

论生物气的生成和聚集

张义纲

陈焕疆

(地质矿产部石油地质中心实验室) (地质矿产部石油地质研究所)

前言

生物气 (biogenic gas) 是一种重要的能源, 其探明储量占世界天然气探明储量的20%以上。大型生物气田主要位于白垩系至第四系中。泥盆系也有生物气的显示。气田埋深一般为数百米至一千多米, 个别可达三千米^[1]。生物气的特征是“轻”, 碳同位素比值 $\delta C^{13} < -55\%$, 甲烷与乙烷以上重烃的比值大于100, 甚至大于1000。

我国未发现的生物气资源看来相当可观。为了提高勘探生物气的效率, 需要研究它在时间上和空间上的分布规律。本文根据近年来微生物学和地球化学所取得的成就, 对生物气藏形成过程的控制因素和成矿模式进行初步探讨, 以便预测可供勘探的地区和层位。

八个控制因素

生物气在地表大量生成, 尤其在湖泊和沼泽沉积物中, 产率很高 (表1)。但地表形成的甲烷, 大部分散逸至水体或大气中而无法保存。形成气藏的关键在于, 表层沉积物的甲烷生成速度受到抑制, 待到沉积物埋深较大时甲烷才大量生成并聚集成矿。生物气生成和聚集的控制因素主要有八个:

(一) 营养来源 (碳水化合物等的供给)

甲烷生成菌 (Methanogens, 以下简称甲烷菌) 不具有直接分解有机质的能力, 它主要依赖发酵菌和硫酸盐还原菌分解有机质而产生的 CO_2 、 H_2 、乙酸取得碳源和能源得以生存^[4]。它的新陈代谢可概括为下列两个方程式^[2]:



氢分压高时, CO_2 是主要的碳源; 反之, 乙酸成为主要的碳源。由 CO_2 还原而成的甲烷在加利福尼亚湾、波斯湾和一些淡水湖泊沉积物中占74—100%^[30], 但在维赫登湖中由乙酸衍生而来的甲烷占70%^[2]。

CO_2 和乙酸的特点是含氧量高, 它们在厌氧环境下主要来自含氧量高的碳水化合物。一部分来自蛋白质。在早期成岩阶段, 碳水化合物的消耗速度大于蛋白质^[6]; 木质素在厌氧条件下不容易分解^[6]; 脂类比较难消化, 在某些沉积物中, 如奥连诺科三角洲, 甚至出现脂类含量随埋藏深度增大而不断增加的现象^[6]。因此, 甲烷菌的营养来源主要

是纤维素、半纤维素、糖、淀粉、果胶等碳水化合物^[6]。这些物质在草本植物中含量最丰富，而草本植物含木质素又很少，这就决定了生物气的母质主要是半腐殖型和草本腐殖型有机质。这些有机质的特点之一是氯仿抽提物中非烃高、沥青质低，与木本腐殖型迥然不同。

这样的营养要求，决定了甲烷的产率在水生草本植物茂盛的地区和有陆源草本植物供给的地区比较高，在离岸稍远的海区比较低，见表1。

(二) 硫酸盐的含量

水介质的硫酸盐含量对于甲烷的生成有很大的影响。硫酸盐还原菌摄取 H_2 和乙酸盐的能力强于甲烷菌。在 SO_4^{2-} 浓度高时，它们之间的竞争可抑制甲烷菌的活动^[8]。直到沉积物埋藏较深，绝大部分 SO_4^{2-} 被还原掉时，甲烷才能大量生成。

由于淡水的 SO_4^{2-} 含量低，淡水湖泊沉积物在埋深为 2—17 厘米处，甲烷的生成即已达到峰值（图 1）。这一埋藏深度太浅，导致绝大部分甲烷散逸掉，是淡水湖泊沉积物

表1 各种环境中甲烷的产率

环 境	产 率	资 料 来 源
开 阔 海 洋	0.012	Ehhalt(1976) ^[7]
大 陆 架	5—10	
沼 泽	50—100	
淡 水 湖 泊	50—100	
水 稻 田	208	
旱 地	0.44	
森 林	0.009	
冻 土 带	10	Rudd和Taylor (1980) ^[8]
卡里亚库海沟	18.2	
圣巴巴拉海盆	12.2	
海 草 层*	0.15—1.86	
盐 沼 泽	7	
水 稻 田	570	
坦噶尼喀湖	206	
弗赖恩斯湖	800	
伊 利 湖	4580	

* Seagrass beds

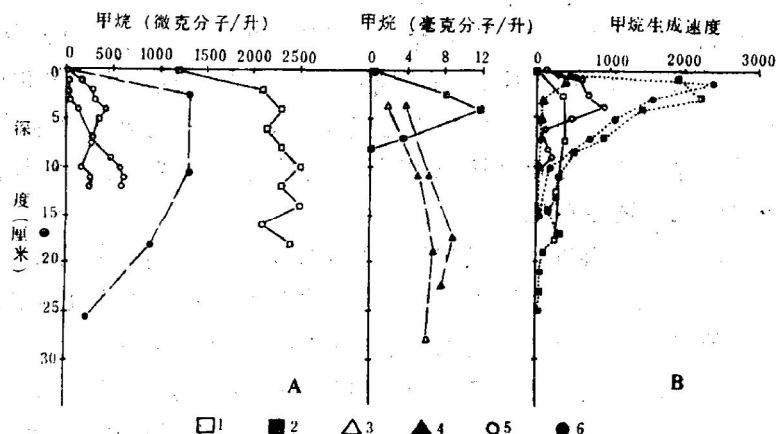


图1 淡水沉积物中甲烷和甲烷生成速率的深度分布^[10]

