

# 塔里木盆地西北缘石炭系砂岩成岩作用研究

史基安 马宝林

(中国科学院兰州地质研究所)

**提要** 本文是在薄片研究基础上, 并使用阴极发光显微镜、扫描电镜、X射线衍射分析以及氧碳同位素分析资料详细研究了塔里木盆地西北缘石炭系砂岩的机械压实、压溶、胶结等主要成岩作用, 并应用镜质体反射率、孢粉颜色及伊利石开形指数的测定等方法推断石炭系砂岩所经历的最高成岩温度为120℃—200℃, 并且根据成岩作用和成岩温度的研究, 对砂岩所处的成岩阶段位置及其成岩历史和孔隙演化特点进行了分析。

**主题词** 成岩作用 成岩温度 塔里木盆地 石炭系 砂岩

**第一作者简介** 史基安 男 30岁 硕士 沉积学

## 一 概况

塔里木盆地西北缘早石炭世天山海海岸线平直, 坡度较大, 沉积区受波浪作用较强, 在乌什一带沉积环境由近岸河流环境逐渐变为滨海环境。中石炭世海侵有所扩大, 沉积了一套以浅海相为主的清水浑水混合沉积。晚石炭世发生大规模海侵, 使盆地西北部逐渐发展为大陆缘碳酸盐台地, 这一时期该区所沉积的碎屑岩主要分布于沉积盆地东北缘。整个石炭纪形成一种海进式的沉积旋回(图1)。

## 二 成岩作用

### 1. 机械压实作用

石炭系砂岩中常见的压实现象有:

(1) 石英颗粒的破碎、破裂和紧密排列(图版I, 1)。这种现象在石炭系砂岩中最常见, 尤其是中石炭统砂岩由于分选较好, 粒度较细, 加之沉积时堆积速度快, 埋藏深度较大, 经受的压实作用改造尤为强烈, 从而成为致密的低孔渗砂岩。

(2) 云母等矿物碎屑的压弯、变形或破碎。在石炭系大多数砂岩样品中均可见到这种现象, 但由于砂岩中云母等可变形矿物含量都非常少, 故对砂岩孔隙度的影响不大。

(3) 泥岩岩屑和其它塑性岩屑受压变形, 并被挤入岩石的孔隙中去。由于石炭系砂岩的成分成熟度大都较高, 砂岩中泥岩岩屑和其它塑性岩屑均非常少见, 因此这种压实现象仅在个别砂岩样品中见到。

### 2. 石英砂岩的压溶作用

石炭系石英砂岩经受了较强的压溶作用改造, 主要表现为石英颗粒间的线接触, 凸凹接触和缝合线状接触, 特别在中下石炭统石英砂岩中, 这种压溶现象更为常见。但在所有砂岩样品中没有见到贯穿于数个石英颗粒以上的大缝合线构造, 说明石英砂岩的压溶作用发生在

