

# 石英砂岩的硅质胶结作用及其对 储集性的影响

郑浚茂 庞 明

(中国地质大学北京研究生部)

**内容提要** 作者应用阴极发光显微镜、扫描电镜、电子探针及包体测温等手段,对华北太原组石英砂岩的硅质胶结现象、形成温度、物质来源及其对储集性的影响作了研究。结果表明:太原组石英砂岩有两期硅质胶结,第二期规模大;其形成温度为 $130^{\circ}\text{--}140^{\circ}\text{C}$ ;砂岩处于中成岩阶段晚期;硅质胶结作用是使该砂岩丧失良好储集性能的主要因素。

**主题词** 石英砂岩 硅质胶结作用 太原组 中国北方 成岩后生阶段中期

**第一作者简介** 郑浚茂 男 52岁 副教授 石油地质

## 前 言

砂岩的储集性受沉积条件的控制,也受其埋藏成岩作用的影响,对于古老岩层来说,后者更为重要。

华北地区河南、山东一带上石炭统太原组,属浅海-潮坪-滨岸沼泽沉积体系,沉积剖面可分三段:下部为一套浅灰色隐晶灰岩,质较纯,中夹少量深灰色泥岩、粉砂质泥岩及煤线;中部为砂泥岩段,以中-细砂岩、粉砂岩及泥岩为主,夹有薄层煤及生物碎屑灰岩,上部为浅灰色灰岩,细砂岩,深灰色粉砂质泥岩、泥岩夹煤线组成韵律段。其中上部均为石英砂岩。

太原组石英砂岩属潮道、潮滩或沿岸砂坝沉积,沉积物经长距离搬运后,又经历了波浪及海流的反复冲刷分选,沉积物中不稳定组份逐渐消失,稳定组分相对增加,粒间粘土基质也很少保留,一般不超过5%,呈孔隙-接触式胶结,其成分和结构成熟度均较高(表1)。根据我国各类砂岩孔隙度统计,孔隙-接触式的石英砂岩孔隙度一般为25—30%。太原组石英砂岩按其颗粒结构及组份也应具有良好的储集性能。但由于太原组砂岩经历了漫长而复杂的成岩作用,其孔隙度降至5%以下,渗透率仅为5千分达西左右,失去了良好的储集性。

通过铸体薄片、阴极发光显微镜、扫描电镜、电子探针及X射线衍射分析等研究,得出导致石英砂岩失去大量孔隙的主要作用有压实作用、硅质胶结作用,其中最主要的是硅质胶结作用。本文以河南平顶山6309井及山东义和庄义27-3井太原组石英砂岩为对象,研究硅质胶结特点、硅质来源、形成条件及其对储集性的影响。

表 1 太原组砂岩特征表

Table 1 Sandstone characteristics of Taiyuan Formation

地 区 (剖面)	碎 屑			慎 隙 物 (%)	结 构			孔 隙 度	渗 透 率	沉 积 环 境
	石 英	长 石	岩 屑		粒 径	分 选	磨 圆			
山东义和庄 地区(27-3井)	92.5	5.9	1.6	22%, 硅质 为主, 少量 高岭石	0.35 mm	较 好	次 圆	6.5%	5.4 md	潮 道
河南平顶山 地区(6309井)	93.5	4.0	2.5	24%, 硅质 为主, 少量 绿泥石	0.40 mm	较 好	次 圆	5%	5 md	潮 滩

## 一、硅质胶结现象

太原组石英砂岩中, 硅质胶结物主要以石英自生加大方式出现, 一般生长在单晶石英颗粒周围, 与核心碎屑光性方位一致, 在空间允许时趋于自形(图版 I, 1), 当石英增生强烈时, 各方颗粒向孔隙扩张, 相互干扰穿插, 形成镶嵌结构, 呈正石英岩状。自生石英占石英总量的16%, 它是太原组砂岩最主要的成岩组份。

当石英碎屑边缘有杂质组成尘埃圈时, 它就可标明原始颗粒的界限, 因而可在一般偏光镜下区别碎屑部分和增生部分, 了解石英增生程度、原始孔隙的大小及特征。在太原组石英砂岩中, 石英碎屑大都为单晶, 其胶结物大多为呈连续增生的无痕加大, 因此碎屑部分与加大部分在普通偏光镜下没有明确界限。对于这类石英自生加大现象只有采用阴极发光显微镜才能区分碎屑部分与加大部分。

