

碳酸盐岩烃源岩 有机质丰度评价标准

薛海涛 著

石油工业出版社

国家重点基础研究发展规划 (国家 973 项目 G1999043307)
国家科技重大专项课题 (2008ZX05004—003)

资助研究

碳酸盐岩烃源岩有机质 丰度评价标准

薛海涛 著



石油工业出版社

内 容 提 要

本书以我国实际地质条件为例, 理论研究与实验分析相结合, 建立了一套新的碳酸盐岩烃源岩评价方法, 并以排烃量为评价标准建立了不同厚度、生烃潜力、顶面埋深条件下烃源岩的有机质丰度理论下限、工业下限及分级评价标准。

本书可供从事油气资源评价方面的教学、科研人员及相关专业的本科生和研究生参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

碳酸盐岩烃源岩有机质丰度评价标准 / 薛海涛著.

北京: 石油工业出版社, 2010.8

ISBN 978-7-5021-7934-2

I. 碳…

II. 薛…

III. 含油气盆地—石油生成—研究

IV. P618.130.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2010) 第 148456 号

出版发行: 石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址: www.petropub.com.cn

编辑部: (010) 64523544 发行部: (010) 64523620

经 销: 全国新华书店

印 刷: 石油工业出版社印刷厂

2010 年 8 月第 1 版 2010 年 8 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本: 1/16 印张: 8.75

字数: 170 千字

定价: 35.00 元

(如出现印装质量问题, 我社发行部负责调换)

版权所有, 翻印必究

前 言

世界上碳酸盐岩中的石油和天然气储量分别占石油和天然气总储量的 40% 和 28%。我国碳酸盐沉积岩分布面积 $300 \times 10^4 \text{km}^2$, 约占陆上国土面积的 1/3, 具有沉积厚度大、贫有机质和高成熟的特点。因而, 有机质丰度下限的确定成为碳酸盐岩烃源岩评价中的焦点问题。20 世纪 90 年代中期以前, 我国大部分学者所提出的有机质丰度下限 (0.1% ~ 0.2%) (程克明和王兆云, 1996) 明显低于国际标准, 以此有机质丰度下限标准, 则我国各地碳酸盐岩沉积地层中, 烃源岩不仅厚度大, 而且分布广泛, 几乎无处不在, 这显然与勘探实践不相符 (吕修祥和金之钧, 2000; 梁狄刚等, 2000; 戴金星和夏新宇, 1999)。那么, 碳酸盐岩作为烃源岩的有机质丰度下限应该是多少呢? 低丰度的碳酸盐岩 (低于 0.4% ~ 0.5%) 若不能成为油源岩, 那能否成为气源岩? 选用不同的有机质丰度下限标准, 在厘定烃源岩厚度和分布面积时会有很大差异, 这将直接影响资源评价结果 (张永昌等, 2002)。因此, 碳酸盐岩气源岩评价标准研究是对勘探决策有重要影响的基础性研究课题, 具有极其重要的理念和实际意义。

我国碳酸盐岩烃源岩以高过成熟为主, 这类烃源岩评价不仅不适宜采用国内已有泥质烃源岩的评价方法, 也不能照搬国外较低成熟度碳酸盐岩烃源岩的评价方法。因此, 新的符合我国实际地质情况的碳酸盐岩烃源岩评价标准研究显得十分重要。

传统的烃源岩评价主要以生烃评价为主, 不难理解所生成的油气只有从烃源岩中 (以游离相) 运移出来之后才能对油气藏的形成做出贡献。因此, 对烃源岩排烃能力的评价比对其生烃能力的评价更具有指导油气勘探的实际意义。本书即以排烃量的大小作为评价烃源岩有机质丰度下限及分级评价标准的切入点。

在排烃评价中, 由庞雄奇 (1993, 1995) 提出并倡导的物质平衡法 (排烃量 = 生烃量 - 残留烃量), 由于避开了复杂的排烃机理和排烃过程, 正逐步显示出其理论上的可行性和实用上的有效性。这样就将比较棘手的排烃问题的研究, 分解成相对较易考察的生烃问题和残留、耗散烃的问题了。

沉积有机质成烃 (油、气) 的过程可视为热力作用下的化学反应过程, 因此, 有关反应进行的程度和产物组成及其与温度和时间关系应该像许多化学反应一样, 可由化学动力学方程来定量、动态描述。本书选择代表性样品进行了有机质成油、成气和油成气热模拟实验, 建立化学动力学模型并进行了标定。利用标定所得的动力学参数, 结合烃源岩所经历的沉积埋藏史和热史, 即可定量计算烃源岩在任一时刻由于酪根初次裂解所生成的油、气量和油二次裂

