

文章编号: 1000-0550(1999)04-0584-07

碎屑储集岩成岩演化 过程中流体—岩石相互作用特征^①

——以塔里木盆地西南坳陷地区为例

王琪 史基安 薛莲花 陈国俊

(中国科学院兰州地质研究所 兰州 730000)

摘要 塔西南坳陷不同时代碎屑储集岩成岩环境经历了由酸性向碱性演变的过程,成岩环境地球化学性质的这种转变直接控制了发生在碎屑岩成岩体系中的流体—岩石相互作用特征。酸性成岩环境形成于烃源岩—储集岩系统中有机—无机反应最活跃时期,主要分布在早成岩阶段 A、B 期和晚成岩阶段 A 期,当古地温小于 90℃, R_o 值在 < 0.5% ~ 1.3% 之间,酸性的孔隙介质与骨架颗粒之间主要发生蚀变、溶解和氧化硅沉淀作用。当古地温达到 90℃ 以上, R_o 值在 1.3% ~ > 2% 时,有机质脱羧基停止,有机酸发生分解, CO_2 来源减小,使孔隙流体性质由酸性向碱性变化,成岩环境呈碱性,这时晚期含铁碳酸盐矿物交代作用最为活跃,同时伴随自生伊利石和绿泥石沉淀、陆源伊利石重结晶成绢云母、高岭石向伊利石或绿泥石转变等作用。成岩环境在其演化过程中,由于孔隙流体性质的转变,破坏了早期成岩环境的物理化学平衡状态,使旧的成岩反应停止,新的成岩反应开始,从而形成多种矿物蚀变→交代→溶解→沉淀过程,导致碎屑储集岩结构和孔隙组合特征上的差异,流体—岩石相互作用的强度和范围决定了碎屑储集岩的储集性能及分布特征。

关键词 碎屑储集岩 成岩环境 流体—岩石相互作用

第一作者简介 王琪 男 1967 年出生 助理研究员 储层沉积学

中图分类号 P618.130.2⁺1 **文献标识码** A

碎屑沉积物在埋藏成岩过程中,随着温度、压力的不断增加,沉积物中的各种无机和有机组份将发生一系列的物理和化学变化,特别在有机质的不同热演化阶段,早期释放出的 CO_2 和多种类型的有机酸^[1],可使孔隙流体中的 pH 值和所溶离子成份、浓度发生显著变化,使成岩环境地球化学性质由酸性向碱性转变,进而影响到孔隙流体与岩石的相互作用特征,其结果导致碎屑岩中矿物组份被溶解、沉淀。

被溶蚀矿物组份以离子或络合物形式不断进入孔隙流体,在流体运移过程中被带走,矿物组份如铝硅酸盐或碳酸盐类矿物则形成各种溶蚀孔隙。当成岩环境的酸碱性、氧化还原电位等发生变化或孔隙流体中某种组份浓度达到过饱和时,则可发生矿物的沉淀作用,形成各种自生矿物如高岭石、绿泥石、伊利石、自生石英、白云石、黄铁矿、沸石类等,这些矿物或交代骨架颗粒或沉淀在颗粒间孔隙中,而破坏了碎屑岩储集空间,因此随着成岩环境的演化所

发生的各种流体—岩石相互作用的过程就是碎屑岩储集空间的再分配过程。在不同成岩环境中流体—岩石相互作用类型、强度和自生矿物种类、组合及岩石结构、孔隙类型和结构特征均存着显著差异。

塔西南坳陷是塔里木盆地西部的一个重要次级构造单元,面积约 $14 \times 10^4 km^2$,也是目前油气勘探的一个主要地区(图 1)。根据有机质演化的阶段性、古地温、孔隙水介质 pH 值和其所含离子成份的变化特征,本文将塔西南地区碎屑储集岩成岩环境划分为酸性和碱性成岩环境两种类型,并详细讨论了这两种环境下控制的水—岩反应特征。

1 酸性成岩环境的形成

碎屑沉积物在早成岩阶段 A、B 期和晚成岩阶段 A 期,即古地温小于 90℃,镜煤反射率值 R_o 变化在 0.5% ~ 1.3% 之间,有机质从生化甲烷演化至凝析油—湿气阶段。这一成岩时期,烃源岩—储集岩成岩体系流体中具有多种酸来源,即(1)赋存在泥

① 国家自然科学基金资助项目(编号:49772127)