在阴极射线的照射下, 石英颗粒可产生不同的发光颜色, 从褐色、蓝色、紫色到不发光。根据 U·Zinkernagel 的研究, 石英的不同发光颜色与其不同成因有关。具有标型意义的发光类型有三种: (1)紫色(蓝紫、蓝色)发光石英, 形成于深成岩或火山岩中, (2)褐色发光石英, 形成于区域变质岩中, (3)不发光石英, 为成岩过程形成的自生石英。因此, 在阴极发光显微镜下, 自生石英与碎屑石英能够截然分开。经观察, 发现太原组石英砂岩中碎屑石英有褐色发光(图版 I, 2)及蓝色发光(图版 I, 3)两种, 以褐色发光为主, 表明其物源有两种, 而主要来自变质岩。其碎屑石英与自生石英的发光关系有以下几种:

1. 蓝色紫色发光的碎屑核心外为不发光的加大边, 这是一种少见的发光组合。碎屑核心来自火成岩, 不发光加大部分是成岩过程中形成。

2. 褐色发光的碎屑核心, 附一不发光加大边, 这是较常见的组合。碎屑核心来自变质岩, 不发光部分是沉淀的自生石英(图版 I, 4、5)。

3. 蓝色发光的碎屑核心, 外有两圈加大边。内圈的自生石英呈褐色发光, 发育程度不高, 有时不连续, 生长于碎屑局部棱角上, 或充填于碎屑的早期裂缝中; 外圈为不发光的加大边, 发育程度高, 大部连续分布(图版 I, 3)。

4. 褐色发光的碎屑核心，具两圈加大边。与前一类相似，只是碎屑核心为褐色。内圈浅褐色自生石英呈断续分布；外圈发育较好，使石英颗粒趋于自形（图版 I，2）。

太原组石英砂岩中，石英颗粒出现两圈石英加大边，说明它有着两期石英胶结作用。褐色发光的内圈石英加大边为早期形成，这种早期自生石英也可在强烈压实作用过程之中和之后，愈合压实形成的裂隙。大量不发光的自生石英是继早期石英增生作用之后，在长期的成岩作用过程中缓慢结晶形成，代表另一期较大规模的硅质胶结作用。表 2 列出一些代表性样品前后两期自生石英的含量。从表中可见早期自生石英占自生石英总量的 1/4，而晚期占 3/4。可见，晚期硅质胶结作用最为强烈，是堵塞太原组各碎屑间孔隙的主要因素。

表 2 山东义古 27-3 井两期自生石英含量统计表

Table 2 Contents of authigenetic quartz of Two Generations in sandstones from Yigu Well 27-3 in Shandong Province

样品深度	早期褐色发光自生石英 (%)	晚期不发光自生石英 (%)
2111.9	19	81
2115.3	20	80
2116.5	31	69
2119.8	34	66
平 均	26	74

两期自生石英发光颜色不同有着两种不同的解释：Zinkernagel 等（1978）认为，一般情况下，石英发光颜色在一定程度上能反映其形成条件及温度历史。如前所述，在成岩过程中形成的自生石英，因结晶温度低，结晶缓慢，晶格排列整齐，有序度较高，从而不发光。据研究，如果后来受到高温（ $>300^{\circ}\text{C}$ ）的作用（火山或变质作用），其晶格有序度就会降低而发褐色光。根据太原组成岩温度的研究（见第三节），该地区所经历的古地温为  $150^{\circ}\text{C}$  左右，可见其褐色自生石英不能用高温产物来解释。另一种解释由 Sipple（1968），Zinkernagel（1978）等提出：自生石英发褐色光，也可由于在结晶速度较快的条件下，结晶晶体造成晶格缺陷，缺陷位置后来结合进外来离子，如这些外来离子为激活剂，就会使自生石英发光。太原组褐色自生石英很可能是在成岩早期吸收少量激活剂  $\text{Fe}^{+3}$  的结果。对于石英发光颜色的机理今后需做深入研究。