A, 1—Mendota湖; 2—Vechten湖; 3, 4—Aoki-ko湖和Kizaki-ko湖;
5—加拿大湖泊; 6—Ace湖。

B, 1—Kuznechikha湖, 现场温度, 毫微摩尔/天·毫升; 2—Wingra湖, 37°C, 毫微摩尔/星期·毫升;
4, 6—Mendota湖, 30°C, 毫微摩尔/小时·克, 水深分别为10米和18米; 5—Vechten湖, 8°C,
毫微摩尔/天·毫升。

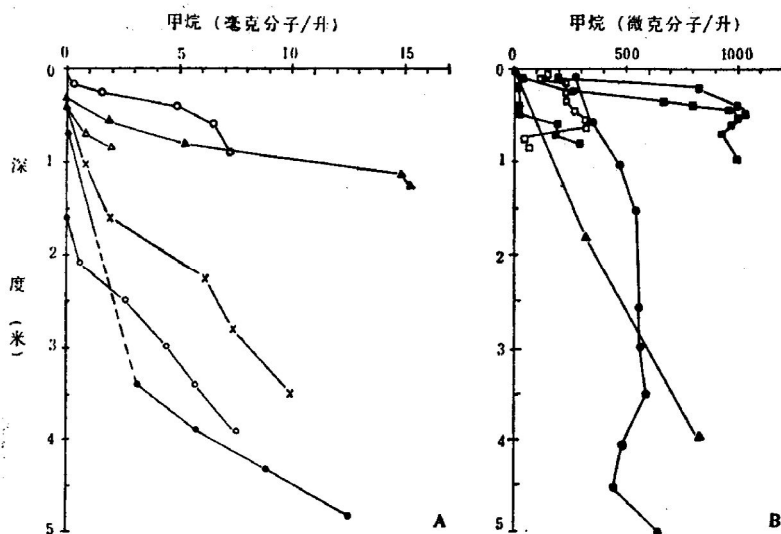


图2 海洋和河口湾沉积物中甲烷的深度分布^[10, 16, 26]

采样地点是, Santa Barbara Basin, Cariaco Trench, Chesapeake Bay, Long Island Sound, Louisiana salt marsh, Gulf of St. Lawrence, Grand Manan Basin. 哪条折线代表哪个采样地点, 原图未明确注明。

无法形成生物气藏的根本原因。反之, 海水和咸水湖泊的 SO_4^{2-} 含量高, 在海洋沉积物中, 甲烷生成的峰值出现在埋深为 0.5 米以上的地方 (图 2), 甚至 11.5 米 (拉布拉多大陆架^[11]) 和 135—140 米深 (里海^[30]), 因此甲烷得以聚集成矿。

然而, 在厌氧性盆地中, 如现代的黑海和位于加勒比海南部的卡里亚库海沟 (Cariaco Trench) 沉积物中有机质十分丰富, 释出大量的 H_2 , 这时海水中的 SO_4^{2-} 就不足以抑制甲烷菌的活动从而使甲烷延迟产生, 而且还可以使已经生成的甲烷发生厌氧氧化 (anaerobic oxidation), 生成大量 H_2S ^[8]。

尽管关于厌氧氧化作用的机理并不清楚, 它是否在所有的水盆中普遍存在尚有争议^[8], 我们认为, 只要生成的 H_2S 不多, 有足够的铁离子与之反应生成硫化铁, 让 H_2 返回甲烷菌的新陈代谢体系, 则甲烷数量并不会减少。反之, 在厌氧性盆地中, 生成的 H_2S 过多, 铁离子相对不足, 大量的 H_2 将以 H_2S 和 CH_4 的形式逸出沉积物。

(三) 沉积时的氧化还原环境

甲烷菌是严格的专性厌氧菌, 生长在最强的还原环境中, 实验室培养液所要求的 Eh 值在 -300 毫伏以上^[4]。在自然界中, 需待所有的氧、所有的硝酸盐和绝大部分的硫酸盐还原掉之后才能繁殖。相应地, 克莱普尔等 (1974) 把沉积物从上往下划分为游离氧带、硫酸盐还原带、碳酸盐还原带三个垂向分布的微生物生态带^[12]。伯纳 (1981) 则提出按分子浓度分带, 从上往下为含氧带、无氧带和甲烷带 (oxic, post-oxic and methanic zones)^[13]。无氧带即弱还原带, 无游离氧, 有 SO_4^{2-} ; 甲烷带即强还原带, 出现 H_2S 和 CH_4 。本文采用伯纳的分带术语, 因为微生物生态错综复杂, 不便用于分带。