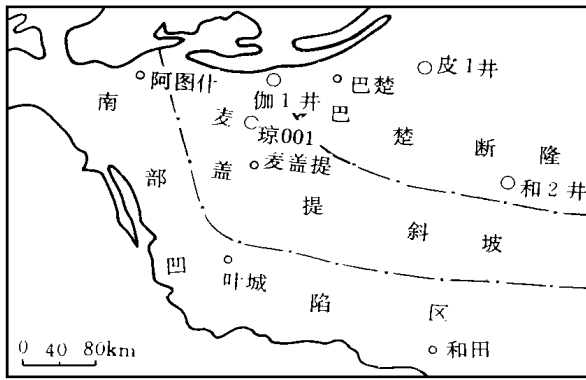


图1 研究区位置与主要井位分布图

Fig. 1 Map of the study area and well locations

质岩中的有机质在成岩早期可迅速腐烂分解,形成大量腐植酸;(2)随着埋藏深度增加,温度升高,干酪根中的含氧基团因热裂解作用和矿物氧化剂(如粘土矿物中 Fe^{3+})和聚硫化物引起的化学降解作用而断裂,可形成大量有机酸^[5];(3)甲烷与脱硫菌反应和硫酸盐-有机质(烃)的氧化还原反应也可形成有机酸^[1];(4)干酪根和其它含氧有机质经氧化作用产生 CO_2 ,其进入孔隙流体中可形成碳酸。此外,对未成熟烃源岩在 $200 \sim 350^\circ\text{C}$ 下含水热解实验表明,有机酸的生成过程可持续到烃类生成过程的终点^[3]。Kharaka 等(1993)对干酪根高温热解和原油热解实验以及同位素分析结果表明,进入储层中的原油在热解作用下仍能形成大量有机酸,这些说明在这一成岩时期,成岩流体中具有多种持续不断的有机酸和碳酸的来源。由于沉积物在埋藏后迅速被压实,烃源岩中的孔隙水和粘土矿物中的层间水、部分结构水被挤压排出,并将各种有机酸和碳酸溶解后形成酸性流体进入储集岩孔隙系统中,这一时期由于压实迅速,烃源岩-储集岩体系内部较为封闭,有机酸阴离子在一定的温度范围内($80 \sim 120^\circ\text{C}$)控制了孔隙流体的 pH 值,使地层水始终保持着酸性状态,从而形成了酸性成岩环境。富含有机酸和碳酸的酸性孔隙流体是与储集岩中碎屑矿物组份发生反应的主要动力和介质,也是部分反应产物溶解迁移的载体。研究表明有机酸钙盐的溶解度比碳酸钙、碳酸氢钙的溶解度大几个数量级,而且碳酸也是溶解铝硅酸盐矿物的主要溶剂之一^[1]。酸性成岩环境形成于烃源岩-储集岩系统中有机-无机反应最活跃时期,与油气生成运移和聚集关系也最为密切,同时也是各种流体-岩石相互作用对储层孔渗

系统的产生、破坏和改造最为显著的阶段,在此期间所观察到的主要成岩反应有以下几种:

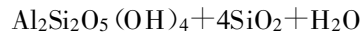
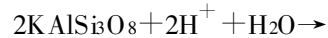
1.1 氧化硅胶结作用

当孔隙流体中 SiO_2 含量达到过饱和而在孔隙中发生沉淀,致使岩石固结的作用,称之为氧化硅胶结作用,它是化学成岩作用的主要类型之一。通过塔西南坳陷不同时代碎屑储集岩的镜下观察,发现砂岩中氧化硅胶结作用比较普遍,其主要原因是①有较多 SiO_2 来源;② SiO_2 在酸性介质条件下比较稳定。经过研究表明氧化硅主要是由粘土矿物成岩蚀变和压溶作用提供的。

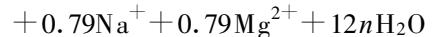
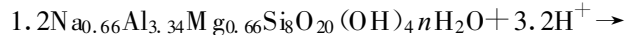
① 成岩蚀变反应

在酸性介质条件下可发生多种成岩蚀变反应,镜下主要可观察到的以下几种:

在琼 003、琼 001a 井的石炭系砂岩中所含的钾长石、斜长石等不稳定铝硅酸盐矿物,经酸性孔隙水溶蚀,在形成粒内溶蚀孔隙同时,还进行了如下成岩蚀变反应:



在该反应中一个单位体积的钾长石可产生 0.43 个单位体积的 SiO_2 。此外,在时代较新的第三系碎屑岩中还可观察到蒙皂石蚀变产生高岭石的反应:



② 压溶作用:在石英颗粒含量较高的石炭系巴楚组滨海相砂岩中,由于压溶作用导致石英颗粒在接触部位发生溶解,并与泥质岩成岩过程中排出的压实水一起形成硅胶溶液,在砂岩孔隙系统中由 SiO_2 高浓度带向低浓度带流动,当 SiO_2 供给充分、孔隙水达到过饱和或孔隙水浓缩时, SiO_2 便可在石英颗粒表面和原生粒间孔中沉淀,形成多种形态的硅质胶结物或石英次生加大边。

塔西南地区碎屑岩中 SiO_2 来源虽然较多,但硅质胶结物分布却较局限,主要集中在石炭系海相石英细砂岩中,这与岩石颗粒组成成分密切相关,石炭系石英砂岩成分较纯,石英含量 $> 80\%$ 以上,成岩程度高,压溶作用普遍,从而硅质来源充分。而其它层系如志留、泥盆系砂岩多由岩屑组成,石英含量 $< 20\%$,加之较强的压实作用使岩屑塑性变形强烈,颗粒间多呈线-凸凹接触,不能由压溶作用提供大

量的 SiO_2 , 因此硅质胶结作用不发育, 仅存在于砂岩中石英颗粒较集中的微小区域内。

氧化硅胶结作用总的来说对储集层起着破坏性的作用, 二氧化硅充填物占据了部分原生粒间孔、填隙物内孔隙和次生粒内、粒间溶孔, 是造成孔隙损失的一个主要原因。

1.2 溶解作用

是酸性成岩环境中发生的最重要的一类成岩作用类型, 其产生的各种溶蚀孔隙是油气聚集的重要储集空间。根据铸体薄片、扫描电镜样品的具体观察, 在泥盆系、志留系、石炭系和第三系碎屑储集岩中均发生了不同程度的溶蚀作用, 形成了一定规模的次生孔隙, 对储层物性起到了较大的改善作用。

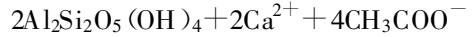
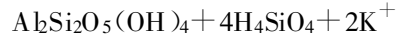
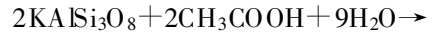
溶蚀作用的发生必须有三个前提条件: ① 有充足的有机酸和 CO_2 来源; ② 砂岩中含一定量的可溶组份; ③ 可供酸性流体运移的通道。下面将对研究区这三个条件进行具体分析。

(1) 有机酸和 CO_2 来源

塔西南地区发育有三套较好的烃源岩, 即寒武系烃源岩、中下奥陶统烃源岩和石炭—二叠系烃源岩。寒武系是本区比较现实的烃源岩层系, 如和 4 井寒武系中有机碳平均达 0.9%, R_o 值为 1.65%, 表明烃源岩已处于高成熟湿气阶段。此外群苦恰克地区的油源对比分析也表明, 该区原油主要来自于寒武—奥陶系烃源岩。中下奥陶统烃源岩是 1997 年新发现的一套较好的烃源岩(据物探局库尔勒研究中心, 1997), 在和 3 井中下奥陶统中发现累计厚度在 41m 的泥灰质烃源岩, 有机碳平均为 0.93%, 生烃潜力平均为 1.79g/kg, R_o 值为 0.7%~1.0%, 处于生油成熟阶段, 是该区较好的一套烃源岩。石炭—二叠系烃源岩在巴楚隆起地区分布广泛, 受沉积环境和构造运动影响, 在东部发育一套泥质烃源岩, 而西部主要为碳酸盐岩烃源岩。东部泥质烃源岩 R_o 值为 0.59%~0.71%, 尚处于未成熟—低熟阶段, 西部碳酸盐岩 R_o 值为 0.6%~0.9%, 正处在低熟—成熟阶段。这三套烃源岩在其热演化过程中, 其中有机质都可以通过脱羧作用生成一元、二元有机酸, 并释放出 CO_2 , 这些物质可以溶入泥岩成岩演化过程中释放出的压实水和层间水中, 并运移到砂岩的孔隙系统中, 对其中的易溶组份进行溶蚀。由此可见塔西南地区具有较丰富的有机酸和 CO_2 来源, 它是砂岩中溶解作用得以发生的先决条件。