石英胶结程度，与砂岩的成熟度密切相关，随着其中粘土基质含量的升高，石英胶结程度就降低（图 1）。粘土基质对石英增生起阻碍作用。当粘土基质含量  $< 5\%$  时，砂岩孔隙基本上被硅质充填，砂岩呈镶嵌状胶结。当粘土矿物为伊利石及绿泥石，并形成颗粒表面的粘土薄膜时，它们也抑制石英增生。当粘土基质  $> 10\%$ ，石英增生程度就很低，孔隙间主要为粘土矿物所占据。这说明粘土基质少，砂岩成熟度高，原始孔隙中硅质溶液易于流动和交替，也有利石英的压溶及结晶。

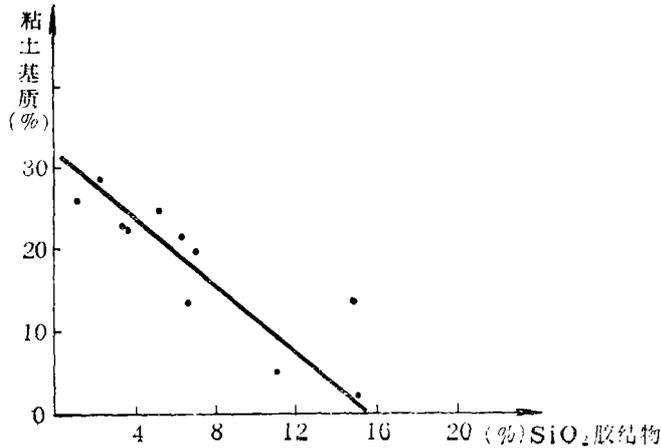


图1 硅质胶结程度与粘土基质含量关系图

Fig.1 Relationship between quartz cement and matrix of clay minerals

## 二、硅质来源

有的学者 (Sibley等) 认为, 石英增生是由压溶作用形成, 是在一定埋藏深度, 即在一定温度与压力条件下, 石英颗粒接触点上会产生化学溶解, 并在附近孔隙发生自生胶结, 从而形成颗粒之间凹凸接触及缝合线接触, 并把石英增生程度作为划分成岩阶段的标准, 把石英颗粒间的缝合线接触作为压溶的标志。

通过阴极发光显微镜的观察, 只有很少石英碎屑颗粒相互呈点接触或凹凸接触, 发生化学溶解现象 (图版 I, 2、5)。砂岩的极大部分, 在透射光下, 石英颗粒不显加大痕迹, 颗粒间紧密镶嵌, 已往常把这些现象看做是压溶作用的结果, 在阴极发光显微镜下, 清楚可见石英碎屑颗粒之间并不接触, 大部分“悬浮”在胶结物之中, 或仅仅是点接触 (图版 I 6—7), 透射光下所见许多凹凸接触、缝合线接触, 都不是压溶作用所造成, 而是大量硅质溶液沉淀所形成。

为了定量评价压溶作用的强度, 笔者采用在阴极发光显微镜下, 恢复压溶线上原始颗粒形状的方法, 对太原组石英砂岩作了压溶量统计。其具体方法为, 根据接触类型, 确定出压溶部位, 然后在压溶线上顺着未经压溶部分的颗粒边界延伸趋势恢复原始颗粒形状 (图 2 中虚线所示), 形状恢复后增加的面积即代表压溶量 (图 2 中阴影区)。所得压溶量列于表 3 中。从表中可见, 太原组石英压溶量很小, 平均占岩石体积的 1.59%, 占自生石英的 1/10。因此, 在太原组石英砂岩中, 压溶作用不是石英胶结物的主要来源。

如上所述, 压溶作用只能提供 1/10 的硅质胶结物, 那么大部分硅质来自何处? 根据 Hower (1976) 的研究, 泥质沉积中, 随着深度的增加, 温度和压力的升高, 蒙脱石要失去层间水, 吸附阳离子, 晶格重新排列, 形成蒙脱石-伊利石混层矿物, 并进而转变为伊利石。

Bole和Franks (1979) 认为, 沉积剖面上粘土矿物的上述转变过程提供了丰富的

表3 太原组石英砂岩石英压溶量统计(%)

Table 3 Pressure solution of authigenetic quartz in sandstones of Taiyuan Formation

