

致密砂岩气藏储层成岩流体演化与致密成因机理

——以四川盆地上三叠统须家河组为例

朱如凯^{①*}, 邹才能^①, 张鼎^①, 王雪松^①, 程荣^②, 刘柳红^①, 周川闽^①, 宋丽红^①

① 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083;

② 中国石油西南油气田分公司蜀南气矿, 泸州 646001

* E-mail: zrk@petrochina.com.cn

收稿日期: 2008-02-03; 接受日期: 2008-06-07

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB209502)、大型油气田及煤层气开发科技重大专项(编号: 2008ZX05001)和中国石油天然气股份有限公司“十一五”重大科技攻关项目(编号: 07-01A-01)资助

摘要 四川盆地上三叠统须家河组储层在岩石学上表现为低成分成熟度、低胶结物含量和结构成熟度中等的“两低一中”特征, 总体储层物性较差, 属低孔低渗和特低孔特低渗储层, 局部发育有少量中孔低渗储层. 根据各成岩矿物共生组合关系, 可以确定成岩矿物由早到晚形成的相对顺序: 早期方解石(泥晶菱铁矿)→石英 I 期加大→绿泥石薄膜→长石、岩屑溶解→绿泥石孔隙衬边→石英 II 期加大(加大、剩余粒间孔、粒间溶孔充填石英)→溶蚀作用→石英 III 期加大(粒间溶孔、粒内溶孔中充填石英)→连晶(含铁)方解石→白云石→铁(方解石)白云石→后期溶蚀作用→石英、方解石脉形成. 机械压实作用是使本区岩石固结成岩最主要的因素, 石英 II, III 期加大作用是使本层砂岩致密化的另一个重要原因. 长期封闭条件下成岩流体只对长石和部分岩屑进行溶解, 而粒间的胶结物如石英、碳酸盐则未发生溶解, 使已致密化的须家河组砂岩孔隙度改变不大, 这是须家河组砂岩最终保持致密化的又一个原因. 有机质大规模生烃发生在第 II 期石英加大后, 烃类选择性进入相对有利的储层中形成致密砂岩烃类气藏.

关键词

成岩流体
致密储层
四川盆地
须家河组
包裹体

致密砂岩气藏是指孔隙度低($<12\%$)、渗透率比较低($0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)、含气饱和度低($<60\%$)、含水饱和度高(40%)、天然气在其中流动速度较为缓慢的砂岩层中的天然气藏^[1]. 致密砂岩气藏几乎存在于所有的含油气区, 气储量巨大. 据估算, 目前世界上现今技术可开采的致密砂岩气储量为 $(10.5 \sim 24) \times 10^{12} \text{ m}^3$, 居非常规天然气之首^[2]. 我国致密砂岩气藏分布领域广泛, 类型多样, 在四川、鄂尔多斯、吐哈、松辽、准噶尔南部、塔里木西南、楚雄和东海等盆地和地区皆有分布^[3]. 致密砂岩气藏成藏复杂, 勘探难度大, 其中储层致密化成因机理及储层致密时间与烃源岩热演化生排烃高峰期的配置关系是最为关键的问题.

大多数研究者已认识到, 储层质量在空间和时

间上的变化受众多因素控制; 沉积盆地的性质和沉积环境控制了沉积物的组成、岩石的结构和原生孔隙^[4]. 储层成岩作用是一个十分复杂的地球化学过程, 受构造演化、沉积作用、矿物、盆地热流性质、流体运移及成岩环境中物理化学条件等多种因素控制, 最关键的是矿物与孔隙流体之间的相互作用条件、方式及随之发生的迁移方向、途经与沉淀位置等. 流体流动是影响成岩作用的关键因素^[5-13], 主要表现在两个方面: 一是基于水/岩反应的古流体恢复, 二是盆地成岩定量化研究. 20 世纪 90 年代流体热的兴起, 使人们认识到流体在世界上许多大型和超大型矿床的成矿作用中发挥了巨大的作用. 近年来, 随着油气储层成岩作用与油气成藏研究的不断深入, 人们也在

不断探索盆地流体类型、流体动力学与成岩演化及油气成藏的关系, 认为活动热流体具有重要的石油地质意义^[14-16]. 对于古流体与成岩作用的关系探讨, 以前人们更多的是以地层水分析资料为基础, 但现存的油田水已经过后期的各种改造, 并不能代表古水体的特性. 而流体包裹体测温和成分分析及自生矿物的微量元素分析和同位素分析可以判断沉积成岩和成藏作用发生时的流体特征和古地温梯度, 恢复成岩环境、判断成藏和成岩作用发生的时间和流动速率, 从而得出沉积盆构造运动演化、成岩作用和油气运移的时序, 确定流体流动模型^[17-28].

四川盆地上三叠统须家河组油气勘探开始于 20 世纪 40 年代, 至今已发现了中坝、平落坝、八角场和广安等气田, 还钻遇柘坝场、老关庙、安岳-通贤、潼南等一批重要含气构造, 显示出良好的勘探前景和潜力^[29-31]. 须家河组产层埋深在 2000~5200 m 之间, 成岩作用强, 储层非常致密, 总体为低孔、低渗或特低孔、特低渗储层. 该套储层为什么致密, 什么时间致密, 是先致密后成藏还是先成藏后致密, 这些是制

约油气成藏研究与勘探部署急待解决的问题. 本文根据四川盆地上三叠统须家河组不同层段、不同地区碎屑岩包裹体古温度的测定、阴离子浓度的测试, 阐明阴离子浓度变化趋势和古流体演化规律, 进而探讨流体演化与储层致密化成因机理及与储集性的关系, 对于我国油气储层评价研究和勘探开发致密砂岩气藏具有重要的理论与现实意义.

1 地质背景

四川盆地是一个菱形构造兼地貌盆地, 以龙门山断裂为西界, 七曜山断裂为东界, 城口断裂为北界, 峨眉-瓦山断裂为南界, 面积约 180000 km². 盆地向西依次为龙门山逆冲推覆带和松潘-甘孜褶皱带, 北邻秦岭构造带的米仓山-大巴山逆冲推覆带. 盆内被划分为川西坳陷带、川东北坳陷带、渝东-川东南坳陷带和川中隆起带 4 个二级构造单元, 具有以川中古隆起为中心, 被坳陷带半包围的“三坳围一隆”的构造格局, 此构造格局始终控制着四川盆地晚三叠世须家河组沉积期至早白垩世的古地理面貌相带展布格局和油气成藏规律^[29,31,32](图 1). 须家河组自下而上