(2) 砂岩中的可溶组份含量

砂岩中要具备一定含量的可溶组份是溶蚀作用发生的物质基础。砂岩中可溶组份主要包括易溶的骨架颗粒如长石、火山岩屑、花岗岩屑和碳酸盐岩屑等, 以及部分粒间胶结物如早期泥晶方解石、白云石和菱铁矿等, 此外还有石膏、沸石、石盐等易溶胶结物。这些矿物与有机酸通过如下反应进行作用:



酸性流体介质溶解可溶矿物后, 可使其中 K、Ca、Si、Al 等离子不断增加, 并随流体迁移, 当条件合适时可沉淀出玉髓、高岭石等矿物。通过对塔西南地区不同层位碎屑砂岩中可溶组份特征的详细研究, 可见砂岩的某些可溶组份由于受成岩演化阶段和孔隙水性质转变等因素影响, 而成为实际上不可溶蚀的组份, 如晚期铁方解石、铁白云石交代物, 它们在处于晚成岩阶段 B 期的泥盆系、志留系和石炭系砂岩中均有广泛分布。这些组份对形成次生溶蚀孔隙的贡献甚微, 甚至可以充填部分已形成的次生溶孔, 鉴于此, 本文提出了溶蚀潜力系数 C_p (Coefficient of dissolution potential) 的概念, 并用下列公式表示:

溶蚀潜力系数 $C_p =$

$$\frac{\text{易溶骨架颗粒含量} + \text{实际可溶胶结物含量}}{\text{砂岩组份含量}} \times 100\%$$

① 当 C_p 接近于 100% 时, 说明砂岩中可溶组份含量极高, 形成次生溶蚀孔隙的潜力很大。

② 当 C_p 接近于 1% 时, 说明可溶组份在砂岩中所占比例很小, 不易形成大量的次生溶蚀孔隙。

通过对塔西南地区不同层位碎屑岩岩石薄片的具体观察、鉴定, 并结合已有的岩矿鉴定资料, 可统计出研究区各时代碎屑岩的溶蚀潜力系数(表 1)。

从表 1 可以看出, 塔西南地区下第三系碎屑岩中平均溶蚀潜力系数最大, 达 31.7%, 而石炭系滨海相石英细砂岩由于成份成熟度较高, 平均溶蚀潜力系数只有 4.09%, 缺乏可溶蚀组份是造成本区石炭系细砂岩次生溶孔不发育的一个重要原因。在溶蚀潜力较高的下第三系细砂岩和三叠系细砂岩中广泛发育着由早期泥晶方解石溶蚀形成的粒间溶孔和火山岩屑与胶结物共同溶蚀构成的特大溶孔, 从而对砂岩储层的物性起到了很好的改善作用。

表1 塔西南地区不同层位碎屑岩溶蚀潜力系数统计表

Table 1 Statistics of coefficient of dissolution potential in different strata of Southwest Tarim basin

| 项目 层位 | 溶蚀潜力系数 * | 可溶组份特征 | 典型地区 |
|----------|-----------------------|---------------------------|-----------------|
| 下第三系(E) | 15.6%~47.8% 31.7% | 早期泥晶方解石胶结物、 长石、火山岩屑 | 玉浅1井、阿克彻依、英科1井 |
| 白垩系(K) | 11.3%~21.4% 16.35% | 粒状亮晶方解石、长石、 火山岩屑 | 帕米尔山前阿克彻依剖面 |
| 三叠系(T) | 22.4%~31.6% 30.0% | 火山岩屑、长石和粒状 方解石胶结物 | 杜瓦水泥厂三叠系剖面 |
| 石炭系(C) | 1.64%~6.53% 4.09% | 钾长石、微斜长石、花岗岩屑 和少量早期方解石 | 小海子剖面、巴4井、琼003井 |
| 泥盆系(D) | 18.4%~31.6% 25% | 长石、火山岩屑和少量粒状 方解石胶结物 | 巴5井、伽1井 |
| 志留系(S) | 21.0%~39.4% 30.2% | 长石、火山岩屑和少量粒状 方解胶结物 | 巴5井、伽1井 |

