

下扬子地区海相 中、古生界有机地球化学

包建平 王铁冠 王金渝 等著



下扬子地区海相 中、古生界有机地球化学

S2405/19

包建平 王铁冠 王金渝 等著

重庆大学出版社

内容提要

下扬子地区异常发育的海相中、古生界是油气勘探的重要领域。本书以海相中、古生界地层保存完整的黄桥地区为研究区域,首次系统研究了下扬子地区海相中、古生界烃源岩中不同形式有机质(不溶与可溶)和海相成因原油的地球化学特征,并依据固体有机质的光学特性和可溶有机质化学组成的变化,探讨了烃源岩中有机质和海相成因原油的热演化过程,在此基础上划分了下扬子地区不同原油的成因类型,追索了它们的可能来源。

本书可供从事油气勘探的科技人员和从事石油地质学和地球化学科研与教学的工作者参考,也可作为石油高校学生和研究生参考书。

下扬子地区海相中、古生界有机地球化学

包建平 王铁冠 王金渝 等著

责任编辑 李长惠

重庆大学出版社出版发行

新华书店经销

四川外语学院印刷厂印刷

开本:787×1092 1/16 印张:9.25 字数:228千字

1996年10月第1版 1996年10月第1次印刷

印数:1—1000

ISBN 7-5624-1400-9/P·19 定价:12.00元

(川)新登字 020号

前 言

海相沉积在我国非常发育,分布相当广泛,其含油气远景十分引人注目。然而,由于我国广大的海相中、古生界烃源岩大多具有有机质丰度低,有机质热演化程度高,且经历了地史时期多期构造运动的强烈改造,使得原始沉积盆地已面目全非,这无疑给研究和石油勘探工作带来了很大的困难。尽管如此,国内许多专家学者利用现有各种分析测试手段,从不同角度对我国海相沉积进行了多学科的综合研究工作,为我国海相沉积领域的油气勘探提供了大量的基础资料和研究成果。继在四川盆地海相沉积地层获得油气流后,近年又先后在鄂尔多斯盆地和塔里木盆地的海相沉积中取得了重大突破,并已探明丰富的油气储量。

下扬子地区是我国南方海相沉积地层最发育的地区之一,其海相中、古生界沉积地层层位之全,烃源岩厚度之大,油气显示和油气类型之复杂也是其它地区所难以比拟的。1989—1994年间,江汉石油学院分析测试中心和地矿部华东石油地质局综合研究中心合作开展了下扬子地区北部黄桥地区海相原油和海相中、古生界烃源岩有机地球化学的研究工作,并取得了一些新的认识,主要表现在如下几个方面:

第一,首先在下扬子地区海相中、古生界,尤其是下古生界高演化过成熟烃源岩中,检测到极其丰富的各类生物标志物,某些生物标志物如基峰为 m/z 91 的烷基苯系列和 m/z 219 的开环(断)甾烷系列(C_{27} — C_{29}) 在烃源岩中的存在则属首次报道。系统对比表明不同层位烃源岩具有明显不同的生物标志物组合特征,这是地史时期生物演化的阶段性和烃源岩中有机质生源构成复杂性的具体表现。根据下扬子黄桥地区海相中、古生界烃源岩具有相似的多环芳烃组成特征,作者认为芳构化作用殊途同归的特征会掩盖不同烃源岩在有机质生源构成上的差异。卡达烯、萜烯和北在下古生界烃源岩芳烃馏分中的普遍存在充分,说明它们不是可靠的陆源标志物,早古生代繁盛的蓝绿藻等浮游植物无疑也是其重要的生物来源。

第二,通过对下古生界高演化烃源岩中沥青 A、沥青 B 和沥青 C 烃类组成的系统剖析,发现同一烃源岩中不同赋存形式的可溶有机质不仅在演化程度,而且在烃类组成如正构烷烃、类异戊二烯烷烃分布和甾萜烷组成上均存在明显差异,并明确提出了有机质赋存形式对其热演化进程和热演化产物的影响不可低估。碳酸盐岩与泥质岩在生烃机理上的差异可能就在于此。

第三,下扬子黄桥地区海相成因原油具有 $Pr/Ph > 1$,三环萜烷系列丰度高(三环萜烷/藿烷系列 > 0.8),富含重碳同位素, $\delta^{13}C > -29\%$ 的特征。通过对低成熟、成熟、高成熟和过成熟原油饱和烃的系统剖析发现,高成熟轻质油中甾、萜烷生物标志物的分布面貌因热降解发生畸变,从而失去了其原有的地球化学意义。而在过成熟凝析油中则因热降解作用加剧,甾、萜类标志物完全消失,而且上述现象会随运移分异作用更加突出。研究结果表明原油多环芳烃分布和组成特征在反映原油演化程度上有其独到之处,并能弥补高成熟原油中因生物标志物降解破坏造成的不足。

第四,根据黄桥地区 N—13 井地质剖面上镜质组反射率 R_o 和 T_{max} 值的不连续性以及句容地区参 1 井 T_{max} 剖面的异常,作者认为下扬子地区早二叠世晚期有一热事件(岩浆或热