解所生成的气量,并进一步计算出净生油量(=干酪根成油量-油成气消耗油量)和总生气量(=干酪根成气量+油成气量),从而达到定量评价生油气史的目的。

根据物质平衡原理,设计了一套测量岩石吸附天然气量的实验装置,并用这套装置对石灰岩、泥岩、I型干酪根、II型干酪根等四种样品在不同温度(25~150℃)、压力(1~32MPa)条件下对甲烷的吸附量进行了测定,得到各自的吸附等温线,建立并标定吸附模型。

应用自行设计的气体溶解度测定装置,在35~75℃温度,不同压力范围内,做了甲烷(2.5~22MPa)、CO₂(1.5~6MPa)、N₂(5~20MPa)、多组分天然气(2.5~22.8MPa)在原油中的体积溶解度实验,建立了气体在原油中的摩尔溶解度和气油比的理论方程。

提出以物质平衡原理为理论基础,以排烃量的有无和大小来对碳酸盐岩烃源岩进行分级评价的研究思路,使对烃源岩评价标准的确定从依靠纯经验过渡到依据定量计算,同时将油源岩、气源岩分开进行评价。基于排烃强度的大小确定了油源岩、气源岩分级评价标准,并计算了相应的有机质丰度界限值,绘制了塔里木盆地碳酸盐岩油源岩、气源岩有机质丰度分级评价图版。经过分析综合,归纳出我国碳酸盐岩沉积区(II型有机质、成熟碳酸盐岩)油源岩、气源岩有机质丰度分级评价标准。油源岩“非,潜效,差,中,好,很好”对应的TOC界限值为“0.15%,0.25%,0.4%,0.6%,1.0%”。

本项研究先后得到了国家重点基础研究发展规划(国家973项目G1999043307)、国家科技重大专项课题(2008ZX05004—003)的资助。本书正是对这些课题研究成果的初步总结。

本书第一章绪论,简要介绍了物质平衡原理计算有机质丰度下限及分级评价标准的方法。第二章介绍了计算碳酸盐岩有机质成油、成气以及油成气量的化学动力学方法。第三、四、五章分别建立了岩石残留油量、吸附气量模型;水溶气量、油溶气量模型;天然气通过气源岩上覆岩层的扩散气量模型。第六章建立了评价碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限及分级评价标准的研究方法,并在塔里木盆地进行了应用。

本书的主要研究成果均来自于笔者攻读硕士、博士学位期间所完成的工作,这些工作都是笔者在参加导师卢双舫教授所负责的国家“973”等项目过程中,在导师的悉心指导下完成的。这些研究成果倾注了导师大量的心血,在此向导师致以最衷心的感谢和最崇高的敬意!

感谢付晓泰教授在岩石吸附气、油溶气理论与实验等方面所给予的悉心指导和无私帮助;感谢付广教授在扩散气量研究方面所给予的帮助;感谢东北石油大学油气地球化学课题组全体师弟、师妹的支持和帮助!

限于水平,书中的谬误之处,敬请专家、读者指正。

目 录

第一章 绪论	1
第一节 碳酸盐岩烃源岩评价的三个指标	2
第二节 碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限	6
第三节 物质平衡原理计算有机质丰度下限及分级评价标准	7
第二章 有机质成油、成气量的计算	9
第一节 计算生烃量的方法	9
第二节 碳酸盐岩有机质成油、成气的动力学模型及其标定	12
第三节 油成气的化学动力学模型	20
第四节 烃源岩生烃史评价	25
第五节 地史过程中有机质含量和生烃潜力变化的模拟计算	30
第六节 石油保存下限的化学动力学研究	37
第七节 烃源岩评价系统基本地质参数的选取	41
第三章 岩石吸附残留油、气量计算	46
第一节 烃源岩残留液态烃临界饱和量	46
第二节 烃源岩吸附甲烷量	49
第四章 水溶气、油溶气量计算	60
第一节 天然气在油、水相中的溶解度研究进展	60
第二节 天然气在水相中的溶解度预测模型	68
第三节 溶气原油的体积系数、气油比和密度的预测模型	71
第四节 天然气在油相中的溶解度预测模型	80
第五章 扩散气量的计算	94
第一节 天然气在地下岩石中的扩散机制	94
第二节 扩散气量的计算及主要参数的确定	96
第六章 碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限及分级评价标准	104
第一节 碳酸盐岩作为油源岩的有机质丰度下限及分级评价指标	105
第二节 碳酸盐岩作为气源岩的有机质丰度下限及分级评价指标	110
参考文献	128

第一章 绪 论

碳酸盐岩中的石油和天然气储量分别占世界石油和天然气储量的 40% 和 28%。人们对碳酸盐岩作为烃源岩的认识晚于泥质岩，最早认为碳酸盐岩可以作为烃源岩的为 Trask P.D. (1926)。我国碳酸盐岩烃源岩与国外的显著区别是多处于高过成熟阶段且有机质丰度低，其研究难度远大于国外。20 世纪 80—90 年代，傅家谟等 (1981, 1982, 1989)、郝石生等 (1984, 1987, 1993a, 1996) 对碳酸盐岩烃源岩进行了大量卓有成效的开拓性工作，形成了我国碳酸盐岩烃源岩相对独立的研究体系。

