

塔中石炭系碎屑岩成岩作用与孔隙演化

翟永红 刘生国 郭建华 肖传桃

(江汉石油学院地质系, 湖北荆沙 434102)

罗传容

(地质矿产部石油地质综合大队, 湖北荆沙 434100)

塔中石炭系碎屑岩(CⅠ和CⅡ油组)以粘土矿物转化、溶蚀发育, 压实、石英次生加大微弱, 早期碳酸盐胶结缺乏, 晚期碳酸盐局部充填为特征, 原生孔隙得以最大限度的保存, 约在15%左右。塔中各井石炭系处于晚成岩阶段, A₁、A₂期正是有机酸生成的高峰, 溶蚀作用强烈, 使原生孔隙锦上添花, 孔隙度增至20%~23%, 形成高孔高渗优质储层。

关键词 成岩作用 孔隙演化 碎屑岩 石炭系 塔中

第一作者简介 翟永红 女 30岁 讲师(硕士) 沉积与石油地质

塔中地区石炭系碎屑岩主要由底部的东河砂岩(简称CⅡ油组)和上部的卡拉沙依组砂岩(简称CⅠ油组)组成。东河砂岩厚度一般为70~120 m, 最厚达165 m, 沉积在加里东运动造成的风化剥蚀面上, 呈向东及向区内潜山超覆尖灭。东河砂岩主要由海侵体系域的河口湾潮汐砂坝、三角洲前缘砂坝和高水位体系域的滨岸砂所组成*。卡拉沙依组砂岩属扇三角洲平原分流河道砂**。CⅡ和CⅠ油组砂岩皆为塔里木盆地油气勘探主要目的层, 探讨其成岩作用与孔隙演化, 利于预测优质储层的形成与展布。

1 成岩作用类型及特征

通过对塔中4井、6井、10井研究认为, 石炭系碎屑岩成岩作用以压实、粘土矿物转化与沉淀、溶蚀、晚期碳酸盐充填交代为主, 石英次生加大微弱并缺乏早期碳酸盐沉淀胶结。

1.1 压实作用

压实作用有如下表现形式:

(1) 碎屑岩颗粒长轴基本定向排列, 砂粒普遍呈点状至线状接触, 表明压实作用不太强烈, 有利于原生孔隙的保存。

(2) 长石石英颗粒的刚性破裂, 以长石类的破裂最为普遍。在压力作用下, 长石首先沿

* 郭建华, 曾允孚等. 塔中地区石炭系东河砂岩层序地层学研究. 1995, 待刊

** 郭建华等. 塔中地区石炭系卡拉沙依组-小海子组层序地层与沉积相. 1995, 待刊

收稿日期: 1995-03-31 改回日期: 1995-05-12

解理缝发生破裂，进一步压实，则破裂成多个小块。

压溶作用仅见于粘土杂基含量稍高（75%）的砂岩中。

1.2 次生加大胶结作用

1.2.1 石英的次生加大

该作用非常微弱，SiO₂ 不足 1%（原因后叙）。加大边干净明亮，不含杂质，厚 0.01~0.06 mm（图版 I-1），常靠近颗粒一侧生长。在石英砂密集处，次生加大可使砂粒呈嵌合状接触。此现象在塔中 10 井的东河砂岩段中较为常见，且加大边增厚为 0.03~0.08 mm。

