

松辽盆地砂岩储层的成岩模式与孔隙演化

邢顺淦 姜洪启

(大庆石油管理局勘探开发研究院)

松辽盆地的油气储层以陆相沉积的富长石砂岩为主,在盆地高地温场的条件下,成岩作用有其独特的模式。本文根据砂岩薄片,X射线衍射粘土矿物分析,扫描电镜和电子探针,还用显微热台研究了石英次生加大边内气液包裹体的均一温度,阴极发光下成岩矿物定量分析等测试手段。对埋藏深度 500—3200 m 范围内砂岩储层的成岩标志研究后,建立了富长石砂岩成岩演变模式。将砂岩储层划分出早成岩阶段、中成岩阶段早期、中成岩阶段晚期、晚成岩阶段早期和晚成岩阶段晚期共 3 个阶段 5 期。指出松辽盆地白垩系砂岩储层中存在三个次生孔隙发育带。

关键词 松辽盆地 富长石砂岩 成岩模式 孔隙演化 次生孔隙发育带

迄今为止,松辽盆地具工业价值的油气藏和已发现的油气层,其地质时代主要为中白垩世盆地发育的拗陷期,其次为早白垩世登娄库期和侏罗纪断陷期。储集体以陆相沉积盆地中的河流-三角洲相及滨浅湖相为主。储集层的岩石类型基本属陆相沉积的碎屑岩,仅在个别地区有陆相淡水碳酸盐岩(含海绿石的介屑灰岩等)和基岩风化壳(花岗岩风化壳)储集层等。

在碎屑岩中,储集层以砂岩为主,并有少量裂缝性泥质岩和砂砾岩。这些砂岩是构成河流、三角洲及湖相沉积体的较粗碎屑部分,与细碎屑泥质岩呈间互层产出。多出现在正旋回的上部或复合旋回的中部(三角洲前缘相及湖相砂体)。

一、陆相砂岩储层岩矿学特征

(一) 碎屑成分与岩石类型

1. 碎屑成分 主要由石英、长石、岩石碎屑(简称岩屑)和微量重矿物组成。

(1) 石英:含量一般为 28—40%,与海相地层中石英含量(平均 66.8%)迥然不同。碎屑石英以单晶石英为主。

(2) 长石:含量居碎屑成分的首位,一般为 27—45%,通常都高于石英。长石含量高的砂岩主要出现在陆相地层中,只有当气候干燥以物理风化作用为主,剥蚀、搬运和堆积速度较快,搬运距离较短时,长石碎屑才能被大量地保存下来。

(3) 岩石碎屑(简称岩屑,也有人称岩块):一般含量 18—40%(个别可含 10%或 50%左右)。不同地层砂岩的岩屑含量有差别,如下部含油组合扶余、杨大城子油层比中部组合萨尔图、葡萄花和高台子油层砂岩中岩屑含量高,而深部组合中更高。岩屑的成分,以岩浆岩中的酸性喷发岩为主,占岩屑总量的 80%以上,其余岩屑成分由中性喷发岩(安山岩)、花岗

岩、浅变质岩（千枚岩、片岩及板岩等）及沉积岩（泥质粉砂岩、泥岩等）组成。

2. 结构 储集层砂岩的粒度主要为粗粉砂状、细砂状结构，或二者过渡，即粗粉砂岩和细砂岩为主，含少量中砂细砂岩或中砂岩，一般含泥量小于 15—20%。中等磨圆程度，即次尖一次圆或次圆一次尖。

