

吉木萨尔凹陷仓房沟群火山砂岩的 典型成岩反应及其物性特征

楼章华 赵霞飞

(成都地质学院 610059)

近地表碳酸盐化和浅埋藏水化水解,使火山砂岩在压实前固结,其中的粒间孔隙被以蒙脱石为主的自生粘土矿物充填或分割。决定孔隙水性质和形成自生粘土矿物及沸石等离子,来自火山砂岩本身。火山砂岩的典型成岩反应是水化水解和脱水反应,决定了孔隙水的性质、成岩矿物组合和储层的物性。

关键词 准噶尔盆地 火山砂岩 水化水解作用 脱水作用 储层物性 孔隙组合

第一作者简介 楼章华 男 27岁 硕士 石油地质

吉木萨尔凹陷位于准噶尔盆地东南缘,是天山山前拗陷的一部分。仓房沟群(P_2q-T_1s)由上二叠统的泉子街组(P_2q)、梧桐沟组(P_2w)和下三叠统的韭菜园组(T_1j)、烧房沟组(T_1s)组成。沉积环境属冲积扇-湖泊体系。砂岩的岩屑,以中酸性火山岩为主,含量普遍高于85%,为火山砂岩^[1]。

一、成岩序列与主要的成岩反应

仓房沟群火山砂岩的成岩过程可划分为三个阶段:早期以碳酸盐化及弱水化水解;中期以水化水解;晚期以脱水反应及矿物的成岩转变为特征。成岩序列归纳为图1。

(一) 早期碳酸盐化

早期方解石的形成是由于沉积单元出露地表或接近地表,常处于潜水面以上的强烈蒸发作用环境下形成的。证据有:

(1) 钙质砂岩发育在并非最高渗透层段的河道砂体的顶部或上部。韭菜园组(T_1j)的钙质砂球呈串珠状垂直层面分布。

(2) 正交偏光镜下,发现原始砂岩的残余结构,没有明显压实现象(图版I-1)。

(3) 岩屑重结晶明显,具霏细结构。这是由于早期方解石的胶结作用,封闭了孔隙,阻碍了孔隙水的流动,使之避免水化水解。

(4) 洪泛沉积泥岩段中,由蒸发作用形成的灰岩扁豆体和钙质结核较多。

(5) 由于河道的迁移、改道,为河道沉积较长时间出露地表或接近地表创造了条件。

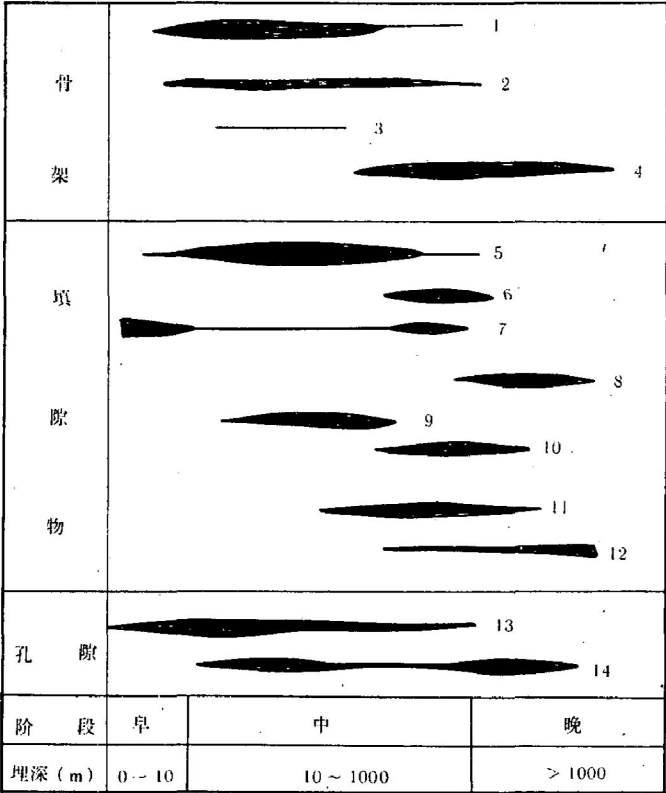


图 1 砂岩的成岩序列

1—岩屑、长石水化水解，2—岩屑、长石溶解，形成溶蚀孔，3—石英次生加大，4—长石钠长石化，5—自生蒙脱石、绿泥石的生成，6—蒙脱石转变成高岭石，7—方解石胶结物的生成，8—蒙脱石转变成蒙脱石/伊利石混层和伊利石，9—片沸石胶结物的生成，10—片沸石脱水形成浊沸石，11—自生黄铁矿的生成，12—微晶石英的生成，13—原生孔隙消失，14—次生孔隙形成

的风化阶段和搬运阶段；另一方面形成自生矿物的离子来自火山砂岩本身。

自生粘土矿物，尤其是蒙脱石、绿泥石，形成时间早，都是浅埋藏时，水化水解反应提供的离子沉淀形成的，构成了孔隙充填及粘土包壳（图版 I-2，5，4）。局部地区或层段，部分蒙脱石在晚期成岩阶段转变成高岭石，但是同样充填孔隙（图版 I-6）。自生粘土矿物的含量高达 10%—20%，充填压实前的粒间孔，使许多原始粒间孔分割成许多粘土矿物间的晶间孔（图版 I-5，6）。

水化水解作用形成了一些自生沸石，充填了部分粒间孔隙。

1. 片沸石 含量相对较高，无色，负低突起，干涉色一级灰白，平行消光，一组解理完整（图版 I-4）。质纯，干净明亮，呈斑块状充填于孔隙中，少数呈连生胶结，边缘交代岩屑及长石，无交代残余结构。

2. 浊沸石 无色，干净明亮，负低突起，干涉色一级灰白，两组解理完整，相互垂直（图版 I-3）。

（二）水化水解反应

岩石学特征表明，火山岩岩屑在浅埋藏成岩阶段，发生了强烈的水化水解反应，使岩屑膨胀，严重蒙脱石化和少量绿泥石化。随着埋深的增加，玻屑、部分长石和岩屑沸石化，原杂基蒙脱石化。

水化水解反应使颗粒界线不清，与填隙物逐渐过渡（图版 I-2，3）。这种过渡是由于碎屑粘土化形成蒙脱石、绿泥石和孔隙中充填的自生粘土矿物特征相同。孔隙中充填的沸石矿物，通过扫描电镜、电子探针分析（表 1），能在偏光显微镜下确认的有方沸石、片沸石和浊沸石。自生矿

表 1 沸石化学组成对比

化学成分	类别		片沸石		浊沸石	
	理论值 (%)	测定值 (%)	理论值 (%)	测定值 (%)	理论值 (%)	测定值 (%)
Na ₂ O						0.463
Al ₂ O ₃	14.85	16.885	21.67	19.877		
CaO	8.17	9.877	11.92	9.086		
SiO ₂	61.15	57.543	51.09	50.264		
H ₂ O	15.74	14.279	15.32	19.021		
其它	0.09	1.416				1.2

注：水按 100 减去氧化物总数算出

物的性质和组构充分说明：一方面，火山岩碎屑的水化水解作用，主要发生在碎屑沉积后的浅埋藏成岩阶段，而不是沉积前

3. 方沸石 无色, 干净明亮, 负低突起, 发育解理, 干涉色无。

共同点是斑块状产出充填孔隙, 部分交代邻近碎屑, 无残余结构, 常见片沸石和浊沸石共生。多数自生沸石胶结的砂岩, 颗粒塑性变形较强。这种组构说明自生沸石生成的速度较慢, 形成历史较长。只有个别层段(北16井烧房沟组), 胶结物以片沸石为主, 孔隙式胶结, 也有类似的交代现象。颗粒接触强度小, 自生沸石形成早, 含量较高达10%—20%。

pH值高, Ca^{2+} 、 Na^+ 、 SiO_2 (溶液)、 Al_2O_3 (溶液)等浓度高, 是沸石矿物结晶的首要条件; 但是, 如果火山岩岩屑处于强烈的水化水解阶段, 有大量的离子游离, 就会导致自生矿物的迅速沉淀, 形成多结晶中心的蒙脱石和少量绿泥石。自生沸石形成的另外一个条件是孔隙水中的离子浓度稳定, 结晶速度和离子供给速度平衡。