1.2.2 长石的次生加大

部分长石颗粒发育 0.03~0.05 mm 的加大边。有些长石颗粒已完全被溶掉，残留加大边形成长石铸模孔，表明加大作用早于溶解作用发生。

1.3 粘土矿物转化和自生沉淀

粘土矿物以伊利石、高岭石、绿泥石、伊/蒙混层、少量绿/蒙混层组合，不含蒙脱石，或含量甚微为特征（图 1）。

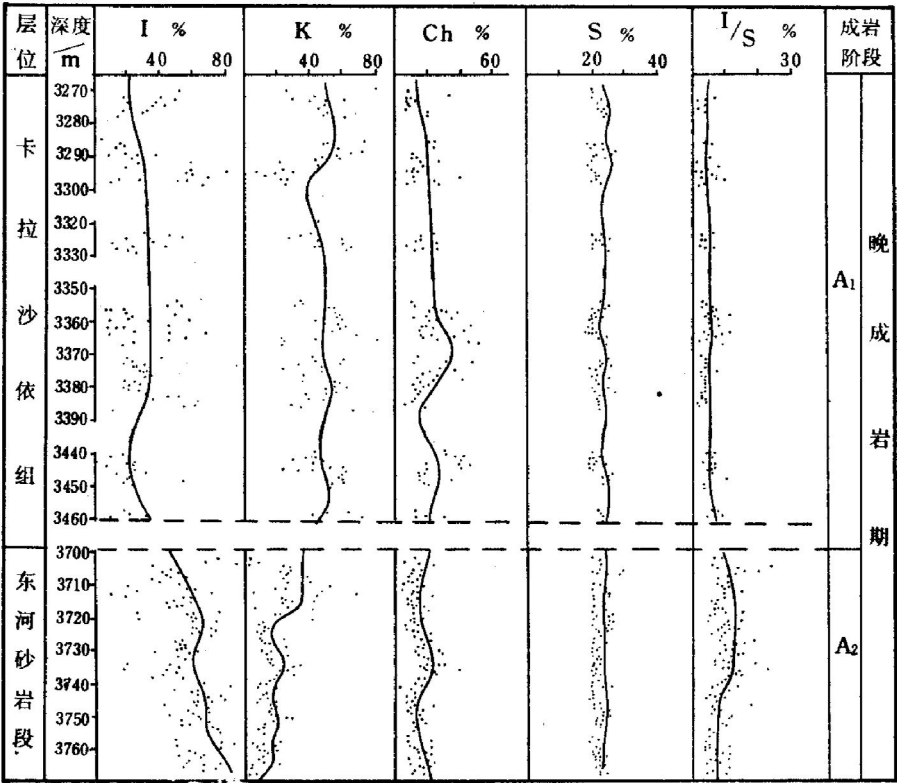


图 1 塔中 411 井石炭系粘土矿物分布与演化图

I—伊利石，K—高岭石，Ch—绿泥石

S—伊/蒙混层中的蒙脱石，I/S—伊/蒙混层矿物

1.3.1 高岭石

呈蠕虫状充填于孔隙中，单个高岭石呈假六方片状，排列成书页状集合体（图版 I-2），

自生沉淀高岭石普遍存在, 高达5%~8%。

1.3.2 伊/蒙混层矿物

围绕颗粒表面呈孔隙衬垫式生长。扫描电镜下呈蜂巢状、不规则絮状(图版I-3)分布于颗粒表面及粒间。

1.3.3 伊利石

呈孔隙衬垫式分布于颗粒表面, 以不规则至弯曲片状与其它粘土矿物共生。

1.3.4 绿泥石

充填于粒间, 也分布于粒表, 以特殊的绿色、规则的叶片状集合体而区别于其它粘土矿物。

粘土矿物的转化与埋深和成岩温度密切相关。从图1可知, 在3270~3460 m范围内, 粘土矿物以高岭石为主, 伊利石、绿泥石次之, 伊/蒙混层仅为4%~5%。随埋深加大, 到了下部东河砂岩3700~3770 m有了明显的变化, 伊利石占粘土矿物总量的60%~80%, 高岭石降为15%~20%甚至更低, 绿泥石增加缓慢, 伊/蒙混层增加为15%~20%。

伊/蒙混层中蒙脱石含量(S%), 目前已被广泛用作划分成岩阶段的标志。如图1所示, S在塔中411井为20%~23%, 含量相对稳定。塔中6井CI油组S为30%~35%, CⅢ油组为20%~27%, 混层类型属有序混层带(S范围为20%~50%), 相当于晚成岩A阶段。

1.4 溶蚀作用

溶蚀作用普遍发育, 使原生孔隙保存较好的砂岩储集性能又得到进一步改善。

1.4.1 长石溶蚀

长石易沿解理缝破裂, 为溶蚀提供了先决条件, 大多数长石被溶蚀得参差不齐(图版I-4), 甚至完全溶空形成长石铸模孔及较大的孔洞, 因而长石含量较高的石英砂岩, 如塔中4井上部的CI油组(长石含量高达15%~17%), 普遍溶蚀产生大量次生溶孔, 孔隙度为20%~25%, 渗透率达几百个毫方微米, 均高于下伏东河砂岩。因此, 长石含量高低是影响储集性能的一个因素。

1.4.2 石英的溶蚀

石英的溶蚀表现为边缘呈蚕蚀状(图版I-5)。尽管石英的加大边很薄, 但平整的边界也破坏得凸凹不齐(图版I-1), 说明溶蚀作用是在硅质胶结作用之后发生的。

石英溶蚀后原生粒间孔进一步扩大产生粒间溶蚀扩大孔, 形成次生原生混合型孔隙。

1.4.3 岩屑的溶蚀

主要表现为燧石岩屑的溶蚀。燧石岩屑由<0.02 mm的石英粒组成, 这些微粒溶解消失使岩屑残缺不全, 产生粒内孔和边缘溶蚀扩大孔。其它类型的岩屑局部也受到溶解, 但程度较轻。