表层沉积物 (指顶部 5 厘米厚的沉积物) 的氧化还原环境分为三类 (图 3)。

(1) 含氧环境, 即表层沉积物处于含氧带之中。见于水体循环强, 底层水溶氧量高

的地方。在埋深为5—30厘米范围内，潜穴动物发育，消耗掉大部分有机质并促进了氧气的向下扩散^[14]。这种沉积物生成的甲烷数量很少或根本不生成。

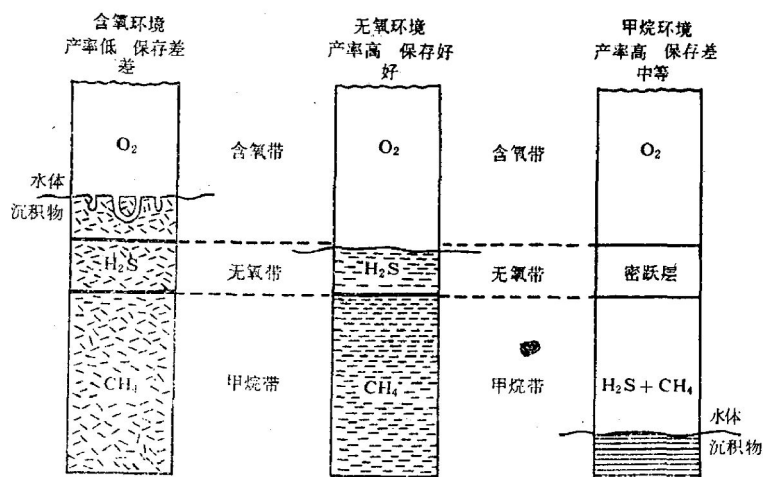


图3 沉积时的三种氧化还原环境和甲烷的产率

(2) 甲烷环境，即表层沉积物处于甲烷带之中。见于厌氧性盆地，那里水体常年分层，在密跃层之下水体停滞，富含 H_2S 和 CH_4 ，沉积了所谓黑色页岩相的沉积物^[28]。其特点是纹层发育，富含微小的黄铁矿球状集合体，有机质十分丰富并被细菌强烈改造。这种沉积物生成的甲烷数量很多，但一部分被厌氧氧化掉（如卡里亚库海沟中一半的甲烷是这样损失掉的^[8]），另一部分直接散逸掉（如弗赖恩斯湖沉积物中呈气泡散逸至水体中的甲烷，它所含的碳占有机碳总量的28%^[15]），保存下来的数量不太多。

(3) 无氧环境，即表层沉积物处于无氧带之中或位于无氧带与含氧带的界面上。这种沉积物含有机质较多，甲烷的生成被 SO_4^{2-} 抑制住而延迟至较大埋深时才发生，最有利于甲烷的聚集。这种环境见于下列地区：

a. 水流循环弱的封闭或半封闭性地区，如泻湖、半咸水湖、开阔海洋中的深凹陷等。特点是水体季节性分层，底层水溶氧量低。以青海湖为例，最低溶氧量为0.42毫克/升，只有饱和值的1/15。沉积物表面有一层0.5—3厘米厚的氧化层，往下即进入无氧环境，发生硫酸盐还原作用^[34]。

b. 河口湾和三角洲。现代河口湾的沉积速度为每年3—3000毫米，在水动力作用强、沉积速度快的地方，潜穴动物无法生存^[17]。尽管底层水溶氧量高，但径流带来的有机质稍稍往下即进入无氧环境，因此仍可较多地保存下来。

c. 水生植物和藻类茂盛的地区，如海滩、湖滩、沼泽等。那里植物的产率可高达每年337—1170克碳/平方米^[18]。底栖生物的光合作用使底层水溶氧量相当高，但在沉积物中氧气很快被耗竭，数毫米深即进入无氧环境。

(四) 海进海退

海进海退导致沉积环境的变化，对封闭或半封闭性盆地的影响尤其大。以黑海为例（图4），冰期海平面的下降使35,000至25,000年前的厌氧性海盆，经过过渡阶段（海湖过渡相）变为22,000至9000年前的含氧淡水湖盆。然后由于冰后海平面的上升，在地

中海海水溢入的影响下再次进入过渡阶段,并最终从7000年起,再度变为厌氧性海盆^[10]。值得注意的是在这二个历时均为二、三千年的过渡阶段,尽管沉积物中有机碳含量有所下降,但陆源供给的有机质丰富(反映为葡萄糖与核糖的比值大),碳水化合物含量反而成倍增加(表2),甲烷菌的营养来源十分充足,同时又出现前述有利于甲烷保存的半咸水无氧环境,从而具备了形成生物气藏的最有利条件。