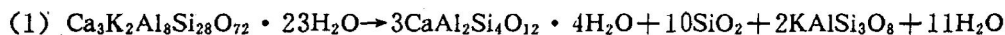
许多泥质砂岩中有斑点状的晚期方解石胶结物, 是火山砂岩成岩作用形成的蚀变矿物之一^[1]。水化水解作用产生的 Ca^{2+} 可以和矿物反应产生的 CO_2 结合生成方解石^[2]。

水化水解反应是一个放热反应, 也使许多离子溶解于孔隙水中, 其中的 K^+ 、 Na^+ 决定了孔隙水 pH 值大于 7, 加

上孔隙水中的高离子浓度, 都促使诸如蒙脱石、沸石等自生矿物的结晶, 也促使火山岩屑、斜长石的蒙脱石化、绿泥石化、沸石化或钠长石化。水化水解反应也形成溶蚀孔。这是两个相反的作用, 是造成储层不均质的主要原因。

(三) 脱水反应

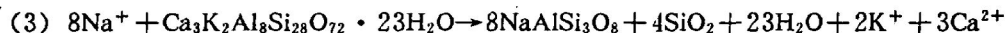
脱水反应通常在成岩作用晚期^[1], 仓房沟群的火山砂岩发生脱水反应有:



该反应造成浊沸石和片沸石共生, 以及不均匀脱水造成的不规则消光。



该反应造成片沸石与方沸石共生。



该反应造成片沸石和钠长石共生。

脱水反应和水化水解没有截然的界线, 有一段重叠。

(四) 自生粘土矿物的成岩转变

早期浅埋藏阶段的水化水解作用, 使得孔隙中充填了大量的蒙脱石, 只有少量第一世代绿泥石环边。由于形成时孔隙水 pH 值高, 又加地温低, 压力小, 以蒙脱石为主的纯碱性孔隙水介质条件下形成的早期水化水解矿物组合, 一旦孔隙水介质发生变化, 就会导致矿物的成岩转变。

