

苏北高邮凹陷戴一段砂岩矿物 和孔隙成岩机理的探讨

朱家祥 李淑贞

(同济大学海洋地质系)

提要 苏北盆地高邮凹陷下第三系戴一段岩层是主要的产油层系。通过对不同埋深的砂岩、泥岩和有机质的分析,表明砂岩的颗粒、胶结物、孔隙的性质发生了一系列的成岩变化。长石矿物的溶蚀所形成的大量次生孔隙是本区砂岩储集层的明显特征。在两个不同深度上出现的次生孔隙密集带,具有不同的成因机制(有机质的脱羧基作用和矿物的交代作用),并分别控制着低成熟、高成熟石油及天然气的分布。

关键词 砂岩 矿物和孔隙 成岩变化 次生孔隙密集带 机理 油气
第一作者简介 朱家祥 男 50岁 副教授 石油地质,地球化学

苏北盆地高邮凹陷是目前重要含油气区之一。下第三系戴一段岩层最厚达800m,是本区主要的储集层。作者从凹陷西缘马家咀向东经樊川深凹到南缘的周庄采集了22口井的砂泥岩岩心样品,作了砂岩、泥岩和有机质埋藏成岩演化的综合研究,本文仅就砂岩矿物和孔隙的成岩特征、鉴别标志、成岩带、孔隙生成机制及油气做一讨论。

一 砂岩的矿物组成及其成岩变化

戴一段砂岩大多为浅灰、灰白和浅棕红色,属湖泊三角洲、冲积扇成因,具近源碎屑物特征。颗粒以石英(50—65%)、长石(15—25%)、岩屑(>15%)为主,含少量生物碎屑和重矿物。胶结物有方解石、镁方解石和白云石,含量15—20%。基质为细粉砂和泥质,含量5—25%,在具浊积性质的岩石内含量较高。

本区砂岩矿物的埋藏成岩变化主要表现为溶解、沉淀和蚀变交代作用。这三种作用按表现的强度、方式和顺序可产生各种矿物成岩现象和不同的成岩系列。

(一) 石英的成岩变化

1.石英早期溶蚀 在早期成岩期形成的黄铁矿结核内含有石英碎屑,大多具有锯齿状、港湾状和其它不规则溶蚀边缘,无再生加大现象。

2.石英再生加大 这是戴一段砂岩常见的成岩变化之一。石英在孔隙一侧发育了结晶良好的再生棱边或棱角(图版I, 1)。再生强度与粒径、埋深明显有关(表1)。再生作用出现于2350—2850米的深度,其中以2600—2750m处最发育。

3.石英后期溶蚀 系指石英再生加大部分受到局部溶蚀,在棱角、棱边处形成不规则溶蚀边缘,这种溶蚀出现于2700—2800m,或者碳酸盐胶结物大量沉淀之前。

4.石英压溶 以“点”状或“面”状接触的石英压溶现象明显发生于2700m左右的深度。

浅层压溶开始于石英再生加大发育的后期, 深层压溶 (3600m 以下) 更强烈可导致砂岩的镶嵌结构。

5. 石英的交代 在深部砂岩中普遍见到石英颗粒被其它矿物所交代, 主要有两类: (1) 白云石胶结和对石英的交代, 由接触处向石英内部扩散侵染 (图版 I, 2), 属较深成的成岩变化; (2) 绿泥石对石英的交代。图版 I, 3 显示溶蚀的石英表面上生长着细片状绿泥石, 这种交代矿物的出现是深成成岩作用的特征之一。

表 1 高邮凹陷戴一段砂岩中石英再生加大

Table 1 Quartz overgrowth of sandstones in the Lower Dainan Formation, the Gaoyou Sub-depression

井号	深度 (m)	粒度 (mm)	石英再生加大 (μm)
黄 18 井	2328.8	0.14	8—10
周 26 井	2680.0	0.12—0.14	4—6
周 26 井	2691.7	0.08—0.10	2—4
周 26 井	2701.15	0.14	10—12
联 7 井	2701.1	0.12—0.14	8—12
周 26 井	2703.0	0.16	12—20
周 26 井	2709.0	0.08	8—10
周 26 井	2728.0	0.08	6—8
真 80 井	2742.0	0.08	8—12
永 12 井	2833.0	0.14	12—20

表 2 砂岩中斜长石化合物成分的能谱分析

Table 2 Compound composition of plagioclase in sandstones by energy analysis

井号	深度 (m)	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
马 4 井	1829	6.77	1.46	12.50	54.66	4.72	19.61	0.29
马 4 井'	1829	9.38	1.50	20.05	59.26	1.65	6.77	1.39
周 26 井	2665	3.94	3.65	14.55	52.81	1.73	11.90	11.43

·对马 4 井样品中, 同一颗斜长石矿物的不同部位所作的能谱分析

(二) 长石的成岩变化

1. 长石的早期蚀变 主要表现为长石表面的高岭土化, 在扫描电镜中可见到长石和微晶高岭石之间的过渡关系, 同时还伴有黄铁矿微晶的交代, 这类蚀变属“地下风化”, 分布于浅于 2700m 的深度。

2. 钾钠长石的再生加大 仅见于浅于 2800m 的砂岩内, 沿长石 (001) 方向发育了晶面完整的新生长石, 这种再生现象常与石英后期溶蚀伴生, 主要形成于碳酸盐大规模沉淀之前的弱碱性环境。

3. 长石的晚期交代 深部砂岩中长石常受到交代, 主要有: (1) 白云石胶结物沿边缘、解理和微裂隙对长石的交代; (2) 绿泥石对斜长石和钾长石的交代 (图版 I, 4), 这种交代作用正是晚期成岩的特征现象。

