

天然气动态平衡成藏的四个基本条件

张义纲

(地质矿产部石油地质中心实验室, 无锡)

作者根据天然气的生成、聚集与散失之间的动态平衡关系, 对天然气动态平衡成藏的四个基本条件进行论述。在生成方面, 主要是气源和生气高峰; 在聚集与散失方面, 主要是封盖条件和构造环境。归纳起来即: 充沛的气源、生气高峰的时代越新越好、良好的封盖条件和比较稳定的后期构造环境。

本文主要是在“七五”国家科技攻关(75-54-01-01和75-54-01-03)研究成果的基础上进一步整理写成。天然气和石油与其它矿产最显著的差异在于其流动性, 尤其是天然气, 它在气藏中的流入和流出, 始终处于动态的平衡之中。康特洛维奇(1978、1984)描绘了油气生成和散失的动态平衡示意性曲线, 他论述了石油和天然气的共同之处, 只是未强调天然气与石油之间的差异。维索茨基(1979、1982)在《天然气地质学》一书的最后章节中指出: “气藏是在两个相互对立而又不断斗争过程中形成的, 一方面是气体的生成和聚集, 另一方面是气体的散失和消亡。”美中不足之处是他未能应用这一观念贯穿全书, 对散失和保存条件的论述仅占全书的很小一部分。总之, 70和80年代的国际文献已论及动态平衡概念, 但内容还不多, 强调还不够。

对于天然气特别要强调动态平衡, 是由于其流动性比石油强得多, 从而散失性也强得多。四方面的原因决定了天然气的这一特性。

1. 甲烷的分子直径小, 仅0.38nm, 除了膏盐之外, 没有其它岩石的孔隙小到足以绝对阻止甲烷的流通和扩散散失。石油则不然, 薄薄的一层泥质岩石, 已足以形成有效的阻挡层。

2. 甲烷的溶解度很大。在地下, 1m³水可溶解5—10m³天然气。更有甚者, 天然气可大量呈乳浊液状态处于地层水之中, 美国墨西哥湾岸油田水的最高记录是1m³水含92m³天然气。图1展示了地层水含气量与埋深的关系。从而可见, 从静态来说, 天然气分散在地层水之中的数量极大; 从动态来说, 天然气通过水溶排放和水溶对流的机制而运移的数量可观, 其中只有一部分有条件聚集成藏, 大部分散失掉了。石油在水中的溶解度则远远小得多。

3. 甲烷被岩石吸附的容量小, 比之丙烷小一倍, 比之正丁烷小二倍, 仅略高于氢气和氮气, 在常量气体中属倒数第三位。因此, 甲烷在生成后持留在源岩中的数量不到千分之一, 绝大部分逸散掉。石油则90%左右仍持留在源岩之中。

4. 游离相甲烷呈气态, 易于渗漏散失。在其生成过程中, 往往导致封闭体系内压力的积累和超压下的裂隙张开, 强化气相的渗漏和散失。液态石油对于超压和裂隙张开的

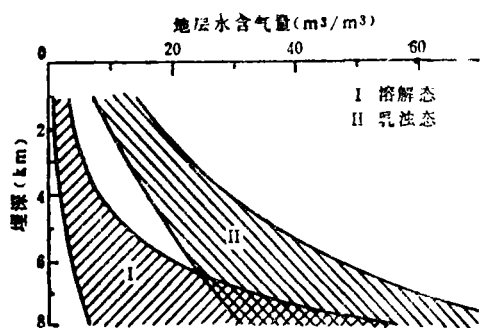


图1 地层水含气量与埋深关系
(Барзан, 1984)

贡献则小得多。

以上反复强调的是天然气的散失性，天然气聚集成藏的数量只占生成量的百分之一到万分之一。生物成因天然气的散失更为突出，全世界每年由沼泽和稻田向大气释放的生物成因甲烷约为6000亿 m^3 ，即在33年内散失的数量相当于全世界在近一亿年时间内积聚的全部生物气储量20万亿 m^3 （占天然气总储量的20%），生成和聚集的比例是三百比一。

从生成来说，天然气与石油的区别也是显著的，即天然气的多成因（微生物成因、热解成因、无机成因）、多物源（腐殖型和腐泥型分散有机质、煤、石油）和多阶段的生成特点，即在沉积岩石圈范畴内几乎或多或少地到处生成。天然气到处生成，到处散失，生成多，散失多。尽管气与油具有许多共同之处，但上述特点决定了天然气成藏条件与石油成藏条件的重大差异，这就是为什么对于天然气特别要强调动态平衡的原因。不仅要考虑天然气的生成，还要考虑天然气的散失，考虑生成数量和散失数量之间的动态平衡，考虑生成速度与散失速度之间的相对消长关系。

气藏的动态平衡是生成和散失之间的平衡。在生成方面，重要的是气源和生气高峰；在散失方面，重要的是封盖条件和构造环境。因此，我们认为天然气动态平衡成藏的四个基本条件是：充沛的气源，生气高峰的时代越新越好，良好的封盖条件，比较稳定的后期构造环境。

需要说明的是：动态平衡成藏观念主要着眼于蕴藏量，至于蕴藏量之中有多少可以成为可采储量以及产能的高低，则有赖于储层和圈闭的研究。这是两个不同范畴而又互相联系的研究领域。