3. 分选 从储集层砂岩粒度组合来看，分选一般为好至中等。

4. 类型 分类方案详见图 1，表 1。根据数以万计的砂岩薄片资料，砂岩类型主要为

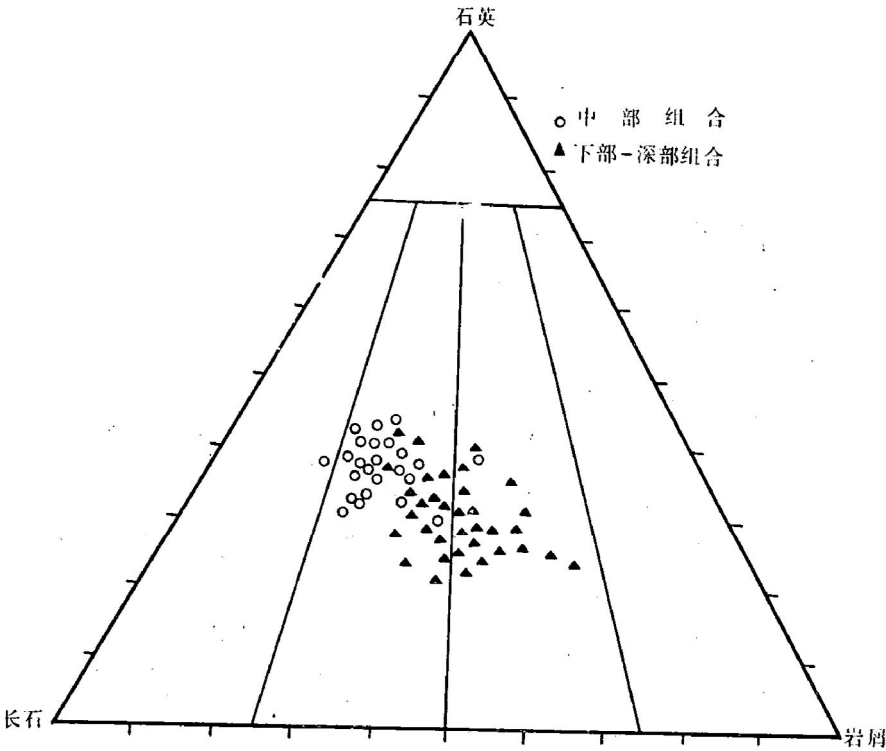


图 1 砂岩类型三角图

表 1 松辽盆地白垩系砂岩类型分布表

时代	含油组合	地层 (油层)	地区	岩石类型	粒度 (mm)	碎屑成分 (%)		
						石英	长石	岩屑
中白垩世	中部	姚家组	大部分	粗粉—细粒岩屑质长石砂岩	0.06—0.25	38±1 (37—39)	42±2.2 (39—44)	20±1.7 (18—22)
		青山口组 (萨尔图、葡萄花、高台子油层)	西部	粗粉—细粒混合砂岩	0.04—0.20	28±1.7 (26—30)	35±1.3 (33—36)	38±2.9 (34—41)
	下部	泉四段 泉三段 (扶余、杨大城子油层)	全盆地	含泥粗粉—细粒混合砂岩	0.06—0.25	28±4 (24—35)	41±4 (37—43)	31±4 (27—38)
	深部	泉二段 泉一段	全盆地	含浊沸石粗粉—细粒混合砂岩	0.06—0.35	32±2.7 (28—37)	39±3.6 (32—46)	29±5.3 (21—40)
		登娄库组		含泥浊沸石中—细粒混合砂岩	0.10—0.40 —1.5	30±2.9 (24—35)	38±3.9 (28—42)	32±3.6 (28—40)

注：①成分数据为平均值与偏差，括号内为范围值

②据 66 口井 378 个砂层 3402 块薄片资料统计

长石砂岩和混合砂岩类(石英 $<50\%$, 长石 $>25\%$, 岩屑 $>10\%$), 如果按照福克的分类方案, 则砂岩类型称为岩屑长石砂岩和长石质岩屑砂岩(图版 I-1), 均为富含长石且岩屑含量变化大的砂岩。

(二) 填隙物(杂基和胶结物)

杂基以泥质为主(主要是粘土矿物, 还包括少量泥级碎屑石英、长石和非晶质), 反映悬移质, 但其中一些成岩粘土矿物在薄片鉴定中也归入泥质。松辽盆地白垩系砂岩中粘土杂基(泥质)以伊利石为主, 中部组合中含量相对较少($<10\%$), 下部组合中含量较多($>13\sim 20\%$)。

自生胶结物主要有:

1. 硅质和硅酸盐胶结 自生石英和长石常呈次生加大边或孔隙内自形晶体产出, 一般发育在原生粒间孔内, 多在泥质杂基填隙少的砂岩内或砂岩中含泥少的部分。根据偏光显微镜下定性及半定量标准可将次生加大与再生胶结程度划分为1—6级(图版 I-1, 2, 3)^[1], 利用阴极发光显微照片对自生石英和长石作定量统计(表2)。

表2 硅质和硅酸盐胶结定量分析

石英和长石次生加大与再生胶结 (级 别)	硅质和硅酸盐胶结 (%)	成岩阶段
1—2	<2	早阶段
3	2—3	中阶段早期
4	3—5	中阶段晚期
5—6	5—15	晚阶段

2. 自生粘土矿物 计有高岭石(K)、绿泥石(Ch)、蒙皂石(S)、蒙皂石-伊利石(S/I)、蒙皂石-绿泥石(S/Ch)、自生伊利石(I)等。总的来说, 他生伊利石与自生粘土矿物总量一般占6—9% (部分地区和层段含量大于10%), 因此, 砂岩储层粘土矿物总量不高(多小于10%)。不同层位和地区粘土矿物组合特征有差别, 是受沉积和成岩作用控制的结果。

3. 碳酸盐 主要为方解石和铁白云石。方解石在储层中一般含量较少, 多在1%左右, 仅个别地区及层段含量稍高($<10\%$), 如含量过高则不能成为储集层。铁白云石仅见于某些层段(如扶余油层)的滨浅湖相砂岩中。尚见少量泥碳酸盐(凝胶重结晶)亦为滨浅湖相产物。

4. 硫酸盐 重晶石和硬石膏, 仅出现在部分地区中部及下部组合某些层段内, 一般含量很低($<1\%$), 个别含量较高时则不能成为储集层。

5. 浊沸石 主要分布在埋藏较深的深层砂岩中, 下部组合仅见于杨大城子五组砂岩内。在泉一、二段及登三、四段砂岩中较发育, 一般含量为2—8%, 部分可超过10—18%。

(三) 填隙物产状及岩石胶结类型

自生石英和长石较多时为再生式胶结; 粘土矿物中泥质杂基(主要为伊利石)含量很少时为接触式胶结, 部分为团块状充填碎屑粒间; 自生高岭石亦多为粒间充填物, 呈孔隙式或质点式胶结; 其它粘土矿物(杂基伊利石、蒙皂石-伊利石、蒙皂石-绿泥石、绿泥石等)多呈套膜(薄膜)状包围颗粒表面, 呈薄膜式胶结; 部分自生伊利石呈搭桥式; 方解石和浊沸石等常溶蚀交代长石或岩屑颗粒并充填孔隙, 在砂岩中分布不均匀, 多呈斑块状局部集中, 呈孔隙式或充填式胶结。

由于陆相沉积砂体一般规模小,呈条带状者居多,分选中等,杂基含量相对较高,砂岩类型以富长石砂岩即长石砂岩和混合砂岩为主,非均质性强。因此,在埋藏成岩条件下,成岩变化复杂,除石英和长石次生加大再生胶结外,各种自生粘土矿物沉淀较多,长石和部分岩屑容易被溶蚀,形成各种复杂的孔隙类型。而海相石英砂岩相对稳定,成岩变化较简单,胶结作用以石英次生加大硅质胶结和方解石胶结为主,自生粘土矿物沉淀少。

二、富长石砂岩的成岩演变

本文重点研究了松辽盆地北部埋藏深度 500—3200 m 范围内砂岩的成岩共生序列,建立了松辽盆地富长石砂岩的成岩演变模式。

(一) 热演化史

根据实测石英次生加大边内气液包裹体的均一温度(近似反映捕获包裹体时成岩古温度)、镜质体反射率与实测井温研究后再次证实:松辽盆地是高地温场盆地,古地温高于现地温(表 3)。