此外, 晚期充填的含铁方解石也受到局部溶解。

1.5 碳酸盐矿物的交代充填作用

碳酸盐矿物胶结沉淀作用特点如下:

(1) 早期碳酸盐胶结不发育, 砂岩原生孔隙保存完好, 没有环绕颗粒生长的纤维状方解石矿物, 更不见有世代结构。笔者认为主要与粒间孔隙水的高矿化度有关。塔中4井CⅢ油组

地层水矿化度为 $60000 \times 10^{-6} \sim 74000 \times 10^{-6}$, 6井为 $119000 \times 10^{-6} \sim 124000 \times 10^{-6}$, 10井较低为 24000×10^{-6} 。CI油组各井矿化度比CⅢ油组高, 如塔中4井CI油组3243.5~3249.5m矿化度为 123500×10^{-6} 。地层水的高矿化度主要与古沉积环境有关。晚石炭世时, 古气候炎热干燥, 海水强烈蒸发浓缩, 出现了大范围的白云岩、膏盐沉积, 消耗了大量的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 CO_3^{2-} 、 SO_4^{2-} , 使得沉积物粒间孔隙水富含 Cl^- , Na^+ , 不足以生成早期碳酸盐胶结(局部除外)。

与此同时, 这种高矿化度的孔隙水偏碱性 ($\text{pH} > 7$), 阳离子活度系数高, 不利于硅胶胶体和蛋白石胶体溶液的保存, 导致早期石英次生加大微弱, 原生孔隙保存较好。

(2) 中晚期的碳酸盐矿物以含铁方解石和铁白云石充填交代为特征。含铁方解石晶粒较粗大, 呈它形连晶体, 解理纹清晰, 集合体呈星点状、斑块状、条带状。铁白云石呈自形菱面体充填于孔隙之中, 粒径为 $0.2 \sim 0.5 \text{ mm}$, 解理纹清晰(图版I-6)。

碳酸盐岩矿物形成于晚成岩期, 其证据有: 第一, 石英砂岩普遍具溶蚀特征, 尤其在方解石胶结的部位, 石英的溶蚀非常强烈, 边缘残缺不齐甚至呈残骸状被包裹于方解石连晶体中, 说明方解石是在石英溶蚀之后形成的。而且在方解石沉淀的同时不断地交代石英, 加速石英的溶蚀消失。第二, 含铁方解石和铁白云石分布有限, 多呈星点状出现。

塔中4井区CⅢ油组含铁方解石含量低, 仅局部出现, 一般 $< 5\%$, 局部高达 $12\% \sim 13\%$, 正是由于晚期碳酸盐胶结物不太发育, 才使高孔高渗优质储层在较晚期仍保存较好。塔中6井含铁方解石胶结较发育, 方解石含量一般 $5\% \sim 10\%$, 局部高达 17% , 且粘土杂基含量也高, 因而物性较差。塔中10井CⅢ油组以铁白云石为主, 含量 $2\% \sim 8\%$ 不等, 最高 13% , 常与含铁方解石共生且交代方解石。

1.6 硫酸盐、岩盐胶结作用

硫酸盐胶结物为石膏、硬石膏及重晶石, 岩盐所见为石盐。重晶石沉淀仅塔中4井CⅢ油组中偶见, 为板柱状集合体, 呈团块状分布, 属于成岩中晚期的充填交代。石膏和石盐在塔中10井CⅢ油组分别以细小柱状、纤维状充填于孔隙中和以溶蚀残余状与粘土矿物共生于孔隙中。它们分布有限, 含量甚微。

2 成岩阶段

2.1 阶段划分及主要标志

在研究成岩作用的基础上, 结合生油岩有机质热演化史、镜煤反射率 (R_o)、包裹体测温及磷灰石裂变径迹资料, 将塔中地区石炭系碎屑岩成岩阶段划分为早期成岩阶段和晚期成岩阶段。早期成岩阶段分为A、B两期, 晚期成岩阶段分为A、B、C三期。每个阶段的特点见图2所示。

