

准噶尔盆地陆1井砂岩 成岩作用及其对储层的影响

何海清 晋慧娟

(中国科学院兰州地质研究所)

提要 本文探讨了陆1井岩屑砂岩的成岩作用及其对砂岩储层的影响。研究表明,压实作用使岩屑砂岩的孔隙度随埋深迅速减小,成岩早期的胶结物使大部分原生孔隙被充填。水化作用在成岩早期及有机质半成熟和成熟期成岩作用过程中,制约着各个阶段的成岩作用特点。在水化作用和有机质热演化作用的共同影响下,使得方解石胶结物发生选择性溶蚀形成了深部(上乌尔禾组)次生孔隙发育带。

关键词 成岩作用 砂岩 储层 储集性能

第一作者简介 何海清 男 24岁 硕士 沉积岩石学

前 言

陆梁地区位于准噶尔盆地北部(图1)。北临乌伦古拗陷,南接漠区拗陷,西近玛纳斯湖拗陷,东抵克拉美丽山前带,呈北西西向延伸,长120km,宽80km,面积约9000km²,总形态为东窄西宽的喇叭形。陆1井位于陆梁隆起西南斜坡,井深5010.88m,钻遇地层有第三系、白垩系、侏罗系、三叠系、二叠系和部分石炭系(石炭系钻遇370.88m),地层划分见表1。

一、储集砂岩特征

1.岩性特征

陆1井储集岩主要是陆源碎屑砂岩。二叠系到白垩系砂岩中所包含的碎屑矿物成分基本相同,始终处于主导地位的是岩屑,一般在50—80%之间,杂基含量少于10%,均属岩屑砂岩。砂岩中石英含量在13—43%之间,长石含量4—10%,主要为斜长石;岩屑种类较多,主要为火山岩岩屑、火山玻璃,次为泥质岩岩屑、变质岩岩屑和少量沉积岩岩屑。陆1井砂岩成分成熟度和结构成熟度都较低,且随地层变新逐渐增高,陆1井储集岩岩性特征见表2。

2.储集岩孔隙类型及物性特征

储集砂岩的成岩作用十分复杂,造成的孔隙结构也很复杂,概括起来,砂岩孔隙类型有原生和次生两类,依据孔隙与成岩作用及颗粒间的关系、孔隙自身的大小和形态等因素,可细分为以下几种类型:

- ①原生粒间孔：是经历压实、胶结作用后残余的原生粒间孔隙（图版 I，1）。
- ②粒内溶孔：长石的溶蚀和火山玻璃的水化作用而形成的粒内溶孔。
- ③胶结物内溶孔：由于方解石胶结物的选择性溶蚀作用而形成（图版 I，2）。
- ④微孔隙：通过电子显微镜观察，陆1井砂岩颗粒间具狭窄缝隙、自生高岭石晶间孔（图版 I，5）和石英加大形成的晶间缝隙等微孔隙，对于二叠系、三叠系等孔隙度较低的砂岩，具有较重要的意义。