(1) 同一口井相同深度的包裹体均一温度与实测井温对比,古地温均大于实测井温 +1.5—+50℃(不同地区地温差不同)。

(2) 实测古地温与镜质体反射率随深度变化具有良好的正相关关系。当埋藏深度 1000 m 时,古地温可达约 90℃,镜质体反射率 0.5%,石英次生加大初期(1—2级);埋深 1000—1800 m 时,古地温的 90—100℃,镜质体反射率 0.5—1.0%,石英次生加大 3 级;埋深 1800—2200 m 时,古地温为 100—120℃,镜质体反射率为 1.0—1.3%,石英次生加大 4 级;埋深约 2700 m 左右,古地温约 140℃,镜质体反射率约 2.0%,石英次生加大 5—6 级。上述规律为成岩阶段划分提供了主要依据。

(3) 实测古地温与实测井温的差值变化反映了不同地区埋藏深度的变化。例如,三肇地区地温差较小(肇深 5 井和肇 12 井泉头组地温差为 +1.5—+12.0℃),说明泉头组沉积以后埋藏深度变化较小;而大庆地区(萨 5 井地温差为 +26.0—42.0℃)和朝长地区(地温差为 +38.0—+50.2℃)的地温差较大,说明这些地区泉头组沉积以后地层经历了较大的抬升。根据地温突变深度的差值大小可推断各地区抬升的幅度(例如大庆萨 5 井地区抬升约 300 m,朝长地区的朝深 2 井区抬升约 400 m,三深 1 井区抬升约 900 m 等)。

(4) 包裹体温度从里向外逐渐升高的事实,记载了生长过程形成温度的变化和次生加大边生长的顺序。与电子探针测加大边内 Al_2O_3 含量呈脉动式变化相一致。说明石英次生加大边的生长是脉动式的,分阶段多次沉淀形成的。随着深度加深石英次生加大边形成的次数也越多,但加大边的宽度与次数不一定成正相关,因为加大边的宽度除与成岩程度有关外,常取决于形成时自由空间(孔隙存在)的情况,以及物质来源方向等的影响。

(二) 长石的成岩演变——钠长石化

根据电子探针分析结果(表 4),砂岩中碎屑长石成分随深度有规律的变化(图 2)。在埋深较浅(<1000 m)时,钾长石含量高,可多于斜长石或二者相近。斜长石以酸性斜长石为主(An_{0-30}),其中钠长石(An_{0-10})约占 40—70%。随深度增加钾长石含量逐渐减少,消失在 1600—2200 m 之间;斜长石中钙长石分子减少,钠长石分子增加。当埋深大于 2000—2700 m 左右时(不同地区现埋深的差异),斜长石几乎已变成纯钠长石。这反映了碎屑长石的钠长

表3 包裹体均一温度与实测地温及镜质体反射率关系表

地区	井号	井深 (m)	层位	包裹体均一温度 (℃)	实测井温 (℃)	地温差 (℃)	镜质体反射率 (%)
大庆	萨5井	1500	q ₄	108.5	71	+37.5	1.35
		1800	q ₃	111.0	80	+31.0	1.5
		2000	q ₃	113.0	86	+27.0	1.58
		2200	q ₂	117.0	91	+26.0	1.67
		2500	q ₁	134.0	99	+35.0	1.86
		2700	d ₃	146.5	104.5	+42.0	1.97
		3000	d ₃	155.0	113.0	+42.0	2.05
三肇	肇深5井	1800	q ₄		71.5		1.05
		2000	q ₃		90.5		1.27
		2200	q ₃	107.5	95.5	+12.0	1.48
		2500	q ₂	111.3	105.3	+6.0	1.75
		2700	q ₁	113.8	112.3	+1.5	1.86
		3000	d ₃	131.5	121.2	+10.3	2.05
		3200	d ₂	150.0	127.5	+22.5	2.15
	肇12井	1800	q ₄	88.2	80.4	+7.8	0.66
		2000	q ₃	90.8	84.2	+6.6	0.82
		2200	q ₃	93.3	88.0	+5.3	1.00
		2500	q ₂	97.5	95.0	+2.5	1.47
		2700	q ₁	103.7	101.2	+2.5	1.83
		3000	d ₃	150.0	111.5	+38.5	2.08
朝长	朝深2井	1500	q ₃				0.88
		1800	q ₂				1.00
		2000	q ₁	147.9	109.7	+38.2	1.06
		2200	d ₄	150.2	111.0	+39.2	1.15
		2500	d ₃	156.5	117.3	+39.2	1.60
		2700	d ₃	170.5	120.3	+50.2	1.75
		3000	d ₂	173.0	125.3	+47.7	1.78
	三深1井	1500	q ₁	110.0	(78.0)	(+32.0)	1.45
		1800	d ₄	126.0	(93.0)	(+33.0)	1.65
		2000	d ₃	132.7	(102.0)	(+30.7)	1.80
		2200	d ₃	151.5	(110.0)	(+41.5)	1.93
		2500	d ₂	156.0	(115.5)	(+40.5)	2.00
		2700	d ₁	157.7	(116.5)	(+41.2)	2.16

