

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

# 川西致密砂岩的石英次生加大 及其对储层的影响

张哨楠

(成都理工学院石油系, 610059)

Hairuo Qing

(Department of Geology, University of London, TW 20 OEX, United Kingdom)

K. Bjorlykke

(Department of Geology, University of Oslo, 0316 Oslo, Norway)

**内容提要** 石英次生加大以及伴生的自生粘土矿物是影响储层性质的重要因素。石英次生加大是受温度控制的成岩矿物,随着温度的升高,石英次生加大的含量也随之增加,导致孔隙度的降低。钾长石和高岭石在温度 $>90^{\circ}\text{C}$ 反应形成的伊利石,造成了储层渗透率的降低。本文通过对石英次生加大产出特征和流体包裹体温度的研究,进而讨论川西香溪群致密砂岩储层的成因。

**关键词** 石英次生加大 流体包裹体 致密砂岩储层 川西香溪群

石英次生加大是砂岩中最常见的一种成岩矿物,在储层演化中,它又是充填粒间孔隙、造成孔隙度降低的主要因素。尤其在分选比较好,碎屑石英含量高,其它塑性颗粒少的砂岩中,石英的次生加大更为发育。尽管石英次生加大的普遍性和在石油勘探中的重要性早已受到地质学家的关注,石英次生加大的深度和温度区间以及次生加大所需的硅质来源却一直是一个未达成共识的争论问题。本文基于对川西香溪群砂岩储层的岩石学及成岩作用的研究,结合石英次生加大包裹体温度分析资料,对石英次生加大的特征进行描述,讨论石英次生加大的成因和硅质来源,以期了解对储层的影响。

## 1 地质背景及岩石学特征

四川盆地西部习惯上称“川西凹陷”,它是以大片白垩系及其以上地层呈NE向分布的地区(图1)。在大地构造位置上属于上扬子地台西部拗陷或九龙山断褶带<sup>[1]</sup>。香溪群沉积于地壳运动在川西地区发生质的变化时期,即由晚古生代早期的地壳拉张运动逐渐发展成为褶皱挤压运动。龙门山的隆升使得川西地区由被动大陆边缘的碳酸盐台地沉积转为龙门山山前的前陆盆地沉积。龙门山隆起的阶段性无疑控制了随后的盆地沉积特征。香溪群沉积了大约840~2000 m厚的碎屑岩地层。其沉积环境由泻湖逐渐演化到内陆湖泊及三角洲沉积。川西上三叠统香溪群现今的埋藏深度约为3000~4500 m,在不同位置埋深变化较大。香溪群的储层砂岩主要为长石砂岩、长石岩屑砂岩和岩屑砂岩,以及少量石英砂岩。根据薄片点计法统计的结果,