液活动)存在,在时间上与东吴运动相当。考虑到因岩浆或热液活动引起的地热异常对烃源岩中有机质热演化和储层中原油热蚀变的影响,结合苏 103 井震旦系灯影组含沥青白云岩沥青 A 中饱和烃与苏 174 井志留系茅山组凝析油饱和烃具有相似组成特征这一事实,作者认为黄桥地区分布普遍的轻质油和凝析油可能就该热事件引起的热异常使原油发生热蚀变有关,并指出下扬子地区不仅可以找到成熟原油,而且还可以找到高成熟的轻质油和凝析油。

本书是涉及下扬子地区海相中、古生界有机地球化学研究领域的第一部专著。全书由包建平博士执笔,王铁冠教授、王金渝高级工程师和陈发景教授提出了许多建设性建议。参与本项目研究工作的还有周玉琦、余福祥、周绮丽和焦里力高级工程师和潘志清与黄光辉讲师。

在研究工作中,得到了地矿部华东石油地质局以及江汉石油学院测试中心的专家和领导的大力支持,盛国英研究员也提出了许多宝贵的意见,作者在此深表感谢!

感谢江汉石油学院分析测试研究中心为样品的实验室分析提供了诸多便利条件,保证了研究工作的顺利进行。

本书所有图件由地矿部江陵石油地质综合研究大队的韩香菊小姐清绘,在此表示感谢。由于作者水平有限,书中谬误之处在所难免,请读者予以批评指正。

目 录

绪 论	(1)
第一章 区域地质概况	(5)
第一节 区域构造背景	(5)
第二节 区域地层概述	(5)
第三节 石油地质特征	(6)
第二章 海相中、古生界烃源岩基本特征	(9)
第一节 有机质丰度	(9)
第二节 有机质类型	(17)
第三章 海相烃源岩生物标志物地球化学	(20)
第一节 正构烷烃	(20)
第二节 类异戊二烯烷烃	(24)
第三节 烷基单环烷烃	(27)
第四节 双环萜烷	(29)
第五节 长链三环萜烷系列	(32)
第六节 五环三萜烷	(35)
第七节 甾烷类	(39)
第八节 胡萝卜烷系列	(44)
第四章 海相烃源岩多环芳烃地球化学	(47)
第一节 多环芳烃组成特征	(47)
第二节 杂原子多环芳烃组成	(51)
第三节 “特殊成因”芳烃组成	(53)
第五章 海相烃源岩有机质热演化	(57)
第一节 热解参数与有机质热演化	(57)
第二节 可溶组分与有机质热演化	(58)
第三节 不溶组分与有机质热演化	(64)
第四节 有机地球化学与事件地质研究	(69)
第六章 结合沥青和包体沥青地球化学	(73)
第一节 结合沥青与包体沥青宏观组成	(73)
第二节 结全沥青与包体沥青饱和烃组成	(74)
第三节 结合沥青与包体沥青多环芳烃组成	(81)

第四节	沥青 A、B、C 地球化学意义	(83)
第七章	海相原油地球化学	(85)
第一节	原油宏观特性	(86)
第二节	海相原油生物标志物地球化学	(89)
第三节	海相原油多环芳烃地球化学	(99)
第四节	海相原油稳定碳同位素组成及其原油成因类型	(108)
第八章	海相原油油源研究	(113)
第一节	油—油相关性研究	(113)
第二节	油—岩相关性研究	(122)
参考文献		(134)

绪 论

我国海相中、古生界地层分布广,层位全,厚度大,碳酸盐岩相当发育,约占沉积岩分布面积的50%。继四川盆地发现大气田后,先后在鄂尔多斯盆地、塔里木盆地的海相中、古生界获得高产油气流,展示出良好的含油气远景。与国外同类烃源岩相比,我国海相中、古生界烃源岩具有有机质丰度低,有机质类型“腐殖化”趋向明显,演化程度高,在漫长的地史时期经历多期地质作用的改造以及油气保存条件差等特点。如何认识海相沉积中的油气地质规律和评价含油气远景一直是有机地球化学领域乃至石油勘探过程中面临的一个难题。

一、国外中、古生界有机地球化学研究进展

早在60年代初,Hunt(1961)和Gehman(1962)就注意到古代泥质岩中有机质丰度远较相应层位碳酸盐岩高,统计结果表明全球古代碳酸盐岩有机碳含量平均为0.2%—0.3%,而泥质岩中则高达1.0%左右。Palascas(1984)统计世界上18个含油气盆地碳酸盐岩有机碳含量平均为0.6%,沥青A为 775×10^{-6} ,而泥质岩中则分别为2.1%和 1749×10^{-6} 。可见碳酸盐烃源岩较泥质烃源岩有机质丰度低是个普遍的地质现象。

碳酸盐岩较泥质岩有机质丰度低的原因是复杂的,其中包括岩性、沉积环境、成岩环境以及成岩作用强度和持续时间、有机质演化程度和烃源岩排烃效率等多种因素。Gehman(1962)的研究结果表明现代钙质沉积和碳酸盐沉积物在成岩过程中有机质的损失率可达原始量的80%,有时可达90%以上。另一方面有的碳酸盐沉积物形成的环境较泥质沉积物形成的环境水体浅,环境较为动荡,水体中富含游离氧,从而导致有机碳含量偏低(Jones, 1984)。此外,低的沉积速率和大的颗粒半径可使碳酸盐沉积物在氧化的早期成岩环境中滞留较长时间,不利于有机质的保存(Toth和Lernan,1971;Muller和Suess,1979;Muller和Margini,1980;Jones,1984)。