在我国，碳酸盐岩沉积岩分布面积达 $300 \times 10^4 \text{km}^2$ ，约占陆上国土面积的 1/3。碳酸盐岩烃源岩评价标准问题，事关油气勘探方向和投资力度，一直是石油地质、地球化学家所关心的焦点问题之一。国家重点基础研究发展规划项目 (G1999043307) “中国典型叠合盆地碳酸盐岩烃源岩生排烃机理与效率”就把“碳酸盐岩烃源岩评价有机质丰度标准研究”确定为该课题的一个重要的研究内容，本书即是该课题的研究成果之一。

要进行烃源岩评价首先要明确烃源岩的概念。烃源岩 (Source Rock) 是油气地质研究中一个常用的概念术语。在实际工作中，有人概指生油气岩，有人概指排烃的生油气岩，有人概指排运了具有工业价值油气流的生油气岩。由于概念不统一，目前在烃源岩研究和油气资源评价中出现了一些问题：内涵和字义不一、概念和判别不一、不同概念条件下的术语交互使用等 (庞雄奇, 1995)。

Hunt (1979) 等主张依据生烃源岩对油气藏形成的实际贡献进行定名和评价，即将那些生成、排运过油气并形成了具有工业价值油气流的岩石定名为烃源岩。这种烃源岩概念的局限性在于：从理论上，一些烃源岩单独排出的烃量少，不能形成相当规模的油气藏，但是多套和多层这类烃源岩的综合作用能形成相当规模的油气藏，对它们进行单一评价和综合评价所得结论不同。实际上，对于一个勘探新区或新领域只有发现了具有工业价值的油气藏后才能确认油气源岩的存在，这种“马后炮”无疑不能起到指导油气田勘探的作用。

Tissot (1978) 依据晚期成油理论提出了源岩的概念，将一切生成过大量油气的岩石称之为源岩，并依据生油气岩的特征，如母质类型、丰度含量、转化程度等进行识别和评价。这种源岩观的特点是避免了生油气岩与油气藏之间的成因联系，突出了生烃岩对油气的控制作用。显然，它的优点在于，通过对岩

石的生油气条件的研究后可直接用于指导油气田勘探。缺点是：割裂了油气源与油气藏之间的成因联系，忽视了排油气条件对成藏过程的控制作用。

本书采用的烃源岩概念为：凡生烃量满足了源岩和围岩各种形式的残留和耗散量，开始以游离相有效排烃的生烃岩称之为烃源岩。

根据上面的概念，无论是泥岩还是碳酸盐岩，作为烃源岩就必须能够生成一定量烃类并且还应运移出去一部分。如果一个生烃岩石虽然生成了一定量烃类，但却没有运移出去的话，那么就不能称其为烃源岩，只能成为生烃岩（生油岩、生气岩）。这样从地球化学生烃角度可把沉积岩作如下分类：



我国碳酸盐岩烃源岩以高过成熟为主，这类烃源岩评价（尤其是气源岩评价）不仅不适宜直接采用国内已有泥质烃源岩的评价方法，也不能照搬国外较低成熟度碳酸盐岩烃源岩的评价方法。因此，本书从我国碳酸盐岩分布区的实际地质条件出发，建立了一套碳酸盐岩烃源岩评价方法，并提出了一套碳酸盐岩烃源岩有机质丰度评价标准。

第一节 碳酸盐岩烃源岩评价的三个指标

有机质的丰度、类型、成熟度是烃源岩评价的三个重要指标。好的烃源岩应该具有较高的有机质丰度、较好的有机质类型和适当的热演化程度，碳酸盐岩烃源岩也同样如此。

一、有机质类型

有机质类型是评价生油岩的重要指标之一。就其影响因素来说，主要有母质来源、沉积环境、成岩及成岩后生作用。

母质来源是决定有机质类型的重要因素。一般而言，碳酸盐岩干酪根形成于静水环境，大部分沉积物远离陆源区或腐殖物质的主要供给区，因而主要有机输入物由富氢的藻、浮游生物和微生物组成，一般形成Ⅰ型和Ⅱ型原始有机质，即腐泥型或腐殖—腐泥型有机质。对于我国上古生界碳酸盐岩，由于陆生高等植物生源的输入，其原始有机质可能会为Ⅲ型即腐殖型。

由于沉积环境的氧化还原条件不同，有机质在沉积后其性质可发生改变。一般来说，还原的沉积环境有利于有机质的保存，而在较氧化的浅水海相环境

中有机质则存在氧化变质的可能。在还原条件下沉积形成的碳酸盐岩，其有机质可免遭氧化作用的影响，形成的干酪根类型为Ⅰ型或Ⅱ型，这类碳酸盐岩主要是盆地相、广海陆棚相、较深水台地相等深水—较深水的沉积产物。而在氧化条件下沉积的碳酸盐岩，其原始有机质类型可能较好，但由于氧化作用的影响，其有机质类型则会由好变差，干酪根类型以Ⅲ型为主。这类碳酸盐岩多出现于开阔台地、局限台地、蒸发台地、礁、滩等浅水—极浅水沉积环境。