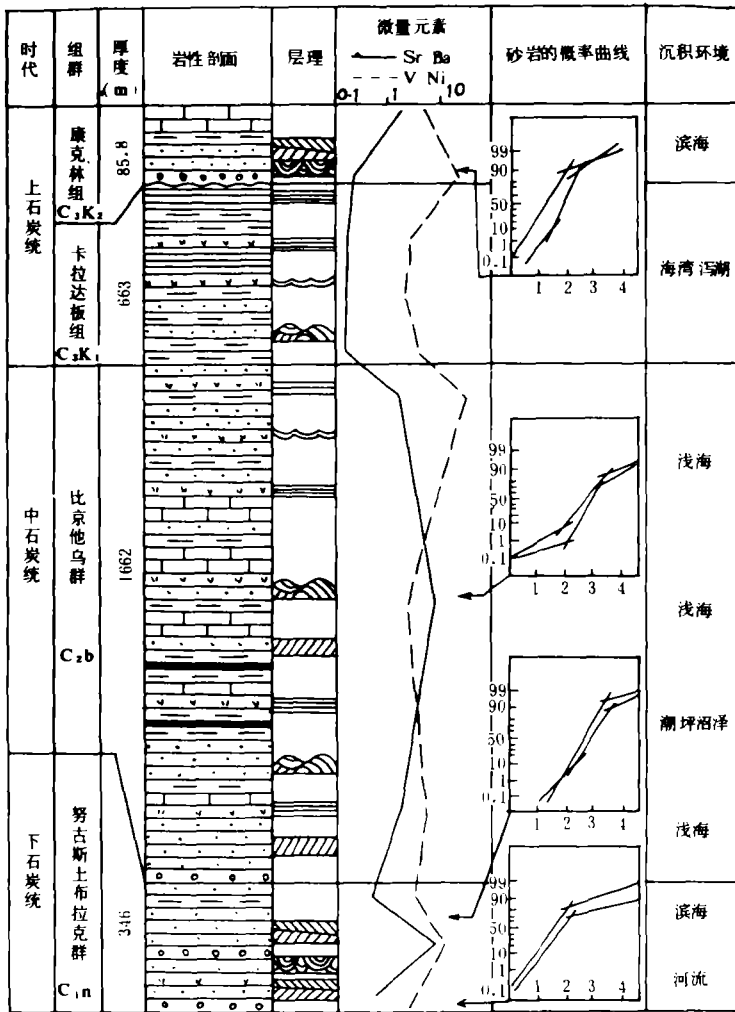


图1 塔里木盆地西北缘石炭系综合柱状图

Fig.1 Synthetic column of Carboniferous in the northwest region of Tarim Basin

硅质胶结作用终止之前。

使用阴极发光显微镜对研究区上石炭统康克林组和中石炭统比京他乌群石英砂岩中石英颗粒的接触类型及接触强度进行统计，结果表明（表1），上石炭统康克林组石英砂岩的接触强度较小，中石炭统比京他乌群自上而下石英砂岩颗粒间的凹凸接触和缝合线状接触频率显著增高，接触强度明显增大，可见研究区石炭系砂岩自上而下经受压溶作用增强。

### 3. 石英次生加大及二氧化硅胶结物

研究区石炭系石英砂岩中的二氧化硅胶结物（包括石英次生加大胶结物及其它硅质胶结物）的含量为5—16%，根据压实后石英砂岩的孔隙率等于保存在孔隙中整个自生胶结物的含量加上剩余孔隙这一原则，以及对石炭系石英砂岩中全部胶结物含量和剩余孔隙的观察和统计（石英砂岩中自生胶结物和剩余孔隙最大含量不超过25%）推测，压实后石英砂岩的孔隙率为15—25%，把石英次生加大及其它二氧化硅胶结物转换成砂岩压实后孔隙率的百

表1 石英砂岩中颗粒接触类型统计表  
Table 1 Statistical result of grain contact type in quartz sandstone

层位	样品号	点接触	线接触	凸凹接触	缝合线状接触	接触强度
康克林组 (C <sub>3</sub> K <sub>2</sub> )	KK-37	79	18	3	0	1.24
	KK-47	83	16	1	0	1.18
	Y-6	82	18	0	0	1.18
	平均	81.3	17.3	1.4	0	1.20
比京他乌群 上段	W-5	67	24	9	0	1.42
	W-6	59	30	8	3	1.55
	平均	63	27	8.5	1.5	1.49
	中段	W-11	58	26	14	2
WK-26		46	34	13	7	1.81
WK-27		41	32	21	6	1.92
平均		48.3	30.7	16	5	1.78
下段	WD-30	43	28	25	4	1.90
	WD-23	34	37	21	8	2.03
	WD-12	30	41	19	10	2.09
	W-15	36	34	24	6	2.00
	平均	35.75	35	22.25	7	2.005

分数, 估计在塔里木盆地西北缘石炭系石英砂岩中平均压实后孔隙的 50% 以上被石英胶结物所占有:

压实后孔隙率  $\times 50\%$  = 现在硅质胶结物含量

当然这些数值来自对少量样品的观察, 因此是推测性的, 但它可以说说明石英次生加大及二氧化硅胶结物对原始孔隙的充填情况。

石炭系石英砂岩的硅质胶结物大多数是以共轴生长形式出现, 即生长于单晶石英颗粒周围, 并与其光性方位一致, 当空间允许时趋向于自形 (图版 I, 2)。在上石炭统康克林组的石英砂岩中, 一般可以清楚地区别出加大边与中心的石英碎屑, 但在中石炭统比京他乌群的石英砂岩中, 只有部分石英次生加大边能够辨认。在该群的石英砂岩中, 许多石英颗粒之间呈凸凹接触和缝合线状接触, 但常常或多或少见有直的边缘这表明存在着次生加大。由于石英次生加大也可造成颗粒的凸凹接触和类似于缝合线状接触 (Sibley and Blatt, 1976), 因此只有通过阴极发光显微镜来区别石英的次生加大和压溶作用 (图版 I, 3、4、5、6)。