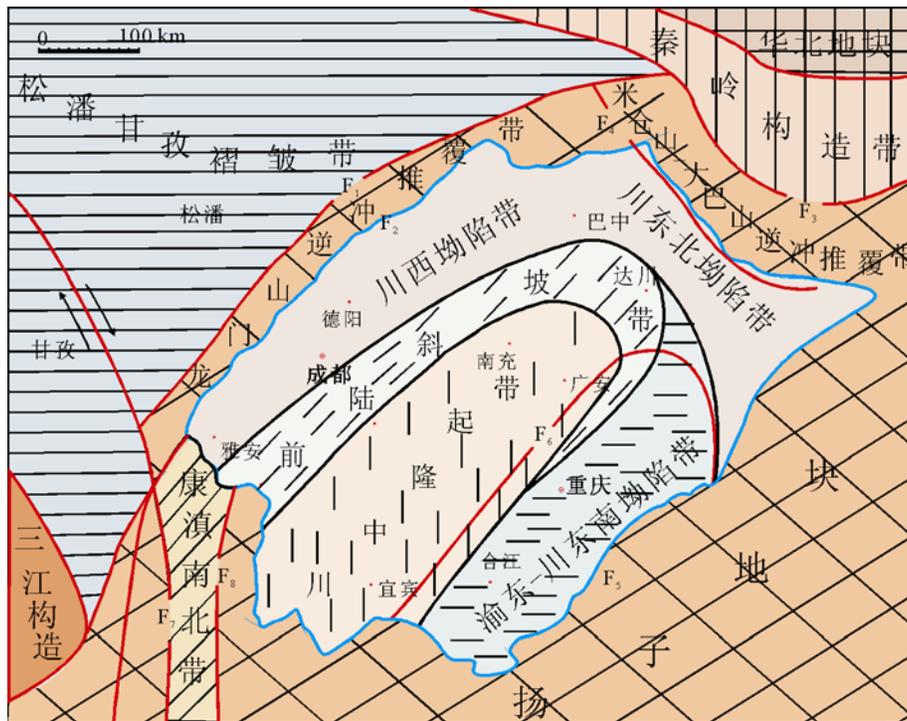


图 1 四川盆地构造位置图

F₁, 龙门山断裂带; F₂, 彭灌断裂带; F₃, 城口断裂带; F₄, 巫溪-铁溪断裂带; F₅, 七跃山断裂带; F₆, 华莹山断裂带; F₇, 小江断裂带; F₈, 普雄断裂带

划分为须一段至须六段($T_3x^1 \sim T_3x^6$)6 个岩性段; 岩性为黄灰色砾岩、含砾砂岩、砂岩、粉砂岩和泥岩夹煤层, 在垂向剖面上, 砂岩与泥岩常组成以砂岩为主的不等厚韵律层, 厚数百米至近千米^[33,34]. 须家河组除须一段局部发育海陆交互沉积外, 其余各段均属于陆相沉积, 从盆缘近物源区至盆地沉降-沉积中心区沉积相依次为冲积扇相、扇三角洲相、河流相、河流三角洲相以及湖泊相(图 2).

2 样品分布与实验方法

样品均采自钻井岩心, 分别为盆地西部的中 46 井、柘 2 井、龙 9 井、角 42 井、平落 3 井、邛西 1 井、平 1 井, 川中-川南的岳 2 井、合川 1 井、充深 2 井、鲜渡 1 井、营 21 井、广安 1, 101, 102, 106, 109, 5, 13, 14, 15, 16, 18 井(图 3), 层位主要为须家河组二、四、六段. 样品采集完成后, 首先对样品进行铸体切片, 应用 Leize 显微镜进行样品的微观组成特征分析, 确定岩样中各组成成分的含量, 观察成岩自生矿物的生成顺序和孔隙结构特征; 结合扫描电子显微镜、阴极发光分析、X 衍射分析、碳酸盐胶结物碳、氧同位素分析, 进一步明确成岩演化序列. 在此基础上, 选取典型样品进行包裹体均一温度测定和包裹体成分的分析, 实验所用拉曼仪为法国 JY 公司产的 JY-1000 显微激光拉曼光谱仪, 激光 514.532 nm, 束斑 1~5 μm , 测试时间 30 s.

3 须家河组储层岩石学特征

须家河组储层在岩石学上表现为低成分成熟度、低胶结物含量和结构成熟度中等的“两低一中”特征. 成分成熟度指数一般在 0.32~2.45 之间, 最高可达 6.14. 石英含量一般在 24%~70%之间, 最高可达 86%; 长石含量一般在 0.5%~18%之间; 岩屑含量一般在 12%~65%之间, 最高可达 75.5%, 岩屑成分主要为火山岩岩屑和变质石英岩岩屑, 有少量沉积岩岩屑、低级变质岩岩屑. 储层分选性较好至中等, 颗粒支撑, 磨圆度为次圆. 泥杂基含量低一般小于 2%; 胶结物含量一般为 5%~6%, 最高可达 15%; 成分主要为绿泥石、硅质、(含铁)方解石、(铁)白云石、泥晶菱铁矿, 对储层物性影响较大的为绿泥石、硅质、方解石.

4 须家河组储层成岩作用与成岩演化序列

成岩作用是控制储层质量的重要因素, 根据显微镜下储层岩石成岩特征观察、扫描电子显微镜、阴极发光分析等分析, 四川盆地须家河组在漫长的地质历史过程中经历了机械压实和压溶作用、胶结作用、溶解作用等一系列的成岩反应, 形成了现今储层非均质性强的特点.

机械压实和压溶作用为本区最重要的成岩事件之一, 它是使本区岩石固结成岩最主要的因素, 在早成岩期机械压实作用强度最大, 造成沉积物由未接触到点接触、再到线接触, 使岩石由疏松到固结, 损失大量的粒间孔隙. 在中成岩期, 随埋深的增加, 机械压实作用进一步增强, 将在中成岩作用 A 期产生的次生孔隙进一步压实. 此时岩石颗粒呈线-凹凸接触, 偶见缝合线接触, 可见塑性岩屑、斜长石聚片双晶弯曲折断、石英颗粒间的微缝合线接触. 胶结作用总体上不强, 填隙物总量在 5%~6%左右, 最高可达 15%; 胶结物成分主要有硅质、绿泥石、菱铁矿、方解石、含铁方解石、白云石、铁白云石, 局部有少量高岭石, 其中硅质、绿泥石和方解石分布较为常见, 对储层物性影响较大.

溶解作用是本区主要的建设性成岩作用, 溶解的对象通常是长石和火山岩岩屑等. 目前储层中孔隙类型以粒内溶孔为主, 有少量的粒间溶孔、泥质微孔, 局部可见粒间孔.

根据成岩矿物共生组合关系, 可以初步确定成岩矿物由早到晚形成的相对顺序为: 早期方解石(泥晶菱铁矿)→石英 I 期加大→绿泥石薄膜→长石、岩屑溶解→绿泥石孔隙衬边→石英 II 期加大(加大、剩余粒间孔、粒间溶孔充填石英)→溶蚀作用→石英 III 期加大(粒间溶孔、粒内溶孔中充填石英)→连晶(含铁)方解石→白云石→铁(方解石)白云石→后期溶蚀作用→石英、方解石脉形成.