4. 长石的溶蚀 斜长石的广泛溶蚀是砂岩最重要的成岩特征之一, 也是本区储层次生孔隙形成的主要原因。从浅层到深部斜长石溶蚀明显, 类型众多, 程度各异。铸体薄片、扫描

电镜和能谱分析表明，斜长石中 $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ 组分最容易被溶解、淋滤。图版 I，5 和表 2 证实，斜长石的选择性溶蚀会导致 K_2O 和 CaO 的降低。钾钠长石的溶蚀在浅层砂岩中不显著，但埋深超过 3000m 可见到明显的溶蚀（图版 I，6），在长石蚀余的骨架或边缘上有时可见交代型花瓣状绿泥石。严重溶蚀的溶孔内常有蚀余矿物的残迹——蚀余球，这种球粒主要由粘土质和长石残晶组成，可作为长石严重溶蚀和铸模孔隙的一种鉴定标志。

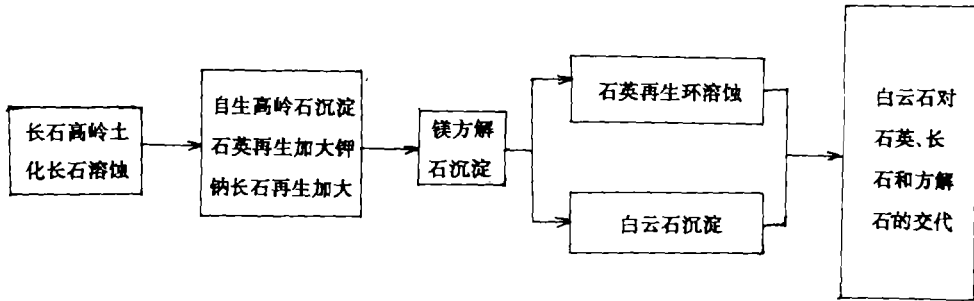
(三) 重矿物和其它沉积颗粒的成岩变化

砂岩重矿物中，重晶石、钛铁矿、天青石、柘榴子石、石膏等表现出较明显的溶蚀现象，常在解理或晶面上发生局部的刻蚀作用，形成溶蚀坑，但在溶蚀强度和规模上远不如长石那样重要。砂岩中还出现一定数量的鲕粒，成分为白云质和灰质，结构上可分为无核和有核鲕。鲕体一般未见溶蚀，仅在 2700—3000m 少数样品中偶见鲕粒壳层间和核心有局部的溶蚀。无核鲕粒中普遍存在成簇分布黄铁矿微晶，这种自生黄铁矿的形成与有机质分解有一定的关系。

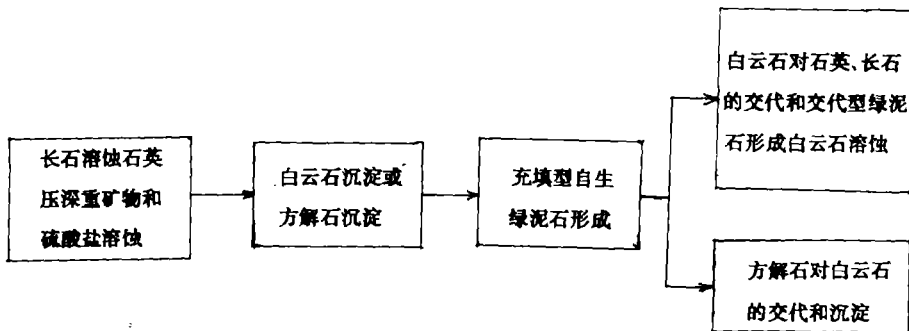
(四) 胶结物的成岩变化

常见的胶结物除白云石和方解石外，还有以下自生矿物：石英、高岭石、绿泥石以及少量硫酸盐和铁矿物。这些胶结物的生成和矿物组合随深度而不同，自上而下构成两个成岩系列：

浅层：浅于 2800m



深层：2800—3800m



上述成岩系列反映不同的成岩环境，控制着胶结物矿物的性质、数量、世代、胶结类型以及孔隙的性质和发育。

碳酸盐胶结物的产状有充填型和交代型两类。浅部以镁方解石为主，多呈接触或充填于颗粒间，白云石分布于方解石周缘和方解石与其它矿物的接触处，以及矿物解理、裂隙内。在联盟庄、永安和曹庄地区，深约 2800m 附近见到的碳酸盐化砂岩就是碳酸盐矿物在的特定的成岩环境中大规模沉淀的结果。浅层还出现方解石-白云石沉淀-白云石交代的成岩世代。在深部，白云石是主要胶结物，并先于方解石沉淀。交代型碳酸盐以白云石为主，出现于深层砂岩内，沿石英、长石和早期方解石的边缘、裂隙和双晶纹呈星散状、斑块状渗透性交代。

石英胶结物系指石英颗粒的再生部分和微晶充填物，常与高岭石、蒙脱石、伊利石和混层粘土共生。自生高岭石作为胶结物常沉淀在孔隙的角落处，一般出现于浅层。这种叠片状高岭石是氧化硅和氢氧化铝在水中直接生成的。绿泥石胶结物有充填型和交代型两类。充填型绿泥石常与伊利石、方解石等矿物共生，最早出现于 2740m，广泛发育于 3500m；交代型绿泥石大多附生于石英或长石表面和溶坑内，这是成岩晚期的标型矿物。