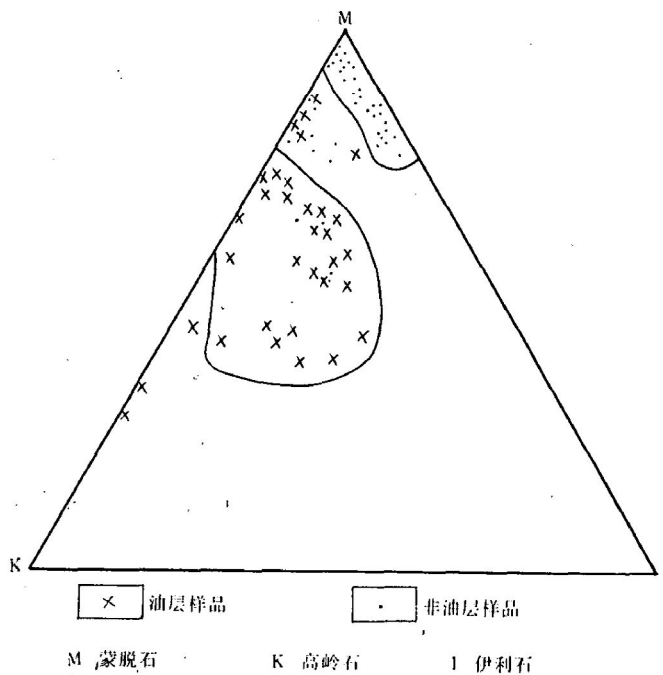


图2 粘土矿物相对含量三角图

砂岩中的粘土矿物,以蒙脱石为主,绿泥石含量一般多是2%—5%,个别达35%,而高

表2 剖面I 仓房沟群泥岩粘土矿物组成数据表

样品号	层位	岩性	粘土矿物的相对含量				
			高岭石	绿泥石	伊利石	蒙脱石	蒙脱石 伊利石 混层
R ₆₈₋₁	T _{1s}	泥岩	9	4	9		78
R ₆₆₋₁	T _{1s}	泥岩		3	20		77
R ₄₆₋₁	T _{1s}	泥岩	2	2	22		74
R ₄₀₋₂	T _{1j}	泥岩	4	3	12	81	
R ₃₄₋₁	T _{1j}	泥岩	3	3	12	82	
R ₃₁₋₂	P _{2w}	泥岩	3	2	15	80	
R ₂₇₋₂	P _{2w}	泥岩	4	3	18		75
R ₂₆₋₂	P _{2w}	泥岩	5	3	15		77
R ₂₃₋₂	P _{2w}	泥岩	6	4	14		76
R ₂₂₋₁	P _{2w}	泥岩	6	4	8		82
R ₂₀₋₃	P _{2w}	泥岩	7	5	11		77
R ₁₉₋₂	P _{2w}	泥岩	6	3	11		80
R ₉₋₂	P _{2w}	粉砂质泥岩	5	4	10		81
R ₁₀₋₂	P _{2w}	泥岩	9	8	17		66
R ₄₋₂	P _{2w}	泥岩	10	4	19		67

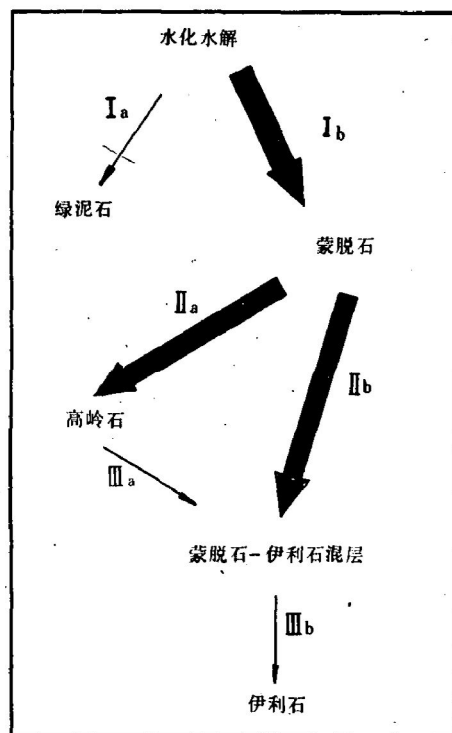


图3 粘土矿物成岩转变模式

岭石含量变化较大。蒙脱石(M)、高岭石(K)和伊利石(I)的三角图(图2)表明,油层以高岭石含量高和非油层以含量低为特征。这是由于成岩中、晚期,油气大量生成、运移,分离出来的CO₂,使孔隙水pH值降低,蒙脱石部分转变为高岭石,达到新的平衡。少部分非油层样品也落到了油层样品的范围里(图2),有一点可以肯定,孔隙水的pH值曾较长时间里降低到7附近。可以推测受到CO₂的影响外,有可能受到以断层作通道的地面酸性孔隙水的影响。

野外剖面样品中,蒙/伊混层占的比例最高,伊利石第二,高岭石和绿泥石的相对含量相近都很低(表2),说明山前快速沉降带埋深曾超过3048 m^[3],蒙脱石转变成了蒙/伊混层。

由此可知,控制自生矿物形成、转变的因素:(1)原始碎屑成分中不稳定的火山岩屑,提供了形成大量蒙脱石的物质条件;(2)孔隙水性质决定了自生矿物的成岩转变;(3)埋深决定的地温、压力控制粘土矿物的成岩转变。