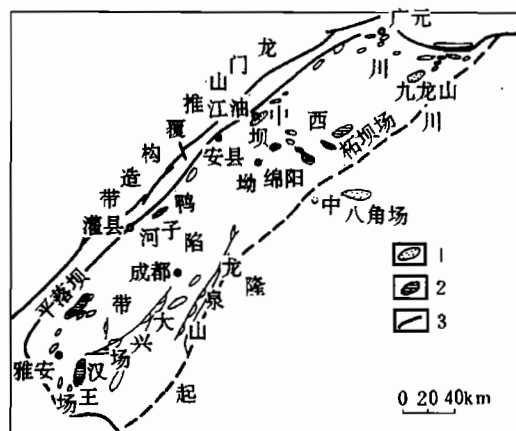


图1 四川盆地西部大地构造及局部构造分布略图

Fig. 1 Simplified tectonic and local structure map of western Sichuan basin

1—气藏; 2—含气构造; 3—断裂

1—Reservoir; 2—gas-bearing structure; 3—fault

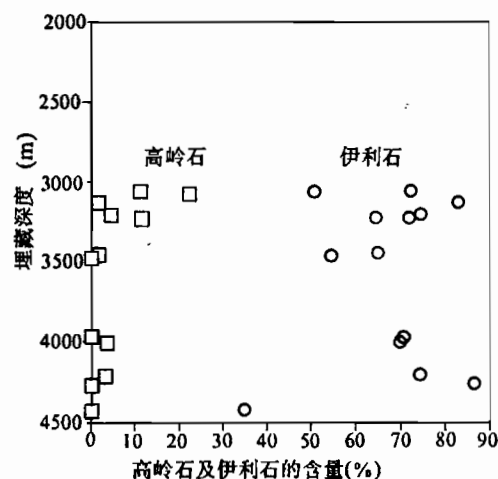


图2 自生高岭石及伊利石随深度分布图

Fig. 2 Plot of content of kaolinite and illite versus burial depth

石英碎屑的平均含量为 50%~88%, 以单晶石英为主; 碎屑长石的含量变化比较大, 为 3%~28%, 长石的含量随着深度的增加而减少。在平面上, 长石含量由 NE 向 SW 方向有逐渐增加的趋势<sup>①</sup>。岩屑含量一般为 8%~40%, 岩屑主要为部分蚀变的酸性喷出岩、浅变质岩和碳酸盐岩。碳酸盐岩屑主要见于香四段地层中, 并构成碳酸盐岩质的砾岩。黑云母和白云母的含量为 2%~5%, 随着碎屑粒径和沉积环境的变化而变化。岩石中自生矿物的成分比较复杂, 主要有粘土矿物、碳酸盐矿物、石英及少量的浊沸石和含钛矿物。粘土矿物有高岭石、伊利石和绿泥石。根据对粘土矿物的定量分析, 发现伊利石的含量随着埋藏深度的增加而增加, 而高岭石的含量则相反(图 2)。薄片观察的结果也表明, 高岭石在香四段比较发育, 而在香二段则极少。方解石胶结物集中分布在碳酸盐岩碎屑较多的砂岩中, 以嵌晶方式呈基底式胶结, 最高含量可达 30%, 在储层中形成隔层。菱铁矿和白云石含量较少。石英的次生加大较为发育, 尤其是在石英含量高、分选好的砂岩中更为丰富。

## 2 储层中石英次生加大的特征

由于石英次生加大与碎屑石英在光性上的一致性, 以及没有或极少有成岩物质存在于二者之间, 使得在成岩序列上, 石英的次生加大总被认为发生较早。尽管成岩作用的先后顺序主要据成岩矿物间的结构关系, 然而这种关系有时也可能导致产生错误的结论。流体包裹体测温以及定量统计石英次生加大随深度的变化趋势表明, 石英次生加大的产出在其它条件一定时, 主要受温度的控制。

石英次生加大是川西香溪群砂岩中最发育的自生矿物相(图版 I-1), 含量为 4.5%~13.6%, 平均 7%。在薄片可见 3 期石英次生加大。在扫描电镜下, 可见更多期次连续生长的纹路(图版 I-2)。由于石英的多期次连续生长, 从而堵塞孔隙。石英次生加大在不同岩性中其含量明显变化, 长石砂岩中为 15%, 而岩屑砂岩中则为 8.78%。据电子探针对石英次生加大微

① 张哨楠. 致密砂岩储层的成岩作用及地球化学特征. 成都理工学院博士论文. 1994.

区成分分析表明(表 1),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量随石英次生加大的向外生长,从碎屑部分到石英次生加大的外壁有增加的趋势。由于  $\text{Al}_2\text{O}_3$  在水中溶解度极低,不可能随水体做长距离运移,因而它的变化表明在石英次生加大时  $\text{Al}_2\text{O}_3$  是近源的或本层的,或许与  $\text{SiO}_2$  为同一物源。