二 砂岩孔隙结构的成岩变化

戴一段砂岩有两种成因迥然不同的孔隙类型：原生孔隙和次生孔隙。孔隙的成因及其演化是埋藏成岩作用的另一类特征现象，且与油气分布密切相关。

(一) 原生孔隙的类型和变化

原生孔隙的结构、形态、大小和数量取决于颗粒的圆度、分选性、排列方式、胶结物含量、胶结类型等因素。本区见到的原生孔隙主要为粒间孔和片状孔，前者大多存在于浅层疏松岩石内，后者发育于中、深层砂岩中。随着埋深加大，压实作用增强，砂岩原生孔隙之变小、变少。由于戴一段砂体大多属湖泊三角洲和冲积扇沉积，沉积速率快，机械压实不充分，因此，原生孔的减少取决于化学压实的强度，即胶结物的沉淀和压溶高碳酸盐化砂岩层的出现意味着压实作用过程基本完成，原生孔隙趋于消失（或仅保存片状孔隙）。表 3 反映了这种变化过程。

(二) 次生孔隙的类型和变化

戴一段砂岩的次生孔隙十分发育，类型众多，按成因可分三大类 20 种识别标志(图 1)。



图 1 E₄ 砂岩次生孔隙的识别标志

Fig.1 Criteria on secondary porosity in sandstones

表3 高邮凹陷戴一段砂岩孔隙类型、面密度的深度分布

Table 3 Distribution of porosity types and their surface density of sandstones, Lower Dainan Formation, Gaoyou Sub-depression

井号	深度 (m)	岩型	次生孔隙类型	孔隙 格数	面密度 (%)	相对 面密度 (%)	原生孔隙 类型	孔隙 格数	面密度 (%)	相对 面密度 (%)	总孔隙 格数	总面 密度 (%)	实液物性参数 Φ (%) k (md)
马4井	1884.9	极细砂	长石选择溶蚀, 晶内孔、粒内孔	38	4.2	21	粒间	143	15.9	78	181	20.1	24.1 813
周26井	2665.2	细砂	长石选择溶蚀, 颗粒部分溶蚀, 裂隙孔、粒内孔	47	5.2	30.1	粒间	109	12.1	69.9	156	17.3	15.8 65
周26井	2670	细砂	长石选择溶蚀, 粒内孔	49	5.4	33.8	粒间	96	10.7	66.2	145	16.1	18.3 180
周26井	2685.9	极细砂	颗粒部分溶蚀, 长石选择溶蚀, 裂隙孔	24	2.7	21.2	粒间	86	9.6	78.2	110	12.2	15.1 18
联7井	2701.05	极细砂	长石选择溶蚀, 粒内孔、颗粒部 分溶蚀	46	5.1	48.4	粒间、片状	49	5.4	51.6	95	10.6	13.3 22.8
真80井	2742	极细砂	长石选择溶蚀, 粒内孔	54	6.0	64.3	粒间、片状	30	3.3	35.7	84	9.3	7.4 <1
曹17井	28005	极细砂	裂隙孔偶见	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
联7井	2812.25	极细砂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
永12井	2820.21	中砂	偶见长石溶孔	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
富13井	2932.06	极细砂	颗粒部分溶蚀, 长石溶蚀、渠道 六溶孔	19	2.1	67.9	片状	9	1	32.1	28	3.1	-
联7井	2985.55	极细砂	长石溶蚀、碳酸 盐溶蚀、颗粒部 分溶蚀	68	7.6	82.9	片状	14	1.5	17.1	82	9.1	11.3 8.86
周25井	3021.67	极细砂	铸模孔、粒内孔, 特大孔	95	10.7	84	片状	19	2.1	16.7	114	12.7	-
永13井	3042	细砂	碳酸盐溶蚀、长 石部分溶蚀	62	6.9	86	片状	10	1.1	13.9	72	8	8.2 <1
富16井	3113.88	细砂	长石选择溶蚀, 碳酸盐溶蚀、腐 蚀颗粒、晶间孔	102	11.3	81	片状	24	2.7	19.0	126	14	-
联21井	3167.24	细砂	长石选择溶蚀、碳 酸盐溶蚀	21	2.3	87.5	片状	3	0.3	12.5	24	2.7	5 <1
曹13井	3222.61	极细砂	长石部分溶蚀, 碳酸盐溶蚀	32	3.6	88.9	片状	4	0.4	11.1	36	4.0	-
曹13井	3233.68	细砂	长石溶蚀、碳酸 盐溶蚀	55	5.3	87.3	片状	13	1.4	12.7	58	6.1	-
联21井	3263	细砂	长石侵染状溶蚀, 粒内孔、碳酸盐 溶蚀、裂隙孔	39	4.3	86	片状	4	0.4	14	43	4.8	9.1
曹13井	3365.26	细砂	长石溶蚀、腐蚀 粒、碳酸盐溶蚀, 铸模孔	126	14	88.7	片状	16	1.8	11.3	142	15.8	15.9 54
联12井	3638.5	细砂	长石选择溶蚀, 颗粒部分溶蚀, 碳酸盐溶蚀、特 大孔、铸模孔	93	10.3	93.0	片状	7	0.7	7.0	100	13.3	-
曹21井	3709	细砂	长石部分溶蚀, 碳酸盐溶蚀、侵 染状溶蚀、粒内 孔	31	3.4	93.9	片状	2	0.2	6.1	33	3.7	8.7 1.3

1.溶蚀型孔隙 砂岩中长石、石英、岩屑、重矿物、鲕粒和胶结物在地温、压力和孔隙水 pH 的影响下发生程度不同的溶解，产生新的孔隙，其中，沉积颗粒（尤其长石）的溶蚀是本区砂岩次生孔隙形成和控制储油物性的重要原因，并显示地完整的溶蚀系列，按溶蚀方式可分为：

