cement, secondary porosity formation, as well as for reservoir prediction and evaluation in clastic reservoir.

**Key words** porosity type, quartz dissolution, diagenesis, Biyang depression