石炭系石英砂岩的次生加大边在阴极发光显微镜下具有两种不同的发光现象, 一种是不发光的石英次生加大边, 这种加大边通常比较窄或呈新月型分布; 而大量的次生加大边是发暗褐色光。通常情况下, 石英的发光颜色在一定程度上能反映其形成条件及形成温度。在成岩进程中形成的自生石英多是在温度较低条件下, 从富含  $\text{Si}^{4+}$  离子的溶液中缓慢结晶而形成, 因而其晶格排列整齐, 有序度高, 晶体内部没有或很少含有其它杂质元素, 从而在电子轰击下通常不发光。而温度高于  $300^{\circ}\text{C}$  的区域变质作用和接触变质作用, 可以使晶体晶格有序度降低, 并发棕褐色光。但根据对研究区石炭系成岩温度的研究, 其可能的成岩温度范围是  $120^{\circ}\text{C}$ — $200^{\circ}\text{C}$  左右。因此造成石英次生加大边发光的原因不是高温变质作用, 可能是在次生加大强烈发育阶段, 由于压溶等原因, 提供了大量的  $\text{SiO}_2$ , 造成  $\text{SiO}_2$  供过于求, 使

石英晶体生长迅速, 形成一些晶格缺陷, 并把一些杂质结晶到晶格中去, 使石英次生加大边在电子轰击下发暗褐色光。而不发光的次生加大边是在成岩早期阶段, 温度较低, 孔隙流体中  $\text{SiO}_2$  含量较少, 次生加大边生长缓慢, 甚至只沉淀在石英颗粒相切处, 在这种条件下形成的自生石英, 晶格中含杂质少, 有序度高, 从而在电子轰击下不发光。

此外在砂岩中还见有蠕虫状分布于颗粒周围 (图版 I, 7) 和呈石英质充填于颗粒间孔等形式的二氧化硅胶结物。

#### 4. 粘土矿物胶结物

在石炭系砂岩基质中所含的粘土矿物主要为高岭石, 伊利石和绿泥石。

(1) 高岭石 在扫描电镜下可以看到有两种不同的高岭石分布于砂岩的粒间孔中, 一种是少量鳞片状高岭石出现在砂岩的一些颗粒边缘及基质中, 并常与伊利石共生, 这种高岭石可能是陆源的。另一种是大量的高岭石充填在砂岩的粒间孔中, 自形程度很高具书页状结构, 通常不与其它粘土矿物共生 (图版 I, 8)。这种高岭石可能是在成岩过程中自生形成的。

(2) 伊利石 在砂岩基质中, 伊利石含量较高, 分布也较广泛, 主要是以集合体形式充填于砂岩的粒间孔隙中。在扫描电镜下, 这些伊利石具有鳞片状或花瓣状形态。从成因上看, 它是原始的粘土矿物在成岩作用的高温、高压及碱性介质条件下, 经重结晶作用转变而成。它的 X 射线衍射图  $d_{001}$  (100Å) 峰较狭窄而且对称, 反应了其结晶程度较高, 经受过较强的成岩作用改造。

(3) 绿泥石 砂岩中绿泥石含量相对较少, 仅在个别样品中见到, 在扫描电镜下呈针叶片状, 常与伊利石共生, 分布于石英颗粒边缘及粒间。这种自形针状绿泥石无疑是在深埋条件下自生的, 其形成时间相对较晚。

#### 5. 碳酸盐胶结物

(1) 类型及特点 碳酸盐胶结物是研究区石炭系砂岩中最为丰富的胶结物之一, 其含量为 3%—18%, 主要类型有方解石、铁方解石、白云石和铁白云石。使用染色剂可清楚地将这四种胶结物区分开。方解石大都呈他形充填于砂岩的粒间孔中, 少数为半自形或呈连晶形式, 并常与铁方解石共生, 有时交代石英、燧石等碎屑颗粒。