### 3 石英次生加大中包裹体的均一温度

根据对 5 口井中不同的石英次生加大包裹体的特征观察和温度测定,结果表明,绝大多数包裹体为气液两相包裹体,仅有极少量的纯液相包裹体和有机包裹体。液体包裹体在碎屑石英和次生加大之间的边界附近不发育,在石英次生加大最靠孔隙部分也很少发现包裹体(图版 I-3)。阴极发光研究表明,具有包裹体的石英次生加大和不含包裹体的石英次生加大之间在阴极发光特征上没有明显的区别,说明石英次生加大发育过程中,二者之间不存在成岩地球化学环境的明显不同。

石英次生加大中包裹体形态多样,常见拉长状、孤岛状和不规则状(表 2)。包裹体大小从 2  $\mu\text{m}$  到 29  $\mu\text{m}$ ,一般 4~10  $\mu\text{m}$ 。在室温条件下,气液两相共存于包裹体中,气液比值一般为 5%,其变化范围 1%~5%。有机包裹体比较少见,仅见于大兴场构造 3063.6 m 处(图版 I-4)。石英次生加大具黄棕色和负

晶形特征。液体包裹体温度为 70~127℃,各样品的均一温度变化较大。

石英次生加大是在较长地质时间内形成的,且是温度和压力共同作用结果。当温度或压力高于石英包裹体内的温度压力时,可能导致包裹体的变形及温度再调整,如重晶石和方解石中包裹体温度极易被调整<sup>[2,3]</sup>,而这种现象仅发生于高温状态,在

表 1 石英次生加大化学成分(%)分布特征

Table 1 Distribution of chemical compositions (%) in quartz overgrowth

| 构造位置 | 深度(m)   | 层位 | 测点位置 | $\text{SiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | SrO   | $\text{TiO}_2$ |
|------|---------|----|------|----------------|-------------------------|-------|----------------|
| 九龙山  | 3541.84 | 香二 | 核心   | 99.185         | 0.012                   |       |                |
|      |         |    | 加大边  | 99.138         |                         | 0.202 | 0.123          |
|      |         |    | 加大边  | 99.731         | 0.021                   | 0.285 |                |
|      |         |    | 加大边  | 99.399         |                         | 0.354 |                |
|      |         |    | 加大边  | 99.710         |                         | 0.200 | 0.016          |
|      |         |    | 加大边  | 99.234         | 0.021                   | 0.274 | 0.017          |
|      |         |    | 加大边  | 97.201         | 0.171                   | 0.328 | 0.068          |
| 大兴场  | 3061.1  | 香二 | 核心   | 98.686         | 0.022                   | 0.324 | 0.007          |
|      |         |    | 加大边  | 98.742         | 0.610                   | 0.341 | 1.493          |
|      |         |    | 加大边  | 96.106         | 0.021                   | 0.309 |                |
|      |         |    | 加大边  | 98.643         | 0.008                   | 0.252 | 0.090          |
|      |         |    | 加大边  | 99.192         | 0.056                   | 0.324 | 0.051          |
|      |         |    | 加大边  | 99.476         | 0.096                   | 0.209 |                |
| 平落坝  | 3240.5  | 香四 | 核心   | 94.426         |                         | 0.796 |                |
|      |         |    | 加大边  | 98.880         | 0.054                   | 0.007 | 0.005          |
|      |         |    | 加大边  | 97.195         | 0.100                   | 0.867 |                |
|      |         |    | 加大边  | 99.243         | 0.106                   | 0.794 |                |