此外,碳酸盐岩中有机碳含量与酸不溶物含量间的关系较为复杂。对于那些优质碳酸盐烃源岩而言,有机碳含量与酸不溶物含量常不存在明显的相关性(Palascas,1984)。但对于大多数碳酸盐烃源岩而言,有机碳含量常与酸不溶物含量间存在正相关关系(Hspenskii和Cheryshena,1955;Hunt,1979)。实际上,影响碳酸盐岩生烃潜力的因素主要是有机相,而非矿物介质,还原的沉积和早期成岩环境,没有底栖生物的改造,有利于有机质的保存,在这样的环境中形成的碳酸盐岩其生烃潜力与泥质岩并无明显差异(Jones,1984)。

生物标志物组成特征与有机质生源构成、成岩环境性质、原油成因类型和有机质演化程度以及生物降解作用密切相关,这也是近年来生物标志物地球化学研究得以迅速发展的主要原因。 nC_{23} — nC_{33} 的奇碳优势、奥利烷、羽扇烷和乌散烷以及树脂成因的二萜类标志物的出现是陆源高等植物有机质输入的可靠标志(Whitehead,1982;Grantham,1986;Talukdar等,1986;Robison,1987;Ekweozor和Udo,1988;Mann等,1987)。藿烷系列则是细菌类成因的标志物(Ourrison等,1979,1984;Boon等,1983)。而 C_{30} 甾烷和 $C_{30}24$ -正丙基甾烷则存在于没有陆源有机质输入的海相沉积中,它是海相成因的可靠生物标志物(Moldowan,

1985; Moldowan 等, 1990)。在强还原的膏盐沉积环境和蒸发盐环境常伴随有强的植烷优势 ($Pr/Ph < 1$), 正构烷烃的偶碳优势 ($OEP < 1$), 高含量伽马蜡烷和脱羟基维生素 E 以及丰富的各种含硫化合物的复杂组合 (Sinninghe Damste 等, 1986, 1987, 1988; Payzant 等, 1986, 1989; Eglinton 等, 1989; Koheen 等, 1991, 1992)。C₂₈甾烷相对丰度有随着层位变新而增加的趋势, 这一现象可能与生物演化史上高等植物的多样性有关 (Grantham 和 Wakefield, 1988)。值得注意的另一现象是 C₂₉甾烷来源的复杂性, 大量的研究表明, 不但高等植物具 C₂₉甾醇的优势特征, 而且蓝绿藻 (Mathumoto 等, 1983; Boon 等, 1983)、褐藻 (Goodwin, 1973)、绿藻 (Pattan, 1974; Paoletti 等, 1976; Dickson 等, 1979; Fallorusso, 1980) 均可含有较丰富的 C₂₉甾醇, C₂₉甾烷的优势分布不仅可出现于有高等植物有机质输入的沉积中, 而且在以各种藻类为生源的下古生界和前寒武系沉积中也不罕见。由此可见, 生物标志物组合特征与其具体地质背景密切相关。

烃源岩矿物组成对烃类生成和烃类组成的影响不可忽视, 模拟实验结果与实际资料表明不同矿物对有机质的吸附能力和催化性能均存在明显差异 (Lu 等, 1987, 1989; Hayatsu 等, 1987; Huizinga 等, 1987; Spiro, 1984)。

有机质热演化是有机地球化学的重要研究内容。镜质组反射率是目前广为接受的可靠的有机质成熟度指标 (Hood 等, 1975; Dow, 1977, 1978; Bostish 等, 1978; Teichmüller, 1979)。但是维管植物是在晚志留世才开始出现, 直到泥盆纪才开始繁盛, 如何认识下古生界和前寒武系烃源岩中有机质热演化程度始终是个悬而未决的问题。目前研究方法很多, 概括起来可分成有机和无机两大类:

无机方法主要包括粘土矿物成岩转变 (Segonzac, 1970; Dypvik, 1983; Bruce, 1984; Pytte 和 Paynolèls, 1988)、伊利石结晶度与尖度 (Guthrie 等, 1986)、流体包裹体均一温度 (Burrus, 1988; Barbaba 等, 1989; Tilley 等, 1989; Levine 等, 1991) 和磷灰石、锆石裂变晶迹 (Gleadow 等, 1983, 1988; Naeser 等, 1988; Green 等, 1985, 1986; Feinstein 等, 1988; Issler 等, 1991; Kamp 和 Green, 1990) 等, 它们均能在不同程度上提供有关沉积盆地古地温和有机质热演化等方面的信息。但由于受到样品性质及实验条件的制约, 实用性欠佳。