白云石胶结物在石炭系砂岩中也有较广泛分布, 含量变化较大从 0—10% 以上。白云石通常呈半自形或自形状分布于砂岩的粒间孔中及他形方解石胶结物之间, 常交代石英、燧石等碎屑颗粒。铁白云石较少见, 主要呈脉状沿裂隙分布。在阴极发光镜下, 白云石发红光, 极易与发橙黄色光的方解石区别。根据白云石分布特征, 可以断定白云石的形成时间晚于方解石胶结物的形成时间, 因为第一, 白云石胶结物常呈自形、半自形分布于他形方解石胶结物之中, 并常交代方解石及石英颗粒; 第二, 在方解石脉中可以看到有自形的白云石分布, 亦可见到铁白云石脉穿过方解石脉; 第三, 在某些砂岩样品中, 他形方解石胶结物仅分布于颗粒边缘或颗粒间的孔隙通道中, 而大量半自形白云石胶结物则分布于砂岩的粒间孔隙中。

(2) 氧碳同位素特征 石炭系砂岩中方解石胶结物的  $\delta^{13}\text{C}$  值居于  $-0.93$ — $1.52\%$  (PDB) 之间,  $\delta^{18}\text{O}$  为  $-9.93$ — $-6.94\%$  (PDB)。白云石胶结物的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-0.97$ — $0.83\%$  (PDB),  $\delta^{18}\text{O}$  值介于  $-8.76$ — $-5.50\%$  (PDB) 之间。晚期成岩阶段形成的碳酸盐胶结物的氧碳同位素组成取决于其形成时水体的盐度和温度, 它的  $\delta^{13}\text{C}$  值随着水体 (孔隙水) 的盐度增高而增加。从石炭系砂岩碳酸盐胶结物的  $\delta^{13}\text{C}$  值特征看, 在碳酸盐胶结物形成时, 砂

岩孔隙水的盐度偏高。水体温度对  $\delta^{18}\text{O}$  值的影响远远超过盐度对它的影响, 而  $\delta^{13}\text{C}$  值随温度变化甚小, 因此盐度不变时,  $\delta^{18}\text{O}$  值可用来做为测定古温度的可靠标志, 即碳酸盐与介质处于平衡状态时,  $\delta^{18}\text{O}$  随着温度的升高而下降。但是, 由于无法排除原始沉积物中  $\delta^{18}\text{O}$  对成岩矿物  $\delta^{18}\text{O}$  的干扰, 所以也就无法寻求利用某些岩石中孔隙水的  $\delta^{18}\text{O}$  值做基础来计算成岩温度的公式, 因此通常所用  $\delta^{18}\text{O}$  值所计算出的“成岩温度”也只能定性地表示岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  值与真正的成岩温度之间的关系, 以表示其成岩强度。即  $\delta^{18}\text{O}$  值越低, 成岩温度越高, 成岩强度越大。

使用 Neil 等 (1978) 提出的方解石形成温度计算公式:  $10^3 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.87 (10^6 T^{-2}) - 2.89$  计算出方解石的形成温度为  $50^\circ\text{C} - 80^\circ\text{C}$ 。

用 Northrup 和 Clayto 提出的白云石形成温度计算公式:  $10^3 \ln \alpha_{\text{白云石-水}} = 3.2 (10^6 T^{-2}) - 1.50$  计算出白云石胶结物形成温度为  $75^\circ\text{C} - 100^\circ\text{C}$ 。可见白云石胶结物的形成温度比方解石胶结物的形成温度略高, 因而白云石胶结物形成时间相对较晚, 这与显微镜下得出的结论相符。

### 三 成岩阶段划分

沉积物在经历漫长的成岩作用改造期间, 在矿物成分、结构构造、有机质成熟度及煤和碳质有机物 (烃类) 都在逐渐地发生变化。在其变化过程中主要控制因素是温度、压力和层间水溶液的性质, 而温度是最关键的因素, 它不仅控制着沉积岩中粘土矿物与各种自生矿物的形成、转变和分布等无机反应, 还直接决定着有机质的成熟度、煤的变质程度和烃类的产状等有机质的变化, 而且它对原生孔隙的消亡, 次生孔隙的产生与消亡都有直接影响。因此, 人们通常根据沉积岩所经历的最高成岩温度来作为确定其所处成岩阶段的主要标志。

