

文章编号: 1001-6112(2008)01-0069-06

川西—川西北地区上三叠统碎屑储集岩成岩作用

王宝清

(西安石油大学 油气资源学院, 西安 710065)

摘要: 川西—川西北地区上三叠统包括须家河组和香溪群; 主要沉积相类型有河流三角洲、海湾、湖泊和冲积扇。上三叠统储集岩主要由长石岩屑砂岩、岩屑长石砂岩、岩屑砂岩、长石石英砂岩、岩屑石英砂岩及少量长石砂岩组成。岩石碎屑颗粒含量 81%~95%, 碎屑中有较多长石和岩屑, 具低的成分成熟度和高的结构成熟度。原始孔隙度的 45.0%~77.5% 是由于压实作用而丧失的。胶结作用对储集层的破坏性仅次于压实作用, 包括自生石英、长石、粘土矿物和碳酸盐矿物的沉淀。石英加大的深度可能大于 1 800~4 080 m。受有机质影响, 碳酸盐胶结物具较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(PDB), 为 -4.85% ~ 2.91% ; 由于淡水淋滤和深埋藏, 有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(PDB), 为 -16.97% ~ -7.86% 。溶蚀作用是对储集岩最重要的建设性作用, 以长石溶蚀最为常见。粘土矿物以伊利石为主, 无蒙皂石。镜质体反射率为 0.81%~2.48%, 推测古地温大部分在 85~160 °C。储集岩成岩作用已进入到晚成岩作用阶段的中期。裂缝在很大程度上改善了储集性能。由于压实作用和胶结作用影响大, 溶蚀作用影响小, 储集岩以低孔、低渗为特征。

关键词: 储集性能; 成岩作用; 砂岩; 上三叠统; 川西—川西北地区

中图分类号: TE122.2

文献标识码: A

DIAGENESIS OF UPPER TRIASSIC RESERVOIR DETRITAL ROCKS IN WEST AND NORTHWEST OF SICHUAN BASIN

Wang Baoqing

(School of Petroleum Resources, Xi'an Shiyou University, Xi'an, Shaanxi 710065, China)

Abstract: The upper Triassic includes the Xujiahe Formation and the Xiangxi Group in the west and north-west of Sichuan Basin. The main types of sedimentary facies are fluvial-dominated deltas, embayment, lake and alluvial fans. The upper Triassic reservoir rocks consist of feldspathic litharenite, lithic arkose, litharenite, subarkose and sublitharenite. Clastic grains, which contain abundant feldspar and rock fragments, make up 81% to 95% of rocks by volume. Sandstones are characterized by low composition maturity and high texture maturity. Primary porosity lost 45.0% to 77.5% due to compaction effect. Cementation, including precipitation of authigenic quartz, feldspar, clay minerals and carbonate minerals, is the second process contributing to porosity reduction. Influenced by organic materials, the $\delta^{13}\text{C}$ values for carbonate cements, which range from -4.85% to 2.91% (PDB), are low. Because of leaching with meteoric water and deep burial depth, the $\delta^{18}\text{O}$ values for carbonate cements, which range from -16.97% to -7.86% (PDB), are also low. Dissolution effect, which is mainly the leaching of feldspar, is the most important process for reservoir quality improvement. Clay minerals are mainly illite, and smectite is absent. Vitrinite reflectance ranges from 0.81% to 2.48%, indicating 85–160 °C for most ancient geotemperatures. Diagenesis proceeds to middle-late stage. Fractures have improved reservoir characteristics to a great extent. Because the influence of compaction and cementation is strong, and the influence of dissolution is weak, reservoir rocks are characterized with low porosity and permeability.

Key words: reservoir quality; diagenesis effect; sandstone; the Upper Triassic; the west and northwest of Sichuan Basin

