

浙江沿海平原全新统气源岩特征 及生物气形成的控制因素^①

林春明¹ 钱奕中²

1 (同济大学海洋地质与地球物理系, 上海 200092) 2 (杭州石油地质研究所, 杭州)

提 要 本区气源岩主要为近岸浅海环境的灰色淤泥质粘土层和受海水影响的河漫滩环境的灰—灰黑色粘土及淤泥质粘土层。浅海相气源岩为弱还原—还原环境下沉积的, 河漫滩相气源岩为弱还原—强还原环境下的产物, 总体上看, 后者比前者还原性和生气能力要强, 浙北比浙南要强。本区生物气生成主要受沉积环境、沉积时间、古气候、海平面变化、地壳沉降和沉积速率、水介质这七大因素控制, 它们相互作用, 相互影响, 有利于河漫滩相气源岩中生物甲烷气的大量生成和富集成藏。

关键词 浙江 全新世 气源岩 生物气 控制因素

分类号 P 618.130.1

第一作者简介 林春明 男 32 岁 博士 石油地质

浙江沿海平原位于浙江省东部, 濒临东海, 面积约 17000km², 浙北约 12000km²。1991 年底以来, 浙北先后发现一批具工业价值的浅气田, 浙南也见商业价值的浅气藏, 气藏埋深 < 55m, 为超浅层, 地层时代属于全新世, 天然气为生物成因甲烷气^[1,2]。目前对超浅层生物气气源岩的研究还很薄弱, 总结并探讨生物气的气源特征和影响生物气生成的主要控制因素, 对生物气勘探和生物气形成理论方面都有重要意义。

1 气源岩基本特征及沉积环境

杭州湾地区全新世地层层序、沉积环境演变和其赋存的生物气藏特征分析表明^[2,3,4], 浙江沿海平原全新统在深切谷地带发育四套地层, 自下而上为河床、河漫滩、浅海和河口湾(或湖沼)相地层, 其中河漫滩相和浅海相中的泥质沉积物生气能力强, 为本区气源岩(以下分别简称漫滩源岩和浅海源岩); 而湖沼相泥质沉积物位于地表, 埋深小于 7m, 生成的气大多逸散到地表而不具实际意义, 故本文仅对前两种气源岩进行探讨。

1.1 河漫滩相气源岩

发育于末次冰期形成的深切谷内, 分布面积约

8491.2km², 埋深 30~55m, 残留厚 10~20m, 在河流主流线最厚, 向海方向略变深增厚。

岩性为灰、深灰、灰黑色粘土、粉砂质粘土和灰色淤泥质粘土。粘土矿物以伊/蒙混层和伊利石占优势, 二者含量占粘土总含量的 69~81%, 高岭石和绿泥石在 8~18% 之间变化。碎屑矿物主要为石英, 颗粒组成以粉砂为主, 一般含量在 80% 以上。天然含水量 33~50%, 孔隙度 45~55%, 呈流塑—可塑、中—高压缩性, 页理发育, 常见有菱铁矿结核、蓝铁矿、黑—褐黄色半腐—腐烂植物根茎、植物碎屑。

产高顶蓝蚬、华丽蓝蚬、盘螺科等淡水—微咸水生活的软体动物, 其壳体受不同程度的风化, 但完整, 并常见两瓣绞合和团块共生者, 可见它们系原地自生的, 代表当时的沉积环境。该层上部见少量个体小的有孔虫及介形虫, 且向上和向海方向含量增大, 说明河漫滩沉积时受海水影响, 为入海河流段。

浙北雷 5 井 25.6~34.0m 井段(河漫滩相)孢粉分析, 木本植物平均含量达 52%, 草本植物达 40%, 其余为水龙骨科、蕨属、水生草本植物眼子菜科等。孢粉组合以松属、柏科、禾本科、莎草科等喜凉干植物的含量高占优势, 栎属等喜暖植物相对含量较低, 喜温的阴地蕨科植物平均含量在 2.5% 以