表 2 石英次生加大中的流体包裹体特征

Table 2 Characteristics of fluid inclusions in quartz overgrowth

| 构造位置 | 深度(m)   | 产状             | 气液比(%)   | 大小( $\mu\text{m}$ ) | 温度(℃)              |
|------|---------|----------------|----------|---------------------|--------------------|
| 柘坝场  | 4411.10 | 串状 带状<br>负晶形   | 2~5<br>5 | 4~12<br>6           | 111~126.5<br>85~95 |
|      |         | 串状 不规则状<br>负晶形 | 5<br>1~2 | 12~29<br>5~10       | 110~117<br>70~90   |
| 九龙山  | 3245.2  | 串状不规则状         | 5        | 10                  | 104                |
|      |         | 负晶形 不规则状       | 5        | 6~10                | 83~95              |
|      |         | 串状             | 5        | 2~12                | 110~127            |
|      |         | 孤角状            | 1~5      | 5~10                | 89~95              |
|      |         | 串状             |          | 6~15                | 104~124            |
| 大兴场  | 3063.6  | 不规则状 柱状        | 5        | 6                   | 82.9               |
|      | 3231.5  | 串状 柱状          | 5        | >5                  | 90~107             |
| 平落坝  | 3555.5  | 裂缝             |          |                     | 150                |
| 九龙山  | 3526    | 裂缝             |          |                     | 180                |

注:平落坝和九龙山数据为周文提供。

石英次生加大中未有包裹体变形和温度再调整的实验结果。因此,石英次生加大的包裹体在其

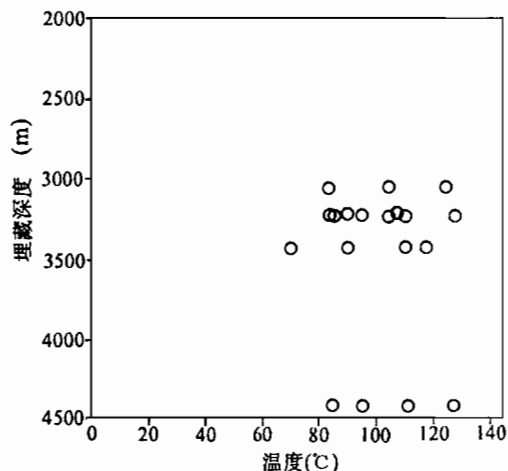


图3 石英次生加大中包裹体均一温度  
随深度的分布特征

Fig. 3 Plot of homogenization temperatures of  
quartz overgrowth versus burial depth

也随之增加,二者具有明显正相关关系。而香溪群储层砂岩中石英次生加大的均一温度与深度并没有呈现类似的关系,如图3所示,不同深度所有的样品点几乎分布在相近的温度区间。其原因在于,香溪群地层在其沉积后经历了相当一段时间的剥蚀,在不同的地方其剥蚀厚度有着很大的差别。此外,受燕山运动和喜马拉雅期运动的影响,本区构造活动频繁,造成了石英次生加大的均一温度与现今埋深无明显的关系。

## 4 讨论

(1)石英次生加大的硅质来源 McBride<sup>[6]</sup>及 Bjorlykke 和 Egeberg<sup>[7]</sup>讨论了各种不同的硅质来源,然而在实际工作中,确定石英次生加大的硅质来源非常困难。川西香溪群石英次生加大的包裹体均一温度表明,石英次生加大的硅质来源不可能来源于沉积水体或者同生水,也不可能来源于热液。因为温度低于75~80℃,没有或者仅有极少量的次生加大,热液来源的硅质应该具有较均一的包裹体温度,显然二者均不存在。虽然在岩心的裂缝中观察到石英脉的存在,但不可能作为大量硅质来源的通道,而且,由于裂缝的发育,孔隙水随裂缝向上迁移,逐渐冷却的孔隙水会导致方解石的溶解,而使石英沉淀<sup>[7]</sup>。因此,硅质应该来源于香溪群地层本身。

与储层相邻泥岩可能提供大量SiO<sub>2</sub>,因为在泥岩成岩过程中,蒙皂石及其混层粘土在向伊利石转变过程中释放大量的SiO<sub>2</sub><sup>[8,9]</sup>,然而这些SiO<sub>2</sub>可能和其它物质结合而在泥岩中沉淀,并不迁移到砂岩中<sup>[8,10]</sup>。物质平衡计算表明,因压实作用及脱水作用造成的向上迁移的水体和硅质的量是有限的<sup>[11]</sup>。根据化学动力学,由泥岩迁移的硅质应沉淀砂、泥岩界面附近<sup>[12]</sup>,实际情况是砂、泥岩附近石英次生加大含量并不比其它部位高,相反,有时可见孔隙相对发育。地层水对流可使大量SiO<sub>2</sub>长距离迁移,使某些层位石英胶结强烈。但在香溪群地层中,因为砂、泥岩的频繁互层及砂岩的侧向尖灭,不能满足地层水作长距离、大规模对流的基本条件。事实上,根据对地层水化学成分的分析表明,地层水的性质在区域上具有明显的差异,水型和矿化度的变

