

# 西湖凹陷平湖组低渗储层成岩环境及孔隙演化

肖晓光, 侯国伟, 张武, 姜雪, 苗清, 谢晶晶

中海石油(中国)有限公司上海分公司研究院

**摘要** 通过薄片鉴定、扫描电镜观察、包裹体分析、黏土矿物分析、镜质组反射率测试、电子探针和碳氧同位素分析,结合构造演化史和有机质热演化史研究成果,对西湖凹陷古近系平湖组碎屑岩储层的成岩环境和演化模式展开分析,恢复了储层孔隙演化过程并对孔隙度进行定量计算。结果表明:平湖组碎屑岩储层长期处于酸性成岩环境,同时存在酸碱过渡及碱性成岩环境,其中酸性成岩环境以碳酸盐矿物溶解、长石溶解蚀变为高岭石并伴生石英次生加大等为标志,碱性成岩环境以石英质颗粒及其次生加大边溶解、长石次生加大和含铁碳酸盐矿物沉淀为标志。研究区储层成岩环境大致经历了弱酸性—酸性—酸碱过渡—碱性的演化过程。建立了平湖组储层的孔隙演化模式,为研究区优质储层的预测提供了依据。

**关键词** 成岩环境;成岩作用;孔隙演化;碎屑岩储层;平湖组;西湖凹陷

**中图分类号**:TE122.2 **文献标识码**:A

## 0 前言

东海陆架盆地西湖凹陷历经40余年的勘探,目前已钻90余口探井,证实西湖凹陷油气资源潜力巨大,其中65%以上的油气来自平湖组煤系地层<sup>[1]</sup>。但迄今为止,平湖组探明的大中型油气田不多,油气分布呈现“小而散”的特征。平湖组储层整体埋深大(>3 500 m)、非均质性强,加上较高的地温梯度(3.2 °C/100 m),导致低渗储层普遍发育。相比于常规储层,低渗储层经历了更为复杂的埋藏演化史,成岩改造强烈,孔喉系统复杂,储集性能差,增储上产困难<sup>[2]</sup>。前人针对这些问题做了大量的研究工作:邹明亮等<sup>[3]</sup>认为晚成岩阶段形成的粒状方解石和连生方解石胶结物普遍占据长石的溶解空间,是降低研究区储层质量的主要因素;张武等<sup>[2]</sup>从沉积、成岩出发,分析认为深埋条件和胶结作用是平湖组储层致密化的主因,地温及成岩环境的差异是影响储层物性的关键;苏奥等<sup>[4]</sup>从成藏的角度分析认为平湖组存在2种成因类型的致密砂岩油气藏,第1类为油充注于储层致密化之前的“后成型”致密油藏,第2类油气充注于储层致密化时期,形成“边

成藏边致密型”油气藏。

大量专家和学者从沉积、成岩和成藏等不同角度定性探讨了平湖组低渗储层发育的原因,但对孔隙定量演化动态过程和低渗背景下优质储层的形成规律缺乏系统性研究。本文在分析平湖组岩石学特征的基础上,针对成岩产物,应用多种技术手段和地球化学测试方法,探讨成岩环境的演变及其对孔隙演化的影响,以期对低孔低渗背景下优质储层预测提供理论指导。

## 1 地质概况

西湖凹陷位于东海陆架盆地东部拗陷带的中部,面积为 $5.18 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,其内部总体上具有“两洼夹一隆”的构造格局,且具有“东西分带、南北分块、垂向分层”的构造特征(图1)<sup>[2]</sup>。凹陷大致经历了古新世—始新世断陷阶段、渐新世—中新世拗陷阶段和上新世—第四纪区域沉降3个阶段的构造演化。从钻井所揭露的地层来看,从下到上发育始新统宝石组和平湖组,渐新统花港组,中新统龙井组、玉泉组和柳浪组,上新统三潭组以及第四系东海群(图1)<sup>[5]</sup>,其中平湖组分为5段。平湖组发育一套三角

收稿日期:2020-03-13;改回日期:2020-05-08;网络出版日期:2020-11-16

本文受“十三五”国家科技重大专项课题“东海深层大型气田勘探评价技术”(编号:2016ZX05027-002)资助

**第一作者**:肖晓光,硕士,工程师,主要从事沉积储层研究工作;通信地址:200050 上海市长宁区同协路388号中海油大厦A608;  
E-mail: xiaoxg@cnooc.com.cn

洲—潟湖相沉积。频繁的海进与海退导致平湖组沉积地层在横向上表现为相带间指状交互,纵向上

呈砂泥岩薄互层,砂体厚度薄且不连续,具有自生自储的特征。

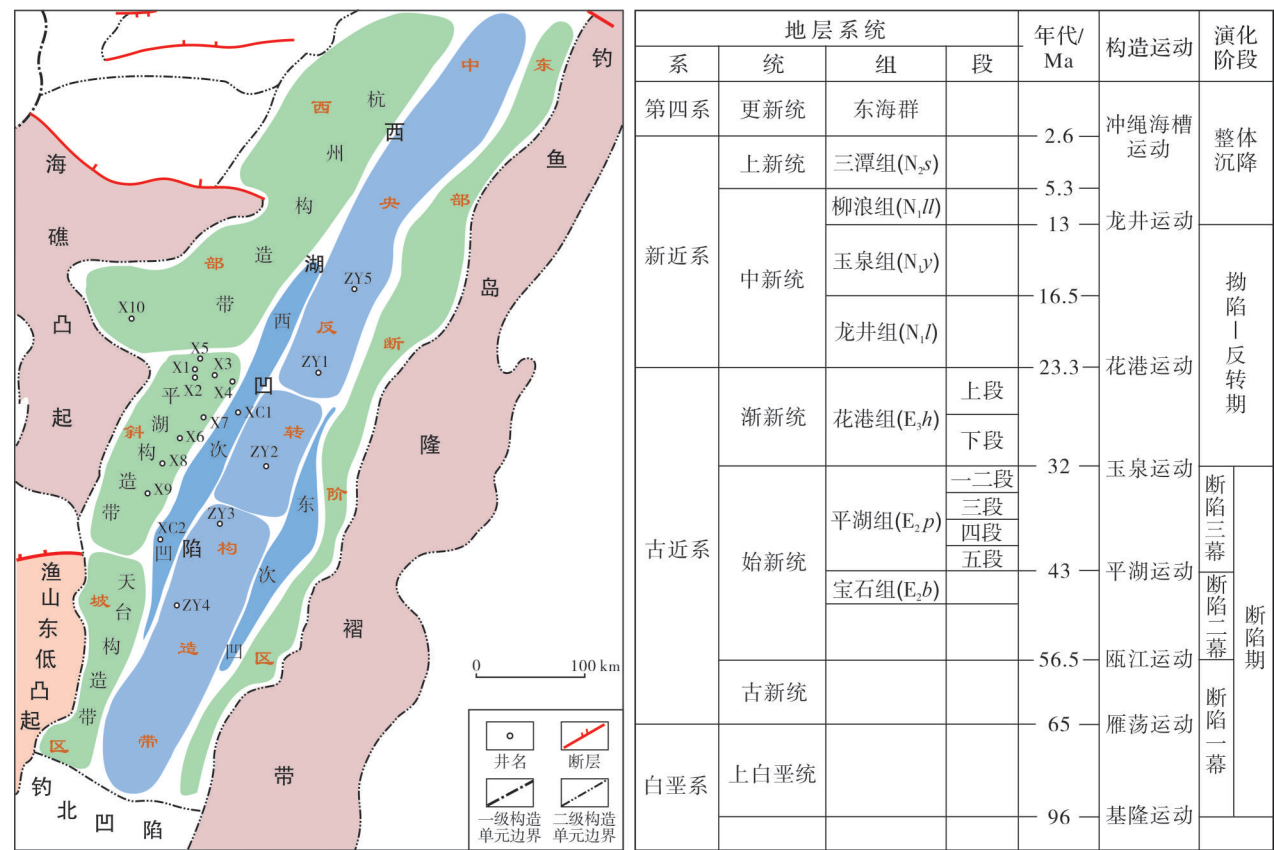


图1 西湖凹陷构造区划及地层简表  
Fig. 1 Structural division map and stratigraphic column of Xihu Sag