针对下古生界和前寒武系烃源岩缺乏镜质组的特征, 许多研究者从不同角度提出了利用各种有机组分研究有机质热演化的方法, 其中包括动物有机碎屑光学特征如牙形石色变指数 (Wondlaw 和 Harris, 1984)、几丁虫、笔石和虫牙反射率 (Jacobson 等, 1989), 类镜质组反射率 (Buchardt 和 Lewan, 1990), 生物标志物异构体比值 (Mackenzie 等, 1984; Beaumart 等, 1985), 以及多环芳烃中烷基萘、烷基联苯 (Alexander 等, 1985; Struhan 等, 1988)、烷基菲 (Radke 等, 1982a, 1982b, 1984, 1985, 1986; Kvalheim, 1987) 和烷基二苯并噻吩 (Radke 等, 1982; Houghes, 1984) 的异构体比值。这些方法均有其独到之处, 并能在一定程度上弥补因缺乏镜质组给有机质热演化研究带来的困难。但从目前发表的文献资料来判断, 国外海相中、古生界烃源岩有机质丰度高而演化程度相对较低, 烃源岩评价的矛盾并不突出, 有机地球化学研究的侧重点与我国也有所不同。

二、国内海相中、古生界有机地球化学研究现状

海相中、古生界在我国相当发育, 尤其是碳酸盐岩。由于其自身的特殊性及其良好的生烃潜力和含油气远景, 几十年来一直是我国石油地质工作者重点研究对象, 并取得了丰硕的

研究成果。

1. 有机质丰度及其影响因素 我国海相碳酸盐烃源岩中有机碳含量低于泥质烃源岩, 平均为 0.1%—0.2% 或更低(郝石生等, 1983), 如湘中地区上古生界碳酸盐岩有机碳含量平均为 0.17%(杨文宽等, 1984), 滇黔桂地区海相碳酸盐岩和粘土岩有机碳含量分别为 0.17% 和 0.93%(张水昌等, 1990^①)。造成这一差异的原因包括沉积环境和沉积相, 成岩后生变化和有机质演化程度以及酸不溶物含量等。有利于碳酸盐烃源岩形成的沉积相带包括盆地相、广海陆棚相、开阔台地相和局限台地相(黄籍中, 1984, 1988)。活跃的早期成岩环境和晶析作用是碳酸盐岩中有机碳含量偏低的主要原因(傅家谟和刘德汉, 1982)。而碳酸盐岩中有机碳含量与酸不溶物含量常具正相关关系, 不同岩性烃源岩中有机碳含量的递减顺序是泥质岩>泥灰(云)岩>泥质碳酸盐岩>碳酸盐岩(何志高, 1980; 郝石生, 1984; 陈丕济, 1985; 曹慧缙, 1987; 黄籍中, 1988; 傅家谟等, 1989)。造成这一差异的主要原因是粘土矿物对有机质不但具强的吸附能力, 而且还可与有机质形成有机—粘土矿物, 而碳酸盐矿物对有机质的吸附能力明显低于粘土矿物, 且碳酸盐沉积物的成岩作用对有机质具显著的排斥作用。有机质热演化对有机质丰度的影响主要表现在低成熟—成熟阶段油气大量形成时期, 而高演化阶段有机碳下降幅度明显低于前者(郝石生, 1984; 邬立言等, 1984; 黄籍中, 1988)。为了恢复烃源岩的原始有机碳含量, 许多学者从不同角度, 采用不同方法, 如实验模拟、物质平衡法和理论推导等, 对有机碳含量进行恢复, 并提出一系列适用于不同有机质类型和不同演化阶段的烃源岩中有机碳恢复系数(陈丕济, 1985; 庞雄奇等, 1989; 安凤山, 1987; 曹慧缙, 1987)。

2. 有机质赋存形式 烃源岩中有机质赋存形式极其复杂, 就泥质岩而言, 除了呈分散状和吸附状的有机质外, 还有大量以有机—粘土矿物形式存在的有机质。而碳酸盐岩中则更为复杂, 傅家谟和贾蓉芬(1984)根据碳酸盐岩中有机质的产状和性质, 把分散有机质划分为吸附有机质、晶包有机质和包体有机质。吸附有机质与沥青 A 相当, 主要附着在矿物表面, 易于萃取; 晶包有机质主要封存于隐晶质和细晶质矿物间(如鲕粒环带、白云石环带), 只有把矿物酸解后方能释放出来; 包体有机质主要以各种包裹体形式存在于各种结晶矿物中。由于晶包有机质和包体有机质在数量上常超过吸附有机质或与之相当(周中毅等, 1983), 且在同一烃源岩中其演化程度又低于吸附有机质而日益引人注目(傅家谟和贾蓉芬, 1984; 施继锡等, 1987; 林一太, 1990; 王良汉等, 1990; 张水昌等, 1990)。

3. 有机质热演化 高演化烃源岩有机质热演化阶段的划分仍是目前有机地球化学研究的焦点。目前国内常用的研究方法包括沥青反射率(刘德汉等, 1982; 罗槐章等, 1983), 沥青 X 衍射(刘德汉, 1982; 傅家谟等, 1982, 1989; 罗槐章, 1983)、牙形石色变指数(杜国庆, 1983; 王良汉等, 1990)、动物碎屑反射率(钟宁宁, 1995)以及干酪根 H/C 原子比(郝石生, 1989; 傅家谟等, 1989; 刘德汉, 1986), 此外还包括烃源岩热解峰温 T_{max} 、氢指数 IH、干酪根自由基浓度、包裹体测温、TTI 指数、生物标志物异构体比值和多环芳烃组成特征, 这些参数和指标均能在某种程度上反映有机质热演化规律, 但都有其自身的局限性。由此看来对高演化烃源岩有机质热演化作用及其成熟度指标的探索还有待深入。