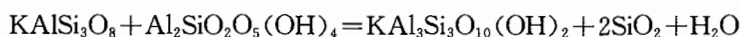
形成后很难发生改变。为了确定香溪群储层砂岩中石英次生加大包裹体是否经历过再改造作用,笔者把石英次生加大包裹体的温度与裂缝中方解石脉的包裹体温度进行了对比(表2),裂缝方解石的包裹体温度为150℃和180℃,明显高于石英次生加大包裹体的温度,表明尽管石英次生加大包裹体经历了较高的温度历史,而依然保持了原有的性质和特征,没有被后期温度和构造作用所改变。石英次生加大包裹体的温度代表了其形成过程中的温度区间。

香溪群储层砂岩石英次生加大最低均一温度可能反映大量石英次生加大在温度低于85℃时并未发生,而大量石英次生加大则发生90℃之后。这一结果与北海油田中侏罗世Brent组砂岩中石英次生加大类似<sup>[4,5]</sup>。Brent组砂岩石英次生加大随埋藏深度增加,其含量和温度

化很大<sup>①</sup>,说明地层水在其埋藏历史中没有发生过大规模的混合作用。

压溶作用是常用来解释石英次生加大的一种机理,这一机理与包裹体温度所反映的情况相吻合。随着上覆压力(沉积载荷)的增加,温度的增加, $\text{SiO}_2$ 的溶解度增加,溶解的 $\text{SiO}_2$ 通过扩散作用在附近干净的石英表面上沉淀。这种扩散作用使得 $\text{SiO}_2$ 的迁移不需要孔隙流体的流动,由浓度梯度控制。香溪群砂岩的压实作用较强,砂岩中含有可作为催化剂的云母和粘土杂质,促使压溶作用的发育。理论上讲,颗粒越细,表面积越大,压溶作用越强。然而,细颗粒物质可能在压溶过程中完全消失,而不留下任何痕迹,难于定量统计由压溶作用所提供的硅质来源。因此,统计压溶缝合线来估算所释放出的 $\text{SiO}_2$ 含量与实际石英次生加大含量相差较远。

川西香溪群砂岩储层含有一定量自生伊利石,其含量随深度的增加而逐渐增加,自生高岭石含量则随深度增加而减少。在成岩过程中,当温度 $>90^\circ\text{C}$ ,在有钾长石和高岭石存在的条件下,高岭石和钾长石反应生成伊利石,同时释放出 $\text{SiO}_2$ 和水<sup>[13~15]</sup>。反应方程可描述为:



钾长石              高岭石              伊利石

这是伊利石沉淀动力学反应过程。反应表明石英的次生加大不仅可以由石英颗粒间的压溶作用提供硅质来源,自生粘土矿物间的转变同样可以提供硅质来源。尽管定量统计结果因伊利石成因复杂性而难以确定所提供的硅质含量,伊利石的K-Ar年龄揭示这一反应的确存在于深埋藏的砂岩中。反应进行程度取决于钾长石和高岭石在岩石中的含量,如果高岭石含量少,钾长石仍保留在砂岩中,反之,则高岭石保留在砂岩中,而石英的次生加大也因此停止。川西香溪群砂岩中石英次生加大的硅质来源显然是由压溶作用和粘土矿物转变作用共同提供。