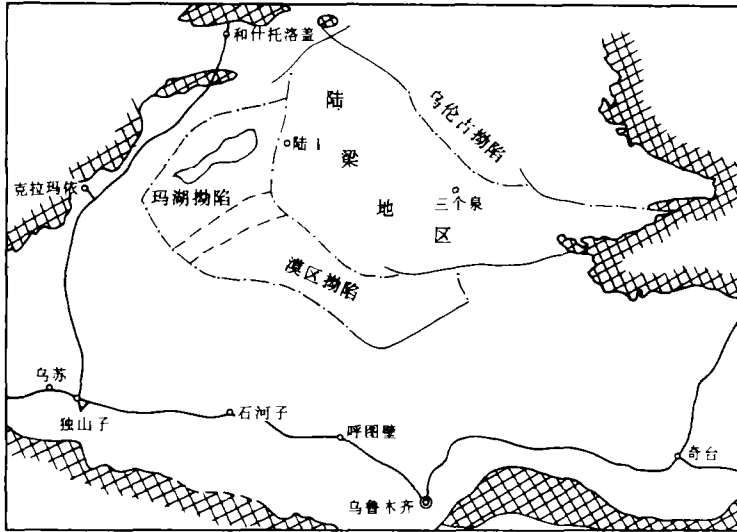


图1 陆1井位置图

Fig.1 The location of Well Lu-1

表1 陆1井地层划分数据表

Table 1 The data of stratigraphic classification of Well Lu-1

地层	E ₃	E ₁₊₂	K ₁	J					T				P		C (未钻穿)
				J _{3q}	J _{2t}	J _{2x}	J _{2s}	J _{1b}	T _{3b}	T _{2sk}	T _{2xk}	T _{1b}	P _{2sw}	P _{1j}	
深度(m)	318	441	2017	2332	2621	2765	2996	3177	3492	3690	3795	3867.5	4323	4640	5010.88
厚度(m)	318	123	1576	315	289	144	231	181	315	198	105	72.5	455.5	317	370.88

* 据买光荣等, 1985, 11。

陆1井砂岩孔隙度随井深加大明显变差(图2)。据岩石薄片观察及物性资料, 孔隙度在垂向上大致可以划分为三个带:

I带: 原生孔隙残留带, 下限深度大约在2500m左右。

II带: 微孔隙发育带, 显微镜下基本不见原生粒间孔隙, 下限深度约在3750m左右。

III带: 次生孔隙发育带, 主要为次生孔隙, 另外有少量微孔隙, 下限深度约在4300m

左右。

表 2 陆 1 井储集岩岩性特征

Table 2 The lithic characters of reservoir sandstone of Well Lu-1

地层	深度 (m)	岩 石 薄 片 特 征												
		碎屑成分(%)			胶 结 物 (%)					杂基 (%)	主 要 胶 结 类 型 *	主 要 粒 径 (mm)		
		石 英	长 石	岩 屑	钙 质	硅 质	自 生 粘 土	沸 石	铁 质					
E	440.5													
K ₁	2017	36.34	8.68	54.98	1.41	5.60	4.48	1.50	0.70	5.51	2-3	0.42-0.07		
J ₃ q	2332	30.15	5.53	64.20	4.89	3.18	3.27	1.50	0.85	4.57	2-3.4	0.42-0.07		
J ₂ t	2621													
J ₂ x	2765													
J ₂ s	2996	43.90	4.82	51.28	0.53	5.32	4.32	/	1.06	5.63	2-3	0.6-0.08		
J ₁ b	3177	29.99	3.66	66.34	2.26	5.08	5.21	/	1.69	6.57	2-3	0.5-0.08		
T ₃ b	3491													
T ₂ sk	3690	29.50	3.82	66.68	28.98	2.54	2.04	/	0.51	2.25	4	0.5-0.1		
T ₂ xk	3795	26.62	4.61	68.77	0.63	5.00	5.65	/	3.13	8.20	3-2	0.7-0.1		
T ₁ b	3867.5	16.41	6.91	76.68	0.75	2.38	6.70	/	4.87	8.75	4	0.84-0.1		
P ₂ sw	4323	13.38	6.92	79.70	14.16	4.49	5.43	/	4.46	8.55	3-2	0.84-0.1		
P ₁ j	4640													
C	5010.88													

* 胶结类型: 1.接触式; 2.薄膜式; 3.孔隙式; 4.基底式

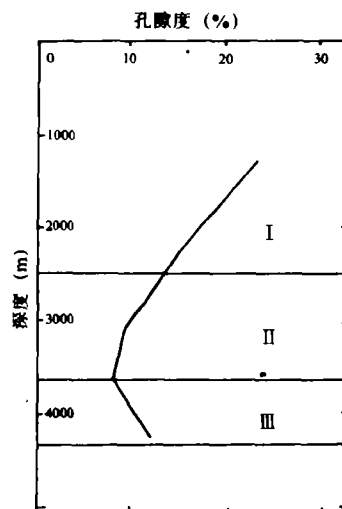


图 2 陆 1 井孔隙度与深度关系图

Fig.2 The relationship between depth and porosity of Well Lu-1

二、成岩作用对砂岩储集性的影响

砂岩储集性能与沉积相、成岩作用、构造活动情况及地温梯度等都有一定关系,但是其中最为主要的影响因素是沉积相和成岩作用。沉积相所决定的砂岩特征是成岩演化的基础,并影响着砂岩成岩改造的方式和程度,但最终决定砂岩储层质量的是成岩作用。由于陆1井距物源比较近,不同沉积相储集砂岩的成分和结构成熟度都较低,岩性差别不是很大,因而沉积相的差异对储集岩性能影响的差别不十分明显。本文主要就成岩作用对砂岩储集性能的影响进行深入研究。