根据对15口井414块薄片分析,平湖组储层岩石类型以长石岩屑石英砂岩为主,见少量长石质岩屑砂岩及岩屑砂岩。岩性主要为细砂岩,占比达到80%以上,含有少量中—粗砂岩、含砾中粗砂岩和粉砂岩。岩石碎屑成分主要包括石英、长石和岩屑,云母等其他矿物碎屑较少。其中石英碎屑含量在50%~75%之间,平均为65.3%;长石碎屑含量在6%~19%之间,平均为14.2%;岩屑碎屑含量在14%~40%之间,平均为20.5%。杂基以泥质为主,平均含量为2.6%。胶结物类型主要为方解石、白云石、硅质及高岭石,含量均较低,平均含量均低于3.1%。岩石分选以中等—好为主,磨圆度以次圆—次圆为主,颗粒间主要为点—线、凹凸—线接触,胶结方式以接触、接触—压嵌胶结为主。

对研究区663个岩心物性数据的统计表明:平湖组储层孔隙度分布范围介于4.3%~23.1%,平均

为12.8%,集中分布在10%~15%之间;渗透率分布范围为(0.03~542)×10<sup>-3</sup> μm<sup>2</sup>,平均为47.3×10<sup>-3</sup> μm<sup>2</sup>,集中分布在(0.1~100)×10<sup>-3</sup> μm<sup>2</sup>之间。整体上,储层物性跨度大,非均质性强,绝大部分属于中—低孔低渗储层。

2 成岩环境的识别

2.1 酸性成岩环境特征

根据对研究区薄片、扫描电镜等资料的分析可知,平湖组溶蚀现象普遍(图2)。被溶蚀的成分主要为不稳定矿物长石和岩屑:长石主要为钾长石,次为钠长石,钙长石少见;岩屑则主要为火山岩岩屑、变质岩岩屑,沉积岩岩屑较少。

矿物被溶蚀并产生次生孔隙需要存在酸性流体,且流体流动通畅,溶解的物质如K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>和SiO<sub>2</sub>能及时被搬运走。当溶解的物质排通不畅达到一



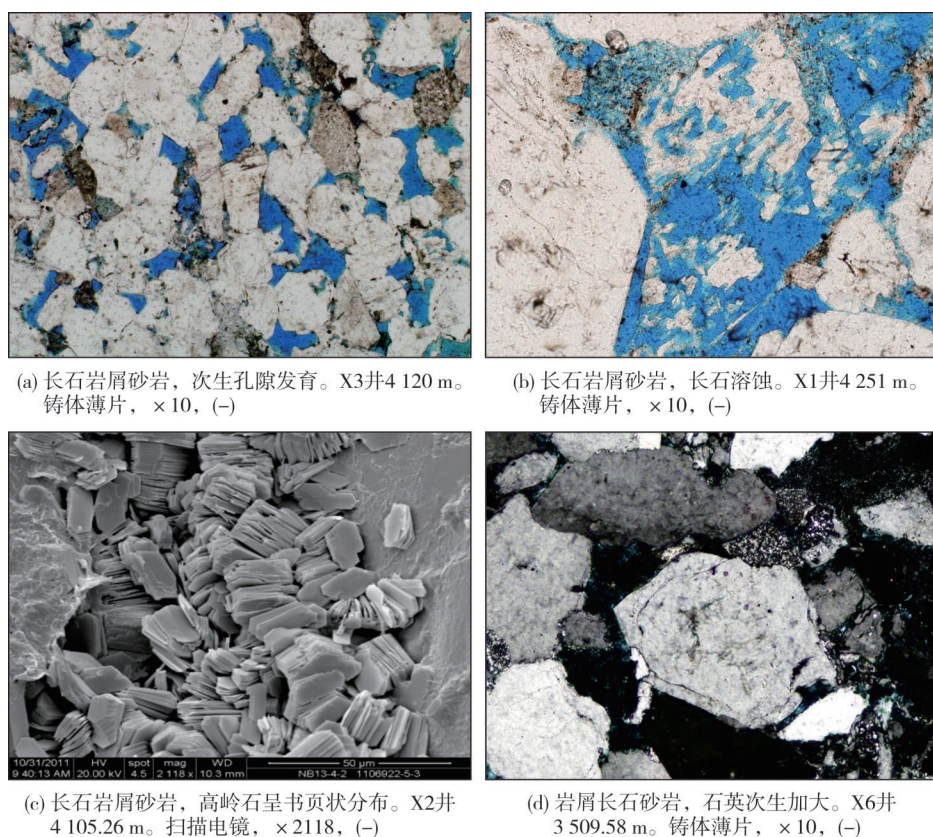
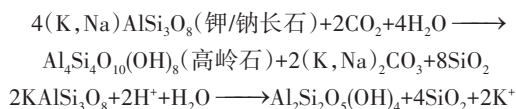


图2 西湖凹陷平湖组酸性成岩环境识别图版

Fig. 2 Identification of alkaline diagenetic environment of Pinghu Formation in Xihu Sag

定浓度时,会形成自生高岭石、自生石英晶体和石英次生加大边,水-岩反应过程如以下两个反应式所示:



因此,高岭石含量和石英加大、自生石英发育程度从侧面反映了流体介质的酸性强弱<sup>[6-9]</sup>。研究区自

生高岭石和硅质胶结常见,含量分别为0.88%和0.85%,高岭石含量较高的储层溶蚀孔隙发育较好(图3a),次生石英含量与次生孔隙度的相关性相对较差(图3b)。分析原因,可能是部分硅质以很薄的石英加大边粘贴在颗粒表面或者以较小的自生石英颗粒充填在孔隙中,导致在普通显微镜下很难观察到,而只能在扫描电镜或者阴极发光显微镜下才能识别<sup>[10]</sup>。