5 须家河组成岩流体组成特征与演化

5.1 灰质砂岩基底式胶结物方解石特征及指示意义

在四川盆地不同区带须家河组中常发育一些灰质砂岩夹层, 具如下显微特征: (1) 薄片碎屑颗粒

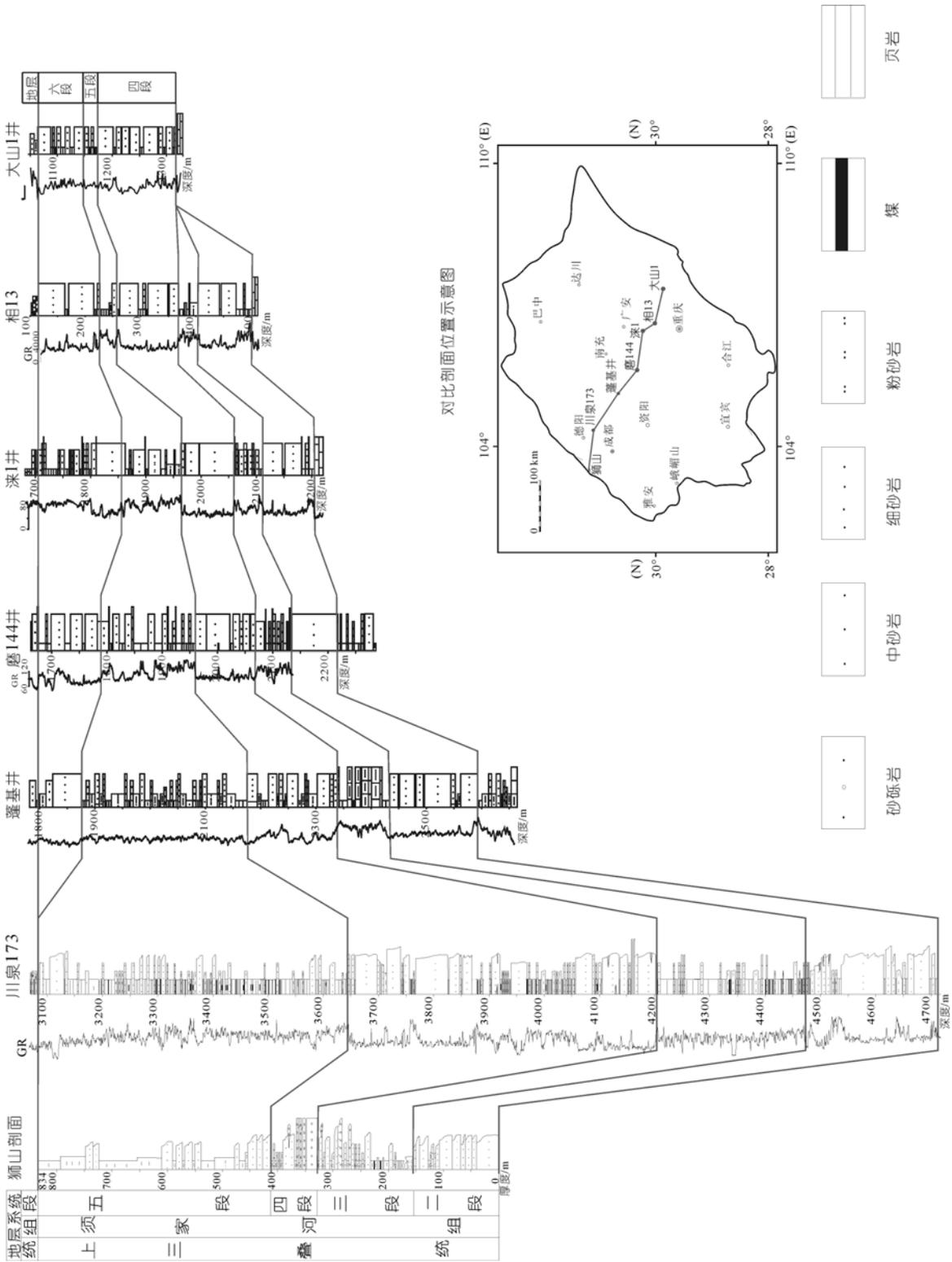


图 2 四川盆地须家河组不同岩性段北西-南东方向对比图

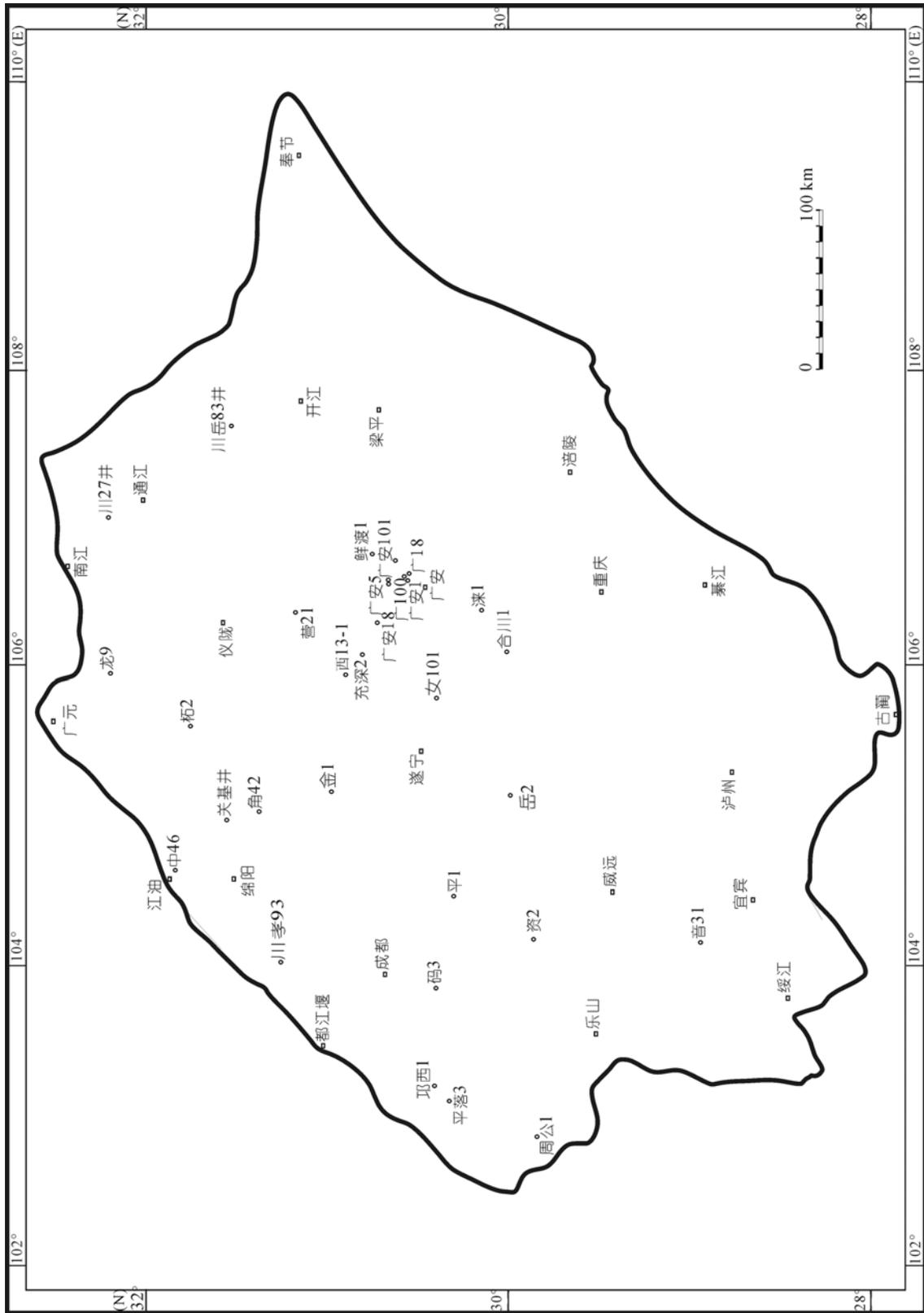


图 3 四川盆地重点井位分布图

呈点或悬浮状分布(图 4(a), (b)), 方解石连晶胶结物呈基底式充填原生孔隙, 除见有少量泥质充填物外, 未见石英加大等胶结物, 显示方解石的胶结物发生在主要的压实作用以前; (2) 长石基本没有溶解或偶有溶解, 未见方解石充填长石溶孔现象, 说明方解石胶结作用发生在长石溶解之前; (3) 方解石胶结物含量多少与粒度和岩屑成分关系较大, 据全区 7 口井 47 个灰质砂岩样品统计, 灰质含量在 15%~35% 之间, 平均为 23.17%, 含量高的样品大多集中在粉细砂岩中及碳酸岩屑含量高的中、粗砂岩和砾岩中; (4) 方解石胶结物中流体包裹体少, 以单相液体包裹体为主, 拉曼测试结果表明, 成矿流体以碳酸盐型为主, 未见有机组分, 说明当时本区未到有机质成熟阶段; (5) 方解石胶结物未见被溶蚀现象。

上述特征表明, 方解石基底式碳酸盐岩胶结物应是未经压实作用的准同生至早成岩阶段早期的产物, 具有很大的负胶结物孔隙度。早成岩阶段方解石的沉淀作用主要与(铝)硅酸盐矿物的水化作用有关。在薄片观察到的长石表面的绢云母化、各种暗色矿物的退色现象均与水化作用有关。水化作用的结果是使成岩作用早期的孔隙流体 pH 由中性或中偏碱性向碱性转变, 并提供各种金属离子, 如 Fe^{2+} , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 等。除早期连生方解石的物质来源与之有关以外, 水化作用也为同生-早成岩阶段菱铁矿的形成提供了物质来源。

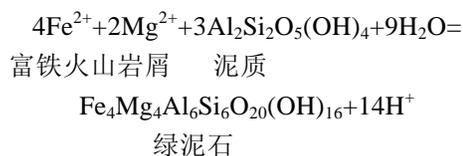
5.2 绿泥石包壳(薄膜)成因推测

须家河组储层绿泥石胶结物含量一般在 1%~3% 之间, 虽只在部分样品中出现, 但它对须家河组储层却有着重大意义。镜下观察具如下特点: (1) 绿泥石呈纤维状垂直颗粒生长或呈薄膜状分布于两期硅质胶结物之间, 形成颗粒包壳, 这种包壳通常是定向和近于等厚的(图 5(a)~(c)); (2) 通常绿泥石薄膜厚约 3~5 μm , 颗粒之间呈点接触处无绿泥石薄膜, 线接触处有不发育的绿泥石薄膜, 说明绿泥石形成于早成岩的压实作用之后; (3) 绿泥石薄膜发育的样品, 杂基、软性岩屑含量少; (4) 无早期大量方解石胶结, 大量的早期方解石胶结使粒间孔隙完全堵塞, 绿泥石失去沉淀的空间; (5) 石英颗粒含量过多或过少都不