井 号	井 深m	碎屑石英	自生石英	粘土基质	压 溶 量
义古27-3	2111.9	71.65	16.15	5	1.66
义古27-3	2115.3	67.5	21.6	7.6	1.60
义古27-3	2116.5	83.2	12.5	3.2	2.10
义古27-3	2119.8	81.1	18	0.4	0.97
6309	1399.1	73.9	16.7	3.9	1.62
平 均		75.4	16.9	4	1.59

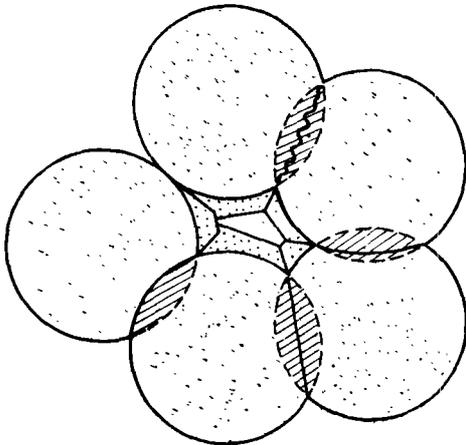


图2 不同压溶状况示意图

Fig.2 Schematic illustration of different kinds of pressure solution

SiO<sub>2</sub>。Hoffman, J. 等经计算423.1克完全膨胀的蒙脱石可以形成382.9克含35%膨胀层的蒙-伊混层矿物和40.2克二氧化硅,它占起始物质的9.5%。可见粘土矿物转变过程中产生二氧化硅之多,它可提供充足的硅质胶结物。在粘土转化过程中,蒙脱石的层间水也变为自由孔隙水,由于荷压作用,这些水从泥岩中涌出便带出SiO<sub>2</sub>等组份进入砂岩中,成为砂岩中的SiO<sub>2</sub>的主要来源。

河南平顶山6309井纵向剖面粘土矿物X射线衍射分析,上下石盒子组粘土矿物中蒙-伊混层矿物占20%,伊利石占40—50%,高岭石占30%,随着深度增加,伊

利石的含量相应增加。太原组粘土矿物为伊利石、绿泥石及少量高岭石。这说明蒙脱石向深处逐步转变为蒙脱石-伊利石混层矿物,直至完全变为伊利石。在镜下,泥岩薄片中也见有不少硅质纤状微小透镜体(图版I, 8),这可作为粘土矿物转变时放出SiO<sub>2</sub>的一个佐证。因此,笔者认为,上下泥岩中粘土矿物转变时产生的SiO<sub>2</sub>,并通过孔隙水排入砂岩,是太原组砂岩硅质胶结物的一种重要来源。

在太原组砂岩中,还常见碎屑长石高岭石化。这一过程导致SiO<sub>2</sub>的析出,也可成为砂岩中硅质的又一来源。

表4为高岭石化长石及新鲜长石电子探针的分析结果,从中可见高岭石化长石与新鲜长石相比SiO<sub>2</sub>及H<sub>2</sub>O显著变少,其分解出的SiO<sub>2</sub>就可能形成自生石英,但由于太原组砂岩长石含量很低,由长石高岭石化形成的SiO<sub>2</sub>数量是很有限的。

表4 长石电子探针分析结果

Table 4 Resulte of electron-probe micro analysis of feldspars

分析组分	高岭石化长石(1)	高岭石化长石(2)	新鲜长石
Na <sub>2</sub> O	0.1545	2.8431	1.1402
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.9041	31.5781	18.6987
SiO <sub>2</sub>	47.6152	56.6594	64.5032
K <sub>2</sub> O	6.8809	6.6426	17.7207
FeO	2.6485	1.3279	0.0000
BaO	0.0000	0.0086	0.3367
总计	93.2121	99.0597	99.3996

### 三、硅质胶结的形成温度

研究石英次生加大形成的温度的方法很多,可根据石英次生加大开始出现温度的地温来确定,或根据氧同位素资料来确定。笔者是用石英加大边中气液包裹体测温以及镜煤反射率的测量来确定。

#### 1. 气液包裹体测温

利用包裹体测温的原理是:镜下常温所见气液包裹体在地下被捕获时都呈均匀液相。如将这些气液包裹体加热,气相体积逐渐减小,直至消失,均化为液相,这就恢复包裹体形成时的原始状态,此时温度称均一温度,它代表矿物形成时的最低温度。研究时首先要十分注意区分碎屑石英与自生石英,这可根据碎屑石英边缘的尘埃圈,对无痕加大石英应用阴极发光的观察来区分。