① 本文得到国家自然科学基金项目(编号 49476380)资助。

收稿日期: 1997-02-28

上,喜温湿的眼子菜科植物较少,推测当时气温为温凉略干,与王开发等人^[5]的研究相比,相当于北方期(距今9500~7500年前),而河漫滩相沉积的初期(12000年前^[4]),气候冷凉干燥^[5]。浙南孢粉组合特征与浙北相似,但草本植物仅占孢粉总量的17.5~22.3%(椒浅参1井)。

古环境指标较多,一般当沉积物中 $Fe^{2+}/Fe^{3+} > 1$ 时为还原环境, < 1 为氧化环境; I^- 及 Br^- 含量也可作为还原环境的标志;海相地层还原硫(S^{2-})含量 $> 0.1\%$ 可作为还原环境的标志,陆相地层该值

要大些,为0.2%;还原环境中植醇加氢脱水还原成植烷,而在弱氧化环境中则大量产生姥鲛烷,在缺氧水域的沉积物中姥鲛烷/植烷的比值(Pr/Ph) $< < 1$,含氧环境中则 $> > 1$ ^[6]。本区气源岩的 S^{2-} 含量一般为0.05~0.12%,最大为0.65%,最小0.02%; Fe^{2+}/Fe^{3+} 为0.89~1.95,最大为2.31,最小0.2; Pr/Ph 为0.37,地层水为NaCl型,pH值6.6~7.2,矿化度高,含少量的 I^- 和 Br^- (表1),表明气源岩长期处于封闭的弱还原至强还原环境。

表1 杭州湾地区全新世地层水质化验成果

Table 1 Test of water quality of Holocene series in Hangzhou bay

采样地点	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	I ⁻	Br ⁻	pH值	矿化度	深度(m)	
夹灶气田	夹2井	187.2	391.0	77.2	3334.8	6368.0	0.4	523.6	0.0	0.0	7.0	10882.2	41.5
	夹5井	212.6	394.9	3353.4		6371.3	24.2	529.4	0.0	0.0	7.1	10885.8	42.2
萧山市瓜沥镇	264.5	110.1	19.4	394.7	1314.8	6.63	220.7	1.5	5.0	6.8	2337.3	砂砾层 48.0 ~50.0	
	262.0	110.5	20.3	394.7	1316.2	0.0	220.7	0.0	5.0	7.2	2329.4		
	359.9	216.5	14.9	497.1	2099.2	94.4	0.0	0.0	14.0	5.8	3296.0		
余杭市塘栖镇	168.8	102.2	13.5	661.7	1602.4	277.1	307.5	3.0	2.4	6.6	3138.6	36.0 ~ 38.0	
	205.2	182.7	14.7	645.4	1609.5	262.2	398.0	2.8	2.1	6.7	3322.6		
	210.6	128.2	22.1	927.2	1804.6	288.0	439.2	3.3	1.9	6.8	3825.1		
	148.0	120.2	31.5	439.9	1961.6	280.1	474.4	4.0	2.4	7.0	3462.1		
	42.3	17.4	0.0	16.6	41.7	89.5	90.6	0.0	0.0	7.1	298.1		地表水

注:离子及矿化度单位为mg/L。

1.2 近岸浅海相气源岩

直接覆盖在漫滩源岩之上,面积约13825.5km²,埋深7~35m,残留厚度在钱塘江口为10~20m,在平湖黄菇浅气田达30~40m,埋深也相应增加,即向海方向有变深增厚趋势。

岩性为灰色淤泥质粘土,该层下部偶见有灰黑一褐黄半腐烂植物根茎。粘土矿物成分、碎屑矿物、天然含水量及孔隙度等特征与漫滩源岩没有多大变化。该层含丰富有孔虫,50g干样中常达数百枚,底栖有孔虫含量高达90~95%,以广盐性近岸生活的温带型和广温属种居多,主要有*Ammonia beccarii* vars(毕克卷转虫变种)—*Elphidium* sp.(希望虫属)组合,水深小于40m,并含一定量海相属种介形虫。