2.2 讨论

各种分析资料表明, CI油组处于晚成岩 A_1 期, CⅢ油组逐步向 A_2 期过渡。

塔中1井 R_o 为 0.7% 左右, 从粘土矿物分带来看, 3300 m 左右是伊/蒙混合层大量转化

成岩阶段		古地温 (°C)	有机质演化		泥质岩 I/S中 S层 %	泥质岩 层类型	粘土包壳	机械压实	压溶	黄铁矿	次生加大	溶蚀作用	高岭石	伊利石	绿泥石	含铁方解石	铁白云石	硫酸盐
期	亚期		R° %	成熟阶段														
早成岩期	A	60	0.4	未成熟	> 70	无序混层												
	B	70~80	0.5	半成熟	50	有序混层												
晚成岩期	A ₁	120	1.0	成熟	35	有序混层												
	A ₂	160	1.3	高成熟	20	有序混层												
岩期	B	180	2.0	凝析油	15	伊利石带												
	C			气	< 15	伊利石带												

图2 成岩阶段划分图

的部位,这里的古地温在100℃左右*。根据磷灰石裂变径迹资料,塔中1井在3098~3103 m、3183~3197 m、3284~3294 m井段所反映的古地温分别为97.5℃、98℃和98.5℃,证明处于生油早期,相当于晚成岩阶段A₁期。

塔中4井CⅢ油组R₀值在1.0%左右,混层粘土矿物中蒙脱石层含量介于20%~25%之间,有机质处于中成熟后期,并向高成熟转化,处于晚成岩阶段A₂初期。上部CⅠ油组R₀小于1.0%,处于A₁期。

塔中10井CⅠ油组3905 m所测泥岩R₀为1.23%,为这几口井中最高者。方解石所含包裹体所测古地温为121.9~130.4℃,表明正处于晚成岩A₂晚期,CⅢ油组缺乏反映古地温的资料,但由于埋深较CⅠ油组大,其成岩阶段属于晚成岩A₂晚期并逐渐向B期过渡。

3 成岩发育史与孔隙演化

根据成岩作用特征,结合构造演化史、有机质热演化史,概括其成岩作用序列与孔隙演化模式(图3)。

早成岩A期(主要为石炭、二叠纪),沉积物埋深小于1000 m,成岩作用以机械压实排出粒间孔隙水,孔隙剧减为特征。根据现代沉积观察和实验模拟认为^[1],分选好或较好的砂其原始孔隙度为40%~45%,随着上覆沉积物的加厚,孔隙度可降低约10%~15%。

早成岩B期,沉积物埋深1000~2500 m左右,经历了三叠、侏罗、白垩和第三纪,约227 Ma。在此期间塔中地区三叠纪末和白垩纪末发生了两次抬升剥蚀,其中白垩纪地层完全被剥蚀掉,沉积物一直处于浅埋藏阶段。塔里木盆地古地温场发展历史是逐渐变冷的过程*,在塔中地区晚古生代地温梯度为3℃/100 m,中生代为2.2℃/100 m,第三系之后为2℃/100 m。低的地温场使成岩作用发展缓慢;粒间孔隙水不能提供生成石英次生加大和早期碳酸钙沉淀

* 谢觉新等,塔里木盆地古地温热演化史及油气评价,中国科学院地球化学研究所,1992

的足够物质,使原生孔隙未被充填。此阶段成岩作用仍以机械压实的孔隙缩小为特征,伴随着长石、石英的破裂和局部的微弱压溶作用。在第三纪深埋前,孔隙度可由早成岩阶段的30%降低为15%左右(图3)。

新生代的喜山运动使塔中地区再次下降接受沉积,尤其在新三纪(N)盆地沉降幅度大,接受近2000 m的沉积,石炭系处于深埋藏阶段。随埋深增加,古地温升高,干酪根热裂解释放大量有机酸,进入Surdam所划分的强成岩带^[2],相当于晚成岩A₁期。强烈的溶蚀作用使孔隙度提高5%~8%。在80~120℃范围内,有机酸生成构成高峰;当古地温>100℃时,有机酸开始热解为CO₂和CH₄,含量缓慢降低,温度达120~160℃范围时,有机酸大幅度降低,溶蚀作用程度减弱。相反P_{CO₂}分压升高,进入亚铁碳酸盐沉淀带,相当晚成岩A₂期,孔隙由于被碳酸盐矿物充填,有所降低。

根据前述对塔中各井成岩阶段的划分,塔中4井R₀为1.0%左右,CⅠ油组正处于晚成岩A₁期,孔隙度在深埋前15%的基础上,增加了5%~8%,现今应为20%~23%。CⅡ油组处于晚成岩A₁期向A₂期过渡阶段,局部有含铁方解石胶结,孔隙度提高约4%~5%,现今孔隙度应在18%~20%之间。