碎屑岩的储集性能主要受沉积环境和成岩作用控制。沉积于高能环境下的碎屑沉积物往往具

有较高的结构成熟度, 其原生孔隙发育。然而强烈的成岩作用改造可以使其孔隙度大大下降。四川

收稿日期: 2007-02-07; 修订日期: 2007-12-03。

作者简介: 王宝清(1943—), 男, 教授, 主要从事沉积学和石油地质学教学和研究。E-mail: bqwang@xsyu.edu.cn。

盆地上三叠统碎屑岩结构成熟度高、原始沉积物含杂基少,颗粒支撑,原生孔隙应该发育,然而由于成岩作用的改造,上三叠统储层以低孔、低渗为特征,是典型的致密储层。

1 地质背景和沉积相

四川盆地位于(上)扬子板块西北部,西面以龙门山—攀西推覆造山带为界,紧邻青藏高原地块;北以秦岭—米仓山—大巴山推覆造山带为界,与华北板块相接;东南以武陵山—雪峰山推覆造山带为界,与“江南古隆起区”为邻。全区盆地面积约 $19 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[1]。川西—川西北地区位于四川盆地西部,龙门山—马角坝断裂和彭灌断裂以东,龙泉山断裂以西,总面积约 $3.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。四川盆地内,中生代早期的中、下三叠统为浅海台地相碳酸盐夹膏盐层,下部飞仙关组夹少量陆相砂、泥岩。早三叠世存在着 2 种性质完全不同的沉积环境。卡尼期川北地区与其西面的特提斯海相连通,川西—川西北和龙门山地区处于被动大陆边缘环境。卡尼期末,松潘—甘孜地槽回返,产生北东—南西向挤压逆冲作用,形成松潘—甘孜褶皱带,使海水向西、向东撤退,但这次变形作用并未使松潘—甘孜地区完全露出水面,因而在诺利期早期川西—川西北地区为海湾环境。诺利期后期,松潘—甘孜地区再次受到北东—南西向挤压作用,从而完全露出水面,川西海湾环境也就演变为近海湖盆环境,沉积了上三叠统煤系地层。至此川西—川西北地区属地貌型盆地。进入瑞替期,松潘—甘孜地区进一步褶皱,并向东挤压逆冲,形成龙门山推覆构造带,从而使川西—川西北地区演变为前陆盆地^[2,3]。

上三叠统包括须家河组和香溪群,是一套假整合于中三叠统雷口组碳酸盐岩侵蚀面之上、不整合—整合于侏罗系红层之下的以砂泥岩为主的煤系地层。上三叠统西厚东薄,沉降中心紧靠龙门山冲断层一侧,厚度超过 4 000 m。上三叠统分为上、下 2 部分,下部在川西北地区为须家河组一、二、三段,在川西地区为香溪群一段,沉积中心在川西北地区;上部为香溪群二、三、四、五、六段,沉积中心在川西地区,砂岩主要位于须二、香二、香四、香六段中^[4]。

研究区主要沉积相类型有河流三角洲、海湾、湖泊和冲积扇。须一段沉积时期为海湾体系,早期陆源碎屑供给较少,晚期西北方向有大量碎屑物质供给,形成了较粗的三角洲沉积体系。须二段沉积时期,三角洲砂体最为发育,砂质沉积十分发育,以

水下分流河道和河口砂坝为主,缺少物源供给的滨岸区则发育滨浅湖滩坝砂体。须三段沉积时期,物源供给能力减弱,湖泊水体较须二段沉积时深,砂体厚度减薄,三角洲沉积作用衰弱。香二段沉积时期,盆地西北部和北部地区隆升明显,东南侧的河流所携沉积物入湖后,在河湖交互地带形成水进型三角洲砂体。香三段沉积时期,陆源物质供给明显减少,湖盆范围显著扩大。香四段沉积时期的相分布格局与香二段相似,三角洲沉积发育。香五段沉积时期的相分布格局类似于香三段,盆地内部以浅水湖泊为主。香六段沉积时期的相分布格局与香二段和香四段相似,但湖盆范围较小,水体较浅。冲积扇分布于川西北地区的西北缘,主要为颗粒支撑或杂基支撑的灰质砾岩^[5,6]。

2 岩石学特征

上三叠统基本由砂岩组成。砂岩最显著的特点是碎屑颗粒含量高,为 81%~95%,一般碎屑含量均大于 90%;胶结物和杂基含量甚低,而杂基中有相当一部分是假杂基,即原始沉积的泥岩岩屑经压实、破碎而成杂基状态(图 1)。

碎屑为石英、长石、岩屑(包括少量的碳酸盐内碎屑)及含量小于 1%的重矿物。石英、燧石和石英岩岩屑等稳定组分占碎屑的 56%~68%,石英以单晶石英占绝对优势。长石占碎屑的 3%~23%,主要为酸性斜长石。除燧石和石英岩以外的岩屑占碎屑含量的 12%~40%,这些岩屑主要是火山岩岩屑,有少量沉积岩和变质岩岩屑。火山岩岩屑以玄武岩岩屑常见。变质岩岩屑以片岩和千枚岩岩屑为主。沉积岩岩屑主要为泥岩和粉砂岩岩屑,北部含有大量碳酸盐岩岩屑。云母含量一般小于 1%~2%,以黑云母较多。填隙物含量为 5%~18%,一般不大于 10%;其中胶结物占 1%~18%,以石英、白云石和方解石为主,有少量高岭石、伊利石、绿泥石、铁白云石和菱镁矿;杂基以陆源细粉砂和泥为主,含量一般不大于 7%,局部含较高的碳酸盐杂基。碎屑含量的不同形成了不同类型的岩石,根据 Folk^[7]的分类,主要岩石类型为长石岩屑砂岩、岩屑砂岩、岩屑长石砂岩、岩屑石英砂岩、长石石英砂岩及少量长石砂岩。