* 范围值
平均值

(3) 可供酸性流体运移的通道系统

志留系和泥盆系岩屑细砂岩在同生沉积期由于处于海相砂、泥坪沉积环境中, 沉积水体中悬浮的陆源粘土含量较高, 在沉积初期砂岩粒间就有粘土杂基沉淀。当沉积物脱离水体进入埋藏成岩环境时, 受机械压实作用的影响, 加之砂质沉积物中含较多的半塑性颗粒和粘土杂基的润滑作用, 易导致砂粒间彼此紧密接触。使用 Beard 和 Weyl(1973) 提出的计算碎屑岩初始孔隙度关系式:

$$\text{初始孔隙度} = 20.91 + 22.90 / \text{分选系数}$$

进行计算, 结果表明, 虽然志留、泥盆系岩屑细砂岩的原始孔隙度可达 34% 以上, 但在埋藏初期, 仅压实作用就使砂岩孔隙度损失了 20% 以上, 而降至 14% 左右, 随着粒间各种成岩反应的进行, 生成的自生粘土矿物堵塞了部分残余粒间孔隙, 因此在早成岩阶段 B 期, 砂岩的孔隙经成岩作用的改造就已降低至 < 10%^[2]。在进入晚成岩 A 期阶段后, 虽然烃源岩可以生成富含有机酸和 CO₂ 的酸性流体, 但在岩屑细砂岩微弱连通的孔隙系统中流动不畅, 因此不易形成大量的次生溶蚀孔隙, 这与薄片中所观察到的现象是吻合的。

石炭系滨海相砂岩的结构成熟度较高, 经计算原始孔隙度可达 40% 左右。在同生沉积期粒间孔中也有少量粘土杂基沉淀(一般 < 10%), 在早期机械压实过程中, 砂岩在成岩早期就损失了 25% 上的孔隙, 剩余孔隙度仅为 15% 左右, 这时砂岩埋深在 2 500~2 800 m 范围内, 孔隙水流动缓慢, 且饱和了

SiO₂, 开始形成硅质胶结物, 并由此损失了 5%~10% 的孔隙, 剩余孔隙度仅为 10%~5%^[2]。虽然石炭系细砂岩的基质孔隙度较低, 但在巴什拉普断裂、色力布亚-玛扎塔格断裂带附近, 由于硅质胶结的石英细砂岩脆性较高, 受构造应力影响易产生较发育的节理缝、压裂缝, 并由此而形成一定规模的孔隙系统供酸性流体运移, 但石炭系石英细砂岩中的可溶组份含量较低, 未能形成发育的次生孔隙系统。虽然在巴什托普地区石英细砂岩为储集层, 但平均孔隙度均小于 < 10%, 渗透率也小于 1×10⁻³ μm², 如果按开发标准化标准划分, 均为低孔低渗的差储集层。

下第三系红色岩屑细砂岩主要形成于洪、冲积平原和辫状河沉积环境中, 由于当时气候炎热、干燥, 氧化作用强烈, 孔隙水中含大量 Fe(OH)₃ 胶体, 在成岩早期砂岩颗粒表面均形成薄膜状铁质胶结物, 从而有效地抑制了其它薄膜状胶结物的形成。加之昆仑山脉迅速抬升, 沉积物供给和埋藏速度均较快, 机械压实作用未能最大限度地破坏砂岩中原生孔隙, 因此在埋藏 5 000~6 000 m 处的砂岩还呈半固结状态, 砂岩中残留的粒间孔隙系统较发育, 酸性流体易于在其中运移, 加上下第三系中可溶组份含量较高, 因而镜下观察, 这些时代较新的红色岩屑细砂岩中各种次生溶蚀孔隙普遍发育。

镜下研究表明, 塔西南坳陷碎屑岩在酸性成岩环境背景下, 存在着局部碱性成岩环境, 主要出现在第三系以上的时代较新的地层, 砂岩粒间孔多被早

期的粒状方解石胶结,形成钙质砂岩。这些胶结物在继续深埋过程中,可以有效地保存粒间体积,并为次生孔隙的产生提供物质基础。

总之,在酸性成岩环境早期(早成岩阶段 A、B 期)由于压实作用迅速,胶结作用强烈,碎屑岩成岩体系基本上是封闭的,流体—岩石相互作用以各种成岩蚀变反应为主,这些成岩产物均在体系内部进行再分配,加之压实作用的影响,因此流体—岩石相互作用的结果是促使沉积物固结成岩。