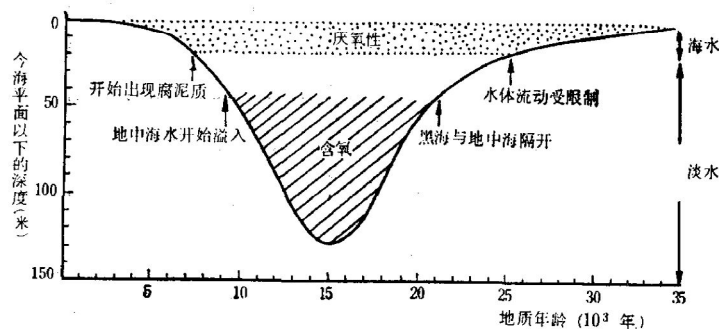


图4 黑海的海平面升降曲线及其沉积环境的变化^[19]

表2 不同环境下黑海沉积物的有机质^[9]

沉积环境	沉积物埋深 (厘米)	有机碳 (%)	碳水化合物 ($\mu\text{M/g}$)	葡萄糖/核糖
海相(甲烷环境)	15	7.1	70.1	0.48
海湖过渡相(无氧环境)	65—70	1.3	439.4	1.18
淡水湖相(含氧环境)	120—130	0.6	18.24	10.22

(五) 温度

甲烷菌生存的温度范围虽为0—75℃,但绝大部分甲烷菌新陈代谢活跃的范围限于4—45℃,最适值为35—42℃^[2]。温度的影响十分显著(图5)。甲烷生成速度在门多塔湖沉积物五月份(16℃)样品中比之一月份(4℃)样品中高100—400倍^[20];在库兹尼奇哈湖和切纽伊基切湖沉积物中夏季比冬季高1—2个数量级^[80]。一般来说,如前所述,淡水沉积物无法形成生物气藏,然而在冰期前后,高纬度、高海拔等高寒条件下,低气温既可抑制甲烷在表层中的生成,又可在永冻带中形成甲烷水合物,阻止其下面的甲烷的散逸,从而出现小规模生物气藏,如美国伊利诺斯州更新世淡水陆相冰碛层中的生物气藏^[21]。

温度的重要意义,还在于它对甲烷菌的间接影响。在寒冷气候下,草本植物比之木本植物优

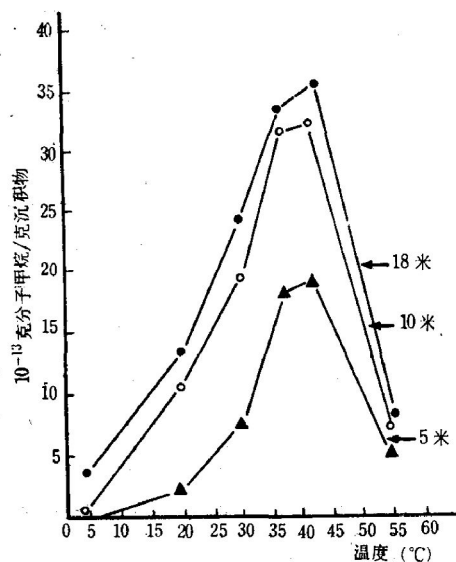


图5 温度对于甲烷生成数量的影响
门多塔湖沉积物。图中标出了采样地点的水深。室内培养时间为30天^[20]。

先发育，并在搬运过程中损失较少，从而为沉积地区的甲烷菌提供更多的陆源碳水化合物养料，如前述黑海的例子。还有，冰期的低气温导致海平面的大幅度下降以及伴之而来的间冰期的大规模海进和高沉积速度。如大理冰期之后的海平面上升幅度达100—130米，导致我国沿海地区和北美东海岸^[11,22]在大规模海进中形成了众多的第四系生物气。

(六) pH 值

甲烷菌的生长受水介质pH值的制约，如*Methanobacterium strain AZ*在pH值为6.6或7.4时的生长速度只有pH=7时的一半^[23]，见图6。绝大部份甲烷菌都对pH值很敏感，生长范围不超出pH=5.9至8.8。pH值接近8.8时，CO₂的溶解度降低至接近零^[24]，大多数甲烷菌因缺乏CO₂作为碳源而不能生存。剩下的只有*Methanosarcina barkeri*，它可以仅仅靠乙酸而生存^[8,10]，最适值为pH=9^[25]。因此底层水pH值高，可在相当程度上抑制表层沉积物中甲烷的生成速度。至埋藏稍深时，有机质的分解使pH值降低，从而孔隙水中的CO₃²⁻向CO₂转化，甲烷菌得以生长。如青海湖湖水除了含有较多的SO₄²⁻之外，另一个重要因素是pH高达9.3，表层淤泥水pH=8.8，从而沉积物埋藏至4.5米深见气孔构造，9.5米处有气溢出，13—16米处有浅层天然气^[84]。

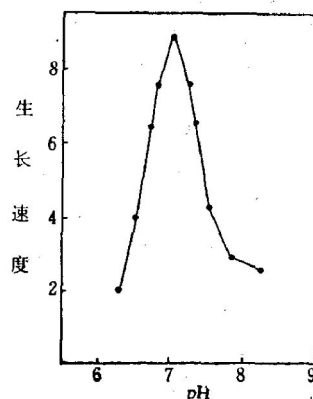


图6 pH值对于*Methanobacterium strain AZ*生长速度的影响^[23]
原图纵坐标为任意单位

(七) 沉积速度

沉积速度的重要性是众所周知的。对于生物气来说，它有双重意义，既有利于保存有机质，又有利于阻止甲烷的扩散耗失。在同一个大马南海盆（加拿大东海岸），同样取埋深为2米的岩心，沉速为134厘米/1000年的128号岩心的甲烷含量为21800ppm，比之沉速为20厘米/1000年的126号岩心（30—40ppm）高500倍^[26]。