随着成岩作用的进行，岩石中的有机质经历着同样的热改造，同样的有机质在不同的成岩阶段，都会表现出不同的光学和化学性质，而其光学和化学性质又是确定有机质类型的重要参数。干酪根类型研究中的化学参数均受到有机质类型和成熟度的双重控制，因此，在确定原始有机质类型时，必须消除成熟度的影响。

另外还必须注意，生油岩由于构造运动而抬升，部分遭受溶解、淋滤等风化作用的影响，风化作用导致元素分析中 H/C 原子比及热解 I_H 降低，而 O/C 原子比和 I_O 则明显增加，显然利用这些参数判断有机质类型会导致错误，所以在判断有机质类型时判定参数必须恢复到原始状态。

有机质类型和生烃潜力密不可分，本书采用的有机质生烃潜力 (HI) 的定义为单位质量有机碳的最大成烃量，单位为 mg/gC。按照有机质的演化阶段来看，它可以分为原始生烃潜力和残余生烃潜力。前者是指成油门限或之前的生烃潜力，后者是指成油门限之后某演化阶段的生烃潜力。由于沉积环境决定了有机质的来源，也决定了有机质的类型，因而影响有机质的生烃潜力。Ⅰ型干酪根原始氢含量高，生烃潜力最大；Ⅱ型干酪根次之，生烃潜力中等；Ⅲ型干酪根原始氢含量低，生烃潜力最低。在成岩作用阶段，若有机质处于缺氧的还原环境，厌氧细菌就会非常活跃，有利于成烃物质的保存，由此形成的干酪根具有相对高的生烃潜力。若有机质沉积后处于一种含氧丰富的氧化环境中，则喜氧细菌就会非常活跃，而不利于成烃物质的保存，因而由此形成的干酪根具有相对较低的生烃潜力。

成岩作用阶段之后，有机质进入深成作用阶段。此时，温度将起主要作用。随着温度地升高，在矿物基质的催化作用下干酪根的脂族结构逐渐降解脱离干酪根而生成油气，因而干酪根可降解部分不断减少，即其生烃潜力不断下降。

综上所述，沉积环境和成岩作用主要影响有机质的原始生烃潜力，而热演化作用主要影响有机质的残余生烃潜力。就生油气潜力来说，关键还是前二者的影响。

二、有机质成熟度

有机质的成熟演化是油气生成至关重要的因素，不同演化阶段，有机质生

成油气的质与量均不同。尽管近几年来未熟油理论和低熟油理论的兴起和发展,对传统的“石油深成说”提出了挑战,但许多研究表明,在影响烃类生成的诸因素中,有机质的成熟作用仍然是最重要的因素之一。从近年来国外勘探成功率的统计结果来看(刘洛夫等,1997),在有机质成熟带找油的成功率可达25%~50%,在不成熟带则为2.5%~5%,而在过成熟带找到的主要是气。

由于原始有机质的生烃量是随演化程度的增大而增大的,所以,要使生成的烃达到烃源岩饱和,在较低的演化阶段时,就要求有较多的原始有机质;而在较高的演化阶段时,则只需较少的原始有机质。因而对有机质类型相近的烃源岩,其不同演化阶段时的有机质丰度下限值就应该不同。在较高的演化阶段时,下限值低;在较低的演化阶段时,下限值高。

另外,热演化作用对有机质的原始生烃潜力的恢复具有重要作用。成烃作用阶段之后,有机质开始进入深成作用阶段,此时温度将起主要作用。随着温度的升高,干酪根中可降解的部分将不断减少,即其生烃潜力不断下降。岩石潜在产油率、氢指数、有效碳与降解潜率均随埋藏深度增加而不断下降,同时有机质类型指数也不断下降,明显地表现为随演化程度的增加,岩石与有机质生烃潜力逐渐下降。可见,热演化作用对生烃潜力的恢复起着重要的作用。

高过成熟海相烃源岩的生烃潜力是其原始有机质生烃潜力经过强烈热演化之后的残余生烃潜力,由于大量生烃的高峰阶段已经结束,干酪根残余生烃潜力已经很低或几近枯竭,因而使得烃源岩生烃潜力已普遍很低。若用 Tissot 和 Welte (1978) 提出的热解 (Rock-Eval) 评价生油岩的标准为界限,则这些高过成熟的海相生油岩全部为非烃源岩,而这明显不符合实际情况,因为在四川盆地和塔里木盆地都已发现了以古老高过成熟海相岩石作为油气源的油气藏(郝石生等,1996)。