2 碱性成岩环境的形成

当烃源岩中有机质演化程度升高,大量生成凝析油和湿气时,有机酸被破坏,脱羧基作用减弱,CO₂ 来源减少,以及各种成岩蚀变反应对有机酸的消耗,必然导致孔隙流体性质逐渐由酸性向碱性演变。这一点可从煤样加热实验证实,水的酸碱度在 R_o 为 1.0%~1.3% 演化阶段,产生了由酸性到碱性的变化^[1]。另经分析某个样品证实,当 pH=5.5 时,有机酸浓度达 16 061.22 ppm,当 pH=9 时,有机酸浓度则下降至 1 402.38 ppm,说明随着有机质演化程度升高,有机酸被破坏,导致成岩环境地球化学性质由酸性向碱性变化^[1]。

成岩环境的转变必然会对烃源岩—储集岩这一有机—无机成岩体系中所发生的各种流体—岩石相互作用产生巨大的影响。从成岩作用的角度看,原先在酸性成岩环境中的成岩事件如氧化硅胶结和长石类矿物成岩蚀变反应受到抑制,甚至终止。而新的成岩事件开始活跃,其中在塔西南坳陷石炭系以下地层的碎屑岩中普遍可观察到晚期含铁碳酸盐交代作用、自生伊利石、绿泥石沉淀作用、陆源伊利石重结晶成绢云母、高岭石向伊利石或绿泥石转变作用等。这些新的流体—岩石相互作用事件必然对酸性成岩环境中所形成的成岩矿物、组构进行改造,并形成与碱性成岩环境介质条件相平衡的成岩矿物组合和相应的成岩组构,相应地砂岩孔隙结构类型和组合特征也发生调整,形成新的流体运移、聚集的孔隙体系。碱性成岩环境下发生的主要流体—岩石相互作用类型及特征如下:

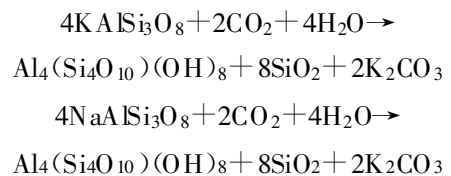
2.1 晚期含铁碳酸盐交代作用

由于碱性成岩介质中含丰富的 CO₃²⁻ 离子,它与孔隙介质中所携带的不同阳离子进行成岩反应可以生成各种碳酸盐矿物,因此晚期碳酸盐交代作用就成为碱性成岩环境最特征和最活跃的成岩事件。

在早期酸性成岩环境中,泥质沉积物在压实成岩过程中,可由于粘土矿物转变、层间水析出等作用而释放出各种离子,这些物质随压实水一起进入砂岩孔隙系统中,使孔隙介质中含丰富的 Si、Al、Na、K、Mg、Ca、Fe 等离子。在酸性成岩环境中 Si、Al、Na、K 均参与了各种成岩反应,形成以氧化硅—高岭石为主的成岩矿物组合后,消耗了这些离子,使孔隙水介质中的 Ca、Mg、Fe 离子相对富集。由于长期处于埋藏深度较大的封闭成岩环境中,介质中的 Fe³⁺ 离子在高温缺氧条件下可被还原成 Fe²⁺,当介质中的 CO₃²⁻ 离子与 Ca²⁺、Mg²⁺ 离子反应生成方解石(CaCO₃)和白云石(CaMg(CO₃)₂)时,Fe²⁺ 离子很容易进入这两种矿物的晶格中,形成含铁碳酸盐矿物,如铁方解石、铁白云石甚至菱铁矿(FeCO₃)。这些晚期碳酸盐矿物可以强烈交代砂岩骨架颗粒及填隙物,如在小海子剖面、康 1 井和巴 5 井的石炭系石英细砂岩中均可观察到铁方解石将石英颗粒中粒间陆源粘土和杂基一同交代,并使石英颗粒边缘呈港湾状、锯齿状现象。在交代强烈部位可见石英颗粒呈残余状,彼此不接触地散布在碳酸盐交代物中,形成所谓的“悬浮砂”状结构。晚期碳酸盐在交代骨架颗粒和填隙物时也不可避免地充填了早期形成的部分粒内、粒间溶蚀孔隙和原生残留孔隙,从而降低了砂岩的孔隙度和渗透率,使储层物性变差,因此属于破坏性成岩作用的范畴。但在晚期碳酸盐矿物未交代部位,次生孔隙和原生残留孔隙仍可以保存下来。