太原组自生石英中包裹体比较发育,它在加大边中成排分布,包裹体几乎皆由气液两相组成。个体较小,一般在3 $\mu$ m左右,形状变化较大,有椭圆形、圆形、近三角形,气相成分主要为CO<sub>2</sub>,液相为水,气液比一般为10%左右。

每一包裹体得一均一温度数值,一块样品一般要测几十个数据,将所得测温数据绘制成直方图,取其峰值,即为该样品

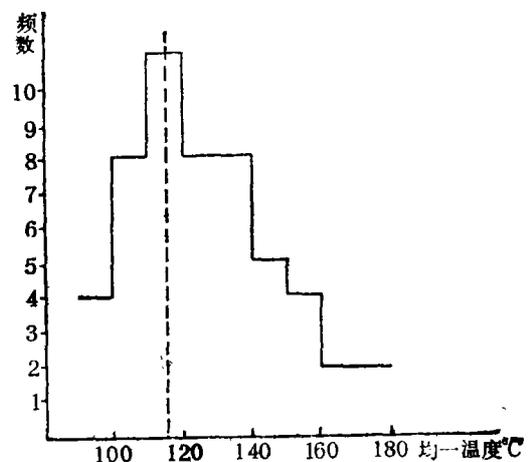


图3 自生石英中气液包裹体均一温度直方图(6309井太原组)

Fig.3 Histogram of homogeneous temperature of pneumatohydrothermal quartz in authigenetic quartz (Well 6309, sandstones in Taiyuan Formation)

的均一温度,图 3 为河南平顶山 6309 井太原组砂岩自生石英气液包裹体均一温度直方图。其均一温度应为 110—120℃。此温度是在常压下获得,而自生石英在地下深处高压下形成,因此还需根据区域地质资料及埋深,通过查对压力对均一温度的关系曲线,求出压力校正系数。经压力校正后太原组自生石英形成温度为 130—140℃。

## 2. 镜质组反射率的测定:

镜质组反射率与地温关系十分密切,它随着地温升高而增加,现已普遍用作确定有机成熟度和地温的指标。系统测定太原组及其以上地层中煤层镜质组反射率的变化,就可了解其地温的变化。平顶山 6309 井各主要煤层镜质组反射率的系统测定(表 5)表明,由上而下镜质组反射率逐渐增加,反射率梯度为 0.12%,太原组镜质组反射率达 1.742%,推算其在地温约 150℃,这一结果与包裹体测温基本相符。

表 5 6309 井镜质组反射率测值

Table 5 Analytical data of vitrinite reflectance from Well 6309

	井深(米)	煤层编号	实测 $R_o$ %	煤 级
下石盒子组	1052.3	V <sub>2</sub>	1.374	焦煤(中挥发份烟煤)
下石盒子组	1137.44	I V <sub>3</sub>	1.395	焦煤(中挥发份烟煤)
下石盒子组	1187.07	I V <sub>1</sub>	1.478	焦煤(中挥发份烟煤)
	1347.2	II <sub>1</sub>	1.742	瘦煤(低挥发份烟煤)

以上结果说明大量石英增生的温度为 150℃ 左右,形成后也未经受更高温度的影响,自生石英为低温石英,同时也表明,研究地层处于成岩后生阶段中期,有机物成熟阶段。

## 四、硅质胶结对储集性的影响

硅质胶结对太原组石英砂岩储集性的影响十分严重,它使得原始孔隙消失,又阻碍了次生孔隙的发生。除了硅质胶结作用,还有压实作用,粘土矿物胶结及转化作用,以及碳酸盐的胶结、交代作用,它们也使得砂岩的孔隙度降低。

根据颗粒与胶结物及胶结物之间的相互关系,可以得出各种作用发生的顺序及相互关系,以及它们对孔隙的影响(图 4, 5)。

机械压实作用发生在成岩早期,在上覆地层的压力下,使得石英等碎屑逐步紧密排列,并失去部分原始孔隙,对于成熟度较高的石英砂岩来说,因颗粒骨架支撑,孔隙一般下降不大。

在机械压实时,在应力集中点会发生局部的压溶作用,伴以形成第一期规模不大的石英次生加大。

随着埋深增加,粘土矿物发生由蒙脱石向 S/I 混层及伊利石的转化,放出大量  $\text{SiO}_2$ , 由于砂岩的孔隙度及渗透性较好,富含硅质溶液易于渗入流动,并在孔隙之间沉淀形成大规模第二次石英次生加大,局部孔隙同时被粘土转化等作用形成的铁方解石及铁白云石胶结交代,最后使得原始孔隙基本消失。成熟度高的石英砂岩由于经历以上成岩作用过程变为致密岩层,由于硅质胶结物难于溶解,后期的溶解作用也难以产生次生溶孔,