海相中、古生界烃源岩尤其是高演化烃源岩中生物标志物地球化学研究日益引人注目,

^① 张水昌, 1990, 滇黔桂地区所子准地台海相沉积有机质特征与成烃演化, 石油勘探开发研究院研究报告。

并取得了一些可喜的成果(张水昌等,1993),但不同地区的研究程度极不平衡。总体上看,近年来已对我国分布广泛的海相中、古生界烃源岩已经作了大量的研究工作,并取得了大量的研究成果。但是,对许多问题仍未达成共识,诸如碳酸盐岩有机质成烃机理,高演化烃源岩有机质热演化阶段的划分,热演化期间不同赋存形式有机质在数量、组成及其相互关系以及在烃源岩评价中的作用。可以预料,海相中、古生界烃源岩的有机质地球化学研究必将在更高的层次上进一步展开。

第一章 区域地质概况

第一节 区域构造背景

下扬子盆地地跨苏、浙、皖、赣和沪四省一市，陆地面积达 22 万 km²，海相中、古生界分布面积 17 万 km²。它北以连(云港)—黄(梅)断裂与华北地台、东秦岭褶皱带毗邻，西在黄(梅)—南(昌)一线与中扬子准地台相接，东南以江(山)—绍(兴)断裂与南华褶皱系为邻，盆地自西南向东北方向伸展进入黄海。

下扬子盆地是在晋宁运动（距今 8.5 亿年）以后发展起来的，并在前震旦系浅变质岩系基础上沉积了一套从震旦系至三叠系，以海相为主的沉积建造。根据本区沉积和构造特征，可把下扬子盆地分成四个二级构造单元，从北向南依次为苏北斜坡、南京拗陷、江南隆起和钱塘拗陷（图 1-1）。

至于下扬子盆地的性质目前并没有达成共识。槽台学说把本区归为扬子准地台的下扬子台褶带（任纪舜等，1980），而多旋回理论则认为下扬子盆地是一个叠置在前震旦纪（中、晚元古代）褶皱浅变质基底上的大型多旋回复合盆地（李道琪等，1988；孟运舒等，1988）。依据板块构造的观点，认为本区位于大陆边缘（王鸿祯等，1986），属于被动大陆边缘盆地（张渝昌等，1989；陈缚鹤，1992；邓晋福等，1993）。但从总体特征上看，本区自震旦纪中、晚期至三叠纪青龙期相对较为稳定，沉积了一套厚度较大，且以碳酸盐岩为主的富含暗色岩类的地台型沉积建造，至中三叠世末由于受特提斯关闭和库拉—太平洋板块剪切俯冲作用的影响，本区才发生大规模的褶皱并变成统一的大陆，从而结束了下扬子盆地海盆的历史。

第二节 区域地层概述

由于地史时期地壳下降幅度的差异，下扬子盆地海相中、古生界地层呈现出北薄南厚的格局，如在南京一带三叠系—震旦系（T—Z）地层厚约 3000—5000m，皖南则厚约 7000—11000m，在浙北则达 11000—13000m。但由于后期构造运动的改造表现为南区强于北区，导致下扬子盆地的苏北斜坡和南京拗陷海相中、古生界地层的保存相当完整，而南部仅残留有下古生界地层。表 1-1 则为本区海相中、古生界地层简表。

就地史时期沉积环境的变迁而言，自早震旦世晚期至中奥陶世为本区重要的海侵时期，沉积了一套以碳酸盐岩为主、富含有机质的开阔台地相地层；而在晚奥陶世至志留纪本区发生了明显的海退，沉积了一套有机质贫乏的滨岸—陆棚碎屑岩相地层；在晚古生代至三叠纪本区海水进退频繁，形成了一套由台地相碳酸盐岩、陆棚相碎屑岩、海陆交互相煤系地层和台地蒸发岩相构成的复杂组合，显示出本区晚古生代沉积环境的复杂多变。也正处于地史时期沉积环境的变迁，造就了本区泥质烃源岩和碳酸盐烃源岩并存，富含有机质的