2.2 火山岩屑发生绿泥石成岩蚀变和砂岩粒间自生绿泥石沉淀

这类成岩作用现象广泛出现在塔西南地区泥盆系和志留系岩屑砂岩中(如伽 1 井、巴 5 井、琼 003 井)。由于这些砂岩的成份成熟度较低,骨架颗粒中含大量的火山岩屑,而火山岩屑中的主要成份为长石类和黑云母,特别是这些长石类成份在酸性成岩环境中可通过如下反应,而蚀变成高岭石:



成岩蚀变形成的高岭石多呈颗粒状、团块状分布在火山岩屑中,或呈长石晶体假象出现,呈细小的条状、板状。随着埋藏深度和温度的增加,孔隙水介质的性质由酸性向碱性转变,在酸性成岩环境下形成

(2)不同成岩环境由于所处的温度、压力以及孔隙流体性质和所含离子成份的差异,导致流体—岩石相互作用类型的差异。酸性成岩环境中由于埋藏深度较浅,流体呈酸性;因此流体—岩石相互作用以压实、压溶、氧化硅胶结、长石类颗粒成岩蚀变和部分易溶组份溶解作用为主,同时碎屑岩中可保持一定数量的原生孔隙和次生孔隙并存,有利于油气储集。碱性成岩环境中流体—岩石相互作用则以晚期含铁碳酸盐交代作用、火山岩屑蚀变、自生绿泥石沉淀和伊利石重结晶成绢云母作用为主。这一时期,原生孔隙多被填充破坏,次生孔隙不能大量形成,因此处于碱性成岩环境中的碎屑储集岩储集性能明显低于处于酸性成岩环境中者。

参 考 文 献

- 1 杨俊杰,裴锡古主编.中国天然气地质学,鄂尔多斯盆地[M].北京:石油工业出版社,1996
- 2 王琪,史基安,肖立新,薛莲花.石油侵位对碎屑储集岩成岩序列的影响及其与孔隙演化的关系[J].沉积学报,1998,16(3):97~101
- 3 Barth T, Bjflykke K. Organic acids from source rock maturation: generation potentials, transport mechanisms relevance for mineral diagenesis[J]. Applied Geochemistry, 1993, 3: 325~337
- 4 Kaharaka Y K. Generation of acid anions and carbon dioxide by hydrous pyrolysis of crude oil[J]. Applied Geochemistry, 1993, 8: 317~324
- 5 Surdam R C, Boese S W, Crossey L J. The chemistry of secondary porosity[A]. In: McDonald D A, Surdam R C, eds. Clastic Diagenesis [C]. AAPG Memoir 37, 1984, 127~149

Characteristics of Fluid—Rock Interaction in Clastic Reservoir Controlled by Evolution of Diagenetic Environment

——Taking the southwest depression of Tarim basin as an example

WANG Qi SHI Ji-an XUE Lian-hua CHENG Guo-jun

(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences Lanzhou 730000)

Abstract

The diagenetic environment of clastic reservoirs of different period in the southwest depression of Tarim basin have undergone a change from acidic to alkalic one. Such a change of geochemistry nature of diagenetic environments has directly controlled the characteristics of fluid—rock interaction in clastic system. The acidic environment formed during the most active period of organic—inorganic reaction in source—reservoir rock system, which mainly distributed in A and B period of early diagenetic stage and A period of late diagenetic stage with geotemperature less than 90 °C and R_o value ranging from $< 0.5\%$ to 1.3% , and acidic pore fluid could dissolve and alter the framework grains and precipitate SiO_2 . When the geotemperature reached over 90 °C and R_o ranging from 1.3% to 2% , organic acid began to decompose, and dehydroxyl—base ceased, the source of CO_2 decreased and resulted in the nature of pore fluid changing from acidic to alkalic to form the alkalic environment. During this period, the late Fe—bearing carbonate replacement was the most active reaction, simultaneously resulting in the precipitation of authigenic illite and chlorite, recrystallisation of terrigenous illite and kaolinite changing to illite and chlorite, etc.. During the evolution of diagenetic environment, the change of pore fluid destroyed the physicochemistry equilibrium of diagenetic environment leading to the end of the old diagenetic reactions and beginning of new diagenetic reactions and forming lots of alteration—replacement—dissolution—precipitation processes which could produce the differences of reservoir rock texture and pore assemblage features.

Key words clastic reservoir diagenetic environment fluid—rock interaction