注: 加括号者为推测数据, 供参考。

石化过程。

表 4 大庆油田砂岩中碎屑长石成分表

埋藏深度 (m)	钾长石 (%)	斜长石 (%)	钾长石/斜长石
<600	58	42	1.38
1024.3—1087.3	42	58	0.74
1526—1595	23	77	0.31
>1600	0	100	0.00

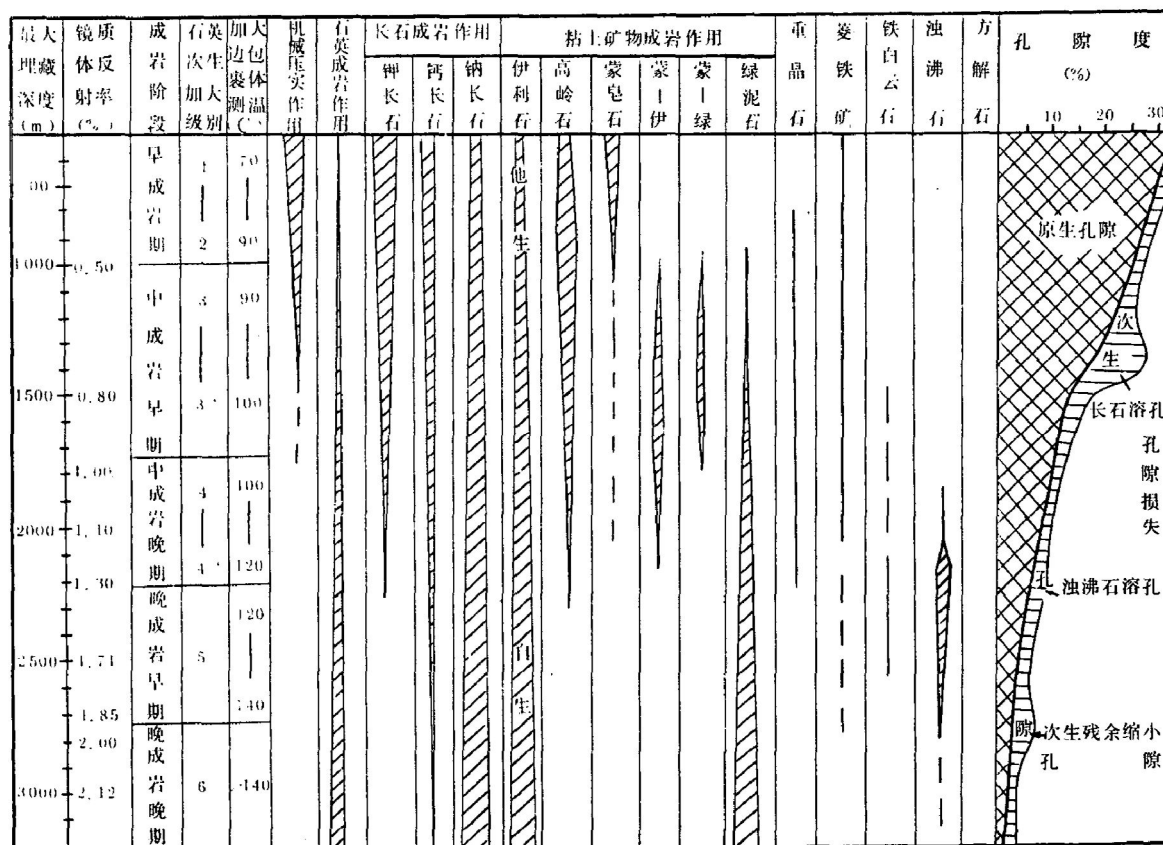


图 2 砂岩储集层成岩作用共生序列与孔隙演化图

碎屑长石成岩演变的总趋势是：随埋深增加（温度和压力也增加）孔隙溶液与碎屑长石成分发生了交代作用，即斜长石和钾长石的钠长石化。

（三）粘土矿物成岩作用

砂岩中粘土矿物主要有六类，即伊利石、高岭石、蒙皂石、蒙皂石-伊利石、蒙皂石-绿泥石及绿泥石。其中部分伊利石为陆源碎屑（他生伊利石）外，其余多为埋藏成岩阶段自生矿物，虽然在砂岩中其绝对含量有限，但对储集层性质影响较大^[2]。

1. 伊利石 在埋藏较浅的早成岩及中成岩阶段，以叶片状他生伊利石为主（图版 1-4），至中成岩阶段开始向自生的纤维状伊利石转化，至晚成岩阶段自生伊利石大量发育。

2. 高岭石 主要发育在早成岩及中成岩阶段早期（浅于 1800—2000 m），为典型自生矿物分布于粒间孔隙（图版 1-6, 7）。

3. 蒙皂石 一般仅见于早成岩阶段, 埋藏深度小于 1000 m。但个别地区(如宋站等)也有例外。

4. 蒙皂石-伊利石和蒙皂石-绿泥石混合层 主要分布于中成岩阶段, 深度范围约 1000—2200 m (蒙皂石-绿泥石约在 1800 m 内消失)。不同地区和层段以某种混合层占优势, 因条件而异。

5. 绿泥石 主要出现在中成岩阶段晚期及晚成岩阶段, 以埋藏深度 1700 m 以下较发育。形成时间晚于长石次生加大或其被溶蚀之后, 早于浊沸石的沉淀(图版 II-1, 2)。