一、充沛的气源

充沛的气源岩包含下列主要内容：（1）较高的有机质丰度和较大的气源岩体积；（2）良好的有机质类型；（3）矿物的催化作用；（4）多种生气机制。

1. 较高的有机质丰度和总量

凡是生气数量超过本身吸附容量的岩石均可视作气源岩。在沉积岩中，有机质是吸附甲烷的重要物质，而矿物质的吸附属于次要地位。在地质条件下，就甲烷的吸附容量而言，有机质一般可达5—50 m^3/t ，矿物质一般仅为0.01—0.1 m^3/t ，其中碳酸盐又比粘土矿物低一至二倍。Ⅲ型有机质的终极生气量一般为120—250 m^3/t ，I型可达500—600 m^3/t 。据此计算，气源岩有机质扣掉本身所吸附的甲烷之外，可以释放的甲烷数量约为100—550 m^3/t 。气源岩的有机质丰度只要高于0.01—0.1%，即有条件在满足矿物质的吸附容量之后释放甲烷。在实际情况下，取0.1%作为泥质气源岩的丰度下限和0.05%

作为碳酸盐气源岩的丰度下限是可行的。

2. 良好的有机质类型

习常把有机质划分为 I、II、III 型, 实质上它们都是各种显微组份的混合物。III 型有机质以镜质组为主, 经常混有少量藻类体, 而 I 型 II 型也常混有少量镜质组。查明各种纯显微组份的生烃能力才能从根本上认识有机质对烃类的贡献。

通过手选和重液分离取得了 30 个纯度为 80—100% 的低演化的单一显微组份, 根据它们的生烃潜量 ($S_1 + S_2$) 可以划分为 I、II、III_A、III_B 型。生烃潜量 (以 $\text{mg} \cdot \text{HC} / \text{g} \cdot \text{C}$ 为单位) 为 600—1100 者属 I 型、400—600 者属 II 型、200—400 者属 III_A 型、<200 者属 III_B 型。I 型包括树脂体、藻类体、腐泥无定形体等; II 型包括角质体、木栓质体、沥青质体、亚腐泥无定形体等; III_A 型包括含壳 (富氢) 镜质体、腐殖无定形体; III_B 型包括镜质组、含壳惰质组、惰质组、亚腐殖无定形体等 (图 2)。值得注意的是高等植物树脂体的生烃潜量可高出藻类体一半以上, 而含壳镜质体比正常镜质体高一 半 至 一倍, 有必要把二者区分开。上述数据表明各个煤系地层的生烃能力可以有较大的差异, 需要具体分析。

3. 矿物的催化作用

我们的模拟实验揭示, 不仅蒙脱石具有催化作用, 碳酸盐矿物也具有催化作用, 只是两者的催化机制有所不同。蒙脱石的作用在于促进碳链的断裂并使之异构化, 加速液态烃的裂解生成气态烃, 可称为催化断链异构化作用, 其结果是抑制油的产率, 提高气的产率。碳酸盐的作用在于促进有机质内部的两极分化, 环状单元缩聚芳构化, 链状单元加氢游离化并生成烃类, 可称为催化缩聚脱链作用, 结果是油的产率提高一倍左右, 但无助于油的裂解为气。被碳酸盐包裹和被其束缚的油, 需要在较高的温度下才能裂解成气, 这有利于碳酸盐岩在高演化程度下保存其生气能力。

4. 多种生气机制

在天然气的各种成因机制中, 有机质热解机制 (热成气) 是最主要的。然而多种生气机制在同一地区的出现, 往往具有超过简单地一加一等于二的效果, 可以等于三或四, 甚至五或十。关键性的因素在于如前所述地层水的含气容量很大, 散布在地层水之中的天然气数量大大超过其聚集成藏的数量, 只有生气量超过地层水含气容量之后才有条件出现游离的气藏。因此, 如果早期有生物气的生成, 使地层水的含气量达到饱和或接近饱和, 有利于中期和晚期热成气的出溶成藏, 可称为填底效应。同样如果生物气和热成气两者已经使地层水含气量达到饱和, 填了底, 则后期生成的热液烃气就有条件大部分聚集成藏, 因此即令其生成数量未必很大, 也能形成可观的储量。

天然气可分为 5 类成因 12 种气 (不包括各种混合气, 如煤层甲烷等在内), 参见图 3。其中热液烃气尚未引起人们足够的重视, 需要强调一下。岩浆和热液活动在我国东部陆地和海上的第三系断陷盆地中广泛分布, 并且与盆地的形成机制密切相关, 与盆地的成长过程同时出现。热液可以直接由岩浆分泌形成, 但在更多的情况下是地下水遇