本区仓房沟群粘土矿物的成岩转变是比较清楚的(图3),Ia、Ib:孔隙水沉淀形成自生粘土;Ia:局部地区、层段,孔隙水pH值降低,蒙脱石转变成高岭石;Ib:埋

深增加约达 3048 m, 蒙脱石开始转变为蒙/伊混层; III a: 晚期, 孔隙水 pH 值回升, 少部分转变成蒙/伊混层; III b: 随深度增加, 蒙/伊混层转变成伊利石。

二、砂体的储集性能

(一) 砂体胶结特征

填隙物的差异较大, 露头区以方解石为主, 使砂体空间分布的稳定性较差。作者有这样的倾向, 即认为稳定性较差的原因, 在于盆地范围内的孔隙水交换较弱。构造因素是连通这些砂体的通道, 而凹陷腹部是单调的南倾产状缺乏构造, 也就缺乏孔隙水流通的条件。另外, 冲积平原沉积的泥岩也不象水下沉积的泥岩含有很高的孔隙水, 靠泥岩埋藏压实和脱水提供孔隙水是不太现实的, 一方面凹陷内部的埋深还未达到粘土大量脱水阶段; 另一方面, 粘土的吸附水也很难克服毛细管作用, 排出进入砂体。

成岩作用的重要性, 使得不同环境的砂体, 保持与环境有关的成岩特征。烧房沟组和韭菜园组的沉积环境, 是远离吉木萨尔湖的冲积平原, 地表蒸发作用形成了以方解石为主的胶结物; 而北 16 井, 为水下沉积, 没有蒸发作用作用和早期方解石, 沉积后有足够的孔隙水, 使孔隙水的离子浓度比较稳定, 有利于沸石胶结物的形成。

(二) 孔隙类型及组合关系

1. 孔隙类型

(1) 晶间孔: 自生石英、钠长石等晶体间的孔隙较大 (A_1); 自生粘土矿物间的孔隙较小 (A_2)。晶间孔的孔、喉半径小, 很难被油饱和 (图版 I-5, 6, 7)。

(2) 残留粒间溶孔 (B): 部分溶蚀孔被自生矿物 (如粘土矿物) 充填, 原始溶孔主要是粒间扩大溶孔 (图版 I-8)。

(3) 粒间溶孔 (C): 溶解填隙物及周围的部分碎屑 (图版 I-8)。

(4) 粒内溶孔 (D): 溶解部分碎屑, 孔隙发育于粒内。

(5) 超大溶孔 (E): 溶解碎屑及填隙物, 孔径大于碎屑直径。

其中以 A、B 两类为主。

2. 孔隙组合

(1) A_2 型: 即孔隙中充满自生粘土 (图版 I-2)。孔隙度 $\phi = 4.799\% \pm 2.223\%$; 渗透率 $K = 0.0759 \times 10^{-3} \pm 0.0782 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。典型的毛管曲线如图 4a 所示。

(2) $A_2 - B - A_1$ 型: 孔隙普遍被自生矿物充填, 主要是粘土矿物, 形成许多细晶间孔 (A_2)。残留粒间溶孔 (B) 和粗晶间孔较少。孔隙度 $\phi = 16.7867\% \pm 4.3454\%$; 渗透率 $K = 6.8743 \times 10^{-3} \pm 8.1287 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。典型的毛管曲线如图 4b 所示。

(3) $A_2 - A_1$ 型: 孔隙主要被粘土矿物充填, 形成细晶孔 (A_2), 其次是被微晶石英、桥式伊利石和蠕虫状高岭石分割的粗晶间孔 (A_1)。孔隙度 $\phi = 16.9833\% \pm 2.2867\%$; 渗透率 $K = 1.14667 \times 10^{-3} \pm 1.09667 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。典型的毛管曲线如图 4c 所示。

(4) $B - A_1 A_2$ 型: 以残留粒间溶孔为主, 粘土内衬和微晶石英又形成了部分晶间孔。 $\phi = 14.5700\% \pm 1.9832\%$; $K = 14.8478 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。孔隙度比较低, 但渗透率较高, 孔隙连通性好。典型毛管曲线如图 4d 所示。