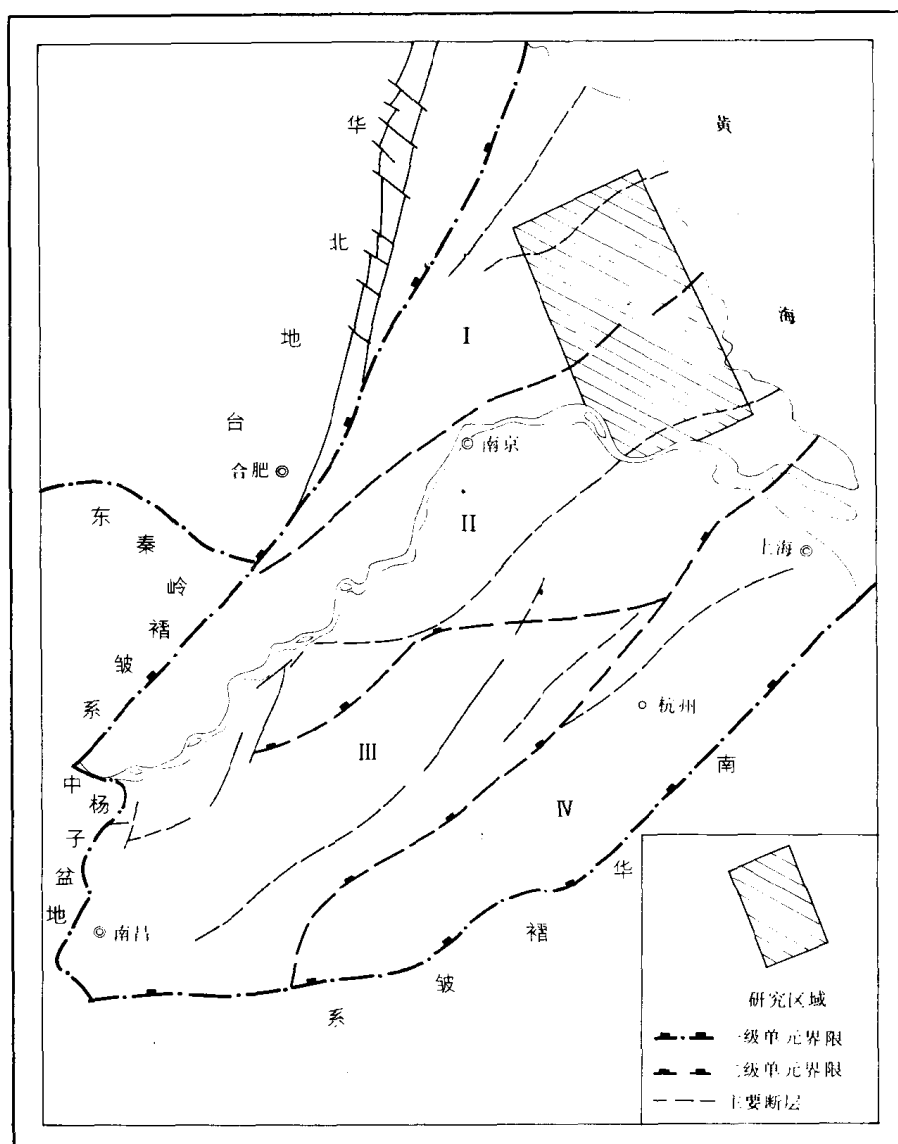


图 1-1 下扬子地区构造分区略图

I—苏北斜坡；II—南京坳陷；III—江南隆起；IV—钱塘坳陷

暗色岩类相当发育，从而为油气生成奠定了雄厚的物质基础。

第三节 石油地质条件

除泥盆系外，下扬子盆地具生烃潜力的暗色岩类最大累计厚度达 4500—5000m，其中上古生界厚约 1500m（含三叠系），下古生界厚约 3000m（含震旦系灯影组）。从岩性上看，本区暗色碳酸盐岩累计厚约 3500m，暗色泥岩累计厚约 1500m（费富安等，1985^①）；从时

① 费富安等，下扬子区海相中、古生界含油气远景区划评价研究，华东石油地质局，1985。

表 1-1 下扬子地区地层层序表

界	地 层			代 号	钻井揭露 最大厚度	主 要 岩 性	沉积环境 及沉积相
	系	统	组				
中 生 界	三 叠 系	中统	周冲村组	T ₂ z	495	含膏云石、云岩、膏岩	蒸发台地相
		下统	青龙组	T ₁ q	1189	薄层灰岩、灰岩、泥岩	陆棚相
古 生 界	二 叠 系	上 统	大隆组	P ₂ d	59	灰岩、硅质泥岩	盆地相
			龙潭组	P ₂ l	379	砂岩、泥岩、薄煤层	滨岸—陆棚相
		下 统	孤峰组	P ₁ g	79	硅质泥岩、泥岩	陆棚—盆地相
			栖霞组	P ₁ q	292	含燧石灰岩、灰岩	台地相
	石 炭 系	上统	船山组	C ₃ c	92	灰岩、球状灰岩	台地相
		中统	黄龙组	C ₂ h	209	灰岩、白云岩	
		下 统	和州组	C ₁ h	15	泥岩、砂岩	滨岸相
			高骊山组	C ₁ g	82	杂色泥岩、砂岩	
			金陵组	C ₁ j	26	北部灰岩、南部碎屑岩	
	泥盆系	上统	五通组	D ₃ w	204	石英砂岩、少量泥岩	滨岸相
	志 留 系	上统	茅山组	S ₃ m	95	砂岩、紫色泥岩	滨岸相
		中统	坟头组	S ₂ f	539	砂岩、泥岩互层	临滨—陆棚相
		下统	高家边组	S ₁ g	1719	泥岩	陆棚相
	奥 陶 系	上 统	五峰组	O ₃ w	18	泥岩、硅质泥岩	盆地相
			汤头组	O ₃ t	40	泥岩、灰岩	
		中统	汤山组	O ₂ t	25	灰岩、瘤状灰岩	台地—陆棚相
		下 统	大湾组	O ₁ d	89	灰岩	开阔 台地相
			红花园组	O ₁ h	107	云质灰岩、灰岩	
			仑山组	O ₁ l	212	云质灰岩、云岩	
	寒 武 系	上统	观音台组	Є ₃ g	354	云岩、硅质云岩	局限台地相
		中统	炮台山组	Є ₂ p	229	云岩	
		下统	幕府山组	Є ₁ m	134	云岩、硅质泥质云岩	
	震旦系	上统	灯影组	Z ₂ dn	380	云岩	