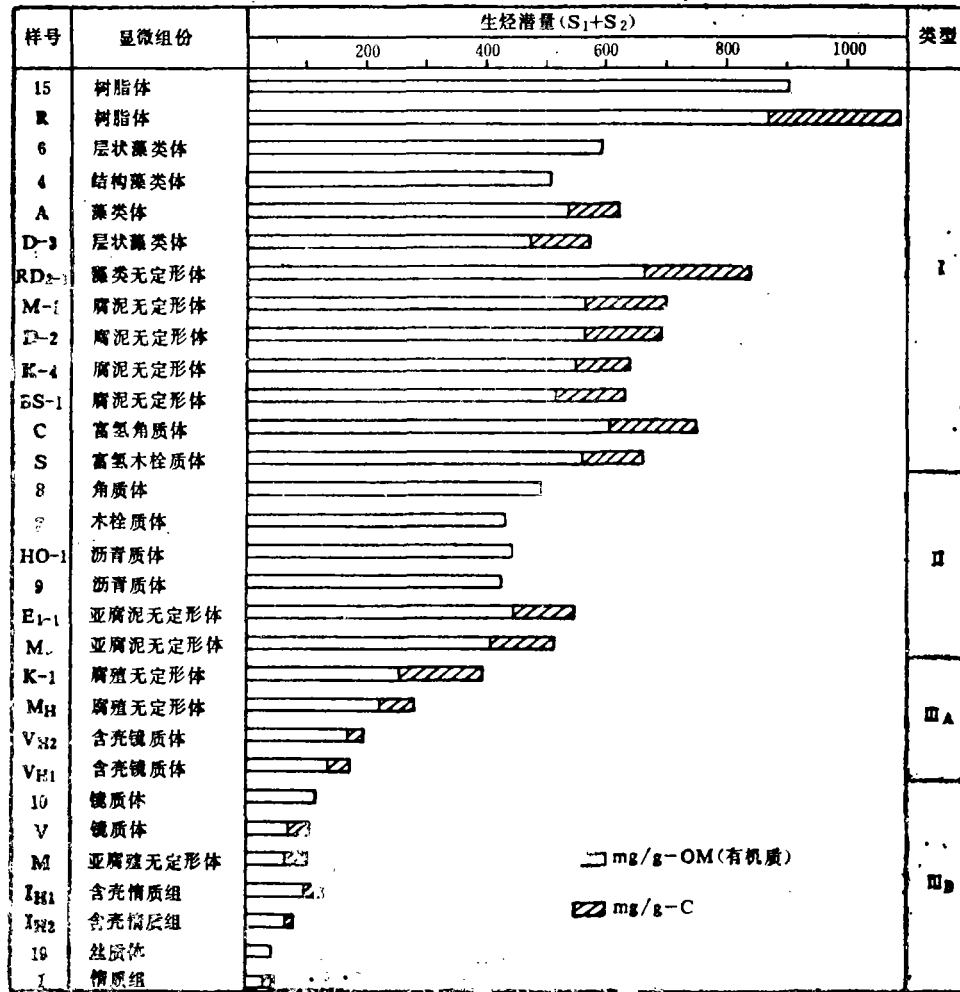


图2 显微组份的生烃潜量

到岩浆热流而升温上升并不断循环的结果。在高温下，水易与矿物发生反应并分解生成氢气，某些热液矿床气体的含氢量可高达87.4%（维索茨基，1979），热液往往是富氢的热液。另一方面，沉积岩缺的是氢，生成甲烷需要四倍于碳原子的氢原子。相反有机碳一般并不缺乏，氢的来源是沉积岩中制约天然气生成的主要因素。富氢热液与沉积有机质相互作用，可使之氢化并生成热液烃气。模拟实验表明在230℃下加热120小时即足以使本无生气能力的阳泉无烟煤加氢生成16m³烃气/吨煤，从而我们在1986年提出了氢化气的概念。1990年国际上出现了热液烃气的名词，可以认为热液烃气是氢化气之中的一种。热液烃气由于其碳同位素和烃类组份等特征与通常的热成气难以区分而长期未被人们觉察到。通过“七五”的研究，在东濮凹陷钻井剖面中发现了热液活动和热液烃气的迹象。具体地表现为在一些层段出现有机质异常热变、液态烃碳数分布的气溶切割现象、硅灰石和硅化方解石等高温蚀变矿物、重金属元素异常富集、包裹体成分异常（H₂S和SO₂可占一半）等。45块沙河街组泥岩的铜铅锌重金属元素异常（比大多数海

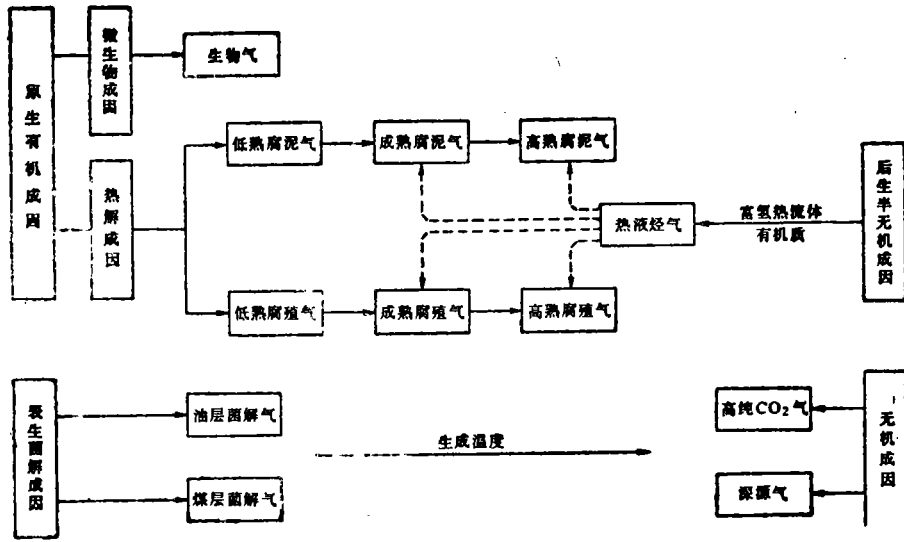


图3 天然气成因分类
(不包括各种天然气之间的混合气)