(5) $BC - DE - A_2$ 型: 孔隙较发育, 粒间溶孔有粘土内衬 (B), 也可无粘土内衬 (C); 粒

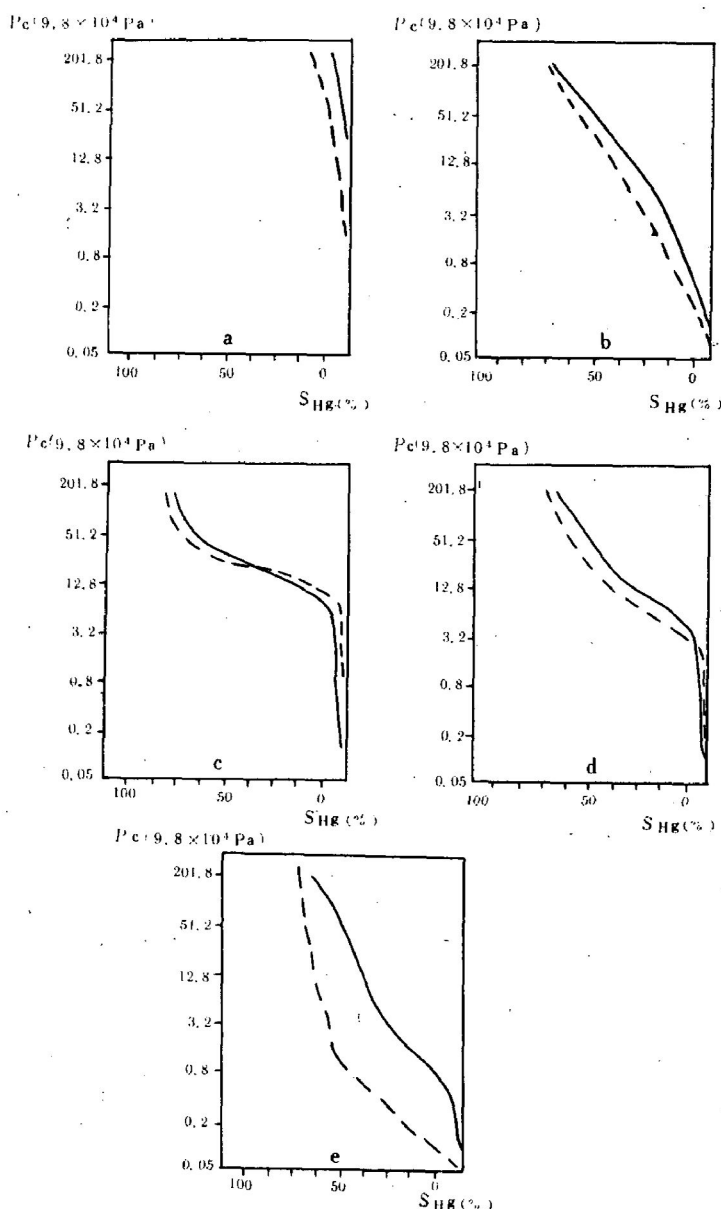


图4 典型毛细管曲线类型

填充物,对渗透率的影响是很显著的,使许多大孔隙分割成微孔隙。

纤状、羽绒状的桥式伊利石,可以产生很高的阻力,阻碍流体的流动,或者在孔隙介质流动时脱离基底,随流体一起流动,在喉道处受阻导致堵塞。

自生粘土矿物是决定仓房沟群储集性能的关键,使许多大孔隙分割成微孔隙,增加了排驱压力。油气聚集过程中,充填在粘土矿物间的水很难被油排出,即不被石油饱和,油层的饱和度分析(表3)也说明了这一点。反过来,充填在粘土矿物间的油也很难顺利产出。