代分布看, 本区震旦系、寒武系、奥陶系以碳酸盐烃源岩发育为特征, 志留系有暗色泥岩分布, 而二叠系和三叠系则是两大类烃源岩并存; 就烃源岩中有机质演化程度而言, 从低成熟(青龙组 T_{1q} , $R_o < 0.7\%$) 直至过成熟 (P_{1z} , $R_{ob} > 3\%$) 均有分布, 展示出极其广阔的找油气领域。

下扬子盆地海相中、古生界地层的油气显示表现出层位多、类型全、分布广的特点, 并在一些探井中途测试时获得过工业油气流(如容2井、容3井、苏174井, 表1-2), 值得注意的是这些油气显示常与不整合和断层附近发育的缝洞型储集空间有关。这一方面反映出地史时期本区海相中、古生界确实发生过多期油气生成、运移和聚集的过程, 另一方面, 本区油气显示的普遍性也表明后期构造运动的改造与破坏对油气保存极为不利。下扬子盆地海相中、古生界油气勘探的复杂性也在于此。

表 1-2 下扬子地区部分探井中油气显示分布情况统计表

井号 层位	N 4	N 5	N 6	N 9	N 11	N 12	N 13	N 2	苏 174	黄 1	黄 1.	黄 2	黄 3	黄 4	黄 7	黄 8	黄 10	黄 14	油气流 层 位
Ny				气					气	气	气	气	含 气	气	气	气	油	气	✓
K ₂	油		油 气	油	油	油	油	油	油	油									✓
T _{1q}		油	油 气	油 气			油		油	油									✓
P _{2l}			气	油 气		油	气		油	油									
P _{1q}	油		气	气			气		油 气	油 气									✓
C ₂₊₃	油						油 气		油 气	油 气									✓
D _{3w}	油								油 气										✓
S _{3m}	油								油 气										✓
S _{2f}	油																		✓
S _{1g}																			
O _{1h}								油 气											
Є					油 气			油 气											

注: 油—油显示; 气—气显示或气层 (以 CO₂ 为主); 含气—含气水层

第二章 海相中、古生界烃源岩基本特征

烃源岩中的分散有机质是油气生成的物质基础，其丰度高低和质量优劣（有机质类型）直接影响所生烃的性质和生烃潜力评价。对于湖相烃源岩而言，已经建立了一套较为成熟的评价标准和研究方法；但对于分布广泛且演化程度偏高的海相中、古生界烃源岩而言，其判别标准一直是有机地球化学领域争论的焦点。

第一节 有机质丰度

一、有机碳含量 (Corg)

有机碳含量是烃源岩有机质丰度的直接标志。但是成熟烃源岩的实测有机碳本质上是剩余有机碳，即这部分有机碳是烃源岩中原始有机质在经历了生烃和排烃过程后残留下来的，显然它在数量上低于原始有机碳含量。模拟实验结果表明，由于烃源岩中能生成烃类的有效碳只是原始有机碳的一小部分，换句话说，有机碳含量是个受热演化作用影响较小的丰度指标，尤其在高演化阶段仍然有效。实际地质资料也证实了较好的烃源岩常具较高含量的剩余有机碳，为方便起见，文中把剩余有机碳含量简称为有机碳 (Corg)。

下扬子地区海相中、古生界烃源岩中有机碳含量的分布呈现出上古生界烃源岩高于下古生界烃源岩、泥质岩高于碳酸盐岩、煤系烃源岩高于非煤系烃源岩的规律。从纵向上考察，本区海相中、古生界有两个有机碳含量的高值分布层位，其一是上古生界的二叠系，其