1.成岩作用阶段划分

陆1井砂岩埋深在441—4640m之间,据地温梯度¹⁾(三叠纪之前为4.25℃/100m,三叠纪以后为2.2℃/100m)计算的古地温和泥页岩(2000—4640m范围内)中镜质体反射率 R^0 (在0.48—1.22%之间),表明整体已进入Schmidt等(1979)所划分的中期成岩作用阶段的前三个亚阶段:未成熟阶段、半成熟阶段和成熟阶段。成岩阶段划分及其特征见表3。

2.成岩作用特征及其对砂岩孔隙和渗透率的影响。

1) 压实作用 陆1井砂岩矿物成分成熟度低,含有大量可塑性岩石碎屑,如火山玻璃、泥质岩屑、片岩碎屑及页片状云母等,它们在岩石中很容易被挤压变形,堵塞孔隙,使孔隙度降低,压实作用主要表现为:①泥质岩屑和火山玻璃等呈假杂基形式存在(图版I, 3);②片岩碎屑及页片状云母被挤压变形充填于孔隙中;③颗粒间为线状—缝合接触。

2) 水化作用 陆1井砂岩中含有大量力学性质和化学性质不稳定的组份,这种砂岩最早期的成岩作用之一就是水化作用,主要为火山岩屑、火山玻璃、长石的水化反应。表现为玻璃+H₂O→沸石和长石+H₂O→沸石等。通过岩石薄片观察,水化作用的证据包括以下几个方面:①局部水化的火山玻璃和长石颗粒(图版I, 4);②自生沸石和作为碎屑颗粒环边的自生粘土矿物的形成(图版I, 4、7);③颗粒间界线含混不清与填隙物呈逐渐过程状态(图版I, 4)。

水化作用使火山岩屑、火山玻璃、长石中的K⁺、Na⁺、Ca⁺⁺等阳离子游离出来,溶于孔隙水中,提高了孔隙水的pH值,形成碱性或弱碱性成岩环境,从而影响了一系列成岩反应的进行(如对方解石交代其他碎屑及方解石沉淀和溶解反应的影响,对石英加大反应的影响等),而且水化作用过程中伴随有沸石、自生粘土的形成,因而对砂岩储集性能的影响具有十分重要的意义。

由以上讨论可知,陆1井这种含有大量火山岩屑的岩屑砂岩较之成熟度高的石英砂岩具有十分强烈的压实和水化作用。

世界某些地区砂岩孔隙度随埋深变化情况的比较表明(图3),不同地区砂岩孔隙度随埋深变化的速率不同,例如太平洋东北部和陆1井砂岩随埋深增加孔隙度降低的要快些,而墨西哥湾和马更斯三角洲的砂岩孔隙度降低的慢。I.哈奇恩认为,太平洋东北部盆地的砂岩除了是处于一个较高的热流区外,与墨西哥湾和马更斯三角洲相比,含有较多的火山岩屑、长石和其他不成熟的成分或化学性质上不稳定的组份,据陆梁地区资料,三叠纪之前地

¹⁾ 据买光荣等, 1985, 11.