底热液沉积物的含量还高)以及稀土元素异常(镧和铈的含量, 镧/铈比值近似于藏北碱性玄武岩)指示了在其沉积时和沉积后,热液的长期侵入东濮湖盆,犹如现代的东非裂谷湖泊基伍湖的情况。除了热液烃气之外,在含异常包裹体的砂岩胶结物中常见黄铁矿与石膏重晶石共生、岩盐与白云石共生,据此其膏盐的成因至少有一部分与热液有关,而膏盐的存在是该凹陷富集天然气的另一个重要原因。总之,热液烃气在我国东部的意义值得深入研究。

二、生气高峰的时代越新越好

主要生气阶段(或称气窗)是指生气强度较高,具有较多机会超过散失强度的阶段,而生气高峰是指生气强度达到最大值的阶段。鉴于天然气的散失相当快,天然气的蕴藏高峰往往紧跟在生气高峰之后不久(图4)。当一个地区主力气源岩处于生气高峰之后不久,则该地区的气蕴藏量达到最大值,找到气藏的机遇最高。反之,生气高峰逝去的时代太久,则蕴藏量趋于下降,甚至消失。因此,除了最近的一、二百万年之外,生气高峰的时代越新越好。据世界84个储量大于一千亿m³的大型超大型气田的统计,生气高峰在早第三纪的大气田占有的储量最多,其次是白垩纪和侏罗纪,而生气高峰在三叠纪者占有的储量相当少,在古生代者则基本上不具备形成大气田的条件(图5)。

莺琼盆地尽管第三系的有机质含量并不十分高,类型不算好,但生气高峰晚至第三纪末第四纪初,因此得天独厚,具有形成大气田的理想条件。塔里木盆地北部寒武奥陶系的生气高峰出现在第三纪早中期,并且在总抬升背景下的沉降,条件略逊于南海。东海在第三纪沉降过程中,在进入主要生气阶段之后,有一次抬升(龙井运动),天然气有所散失。松辽盆地南部、川西凹陷、鄂尔多斯盆地均在中生代中晚期进入生气高

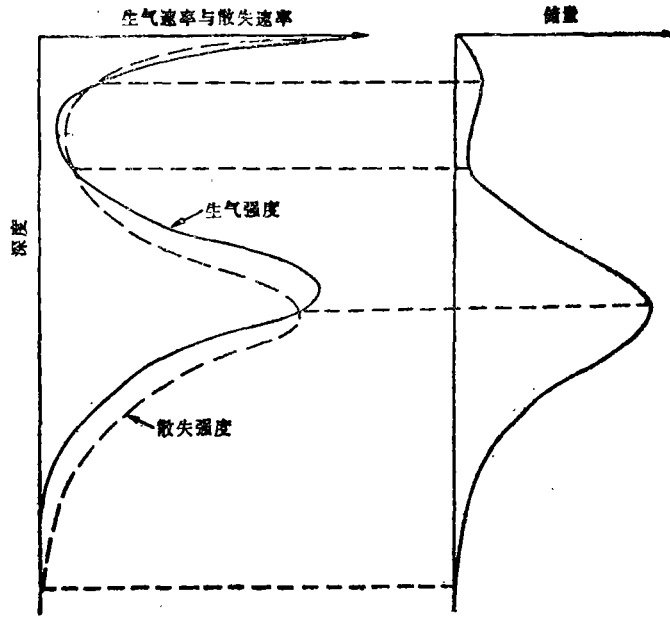


图4 天然气生成与散失之间的动态平衡示意图

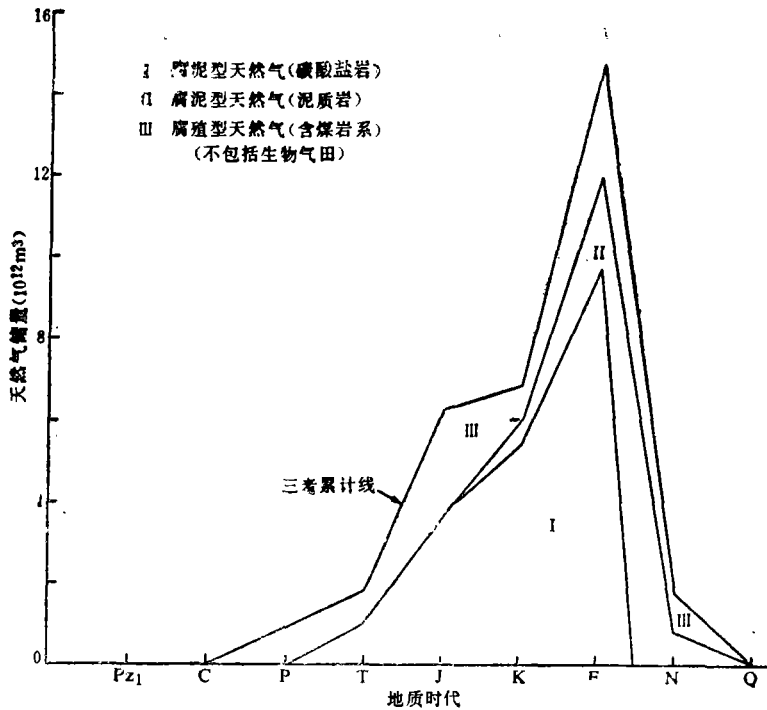


图5 世界84个大型超大型气田储量与生气高峰的地质时代

峰，气的散失更多一些。

决定生气高峰时代的因素有三个：1.有机质类型和岩性；2.沉积埋藏史；3.地热流和地温梯度。

1. 有机质类型和岩性与生气高峰

为了查明不同岩性不同类型有机质热解生气的主要阶段和生气高峰，从三个方面作了探讨。即室内模拟实验、自然界热演化系列煤样和岩样的测试、国内外天然气碳同位素值的数据统计。