雷5井8.8~25.6m井段(浅海源岩)孢粉分析,与漫滩源岩比较,木本植物百分含量明显增大,高达70%之多,草本植物减少,水龙骨科和水生草

本植物眼子菜科含量略有增加,椒浅参1井孢粉分析,草本植物也减少,占孢粉总量的7.9~21.4%,说明浅海源岩沉积时,气候总貌已由温凉略干转为温暖潮湿,进而演化为温暖湿润,年均温度比目前高1~3℃,降水量比目前多200~600mm^[5]。

气源岩中的 S^{2-} 、 Fe^{2+}/Fe^{3+} 分别在0.09%~0.15%和0.98~1.42之间变动, S^{2-} 值最大为0.27%,最小0.05%, Fe^{2+}/Fe^{3+} 值最大为1.64,最小0.77, Pr/Ph 自上而下变小,由0.69到0.52再到0.44,说明沉积物随埋藏深度的增加,其还原性增强,可由弱还原到还原环境。气源岩既有陆源组分,也包括海洋浮游生物活动的产物。

2 气源岩的地球化学特征

2.1 有机质丰度

丰富有机质来源是生物气大量形成的物质基

础,本区泥质沉积物中的有机质具有如下特征(表2):(1)河漫滩环境泥质沉积物有机质丰度高于近岸浅海环境,有机碳随深度增加(由浅海相→河漫滩相)呈递增变化(图1),这反映了河漫滩环境比浅海

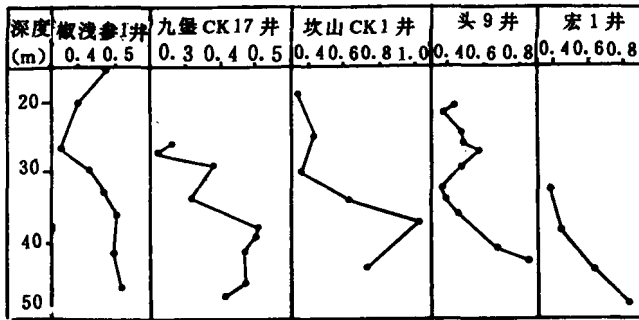
环境更有利于生物气的生成;(2)浙南椒江地区气源岩总烃含量低,平均值仅为 31.64×10^{-6} ,反映有机质未成熟,尚未大量裂解成烃;(3)浙北气源岩有机质丰度高于浙南。

表2 浙江沿海平原全新统不同沉积环境中的泥质沉积物有机质丰度

Table 2 Organic abundance of mud in different sedimentary environments of Holocene series in Zhejiang coastal plain

地区	埋深 (m)	岩性	沉积环境	有机碳 (%)			氯仿“A”平均值 ($\times 10^{-6}$)	总烃平均值 ($\times 10^{-6}$)
				最小值	最大值	平均值		
杭州湾	7.00~38.35	灰色淤泥质粘土	近岸浅海	0.11	0.62	0.40(66)	153.60(18)	/
	28.50~54.70	灰及灰黑色粘土	河漫滩	0.20	1.08	0.64(41)	268.15(16)	/
浙南椒江	15.50~29.50	灰色淤泥质粘土	近岸浅海	0.35	0.47	0.41(4)	63.00(2)	29.04(2)
	32.70~46.30		河漫滩	0.47	0.52	0.50(4)	72.5(2)	32.28(2)

注:()内为样品数



·为取样点 横坐标为有机碳丰度, %

图1 浙江沿海全新世淤泥质粘土及粘土层有机碳丰度与埋藏深度关系图

Fig.1 Relation between organic carbon abundance of Holocene mud and burial depth in Zhejiang coastal plain

2.2 有机质类型

本区气源岩不溶有机质主要元素组成和原子比如表3所示,按目前常用的H/C、O/C原子比类型划分标准,可判别气源岩有机质类型。表3中头9井2号样和椒浅参1井4号样(均为漫滩源岩)的H/C明显偏低,为0.69和0.77,分布在腐殖型有机质演化轨迹的下方(图2),属典型的腐殖型有机质,其余样品(为浅海源岩)H/C在0.83~0.86之间,在腐殖型有机质演化轨迹之上,靠近腐殖型(图2),应属于含腐泥腐殖型有机质;所有的样品均分布在未成熟带。这反映了全新统气源岩沉积有机质具水生和陆源的二元性,以陆源有机质为主,并有一定量水生动植物残体注入。气源岩不溶有机质的镜检、红外光谱特征、氯仿沥青“A”的族组成特征、饱和烃气相色谱特征和生物标志化合物分析结果,均验证了上述结论。