边溶式溶蚀 溶解沿颗粒边缘逐步向内部扩展，如粒缘孔、部分溶蚀孔、腐蚀颗粒孔、选择性溶孔、肋骨状孔。

心溶式溶蚀 溶解由颗粒内部向外扩展，如粒内孔、蜂窝状溶孔、网格状溶孔和包壳状溶孔（图版 I，7）。

颗粒溶蚀最终将形成铸模孔和特大孔。上述各种孔隙中以选择性溶孔、肋骨状溶孔、腐蚀颗粒孔和铸模孔最重要。

碳酸盐胶结物的溶蚀是砂岩次生孔隙形成的另一个原因，主要孔隙型式有晶内孔、晶缘孔，偶见铸模孔。碳酸盐溶蚀主要出现于 2800m 以下的深度，溶蚀程度远不如长石，常发生于晶体边缘和两组解理的交叉处。

2.破裂型孔隙 主要有裂隙孔、河曲状压缩孔和矿物解理孔。这些应力作用产生的孔隙虽然对储层孔隙影响不大，但对油气运移有很大作用，例如河曲状压缩孔常呈细脉状，推测为早期裂隙孔，在压实过程中成为压实流的通道而被保存下来，这种古裂隙对油气二次运移极为重要（图版 I，8）。

3.复合型孔隙 本区仅见破裂-腐蚀颗粒孔和破裂-蚀变孔两类，它们的形成是破裂作用和溶蚀、蚀变作用共同影响的结果。

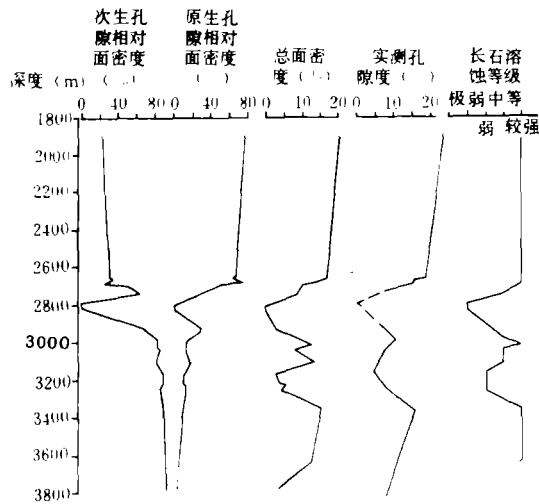


图 2 孔隙与深度关系

Fig.2 Porosity distribution with depth

(三) 砂岩孔隙的深度分布和成岩带的划分

表 3 和图 2 反映出砂岩的孔隙类型、面密度、实测物性随深度的变化。浅层、原生孔隙占优势，孔隙度和面密度随深度而递降，次生孔隙变化不显著。在 2800m 以下，次生孔隙占主导地位，并形成两个孔隙度高值带：一个位于 2950—3150m，总面密度为 14%，实测孔隙 > 11%；另一 3300—3650m，总面密度 16%，实测孔隙度 16%。它们分别与长石和碳酸盐溶蚀的两个高峰期吻合，证明是溶蚀作用的强烈发育带。

概括本区砂岩的自生矿物、颗粒和孔隙的成岩变化，可以划分出四个埋藏成岩阶段或成岩带（图 3）。

1.未成熟阶段 以机械压实为特征。颗粒排列随深度趋于紧密化，粒间“点”状接触的支撑型结构逐渐为“面”状接触的叠合型结构取代；化学沉淀较弱，碳酸盐为接触式局部胶结，石英和长石轻度再生加大；原生孔占优势，次生孔由斜长石和石英的局部溶蚀而成；深度浅于 2600m，地温 < 100℃。

2.低成熟阶段 以化学压实为特征。碳酸盐矿物大量沉淀，石英明显压溶和再生加大，

自生高岭石广泛沉淀；原生孔大量减少，乃至消失（或仅存片状孔隙）；次生孔生成于斜长石的溶蚀。后期碳酸盐沉淀达高潮，高碳酸盐化砂岩的出现是本阶段结束的标志；深度2600—2900m，地温100—108℃。

3.成熟阶段 以矿物溶蚀和交代作用为特征。按次生孔隙成因和成岩矿物组合可划分出两个结构分布亚带：

①成熟Ⅰ带 矿物颗粒和胶结物广泛地受到溶蚀，其中有斜长石、白云石、重矿物（如钛铁矿、重晶石、天青石等）和其它硫酸盐；充填型绿泥石生成，蒙脱石向伊利石明显转化，石英再生加大；次生孔发育，类型多，形成第一次生孔隙密集带，下部孔隙减少；深度2900—3300m，地温108—120℃。

②成熟Ⅱ带 广泛的矿物交代和溶蚀是本带的特征。常见的交代现象有绿泥石和白云石对长石、石英的交代，方解石交代白云石；斜长石、白云石、方解石、钾钠长石、石英和岩屑明显地受到溶蚀，并在一定深度上形成第二次生孔隙密集带，更深部因石英压溶的增强，导致孔隙减少；深度3300—4000m左右，地温120—140℃。