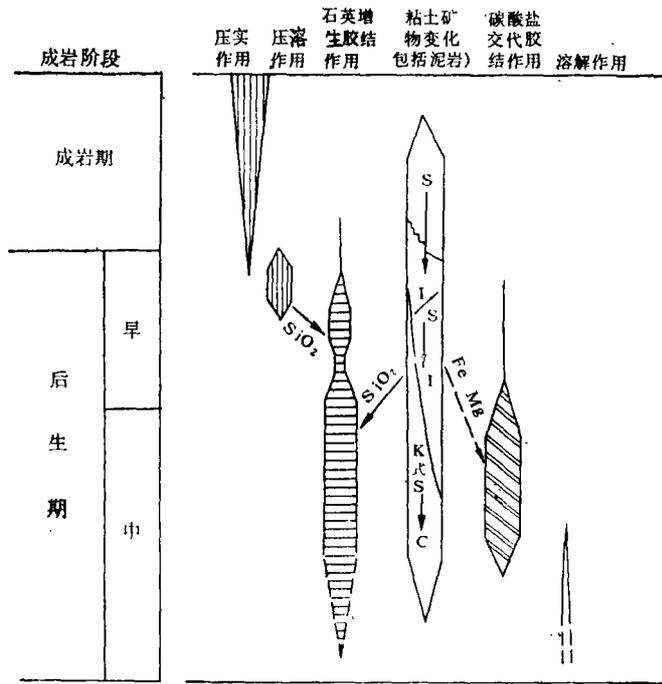


图4 太原组石英砂岩的成岩顺序

Fig. 4 Schematic diagram of the diagenetic evolution of quartzose sandstones Taiyuan Formation

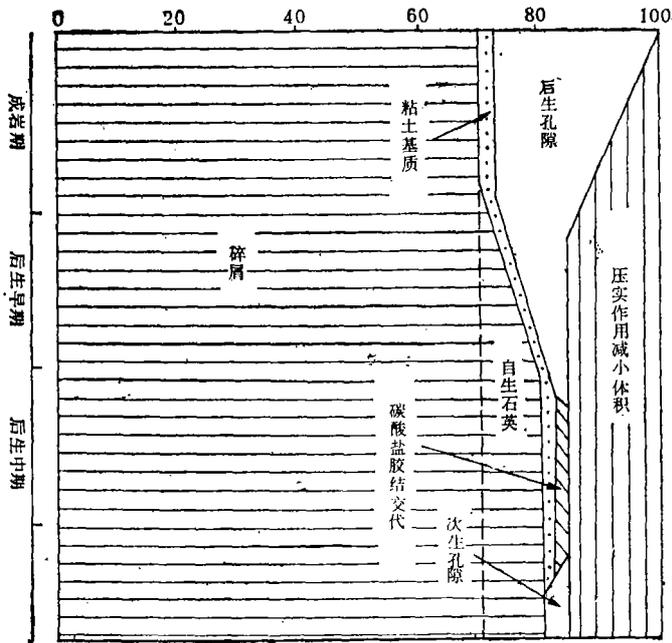


图5 太原组石英砂岩孔隙变化模式图

Fig. 5 Model of pore variation in quartzose sandstones of Taiyuan Formation

使其储集性变得极差, 难以作为储集层。

研究工作得到北京石油勘探开发研究院中心实验室应凤祥、王衍琦等同志的大力支持和帮助, 在此一并致谢。

收稿日期 1986年1月13日

### 参 考 文 献

- [1] Zinkeragel U., 1978, Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology, contribution to sedimentology 8
- [2] Sibley D. F. & Blatt H., 1976, J. Sed. Petrol., V. 46, p. 881—896
- [3] Bole J. R. & Franks S. G., 1979, J. Sed. Petrol., V. 49, p. 55—77
- [4] Hoffman J. & Hower J., 1979, Clay mineral assemblies as low grade metamorphic Geomometers: Application to the thrustfaulted disturbed belt of Montana U. S. A. SEPM, Special publication, N. 26, p. 55—79
- [5] Hower J. & Eslinger E. V., 1976, Bull Geol. Soc. Amer., V. 87, p.725—737