塔中10井区成岩作用演化和孔隙演化与4井区有所不同。晚古生代塔中低隆古地貌格局为东高西低,因而该区沉积厚度大,埋深增加快。到白垩纪时,埋深已达2500 m,有机质开始进入生油门限。第三系深埋后,有机质大量成熟,使10井区成岩强度比4井区要强。CⅠ油组R₀为1.22%,处于晚成岩A₂期;CⅡ油组处于A₂末期逐渐向B期过渡。故CⅡ油组含铁方解石胶结在含砾砂岩段可达10%~15%,向下出现铁白云石交代含铁方解石含量3%~10%,同时石英次生加大又再次发育。因而孔隙度稍低于4井区,一般为15%左右。

缺失东河砂岩的各井,上石炭统CⅠ油组正处于晚成岩A₁期,砂岩孔隙度普遍较高,TZ1井为17%~19%,TZ3井为20%~24%,TZ2井、17井为15%~23%。

塔中石炭系碎屑岩孔隙演化有两个特点:

(1) 低的地温场和长期浅埋以及孔隙水的高矿化度使得机械压实和早期胶结作用弱,原生粒间孔隙得以最大程度地保存。

(2) 塔中石炭系现埋深3000~4000 m,处于有机酸生成高峰期,溶蚀作用使原生粒间孔隙扩大,并产生次生孔洞,岩石储渗性能进一步提高,形成了高孔高渗深埋优质储层。

4 结论

(1) 塔中石炭系碎屑岩成岩作用以粘土矿物转化、溶蚀发育,压实、石英次生加大微弱,

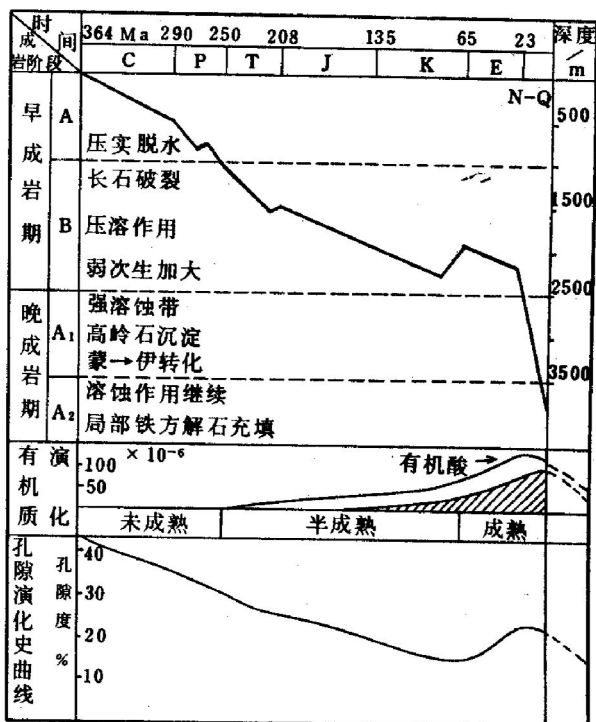


图3 塔中4井区石炭系碎屑岩成岩作用与孔隙演化模式图

早期碳酸盐胶结缺乏, 晚期亚铁碳酸盐局部充填为特征。

(2) 塔中各井(塔中10井除外) C₁ 油组处于晚成岩 A₁ 期, C₂ 油组向 A₂ 过渡, 正是有机酸生成高峰、溶蚀作用发育期。

(3) 孔隙演化表明, 孔隙在原生粒间孔保存较好的基础上, 次生孔隙进一步发育, 形成高孔高渗深埋优质储层。

参 考 文 献

- 1 郑浚茂等. 碎屑储集岩的成岩作用研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1989. 53~61
- 2 Surdam R C, Crosseg L J, *et al.* Organic - inorganic interactions and sandstone diagenesis. *Bull. AAPG*, 1989, 73 (1): 1~23

DIAGENESIS AND PORE EVOLUTION OF CARBONIFEROUS CLASTIC ROCKS IN CENTRAL TARIM

Zhai Yonghong Liu Shengguo Guo Jianhua Xiao Chuantao

(Jiangnan Petroleum Institute, Jingsha, Hubei)

Luo Chuanrong

(Comprehensive Research Institute of Petroleum Geology MGMR, Jingsha Hubei)

Abstract

Carboniferous clastic rocks in Central Tarim Basin are characterized by clay mineral transformation, well-developed dissolution, weak compaction and quartz secondary enlargement, lacking of carbonate cementation in early stage and local carbonate filling in late stage. Primary porosity was preserved to the maximum value of about 15%. The Carboniferous sequences drilled in Central Tarim are now in the late diagenetic stage (containing A₁ and A₂ stages). This stage is considered to be the peak period of organic acid production, and dissolution is intensive. This could considerably improve the primary porosity (increasing to 20%~23%), thus forming high porosity and high permeability reservoirs.