4.过成熟阶段 理论上应表现出强烈压溶和孔隙消失，按目前钻达的深度和资料看，尚未达到此阶段。

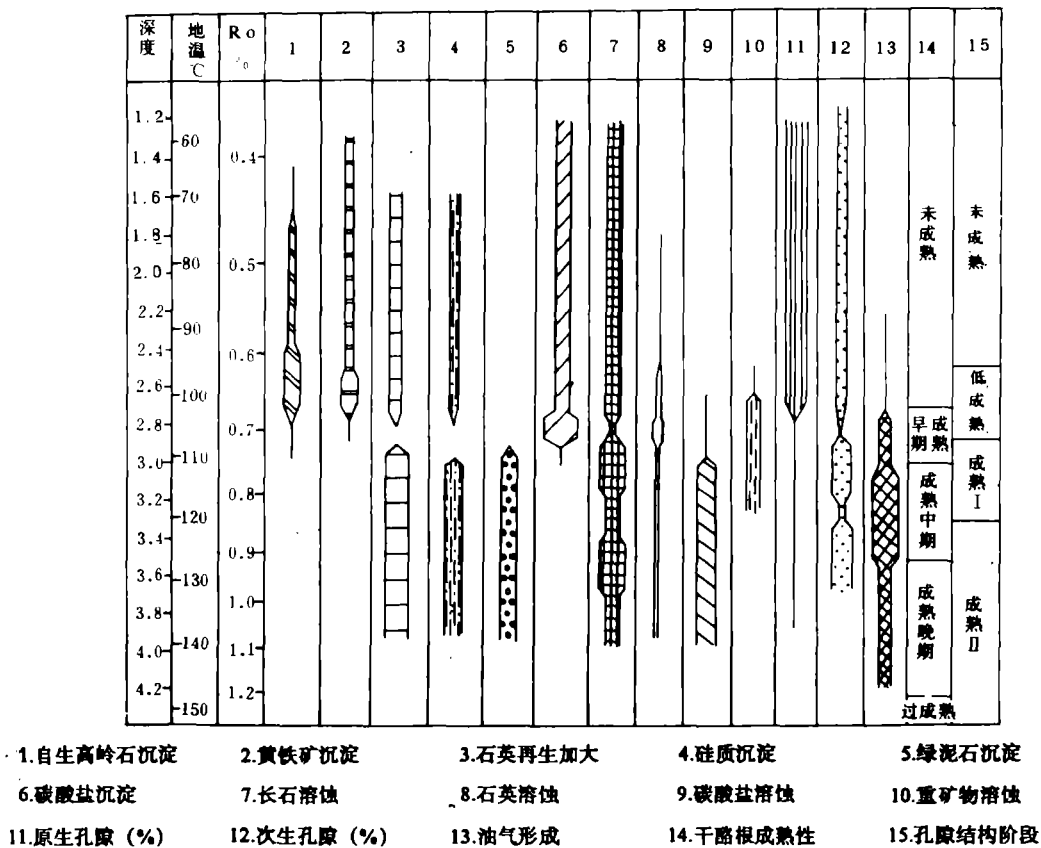


图3 高邮凹陷 E₁ 砂岩埋藏成岩变化带

Fig.3 Burial diagenetic zones of the Lower Dainan Formation, the Gaoyou Sub-depression

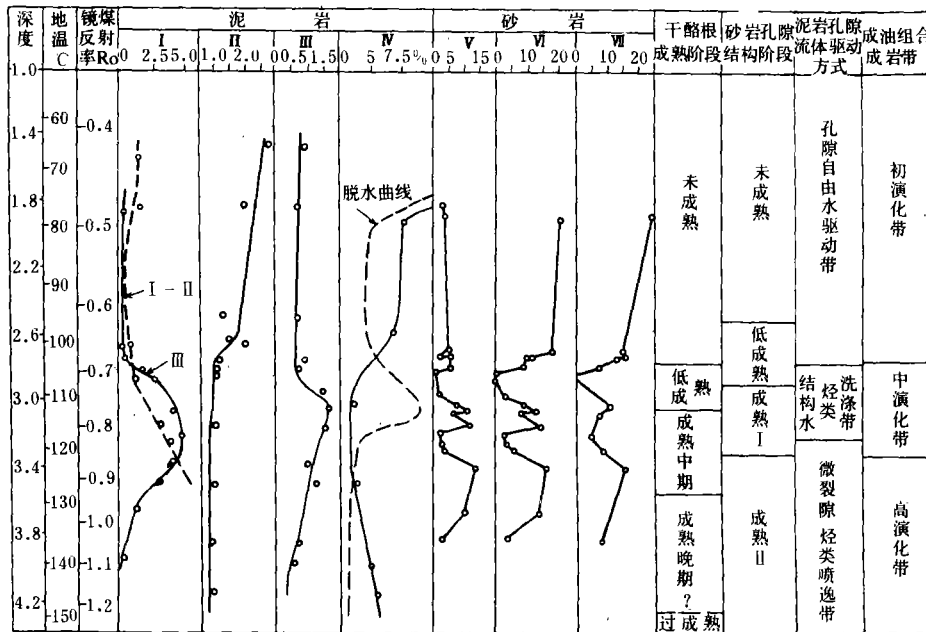


图 4 戴一段砂泥岩系中有机地化和物理参数的深度分布和成岩带

Fig.4 Parameter distribution of organic geochemistry and physical property of mudstone-sandstone series in the Lower Dainan Formation with depth

综上所述，高邮凹陷戴一段砂岩储层在石英和碳酸盐的沉淀、溶解、孔隙类型及其分布等方面所表现出的成岩变化与 Schmidt (1979) 提出的结构演化阶段相比有着一定的类似性，但是明显地反映自身的特点，主要有：①长石类矿物的溶蚀是次生孔隙生成的主要因素，而碳酸盐的溶蚀较弱；②机械压实与化学压实无继续关系，高碳酸盐化层不是次生孔隙发育的基础，而是下伏压实流体成分向上运移的产物；③两个次生孔隙密集带产生于不同的成岩环境和不同的形成机理。