(四) 其它成岩自生矿物

1. 方解石 为形成最晚的自生矿物(图版 II-3), 白垩系砂岩中均为无铁方解石。在各类储层中常有少量分布。其分布状况不具成岩标志意义。

2. 浊沸石 仅出现在杨大城子油层五组及以下地层中(在泉头组一、二段及登娄库组三、四段较发育)。为晚成岩阶段早期的标志矿物。

(五) 成岩标志与成岩阶段的划分

成岩标志主要有成岩温度, 镜质体反射率, 石英成岩作用, 长石成岩作用, 粘土矿物组合所标志的成岩演变及矿物特征, 以及浊沸石的出现等各种成岩标志与最大埋藏深度的关系。

1. 成岩阶段划分

根据砂岩储层中成岩标志所反映的埋藏深度, 按砂岩成岩史将松辽盆地白垩系砂岩储层的成岩阶段划分为早、中、晚三个阶段五期(图 2, 表 5)。

表 5 松辽盆地砂岩储集层的成岩阶段

盆地发展时期	最大埋藏深度 (m)	成岩阶段	砂岩储集层
拗 陷 期	<980	早阶段	姚家组, 萨尔图、葡萄花油层
	980—1800	早阶段早期	姚家组, 部分萨尔图、葡萄花、高台子油层 泉头组四、三段, 扶余、部分杨大城子油层
	1800—2200	中阶段晚期	泉头组三段, 杨大城子油层
	2200—2700	晚阶段早期	泉头组一、二段
断陷期	>2700	晚阶段晚期	登娄库组以下

(1) 早成岩阶段: 埋藏深度小于 980 m, 古温度 70—90℃, 镜质体反射率 <0.5%, 石英次生加大 1—2 级, 钠长石化弱, 以蒙皂石、高岭石和他生伊利石粘土矿物组合为特征。

(2) 中成岩阶段早期: 埋藏深度范围约 980—1800 m, 古温度 90—100℃, 镜质体反射率 0.5—1.0%, 石英次生加大 3—3+ 级, 钾长石大量钠长石化, 以高岭石、蒙皂石-伊利石或蒙皂石-绿泥石混合层粘土矿物组合为特征, 他生伊利石开始向瘤状、短纤维状转化。