#### 1. 镜质体反射率

塔里木盆地西北缘石炭系中含有较丰富的植物碎片及煤线, 中下石炭统中镜质体反射率较高,  $R_o$  为  $1.78 - 2.15\%$  (表 2), 属低挥发份烟煤一半无烟煤, 相应的古温度范围是  $160^\circ\text{C} - 200^\circ\text{C}$ 。上石炭统中的镜质体反射率  $R_o$  为  $1.20 - 1.52\%$ , 属中挥发份烟煤, 其古地温范围应在  $120^\circ\text{C} - 160^\circ\text{C}$  之间。

#### 2. 孢粉的颜色

孢粉颜色的变化主要取决一古地温, 地温越高, 颜色越深, 并且其颜色变化是不可逆的。与镜质体相比, 温度对孢粉影响要大些, 加热时间的影响要小些。研究区内中下石炭统

泥岩及粉砂质泥岩中, 常有少量孢粉分布, 颜色为深棕、棕黑及黑色, 相当于 Staplin 的热变指数 3—4 级, 表明它所经历的最高古温度大于  $140^\circ\text{C}$ , 其有机质属高成熟—过成熟阶段。在上石炭统泥质岩中没有发现有孢粉的分布。

#### 3. 伊利石结晶度的估计

伊利石矿物在 X 射线衍射图谱上, 其 001 ( $d = 10 \text{ \AA}$ ) 处常出现一个不对称的峰形, 由

表 2 镜质体反射率实测值

Table 2 Measuring data of vitrinite reflectivity

层位	样品号	测定点数	平均反射率 ( $R_o\%$ )
上石炭统	B <sub>4</sub> -131	43	1.20
	B <sub>4</sub> -115	13	1.52
	Q <sub>1</sub> -51	17	1.31
中下石炭统	WD-20	52	2.05
	WD-26	54	1.78
	WD-29	21	1.94
	WK-29	56	2.01
	WK-31	32	1.83
	WK-43	47	2.15

于随着埋藏深度的增加,伊利石的10A峰逐渐变窄,而且趋于对称,峰的高度也逐渐增加。因此人们常用伊利石的10A峰形态或对称性来衡量伊利石结晶度的高低。

石炭系泥质岩中伊利石的结晶度相对较高,其开形指数在1.3—1.7之间,已达到或接近成岩晚期,并且在该地层中自上而下其泥质岩中伊利石开形指数有减小的趋势,反映其结晶强度增强,这与镜质体反射率测量结果相符。

石炭系砂岩成岩特点的研究和成岩温度的估算结果都表明,该地层经受了较强的成岩作用改造,现处于较高级的成岩作用阶段(表3)。

表3 成岩作用阶段变化特征表  
Table 3 Varying characteristics in diagenetic stage

成岩作用阶段	古地温(℃)	镜质体反射率(%)	烃类产状	孢粉碳化程度	水介质性质	泥质岩中伊利石矿物的结晶程度	砂岩中碳酸盐自生矿物	砂岩中石英自生矿物	石炭系现处位置
成岩阶段	<65	<0.5	生成甲烷	淡黄—棕黄	酸性—弱碱性	$N_s > 3.5$	泥晶白云石 微晶方解石	基本没有石英的次生加大边	
后生阶段	早期	93	0.7	初期生油	棕黄—棕	$N_s \approx 1.5$	亮晶方解石 白云石	有少量石英次生加大边	
	中期	175	2.0	油气大量生成	深棕—棕黑	$N_s \approx 1.3$ $C_R \approx 7$	铁方解石 铁白云石	自生石英晶体和石英次生加大边都较发育	上石炭统 中下石炭统
	晚期	205		干气	黑色	$C_R = 10$		自生石英晶体和石英次生加大边都很发育	

#### 四 成岩特点与孔隙演化

沉积环境的分析表明,塔里木盆地西北缘石炭系砂岩的成因比较复杂,主要为河流相及滨海—浅海相沉积。该砂岩总的特征是,碎屑颗粒组分单一,石英和硅质岩屑的含量常占碎屑总量的95%以上,其次有少量的长石和重矿物。大部分砂岩具有较好的分选性和磨圆度。