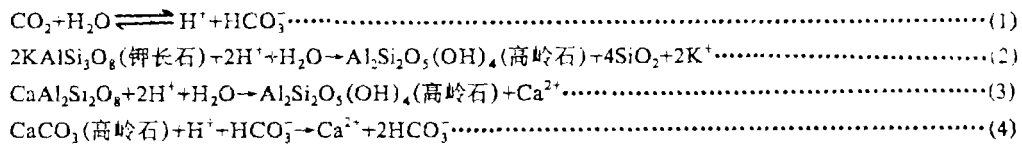
三 次生孔隙的形成机理和油气分布

油气勘探表明，砂岩储集层中次生孔隙形成的主要原因是地下溶解作用的存在。理论上，矿物的溶解度取决于孔隙水的 pH、颗粒表面积、溶液的流动性、温度和压力，其中 pH 和地温是最积极的因素。图 3、4 中砂泥岩系的各种地化物性指标及孔隙，矿物随深度的变化反映出砂岩次生孔隙可能存在的三种不同的形成机理。埋深浅于 2800m 时，干酪根未达到成熟期，降解产生的 CO₂ 极为有限，难以对砂岩孔隙水的 pH 有明显的影 响。砂岩中大量的地下风化标志，意味着受到富含 CO₂ 的大气水入侵的作用。这种因地表水造成次生孔隙的机理，在北海等地已有报道 (Sommer, 1978)。本区第一次生孔隙密集带的分布深度恰与干酪根的生油门限、泥岩粘土二次脱水期吻合，无疑其成因与有机质的脱羧基大量释放 CO₂ 有关。关于第二次生孔隙密集带的成因，鉴于有机质脱羧作用和粘土脱水高峰已结束，深部泥岩不可能成为提供 CO₂ 或 H⁺ 的源岩。Hutcheon 等 (1978) 根据加拿大白垩系砂岩的深部成岩现象，提出在较高温度下白云石、高岭石、石英和水发生交代反应，形成

绿泥石并释放大量 CO₂，导致次生孔隙的产生。Lundegard (1986) 认为深层粘土矿物与石英会发生“逆向风化”释放酸，造成新孔隙的生成。笔者根据扫描电镜、薄片观察和热力学的计算，证实深部砂岩中长石、石英、白云石和绿泥石、方解石存在着一定的交代反应，并伴有明显的溶蚀现象。为了估价上述两种次生孔隙形成机制对储层物性的实际影响，可作以下理论计算：

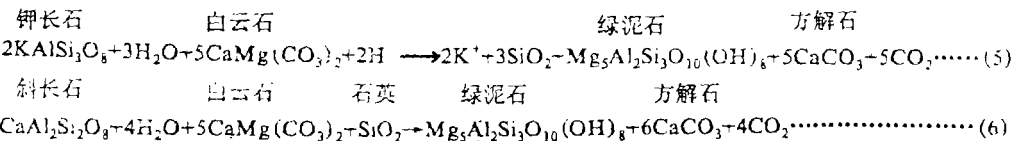
(一) 有机质脱羧基作用与第一次生孔隙密集带

已知戴一段砂泥比为 1：3 至 10，C_{有机} 0.5 至 1.5%，干酪根大多为 III 型。假设砂：泥 = 1：8，C_{有机} = 1% (重量)，其中 10% 的有机碳经脱羧基作用转变为 CO₂，泥岩比重 2.35，则截面积为 1cm²，高 8m 的泥岩在成熟阶段可生成 1.88 克 CO₂，进入砂岩后可发生以下反应：



这样，1 摩尔 CO₂ 可生成 1 摩尔 H⁺，溶解 0.5 摩尔斜长石中的钙长石组分或 1 摩尔钾长石或方解石；换言之，1 克 CO₂ 可以溶解 3.16 克斜长石、6.32 克钾长石或 2.3 克方解石，则 8m × 1cm² 的泥岩提供的 CO₂ 可使 1m × 1cm² 的砂岩形成的次生孔隙为：斜长石溶孔 2.2%，或钾长石溶孔 4.6%，或方解石溶孔 1.7%。显然，仅靠戴一段泥岩夹层中有机质提供的 CO₂ 不足以形成有意义的次生孔隙，但考虑到戴一段顶部高导泥岩段有机碳高达 2%，而下伏 E₁⁴ 会提供更多的 CO₂；加上干酪根演化时同时释放出的有机酸可使 1 摩尔长石溶蚀 12—15% (体积) (Meshri, 1986)，这样，由于有机质作用导致第一次生孔隙密集带形成的机理就无可置疑。事实上，此带确是江苏油田的重要产油层段。

(二) 矿物交代作用与第二次生孔隙密集带



本区深部砂岩发生的矿物交代作用有：

假设：1m³ 斜长石 10 (其中 CaAl₂Si₂O₈ 占 50%)、石英 60、白云石 20，若 1/2 的白云石参加反应 (5) 或反应 (6)，生成的 CO₂ 引起砂岩中斜长石、钾长石和碳酸盐的部分溶蚀，三者消耗 CO₂ 的比例为 1/2、1/4、1/4，则反应 (5) 生成 CO₂ 68034 克，可溶解斜长石 107494 克、钾长石 107494 克、方解石 39119 克，相应产生的孔隙度各为 3.9%、4.2%、1.5%，即砂岩增加总孔隙 9.6%。反应 (6) 能生成 54427 克 CO₂，溶解斜长石 85995 克、钾长石 85995 克、方解石 31296 克，产生孔隙 3.1%、3.4%、1.2%，增加总孔隙度 7.7%。实际上上述两种反应共存于同一成岩环境中，倘若考虑到同样反应也会发生于粉砂岩内，或者有更多的白云石参与反应，那末就会生成更多 CO₂ 来影响次生孔隙的产生，这样，无机反应造成的第二次生孔隙密集带对在深部储集层中寻找高成熟石油和气藏将具有重要意义。