煤系腐殖型有机质的特点是碳链短，在热解过程中碳链的脱离大多数直接生成短链气态烃，因此生气高峰早，大致为 $R^o = 1.0-1.2\%$ ， $H/C = 0.68-0.62$ ，主要生气阶段跨度小，约为 $R^o = 0.5-1.8\%$ （图6）。湖相和海相腐泥型有机质的碳链长，热解脱离的碳链大多数成为液态烃，然后再断开碳链，转化为气态烃，因此生气高峰晚，大致为 $R^o = 1.5-1.7\%$ ， $H/C = 0.65-0.55$ ，主要生气阶段产 $R^o = 0.5-3.2\%$ 。碳酸盐岩有机质，由于沉积早期微生物活动较强和碳酸盐矿物的催化作用，其特点是转化率高，液态烃/有机碳比值高，碳酸盐岩的有机碳统计平均含量比泥质岩低五倍左右，但液态烃的含量一点也不低，其气态烃主要由液态烃转化而成，加之一部分液态烃受碳酸盐矿物的束缚或被包裹，延迟了向气态烃的转化，因此生气高峰明显晚于泥质岩，大致为 $R^o = 2.0-2.5\%$ ， $H/C = 0.45-0.38$ ，主要生气阶段为 $R^o = 1.1-3.2\%$ 。

2. 沉积埋藏史

沉积埋藏史包含沉积埋藏的时代、沉积埋藏速率、沉积间断和剥蚀三个因素。理想的条件是沉积埋藏史与有机质成熟史之间的良好配合。在主力气源岩有机质进入主要生气阶段之前，以沉积慢、埋藏浅为佳；在进入主要生气阶段之后，则要求沉积快、埋藏

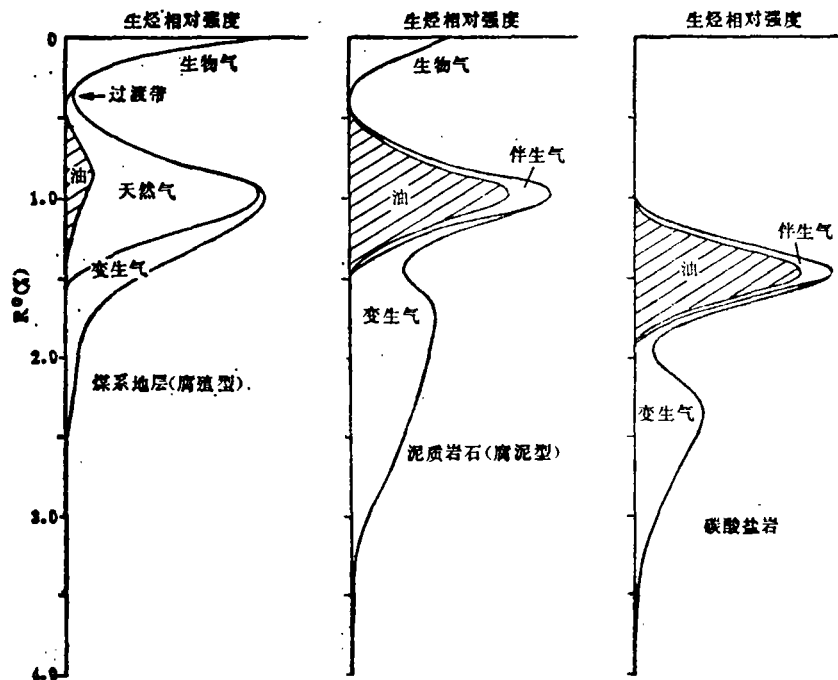


图6 不同岩性不同类型有机质的主要生气阶段和生气高峰

深、迅速达到生气高峰。生气高峰来势猛，有利于出溶成藏或涌流成藏（详后）；来势弱，则生气数量超过散失数量的幅度比较小。然而具体情况必需具体分析，生气高峰的时代新，则以来势猛为佳；若生气高峰的时代老，则来势弱，处于主要生气阶段的时间拖得长，拖到较晚较新的年代，反而有利于保存。需要认真逐个分析一个盆地各个凹陷各个部位的有机质沉积埋藏成熟史。

3. 地热流和地温梯度

地温梯度取决于地热流和岩层的热传导性。一般来说，地热流高，地温梯度也高，称为热盆，反之为冷盆。究竟是热盆好还是冷盆好，需视其与主力气源岩有机质成熟史之间的配合而定，不能一概而论。古生代的盆地越冷越好，有利于有机质的保存，推迟其生气的时代，如塔里木和鄂尔多斯的下古生界。中生代盆地也以偏冷为佳，如松辽盆地的侏罗系和下白垩统，地温梯度高不是有利因素。新生代盆地，则宜地温梯度高，例如南海和东海，地温梯度高是有利因素，把有机质较快地推向生气高峰。总之，冷盆好还是热盆好，关键在于与有机质成熟史之间的配合，其衡量准则是生气高峰时代的新老。