岩石成分随地区变化,一般说来,往北岩屑含量增加而长石含量减少,往南岩屑和长石含量的变化趋势则相反,即北部以岩屑砂岩为主,南部以岩屑长石砂岩为主,有少量长石岩屑砂岩。但在南部的平落坝地区,岩屑长石砂岩和长石岩屑砂岩均发

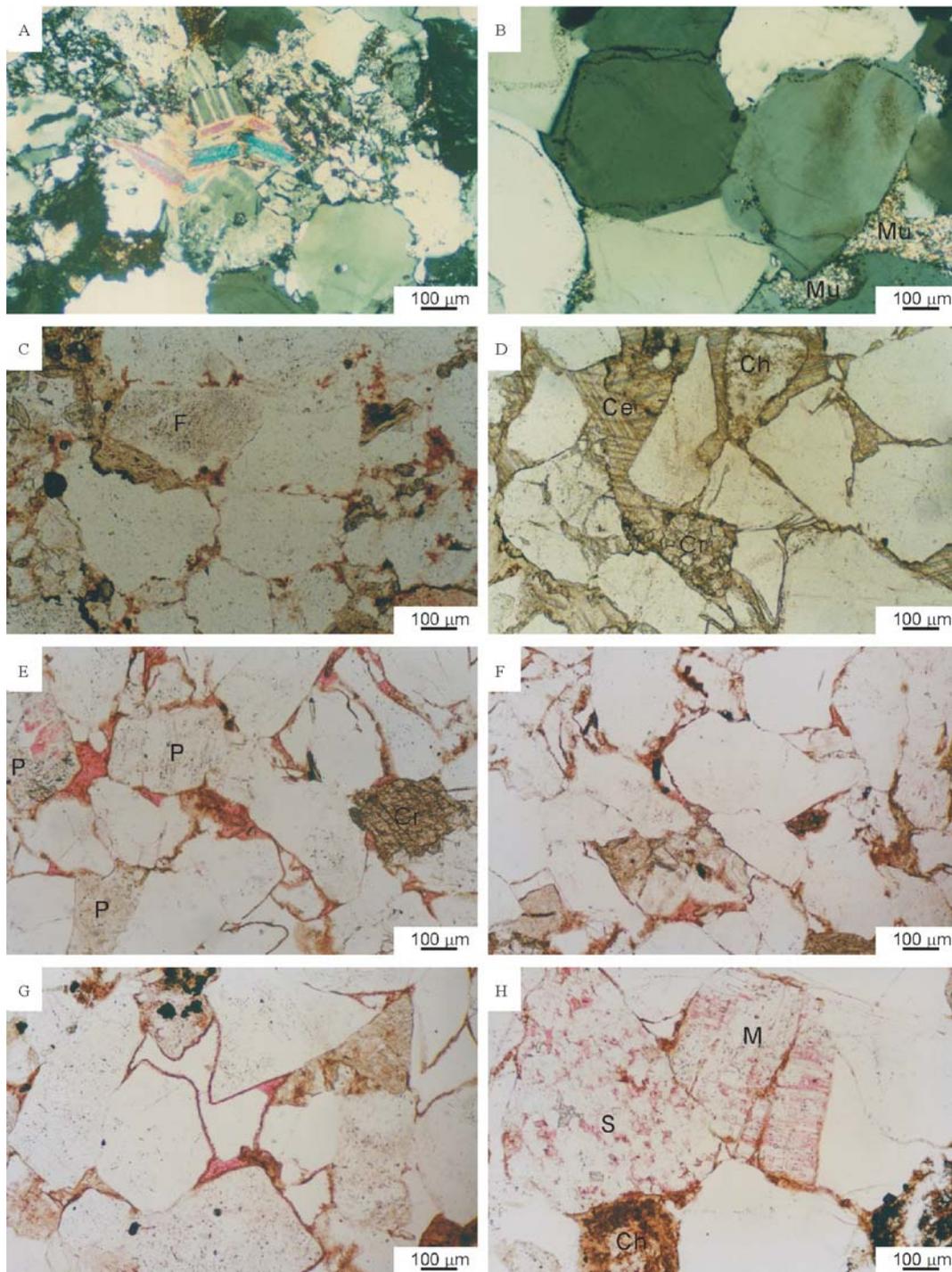


图 1 川西主要砂岩类型和成岩作用现象在偏光显微镜下的薄片照片

A. 碎屑以石英为主, 还有燧石、泥岩和粉砂岩岩屑。碎屑颗粒之间为凹凸接触、缝合接触, 白云母已被压碎。无孔隙。正交偏光, 中 50 井 2 813.23~2 813.29 m; B. 碎屑颗粒以石英占绝大多数, 以凹凸接触为主, 少量泥岩岩屑 (Mu, 主要在右部, 左下有一点) 经强烈压实作用呈假杂基形式分布于石英碎屑之间。石英强烈次生加大。无孔隙。正交偏光, 文 4 井 3 588.07~3 588.19 m; C. 碎屑以石英为主, 有少量长石、泥岩岩屑和黑云母。碎屑颗粒线接触和凹凸接触。粒间孔很少。长石 (F) 加大, 石英有溶蚀和次生加大。红色铸体, 单偏光, 平落 2 井 3 450.33 m; D. 灰质石英砂岩, 碎屑颗粒主要为石英, 有燧石 (Ch) 和碳酸盐岩岩屑 (Cr)。碎屑颗粒以线接触为主。碳酸盐胶结物 (Ce) 呈嵌晶状, 石英有溶蚀和次生加大。碳酸盐胶结物含量高, 无孔隙。单偏光, 平落 2 井 3 557.06~3 557.05 m; E. 石英砂岩, 碎屑颗粒除石英外, 还有斜长石 (P) 和碳酸盐岩屑 (Cr)。碎屑颗粒线接触和凹凸接触。见粒间孔和粒间缝, 有长石粒内溶蚀孔。红色铸体, 单偏光, 中 50 井 2 721.74~2 721.84 m; F. 石英砂岩, 碎屑之间以凹凸接触为主, 石英碎屑的溶蚀和次生加大现象普遍。有少量粒间孔、缝。红色铸体, 单偏光, 中 50 井 2 718.39~2 716.73 m; G. 碎屑颗粒除石英外, 还有长石、泥岩岩屑和燧石。碎屑颗粒线接触和凹凸接触。粒间充填物以石英为主, 有少量绿泥石。少量粒间孔和粒间缝。红色铸体, 单偏光, 平落 2 井 3 610.97~3 611.10 m; H. 碎屑由石英、微斜长石 (M)、粉砂岩岩屑 (S) 和燧石 (Ch) 组成, 以凹凸接触为主。微斜长石中央和粉砂岩岩屑中发育粒内溶蚀孔。红色铸体, 关 6 井 4 117.11~4 117.21 m

Fig. 1 Photomicrographs showing main types of Triassic reservoir detrital rocks and diagenetic process in west and north-west Sichuan Basin