温梯度取 $4.25^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 三叠纪之后取 $2.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, 而陆 1 井孔隙度随深度迅速降低这一现象, 出现在三叠系以上地层中, 因而其砂岩孔隙度随埋深变化快的主要原因还在于物质成分起重要作用。由于砂岩中有较高含量的可塑性组份, 它们在压实作用过程中, 特别易被挤压变形堵塞孔隙, 另外由于含有较多的化学性质不稳定组份, 它们的水化作用形成了许多自生粘土和沸石等自生矿物, 从而使孔隙被充填或堵塞, 所以物质成分所造成的强烈的压实和水化作用是陆 1 井砂岩孔隙度随埋深迅速降低的最重要的原因。

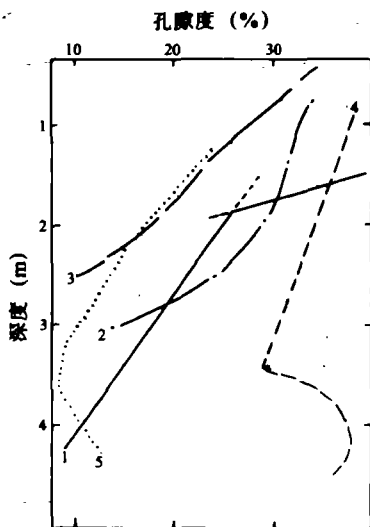
3) 胶结作用 胶结作用是影响陆 1 井砂岩储层的主要因素之一。砂岩中的胶结物主要为方解石、硅质自生粘土、沸石和少量铁质。

硅质胶结物: 砂岩中主要以石英加大、充填于孔隙中的石英 (图版 I, 7) 和微晶石英 (图版 I, 8) 三种形式存在, 其含量占岩石体积的 2.38—5.60%。自生加大石英在砂岩中不甚发育, 其原因有三: ①碎屑石英含量少 (13—43%); ②砂岩中水化作用产生的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{++} 等阳离子, 使孔隙水性质变为碱性, 使溶解的 SiO_2 与释放出的阳离子结合生成沸石和自生粘土, 并不完全生成石英加大; ③砂岩中的自生粘土矿物呈“环边”包围碎屑颗粒, 一定程度上阻止了石英加大的产生。它主要出现在白垩系砂岩中, 而充填孔隙自生石英和微晶石英则主要出现在二叠系、三叠系砂岩中。石英加大使岩石固化并堵塞原生孔隙, 自生石英和微晶石英充填或堵塞残留的原生孔隙和小孔隙, 从而使砂岩孔隙度和渗透率进一步降低。

自生粘土胶结物: 主要以碎屑颗粒环边形式存在 (图版 I, 7), 其含量为 2.04—6.70%, 且随埋深含量有所增加。扫描电镜和 X—衍射综合分析表明, 自生粘土主要为绿泥石 (图版 I, 8)、高岭石 (图版 I, 5)、伊利石和伊蒙混层矿物。自生粘土矿物在砂岩中较为发育, 它们使孔隙缩小, 并堵塞喉道。粘土环边使颗粒比表面增加, 吸附性增强, 结果使砂岩孔隙度减小, 尤其使砂岩的渗透率大幅度下降。

钙质胶结物: 主要为方解石, 阴极发光为亮黄色, 砂岩中以孔隙式或嵌晶式胶结为主 (图版 I, 2), 颗粒边缘有成岩第一期形成的方解石薄膜。从砂岩整体结构分析, 方解石胶结物是一种成岩早期产物, 因而它们在成岩早期就可以完全消灭孔隙, 使砂岩的孔隙度和渗透率变得很低, 部分三叠系和中、下侏罗统砂岩就是这样。同时早期方解石胶结物的形成阻止了压实作用的进一步进行, 为形成次生溶蚀孔隙提供了有利条件。

沸石和铁质胶结物: 沸石胶结物主要为方沸石, 次为浊沸石, 含量一般在 3% 左右, 主要存在于侏罗系、白垩系砂岩中, 而在二叠系和三叠系砂岩中较少或少见, 其原因是由于成



1. 马更斯三角洲资料 2. 太平洋东北部资料
(地温梯度 $29^{\circ}\text{C}/\text{km}$) 3. 太平洋北部
资料 (地温梯度 $39^{\circ}\text{C}/\text{km}$) 4. 墨西哥
沿岸资料 5. 陆 1 井资料

图 3 砂岩孔隙度—深度关系图

Fig. 3 The relationship between depth and porosity of sandstone

主要存在于侏罗系、白垩系砂岩中, 而在二叠系和三叠系砂岩中较少或少见, 其原因是由于成

岩中、晚期的脱水作用使方沸石转化成钠长石（反应式： $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O}$ ）。沸石胶结物在砂岩中以团块状或充填孔隙式存在，成因与火山岩屑、火山玻璃、长石的水化反应有关。铁质胶结物以斑块状存在于砂岩中，含量 0.70—4.87%，它们的存在使砂岩孔隙度和渗透率减小。