3. 孔隙度、渗透率与岩性、埋深的关系

火山砂岩的次生孔隙受控于砂岩的组构,而成岩作用使孔隙结构复杂化,破坏了原始粒间孔的连通性,造成渗透率的显著差异(表4)。

内溶孔和超大溶孔较多;粘土内衬造成部分细晶间孔(A_2)。 $\phi = 19.3854\% \pm 3.6753\%$; $K \geq 18.74 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。典型的毛管曲线如图4e所示。

后两种类型可望成为有效储层。

(三) 自生粘土矿物的组构

自生粘土矿物的组构,基本上可以分为以下三种情况:

1. 粘土等厚环边和孔隙内衬

粘土等厚环边是早期成岩阶段形成的第一代绿泥石(图版I-4)。粘土内衬是中期成岩阶段生长在孔隙壁上的蒙脱石薄膜和晚期成岩阶段生长在孔隙壁上的自生伊利石(图版I-8)。Pittman^[4]认为环边和孔隙内衬胶结物对孔、渗性影响较小。这种观点是不恰当的。在实验室,人们往往用气体测量渗透率,孔隙壁上的具有特殊大表面积粘土矿物对渗透率影响不大;但是,在地下储层中,被原油饱和的砂岩,往往因为粘土环边和孔隙内衬增加了固液界面的表面张力,严重影响了有效孔隙度和原油的渗透作用。因此,实验数据的应用应该加以修正。

2. 粘土孔隙充填

主要是蒙脱石(图版I-2,3,5),其次是高岭石。这样的孔隙充

表3 孔隙度、含油饱和度与含水饱和度数据

井号	深度 (m)	岩 性	孔隙度 (%)	含油饱和度 (%)	含水饱和度 (%)
北 7	2245.89	含砾不等粒砂岩	15.16	12.56	76.49
北 7	2248.67	含砾中-细砂岩	20.37	26.72	57.08
北 7	2251.59	含砾不等粒砂岩	20.37	20.23	63.31
北 11	2276.50	细砂岩	20.24	21.09	64.94
北 11	2279.97	细砂岩	20.82	20.61	61.74
北 11	2280.15	细砂岩	17.78	22.04	64.36
北 11	2283.72	细砂岩	17.29	14.80	90.98

表4 不同岩性与孔隙度、渗透率的数据 (统计标本数 340)

组	岩 性 ϕK 数 据	砾 岩		砂质砾岩		含砾砂岩		粗砂岩		中砂岩		细砂岩		粉砂岩	
		孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2	孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2	孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2	孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2	孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2	孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2	孔隙度 %	渗透率 10 ⁻³ μm^2
烧房沟组 T_{1s}	平均值	15.21	43.47	13.88	7.53	15.95	25.68	17.98	14.63	20.06	177.12	17.70	47.30	16.09	12.96
	标准离差	1.27	47.17	0.89	12.48	2.74	25.98	1.54	7.53	1.47	162.83	4.09	64.4	4.43	18.90
韭菜园组 T_{1j}	平均值	16.34				19.63	75.54	18.66	15.24	22.34	1005.13	20.32	186.43		
	标准离差	1.32				1.19	96.28	1.34	6.26	2.41	2924.25	4.15	323.6		
梧桐沟组 P_{2w}	平均值	16.43	30.20	18.18	30.20	19.62	97.23					25.89	7.24	16.76	0.77
	标准离差	7.62	62.97	2.23	60.97	3.24	164.85					8.00	4.63	1.99	0.48