育。川西地区底部具有黑灰色生物灰岩和鲕粒灰岩。从成分上来看,上三叠统岩石含有较多的岩屑和长石,成分成熟度较低。从结构上来看,岩石杂基含量低,基本上以颗粒支撑为主,结构成熟度较高。较低的成分成熟度和较高的结构成熟度,反映了近物源和较高能量的沉积环境。岩石成分的多变性则反映了多物源特征。

3 成岩作用

如上所述,上三叠统碎屑岩结构成熟度高,原始沉积物含杂基少,以颗粒支撑,沉积物应具有较多的原生孔隙。然而,上三叠统储层以低孔、低渗为特征,是典型的致密储层。根据采自 2 240.48~5 205.31 m 的 8 141 个样品分析结果,砂岩孔隙度为 0.04%~15.02%,平均 3.95%,中值 3.59%;渗透率为小于 $0.01 \times 10^{-3} \sim 325 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 之间,平均 $0.23 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,中值 $0.013 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。原因在于,上三叠统沉积岩(物)经历了强烈的成岩作用,包括压实、胶结、交代、重结晶和溶蚀作用,它们有的对储层起建设性作用,有的起破坏性作用,从结果来看,破坏性作用对储层的影响远远大于建设性作用。

3.1 压实作用

压实作用最直接的证据是在偏光显微镜下可以很容易见到塑性碎屑颗粒、云母和泥岩岩屑的塑性形变,泥岩岩屑在强烈挤压下在长石、石英等刚性碎屑颗粒之间呈假杂基出现,云母的碎裂现象也能见到。碎屑颗粒之间的线接触非常普遍,凹凸接触和缝合接触也不难见到,而点接触则较少见到(图 1)。石英砂岩的原始孔隙度为 40%左右^[8],其他砂岩与石英砂岩的原始孔隙度无明显差别。如上述,所研究的砂岩填隙物含量为 5%~18%,现今砂岩的孔隙度平均值在 4%左右,压实作用使砂岩原始孔隙度损失 18%~31%,即原始孔隙度的 45%~77.5%是由于压实作用而失去的。

3.2 胶结作用

胶结作用是仅次于压实作用的破坏作用,包括自生石英、碳酸盐矿物、长石和粘土矿物的沉淀。

3.2.1 自生石英

自生石英以次生加大和充填孔隙 2 种形式在砂岩中存在,以前者最为常见(图 1B,D,F)。自生石英占岩石体积的 5%左右,最高达 10%~13%。

在常规偏光显微镜下,石英次生加大边最多可见到 3 期。在阴极发光显微镜下,次生石英发深褐色光或不发光。在扫描电镜下,次生石英加大可见

4 期。随着埋藏深度的增加,在颗粒接触处压力和直接应力都会增加,因而引起更大的机械压实和压溶。随着温度增高,石英溶解度增大,在适当条件下在原地或异地沉淀,形成石英加大。