(2)石英次生加大对储层性质的影响 由于石英次生加大强度随着温度升高而增加,随着储层埋深加大,粒间孔隙逐渐被石英次生加大所充填,导致储层孔隙度减小,储层性质变差。据对川西香溪群储层砂岩孔隙度分析,储层平均孔隙度4.02%,最大孔隙度15.7%,是典型的致密砂岩储层。前人认为香溪群砂岩储层致密根本原因是压实作用造成。然而岩石学研究表明,粒间孔隙充填了大量成岩矿物,仅有极少量凹凸接触和缝合接触。Pittman等人<sup>[16]</sup>对不同成分的沉积物进行压实模拟实验结果表明,若原始孔隙度为40%,在埋深2000~3000 m时,对于石英含量为75%的沉积物,粒间孔隙为30%~20%;而石英含量为50%的沉积物,粒间孔隙为12%~8%。如果其它刚性颗粒,如:长石、花岗岩岩屑及中级变质岩岩屑含量较高时,则孔隙度在此深度范围内会更高。Walderhaug<sup>[17]</sup>对深埋砂岩储层中石英胶结作用和孔隙损失的动力学模拟认为,当大量石英加大开始后,粒间孔隙损失不再取决压实作用,而取决石英加大的量。Pittman等<sup>[16]</sup>在模拟实验中也发现,在有异常压力或者胶结物存在时,压实作用的效果会被极大地减弱,从而使更多的粒间孔隙保存下来。因此,对于香溪群砂岩储层而言,压实作用不是储层致密的唯一原因,亦即,若压实作用造成平均20%的孔隙度损失,仍有16%的孔隙度是其它作用造成的。如果考虑到石英次生加大,方解石的胶结作用和异常压力的存在,则压实作用对孔隙度减少的影响还要减弱。实际资料表明石英次生加大的平均含量为7%,粘土矿物平均为5%,因此,石英次生加大对储层在深埋条件下孔隙度降低起到了决定性作用。由于和石英次生加大同时形成的伊利石含量也随之增加,渗透率也明显降低,使得储层变的致密。

① 张哨楠. 致密砂岩储层的成岩作用及地球化学特征. 成都理工学院博士论文. 1994.

## 5 结论

通过对石英次生加大产出特征和石英次生加大流体包裹体的温度可以看出,作为砂岩中常见的成岩矿物,石英次生加大是受温度控制的成岩矿物相。香溪群砂岩石英次生加大温度为70~127℃,流体包裹体在埋藏过程中未被改造,因此,包裹体均一温度反映石英次生加大的形成温度。虽然石英次生加大与现今埋藏深度间不存在明显相关关系,并不说明石英次生加大与温度无关,而提示了香溪群地层现今的埋藏深度小于其历史中所经历的最大埋藏深度。

石英次生加大的硅质来源是在本层内的。大规模的地层水对流不曾在该地层中发生过。压溶作用是石英次生加大的主要硅质来源,粘土矿物的转变可能提供部分硅质来源,但其重要性以及如何定量统计仍需进一步研究。石英次生加大和自生伊利石是储层致密低渗的主要原因,研究石英次生加大以及伴生的其它成岩作用是了解香溪群砂岩储层低孔、低渗的关键。