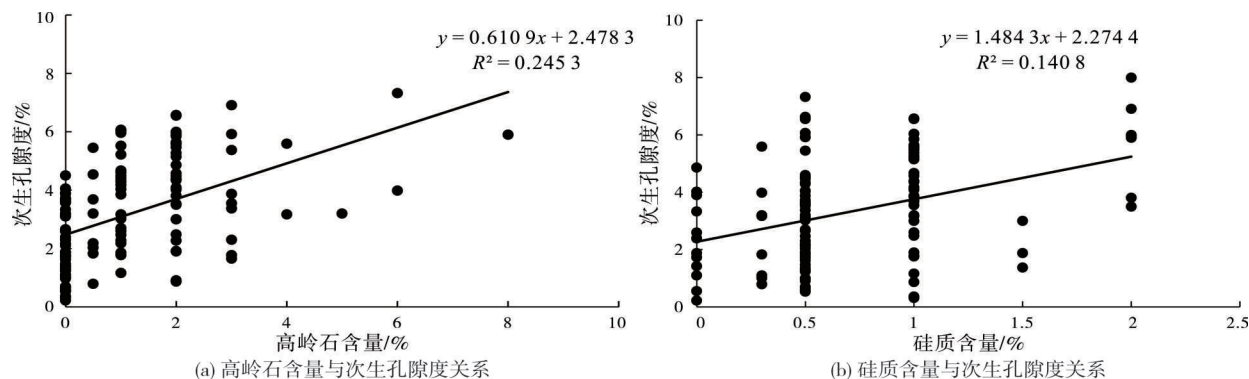


图3 西湖凹陷平湖组溶蚀产物与溶蚀孔隙关系图

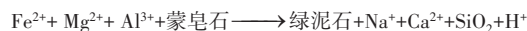
Fig. 3 The relationship between dissolution products and dissolution pore of Pinghu Formation in Xihu Sag

平湖组酸性成岩环境代表矿物有自生高岭石胶结物和硅质胶结物,成岩现象有长石或岩屑等可溶组分的溶蚀和次生孔隙的发育(图2)。

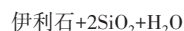
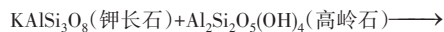
## 2.2 碱性成岩环境特征

成岩环境的转变,导致原先活跃的成岩事件受到抑制,新的成岩事件开始发生,最直接的反映就是成岩矿物的区别。由于黏土矿物转变、层间水析出等作用,酸性成岩环境中主要富存 $H^+$ 、 $K^+$ 、 $Fe^{3+}$ 、 $Si^{4+}$ 、 $Al^{3+}$ 等离子,随着后期成岩反应的发生, $K^+$ 、 $Fe^{3+}$ 、 $Si^{4+}$ 、 $Al^{3+}$ 逐渐被消耗,使孔隙水中的 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Na^+$ 相对富集<sup>[11-12]</sup>。伴随埋深的加大,有机酸被裂解破坏生成大量 $CO_3^{2-}$ ,长期处于封闭成岩环境中的 $Fe^{3+}$ 在高温缺氧条件下被还原成 $Fe^{2+}$ , $CO_3^{2-}$ 与孔隙介质中的 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Fe^{2+}$ 等碱性离子相结合形成晚期含铁碳酸盐矿物,如铁方解石、铁白云石甚至菱铁矿。 $K^+$ 、 $Al^{3+}$ 与二八面体蒙皂石发生化学反应而生成自生伊利石或绿泥石<sup>[13-15]</sup>,如以下反

应式所示:



钾长石与高岭石反应生成自生伊利石,其反应式如下:



在研究区储层中,碳酸盐胶结物是含量最高的填隙矿物,其含量为3.1%,常常直接占据孔隙(图4a),对渗透率影响明显。伊利石分布普遍但含量不超过1%,其主要形成于中成岩阶段,呈片状、丝发状充填于孔隙中(图4b),堵塞喉道使储层渗透性降低(图5)。其他的碱性矿物如绿泥石少见,只在扫描电镜中偶见。另外可以观察到长石加大、石英颗粒和加大边发生溶蚀等现象。由此看出碱性环境指示有碳酸盐矿物、伊利石和绿泥石的自生胶结,成岩现象有石英颗粒或加大边的溶蚀。

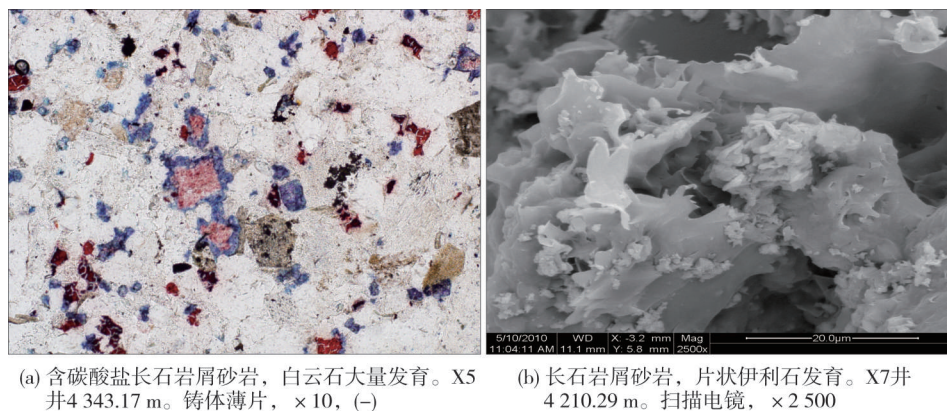


图4 西湖凹陷平湖组碱性成岩环境识别图版

Fig. 4 Identification of alkaline diagenetic environment of Pinghu Formation in Xihu Sag

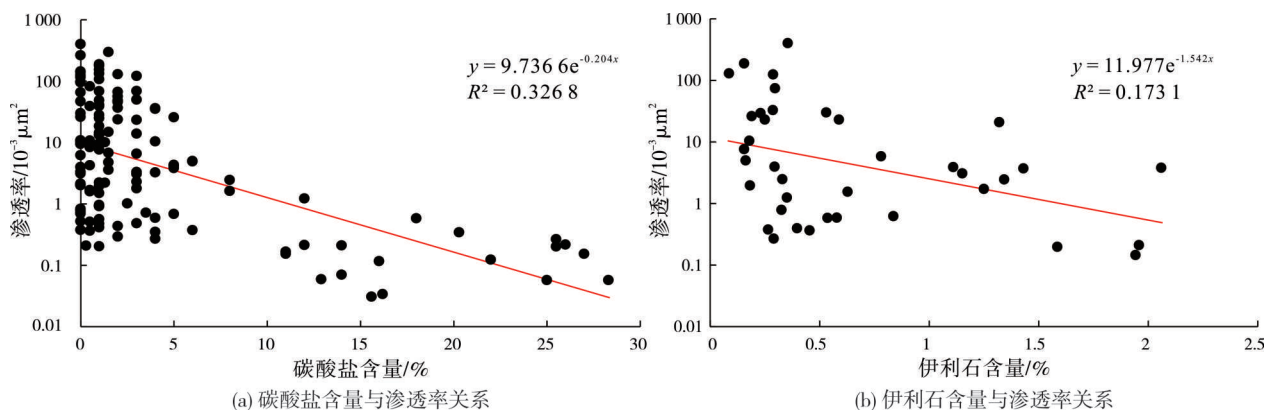


图5 西湖凹陷平湖组主要碱性胶结物含量与渗透率关系图

Fig. 5 The relationship between main alkaline cement content and permeability of Pinghu Formation in Xihu Sag

### 3 成岩流体介质来源及环境演变

#### 3.1 成岩流体介质来源

本文采用电子探针及激光微区碳氧同位素分析技术,对甄选的平湖组储层样品进行测试,初步认为平湖组储层酸性流体来源以有机酸为主,大气淡水和腐殖酸为辅。

选送 10 个样品由中国地质科学研究院利用日本 JEOL 公司 JXA8800R 电子探针分析仪和牛津 ISIS300X 射线能谱仪进行电子探针成分测试。测试结果显示:所有样品均只含有微量  $\text{TiO}_2$  (表 1)。这说明平湖组储层中成岩流体介质仅少量来源于大气淡水,大气淡水淋滤作用对溶蚀的贡献不大 ( $\text{TiO}_2$  是反映地表经历分化强度的有效指标)。