易形成绿泥石包壳, 石英颗粒含量过多意味着绿泥石胶结物失去了物质来源, 此时石英加大现象强烈, 石英砂岩类一般不出现绿泥石胶结物; 石英颗粒含量过少, 则岩石受压实作用影响大, 粒间孔隙不易保存; (6) 以火成岩屑(>17%)为主的砂岩易形成绿泥石包壳, 火成岩屑蚀变为绿泥石胶结物提供了物质来源, 同时火成岩屑抗压强度大, 粒间孔隙受压实作用影响较小。

根据以上特点综合判断, 绿泥石环边形成的时候, 机械压实作用已使沉积颗粒进入接触(主要为点接触与线接触)阶段, 并已调整到它们目前的相对位置, 绿泥石环边形成后, 岩石孔隙体积因压实作用的减少是有限的; 绿泥石环边沉淀时间应在大多数长石溶解之前, 常见长石被溶解甚至全部溶蚀形成铸模孔, 但绿泥石膜仍然保留, 因此, 环边绿泥石不仅保护了原生粒间孔隙, 同时也保护了由溶解作用形成的次生孔隙; 绿泥石包膜通过对自生石英成核数量的抑制作用来阻止自生石英胶结物在碎屑石英表面加大生长。但是, 在一些富绿泥石的砂岩中, 仍存在一定量的石英胶结物, 说明石英的胶结作用没有被完全阻止。已有的研究认为, 绿泥石生长一直持续到晚成岩早期甚至更晚阶段, 一旦绿泥石环边形成, 在一些地方会出现绿泥石在原有绿泥石表面继续生长的现象^[35,36]。绿泥石薄膜必须达到一定的厚度才能对石英加大起抑制作用, 因此, 绿泥石薄膜不发育的地方石英加大通常为 III 级, 甚至 IV 级。

绿泥石形成条件之一是富铁的离子含量较高, 薄片观察本区绿泥石包壳发育的砂岩中富含火山岩屑, 说明火山岩屑的蚀变可提供其形成所需的阳离子, 铁离子与岩石中的原有泥质发生反应可转化为绿泥石, 方程式如下:



绿泥石形成条件之二是有一定的门槛温度(90~120℃)。本区绿泥石形成于 I 期石英加大边生长之后和长石溶解之前(图 5(b)), 从其产状来看, 形成时间较早, 应形成于早成岩 B 期-中成岩 A 期。

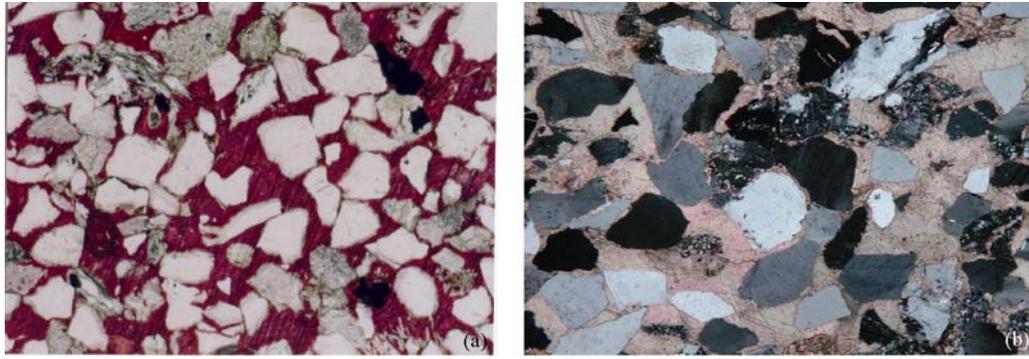


图 4

(a) 广安 101 井, 2223.69 m, T_3x^4 , 单偏染色 $\times 50$; (b) 充深 2 井, 2227.65 m, 正交 $\times 50$