三、良好的封盖条件

良好的封盖条件其内容包括立体成岩封闭体系（异常压力流体封存箱）、区域性盖层、局部性直接盖层。

1. 立体成岩封闭体系

最近国际上提出了封存箱（compartment）的新概念。封存箱的存在不仅仅有利于油气的保存，它还控制了油气的运移和油气藏的分布。Hunt（1990）指出在全世界许多盆地中存在封存箱，其顶板和底板（顶部和底部封隔带）常呈区域性平板状，横穿各层位各岩性，而边板（边部封隔带）常呈垂直的板状，沿垂向的断裂和裂隙分布。在封存箱的内外存在压力差异，超压或负压。顶板、底板、边板就是致密异常带，箱内是多孔带，即次生孔隙发育带。

本文认为矿物的溶解和沉淀、成岩物质的对流是导致岩石展布分异为致密带和多孔带并形成封存箱的重要原因，而在地温场支配下的有机质演化及其酸性产物（有机酸和 CO_2 ）是控制矿物的溶解和沉淀的主要因素（表1和图7）。由于温度、盐度、天然气溶解量所引起的地层水密度差则导致了地层水和成岩物质的对流，对流的规模可达数公里、数十公里或更大（Dewers等，1988）。

封存箱的存在为天然气的水溶对流和混相涌流提供了条件（图8）。在封存箱内部，地层水的对流促使溶解于其中的天然气向温度和压力较低、盐度较高的圈闭内运移并出溶成藏，是箱内成藏的主要运移聚集机理，并且在气藏开采的过程中，仍不断甚至加速运移富集，增加其储量。封存箱内外的压差可导致箱缘破裂，油气水一起呈混相涌流，涌出破裂口，在箱外成藏；混相涌流导致箱外成藏而形成大油气田的机遇最多。若箱缘未完全破裂，箱缘本身由多层致密层组成并具有一定厚度，则可涌流至箱缘成藏，即在其致

表1 持续埋藏成岩体系区域性成岩孔隙带的分布

| 演化阶段 | R ⁰ (%) | 成岩孔隙带 | 特 征 | 成 因 |
|------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------|-------------------------------|
| 未 热 | <0.3或<0.4 | 第一多孔带(原生孔隙带) | 微生物溶蚀为主 | 沉积压实作用, 有机质的大量菌解 |
| 低 热 | 0.3—0.5 | 第一致密异常带 | 碳酸盐或SiO ₂ 沉淀 | 有机质的降解处于低谷 |
| | 0.4—0.6 | 第二多孔带(原次生孔隙带) | 游离SiO ₂ 和自生高岭石的形成 | 蒙脱石向伊利石转化, 有机酸的生成 |
| 成 热 | 0.6—0.8 | 第二致密异常带 | 石英增生或碳酸盐沉淀 | 二羧酸的分解, CO ₂ 产率低 |
| | 0.7—0.9(I型) 0.7—1.3(II型) | 第三多孔带(次原生孔隙带) | 长石岩屑的溶蚀、高岭石化、碳酸盐的溶解 | 有机质大量热降解, CO ₂ 产率高 |
| | 0.9—1.0(I型) 1.3—1.4(II型) | 第三致密异常带 | 嵌晶状碳酸盐沉淀 | 有机质停止大量生成CO ₂ |
| 高 热 | >1.4 | 深部成岩孔隙带(间有局部性次生孔隙发育层和致密异常层) | 长石、高岭石、石英的溶蚀, 嵌晶状方解石的沉淀 | 高岭石的不稳定, 成岩物质的对流 |