图2概括了该砂岩的成岩特点与孔隙演化历程,机械压实作用是成岩阶段中最主要的成岩作用,它主要使砂岩颗粒趋于紧密堆积,并使个别颗粒压碎、压裂及某些塑性颗粒压弯变形。在这一过程中随着压力的增大,在颗粒接触点上产生了压溶作用,使砂岩的孔隙进一步减小。压实和压溶作用造成孔隙的损失是永久性的,在后生阶段由于胶结作用的发生,压实

和压溶作用逐渐趋于终结。在石炭系砂岩中，主要胶结物类型为硅质胶结和碳酸盐胶结，其次还有少量粘土矿物作为胶结物充填于砂岩的粒间孔隙中。粘土矿物含量少 (<3%)，主要是高岭石、伊利石和绿泥石，它对孔隙度的影响不是很大。对孔隙影响较大的是以石英次生加大形式出现的硅质胶结物，其含量达 5%—16%，使大量的粒间孔隙被充填。由于石英的溶解度低，在成岩过程中稳定性高，在溶解作用期间这类砂岩的孔隙度也很难得以改善，所以石炭系硅质胶结的石英砂岩不能成为良好的储集层。

但在石炭系中还见有较多钙质胶结的石英砂岩，这些钙质胶结物中既有出现较早的方解石，也有晚期充填孔隙的白云石和铁白云石。早期方解石胶结物是在砂岩孔隙还没有完全被自生石英充填时，从孔隙水中沉淀出来充填砂岩部分孔隙而形成的，它的充填阻止了某些石英颗粒的进一步次生加大。晚期的白云石、铁白云石常交代方解石及石英、燧石等碎屑颗粒。由于碳酸盐胶结物的稳定性差，在酸性孔隙水作用下就会被溶解产生次生孔隙。因此大量碳酸盐胶结物出现在砂岩中是其储集性可能得以改善的前提。但是由于对这一地区石炭系砂岩成岩作用研究仅限于地表样品，因此对这套地层中钙质胶结的石英砂岩的次生孔隙产生情况不能作出任何结论。

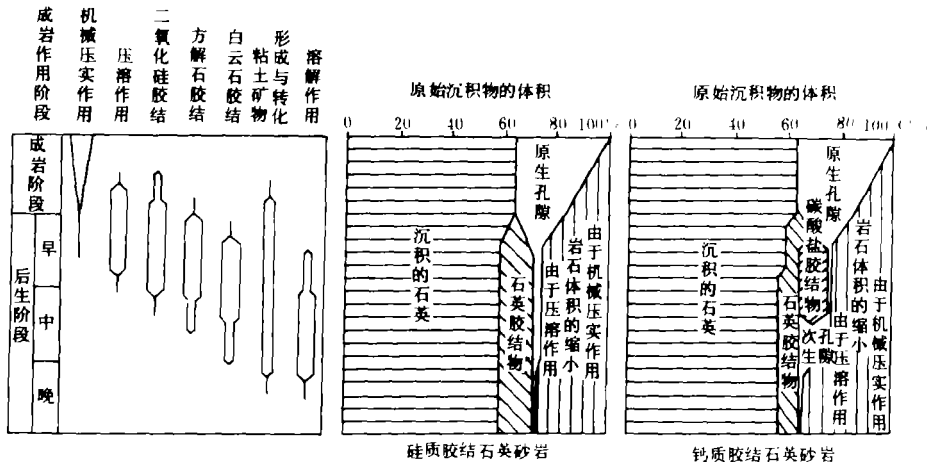


图 2 石炭系砂岩成岩作用模式图

Fig.2 The diagenesis model figure of Carboniferous sandstone

### 五 结 论

1.石炭系现处于后生阶段的中期至晚期，具体表现在机械压实和压溶作用强烈，石英颗粒广泛发育次生加大，伊利石矿物结晶度高，砂岩胶结物中常有铁方解石、白云石和铁白云石等晚期胶结物出现，成岩温度在 120℃—200℃之间。