(3) 中成岩阶段晚期: 埋藏深度范围约 1800—2200 m, 古温度 100—120℃, 镜质体反射率 1.0—1.3%, 石英次生加大 4—4+ 级, 钾长石基本消失, 斜长石中钠长石大量增加, 粘土矿物组合以少量高岭石、蒙皂石-伊利石和绿泥石为特征, 且纤维状自生伊利石开始大量出现。

(4) 晚成岩阶段早期: 埋藏深度范围约 2200—2700 m, 古温度 120—140℃, 镜质体反射率 1.30—1.95%, 石英次生加大 5 级, 粘土矿物组合以自生伊利石和绿泥石为特征, 一般情况下混合层已消失, 浊沸石大量出现。

(5) 晚成岩阶段晚期: 埋藏深度大于 2700 m, 古温度大于 140℃, 镜质体反射率大于

1.95%，石英次生加大 5—6 级，各种长石已全部钠长石化（某些地区有例外），粘土矿物仍以自生伊利石和绿泥石为组合特征。

2. 砂岩储集层的成岩阶段

根据前述划分成岩阶段的标志，对盆地不同时期不同层位砂岩储层所处成岩阶段，做如下分析（表 5）。盆地断陷期（侏罗纪至早白垩世登娄库期）的地层和储层已演化至晚成岩阶段晚期（即最高成岩期）；坳陷期（中白垩世泉头期至姚家期）的地层和储层（中部及下部组合）主要处于早成岩及中成岩阶段。这是总趋势，同一时期的地层沉积和埋藏历史不同，则有差异。

三、孔隙结构特征及孔隙演化史

（一）结构类型

陆相富长石砂岩储集层的孔隙类型仍以原生粒间孔为主，随着埋藏深度的变化，原生粒间孔受到成岩作用的改造，使孔隙变得复杂化。

砂岩储层主要孔隙结构类型，按孔隙成因可分为原生、混合（原生加次生）、次生和微孔。按孔隙结构特征可划分为正常粒间孔、缩小粒间孔、粒间扩大溶孔、粒内溶孔、铸（印）模孔、胶结物内溶孔、特大孔隙、残余缩小溶孔、裂缝及粘土矿物晶间孔等 10 种类型（表 6，图版 I，II）。

表 6 砂岩储层主要孔隙结构类型简表

孔隙成因	孔隙结构类型	机械作用 产物	胶结作用 产物	溶解作用 产物	充填作用 产物	分 布	图版
原 生	正常粒间孔	+				中部组合多，主要	I-1 II-4, 5
	缩小粒间孔	+	+		+	下部组合多，主要	I-9 II-5
混 合 (原生+次生)	粒间扩大溶孔 (选择性溶解长石的孔壁)	+		+		下部组合较多 (多见于宋站、朝长地区)	II-6
次 生	粒内溶孔 (多为长石)			+		少，常见	II-8
	铸（印）模孔			+		少，偶见	II-9
	胶结物内溶孔 (多为浊沸石)			+		少 (部分杨五组砂岩中)	II-7
	特大孔隙			+		少，偶见	
	裂 缝	+				少 (深部砂岩中)	
	残余缩小溶孔			+	+	少 (深部砂岩中)	
微孔	粘土矿物晶间孔				+	较多 (下-深部砂岩中)	I-7 II-8

(二) 孔隙演化史

砂岩储层孔隙结构随成岩作用加强而演化。

1. 早成岩阶段 埋藏较浅, 机械压实作用居首要地位; 自生矿物沉淀的化学胶结作用居次要地位; 长石被选择性溶解作用存在, 但提供的次生孔隙较少, (一般次生孔隙度仅占 1—2% 左右)。总的趋势是使原生孔隙逐渐减少。大多数中部含油组合的储层属此特征。