石英加大边的包裹体均为无机包裹体,为气、液两相,呈串状、带状、负晶型、线状、柱状、层状、孤岛状产出。包裹体直径一般为 2~15 μm ,最大为 20 μm 。包裹体的均一温度为 70~127 $^{\circ}\text{C}$ 。假设晚三叠世时地表温度 25 $^{\circ}\text{C}$,如果地温梯度为 2.5 $^{\circ}\text{C}/\text{hm}^{[9]}$,石英加大的深度为 1 800~4 080 m。而均一温度仅仅是包裹体形成温度的最低估计值,石英加大边形成的深度可能大于 1 800~4 080 m。古近纪,即 60 Ma 以来,上三叠统地层曾隆升 1.7~3.0 m^[10]。研究的上三叠统地层,现今埋藏深度均大于 2 200 m,在古近纪以前,这些地层的埋藏深度均大于 3 900~5 200 m。这就是石英次生加大如此普遍的原因。

硅的来源可能有:1)长石的溶蚀,在所研究砂岩中十分普遍;2)粘土矿物的转化,所研究砂岩无蒙皂石,蒙皂石已转变为伊蒙混层或伊利石;3)压溶作用,这是砂岩中硅质的重要来源,所研究砂岩中碎屑颗粒之间有缝合接触^[11]。

除次生加大外,还可见到自生石英充填于孔隙或裂缝空间,自生石英充填的孔隙或裂缝周围的碎屑颗粒一般为石英、燧石或石英岩岩屑。

3.2.2 碳酸盐胶结物

碳酸盐胶结物有方解石、白云石和菱镁矿,以前两者常见,常充填于粒间孔、粒内孔或长石等碎屑的铸模孔中。

方解石常充填于孔隙中,呈嵌晶状(图 1D),有时可充填于裂缝中;含量一般小于 5%~7%,个别样品含量较高。在研究区北部,特别是柘坝场和九龙山地区,方解石胶结物较其他地区发育,原因是这些地区碳酸盐岩岩屑含量高,邻近碳酸盐岩物源。

白云石可以充填粒间孔隙、长石的溶蚀孔隙或高岭石的晶间孔隙,说明白云石的形成晚于长石的溶蚀和伊利石的大量沉淀时期。

菱镁矿多呈交代矿物出现,常交代云母。少数菱镁矿呈环边状或具早期胶结物特征。在电镜下可见菱镁矿呈细小的、不规则的粒状产出,显然是最早一期的自生矿物,反映当时水介质为弱还原条件。

据采自 3 050.50~4 456.80 m 的 40 个样品分析结果,碳酸盐胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(PDB)为 $-16.97\% \sim -7.86\%$,平均为 -13.34% ; $\delta^{13}\text{C}$ 值

(PDB)为 $-4.85\text{‰} \sim 2.91\text{‰}$,平均为 -0.15‰ 。36个方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-16.97\text{‰} \sim -7.86\text{‰}$,平均为 -13.58‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-4.85\text{‰} \sim 2.91\text{‰}$,平均为 -0.04‰ 。4个白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-13.06\text{‰} \sim -7.96\text{‰}$,平均为 -11.19‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-4.01\text{‰} \sim 0.92\text{‰}$,平均为 -1.17‰ (图2)。白云石与方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值没有表现出明显的差别。

不同沉积环境和不同地质时代的碳酸盐同位素值有所差异,并且在成岩作用过程中会有所变化。一般来说,海相碳酸盐较淡水碳酸盐有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,随着埋藏加深,介质温度升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,地质时代越老, $\delta^{18}\text{O}$ 值越低。淡水相碳酸盐方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般较海相的低,变化范围也较大,与地质年代之间的关系也没有明显的规律性^[12]。

现代海洋碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约在 $-2\text{‰} \sim 4\text{‰}$ 范围内^[13],多数古代碳酸盐台地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也在此范围内。在开启体系与大气 CO_2 进行交换的地表环境中所沉淀的碳酸盐具有统一的碳同位素值,这种共同性反映出地表水与来自大气 CO_2 层的碳平衡关系。因此,同期沉淀的海相和淡水碳酸盐可能难以根据它们的碳同位素成分来区分。当水渗滤通过包含由有机质氧化形成的 CO_2 的沉积土壤带时,大气水的同位素成分会很快发生变化。有机来源的 CO_2 比大气碳成分轻得多,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-16\text{‰} \sim -25\text{‰}$ ^[14]。当地层中的有机质成熟时释放出的 CO_2 溶解于孔隙水时,也将使孔隙水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大大降低。