表3 浙江沿海平原全新统粘土、淤泥质粘土不溶有机质元素组成及原子比

Table 3 Elementary composition and atomic ratio of insoluble organic material of mud of Holocene series in Zhejiang coastal plain

井位	样号	深度 (m)	岩性	沉积环境	主要元素组成 (%)				元素比		
					C	H	O	N	H/C	O/C	C/N
头9井	1	32.80	灰色粘土	近岸浅海	52.79	3.68	14.80	1.96	0.84	0.21	26.93
	2	49.50	褐灰色粘土	河漫滩	45.78	2.67	13.44	1.49	0.69	0.22	30.72
椒浅参1井	1	15.52	淤泥质粘土	近岸浅海	39.47	2.80	9.35	0.74	0.85	0.18	53.34
	2	26.65			39.34	2.71	8.19	0.47	0.83	0.16	83.70
	3	36.05		河漫滩	41.45	2.96	9.37	0.95	0.86	0.17	43.63
	4	46.36			41.75	2.68	9.80	0.78	0.77	0.18	53.52

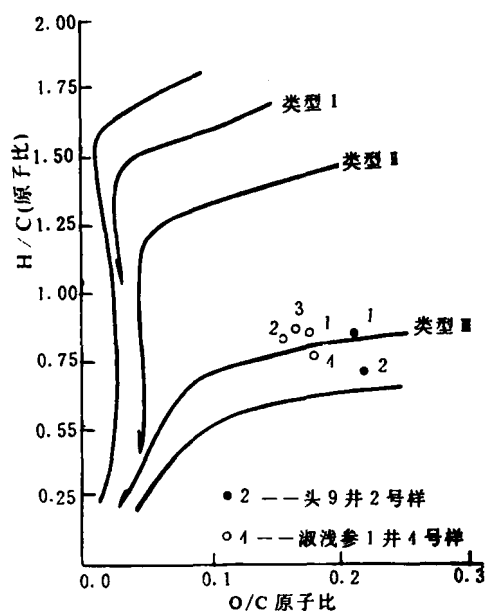


图2 有机质类型及演化途径

Fig.2 Organic types and their evolution path

2.3 有机质成熟度

义盛浅气田头9井和淑浅参1井共26个气源岩热解分析,最大热解温度均低于435℃,一般370~410℃,属未成熟阶段,可见沉积物中的可溶烃主要为生物化学阶段的产物。

3 生物气生成的主要控制因素

生物气生成与其所处的沉积环境、海平面变化、构造沉降、沉积速率、古气候、水介质、沉积时间等因素密切相关,它们相互作用、相互制约,共同控制本区生物气的形成。

3.1 沉积环境

良好封闭还原环境是有机物向烃类转化必不可少的条件,前述的地化特征表明漫滩源岩比浅海源岩生气能力要强,更有利于生物气的形成,这与其所处的沉积环境是相应的。生物气产率在淡水湖泊、沼泽环境为50~100g/m²年,在大陆架是5~10g/m²年,在开阔海洋为0.012g/m²年^[7],现代淤泥生物气模拟生成实验也证实了陆相(湖、河滨)淤泥比海相(滨海)淤泥产气率高^[8]。草本植物、菌孢子和藻等水生生物以及咸水—盐湖环境对造就高产率水溶性有机物有利,草本植物和藻、菌等水生生物的

C/N一般小于30,木本植物C/N大于40^[9]。C/N低,有利于细菌繁殖和利用,在20~40之间有利于甲烷的形成,柴达木盆地东部第四系气源岩母质以腐殖型和含腐泥腐殖型为主,C/N为13~46,平均23^[10]。本区头9井气源岩C/N低,分别为26.93和30.72,有利于生物气的生成,而淑浅参1井C/N均大于40,6.65m深的浅海淤泥质粘土高达83.7(表3),进一步说明浙北气源岩好于浙南,漫滩源岩好于浅海源岩,这与草本植物浙北源岩明显高于浙南,漫滩源岩高于浅海源岩的现象是一致的。