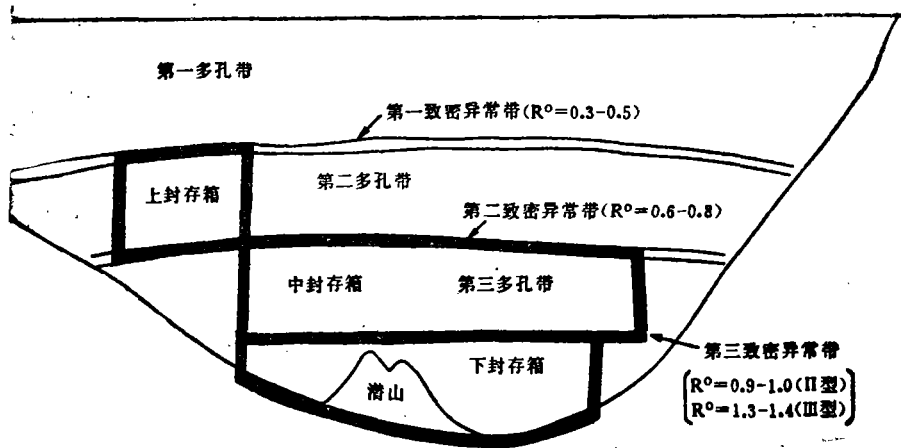


图7 成岩孔隙带和封存箱分布示意图

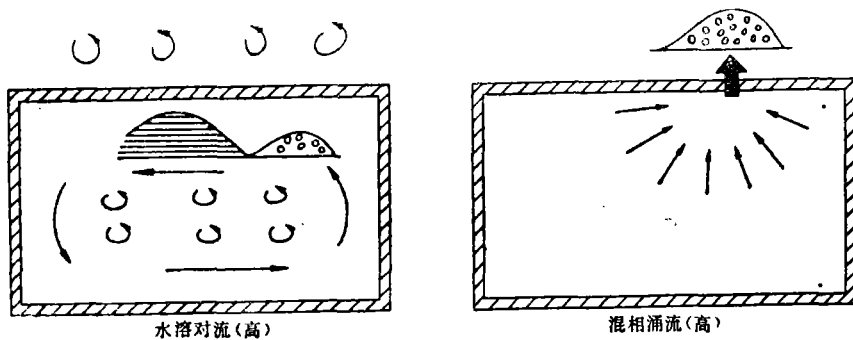


图8 天然气运移方式示意图
(括号内为侧向集气效应)

密带之间的相对多孔带储集, 如阿拉斯加的库克湾盆地。箱缘破裂的主要原因是:
(1) 生气量的增加, 导致箱内压力的升高; (2) 蒙脱石向伊利石转化, 释放层间水;
(3) 构造抬升, 导致上覆地层的致上剥蚀, 箱外压力的降低; (4) 构造应力。

Snarsky (1962) 指出, 当局部压力为静水压力的1.42—2.4倍时, 岩石产生裂缝。因此, 当埋深大于1500m的岩层破裂时, 压差可达6—50MPa (60—500大气压), 在这一压差下产生混相涌流, 然后随着压力的下降而油气水相互分离, 在合适的圈闭中形成油气藏。当压力系数下降到1.2—1.3时, 破裂口重新闭合或被方解石脉充填而缝合, 封存箱内的压力重新积聚上升, 直至下一次脉冲式破裂和涌流, 油气再次在箱外聚集, 如此周而复始。如上所述, 封存箱控制了油气的运移以及油气藏在箱内、箱缘、箱外的分布。

封存箱的顶板同时是区域性盖层, 并且是可以根据有机质演化程度预测其埋深的区域性盖层, 或是可以根据压力差异而测知的区域性盖层, 在其之下必有蕴育着储层的多孔带, 多孔带的埋深也可以预测, 这为勘探带来了方便。在具有上下两个封存箱叠合在一起的情况下, 下封存箱的箱外成藏常常就是在上封存箱的内部成藏, 成藏后的保存条件优越, 北海的一些大油气田就是例子, 琼东南盆地埋深3000—5000m的层段也处于这种有利的部位之中。

2. 区域性盖层和直接盖层

鉴于天然气易于扩散散失和水溶对流散失, 区域性盖层显得尤为重要。塔里木北部的油气储量的四分之三控制在白垩系卡普沙良组之下; 川西凹陷须三段封存了储量的60%, 遂宁组封存了其余的40%。塔里木盆地北部从上往下发育多层区域性盖层, 其中以下第三系和白垩系的封盖能力最强, 覆盖面积最大, 往下的层系其覆盖的面积渐趋减少并向西消失。在油气由东往西侧向运移聚集的过程中, 明显受多层系区域性盖层的控制, 在东面油气储集在石炭系盖层之下, 往西储集的层位越来越新, 依次呈阶梯状地储集在三叠系、侏罗系、白垩系盖层之下(叶德胜通讯)。

盖层从成因上可划分为两类。一类是地层盖层, 即盖层由某一岩性的地层组成, 其微孔隙结构和封盖能力与该岩层的物源区、沉积环境、成岩作用等有关。另一类是地温场盖层, 如前述横穿各层位各岩性的致密异常层, 包括其中一些形成封存箱顶板和底板者在内。

盖层从封盖机制可划分为物性盖层、浓度盖层、水合物盖层, 以及具有它们之间双重作用的复合盖层, 如超压带等。

(1) 物性盖层: 是指由于其孔隙结构的特征而具有封盖能力的岩石。孔隙结构主要体现在孔径大小的分布, 其中占孔隙总体积10%的大孔隙决定了这一岩石的突破压力。天然气在侵入岩石并充填了孔隙总体积的10%之后, 各个孤立的难以移动的气泡即可相互连成一体而开始渗漏, 因此把这部分大孔隙的毛细管压力定义为突破压力, 突破压力是衡量盖层抑制天然气的相渗漏的尺度。衡量直接盖层主要是衡量其突破压力, 它决定了气藏的临界剩余压力和临界气柱高度。对于直接盖层来说, 厚度不太重要, 只要存在薄薄的一层压力屏障, 已足以阻止气相渗漏。另一方面, 半径小于5nm (10^{-9} m) 的微孔, 通过孔壁的吸附效应, 阻滞水分子及溶于其中的天然气的自由移动, 从而在很大程度上制约了天然气的扩散和水溶对流。我们的实验数据表明, 这些微孔的百分含量与烃类在岩石中的扩散系数呈正比关系。实际上, 扩散系数不仅是衡量岩石阻滞天然气

扩散散失的尺度,也是衡量其抑制天然气水溶对流散失的尺度。扩散系数是衡量区域性盖层的最重要参数,当然同时还要求区域性盖层具有较高的突破压力和可塑性,以及较大的分布面积和厚度。