表 1 西湖凹陷平湖组储层石英次生加大边电子探针成分测试结果  
Table 1 EMP analysis for components of secondary quartz of Pinghu Formation in Xihu Sag

单位: %

序号	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{MgO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{SO}_3$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{CaO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{MnO}$	$\text{FeO}$	合计
1	1.53	0.92	6.95	72.07	0.11	0.21	1.90	11.22	0.40	0.06	0.05	2.15	97.57
2	1.58	0.32	7.51	79.96	0.25	2.43	1.87	2.45	0.28	0.02	0.00	2.02	98.69
3	0.16	0.00	10.44	83.06	0.16	0.33	2.20	0.00	0.06	0.00	0.01	0.27	96.69
4	0.14	0.01	4.94	89.40	0.13	0.36	1.19	0.14	0.28	0.00	0.00	0.26	96.85
5	0.18	0.43	5.71	86.48	0.11	0.28	1.35	0.37	0.36	0.02	0.01	0.47	95.77
6	0.12	0.02	9.63	84.11	0.20	0.13	2.36	0.07	0.10	0.00	0.01	0.34	97.09
7	0.00	0.00	6.53	87.26	0.13	0.11	1.95	0.04	0.42	0.02	0.04	0.23	96.73
8	0.08	0.00	5.03	89.54	0.14	0.07	1.54	0.08	0.11	0.01	0.00	0.23	96.83
9	0.16	0.00	7.44	86.99	0.19	0.11	1.85	0.04	0.03	0.05	0.00	0.21	97.07
10	0.24	0.03	5.07	89.88	0.13	0.13	1.22	0.05	0.05	0.00	0.04	0.17	97.01

研究区平湖组储层中方解石胶结物呈现局部富集的特点,具有进行激光微区碳氧同位素分析的良好基础。碳氧同位素测试由西南石油大学采用 Thermo Fisher MAT252 同位素质谱仪完成。测试结果显示:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  分布范围为  $-6.02\text{‰}$ ~ $0.82\text{‰}$  (图 6a),

平均值为  $-1.64\text{‰}$ ,主要集中在  $-3.2\text{‰}$ ~ $0.82\text{‰}$ ,变化范围较窄,主要表现为低的负值,仅见少量正值;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  分布范围为  $-19.79\text{‰}$ ~ $-9.36\text{‰}$  (图 6b),平均值为  $-13.11\text{‰}$ ,主要集中在  $-13.23\text{‰}$ ~ $-9.99\text{‰}$ ,表现为高的负值。

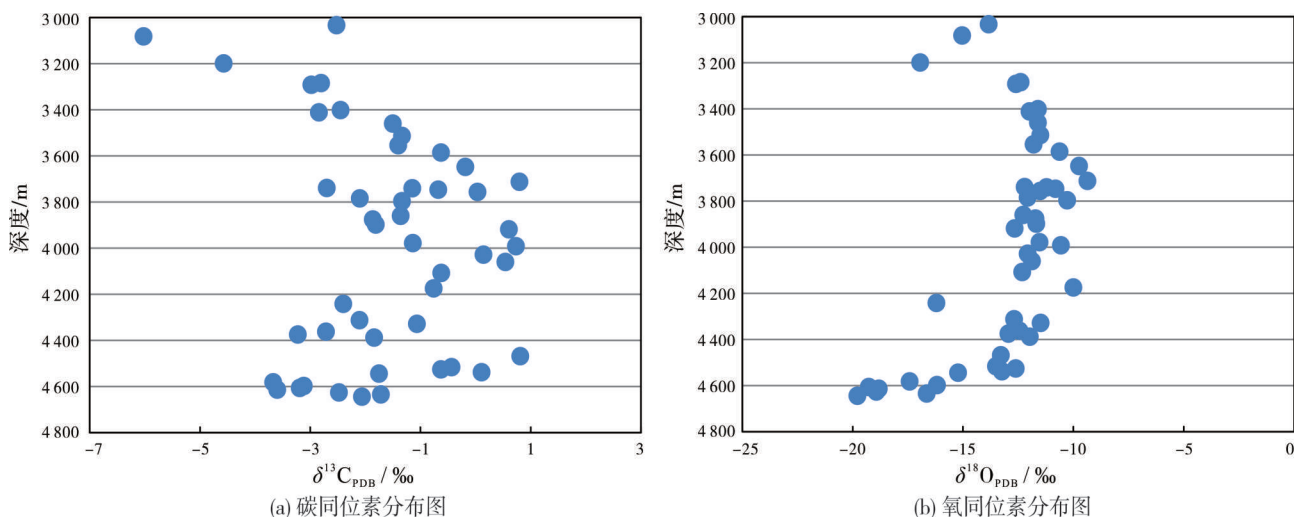


图 6 西湖凹陷平湖组储层方解石胶结物碳氧同位素分布图

Fig. 6 Distribution of carbon and oxygen isotopes of calcite cements of Pinghu Formation in Xihu Sag



在碳氧同位素交会图(图7)上,数据点大多数落在Ⅲ区,说明碳酸盐的形成主要与有机酸的脱羧基作用有关。脱羧基作用产生具有高负 $\delta^{18}\text{O}$ 值的 $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ 溶于水与 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$ 等反应生成碳酸盐,则生成碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 也呈高负值;而 $\delta^{13}\text{C}$ 表现为低负值,则说明碳酸盐是在有机质热解作用产生的 $\text{HCO}_3^-$ 流体环境中形成<sup>[16]</sup>。

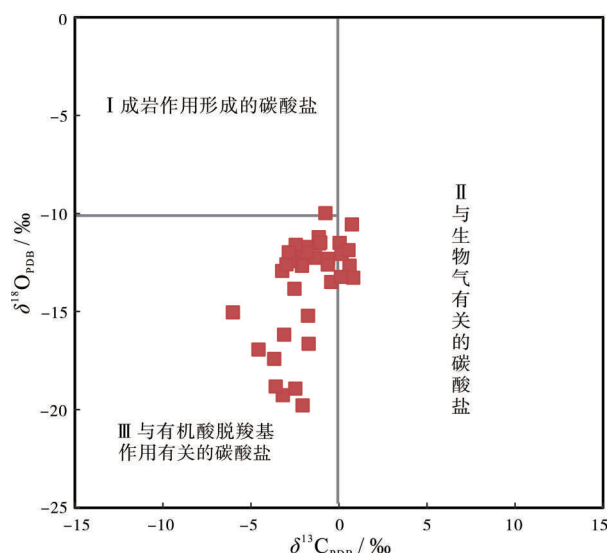
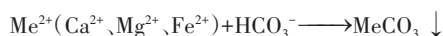
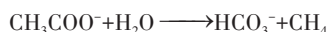


图7 西湖凹陷平湖组储层方解石胶结物成因类型识别

Fig. 7 Genetic types identification of calcite cements of Pinghu Formation in Xihu Sag

另外,一部分点落在Ⅱ区,说明部分方解石的成因与生物气有关。平湖组煤系地层富含水生和陆生植物,沉积埋藏后,植物遗体在浅层受到微生物和热力作用形成大量腐殖酸,如以下反应式所示:



这导致地层中的流体介质在沉积过程中和早成岩阶段为酸性<sup>[17-18]</sup>。

利用 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值计算古盐度参数 $Z$ 值,如公式(1):

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 50) \quad (1)$$

$Z$ 值是判断流体介质来源的一种重要依据:当 $Z < 120$ 时,表明部分方解石为淡水成因<sup>[19]</sup>。研究区 $Z$ 值最高为124.3,最低为107.5,平均为117.4,分布较集中,部分 $Z < 120$ 佐证了平湖组储层存在大气淡水的影响。

## 3.2 成岩环境演变规律

在浅埋藏阶段,煤系地层腐殖酸的存在使得平湖组储层流体介质为弱酸性。后期随着埋深的加大,细菌降解作用减弱,但随着有机质演化程度越来越高,镜质组反射率( $R_o$ )达到0.35%~1.0%,大量有机酸的生成弥补了因微生物降解作用减弱和腐殖酸消耗而造成的酸性流体的减少。这使得平湖组独特的“三明治”式生储组合从沉积开始—有机和无机相互反应最活跃时期—反应减弱前期始终保持着酸性环境,随后储层流体性质才逐渐由酸性向碱性过渡<sup>[20-22]</sup>。研究区平湖组 $R_o$ 大多介于0.6%~1.3%,处于油气生成的成熟阶段,具备酸碱转化的条件。

薄片和扫描电镜下清晰可见平湖组储层溶蚀孔隙十分发育,次生孔隙对总面孔率的贡献率超过了70%,这说明平湖组在沉积埋藏过程中酸性流体来源充足,并对储层进行了改造。通过对研究区部分包裹体的统计发现:石英加大捕获包裹体均一温度的分布范围为77.5~145.8℃,集中于130~140℃。据此推断酸性流体最活跃的时期为中成岩A期。

由平湖组X衍射黏土矿物含量分布(图8)可以看出:在3000~4200m深度区间,高岭石含量一直很高(图8a),伊利石含量低且变化小,伊/蒙混层中蒙脱石含量大于等于20%(图8b),说明地层整体处在中成岩A期稳定的酸性环境之中;在埋深超过4200m之后,高岭石开始向伊利石转化,伊利石含量明显增高,高岭石含量急剧减少,伊/蒙混层中蒙脱石含量小于等于15%,这标志着储层进入中成岩B期,成岩环境发生了由酸性到碱性的转变。

平湖构造带北部X3井平湖组油田水分析数据显示:在4186.7~4202.5m井段,地层水pH值为6.85,呈弱酸性;到4231.7~4286.6m处,地层水pH值变为7.55,呈弱碱性。 $\text{K}^+$ 和 $\text{Na}^+$ 含量总和由6423.31mg/L降低至3354.51mg/L,  $\text{Ca}^{2+}$ 含量从187.33mg/L降低至39.44mg/L,  $\text{Mg}^{2+}$ 含量从38.87mg/L降低至0mg/L。这说明随着有机质热演化程度升高,酸性环境下不易保存的离子含量逐渐降低,有机酸被消耗破坏,导致成岩环境由酸性向碱性变化。

平湖组储层成岩作用特征在垂向上发生有规律的变化(图9):埋深在3100~3450m范围内,孔隙较为发育,在保留部分原生粒间孔的同时,由于长

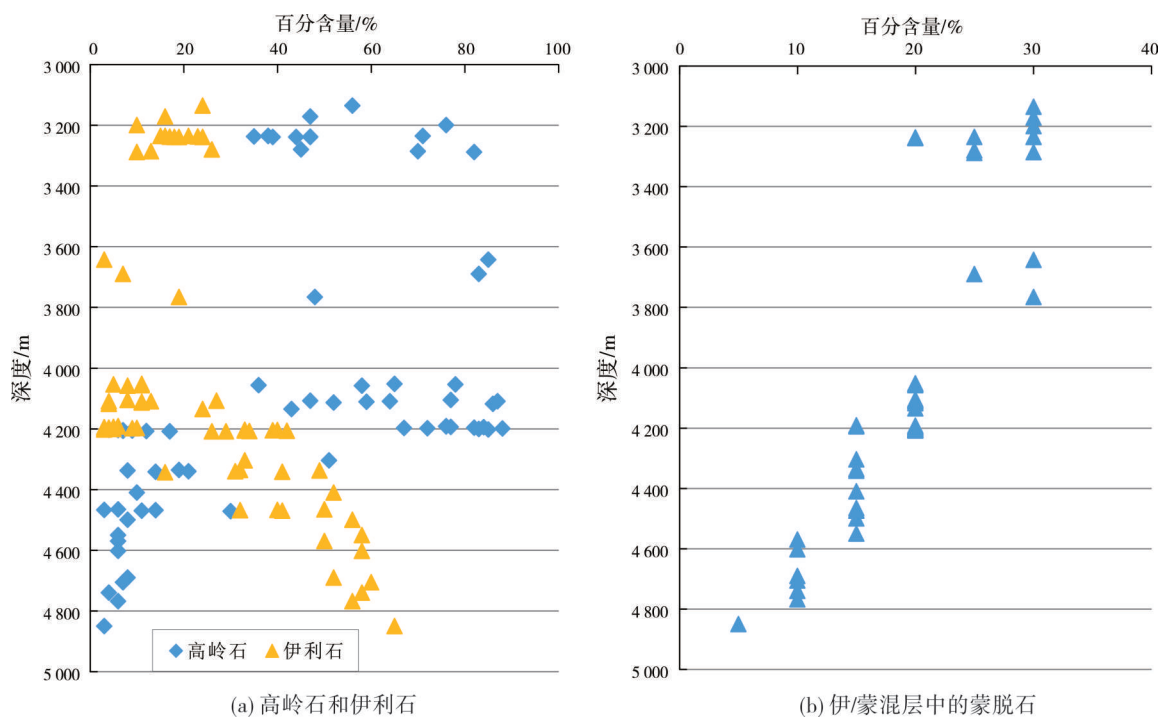


图8 西湖凹陷平湖组储层X衍射黏土矿物含量随深度变化图

Fig. 8 Variation of X-diffraction clay mineral content with depth of Pinghu Formation in Xihu Sag