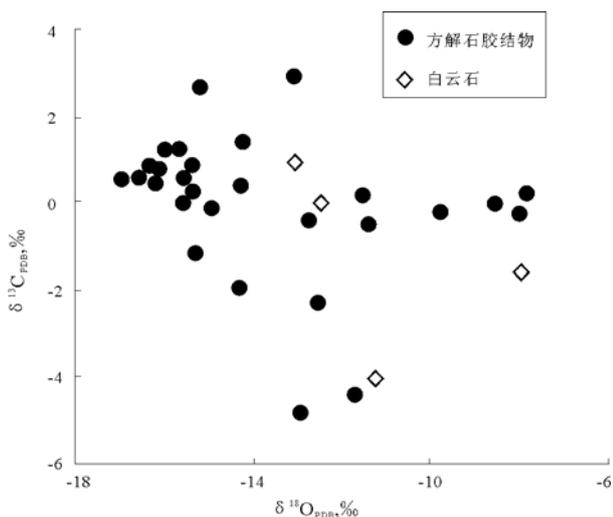


图2 川西、川西北地区上三叠统碎屑储集岩碳酸盐胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值关系

Fig. 2 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values for carbonate cements of upper Triassic reservoir detrital rocks in west and northwest Sichuan Basin

根据 Lohmann^[14]的研究,三叠纪诺利克期的海相方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 2.8‰ 和 0.5‰ 左右。上三叠统碳氧稳定同位素值,特别是 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显低于上述值。造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值低的原因主要是,在埋藏条件下有机质分解生成甲烷,说明方解石胶结物沉淀较早,是在有机质成熟之前。上三叠统沉积物形成于浅水环境,原始沉积孔隙水受大气淡水的影响较大,使得原始孔隙的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低,之后沉积岩(物)曾埋藏很深,是造成 $\delta^{18}\text{O}$ 值低的最重要的原因。

3.2.3 自生长石

自生长石以加大边的形式出现(图1C),或在粘土杂基中以较小的、自形的长石出现。含量较低,一般不超过1%。其沉淀可能是由于不稳定的粘土矿物或长石的溶解,使得孔隙水溶液饱和而沉淀出。石英沉淀需要酸性的物理化学条件,长石则与之相反,需要碱性的物理化学条件。因此可以说,自生长石和自生石英形成于不同的阶段。

3.2.4 自生粘土矿物

自生粘土矿物有伊利石、绿泥石、高岭石和伊蒙混层。

伊利石是自生粘土矿物中含量最高的。可以呈孔隙衬边存在,也可以呈孔隙充填物存在,还可以交代长石等矿物。呈孔隙充填的伊利石可呈片状、纤维状或毛发状,其中以片状最为常见,纤维状或毛发状较少,而孔隙衬边者更少见。伊利石含量与碳酸盐胶结物呈负相关关系。

绿泥石可以充填孔隙或交代云母、火山岩岩屑、高岭石、长石和伊利石。充填孔隙者较少(图1G),交代其他矿物者多,因此绿泥石的出现主要表现为交代作用。绿泥石有随深度增加而增加的趋势,其含量仅次于伊利石。

高岭石在显微镜下多呈蠕虫状或手风琴状的集晶;在扫描镜下呈假六方板状集合体;在阴极发光显微镜下发蓝色光。自生高岭石常分布在长石溶蚀所形成的次生溶孔中。

3.3 溶蚀作用

溶蚀作用是上三叠统储层中常见的一种现象,也是形成储集空间的最重要的作用。被溶蚀的碎屑有长石、以中基性火山岩为主的火山岩岩屑、泥岩和粉砂岩岩屑、石英、燧石,粘土和碳酸盐杂基也有被溶蚀的现象。其中以长石的溶蚀最为普遍,其次是火山岩岩屑的溶蚀,粉砂岩岩屑的钙质胶结物溶蚀可以形成粒内溶蚀孔(图1H)。粒内溶蚀孔可沿长石的解理缝和双晶缝、岩屑中的颗粒边缘、岩屑中的长石解理缝、长石晶体发育。长石沿解理

缝的溶蚀有 2 种情况,一种是沿一组解理方向发育较好,而沿另一组解理方向发育较差;另一种情况是溶蚀无方向选择。粒内孔隙进一步发育可形成残余铸模孔和铸模孔。颗粒边缘的溶蚀可出现在各种孔隙中,原生孔隙周围的颗粒往往容易发生边缘溶蚀,因为原生孔隙中常有孔隙水存在,一旦成岩环境改变,孔隙水的物理—化学性质变化,则可能对孔隙边缘溶蚀。溶蚀作用可以开始于碎屑颗粒进入沉积盆地之前^[15]。成岩作用早期具有大气淡水性质的酸性孔隙水可进入已存在的孔隙,对其进一步溶蚀。随着埋藏深度的增加,干酪根成熟及蒙皂石和高岭石向伊利石转化产生的 CO₂ 的溶解将对长石和中基性火山岩岩屑进一步溶解^[16]。