(2) 浓度盖层: 天然气扩散散失的主要动力是存在浓度差,气由高浓度处向低浓度处扩散。有机碳含量超过前述气源岩下限的岩层是不少的,尽管其中只有少数够条件成为主力气源岩,若非主力气源岩处于生气过程之中,则该岩层就会出现气态烃的高浓度,并向上下两个方向扩散迁移,向下的迁移阻滞了其下伏天然气的向上迁移,该岩层的生气强度越大,其阻滞下伏天然气扩散散失的能力也越大,为此提出了浓度盖层的概念(张义纲,1990)。例如东海盆地西湖凹陷的龙井组起到了保护主力气源岩平湖组所生成的天然气的作用;大港油田板桥凹陷和歧口凹陷浅层生物气的存在,保护了其下伏热解成因气的聚集成藏。

(3) 水合物盖层: 甲烷在低温或高压下具有与水形成水合物晶体的习性,形成晶体后丧失其全部活动能力,因此是一种非常有效的盖层,见于永冻带或深海陆隆带,是西西伯利亚形成超大型气田的最重要条件之一。我国缺乏此种条件。

(4) 复合盖层: 即同时具有物性盖层和浓度盖层两方面作用的盖层,包括超压带、煤层、煤线等。超压带的形成一方面固然由于物性因素,如孔隙连通性差,分割成不同的压力体系等;另一方面由于正在不断生气,压力才得维持在较高的水平上,一般是超压系数越大,天然气浓度也越高,生气过程一旦停止,则超压现象无法维持过久。

四、比较稳定的后期构造环境

后期构造环境是指生气高峰期之后的构造环境,包括抬升、断裂、褶皱等。轻度抬升和褶皱有利于气藏的形成。轻度抬升的建设性影响在于:(1)促进天然气由于上覆负荷压力的下降而出溶成藏;(2)适度剥蚀有利于加剧封存箱内外的压差,导致混相涌流成藏。构造抬升的幅度过大,断裂和褶皱的活动过强,可以引起显著的破坏性影响。

分析了世界上储量大于一千亿 m^3 的84个大型超大型气田的资料。其特征之一是大多数气田的地层倾角小于 10° ,占这些气田总储量的78.0%,地层倾角为 $10^\circ-20^\circ$ 者占总储量的15.3%,大于 20° 者仅占总储量的6.7%,因此总的概念是后期构造变动的幅度不宜太大。

构造抬升的幅度一般不宜超过500m,在有膏盐层作盖层时,不宜超过1000m。后期构造抬升幅度在500—1000m之间,具有膏盐层作为盖层的大气田,有美国的胡果顿大气田、加拿大的凯博南大气田、阿尔及利亚的哈西鲁迈而大气田。前两者属于负压气田,负压标志着黄牌警告,已有较多天然气散失掉,从超压变为负压。后者属于次生气藏,就构造抬升而言,也具有黄牌警告的性质,如果没有良好的盖层是会散失掉的。若构造抬升幅度达到1500m左右,上封存箱顶板局部开裂,甚至被剥蚀,则破坏性很大。

就构造抬升的时间而言,以第三纪之后为宜。这84个大型超大型气田的生气高峰的地质时代主要集中在早第三纪,其次是白垩纪和侏罗纪。反过来说,后期构造抬升的时

间以晚于早第三纪（不含早第三纪）为宜，尤其不宜早于侏罗纪（不含侏罗纪）。

上面所论述的一切最终可将天然气的基本成藏条件简明地归纳为四句话：即气源足，生气新，封盖好，后期稳定。

参 考 文 献

- (1) 张义纲, 天然气地质的若干认识, 地球科学进展, 1990年2期。
- (2) 维素茨基, 1979, 天然气地质学, 戴金星等译, 石油工业出版社, 1986。
- (3) Dewers, T. and Ortoleva, P., 1988, The role of geochemical self-organization in the migration and trapping of hydrocarbons. *Applied Geochemistry*, V.3, P.287—316.
- (4) Hunt, J.M., 1990, Generation and migration of petroleum from abnormally Pressured fluid compartments. *AAPG Bull.*, Vol.74, No.1, P.1—12.
- (5) Kontorovich, A.E., 1978, Genetic Principles for the separate evaluation of oil and gas. In: *Sediment-migrational theory of oil and gas generation*, Proceedings, Moscow, P.189—240.
- (6) Kontorovich, A.E., 1984, Geochemical methods for the quantitative evaluation of the Petroleum potential of sedimentary basins. In Demaison, G. and Murriss, R.J. (eds) *Petroleum geochemistry and basin evaluation*, AAPG Memoir 35.
- (7) Snarsky, A.N., 1962, Die Primaere migration des erdöels *Freiberger Forschung schrift* C.123, P63—73.

ON PRINCIPAL FACTORS FOR THE FORMATION OF NATURAL GAS POOLS UNDER A DYNAMIC BALANCE REGIME

Zhang Yigang

(Central Lab. of petroleum Geology, MGMR, Wuxi)

Abstract

The author of this paper describes four principal factors for the formation of natural gas pools under a dynamic balance regime based on the relationship between the generation, accumulation and dissipation of natural gas. The source rocks and the stage of gas generation peak are the most important factors in the formation of gas pool while sealing efficiency and tectonic settings are the important factors for the gas accumulation and dissipation. Therefore, it is concluded that four fundamental factors for the formation of natural gas pools are of abundant gas source, the late stage of gas generation peak, excellent sealing efficiency and stable tectonic settings.