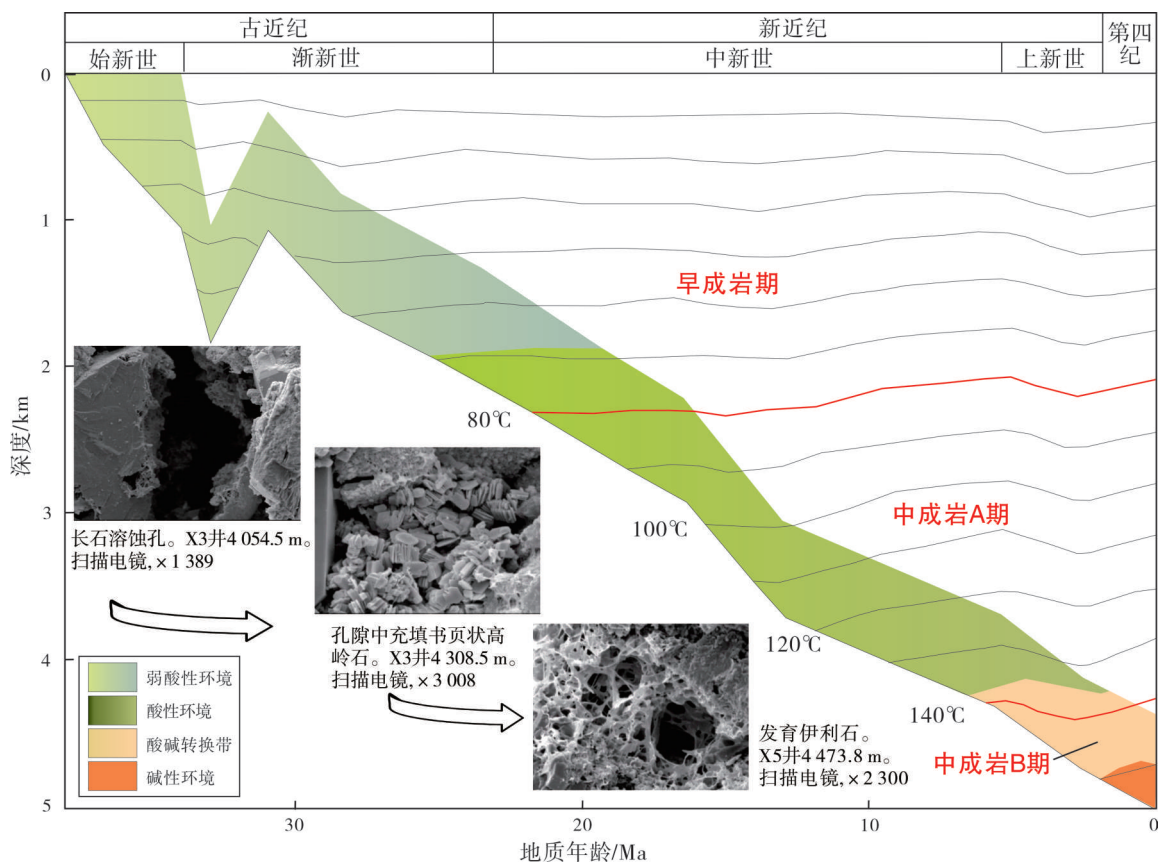


图9 西湖凹陷平湖组储层成岩演化与成岩环境划分

Fig. 9 Diagenetic evolution and diagenetic environment division of Pinghu Formation in Xihu Sag

石普遍溶蚀而产生大量次生溶蚀孔,高岭石发育;埋深在3 450~4 200 m范围内,溶蚀作用仍然保持着主导作用,大量铝硅酸盐矿物被溶蚀,黏土矿物中以高岭石为主,在原生孔隙被进一步压实的情况下,随着溶蚀的持续发生,孔隙开始以溶蚀孔为主;在埋深超过4 200 m以后,环境开始由酸性向碱性过渡,含铁碳酸盐矿物开始规模出现,且晶型较好,高岭石和伊利石此消彼长,部分长石溶蚀孔被含铁方解石、含铁白云石充填,偶见长石加大边,石英颗粒被溶蚀,储层物性变差。通过对平湖组不同深度储层成岩现象规律的总结,认为平湖组储层成岩环境由浅至深大致经历了弱酸性—酸性—酸碱过渡—碱性的演化过程。

## 4 成岩环境演化对储层的改造

平湖组储层在沉积埋藏过程中所经历的成岩环境,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,从而决定了储层成岩演化及孔隙演化特征<sup>[23-24]</sup>。

### 4.1 未固结砂岩孔隙度

现今砂岩储层的孔隙是在原始孔隙的基础上经历多种成岩作用改造后的结果。根据Scherer实验室按不同分选等级人工排练研究的砂岩原始孔隙度与原始孔隙度Trask分选系数的关系<sup>[25-26]</sup>,原始孔隙度为:

$$\Phi_1 = 20.91 + 22.90/S_d \quad (2)$$

式中: $\Phi_1$ 为原始孔隙度,%; $S_d$ 为Trask分选系数,取 $(d_{75}/d_{25})^{1/2}$ , $d_{75}$ 和 $d_{25}$ 为粒度概率累积曲线上75%和25%处对应的颗粒直径。

利用西湖凹陷14口井451个数据点的粒度资料计算,平湖组储层平均原始孔隙度为38.50%。

### 4.2 压实后的砂岩孔隙度

压实后的孔隙主要为早期胶结物所占孔隙、现今保留的原生孔隙以及部分胶结物溶蚀孔隙,其孔隙度以 $\Phi_2$ 表示。由于胶结物溶蚀现象在研究区不明显,现存孔隙中胶结物溶孔占比非常小,在这里作忽略处理。 $\Phi_2$ 的计算公式如下:

$$\Phi_2 = w + (\Phi_R \times \Phi_M / \Phi_T) \quad (3)$$

式中: $w$ 为胶结物的质量分数,%; $\Phi_R$ 为残余原生粒间孔面孔率,%; $\Phi_M$ 为实测平均面孔率,%; $\Phi_T$ 为总

面孔率,%。

对8口井335个铸体薄片数据计算后,可知平湖组未固结砂岩在经历机械压实后,保留下来的孔隙度为0.50%~28.51%,平均值为7.85%,这说明压实作用是减孔的主要因素,导致至少78%的孔隙被破坏。

### 4.3 胶结后的砂岩孔隙度

经胶结、压实后的孔隙即为残余原生粒间孔隙,其孔隙度表示为 $\Phi_3$ 。胶结减孔的孔隙度可以用胶结物含量表示,故其计算方式可以表示为公式(4):

$$\Phi_3 = \Phi_R \times \Phi_M / \Phi_T \quad (4)$$

将铸体薄片统计数据代入计算,胶结、压实后的孔隙度范围为0~6.33%,平均值为2.75%。

从研究区储层胶结物含量与负胶结物孔隙度交会图(图10)可以看出,绝大多数点集中在左下部的压实作用区间,仅有少量样品点落在右上部的胶结作用区间。这说明压实作用是储层减孔的最主要因素,但胶结作用也不容忽视,在局部可能是孔隙减少的主导因素。

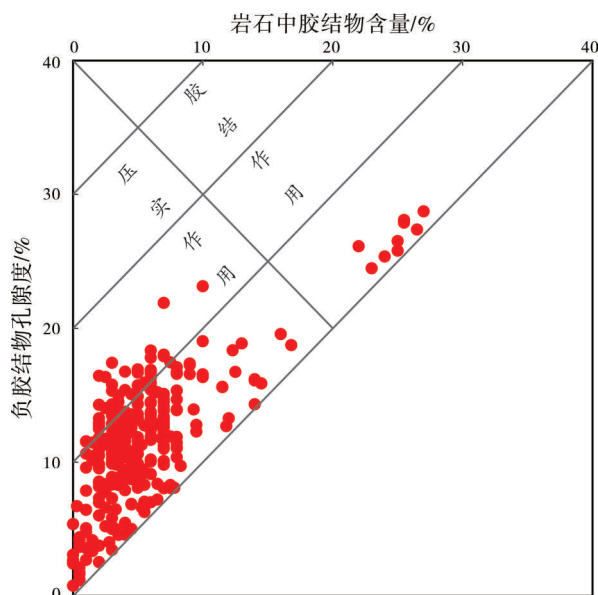


图10 西湖凹陷平湖组储层胶结物含量与负胶结物孔隙度交会图

Fig. 10 Crossplot of cement content and porosity of negative cement of Pinghu Formation in Xihu Sag