目前使用的比较多、可信度较大的热演化指标是镜质组反射率和分子化石标志物的异构化参数。但高等植物的真正出现是从泥盆纪以后,泥盆纪前的新元古界和下古生界中根本不存在镜质组,从而使镜质组反射率指标在这些地层中无法应用,另外,由于中一新元古界和下古生界演化程度普遍较高,生物标志物对映体异构化一般已达到终点,使分子有机地球化学的成熟度指标在这些地层中亦失去了有效性(曾凡刚和程克明,1998)。

对于碳酸盐岩有机质成熟程度的评价,除采用镜质组反射率外,还有许多学者采用了其他参数,如海相碳酸盐岩中的“镜质组”、“沥青”反射率、牙形石色变指标、动物(如笔石、几丁虫、虫颚等)有机碎屑反射率、生物标志物异构化参数等(曾凡刚和程克明,1998)。

三、有机质丰度

有机质丰度是评价生油岩最基本的参数。因为有机质是油气生成的物质基础，它是决定生油岩能否成为“烃源岩”的先决条件，所以有机质丰度是碳酸盐岩生油岩最基本的评价指标。碳酸盐岩生油岩有机质丰度的高低决定于多种因素，如沉积环境、矿物组成、成岩作用和热演化、排烃条件等。

沉积环境是控制有机质丰度的基本因素。古代碳酸盐沉积物中原始有机质的丰度受原始沉积有机质多少的影响，而有机质保存量又取决于沉积环境，因为它决定了物源、水动力条件、水温、生物种类及数量等。更重要的是沉积环境决定着有机质所处环境的氧化—还原条件，在沉积初期是利于喜氧细菌生存还是利于厌氧细菌生存，这是有机质能否保存下来的关键。

矿物成分、岩石颗粒大小、形状、颗粒结构等都对有机质含量起着一定的控制作用。泥质岩类中的黏土矿物是层状矿物，除表面吸附外，层间还可吸附大量的有机质。碳酸盐岩晶粒属于三方或斜方晶系，无层间晶格空间，相对于泥质岩吸附能力较弱，在成岩过程中，易发生有机质丢失的“晶析作用”。所以泥质含量高的碳酸盐岩有机质丰度也较高，这也是含泥碳酸盐岩和泥灰岩成为好生油岩的原因之一。

成岩作用也会大大影响碳酸盐岩的有机质丰度大小与分布。根据 Gegman (1961) 统计研究，碳酸盐岩可通过成岩作用损失有机质的 80%，泥质岩则损失约 15%。所以碳酸盐岩往往要求沉积环境的水生生物特别发育，这样才能保证成岩损失后能残留下更多的有机质在进一步埋深时生成大量的油气。

随成岩作用深度进一步增加，在碳酸盐岩中开始由于上覆岩层压力及孔隙流体的作用而发生压溶作用。压溶作用造成了碳酸盐岩原始地层厚度的不断下降，黏土矿物不断向缝合线或缝合带集中，从而造成碳酸盐岩有机质的局部富集和重新分配，这是碳酸盐岩成岩作用的重要特点之一。

碳酸盐岩成岩作用后生作用阶段，岩石进一步埋深产生节理、裂缝或表生作用，接受氧化、细菌降解，更使有机质丢失。我国海相碳酸盐岩沉积时代老，都曾深埋经历了成岩后生变化，遭受了加里东、印支、燕山和喜马拉雅期的多次构造运动的影响，这也是碳酸盐岩残余有机质丰度偏低的原因之一。

热演化作用和排烃作用对有机质丰度有重要影响。随着生油岩埋藏深度的不断增加，有机质热演化程度的加深，干酪根逐渐降解生成油和气，随着已生成油气的排出，有机质丰度不断下降。到了变质作用阶段，干酪根结构中可降解的部分已很少，主要发生芳构化而缩聚成高碳的焦沥青及石墨化，同时油气的排出一直在进行，其有机质的丰度也在不断降低。只不过降低的幅度已小得多，所以有机质丰度的降低主要是在成熟—高成熟阶段。可见在其他条件相同

时,热演化作用和排烃作用也是有机质丰度降低的重要原因。

通过以上对有机质丰度影响因素的分析可见,对油气生成有意义的主要是岩石在有机质演化到成油门限附近时其所含有的有机质。在此之前,即使岩石中含有很高的有机质,如果受到了各种作用的影响而大量损失,对生烃也是没有意义的。所以,在油气评价中,主要关心的是经过成岩作用等阶段之后,到达成油门限附近时岩石中有机质含量的多少。因为只有这部分有机质对生成油气才是最有意义的,它决定着其以后演化过程中生油气量的多少,尤其对碳酸盐岩更是如此。