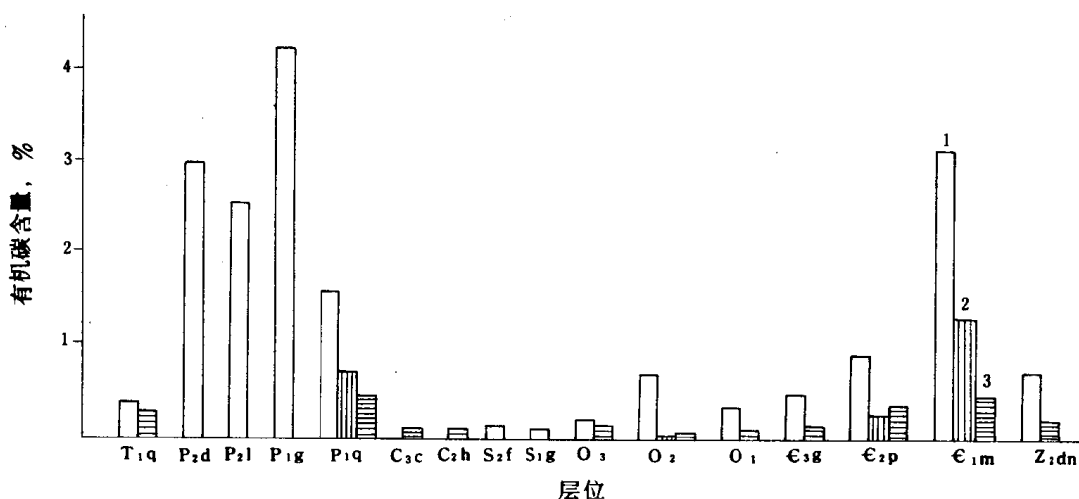


图 2-1 下扬子地区不同层位不同岩性烃源岩中有机碳含量分布直方图

1—泥质岩；2—泥质碳酸盐岩；3—碳酸盐岩

二是下古生界寒武系和震旦系(图 2-1),这一现象不是偶然的,而是与地史时期生物演化的阶段性和沉积环境的变迁密切相关。众所周知,早古生代和前寒武纪生物演化还处于低级阶段,但它是地史时期浮游植物如蓝绿藻、绿藻和各种疑源类的第一个高产期(Tappan 和 Loeblich, 1970)。由于这类生物缺乏由无机矿物质组成的骨骼,在地质记录中化石极为少见,而多见有藻白云岩和各种叠层石等。显然,本区下古生界和震旦系灯影组烃源岩的高有机碳含量与这些浮游植物的繁盛是分不开的,这也更进一步说明了以低等浮游植物为有机质主要来源的下古生界烃源岩的生烃潜力不可低估。有机碳的第二高值区出现于晚古生代的二叠系,在生物演化上与裸子植物的大量繁盛相吻合。实际上造成这一层段有机碳含量偏高的直接原因是在海陆交互环境中丰富的陆源有机质的输入,这与上二叠统龙潭组含煤层的沉积特征是吻合的。较高的有机碳含量无疑是其具较高生烃潜力的直接标志。

此外,同层位不同岩性烃源岩有机碳含量分布也存在明显差异,呈现出泥质岩>泥灰(云)岩>碳酸盐岩的趋势,这在下二叠统栖霞组和下寒武统幕府山组表现得最清楚(见图 2-1)。

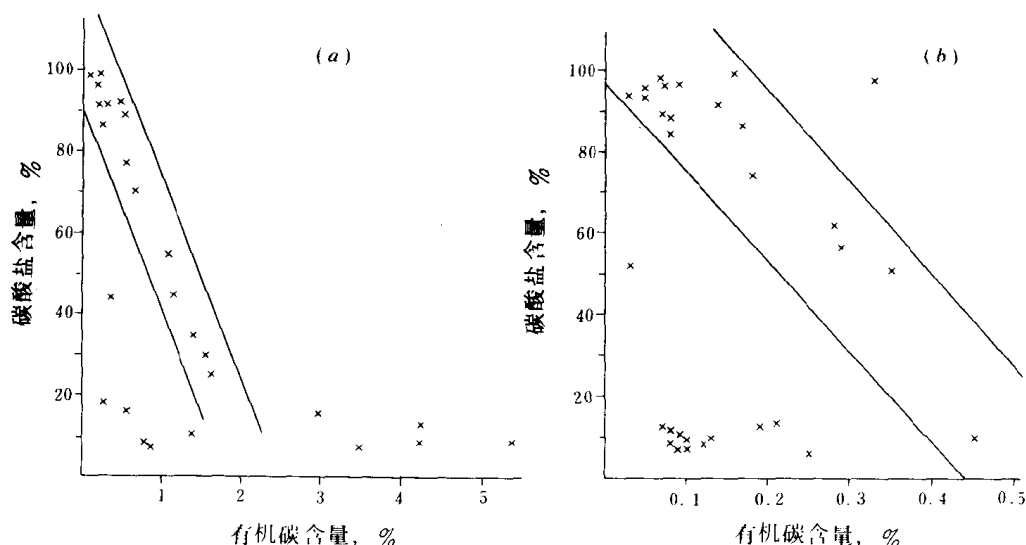


图 2-2 下扬子地区海相中、古生界烃源岩中有机碳含量与碳酸盐含量关系图

(a) —上古生界(含三叠系青龙组); (b) —下古生界(含震旦系灯影组)

值得注意的是在碳酸盐含量 $>20\%$ 的碳酸盐岩中,有机碳含量与碳酸盐含量间存在明显的负相关关系(图 2-2),说明碳酸盐岩中有机碳含量变化与酸不溶物含量密切相关,粘土矿物对有机质强的吸附能力与此现象不无关系。而在碳酸盐含量 $<20\%$ 的泥质岩中,其有机碳含量有两极分化现象,如下古生界志留系泥质岩中有机碳含量大多低于 0.2% ,表明这部分泥质岩大多属于非烃源岩类,而部分上古生界泥质岩有机碳含量较高,显示出较好的生烃潜力。实际上,影响不同岩性烃源岩中有机碳含量变化的因素相当复杂,除了岩性外,还有沉积环境和沉积相、成岩环境、成岩作用强度及其持续时间,不能一概而论。

本区上古生界烃源岩中泥质岩和碳酸盐岩并存,有机碳含量高,演化程度适中,句容