3.2 海平面变化

末次冰期海平面下降,在本区形成60~100余米深的河谷^[3]。海平面(是河流侵蚀的基准面)下降控制了深切谷的发育程度和规模,进而控制了谷内漫滩源岩的展布。

冰后期海平面先是快速上升,而后缓慢上升至稳定状态^[11,12],海平面上升导致深切谷可容空间的增大,使深切谷被充填与覆盖,致使漫滩和浅海源岩形成。

本区地层层序特征是^[3,4],浅海相直接覆盖在河漫滩相之上,两者间有明显的相序缺失,海相层为单一的同性相,分布面积广,横向稳定,在时间上有较好的等时性,可作全区地层对比的标志层。这表明全新世海侵具事件性海侵或突发性海侵特征,其必然要引起生物群的突发性兴衰^[13]。快速海平面上升过程中,快速堆积的浅海沉积物中的微生物一系列生态系统变化可导致生物甲烷的生成;而被浅海沉积物快速掩埋的河漫滩,其沉积过程是在海平面不断上升过程中进行的,河漫滩上的沼泽、浅水洼地等沉积环境,富含草本植物和菌、藻等水生生物,死亡的动植物先是在低含水、低气温情况下被迅速掩埋,当达到一定深度时,由于后期海侵(气温增加)使得有机质含水性增强,未分解的有机质大量腐烂成甲烷气。

3.3 地壳沉降和沉积速率

浙江沿海平原第四纪地壳运动主要表现为持续的沉降状态,全新世以来,地壳上升幅度小、强度弱,断裂活动和褶皱运动微弱^[14,15]。研究区为河口—三角洲及浅海湾地区,冰后期的沉积速率可高达160cm/Ka^[16]。

构造沉降与全球海平面变化一起控制着沉积物的可容空间大小及变化,本区构造沉降增加了可容空间,但由于沉降量不显著,特别是全新世以来地壳

沉降微弱,对全新世地层沉积和发育主要控制因素是海平面变化、沉积物的供给和古地形变化;沉积速率直接控制有机质的沉积、保存和沉积体几何形态。持续沉降和快速沉积使沉积物中的有机质得以及时埋藏保存,避免遭受氧化破坏,能较快进入还原—强还原环境,同时也减弱了上覆水体中不断补给溶解硫酸盐,从而为微生物群落的生存与繁殖创造了有利的环境和物质条件;另一方面也有利于已生成的生物气免遭逸散,进而富集成藏。

3.4 沉积时间

对超浅层生物气来说,甲烷气量随沉积时间增加而增加这是不言而喻的。生物气模拟实验表明,甲烷气量随沉积时间增加,约在一万年急剧上升,对只有一万年地层,即使地层中残留含碳量为0.1%,若保存好,生成甲烷气也足以形成有工业价值的油气藏^[8]。漫滩沉积物沉积时间约在12000~7500年前;海相沉积约在9600年前开始,约在7500~6500年前为最大海侵时期,以开阔性浅海湾环境为主要特征^[3,4]。从沉积时间看,漫滩源岩的甲烷产量要好于浅海源岩,漫滩源岩沉积时间可以弥补有机质丰度的不足,而浅海源岩沉积时间相对短,这种效应不明显,因此,本区漫滩源岩的有机碳下限值可以低于浅海源岩。他人研究表明,陆相有利生气层有机碳下限可定0.35%,海相则在0.5左右^[9,17]。