第二节 碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限

在生烃岩的评价指标中,有机质丰度是最重要的指标之一。一个地区的生烃岩能否成为烃源岩关键就看其有机质丰度的大小。这个丰度决定了岩石生烃量和排烃量的多少。当丰度太小时,生烃量不足而无法排出,只有当丰度达到一定值后,生成的烃才足以满足岩石的残留和扩散而排出一部分。所以,烃源岩有机质丰度下限是指生成的烃正好饱和岩石和扩散而没有有效排出时生烃岩对应的有机碳值。它是评价一个地区的生烃岩能否成为烃源岩的标尺,是烃源岩评价中的一个重要参数,即理论下限值。一套生油岩有机质丰度达到理论下限值并不等于可以形成油气藏,而要形成工业油气藏,其有机质丰度还要再高一些,应达到成藏有机质丰度下限值即烃源岩能够形成具有工业价值油气藏的有机质丰度最低值。

烃源岩有机质丰度下限的确定一般是依据经验(郝石生等,1996)。Tissot和Welte(1984)在探讨生油岩有机碳下限时,提出碳酸盐岩烃源岩和黏土质烃源岩的有机质丰度下限分别为0.3%和0.5%。Ronov(1958)研究了油区和非油区不同时代和环境约26000个样品。在油区中,把黏土岩有机质丰度下限定为0.5%,碳酸盐岩的定为0.2%。Palacas(1983)研究美国南佛罗里达盆地下白垩统未成熟碳酸盐岩时,采用0.4%作为其有机质丰度下限。田口一雄(1980)通过研究曾提出黏土岩有机质丰度下限为0.5%,碳酸盐岩为0.2%。由此可见,对于黏土岩有机质丰度下限各学者的认识比较统一,一般为0.4%~0.5%。碳酸盐岩有机质丰度下限除上述研究者之外,美国地化公司、法国石油研究院、挪威大陆架研究所等都曾提出过碳酸盐岩有机质丰度下限,范围是0.12%~0.4%,反映了在碳酸盐岩有机质丰度下限的认识上各家还不统一。应该指出,上述碳酸盐岩有机质丰度下限值主要是国外研究者从成熟或未成熟烃源岩区的研究中得出的,并且就时代分布来说,主要是新生代地层。对于我国大面积分布的高过成熟碳酸盐岩则不适用。

在高过成熟碳酸盐岩研究中,我国不少学者都作了大量的研究工作。傅家谟等(1989)综合考虑国内外碳酸盐岩研究,结合我国实际情况建议采用 0.1% ~ 0.2% 作为碳酸盐岩有机质丰度下限值。刘宝泉等(1984)根据华北地区下古生界—中—新元古界碳酸盐岩烃源岩研究提出该区碳酸盐岩有机质丰度下限为 0.05%。郝石生等(1989)据碳酸盐岩烃源岩和泥质岩成岩作用、吸收性能的差异及国内外学者的研究成果提出以 0.3% 作为低成熟阶段的下限值,对高过成熟适当降低。此外,陈丕济(1985)、大港石油管理局研究院(1985)等也研究过碳酸盐岩有机质丰度下限。表 1-1 为国内外不同研究者、单位提出的碳酸盐岩有机质丰度下限值一览表。

表 1-1 不同单位及学者提出的碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限值

研究者	下限值 (%)	研究者	下限值 (%)
美国地化公司	0.12	陈丕济等(1985)	0.10
法国石油研究院	0.24	傅家谟等(1989)	0.08, 0.10
Ronov 等(1958)	0.20	郝石生(1989)	0.30
挪威大陆架研究所	0.20	大港石油研究院	0.07, 0.12
庞加实验室	0.25	田口一雄(1980)	0.20
Hunt	0.29, 0.30	帕拉卡斯(1983)	0.30, 0.50
Tissot	0.30	埃勃	0.30
刘宝泉	0.05	黄第藩(1992)	0.10

从国内外研究结果可见,碳酸盐岩有机质丰度下限变化很大,从 0.07% ~ 0.5%,其差异的产生是由于研究对象、地区、烃源岩时代、成熟度及对下限的认识不同而引起的,但并非没有共性,低熟碳酸盐岩一般高于 0.2%,高过成熟烃源岩低于 0.2%。即低熟、成熟烃源岩取高值,高过成熟烃源岩取低值。在我国不同成熟度碳酸盐岩有机质丰度下限值是多少仍值得进一步探讨。

第三节 物质平衡原理计算有机质丰度下限及 分级评价标准

根据前面的定义,生烃岩能否成为烃源岩的标志是能否发生有效排烃。这样烃源岩有机质丰度下限的定义即为生烃岩有效排烃成为烃源岩时的有机碳含量。庞雄奇等(1993, 1995, 2001)提出了排烃门限理论。排烃门限系指烃源岩在埋深演化过程中,由于生烃量满足了自身吸附、油溶(对气源岩而言)、水溶、扩散等多种形式的残留、耗散需要,并开始以游离相大量排出的临界点。这一点也是烃源岩在演化过程中从欠饱和烃到过饱和烃,从只能以水溶、扩散