四 结论

苏北高邮凹陷下第三系戴一段砂岩储层的矿物、孔隙埋藏成岩变化具有以下特点:

1.由浅到深,砂岩颗粒、胶结物、自生矿物的成分、性质、组合、世代、胶结类型、孔隙性质及其分布明显表现出四个成岩带:欠成熟带、低成熟带、成熟I带和成熟II带。

2.原生孔隙随机械压实、胶结物充填、矿物再生加大和压溶而消减;次生孔隙由浅到深广泛存在,在2800m以下构成砂岩孔隙的主体,溶蚀型孔隙是最重要的成因类型。

3.孔隙水的pH、地温和矿物热力学稳定性是矿物溶蚀和次生孔隙生成的根本因素;大气水入侵、有机质脱羧基作用和矿物交代反应是不同深度次生孔隙发育的直接原因。

4.深层砂岩层存在着两个不同深度、不同成因的次生孔隙密集带分别控制着低成熟石油、高成熟石油及天然气的地下分布。

收稿日期 1987年4月7日

参 考 文 献

- (1) 朱国华, 1982, 石油与天然气地质, 3卷3期, 159-203页。
- (2) 恩格尔哈特, 1982, 沉积岩石学(Ⅲ) 沉积物和沉积岩的成因, 地质出版社。
- (3) Hutcheon, I., Oldershaw, A., Ghent, E.D., 1980, *Geochim. Cosmochim. Acta*, V.44, p.1425-1435.
- (4) Lundegard, P.D., and Land, L.S., 1986, *SEPM. special publication*, N.38, p.129-145.
- (5) Meshri, I.D., 1986, *SEPM. special publication*, N.38, p.123-128.
- (6) Schmidt, V. and McDonald, D.A., 1979, *SEPM. special publication*, N.26, p.175-207.
- (7) Schmidt, V., and McDonald, D.A., 1979, *SEPM. special publication*, N.26, p.209-225.
- (8) Scholle, P.A., 1979, *AAPG. Memoir* 28, p.93-181.
- (9) Shanmugam, G., 1985, *Bull. AAPG*, V.69, N.3, p.378-384.
- (10) Sommer, F., 1978, *Jour. Geol. Soc. London*, V.135, p.63-67.

DIAGENETIC MECHANISM OF MINERALS AND POROSITY IN SANDSTONE OF THE LOWER DAINAN FORMATION, IN THE GAOYOU SUB-DEPRESSION, THE NORTH JIANGSU BASIN

Zhu Jiaxiang Li Shuzhen

(Department of Marine Geology, Tongji University)

Abstract

The Lower Dainan Formation, Early Tertiary, of the Gaoyou Sub-Depression in the north Jiangsu Basin is a main oil-bearing reservoirs, with the maximum thickness of more 800m in the central part of the basin. Core sample was systematically made from 22 wells in different depths from the west margin across the studies area eastwards.

Based on detailed analysis of mineralogy, geochemistry, and rock physical properties, using the methods of thin section, SEM, pore casts, kerogen, and vitrinite reflectance, etc., the burial diagenetic characteristics of sandstones are discussed. With burial deepening, the grains of quartz and feldspar and minor heavy minerals were dissolved, overgrown, pressure-dissolved and replaced or altered. Carbonate cements occurred dissolution and replacement, and formed two different diagenetic mineral series in the shallower and deeper depths. According to constituent, aggregation, series of minerals in grain and cement, and properties and types of porosity, four distinct diagenetic zones can be divided: immature, low mature, mature I and mature II.

Sandstone reservoirs have primary and secondary porosities, which control the distribution of physical parameters in the shallower and deeper reservoirs, respectively. In the shallower reservoir predominant primary porosity where occurred less dissolved secondary porosity relatively. With the increase of mechanical compaction and chemical precipitation, the total porosity decrease gradually. The peak of carbonate precipitation occurred at 2800 m and form a high carbonatized sandstone zone and sometime the porosity tended to diminish. Below the carbonatized sandstone zone the secondary porosity became predominance with total porosity increase.