### 4.4 溶蚀后的砂岩孔隙度

溶蚀作用产生的孔隙度( $\Phi_4$ )是指储层储集空间中所有溶蚀孔隙所占据的孔隙度,计算方式可以



表示为公式(5):

$$\Phi_4 = \Phi_s \times \Phi_M / \Phi_T \quad (5)$$

式中:  $\Phi_s$  为溶蚀面孔率, %。

平湖组储层溶蚀孔隙主要来源于酸性流体的溶蚀, 碱性溶蚀虽然存在, 但产生的溶蚀孔有限。通过计算可知, 溶蚀产生的孔隙度范围为 3.87%~21.78%, 平均值为 10.11%。

孔隙演化的最终平均孔隙度为  $\Phi_3$  与  $\Phi_4$  之和, 为 12.86%。将其与岩心实测平均孔隙度 (12.84%) 进行对比, 可以发现两者之间的绝对误差仅为 0.02%, 相对误差也仅为 0.2%, 这说明孔隙定量恢复结果的可信度较高。

## 4.5 孔隙演化

西湖凹陷平湖组煤系地层埋藏早期, 因植物的快速腐烂分解释放酸性流体, 加上存在大气淡水的影响, 使得流体介质在同生、准同生成岩阶段 (深度 < 1 000 m) 为弱酸性, 弱酸性环境抑制了早期碳酸盐胶结物、部分硅质胶结物的生成, 导致储层抗压实能力较弱。弱酸性环境一直持续到早成岩 B 期, 埋深接近 2 000 m 左右。之后, 由于开始生成有机酸, 流体性质逐渐由弱酸性过渡到酸性。此阶段压实减孔约 18.86%, 胶结减孔 0.95%, 溶蚀增孔 2.03%, 总孔隙度约为 20.72% (图 11)。

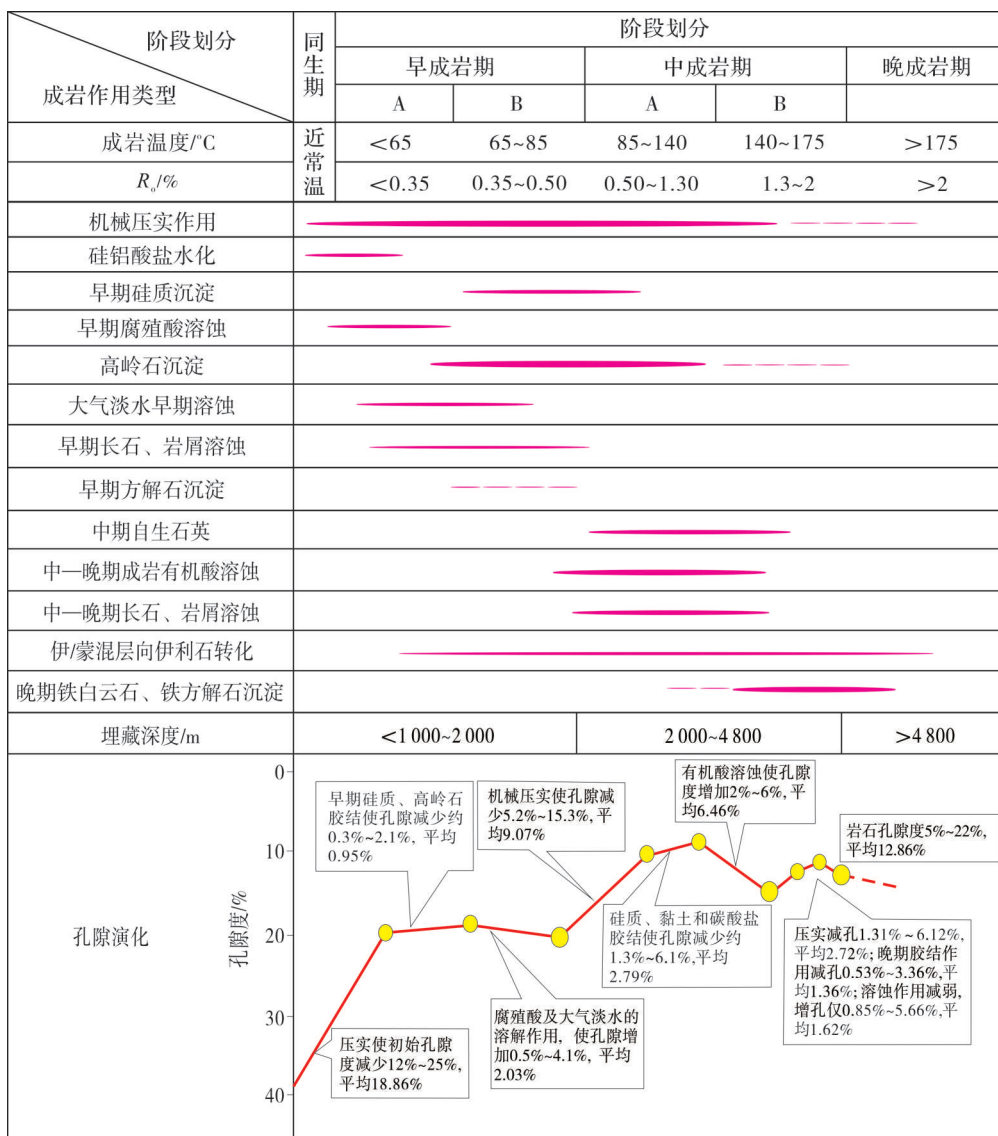


图 11 西湖凹陷平湖组储层成岩与孔隙演化

Fig. 11 Diagenesis and pore evolution of the reservoir of Pinghu Formation in Xihu Sag

进入中成岩A期(埋深大约2 000~4 200 m),有机质逐步成熟,有机酸大量生成。该阶段压实减孔9.07%,硅质胶结和高岭石胶结等胶结作用减孔2.79%,溶蚀增孔6.46%,总孔隙度降为15.32%(图11)。

进入中成岩A—B期过渡阶段(埋深4 200 m左右),烃源岩中有机质演化程度升高,大量生成凝析油和湿气,有机酸被破坏,脱羧基作用减弱,CO<sub>2</sub>来源减少,加上各种成岩蚀变反应对有机酸的消耗,导致孔隙流体性质由酸性逐渐向碱性演变。该阶段机械压实能力减弱,损失孔隙度2.72%,钙质胶结等胶结作用减孔1.36%,溶蚀增孔仅1.62%,孔隙度降为12.86%(图11)。

## 5 结 论

(1)西湖凹陷平湖组岩石类型以长石岩屑质石英砂岩为主,岩性80%以上为细砂岩,具有石英含量高、杂基和胶结物含量低的特点,发育中—低孔低渗储层。平湖组经历了酸性和碱性两种成岩环境:酸性成岩环境以长石或岩屑等可溶组分的溶蚀、次生孔隙的发育、自生高岭石和硅质的胶结为标志;碱性环境以碳酸盐矿物、伊利石和绿泥石的自生胶结和石英颗粒或加大边的溶蚀为标志。

(2)平湖组储层由浅至深大致经历了弱酸性—酸性—酸碱过渡—碱性的多重成岩环境演化过程,酸性成岩环境总体有利于储层孔隙的形成,碱性成岩环境一般对储层孔隙发育不利。平湖组从沉积埋藏开始,至中成岩B期之前一直处于酸性成岩环境中,导致长石和岩屑等硅铝酸岩矿物强烈溶蚀,形成大量粒间溶蚀扩大孔和长石岩屑粒内孔,有效改善了渗流通道,使其在埋深超过4 200 m后仍然存在优质储层。

(3)成岩压实作用贯穿储层整个埋藏过程而且是减孔的最主要因素,胶结作用在局部区域是减孔的主导因素。早成岩B期末总孔隙度降至20.72%,中成岩A期末总孔隙度降低为15.32%,中成岩B期末总孔隙度降至12.86%。

## 参 考 文 献

[1] 刘金水,邹玮,李宁,等. “储保耦合”控藏机制与西湖凹陷大中型油气田勘探实践[J]. 中国海上油气, 2019, 31(3): 11–19.