## QUARTZ CEMENTATION IN QUARTZOSE SANDSTONE AND ITS INFLUENCE ON SANDSTONE POROSITY

Zheng Junmao

Pang Ming

(Beijing Graduate School, Wuhan College of Geology)

### Abstracts

According to facies analysis, Taiyuan Formation of the upper Carboniferous in the region of Henan Province and Shandong Province, northern part of China, is deposited in sea inlet, tidal flat and shore marsh. The sandstones of Taiyuan Formation are mainly pure quartzose sandstones, deposited on the shoreface beach, tidal flat or other high energy environments. They are originally of high maturity, both in texture and in composition. During the long geologic processes, sandstones have undergone deep and complex diagenesis, with the formation of large amount of authigenetic quartz in the form of overgrowth and the gradual loss of primary pores.

Analytical results of cathodoluminescence petrography, scanning electron microscopy and X-ray microanalysis reveal that quartz cementation is the dominating process responsible for the loss of primary pores.

Quartz cement occurs mainly as overgrowths, which have the same optical orientation with the detrital grains. Outlines of original grains are poorly visible, or completely undistinguishable for most overgrowth grains. Under these circumstances, only the cathodoluminescence technique can be effective in bringing the shape of grains to light. By luminescence microscopy, the detrital quartz grains display

either brown or blue colour, depending on their source rocks. The authigenetic quartz, however, usually shows no colour of luminescence, or has dark brown colour.

Two generations of quartz overgrowth in the Taiyuan quartzose sandstones are recognizable from the luminescence difference and the location of quartz cement. The dark brown authigenetic quartz, along grain boundaries, or filled in grain cracks, represents the early stage of quartz cementation. The great amount of non-luminescence quartz, welded around the early overgrowth quartzs, marks the late stage of quartz cementation. According to pointcount calculation under cathodoluminescence, the authigenetic quartz accounts for 16 percent of the total quartz. The ratio of the amounts of authigenetic quartz between the early stage and late stage is about 1/3. This shows that the late quartz cementation is strong and progressive.

It is generally accepted that the source of the silica cement in pure quartz sandstone includes: pressure solution in sandstones, alteration of clay minerals and dissolution of small quartz grains in associated siltstones, dissolution of some detrital grains such as feldspar and rock fragments, the migration of undergroundwater etc. Cathodoluminescence study has proved that intergranular pressure solution occurs only partially and locally. Consequently, it has little significant influence on quartz cementation, or in other words it cannot be the main source of authigenetic quartz.

The quartz cement derived from pressure solution, according to the point-count data, accounts for only 10 percent. X-ray diffraction analysis of clay minerals in Taiyuan Formation and the upper strata leads us to the idea that the silica released during the alteration of smectite to illite in adjacent mudstones may play an important role in quartz cementation. A possible explanation of the generations of overgrowth quartz may be like this: at early stage of diagenesis, the limited intergranular pressure solution may derive dissolved silica, which, then is precipitated on adjacent quartz grains, or fills some cracks; with increase of burial depth, alteration of clay minerals in interbedded mudstones becomes strongly discharged, silica slowly migrates into sandstone with pore fluid and is precipitated.

The formation temperature of the authigenetic quartz is also analyzed by determining the homogeneous temperature of fluid inclusions in quartz cement. During the process of this work, the temperature history of the area, on the basis of the vitrinite reflectance in shales, was taken into account. Through careful studies, a definite formation temperature ranging from 140°C to 150°C is finally established for authigenetic quartz.