本项研究得到了四川石油管理局川西北矿区地质研究所、邱中恬高级工程师、陈华钦工程师、周文副教授、奥斯陆大学地质系、伦敦大学地质系的大力支持,在此一并致谢。

## 参 考 文 献

- 1 童崇光. 四川盆地构造演化. 北京:地质出版社,1992.
- 2 Ulrich M R, Bodnar R J. Systematics of stretching of fluid inclusions II: barite at 1 atm confining pressure. *Economical Geology*, 1998, 83: 1037~1046.
- 3 Prezbindowski D R, Larese R E. Experimental stretching of fluid inclusion in calcite-implications for diagenetic studies. *Geology*, 1987, 15: 333~336.
- 4 Walderhaug O. Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf-evidence from fluid inclusions. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, 64: 311~323.
- 5 Robinson A, Gluyas J. Duration of quartz cementation in sandstones, North Sea and Haltenbanken Basins. *Marine and Petroleum Geology*, 1992, 9: 324~327.
- 6 McBride E F. Quartz cementation in sandstones; a review. *Earth-Science Review*, 1989, 26: 69~112.
- 7 Bjorlykke K, Egeberg R K. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG*, 1993, 77: 1538~1548.
- 8 Hower J, Eslinger E V, Hower M E, Perry E A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. I. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1976, 87: 725~737.
- 9 Boles J R, Franks S G. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1979, 49: 55~70.
- 10 Yeh H, Savir S M. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments, 3. O-Isotope evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977, 88: 1321~1330.
- 11 Bjorlykke K. Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. In Parnell J, ed. *Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. Geological Society Special Publication, 1994, (78): 127~140.
- 12 Mullis A M. A numerical model for porosity modification at a sandstone-mudstone boundary by quartz pressure dissolution and diffusive mass transfer. *Sedimentology*, 1992, 39: 99~107.
- 13 Siever R. Pennsylvanian sandstones of Eastern Interior Coal Basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1957, 27: 227~250.
- 14 Hawkins P J. Relationship between diagenesis porosity reduction and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oil Field. E. Midlands, *Journal of Geological Society of London*, 1978, 135: 7~24.
- 15 Bjorlykke K, Aagaard P. Clay minerals in North Sea sandstones. In Houseknecht D W, Pittman E D, ed. *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones*. SEPM Special Publication 47, 1992. 65~80.
- 16 Pittman E D, Larese R E. Compaction of lithic sands: experimental results and applications. *AAPG*, 1991, 75: 1279~1299.
- 17 Walderhaug O. Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs. *AAPG*, 1996, 80: 731~745.

## 作 者 简 介

张哨楠,男,1957年10月生。1982年毕业于成都地质学院石油系。现为成都理工学院石

油系教授,从事石油地质、沉积学、储层地质研究。通讯地址:610059,成都理工学院石油系。

## Quartz Overgrowths and Their Influence on the Reservoir Quality of Tight Sandstone in the Western Sichuan Basin

Zhang Shaonan

*(Department of Petroleum Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan, 610059, China)*

Hairuo Qing

*(Department of Geology, University of London, TW 20 OEX, United Kingdom)*

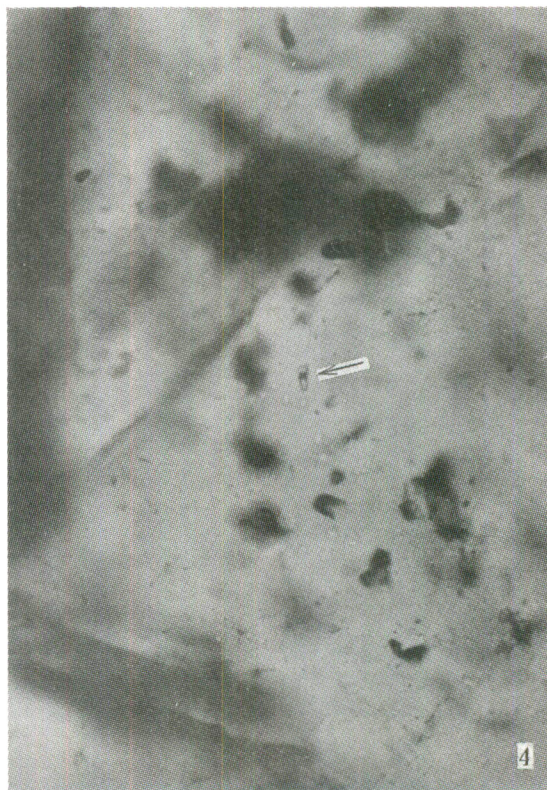
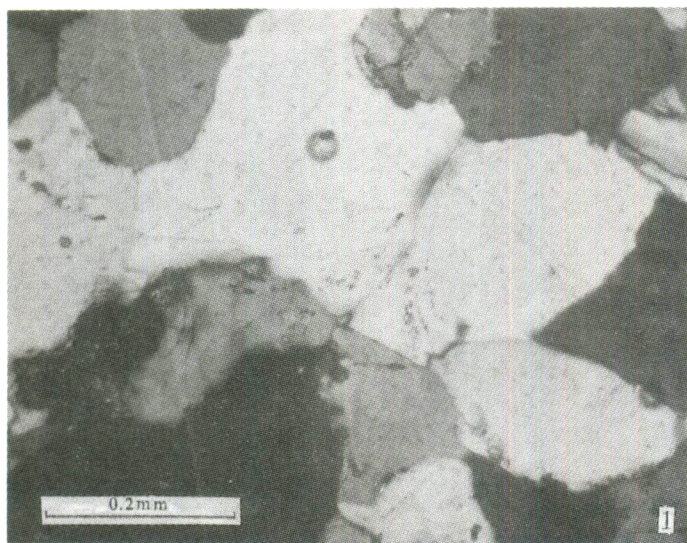
K. Bjorlykke