2.石炭系砂岩在长期的成岩作用进程中，经历了机械压实作用、压溶作用、二氧化硅胶结作用、粘土矿物的自生沉淀及重结晶作用以及碳酸盐的交代胶结作用，原生孔隙已基本消失。其中以石英次生加大为主的二氧化硅胶结作用对砂岩的孔隙度影响最大，它几乎充填了 50% 以上的剩余原生孔隙。

3.硅质胶结的石英砂岩在后生阶段也很难形成大量的次生孔隙，不可能成为良好的储集

层。但钙质胶结的石英砂岩，在后生阶段中碳酸盐矿物等易溶组分在酸性孔隙水的作用下，可产生一些次生溶解孔隙，使其储集性得到一定程度的改善。

收稿日期 1988年11月15日

### 参 考 文 献

- (1)田洪均, 1985, 矿物岩石, 5卷 3期, 1—12页.
- (2)沃马克·施密特等著, 1982, 砂岩成岩过程中的次生孔隙, 石油工业出版社.
- (3)曾允孚、夏文杰主编, 1984, 沉积岩石学, 地质出版社.
- (4)Richard Smosna, 1983, Journal of Sedimentary Petrology, V.53, N.4, p.1319—1329.
- (5)S.Flint, 1987, Sedimentology, V.34, p.11—29.
- (6)William A. Wescott, 1983, AAPG Bulletin, V.67, No.6, p.1002—1013.
- (7)Zinkernagel, U., 1978, Cathodoluminescence of Quartz and its Application to Sandstone Petrology, Stuttgart.

## STUDY ON THE DIAGENESIS OF CARBONIFEROUS SANDSTONE IN THE NORTHWEST REGION OF TARIM BASIN

Sbi Jian Ma Baolin

(Lanzhou Institute of Geology, Academia Sinica)

### Abstract

The sedimentary environments of Early—Middle Carboniferous period in the northwest region of Tarim Basin, the sequence is (from bottom to top) river, shore to shallow sea environments. Late Carboniferous period in the district stepped to a model near shore carbonate flat.

The author is the first one who studied the diagenesis of Carboniferous sandstone in the northwest region of the Tarim Basin. Based on the microscopic analysis, cathodoluminescence, SEM, X—diffraction oxygen and carbon isotopes are adopted on the research of major aspects of diagenesis such as compaction, presolution, cementation. In addition, numerous approaches on features, content, sequence and environment of forming and their impacts on the pores in sandstone have been made to the aspects of siliceous dioxide, carbonate minerals and clay minerals cement which were drawn from the sandstone of the Carboniferous.

Depend on the analysis results of reflectance of vitrinite ( $R_o$ ), spore—pollen colour and illite opening index, it is deduced that the high diagenetic temperature of the sandstone. The purpose of this paper is to determine the diagenetic stage of the sandstone and to analyze its diagenetic history and the characteristic of pore evolution.

Through research, the following main conclusions are proposed in the present paper:

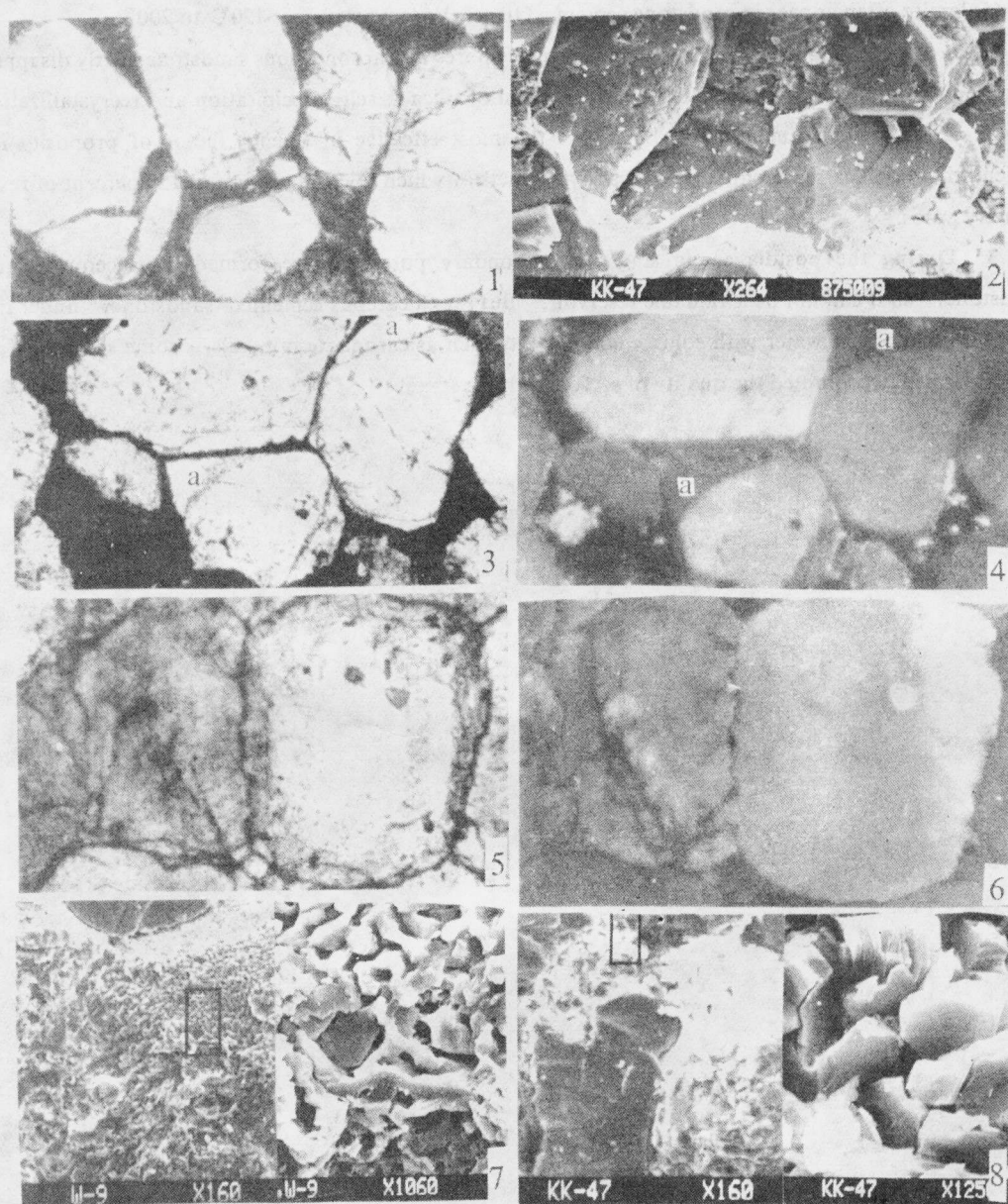
1. Carboniferous is in the middle—late postdiagenetic stage, have undergone deep compaction and presolution, quartz overgrowth is wide—spread, illite has high crystallinity, ferrocalcite, dolomite and



ferrodolomite often appear in sandstone cements. Diagenetic temperature is 120°C to 200°C.

2. During the long term diagenesis, the primary pores of Carboniferous sandstone nearly disappeared because of compaction, presolution, cementation of silica, self-precipitation and recrystallization of clay minerals, replacement of carbonate; the most effective influence factor of porosity is the cementation of silica represented by quartz overgrowth, which filled up more than 50 percent of residual primary pores.

3. During the postdiagenetic stage few secondary pores can be formed in siliceous cemented sandstone, so it can not be a valuable reservoir. But for calcareous cemented sandstone, under the reaction of acidic pore water with soluble components such as carbonate minerals, some secondary pores can be formed, promoted the quality of reservoir bed.



1.砂岩中石英颗粒受压破裂,  $\times 40$  单偏光。2.扫描电镜下石英颗粒次生加大特征,  $\times 264$ 。3.在单偏光下石英颗粒以线接触和凸凹接触为主,  $\times 60$ 。4.在阴极发光下石英颗粒以点接触和线接触为主, 次生加大边(a)发暗褐色光,  $\times 60$ 。5.在单偏光下石英颗粒呈凸凹接触和缝合线状接触,  $\times 60$ 。6.在阴极发光下观察结果相近, 没有石英增生边缘, 系压溶作用所致,  $\times 60$ 。7.扫描电镜下石英颗粒周围蠕虫状硅质胶结物整体( $\times 160$ )和局部( $\times 1060$ )特征。8.扫描电镜下砂岩粒间孔中自生高岭石矿物分布特征, 整体 $\times 160$ , 局部 $\times 1250$ 。