(八) 压力

甲烷的溶解度和沉积物滞留气泡的能力取决于压力。水越深，压力越大，沉积物滞留甲烷的能力也越大。深海地区的高压还可促进甲烷水合物的形成，这种水合物本身就是良好的封闭层^[27]。然而，在任何场合下，压力只是一项辅助性因素。

生物气成矿模式

上述八个控制因素在地质体中的不同组合产生了不同的生物气藏形成模式。根据现有地质资料，可归纳为下列三个主要模式。

(一) 西西伯利亚式生物气藏

这是在潮湿气候下形成于海陆交互层系中的滨海相（包括河口湾相、三角洲和泻湖相）生物气藏。世界上已发现的大部分生物气藏属于这种类型。我国沿海地区，如上海、浙江、广东，有这种第四系生物气藏。下面扼要地基于上述八个控制因素阐述西西伯利亚和上海地区的成气地质条件。

碳同位素数据 ($\delta C^{13} = -58.3$ 至 -64.7%) 明确指示了西西伯利亚的天然气 90% 左右是生物气。它们均位于白垩系赛诺曼阶之中。亚普第-阿尔必-赛诺曼阶是一套陆相夹滨海相层系, 主要由粉砂岩组成, 夹泥岩和砂岩^[29]。有机碳平均含量分别为 1.43% (粉砂岩), 1.31% (泥岩) 和 1.22% (砂岩)。区域性盖层是土伦阶泥岩。生物气聚集在大型同沉积背斜之中, 埋深为 432—1193 米, 最高古地温 (晚第三纪) 为 40—50℃, 比今地温高 15—25℃^[32]。生物气的生成从沉积时起一直延续至整个早第三纪, 放射性氡法测得的平均成气期为古新世至渐新世^[33]。共有 34 个生物气田, 分布局限在该盆地的东北部。分析其原因是: (1) 当时盆地的西部是一个半封闭的海, 水浅, 盐度低于正常海, 有孔虫贫乏, 西南部的海水已强烈淡化, 东北部的海水则盐度稍大, 含有较多的 SO_4^{2-} , 水体循环较弱, 出现弱还原沉积环境 (图 7)。(2) 盆地的东北部是宽阔的冲积平原, 分布着淡水湖泊、沼泽和针叶林。在半封闭海与冲积平原之间是河网密布的海岸平原, 频繁地被海水淹没。沿海地带的沉积物中, 陆源碳水化合物丰富。这是西南部无法比拟的。(3) 当时南部是干旱的温带 (接近亚热带) 气候, 北部则比较寒冷潮湿。

上海和浙江地区的主力气源岩是在大理冰期后大规模海侵 (约 10000 年前) 时沉积的, 埋深为 30—40 米^[35]。当时气候寒冷潮湿, 江浙平原河网地带陆源有机质的供给起了重要作用。气层为层状和扁豆状砂层, 位于古长江口 (川沙) 和钱塘江口沉积速度高的河口湾地区, 厚 1—10 米。在大幅度海进时, 有些含气砂体出现于古河道之内, 但这种砂体受河水影响大, 产气很少。工业气藏局限于海相层位内。其次的气源岩是泻湖相泥岩, 埋深为 10—30 米。储气层是贝壳层和砂层, 平行古海岸线分布。当时古海岸线的迁移幅度 (海进海退的幅度) 已较小, 气候亦已渐趋温暖, 生成的生物气数量也少一些。上海和浙江地区生物气源岩的有机碳含量为 0.35—1.08%。