3.4 交代作用

交代作用主要有方解石对各种碎屑颗粒的交代,即方解石化;菱铁矿对云母的交代,长石的钠长石化,交代矿物一般小于 1%,对岩石储集性能的影响不大。

4 粘土矿物转化和有机质成熟度

4.1 粘土矿物转化

粘土矿物的转化实际上也是一种交代作用。根据采自 3 039.50~4 429.00 m 的 13 个样品 X 衍射分析结果,储集岩中的粘土矿物以伊利石为主,有一定量的绿泥石,少量高岭石,蒙皂石已转变为伊蒙混层(表 1)。可以看出,储集岩的成岩作用已进入晚成岩作用阶段的中期。

4.2 有机质成熟度

镜质体反射率 R_o 能很好地反映有机质成熟度。研究区 21 口井,深度 1 445~4 578 m 的 23 个样品的 R_o 为 0.81%~2.48%,平均为 1.53%,绝大部分小于 1.90%。根据世界上一些盆地镜质体反射率与古地温的关系^[17],研究区晚三叠世古地温为 85~160℃,个别情况为 160~200℃,整体较



图 3 川西、川西北地区上三叠统碎屑储集岩成岩作用共生序列

Fig. 3 Paragenetic sequence of upper Triassic reservoir detrital rocks in west and northwest Sichuan Basin

加大石英包裹体的均一温度高。原因在于,石英加大发生在最大埋藏深度之前。

5 成岩共生序列

综合储集岩结构、胶结物性质、粘土矿物转变状况、镜质体反射率和古地温等特征,可以确定储集岩的成岩作用已进入到晚成岩作用的中期(图 3)。

压实作用从沉积物进入成岩作用开始,到早成岩作用阶段末。自生石英的沉淀从早成岩作用阶段的晚期,到晚成岩作用阶段的中期末,作用强度逐渐减弱。方解石的沉淀从早成岩作用阶段的早期,持续到晚成岩作用阶段末,作用强度有增加的趋势,压实作用造成的部分碳酸盐岩屑溶解是方解石沉淀的重要来源。

6 结论

川西、川西北地区上三叠统储集岩的成岩作用进入了晚成岩作用阶段的中期。压实作用和胶结作用是对储层最大的破坏作用,溶蚀作用是最重要的建设作用。由于岩石的成分成熟度低,沉积岩经历了深的埋藏史,压实作用和胶结作用使得绝大部分原始粒间孔丧失,仅少量粒间孔存在。溶蚀作用产生了少量孔隙,这些粒内溶蚀孔抵抗了压实作用和胶结作用而得以保存。由于沉积岩(物)受压实作用和胶结作用影响太大,上三叠统储层以低孔、低渗为特征。

(下转第 81 页)

表 1 川西、川西北地区上三叠统碎屑储集岩粘土矿物相对含量

Table 1 Relative concentration of clay minerals for upper Triassic reservoir detrital rocks in west and northwest Sichuan Basin

统计参数	高岭石, %	绿泥石, %	伊利石, %	伊蒙混层, %	蒙皂石/伊蒙混层, %
最小值	0	12.12	34.75	1.07	15.00
最大值	11.90	58.33	85.95	22.54	30.00
平均值	2.99	22.03	66.88	8.09	18.08
中值	1.55	19.95	70.30	6.92	15.00

黄骅坳陷内古潜山十分发育,因此勘探实践中宜着重寻找潜山型油气藏。同时研究认为碳酸盐岩氯仿沥青 C 中正构烷烃的分布和碳同位素组成保存了早期有机质的特征,可用于重建古沉积环境,为原生气藏判识提供依据。

致谢:本文撰写得到廖泽文副研究员、廖玉宏博士、王铜山博士、杨楚鹏博士的指导与帮助,在此表示衷心感谢!刘金钟研究员、张惠之研究员、向同寿高级工程师和贾望鲁博士在样品分析过程中给予了大力支持,谨表谢忱!文中引用了王铁冠院士报告(1998)中的数据,在此表示感谢!

参考文献:

- 朱炎铭,秦勇. 黄骅坳陷古生界烃源岩二次生烃的构造控制[M]. 徐州:中国矿业大学出版社,2002. 6~7
- 曾凡刚,程克明. 黄骅坳陷孔古 4 井原油的成因探讨[J]. 地质地球化学,1998,26(3):62~66
- 王兆云,程克明,杨池银等. 黄骅坳陷孔西潜山下古生界原油[J]. 石油勘探与开发,1997,24(3):1~4
- 梁狄刚,陈建平. 中国南方高、过成熟区海相油源对比问题[J]. 石油勘探与开发,2005,32(2):8~14
- 秦建中,刘宝泉,国建英等. 关于碳酸盐烃源岩的评价标准[J]. 石油实验地质,2004,26(3):281~286
- 张水昌,梁狄刚,张大江. 关于古生界烃源岩有机质丰度的评价标准[J]. 石油勘探与开发,2002,29(2):8~12
- 张义纲. 油气地球化学的若干展望[J]. 石油实验地质,2005,27(5):484~501
- 秦建中,钱志浩,曹寅等. 油气地球化学新技术新方法[J]. 石油实验地质,2005,27(5):519~528
- 傅家谟,刘德汉. 碳酸盐岩有机质热演化特征及油气评价[J]. 石油学报,1982,3(1):1~9
- 解启来,周中毅,陆明勇. 碳酸盐矿物结合有机质:一种重要的成烃物质[J]. 矿物学报,2000,20(1):59~62
- 文志刚,张爱云. 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩沥青 A 和沥青 C 的生物标志物特征[J]. 现代地质,1997,11(2):197~202
- 熊永强,耿新华,赵青芳等. 济阳坳陷下古生界碳酸盐岩的分子有机地球化学特征[J]. 地质论评,2006,52(1):132~136
- 刘洛夫,王春江,陈践发. 大港油田奥陶系碳酸盐岩生物标志化合物地球化学特征[J]. 沉积学报,1997,15(3):78~83
- 解启来,周中毅,范善发. 高温高压条件下铁岭灰岩晶包有机质的饱和烃演化特征[J]. 地球化学,1999,28(5):487~495
- 解启来,范善发,周中毅. 铁岭灰岩晶包有机质的甾萜烷在高温高压条件下演化特征[J]. 地球化学,1999,28(6):596~604
- Hayes J M, Freeman K H, Popp B B, et al. Compound-specific isotopic analyses: A novel tool for reconstruction of ancient biogeochemical processes[J]. Organic Geochemistry, 1990,16:1115~1128
- 邹元荣,金振奎,由伟丰等. 黄骅坳陷奥陶纪岩相古地理[J]. 古地理学报,2001,3(4):35~44
- 张立勤,周立英,孙晓明等. 大港探区奥陶系岩相古地理与储集层特征[J]. 勘探家,1999,4(2):33~36

(编辑 吴传芝)

(上接第 74 页)

参考文献:

- 刘德良,宋岩,薛爱民等. 四川盆地构造天然气聚集区带综合研究[M]. 北京:石油工业出版社,2000. 1~17
- 刘树根,戴苏兰. 川西前陆盆地的构造发展[A]. 见:“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室研究年报(1993—1994)[G]. 成都:四川科学技术出版社,1994. 177~188
- 刘树根,罗志立,赵锡奎等. 龙门山造山带—川西前陆盆地系统形成的动力学模式及模拟实验[J]. 石油实验地质,2003,25(5):432~438
- 罗启后,王世谦. 四川盆地中西部三叠系重点含气层系天然气富集条件研究[J]. 天然气工业,1996,16(增刊):44~54
- 张金亮,王宝清. 四川盆地中西部上三叠统沉积相[J]. 西安石油学院学报(自然科学版),2000,15(2):1~6
- 林良彪,陈洪德,翟常博等. 四川盆地西部须家河组砂岩组及其古地理探讨[J]. 石油实验地质,2006,28(6):511~517
- Folk R L. Petrology of sedimentary rocks[M]. Austin:Hemp-hills, 1968. 170
- 赵澄林,朱筱敏. 沉积岩石学[M]. 3 版. 北京:石油工业出版社,2001. 125~127
- 刘树根,罗志立,戴苏兰. 龙门山冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降[J]. 地质学报,1995,69(3):205~214
- 刘树根,李国蓉,李巨初等. 川西前陆盆地流体的跨层流动和天然气爆发式成藏[J]. 地质学报,2005,79(5):690~699
- Kim Y, Lee Y I. Origin of quartz cement in the Lower Ordovician Dongjeom formation, Korea[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2004, 24 (3): 327~335
- 王宝清,章贵松. 鄂尔多斯盆地苏里格地区奥陶系古岩溶储层成岩作用[J]. 石油实验地质,2006,28(6):518~522
- Gross D G. Variations in the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands[J]. Journal of Geology, 1964,72:170~194
- Lohmann K C. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst[A]. In: James N P, Choquette P W, eds. Paleokarst[M]. New York: Springer-Verlag,1988. 58~80
- 王宝清,张获楠,刘淑芹等. 龙虎泡地区高台子油层成岩作用及其对储集岩孔隙演化的影响[J]. 沉积学报,2000,18(3):414~418
- 王宝清,徐文发,刘站立等. 三肇地区扶余和杨大城子油层储集层的成岩作用[J]. 石油与天然气地质,2001,22(1):82~87
- 郑浚茂,庞明. 碎屑储集岩的成岩作用研究[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1989

(编辑 韩 彘)