相排烃到能以游离相等多种形式排烃，从少量排烃到大量排烃的转折点。

Jones (1978) 明确指出：“使一个潜在母岩变为有效母岩所必需的最小有机碳含量下限，并非是一个不可捉摸的常数，而是一个取决于许多地质条件的变数，这些条件包括岩石中的母质类型及其分布、母质的转化程度、母岩与围岩的相互位置等”，简单地说，取决于烃源岩的生烃条件和残留油气的能力。

根据物质平衡原理：源岩生成的烃量 (Q_p) 只有在饱和了自身各种形式的最大存留需要 (Q_m) 后才能大量排出。所排出的烃一部分是以扩散这种对成藏无效的形式耗散掉，因此，对成藏有效的排烃量应该等于总排烃量减去扩散量。所以，当具有某有机质丰度的生烃岩，生烃量只有满足其自身的最大存留需要和扩散量时，该生烃岩才能被称作烃源岩，临界点时的有机质丰度即为该烃源岩的有机质丰度下限。本书采用物质平衡原理研究了不同地质条件下碳酸盐岩的有机质丰度下限值及其分级评价标准。由于油、气生成、残留、扩散特点的不同，作为油源岩和气源岩所要求的有机质丰度下限及其分级评价标准也不同，因此本书把油源岩和气源岩分别加以考虑。

第二章 有机质成油、成气量的计算

第一节 计算生烃量的方法

用于研究生烃量的方法很多，但归纳起来可分为四大类：即自然演化剖面法（地质类比法）、模拟实验法、物质平衡法和化学动力学法。

一、自然演化剖面法

这种方法可以说是最早的油气生成研究方法，主要是通过在地层垂向剖面上连续间隔一定距离采集生油岩样品，然后提取不同深度生油岩的各种有机地球化学指标，并研究这些指标与埋藏深度和地温、埋藏时间等的关系，以确定油气的生成和演化过程。著名的 Tissot 油气生成和演化模式即主要是通过这种方法建立的。此方法已成为含油气盆地油气演化过程的经典研究方法。

自然演化剖面法由于采用的是实际地质样品，所分析的有机地球化学数据基本代表了实际的地质情况。又由于固体有机质和中高分子量（ C_{14+} ）的烃类在分离过程中不易损失，所以更适合于干酪根和中高分子量烃类的研究。而气态烃和轻烃（ C_{14-} ）在抽提、分离、恒重过程中很容易丢失，所以该法不利于低分子烃类的研究。就使用性来说，自然演化剖面法适合于持续沉降的纵向上生油岩沉积相变化不大或相对稳定的地区，这样才能保证原始有机质性质基本一致，在剖面上也才能较真实地反映某类有机质随埋深或温度增加的变化情况。自然演化剖面法研究的是生油岩中的残余有机质，它不一定能反映整个原始有机质演化的全貌。自然演化剖面所得的可溶有机质转化率随深度或温度、镜质组反射率的变化一般都有一“大肚子”出现，这正反映的是生油岩残余有机质随热演化的变化情况。我国中新生界生油岩中的有机质多处于成熟阶段前后，纵向深度大，适合自然演化剖面法的研究。但古生界及中一新元古界生油岩有机质成熟度普遍较高，而且多数地层遭受了较大厚度的剥蚀，有的地区仅残留少量的这些古老地层，往往不利于该方法的应用，或只能研究有机质演化的某一阶段。

二、模拟实验法

由于自然演化剖面法难以很好地反映油气演化过程的全貌，依据热化学反应的时温互补原理，人们利用实验室内的高温条件来考察相对低温的地化条件需漫长时间才能实现的有机质的成烃反应，为研究有机质演化和油气生成提供

了另一种有效的方法。热解模拟实验是研究有机母质转化生烃量最直接、有效的方法之一。它不仅确定有机母质转化生烃的组分、数量，而且还可以揭示这一转化过程中各种组分产出特征的变化规律及其之间的相互关系。据实验的方式和条件不同，可分为快速热解（Rock-Eval）法、水压热解实验法、封闭式连续热解实验法、随产随排热解实验法等。

到目前为止，人们已在生油岩和有机质（干酪根、藻类、水生动物、油、沥青、沥青质、现代孢粉等）热演化方面进行了大量的热模拟实验研究。研究内容包括不同条件下油气生成过程的模拟、干酪根的演化特征、气态产物组成及演化特征、液态产物组成及演化特征、油气产率与成熟度的关系、干酪根及生油岩的生烃潜力、矿物对有机质演化的催化作用及对可溶有机质的吸附性、生物标志物的演化特征和不同类型干酪根的油气形成模式等等，涉及了油气生成的各个方面。