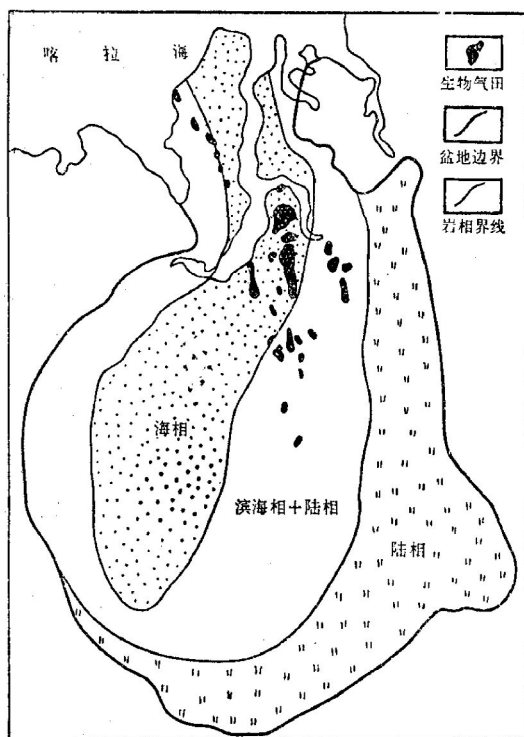


图 7 西西伯利亚生物气田的分布及其与岩相古地理的关系^[29, 31]。

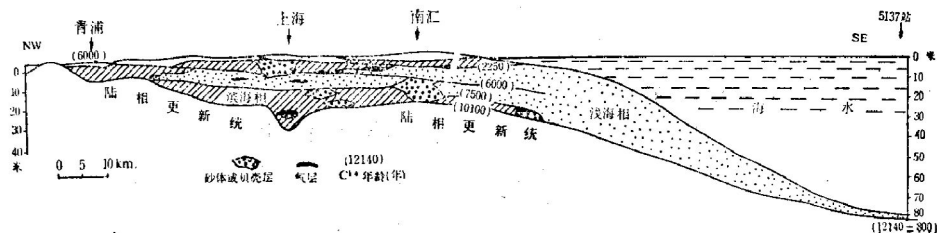


图 8 上海附近地区全新统生物气藏剖面图

(二) 黑海式生物气藏

这是形成于封闭性盆地海湖过渡相之中的生物气藏。其形成条件已如前述。

(三) 柴达木式生物气藏*

这是在干旱气候下形成于内陆咸化湖之中的生物气藏。其形成条件与前述青海湖现代沉积物中的生物气相同。

柴达木盆地的更新统厚1700—2700米。中下更新统含13层生物气层和一百余层气显示层,埋深为800—1400米,初始单井日产量可达30万方。此外还有一层全新统气层,埋深为30—40米。早中更新世时期,在印度板块碰撞的影响下,湖盆渐趋缩小,湖水咸化。主力气源岩是暗色泥页岩,含腐殖-腐泥型有机质,孢粉组合以水生植物为主,有机碳含量为0.34%。次要气源岩为碳质泥页岩,有机碳含量为11.35%。二者共同的特点是氯仿抽提物中胶质含量高达60—67%*。

(四) 其他类型的成矿模式

除了上述三种主要的成矿模式之外,显然还存在着其他的次要的模式。至少还可以列举出二种。一种是出现于美国伊利诺斯州和加拿大魁北克省的冰碛气,前面已经论述过,主要的控制因素是低气温。另一种是基伍湖式生物气藏。位于东非大裂谷体系之中的基伍湖在湖底蕴藏着570亿方生物气,经过研究,证明是由于湖旁存在着尚未冷却的玄武岩,将地下水热解生成氢气,这些氢气上升至湖底成为甲烷菌的能源,从而使 CO_2 还原而生成 CH_4 。在我国东部各盆地中普遍有玄武岩,与火山成因氢气有关的甲烷气应该加以注意。

我国生物气资源的远景

上述三种主要的生物气成矿模式在我国都有相当的远景。

在东海、黄海海域中,晚第三纪以来沉积了一套以陆相为主的层系,其中有一些薄的海相夹层,或受海水影响的层位,含有海相化石。由于大地构造活动和冰期的影响,海平面曾发生过多的大幅度升降,海底发育了大批沉溺地貌,在陆地上发育了宽阔的海岸平原,尤其是古长江、古黄河入海处曾发生多次迁移。这些古河口是寻找较大规模生物气田的理想场所,在某些方面与西西伯利亚有相似之处。

在我国东部各中新生代盆地中,曾发生过多浅层气喷。如松辽盆地红岗子构造在埋深370—390米的明水组内有气藏,单井初始日产量为6万方。碳同位素测定值为 $\delta\text{C}^{13} = -52\%$ ** ,说明主要由生物气组成,但已有一部分热成气混入。华北-渤海盆地在中9—11井和渤35井,井深180—770米的明化镇组遇见过气喷。苏北盆地周2井在埋深955米左右盐城组内发现气层,日产17万方。这些浅层天然气尚有待于深入研究。一部分可能属于黑海式气藏,与海水溢入的影响有关。应注意受海水影响较深的层位和靠近海水溢入口的部位,在其附近寻找生物气田。另一部分可能是在湖盆缩小、湖水进一步咸化时形成的,即柴达木式气藏。应注意主要河流进入湖泊形成水下三角洲的部位。

* 引自青海省石油管理局地质研究所1976和1979年关于柴达木盆地东部地区第四系天然气的两份内部报告

** 程志纯同志提供的数据。

在我国西部各中新生代盆地中,类似于形成柴达木气田的地质条件相当普遍。即使柴达木盆地本身也应该可以找到更多的气田(现已发现四个气田)。

在我国的古生界和中生界海相地层中,有不少的海陆过渡相地层,包括川西北具有良好油气远景的上三叠统在内。在这些层位中,找寻有利于形成生物气的相带具有双重意义。一是有可能找到生物气本身,或者由生物气和热成气混合而成的气体。二是在地质历史中曾经储集过生物气的储集层可以保留着较好的孔隙率,为嗣后的原油或热成天然气的进入提供空间。这是因为早期成岩阶段所生成的生物气把储集岩中的孔隙水排挤出去,从而在很大程度上阻止了成岩胶结作用的发育,原生孔隙率可以较多地保存下来。在美国有不少致密砂岩气和页岩气出现在有利于形成生物气的类似的相带中,部分地说明了二者之间的关系。我国南方以陆相为主夹海陆过渡相的上泥盆统五通砂岩曾发生过气喷,有关生物气的概念对于寻找这种致密砂岩气也会有所帮助。