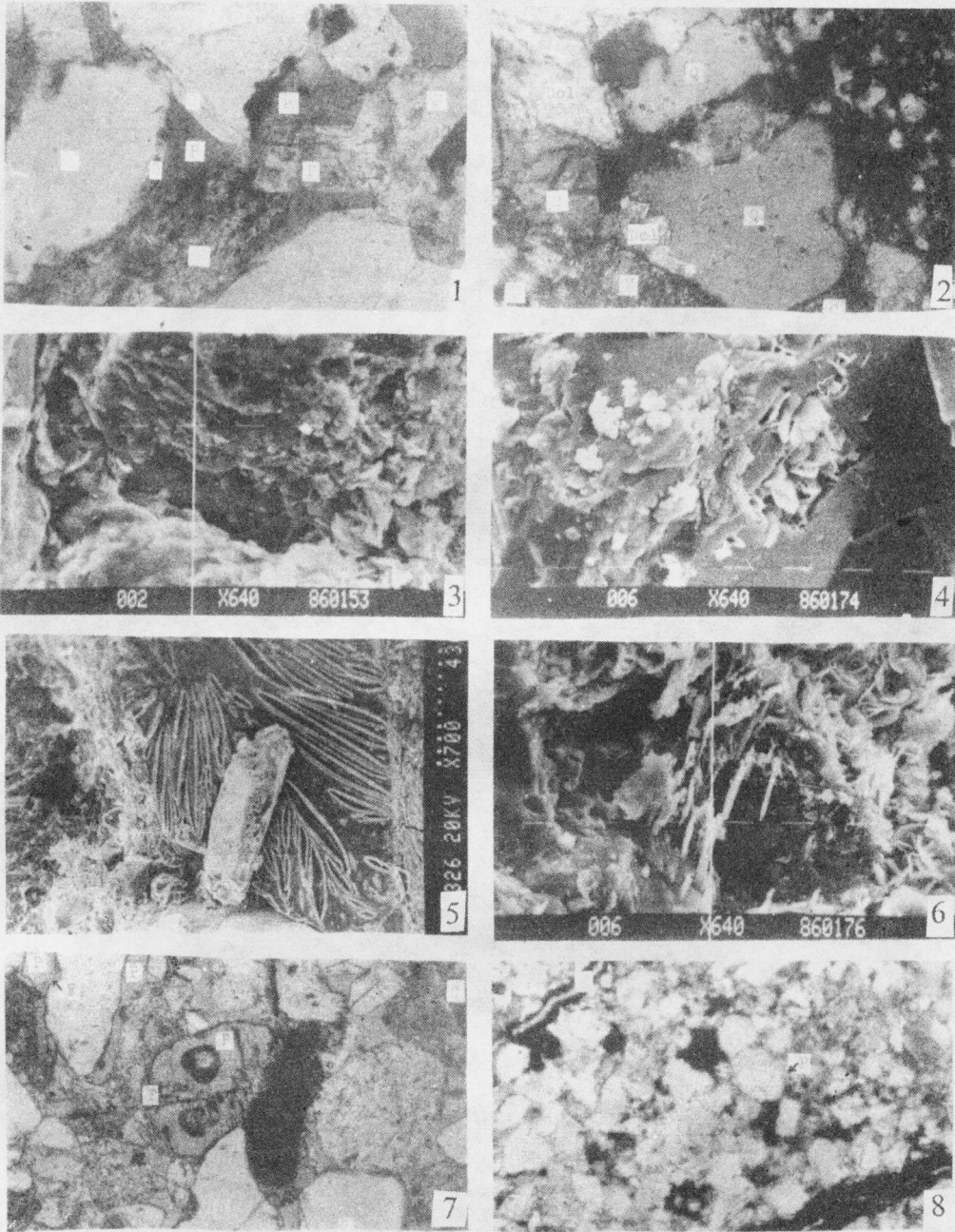
The dissolution of silicates, carbonates and other salts is a major factor in generation of secondary porosity. Two important conditions of mineral dissolution are pH of pore water and temperature. Twenty patterns of secondary porosity show aregular evolution of dissolution in various diagenetic environments.

In the different depths two intensive secondary porosity zones occurred caused by different origins. The first intensive secondary porosity zone ranges from 2950 to 3150 m in depth, and the face pore density can reach about 14%, which just coincides with the high value ranges of ratio of pristane over phytane, hydrocarbon over organic carbon. It suggests that occurrence and development of the first intensive secondary porosity zone is related to decarboxylation and organic acids release of kerogen from associated mudstones during the early organic mature stage. By theoretical calculation, about 1.7-4.6% of new

porosity could form by the dissolution of feldspar and carbonate resulting only from decarboxylation. This zone is a principal place of hydrocarbon primary migration and accumulates mainly low mature oil.

The second intensive secondary porosity zone occurred from 3300 to 3650 m, with face pore density reaching about 16%. Its origin is closely related to the specific replacement reaction between feldspars, silica and dolomites.

By theoretical calculation, These two reactions could produced CO_2 68034g and 54427g and caused new dissolved porosity about 7.7% by dissolution of feldspars and calcites. The second intensive secondary porosity zone caused by inorganic reactions within the sandstones could accumulate high mature oil or condensates, which should be a potential site for oil and gas exploration in the deep depth.



1.石英再生加大部分溶蚀,斜长石也部分被溶蚀,周26井,2712米,Q-石英,F-长石,O-石英再生加大,P-孔隙,单偏光 25×10 2.白云石交代石英,联21井,3263米,Q-石英,F-长石,Dol-白云石,C-方解石,正交偏光 25×12.5 3.石英被溶蚀和表面上受到绿泥石的交代(注意十字系中心为绿泥石),扫描电镜,富13井,2932米, $\times 640$ 4.钠长石受到绿泥石交代,扫描电镜,曹21井,3489.66米, $\times 640$ 5.斜长石选择性溶蚀,孔隙内有自生石英和绿泥石的沉淀,扫描电镜,曹21井,3489.66米 $\times 700$ 6.钾长石受溶蚀,并且受到绿泥石的交代,扫描电镜,曹21井,3489.66米, $\times 640$ 7.长石颗粒被溶蚀(主要为斜长石),强烈的溶蚀作用形成包壳状溶孔(注意孔隙内长石的残晶),F-长石,Q-石英,P-次生孔隙,C-方解石,永2-2井,2168米,单偏光 6.3×10 8.裂隙孔隙,孔隙两壁有铁矿物的沉淀,长石边缘部分溶蚀形成次生孔隙,周26井,2727.5米,单偏光 6.3×10