4) 溶解作用 表现为方解石胶物的选择性溶蚀作用（图版 I, 2），长石颗粒的溶蚀作用和部分火山玻璃的溶蚀作用，而对于砂岩物性影响最大的是方解石胶结物的选择性溶蚀，它造成了二叠系砂岩孔隙度的回升（孔隙度为 12.4%）。

5) 交代作用 砂岩中交代作用较发育，主要为方解石对石英、长石、燧石、火山岩屑等的局部或完全交代。

以上各种成岩作用成岩阶段特征及其与孔隙演化的关系归纳如表 3。

表 3 陆 1 井各成岩作用阶段特征及孔隙演化表

Table 3 The characters of diagenetic stages and the evolution of pores

地层	深度 (m)	沉积相	成岩阶段	温度 (°C)	R ⁰ (%)	有机质脱羧基	pH 值	沉积石	主要作用	孔隙类型	孔隙度 (%)	原生孔隙 (%)	次生孔隙 (%)	渗透率 ($\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)
E												20	10	
K	1000	河流相	未成熟阶段	45				水	压石作用	原生粒间孔为主	23.5			504.20
	2000	滨湖沼泽相	半成熟阶段			弱		胶结作用			15.5			84.0
J	3000	河流相	成熟阶段 A	70	0.48	强	弱碱性或碱性	交代作用	少量原生和次生孔隙 主要为微孔隙另有	12.22				2.05
	4000	浅海相		0.69	9.48							0.49		
T	4000	三角洲相	成熟阶段 B	120	0.71	弱	弱酸性	溶解作用	次生孔隙为主	8.13				0.67
		网状河流相		1.22	10.11							0.13		
		火山岩相			9.30							1.93		
P														0.75
C														

三、 陆 1 井上乌尔禾组 (P_{2sw}) 次生孔隙的形成及影响因素

上乌尔禾组埋深 3867.5—4323m，属冲积扇相沉积，成岩作用阶段研究表明已进入中成岩阶段成熟期‘B’，孔隙度为 12.4%，渗透率为 $0.75 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，孔隙主要为方解石胶结物选择性溶蚀形成的次生溶孔，溶解作用的证据：①在与上乌尔禾组 (P_{2sw}) 相应埋深范围内

存在砂岩孔隙度随埋深突然增大的现象, 其中该组个别砂岩样品孔隙度达 15—17%; ② 3794m 砂岩样品 (L-11 样品), 扫描电镜下见长石的高岭石化现象 (图版 I, 6), 反映了酸性成岩环境; ③ L-7 样品 (P_{2sw}) 中见方解石胶结物发生选择性溶解形成溶蚀孔隙 (图版 I, 2)。

这种深部溶蚀作用主要与有机质热演化生成的 CO₂ 和有机溶剂有关, 同时在次生溶蚀孔隙形成过程中受到水化作用的影响。方解石的溶解和沉淀与成岩环境的酸碱度有密切关系, 当成岩环境为酸性时, CO₂ 的作用会使方解石溶解, 反之则沉淀。Surdam R.C. 和 Crossey L.J. (1985) 认为, 在液态烃大量生成前, 热作用会使泥页岩中的干酪根脱去氧官能团, 如羧基及酚, 从而形成大量有机溶剂 (草酸、醋酸、酚等), 其形成温度一般在 70—120℃, 相当于陆 1 井成熟期 'A' 到成熟 'B' 早期。另外 Schmidt 和 McDonald (1979) 提出了有机质向烃转化时脱羧作用会产生 CO₂, 其中以成熟期 'A' 早期放出的最多。