结 论

生物气在表层沉积物中大量生成,大量散失。聚集成气藏的关键在于抑制甲烷菌在表层中的生长速度,使其延迟至较大埋深时才大量繁殖。只有这样,生成的甲烷才得以保存下来并聚集成矿。

八个控制因素是:营养的供给、主要是碳水化合物的供给,硫酸盐的含量,沉积时的氧化还原环境,海进海退,温度, pH值,沉积速度和压力。

找矿应注意寻找在地质历史中由于大地构造或冰期的影响,海进海退频繁,沿海(湖)平原宽阔,河网发育,古气候比较寒冷的地区和层位。

西西伯利亚式、黑海式和柴达木式生物气藏在我国都有相当的远景。在东海、黄海等海域,东部的中新生代盆地,南方的中生界和古生界,西部各盆地的第三系和第四系之中,都有可能找到生物气田。在今后的油气勘探中应深浅并举,开拓生物气这一新领域。此外,在寻找浅层生物气的同时应注意寻找浅层油。西西伯利亚有四个生物气田,产少量油,油见于气藏的边缘部位^[20]。澳大利亚科学院的模拟实验业已证实,以藻类为原料,微生物可在25—80℃下生成石油。

(收稿日期 1982年8月9日)

参 考 文 献

- [1] Rice, D. D. and Claypool, G. E., 1981, Generation, accumulation, and resource potential of biogenic gas. AAPG Bull., Vol. 65, P. 5—25.
- [2] Zeikus, J. G., 1977, The biology of methanogenic bacteria, Bacteriological reviews, Vol. 41, P. 514—541.
- [3] Gall, J. L. and Postgate, J. R., 1973, The physiology of sulphate-reducing bacteria, In, Advances in microbial physiology. Rose, A. H. and Tempest, D. W. (ed.), Vol. 10, P. 82—135, Academic Press, London.
- [4] Bryant, M. P., 1976, The microbiology of anaerobic degradation and methanogenesis with special reference to sewage. In, Microbial energy conversion UNITAR symposium, P. 107—117, Göttingen.
- [5] Zeikus, J. G., 1980, Chemical and fuel production by anaerobic bacteria. Ann. Rev. Microbiol., Vol. 34, P. 423—464.