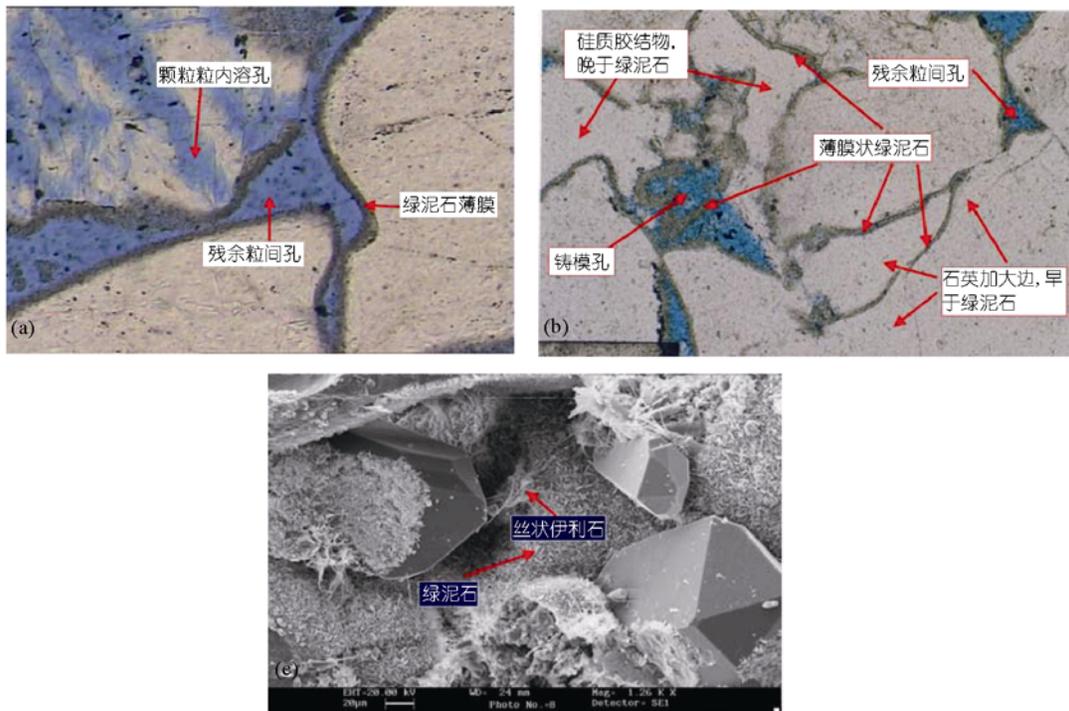


图 5

(a) 广安 101 井, 2061.21 m, T_3x^6 , 单偏 $\times 100$; (b) 广安 1 井, 1928.00 m, T_3x^4 , 单偏 $\times 100$; (c) 广安 101, 2081.2 m, T_3x^6 , SEM $\times 1260$

5.3 石英胶结物流体包裹体特征及形成环境

须家河组砂岩中石英加大现象极为普遍, 加大边厚度通常为 0.05~0.3 mm, 且见到两次加大和两次自生石英发育现象, 第 II 期和 III 期石英次生加大普遍, 表明硅质沉淀具有阶段性. 第 I 期石英加大边不甚发育, 仅在少数石英颗粒发育窄的加大边或自形晶面(图 6(a)), 并被绿泥石包壳包裹, 可见其在绿泥石包壳形成前就已形成, 根据包裹体温度测定, 温度区间为 60.3~79.4 $^{\circ}C$, 平均温度为 73.9 $^{\circ}C$; 第 II 期加

大边普遍, 发育自形晶面, 有时见石英小晶体(图 6(b)), 包裹体均一温度区间为 79.9~110.9 $^{\circ}C$, 平均温度为 92.9 $^{\circ}C$; 第 III 期自生石英多呈镶嵌状和缝合接触, 自形晶面基本消失, 包裹体均一温度区间为 83.3~147.5 $^{\circ}C$, 平均为 100.4 $^{\circ}C$; 第 II, III 期石英加大边发育在绿泥石包壳形成之后; 第 IV 期石英主要以脉体形式出现, 包裹体均一温度为 125.9 $^{\circ}C$ (表 1).

通过对石英胶结物内流体包裹体拉曼测试(表 2), 发现各地区各期次内流体包裹体的无机组分特征相

表 2 须家河组储层砂岩不同期石英加大边内流体包裹体拉曼分析

井号	井深/m	层位	期次	SO ₄ ²⁻ /%	NO ₃ ⁻ /%	HCO ₃ ⁻ /%	CO ₃ ²⁻ /%	CO ₂ /%	SO ₂ /%	C ₃ H ₈ /%	CH ₄ /%	C ₂ H ₆ /%	盐度/%
邛西 1	4247.07	须二	I	0.10	0.65	0.75	0.27	2.17					3.94
充深 2	2230.70	须四	I			0.33	0.40	1.07					1.80
岳 2	2111.88		I			0.96	0.65	0.68			0.21		2.50
广安 102	1979.00	须六	I	0.21		0.80		0.87	0.73				2.61
邛西 1	4178.56	须二	II			6.56	2.93	2.54			0.36	1.91	14.3
邛西 1	4201.95		II			0.54	0.88	0.27			0.35	0.69	2.73
邛西 1	4233.69		II								1.68		1.68
龙 9	3543.20		II	0.41	0.43	0.28	0.28	0.77					2.18
充深 2	2228.88	须四	II				0.00	0.29		0.16	0.18		0.63
岳 2	2111.88		II				0.49	0.71			2.30	4.56	8.06
广安 16	2358.86	须六	II	0.13	0.16		0.40	0.74			0.99		2.42
广安 18	2143.86		II	0.26	0.93		3.75				1.02		5.97
岳 2	1808.70		II		0.29	0.46	0.26	2.12			0.11		3.25
邛西 1	4176.04	须二	III		0.00	2.93	0.79	2.26	0.00		2.01	5.91	13.90
邛西 1	4178.56	须二	III		0.00	0.65	0.64	0.00	1.29		1.45	3.54	7.57
龙 9	3474.20	须二	III	0.23	0.14	0.61	0.89	0.31	0.00		8.48		10.66
广安 18	2143.86	须六	III				0.60	0.32			1.66	8.22	10.80