陆 1 井砂岩, 当处于成熟期 'A' 早期时, 由于有机质放出的 CO₂ 在水化作用形成的碱性条件下, 有利于方解石沉淀, 从而在该阶段砂岩中造成了大量方解石交代石英、长石、燧石、火山岩屑等, 而到成熟期 'A' 晚期, 由于水化作用基本消失, 且 CO₂ 和有机溶剂中和作用使孔隙水性质逐渐向酸性转化, 交代作用普遍减弱; 到成熟期 'B' 早期, CO₂ 和有机溶剂的作用使孔隙水性质转化为弱酸性, 使砂岩中方解石胶结物发生了选择性溶蚀, 从而形成了不甚发育的次生孔隙发育带, 改善了陆 1 井上乌尔禾组 (P_{2sw}) 砂岩的物性条件。

以上研究表明, 象陆 1 井这种低矿物成熟度的岩屑砂岩, 其成岩作用特征及其对砂岩储集性能的影响具有特殊性。

陆 1 井砂岩储层, 在 3750—4300m 左右存在孔隙度随埋深增大现象 (孔隙度 12.3%), 即存在次生孔隙发育带。同时也发现准噶尔盆地西北缘在深部地层 (3000m 以下, 主要是二叠系) 同样存在次生孔隙发育带, 其孔隙度在 8—14% 之间 (据王振亚, 1986), 从而提示我们, 在准噶尔盆地二叠系, 三叠系中找次生孔隙发育带是一项具有十分重要意义的工作。

工作中得到李育慈老师、王多云、史基安和沉积室其他同志及新疆石油局勘探开发研究院领导和同志的支持和热情帮助, 在此表示衷心的感谢。

收稿日期: 1990 年 8 月 11 日

参 考 文 献

- (1) 朱国华、裘亦楠, 1984, 沉积学报, 2卷, 1期, 1—18页。
- (2) 王振亚, 1986, 新疆石油地质, 7卷, 2期, 61—66页。
- (3) 西北大学地质系编译, 1986, 碎屑岩的成岩作用, 西北大学出版社。
- (4) Flint S., 1987, Sedimentology, V.34, p.11—29.
- (5) Schmidt V and McDonald D. A., 1979, Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. V.26, p.175—207.
- (6) Surdam R. C. and Grossery L. J., Royal Society of London, A, V.315. p.135—156.

Diagenesis of Sandstone and Its Influence on Reservoir Property, Well Lu-1 of Luliang Uplift, Junggar Basin

He Haiqing Jin Huijuan

(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

The present paper mainly studies the diagenesis and its influence on reservoir property of lithic sandstone which is little studied in China. Reservoir rock of well Lu-1 is terrigenous lithic sandstone including a lot of pyroclastic rock fragments. Porosity and permeability of reservoir reduce swiftly with the increase of burial depth, but there is an abnormal increase of porosity at the depth of 3750—4300m. There are four main pore types of sandstone: primary intergranular pores, inner grains dissolved pores and micropores. Diagenesis and Sedimentary facies are the two main factors affecting reservoir property of well Lu-1, but the influence of the latter is not very obvious. The diagenetic influence on reservoir property of sandstone is significant and has its particularity to this kind of low mature lithic sandstone of well Lu-1.

Compaction and hydration, especially hydration, are the two most important factors which let to the swiftly reduce of porosity, cementation is another important factor of making porosity and permeability worse. Cements of sandstone are calcite, quartz, authigenic clay, zeolite and a little terrigenous matter. Selective dissolution of calcite cement is the main reason which made the porosity and permeability of partial section better. The influence of calcite replacement on porosity and permeability is not valuable.

The formation of secondary dissolution pore is related to CO_2 which formed by evolution of organic matter. CO_2 can be formed during the whole maturation process especially in stage "A". Generally, the developing belt of secondary pore is in the early period of "A", however, calcite cement in this period hasn't any trace of dissolution in well Lu-1, on the contrary, a lot of clastics are replaced by calcite. Selective dissolution of calcite hasn't take place until late period of "A" and early period of "B". The reason is that: during early period of "A", under alkaline diagenetic environment formed by hydration, the action of CO_2 is favourable to the precipitation of calcite, and made replacement developed, but in late period of "A" and early period of "B", hydration nearly disappeared and the neutralization of CO_2 changed pores into weak acidity (there is a little CO_2 in this period), selective dissolution of calcite cement can be taken place then the belt of secondary pore was formed.