- [6] Lindblom, G. P. and Lupton, M. D., 1961, Microbiological aspects of organic geochemistry. In: *Developments in industrial microbiology*, Vol. 2, P.9—22, Plenum Press, New York.
- [7] Ehhalt, D. H., 1976, The atmospheric cycle of methane. In: *Microbial production and utilization of gases*, Schlegel, H. G., Gottschalk, O. and Pfennig, N. (ed.), P.13—22, E. Goltze KG., Göttingen.
- [8] Rudd, J.W.M. and Taylor, O.D., 1980, Methane cycling in aquatic environments. In: *Advances in aquatic microbiology*, Droop, M. R. and Jannasch, H.W. (ed.), P.77—150, Academic Press, London.
- [9] Degens, E. T. and Mopper, K., 1979, Early diagenesis of sugars and amino acids in sediments. In: *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, Larsen, A. G. and Chilingar, G. V. (ed.), P. 143—205, Elsevier Scientific Pub. Co., Amsterdam.
- [10] Mah, R. A., Ward, D. M., Bareso, L. and Glass, T. L., 1977, Biogenesis of methane. *Ann. Rev. Microbiol.*, Vol. 31, P.309—341.
- [11] Vilks, G., Rashid, M. A., and Van der Linden, Q. J. M., 1974, Methane in recent sediments of the Labrador Shelf. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 11, P.1427—1434.
- [12] Claypool, G. E. and Kaplan, I. R., 1974, The origin and distribution of methane in marine sediments. In: *Natural gases in marine sediments*, Kaplan, I. R. (ed.), P.99—139, Plenum Press, New York.
- [13] Berner, R. A., 1981, A new geochemical classification of sedimentary environments. *J. Sed. Petrol.*, Vol. 51, P.359—365.
- [14] Demaison, G. J. and Moore, G. T., 1980, Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bull.*, Vol. 64, P. 1179—1209.
- [15] Robertson, C. K., 1979, Quantitative comparison of the significance of methanogenesis in the carbon cycle of two lakes. *Archiv für hydrobiologie ergebnis der limnologie*, Vol. 12, P.123—135.
- [16] Rashid, M. A., Vilks, G. and Leonard, J. D., 1975, Geological environment of a methane-rich recent sedimentary basin in the Gulf of St. Lawrence. *Chem. Geol.*, Vol. 15, P.83—96.
- [17] Reineck, H. E., 1967, Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. In: *Estuaries*, Lauff, G. H. (ed.), P.191—206, American Association for the Advancement of Science.
- [18] De Vooy, C. G. N., 1979, Primary production in aquatic environments. In: *The global carbon cycle*, Bolin, B., Degens, E. T., Kempe, S. and Ketner, P. (ed.), P.259—292, John Wiley and Sons, Chichester.
- [19] Ross, D. A. and Degens, E. T., 1974, Recent sediments of Black Sea. In: *The Black Sea—geology, chemistry and biology*, AAPG Memoir 20, Degens, E. T. and Ross, D. A. (ed.), P.183—199.
- [20] Zeikus, J. G. and Winfrey, M. R., 1976, Temperature limitation of methanogenesis in aquatic sediments. *Applied and environmental microbiology*, Vol. 31, P.99—107.
- [21] Meents, W. F., 1968, Illinois glacial-drift gas. In: *Natural gases of North America*, AAPG Memoir 9, Beebe, B. W. and Curtis, B. F. (ed.), P.1754—1758.
- [22] Schubel, J. R., 1974, Gas bubbles and the acoustically impenetrable, or turbid, character of some estuarine sediments. In: *Natural gases in marine sediments*, Kaplan, I. R. (ed.), P. 275—298, Plenum Press, New York.
- [23] Zehnder, A. J. B. and Wuhrmann, K., 1977, Physiology of a Methanobacterium strain A Z. *Arch. Microbiol.*, Vol. 111, P.199—205.
- [24] Mackereth, F. J. H., 1963, Some methods of water analysis for limnologists. *Sci. Publ. Freshwat. Biol. Assoc. U. K.* 21, 71 P.
- [25] Weimer, P. J. and Zeikus, J. G., 1978, One carbon metabolism in methanogenic bacteria. *Arch. Microbiol.*, Vol. 119, P.49—57.
- [26] Rashid, M. A. and Vilks, G., 1977, Environmental controls of methane production in Holocene basins in eastern Canada. *Organic geochemistry*, Vol. 1, P.53—59.
- [27] Kvenvolden, K. A. and McMenamin, M. A., 1980, Hydrates of natural gas, a review of their geologic occurrence. *U. S. Geol. Survey Circ.* 825.
- [28] Degens, E. T. and Stoffers, P., 1976, Stratified waters as a key to the past. *Nature*, Vol. 263, P.22—27.
- [29] Контрович, А. Э., Нестров, И. И., Салманов, Ф. К., Сурков, В. С., Трофимук, А. А., и Эрвье, Ю. Г., 1975, Геология нефти и газа Западной Сибири. *«Недра»*, с. 679.
- [30] Беляев, С. С., 1979, Микробиологическое образование метана в различных экосистемах. В кн. *Роль микроорганизмов в круговороте газов в природе*, Изд. «НАУКА», с. 205—219.

- [31] Гурова, Т. И., и Казаринов, В. П., 1962, Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. «ГОСГОПТЕХИЗДАТ», с. 296.
- [32] Ермаков, В. И., и Немченко, Н. Н., 1976, Определение времени формирования газовых залежей Сеномана севера Западной Сибири по данным комплексного анализа геологических геохимических и гидрогеологических показателей. В кн. Время формирования залежей нефти и газа, Изд. «НАУКА», с. 108—113.
- [33] Нестров, И. И., Немченко, Н. Н., Ровенская, А. С., и Шпилман, К. А., 1977, Аргон в природных газах севера Западной Сибири как индикатор времени формирования. Геол. неф. и газа, Вып. 6, с. 29—31.
- [34] 中国科学院兰州地质所, 水生生物所, 微生物所, 南京地质古生物所, 1979, 青海湖综合考察报告. 科学出版社.
- [35] 陈焕疆, 1960, 上海第四纪天然气的生成、储集及其远景. 石油勘探, 第6期, 第30—33页.

CONCEPTS ON THE GENERATION AND ACCUMULATION OF BIOGENIC GAS

Zhang Yigang

(Central Laboratories of Petroleum Geology, Ministry of
Geology and Mineral Resources)

Chen Huanjiang

(Institute of Petroleum Geology, Ministry of Geology
and Mineral Resources)

Abstract

To help to search biogenic gas out, the rule of its spatial and temporal distribution are depicted here on the basis of recent developments of microbiology and geochemistry. Methane is produced and dissipated at high rates in top sediments. The key point for its accumulation lies on the presence of the factors which inhibit the metabolism of methanogenic bacteria near the surface and leave it to flourish at greater burial depths. The essential controlling factors are as follows: nutrient supply, mainly carbohydrate supply, high SO_4^{2-} content of bottom water, post-oxic sedimentary environment transgression and regression, low temperature, high pH value, high depositional rate and pressure.

In the geological history, when and where there were frequent transgressions/regressions due to either tectonic or ice age, a broad coastal plain with a vast river network to supply terrigenous carbohydrates and a relatively cold weather, there was biogenic gas. Its accumulations can be grouped under three major types, i. e. West Siberia type (coastal marine facies), Black Sea type (transitional marine-lacustrine facies of restricted basin) and Qaidam type (inland brackish lacustrine facies). Some case histories of China and additional information on West Siberia are presented. It seems a great deal of biogenic gas fields remains undiscovered, and the prospects are bright.