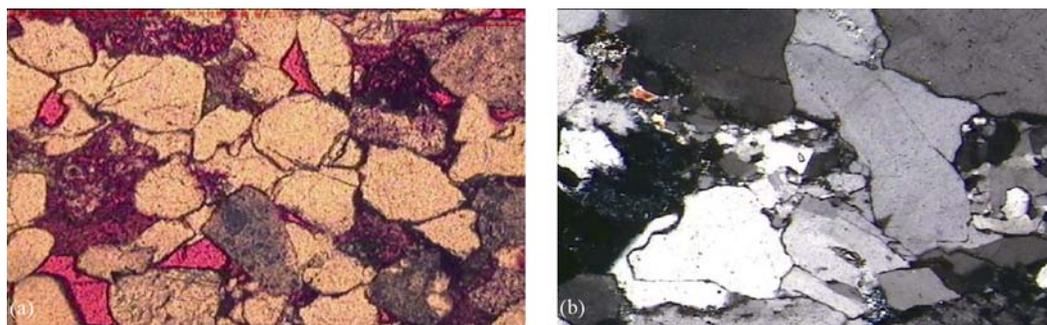


图 6

(a) 充深 2 井, 2231 m, 第 I 期石英加大边, 单偏×50; (b) 邛西 1 井, 4201 m, 第 II 期加大, 正交×100

故第 II 期和第 III 期石英胶结物中硅离子一部分来源于长石的溶解作用, 形成于早成岩 B 期到中成岩 A 期, 另一部分来源于石英颗粒的压溶作用。

5.4 晚期碳酸盐胶结物和脉体流体包裹体特征及形成条件

除早期方解石胶结物外, 储层中还有少量的铁方解石、白云石等碳酸盐胶结物。铁方解石胶结物常呈斑块状充填于粒间孔隙和溶蚀孔隙, 一般含量小于 2%, 常交代已溶蚀的长石残余和硅质。白云石通常为菱形晶粒状, 常在大量的方解石胶结物中以个别的自形晶出现, 这种产状反映了白云石可能是镁离子的出溶作用产物, 而不是外部来源, 应为中成岩 B 期产物。铁白云石呈星点状分布, 交代后期硅质胶

结物和长石(图 7), 说明形成于中成岩 B 期, 交代作用形成时间和方解石胶结物形成时间一致。

铁方解石胶结物和白云石胶结物内包裹体均一温度为 81.5~105.8℃, 平均 93.03℃, 盐度较高为



图 7 西 13-1 井(2450.87 m)铁白云石交代长石(正交×100)

9.4%~18.07%, 同时富含有机组分(表 3), 可见此时成岩流体为高盐度含有机酸的流体. 由拉曼分析结果来看, 碳酸盐胶结物内流体包裹体的无机组分与石英加大边内流体包裹体组分没有太大差别, 可见此时须家河组储层砂岩还是一个封闭体系, 没有外来流体的混入, 只是随着成岩作用加深, 储层砂岩内流体因长石和岩屑的不断溶解, 使成岩流体内盐度增高、和有机组分增加. 白云石和一些含铁较高的碳酸盐矿物主要沉淀于相对晚期的成岩阶段, 其含量相对较低(平均不到 1%), 具有较好的菱形晶体, 并经常占据长石溶解空间, 其物质来源主要与长石(尤其是斜长石)的溶解和黏土矿物的转化有关. 另外须家河组裂缝内常见有方解石、石英或石英与方解石充填或半充填, 其形成温度高达 120℃; 脉体内流体包裹体中含有 CO 和 H₂S(表 3), 二者在前面的成岩胶结物包裹体中未见, 说明脉体形成时, 流体中可能有外来水的混入. 另外, 脉体中盐水包裹体的有机组分含量高, 且脉体内含有大量气烃包裹体, 这与喜马拉雅期须家河组已到生烃高成熟阶段、大量有机组分进入储层有关.

6 须家河组储层孔隙演化与致密成因机理探讨

根据 200 余口井、20 条野外剖面共计 36000 多个样品的物性资料分析, 须家河组储层平均孔隙度为 4.77%, 最小 0.1%, 最大 18.27%, 储层平均渗透率为 $0.19 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 最小低于 $0.001 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 最大可达 $50 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 以上(有裂缝发育时). 总体上储层物性较差, 属低孔、低渗和特低孔、特低渗储层, 局部

发育有少量中孔低渗储层. 储层孔隙度、渗透率之间相关性较差, 相关系数 R^2 仅为 0.27, 表明渗透率大小不仅与总孔隙多少有关, 更主要受孔隙结构、裂缝发育状况控制. 下文根据前述自生矿物成岩关系、流体包裹体均一温度及成分分析, 结合本区构造演化史、油气生成史, 在须家河组储层成岩孔隙演化过程分析的基础上, 探讨须家河组储层致密成因.

根据对四川盆地不同区带钻井岩心样品的镜质体反射率测定, 镜质体反射率值在 0.71%~1.62% 之间. 黏土矿物 X-衍射分析结果表明, 黏土矿物有伊利石、绿泥石、伊蒙混层、高岭石, 其中伊利石相对含量为 17%~85%, 平均 58.2%; 绿泥石相对含量为 0~73%, 平均 24.5%; 伊蒙混层相对含量为 2%~65%, 平均 14%, 蒙皂石层在伊蒙混层中所占比例大多小于 15%; 高岭石相对含量为 1%~51%, 平均 7.5%, 主要分布于川西地区. 扫描电子显微镜分析伊利石多为丝发状, 绿泥石多为叶片状. 据此, 根据中华人民共和国石油天然气行业标准(SY/T5477-2003), 综合判断四川盆地须家河组碎屑岩储层目前处于中成岩 A-B 期. 在地质历史时期, 须家河组经受了 4 个成岩阶段变化: 准同生期与早成岩 A 期、早成岩 B 期、中成岩 A 期、中成岩 B 期, 沉积作用、成岩作用和构造作用以及烃类充注等多种因素综合控制了其储集性能.

6.1 准同生期与早成岩 A 期储层孔隙演化

四川盆地须家河组为一套成分成熟度较低而结构成熟度较高的陆源碎屑岩, 储层砂岩中颗粒多为次棱至次圆, 分选性以中等为主; 人工混合人工填积湿砂实验表明^[37], 原始孔隙度与粒度无关, 但随分选

表 3 须家河组储层砂岩碳酸盐胶结物及脉体流体包裹体拉曼分析

井号	井深/m	层位	赋存矿物	SO ₄ ²⁻ /%	NO ₃ ⁻ /%	HCO ₃ ⁻ /%	CO ₃ ²⁻ /%	CO ₂ /%	SO ₂ /%	C ₃ H ₈ /%	CH ₄ /%	C ₂ H ₆ /%	SO ₄ ²⁻ /%	盐度/%
邛西 1	4201.95					2.20			3.11					5.31
邛西 1	4233.69			2.78		2.33		2.34				1.81		9.25
龙 9	3482.00	须二	方解石胶结物	0.59	1.25	0.92		0.56	1.02			0.40		4.74
平落 3	3659.30			4.50		3.99	3.12	5.85	4.95			3.87		26.27
柘 2	4172.00				2.24	1.25		2.11	3.18			0.36		9.13
岳 2	2058.19	须四	方解石胶结物	1.07	1.59			3.35	0.92			1.07		8.00
岳 2	1815.37	须六		2.90		4.33		3.58	2.45			1.69	4.53	19.47
龙 9	3482.00	须二	白云石胶结物	0.66		0.95		0.97				0.94		3.52
合川 1	1928.67	须五	方解石脉	0.30	0.52	0.39		0.17	0.25			0.32		1.95
合川 1	1929.26			0.53	0.58	1.32	0.59	0.00	0.73	0.17	0.25	0.25	2.10	6.51
邛西 2	3795.91	须二	石英脉	0.67	1.12	1.87		0.93	0.67			1.22	13.04	19.52

性变差而减小, 据此推测须家河组原始孔隙度为 34% 左右. 碎屑组分是储集层物性好坏的物质基础, 统计结果表明研究区内当石英含量低于 35% 时, 储层物性较差(如广安 102 井须六段); 当石英含量超过 75% 左右时, 硅质胶结物含量明显增加一倍以上, 储层物性同样较差(如广安 12 井须六段); 当长石含量低于 1% 时, 储层物性较差(如广安 102 井须六段); 岩屑尤其是塑性岩屑(浅变质岩岩屑、泥岩岩屑、云母片)抗压强度最小, 粒度越细塑性岩屑相对含量越高, 对储层物性影响越大.