3.5 古气候

甲烷菌在温度4~45℃的环境中最活跃,最适宜值为35~42℃,温度对甲烷生成速度影响十分显著^[7]。本区漫滩源岩沉积时气候总体上为凉期,浅海源岩沉积时以暖期为主。这种气候总貌有利于漫滩源岩的生成与保存,因为漫滩源岩形成时,低气温可以控制甲烷气在表层的生成,使浅表条件下甲烷的生成速度低,有利于形成生物气的有机质不被过早地消耗;使已生成的甲烷分子活动能力相对减弱,相对减小甲烷的散失量。当漫滩源岩被快速掩埋后,气温变高(降水量变大)使未分解的有机质持水性增强,并大量腐烂分解成甲烷气,此时附近漫滩相砂质透镜体和浅海相淤泥质粘土区域盖层业已形成,极利于甲烷气富集成藏,这就是漫滩相储气层成为本区唯一具有工业价值生产层^[2,3]的一个主要原因。浅海源岩形成时气温偏热,不利于抑制甲烷在浅表层的生成,生成的甲烷也因气温偏高及上覆水体压力低等因素大部分通过水体逸散到空气中,当浅海源岩被埋藏后,可能因为部分有机质已被耗尽,

使其甲烷产率变低。

3.6 水介质

甲烷菌在pH值6.5~8.0之间最活跃,甲烷产率最高^[7]。表2所示,本区地层水的pH值近于中性(6.6~7.2),对于厌氧和适于在近中性水中生长的甲烷菌,无疑是非常有利的生长和聚集的地球化学环境,当然利于生物气的生成。

储层水的含盐度是油气聚集存在标志,含盐度在1000~2000mg/l之间,储层就有可能存在油气,若超过2000mg/l,则存在油气的可能性就更大^[18],本区浅气田储层中Cl⁻的浓度(含盐度与其成正比)大大高于非气层地层水中的Cl⁻的浓度(表2),Na-Cl型地层水非常有利于甲烷的生成和聚集。

水介质的SO₄²⁻含量对甲烷生成也有很大影响,一般认为SO₄²⁻含量高会抑制甲烷生成。本区漫滩源岩开始沉积时虽为淡水—微咸水环境,SO₄²⁻含量低,不利于抑制浅表条件下甲烷生成,但由于海平面快速上升、沉积速率高及气温偏低等其他有利因素,使甲烷气不致在浅表大量生成。表1所示,钱塘江南岸萧山市夹灶和瓜沥地区SO₄²⁻相对最低,是漫滩源岩形成甲烷气的最有利地区,目前勘探成果也证实了萧山市夹灶和义盛浅气田储量和产能是本区最好气田。浅海源岩沉积时富含硫酸盐,利于在浅表层抑制甲烷的生成。

4 讨 论

(1)漫滩源岩沉积时气候冷凉干燥,富含草本植物和藻、菌等水生生物,不溶有机质属典型的腐殖型,有机质丰度及产气率均高于浅海源岩;从生物气生成的主要控制因素方面看,也有利于漫滩源岩甲烷气大量产出。另外漫滩相发育较多的3~10余米厚砂质透镜体^[2,3],利于漫滩源岩生成的甲烷气及时有效地向储集层运移并富聚成藏,而上覆浅海源岩的快速沉积为其提供了良好保存条件。浅海相砂体不发育,上覆盖层又薄^[2,3],浅海源岩生成的甲烷气难以及时有效地向储集层运移并得到良好保存。

(2)经笔者计算,浙北漫滩源岩总生气量为 $93418.5 \times 10^8 \text{ m}^3$,总吸附气量为 $250.7 \times 10^8 \text{ m}^3$,总溶解气量为 $693.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,总扩散气量为 $42499.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,总游离气量为 $39975.6 \times 10^8 \text{ m}^3$,而浅海源岩相应为 $141274.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $556.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $749.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $101706.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $38261.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。漫

滩源岩总游离气量、总溶解气量、总吸附气量的比例为 199.3:2.8:1, 浅海源岩则为 68.7:1.3:1。这说明生成的天然气呈游离气相运移占绝对优势, 因漫滩源岩总游离气量相对最大, 砂体捕获其机遇多, 可以说漫滩源岩对气藏形成贡献最大, 只要有良好漫滩相砂体发育, 往往就易寻找到可开发利用的气藏。

(3) 生物气生成受多种因素控制, 这些因素相互作用、相互制约。海平面变化控制着深切谷的发育, 即控制了地层的发生和发展, 是气源岩发育的前提, 持续构造沉降和快速堆积是气源岩中的生物气形成的基础, 沉积环境、沉积时间、古气候和水介质性质是气源岩生气质量和数量的保证。当这些因素之一不利于生物气形成时, 往往其它因素可弥补这一不足。