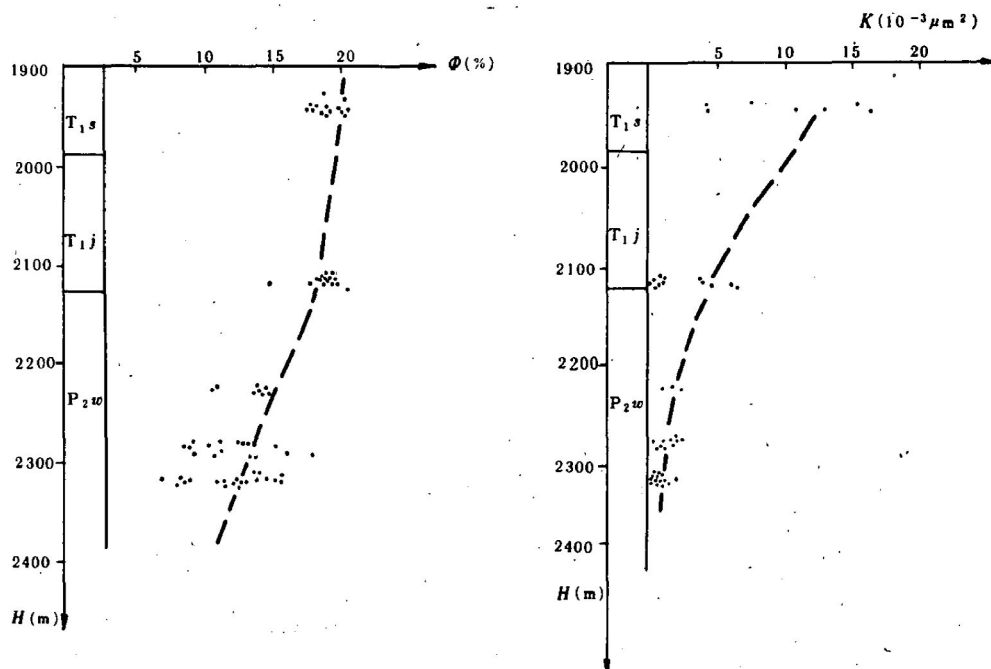


图5 北16井孔隙度、渗透率与埋深的关系

孔隙度和渗透率随深度的增加而减小 (图5)。同一深度范围的数值相差较大, 特别是渗

透率,有脱离趋势曲线的特征。因为火山砂岩随深度的增加,压实作用增强,使得孔隙结构复杂化和储层的非均质性增强。

三、结 论

(1) 早期近地表碳酸盐化的决定因素是沉积环境、沉积速率、气候和古水文条件。

(2) 火山砂岩的特征成岩机理是水化水解反应和脱水反应。它们决定了火山砂岩孔隙水的性质、成岩矿物组合和储层的基本性质。成岩矿物组合为蒙脱石、绿泥石和沸石类矿物等。形成特征自生矿物的离子来自火山砂岩本身。

(3) 大量和快速沉淀的蒙脱石为主的自生矿物,充填和分割了原始粒间孔,决定了火山砂岩的不良储集性能。

(4) 火山砂岩的孔隙以溶蚀孔和晶间孔为主。溶蚀孔的形成受控于粒间孔。

(5) 盆地范围内的孔隙水交换较弱,断层是连通砂体的通道。

参 考 文 献

- 1 Surdam R C, Boles J R. 火山砂岩的成岩作用. 见: 碎屑岩的成岩作用. 西安: 西北大学出版社, 1986.
- 2 Hutcheon I. 粗粒硅质碎屑岩的成岩作用特征. 见: 碎屑岩的成岩作用. 西安: 西北大学出版社, 1986.
- 3 刘宝珪. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1980.
- 4 Pittman E D. 砂岩储层的孔隙度、成岩作用和产能. 见: 碎屑岩的成岩作用. 西安: 西北大学出版社, 1986.

TYPICAL DIAGENETIC REACTIONS AND PHYSICAL PROPERTY OF VOLCANIC SANDSTONE IN CHANGFANGGOU GROUP, JIMOSAL DEPRESSION

Lou Zhanghua Zhao Xiafei

(Chengdu College of Geology)

Abstract

The volcanic sandstone had been cemented by calcitization near the ground and by shallow buried hydration-hydrolysis, the intergranular pores of which were filled and separated by authigenic clay minerals. The typical diagenetic reactions of the volcanic sandstone were hydration-hydrolysis and dehydration which decided the property of pore water, the assemblage of diagenetic minerals and the physical property of the reservoir bed.