*(Department of Geology, University of Oslo, 0316 Oslo, Norway)*

### Abstract

The petrographic study of reservoir sandstones in the Xiangxi Formation of the Upper Triassic Western Sichuan basin indicates that secondary enlargement of quartz is an important diagenetic process reducing porosity during burial diagenesis. Quartz overgrowths as the product of multiple stages diagenesis are well developed in the sandstones which have little or no matrix and less grain coating and ductile rock fragments. The homogenization temperatures for aqueous and hydrocarbon fluid inclusions within the quartz overgrowths range from 70°C to 127°C. The large volume of quartz overgrowths, however, occurred the temperatures higher than 90°C. Quartz overgrowths are temperature-dependent during progressing diagenesis of sandstones. In comparison with the homogenization temperatures of calcite precipitated in fractures, fluid inclusions of quartz overgrowths have not been reset and stretched, and the temperatures of both aqueous and hydrocarbon fluid inclusions represent natural variations of temperatures in the conditions of quartz overgrowth precipitation. Microprobe analysis of the geochemical composition indicates that the content of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in quartz overgrowths has the trend of increasing with the growth of quartz overgrowths toward the center of the pores, suggesting that the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  was in situ or came from very short distance because of the very low solubility of Al. The diagenetic illite was precipitated during the burial diagenesis. The amount of authigenic illite slightly increased with burial depth and kaolinite decreased sharply at a depth of 3600 m. The illitization that resulted from K-feldspar and kaolinite dissolution might play an important role in the development of quartz overgrowths during the deep-burial diagenesis. The silica that formed overgrowths, therefore, might have originated from both pressure solution and illitization of kaolinite. The porosity reduced in the Xiangxi Formation was mainly influenced by quartz overgrowths in medium- and coarse-grained sandstones. The coincident illitization filled part of the porosity and reduced intensely the permeability of the reservoir although the illite was present in a small amount.

**Key words:** quartz overgrowth; fluid inclusion; reservoir of tight sandstone; Xiangxi Group, western Sichuan



1. 石英次生加大充填粒间孔隙。在照片上部及中部可见凹凸接触和缝合接触,由于压溶作用使溶解出的  $\text{SiO}_2$  原地沉淀,形成石英的次生加大并充填粒间孔隙。龙 12 井,深度 3273.2 m。正交偏光。
2. 石英次生加大多期次连续生长,而在粘土矿物富集处石英次生加大不发育。平 7 井,深度 3850 m。扫描电镜。
3. 石英次生加大中的气液两相包裹体,包裹体大小  $10\ \mu\text{m}$ 。包裹体多产在石英次生加大的中部(箭头所指),在加大与碎屑边缘之间无包裹体存在,在加大靠近孔隙部分亦未见有包裹体。龙 12 井,深度 3438.7 m。
4. 石英次生加大中的有机包裹体(箭头所指),包裹体大小  $8\ \mu\text{m}$ 。大 5 井,深度 3063.6 m。