参 考 文 献

- [1] 蒋维三, 林春明. 杭州湾地区浅层生物气田形成的古地理环境及其特征. 南方油气地质, 1994(创刊号): 47~53.
- [2] 林春明, 蒋维三, 李从先. 杭州湾地区全新世典型生物气藏特征分析. 石油学报, 1997, 17(3), 83~89.
- [3] 林春明, 李从先, 蒋维三. 钱塘江口全新世沉积环境与生物气的分布. 天然气工业, 1997, 17(1), 11~15.
- [4] 林春明. 末次冰期深切谷的识别及其在生物气勘探中的意义. 浙江地质, 1996, 12(1): 35~41.
- [5] 王开发, 张玉兰. 根据孢粉分析推论沪杭地区一万年来气候变迁. 历史地理, 1981, (创刊号): 126~131.
- [6] R. B. 约翰斯主编, 王铁冠等译. 沉积记录中的生物标志物, 科学出版社, 1991.
- [7] 张义纲, 陈焕疆. 论生物气的生成和聚集. 石油与天然气地质, 1983, 4(2): 160~169.
- [8] 陆伟文, 海秀珍. 生物气模拟生成实验及地层中生物气生成气量的估算. 石油实验地质, 1991, 13(1): 65~75.
- [9] 陈安定等. 生物甲烷气形成实验与生物气聚集的有利地质条件探讨. 石油学报, 1991, 12(3): 7~15.
- [10] 周嘉虹等. 柴达木盆地东部第四纪气源岩地化特征与生物气前景. 石油勘探与开发, 1994, 21(2): 30~36.
- [11] (美) Kennet J., 成国栋等译. 海洋地质学. 海洋出版社, 1992, 184~281.
- [12] 王宗涛. 浙江海岸全新世海面变迁. 海洋地质研究, 1982, 6, 2(2): 79~87.
- [13] 何起祥, 业治铮等. 受限陆表海的海侵模式. 沉积学报, 1991, 9(1): 1~10.
- [14] 虞永林. 温州—镇海复式断裂带全新世构造运动及地震的地质构造标志. 浙江地质, 1992, 8(1): 30~37.
- [15] 蔡祖仁, 叶国梁. 浙江省第四纪地质图说明书(1:50万), 1983, 浙江省水文地质大队.
- [16] 业治铮, 汪品先(主编). 南海第四纪古海洋学研究. 青岛: 海洋大学出版社, 1992, 23~41.
- [17] Rice D. D. and Claypool G. E., Generation, Accumulation and Resource Potential of Biogenic Gas. AAPG Bulletin, 1981, 65: 5~25.
- [18] Иванников В. И., Возможный механизм миграции и аккумуляции нефти и газа в порогах коллекторах и ловушках, ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА, 1995, (6): 19~22.

Gas Source Rock Features and Controlling Factors for Biogas Formation in Holocene Series in Zhejiang Coastal Plain

Lin Chunming¹ and Qian Yizhong²

1 (Marine Geology and Geophysics Department, Tongji University, Shanghai 200092)

2 (Hangzhou Institute of Petroleum Geology, Hangzhou)

Abstract

The gas source rocks in this area are mainly grey mud deposited in inner sublittoral environment and grey-greyish black mud deposited in flood land environment influenced by sea water. Shallow-sea facies gas source rock deposited in weak reduction-reduction environment, and flood land facies gas source rock deposited in light reduction-high reduction environment. On the whole, the latter has higher reductibility and stronger gas-yielding capacity than the former, and which in the north is higher or stronger than that in the south of Zhejiang province. Formation of the biogas were controlled by seven main factors, namely depositional environment, depositional time, paleoclimate, sea level change, crustal subsidence, rate of deposition and water medium. It's favorable influence to mass production and enrichment of biogas in flood land facies gas source rock, when these factors interact and influence each other.

Key Words Zhejiang Holocene gas source rock biogas controlling factors