早成岩 A 期大致相当于从刚埋藏到埋深约 1000 m 的范围, 温度一般小于 50℃. 主要的成岩作用包括压实作用、早期碳酸盐和绿泥石-水云母衬边的胶结作用. 在一些 pH 相对较高的环境中, 发生早期的方解石胶结作用, 特别是在界面附近粉细砂岩中, 由于粒间孔隙小, 孔隙水交换能力弱, 易造成碳酸盐过饱和, 并可能形成了一些高负胶结物孔隙度的连生方解石胶结物, 构成部分钙质层, 这类钙质层具有较好的成层性. 随着埋深加大, 上覆载荷增加, 孔隙水排出, 压实作用使孔隙度迅速降低, 压实作用是该阶段孔隙度降低最主要的成岩因素; 一般粗砂岩和中粗砂岩相对抗压实作用强, 原生孔隙较多; 中细砂岩、细砂岩与粉砂岩则在成岩早期被强烈压实, 大部分原生孔隙被破坏, 储层物性变得很差. 大致在压实作用使碎屑颗粒间的关系基本固定后, 绿泥石-水云母黏土衬边开始形成, 薄片可见绿泥石-水云母黏土衬边主要分布在物性较好的粗碎屑岩相中. 到该成岩阶段末期, 四川盆地须家河组储层砂岩的孔隙度大致降至 11%~20% 之间, 缺乏孔隙衬边绿泥石砂岩的孔隙度降至 11%~16% 之间, 发育孔隙衬边绿泥石砂岩的孔隙度降至 17%~20% 之间.

6.2 早成岩 B 期储层孔隙演化

此阶段大致相当于 1000~2000 m 的埋深范围, 镜质体反射率为 0.35%~0.5%. 随着埋深加大, 砂岩不断被压实, 砂岩中的颗粒基本呈点-线或线接触, 石英颗粒压溶作用开始, 形成第 I 期石英加大边, 早期的硅质胶结物以马牙状、自形晶加大或加大边窄且连续的形式分布于石英颗粒边缘, 形成于绿泥石薄膜之前, 含量较少, 约 0.5%~1% 左右. 此阶段原生孔隙

度大大降低, 在绿泥石-水云母黏土衬边不发育的砂岩中, 由于强烈的压实压溶作用, 储层物性变得更差, 大部分细砂岩和粉砂岩已变为致密储层; 而绿泥石-水云母黏土衬边发育的中粗砂岩还保留了部分原生余孔, 成为后期酸性水的溶蚀作用通道. 到该成岩阶段末期, 须家河组储层砂岩的孔隙度大致降至 7%~16% 之间, 缺乏孔隙衬边绿泥石砂岩的孔隙度降至 7%~8% 之间, 发育孔隙衬边绿泥石的砂岩仍然具有约 12%~16% 的孔隙度. 同时, 有机质逐渐成熟, 随着孔隙介质 pH 的降低, 砂岩中长石等易溶组分开始溶解.

6.3 中成岩 A 期储层孔隙演化

此阶段大致相当于埋深 2000~3500 m 范围, 镜质体反射率约为 0.5%~1.3%. 由于埋深加大, 温度增高, 有机质脱羧作用形成的富含有机酸的酸性水进入储层, 溶蚀长石、火山岩屑颗粒形成次生溶孔, 酸性水的溶蚀作用是这个时期最主要的成岩作用. 随着长石不断地被溶解和石英压溶作用(尤其是对石英含量高的砂岩层)的继续发生, 成岩流体中 SiO_2 成分过饱和, 形成了较发育的第 II 期石英加大边(多不均匀分布在石英颗粒周边)和第 III 期石英胶结物(多分布在粒间孔隙中), 使原本致密的砂岩孔隙度更小了. 据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, 当大量石英加大作用开始后, 粒间孔隙损失不再取决于压实作用, 而是取决于石英加大的量, 因此, 须家河组较强的石英加大作用是使本层砂岩致密化的一个重要原因.

对于已成致密砂岩的储层来说, 次生溶孔的发育程度决定了储层质量. 溶蚀作用强弱主要与酸性水的来源和运移通道密切相关, 运移通道包括不整合面、层序界面与断裂裂缝带. 溶蚀作用主要针对不稳定组分发生, 如长石、岩屑等常发生粒内溶蚀, 而碳酸盐胶结物溶蚀和粒间溶孔较为少见. 原生残余粒间孔隙越发育, 成岩期越有利于酸性孔隙水的活动, 长石和岩屑的次生溶解亦相对发育, 两者组成复合孔隙的几率较高. 川西地区长期处在封闭条件下, 埋深也相对较大, 成岩流体无机组分上没有变化, 只对长石和部分岩屑溶解, 而对粒间的胶结物如石英碳酸盐不发生溶解, 故使致密化的须家河组砂岩孔

隙度改变不大, 这是须家河组砂岩保持致密化的一个主要原因. 川中-川南地区古埋深相对较浅, 在原始有利沉积相带基础上叠加了积极的溶蚀作用, 使储层质量得以改善. 该阶段也是形成成岩圈闭的主要阶段, 有机质演化进入生烃高峰期, 油气已开始发生大规模运移, 这可以从该阶段石英 II, III 期胶结物包裹体中有机组分含量明显增高得到验证.

6.4 中成岩 B 期储层孔隙演化

此阶段埋深大于 3500 m, 镜质体反射率约为 1.3%~2.0%, 有机质演化进入凝析油和生气阶段. 孔隙流体中很少含有机酸, 孔隙水呈弱碱性、碱性, 成岩流体处于过饱和状态, 这时长石已不再被溶解, (含铁)方解石、(含铁)白云石沉积并交代长石, 储层的孔隙度和渗透率逐渐降低, 储层的储集性能变差. 须家河组储层砂岩的最终孔隙度大致在 3%~12% 之间, 缺

乏绿泥石孔隙衬边的砂岩孔隙度通常在 7% 以下, 发育绿泥石孔隙衬边的砂岩孔隙度通常在 8% 以上, 部分在 10% 以上.