但是由于实验条件和地质条件的明显差别，实验结果能否以镜质组反射率作为桥梁应用到地质实例中还很值得疑问。事实上，从经验和理论两方面来看，回答都不是肯定的：从经验上讲，已有大量实例表明，与地质条件下的结果相比，实验条件下成烃门限所对应的镜质组反射率值往往明显偏高（卢双舫，1996a），既然如此，又怎么能保证其他实验结论能应用于地质条件下？从化学动力学理论出发则可以证明，仅仅与镜质组演化有相近的动力学行为（相近的活化能分布和指前因子）的那些成烃过程，才能以镜质组反射率作为桥梁将实验结果推广应用到地质条件下。但现有的大量有关有机质成烃动力学行为的研究已经显示，大多数有机质成油、成气的动力学行为均与镜质组演化过程有较大差异（卢双舫等，1995）。由此看来，模拟实验法只能近似和半定量的描述地质条件下的成烃过程。

三、物质平衡法

地史中的有机质转化过程，不论作用机理如何，都是一个物质平衡过程。利用物质平衡法计算有机质转化过程中油气产量的方法最早是原苏联学者乌斯宾斯基于1954年提出来的。其基本思想是：有机质转化前的初始重量（ M_0 ）等于转化后的残余有机母质重量（ M ）和各种产物重量（ X_i ， i 代表不同的产物组分）之和。有机质主要由碳（C）、氢（H）、氧（O）、氮（N）、硫（S）5种元素组成，它们约占整个重量的99.5%。因此，有机质生成油气的过程也是这5种元素的平衡过程。根据物质平衡原理，列出元素分解组合的方程式，可以求出方程式中各种设定的产物组分的量。

乌氏只利用了这种物质平衡的思想计算了煤中有机母质在转化过程中形成的产物量，并且只考虑了 H_2O 、 CH_4 、 CO_2 、 H_2S 、 H_2 五种产物组分的形成作用。

这显然与实际情况不符。1993 年, 庞雄奇等进一步完善了该方法, 假设有机母质转化过程中只形成甲烷 (CH_4)、乙烷 (C_2H_6)、丙烷 (C_3H_8)、丁烷 (C_4H_{10})、二氧化碳 (CO_2)、硫化氢 (H_2S)、氮气 (N_2)、氢气 (H_2)、水 (H_2O)、油 (OIL) 等 10 种产物。该模型克服了乌氏的物质平衡方程只能求解 5 种产物组分的不足, 另外还引入了有机母质转化过程中不同组分的相对产率等地球化学限制条件和优化求解方法。

物质平衡法存在的问题是: 残余干酪根的碳氢氧组成没有办法得到 (通过实验方法又存在轻烃损失), 影响了计算结果; 另外, 氧元素的去向不确定, 即不知道有多少生成 CO_2 , 又有多少生成了 H_2O 。而氧元素在 CO_2 、 H_2O 中的分配率直接影响计算结果, 因为生成的 H_2O 多就会带走大量的氢, 使产烃率减小。

四、化学动力学

沉积有机质成烃 (油、气) 的过程可视为热力作用下的化学反应过程, 因此, 有关反应进行的程度和产物组成及其与温度和时间的关系应该像许多化工反应一样, 可由化学动力学方程来定量、动态描述。正因为如此, 国内外已有相当多的学者花很大精力探讨有机质的成烃动力学及其应用问题。

化学动力学理论被引入描述沉积有机质的成烃过程最早用于研究油页岩和煤的干馏过程 (Maier 和 Zimmerley, 1924; Allred, 1966), 之后才逐步被广泛用于研究烃源岩中干酪根的成烃过程 (Tissot 等, 1975, 1978)。

从理论上讲, 有机质成烃的动力学模型可以描述有机质的成烃过程, 因而化学动力学法也应该是动态描述生烃史的有效方法。但实际上, 虽然化学动力学的方法被引入用来描述有机质的成烃过程已有相当长的历史了 (Maier 和 Zimmerley, 1924), 而且, 在这期间, 已经有相当多的国内外学者探讨过有机质 (干酪根) 成烃反应的动力学问题 (Pepper 和 Dodd, 1995; Carr, 1999; Zou 和 Peng, 2001; Braun 和 Burnham, 1988; Quiley 和 Mackenzie, 1988; Ungerer 等, 1988; Dominé 等, 1989, 1990, 1991, 1992, 1998; Enguehard 等, 1990; Horsfield 等, 1992; Kuo 和 Michael, 1994; Behar 和 Vandenbroucke, 1996; Waples, 2000; Burnham 等, 1998; Mckinney 等, 1998), 并已提出了总包反应、串联反应、平行一级反应等多种反应速率模式, 且在国外得到了一定程度的推广和应用, 但是, 在国内真正成功的由其计算生油气量, 特别是由其来定量评价生油气史的报导还不多见, 仅卢双舫等 (1995, 1996a, 1997a, 2000a, 2000b, 2001) 比较系统地做过这方面工作。

有机质生成油气过程实质上可被视为有机质裂解的化学反应, 化学动力学的理论在许多的化学反应过程中都已得到非常成功的应用。作为化学动力学理论不太严格的近似的一些方法已得到了比较广泛的应用 (如 Loptin 的 TTI 法