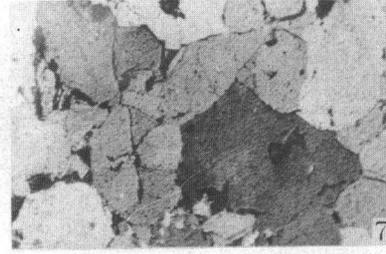
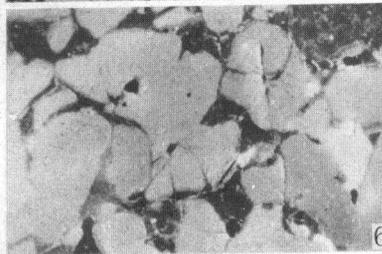
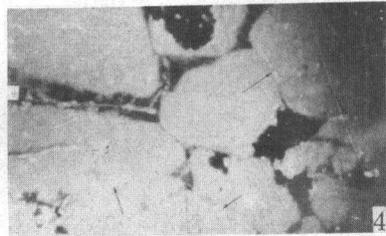
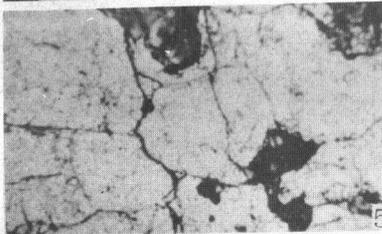
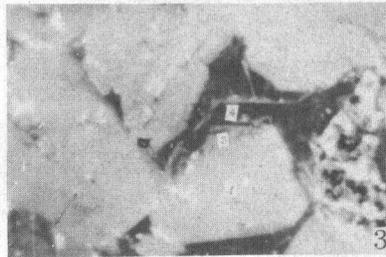
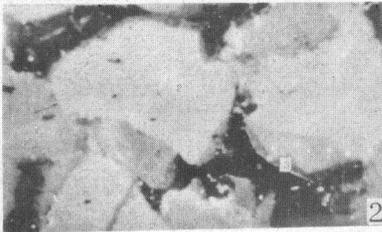
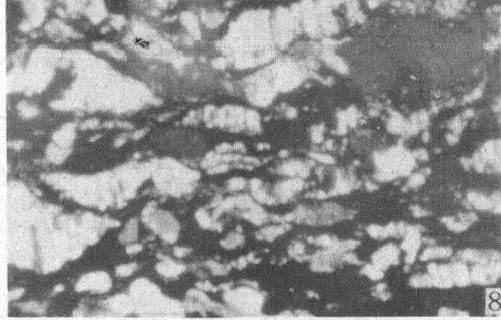
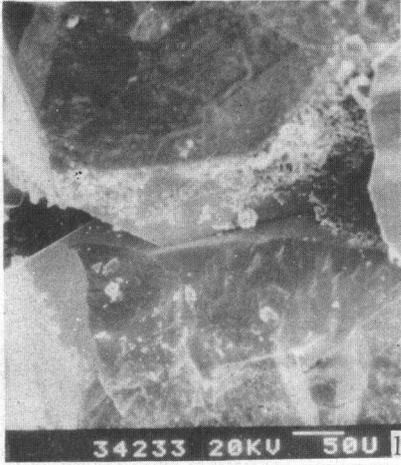
The strong quartz cementation in sandstones of Taiyuan Formation not only leads to the disappearance of primary pores but also eliminates the possibility of formation of secondary pores, because of its low solubility in water. It is suggested that the porosity of sandstone reservoirs is controlled both by sedimentary environments and, to a greater extent, by the diagenesis. It is especially true, as far as the old sandstone is concerned,

郑浚茂等:

石英砂岩的硅质胶结作用及其对储集性的影响

图版 I

Zheng Junmao QUARTZ CEMENTATION IN QUARTZOSE SANDSTONE



1. 石英颗粒增生, 彼此紧密接触 (6309井 1 277米)      2. 阴极发光下, 碎屑石英发蓝色光 (2) 并有褐色 (3) 及不发光自生石英 (义古 27-3 井 2 20.4米)      3. 阴极发光下, 石英颗粒发褐色光 (1), 边缘有褐色 (3) 及不发光自生石英加大边 (义古 27-3 井 2 20.4米)      4. 阴极发光下, 部分碎屑石英呈线一凹凸接, 局部有压溶作用      5. 为图版 4 的单偏光照片 (义古 27-3 井 2 115.3米)      6. 阴极发光下, 石英颗粒接触松散, 可见两期石英胶结作用, 早期 (内圈) 呈褐色, 晚期 (外圈) 不发光 (义古 27-3 井, 2 115.3米)      7. 为图版 6 的单偏光照片      8. 泥岩中沉淀的硅质小透镜体