[2] 张武,侯国伟,肖晓光,等. 西湖凹陷低渗储层成因及优质储层主控因素[J]. 中国海上油气, 2019, 31(3): 40–49.

[3] 邹明亮,黄思静,胡作维,等. 西湖凹陷平湖组砂岩中碳酸盐胶结物形成机制及其对储层质量的影响[J]. 岩性油气藏, 2008, 20(1): 47–52.

[4] 苏奥,陈红汉,陈旭,等. 东海盆地西湖凹陷平湖组构造带致密砂岩储层成岩成藏的耦合关系[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2015, 46(3): 1016–1026.

[5] 周心怀,蒋一鸣,唐贤君. 西湖凹陷成盆背景、原型盆地演化及勘探启示[J]. 中国海上油气, 2019, 31(3): 1–10.

[6] ZHANG Wencai, LI He, LI Huijun, et al. Genesis and distribution of secondary porosity in the deep horizon of Gaoliu area, Nanpu Sag [J]. Petroleum exploration & development, 2008, 35(3): 308–312.

[7] 曹剑,张义杰,胡文瑄,等. 油气储层自生高岭石发育特点及其对物性的影响[J]. 矿物学报, 2005, 25(4): 367–373.

[8] 叶瑛,沈忠悦,郑丽波,等. 塔里木盆地中新界储层砂岩自生矿物组合与两种成岩环境[J]. 浙江大学学报(理学版), 2000, 27(3): 307–314.

[9] 周瑶琪,周振柱,陈勇,等. 东营凹陷民丰地区深部储层成岩环境变化研究[J]. 地学前缘, 2011, 18(2): 268–276.

[10] GILES M R. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoir [J]. Marine and petroleum geology, 1987, 4(3): 188–204.

[11] 张善文,袁静,隋风贵,等. 东营凹陷北部沙河街组四段深部储层多重成岩环境及演化模式[J]. 地质科学, 2008, 3(3): 576–587.

[12] ALAA M S, MORAD S, LUIZ F M, et al. Diagenesis and reservoir-quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: evidence from the Upper Jurassic Boipeba Member, Reconcavo Basin, northeastern Brazil [J]. AAPG bulletin, 2000, 84(7): 1015–1040.

[13] 袁静,王乾泽. 东营凹陷下第三系深部碎屑岩储层次生孔隙垂向分布及成因分析[J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 43–47.

[14] 钟大康,朱筱敏,张枝焕,等. 东营凹陷古近系砂岩次生孔隙成因与纵向分布规律[J]. 石油勘探与开发, 2003, 30(6): 51–53.

[15] GILES M R, DE BOER R B. Secondary porosity: creation of enhanced porosities in the subsurface from the dissolution of carbonate cements as a result of cooling formation waters [J]. Marine and petroleum geology, 1989, 6(3): 261–269.

[16] HANSLEY P L, NUCCIO V F. Upper Cretaceous Shannon Sandstone reservoirs, Powder River Basin, Wyoming: evidence for organic acid diagenesis [J]. AAPG bulletin, 1992, 76(6): 781–791.

[17] 杨晓萍,顾家裕. 煤系地层中储层基本特征与优质储层的形成与分布[J]. 沉积学报, 2007, 25(6): 891–895.

[18] 魏钦廉,郑荣才,肖玲,等. 鄂尔多斯盆地吴旗地区长6储层特征及影响因素分析[J]. 岩性油气藏, 2007, 19(4): 45–50.

- [19] 徐国盛,徐芳良,袁海峰,等. 西湖凹陷中央反转构造带花港组致密砂岩储层成岩环境演变与孔隙演化[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),2016,43(4):385-395.
- [20] 郑浚茂,应凤祥. 煤系地层(酸性水介质)的砂岩储层特征及成岩模式[J]. 石油学报,1997,18(4):19-24.
- [21] 朱国华,章卫平. 煤系地层砂岩成岩作用和孔隙演化研究:以长广地区龙潭组为例[J]. 石油勘探与开发,1993,20(1):39-47.
- [22] 朱筱敏,潘荣,朱世发,等. 致密储层研究进展和热点问题分析[J]. 地学前缘,2018,25(2):141-146.
- [23] 陈鑫,钟建华,袁静,等. 渤南洼陷古近系高岭石发育特征及转化机理[J]. 石油勘探与开发,2009,36(4):456-462.
- [24] 远光辉,操应长,杨田,等. 论碎屑岩储层成岩过程中有机酸的溶蚀增孔能力[J]. 地学前缘,2013,20(5):207-219.
- [25] SCHERER M. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstones porosity prediction[J]. AAPG bulletin, 1987, 71(5): 485-491.
- [26] BEARD D C, WEYL P K. Influencing of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand [J]. AAPG bulletin, 1973, 57(2): 349-369.

编辑:张润合

## Diagenetic environment and pore evolution of the low permeability reservoir of Pinghu Formation in Xihu Sag

XIAO Xiaoguang, HOU Guowei, ZHANG Wu, JIANG Xue, MIAO Qing, XIE Jingjing

**Abstract:** Through thin section identification, scanning electron microscope observation, inclusion analysis, clay mineral analysis, vitrinite reflectance test, electron probe and carbon and oxygen isotope analysis, combined with the research results of structural evolution history and thermal evolution history of organic matter, the diagenetic environment and evolution model of the clastic reservoir of the Paleogene Pinghu Formation in Xihu Sag are analyzed, and the pore evolution process is restored and the porosity is calculated quantitatively. The clastic reservoir of Pinghu Formation has been in acidic diagenetic environment for a long time, and sometime in acid-alkalinity transitional environment or alkaline environment. The acidic diagenetic environment is marked by dissolution of carbonate minerals, dissolution and alteration of feldspar into kaolinite and associated with secondary enlargement of quartz. The alkaline diagenetic environment is characterized by the dissolution of grains and their secondary enlarged edge of quartz, secondary enlargement of feldspar and precipitation of iron-bearing carbonate minerals. The diagenetic environment of the reservoir in the study area has roughly experienced the evolution process of weak acid—acid—acid-alkalinity transition—alkaline. The pore evolution model of Pinghu Formation is established, which provides a basis for the prediction of high-quality reservoirs in this area.

**Key words:** diagenetic environment; diagenesis; pore evolution; clastic reservoir; Pinghu Formation; Xihu Sag

**XIAO Xiaoguang,** First author: MSc, Engineer, mainly engaged in geology of sedimentary and reservoir. Add: A608, CNOOC building, No. 388 Tongxie Road, Changning District, Shanghai 200050, China