7 结论

综上所述, 机械压实作用是使四川盆地须家河组砂岩固结成岩致密的最主要因素; 石英 II, III 期加大作用是使砂岩致密化的另一个重要原因. 另外, 研究区长期处于封闭条件下, 成岩流体无机组分没有发生变化, 故长期以来只对长石和部分岩屑进行溶解, 而对粒间的胶结物如石英、碳酸盐未发生溶解, 对致密化的须家河组砂岩孔隙度改变不大, 这是须家河组砂岩储层最终保持致密化的又一个原因. 有机质大规模生烃发生在第 II 期石英加大后, 烃类选择性进入相对有利的储层中形成致密砂岩烃类气藏.

致谢 感谢评审专家的建设性意见.

参考文献

- 1 关德师, 牛嘉玉. 中国非常规油气地质. 北京: 石油工业出版社, 1995. 60—85
- 2 李健, 吴智勇, 曾大乾, 等. 深层致密砂岩气藏勘探开发技术. 北京: 石油工业出版社, 2002. 4—8
- 3 董晓霞, 梅廉夫, 全永旺. 致密砂岩气藏的类型和勘探前景. 天然气地球科学, 2007, 18(3): 351—355
- 4 黄思静, 侯中健. 地下孔隙率和渗透率在空间和时间上的变化及影响因素. 沉积学报, 2001, 19(2): 224—229
- 5 纪友亮, 赵澄林, 刘孟慧. 东濮凹陷地层流体的热循环对流与成岩圈闭的形成. 石油实验地质, 1995, 17(1): 8—16
- 6 张枝焕, 常象春, 曾溅辉. 水-岩相互作用研究及其在石油地质中的应用. 地质科技情报, 1998, 19(3): 69—74
- 7 张枝焕, 胡文瑄, 曾溅辉, 等. 东营凹陷下第三系流体-岩石相互作用研究. 沉积学报, 2000, 18(4): 560—567
- 8 刘立, 于均民, 孙晓明, 等. 热对流成岩作用的基本特征与研究意义. 地球科学进展, 2000, 15(1): 583—585
- 9 焦养泉, 武法东, 李思田, 等. 深平盆地成岩作用过程及古热流体幕式运移事件分析. 岩石学报, 2000, 16(4): 615—622
- 10 杨晓宁, 陈洪德, 寿建峰, 等. 碎屑岩次生孔隙形成机制. 大庆石油学院学报, 2004, 28(1): 4—6
- 11 赖兴运, 于炳松, 陈军元, 等. 碎屑岩骨架颗粒溶解的热力学条件及其在克拉 2 气田的应用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(1): 45—53
- 12 王伟庆, 陈菁, 邹丽萍. 东营凹陷成岩作用与孔隙流体活动的关系探讨. 胜利油田职工大学学报, 2005, 19(3): 40—42
- 13 刘建清, 赖兴运, 于炳松, 等. 成岩作用的研究现状及展望. 石油实验地质, 2006, 28(1): 65—77
- 14 周雯雯. 有机包裹体在珠三拗陷油气运移研究中的应用. 地质科技情报, 1998, 19(增刊): 93—99
- 15 王震亮. 盆地流体动力学及油气运移研究进展. 石油实验地质, 2002, 24(2): 99—103
- 16 刘建章, 刘伟, 王存武. 沉积盆地活动热流体类型及其石油地质意义. 海洋石油, 2004, 24(3): 8—13
- 17 Laura J C, Robert L, Matthew W T. Silicilastic Diagenesis and Fluid Flow: Concepts and Applications. Tulsa, Oklahoma: Society for sedimentary Geology, 1996. 1—217
- 18 Ihsan S A, Jeff L, Julie C. Multiple fluid flow events and formation of saddle dolomite: case studies from the Middle Devonian of the Western Canada sedimentary basin. Marine Petrol Geol, 2002, 19: 209—217 [\[DOI\]](#)
- 19 Beate E B, Hans G M. Diagenesis and paleofluid flow in the Devonian Southesk-Cairn carbonate complex in Alberta, Canada. Ma-

- rine Petrol Geol, 2002, 19: 219—227[DOI]
- 20 Andreas S M, Markus W. Diagenesis and fluid mobilization during the evolution of the North German basin—evidence from fluid inclusion and sulphur isotope analysis. *Marine Petrol Geol*, 2002, 19: 229—246[DOI]
- 21 Scotchman I C, Carr A D, Astin T R, et al. Pore fluid evolution in the Kimmeridge Clay formation of the UK outer Moray firth: implications for sandstone diagenesis. *Marine Petrol Geol*, 2002, 19: 247—273[DOI]
- 22 Karsten M, Stefan B. Origin chemistry and flow of formation waters in the Mississippian-Jurassic sedimentary succession in the west-central part of the Alberta basin, Canada. *Marine Petrol Geol*, 2002, 19: 289—306[DOI]
- 23 Matthias G, Hans G M. Saline groundwater in the Munsterland Cretaceous basin, Germany: clues to its origin and evolution. *Marine Petrol Geol*, 2002, 19: 307—322[DOI]
- 24 Tomas M C, Antonio D, Elena V C, et al. The latest post-variscan fluids in the Spanish central system: evidence from fluid inclusion and stable isotope data. *Marine Petrol Geol*, 2002, 19: 323—337[DOI]
- 25 高福红, 于均民. 流体包裹体在成岩作用研究中的应用. *世界地质*, 2000, 19(4): 320—323
- 26 张鼎, 张大江, 张水昌, 等. 在 -170°C 盐溶液阴离子拉曼特征及浓度定量分析. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2005, 35(12): 1165—1173
- 27 张鼎, 张水昌, 李新景, 等. 塔中 117 井储层烃包裹体研究及油气成藏史. *岩石学报*, 2005, 21(5): 1473—1478
- 28 郭宏莉, 朱如凯. 利用有机包裹体探讨塔里木盆地依奇克里克构造带下侏罗统油气运移与油气藏的存储条件. *岩石学报*, 2005, 21(5): 1467—1472
- 29 刘德良, 宋岩. 四川盆地构造与天然气聚集区带综合研究. 北京: 石油工业出版社, 2001. 23—48
- 30 李耀华, 陈更生, 张健, 等. 川西前陆盆地天然气成藏条件及勘探前景. *中国石油勘探*, 2002, 7(1): 34—46
- 31 郭正吾, 邓康龄, 韩永辉, 等. 四川盆地形成与演化. 北京: 地质出版社, 1996. 46—78
- 32 邓康龄. 四川盆地形成演化与油气勘探领域. *天然气工业*, 1992, 12(5): 7—12.
- 33 张健, 李国辉, 谢继容, 等. 四川盆地上三叠统划分对比研究. *天然气工业*, 2006, 26(1): 12—16
- 34 刘金华, 张世奇, 孙耀庭, 等. 川西前陆盆地上三叠统须家河组地层的划分对比及沉积演化. *地层学杂志*, 2007, 31(2): 190—197
- 35 黄思静, 谢连文, 张萌, 等. 中国三叠系陆相砂岩中自生绿泥石的形成机制及其与储层孔隙保存的关系. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2004, 31(3): 273—281
- 36 朱平, 黄思静, 李德敏, 等. 黏土矿物绿泥石对碎屑储集岩孔隙的保护. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2004, 31(2): 153—156
- 37 Beard D C, Weyl P K. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *Amer Assoc Petrol Geol*, 1973, 57(2): 349—369