2. 中成岩阶段早期 埋藏深度超过 1000—1800 m, 机械压实作用退居次要地位, 化学胶结作用较强。石英和长石次生加大普遍, 自生粘土矿物高岭石和蒙皂石-伊利石或蒙皂石-绿泥石的沉淀, 使原生孔隙继续减少 (或增加微孔隙)。但是, 当埋藏深度在 1100—1400 m 范围时, 如果孔隙溶液能够溶解不稳定组分 (首先是斜长石、钾长石及岩屑), 常可造成被压缩后的原生粒间孔的孔壁被溶扩大 (即溶蚀扩大粒间孔), 并形成其它类型次生孔隙, 从而大大改善储层的孔隙状况, 增大孔隙度。形成第一次生孔隙发育带。典型发育区如盆地东部宋站的扶杨油层, 朝长地区的扶余油层等。

3. 中成岩阶段晚期 埋藏深度范围约 1800—2200 m, 以更多的自生矿物沉淀使孔隙继续损失, 仅有很少的次生孔隙存在, 并可出现少量浊沸石胶结物, 堵塞大孔隙。

4. 晚成岩阶段早期 埋藏深度范围约 2200—2700 m, 除各种自生矿物沉淀, 使原生孔隙减少, 孔隙度低至 10% 以下。但由于浊沸石大量沉淀, 当某些地区因酸性溶液进入储层, 使浊沸石发生溶解形成次生孔隙时, 则可形成第二次生孔隙发育带。此带分布的代表性地区和层位为大庆及安达-肇洲深部断阶带及背斜带的北部泉一、二段。

5. 晚成岩阶段晚期 埋藏深度已超过 2700 m, 由于化学胶结作用自生矿物堵塞孔隙, 使原生孔隙降低到不可压缩的程度 (孔隙度一般 $< 5\%$)。但是, 由于某些地区和层段在经历中成岩阶段时形成了一些长石次生溶孔发育段, 在继续埋藏成岩过程中, 这些次生孔隙虽然又被新沉淀的自生矿物充填堵塞, 其残余溶孔仍对该段的孔隙度有贡献, 即大于孔隙度随深度减小的正常趋势值, 从而在某些地区形成约在 2700—2800 m 范围发育的第三次生孔隙发育带。主要分布在深部大庆断阶带及安达-肇洲背斜带北部, 与第二次生孔隙发育带分布地区基本相同, 但主要在登三段中。

需要说明的是松辽盆地陆相砂岩储层各成岩阶段孔隙演化特征不一定受层位控制, 不同层位的储层经历的最大埋藏深度如果相似, 所处成岩阶段也相似, 其孔隙演化史也会相似。不同地区 (或构造单元) 同一层位的储层经历的最大埋藏深度不同, 所处的成岩阶段不同, 其孔隙特征及演化史也不同。需要较全面系统地储层的沉积和成岩特征研究入手, 掌握其成岩演化规律, 才能了解某地区某地层中储层的孔隙演化史, 为寻找油气储层的有利分布层位、深度和地区提供可靠依据和正确的指导性意见。

参 考 文 献

- [1] 邢顺拴, 1983, 大庆石油地质与开发, 第2卷, 第2期。
- [2] 邢顺拴、辛国强, 1987, 大庆石油地质与开发, 第6卷, 第1期。

DIAGENESIS MODEL AND PORE EVOLUTION OF FELDSPAR-RICH SANDSTONE RESERVOIRS IN SONGLIAO BASIN

Xing Shunquan Jiang Hongqi

(Institute of Exploration and Development, Daqing Petroleum Administration)

Abstract

The oil and gas reservoirs that are mainly composed of continental feldspar-rich sandstones in the Songliao Basin have a distinctive diagenesis model due to high geothermal field of the basin.

After the study of diagenetic indication for the sandstone reservoirs buried at the depth of 500–3200m based on thin section, X-ray diffraction, SEM, electronic probe, the uniform temperature and salinity of the gas-liquid inclusions in the overgrowth of quartz and the quantitative analysis of diagenetic minerals in cathodoluminescence, this paper sets up a diagenetic model of feldspar-rich sandstones, divided the diagenetic evolution into 3 stages and 5 phases such as early stage, the early and late phases of the middle stage, the early and late phases of the late stage, and then points out three zones of secondary pores.