

绪 论

一、渤海湾盆地深层油气勘探现状

向盆地深部进军是我国乃至世界各国扩大油气资源的重要途径之一。迄今为止，世界上进行深层油气勘探的国家已达 60 多个，其中，尤以美国和前苏联等油气生产大国勘探及研究工作最大，并取得了一些实际资料和成果。世界上最深的产油井是美国路易斯安那州 Caillou 油田，生产层为 6544~6593m 的中新统，最深的产气井是美国西内盆地的 Mills Ranch 油气田，生产层为 8083m 的奥陶系，另外，美国西部盆地阿纳达科拗陷的贝尔塔 - 罗查斯 1 号井，井深达 9583m，终孔于奥陶系。对深部油气生成及保存条件的研究也展示了在盆地深部寻找新油气田的良好前景。

经过 40 余年的工作，尤其是 20 世纪 80 年代以来，渤海湾盆地已进行了大量的深层油气勘探工作。全区完成 > 3500m 的深层探井 1400 余口，试油探井 800 余口，有 200 余口获工业性油气流。现已初步查明，渤海湾盆地深层老第三系断陷大约有 44 个，累计面积约 5.6 万 km²，其中陆上的深层断陷约 35 个，总面积约 3.2 万 km²。深层探明石油储量 12.7 亿吨，天然气储量 268 亿 m³；初步预测深层剩余石油资源量为 36.98 亿 t，剩余天然气资源量为 1.042 万亿 m³。

渤海湾盆地新生界深层生油岩以沙四段一孔店组和沙三段为主，但各拗陷沉积 - 埋藏史差异较大，如黄骅拗陷的岐口凹陷和冀东南堡凹陷的中心区，沙一段埋深即可达 4000m 左右，辽河拗陷部分地区沙二段亦超过 3500m。因此，本区深层新生界沉积岩体积巨大，其烃源岩多处于成熟 - 过成熟演化阶段，表明深层老第三系具有很大的含油气潜力。

研究区古生界广泛发育，残留面积大、残留厚度多数超过 5000m。其中下古生界奥陶系、上古生界石炭系、二叠系山西组等层系（层段）有机质丰度较高，具备良好的生烃母质条件，镜质组反射率（ R_o ）多在 0.6%~2.5% 之间，处于成熟 - 过成熟阶段。由于各构造单元的沉积 - 构造 - 热演化过程和程度存在较大差异，导致古生界烃源岩二次生烃作用较显著。本区钻入古生界的探井已达 1500 余口，探明了以上古生界煤系为主要烃源岩的苏桥油气田、文留气田；发现了一批以古生界为烃源岩的低产油气井或显示井，如黄骅拗陷孔西潜山孔古 3 井奥陶系原生工业油流、东濮拗陷文 23 井上古生界工业气流等，展示了深层油气勘探的良好前景。

20 世纪 80 年代以来，各油田和中国石油天然气总公司在各拗陷开展了程度不同的深层石油地质研究工作，相继完成了主要油气区深层石油地质条件综合评价、古生界区块早期评价、深层天然气和煤成气研究等一大批专题研究项目（戴金星等，1980，1982，1986，1988；何中坦，1983；汪本善等，1980；王少昌等，1983；刘德汉等，1985；徐永昌等，1985；刘宝泉等，1990；王秉海，钱凯，1992；胜利石油管理局地质科学研究所，1995；石油勘探科学研究所，1996）在深层烃源岩生烃条件评价方面取得了重要进展，积

累了丰富的实际资料，为本书专题研究的开展奠定了良好的基础。

二、国内外研究进展

渤海湾盆地及外围地区深层烃源岩包含了三大套沉积岩系，一是埋深大于 3500m 的以湖相泥岩为主的新生界和中生界；二是以海陆交互相为主的上古生界煤系；三是以海相碳酸盐岩为主的下古生界和中新元古界烃源岩。生油（气）岩既有湖相泥岩、又有煤及煤系泥岩、碳酸盐岩。三大类烃源岩生烃条件不尽相同，对于湖相泥岩的生烃条件研究及评价，工作方法比较成熟，而对煤成烃条件和碳酸盐岩生烃条件研究尚处在发展完善过程中。

（一）煤系烃源岩研究

煤及煤系源岩对油气生成的贡献是近年来研究的热点，煤和陆源有机质可以形成煤成气（包括煤层甲烷），目前已得到人们的公认，而对能否形成工业性油藏的认识则相对较晚。1968 年，Hedberg 通过对世界上 40 多个碎屑岩含油地层研究后认为，某些具有高蜡、低硫特点的油形成于非海相或浅水环境中沉积的砂页岩，其中往往含有煤层；Brooks 和 Smith（1967、1969）通过地球化学方法论证了澳大利亚吉普斯兰盆地陆生植物的生油能力；自此开始，人们注意到含煤岩系作为烃源岩对成烃的贡献。经过几十年的研究与勘探，人们认识到含煤岩系烃源岩不仅是重要的气源岩，而且在合适的地质条件下也是重要的油源岩，并且在世界范围内寻找到一批与煤系地层有关的油气田，如澳大利亚吉普斯兰盆地，印度尼西亚库特盆地，加拿大马更些盆地，英国北海默里盆地及我国的吐哈盆地等，从而使得煤成烃的勘探、开发、研究都取得了丰硕的成果。

1. 煤系烃源岩的生烃能力

将煤系烃源岩作为重要的天然气源岩而进行研究，早在 20 世纪 50 年代就开始了（Karweil, 1956）。随着工作的深入，逐渐确立了煤系烃源岩可以形成大量气态烃，并释放、聚积成大气田的观点（Stahl, 1968; Teichmüller, 1974; Lutz, 1975；戴金星, 1980），但对煤系有机质是否是有效的油源岩，以及到底是腐殖煤成油贡献大，还是煤系泥岩贡献大等问题的认识上有不同看法。在早期（80 年代以前），研究者（如 Tissot 和 Welte, 1978）通过对煤的干酪根类型、显微组分、地球化学特征研究，认为煤系有机质以产气为主，发现的少量与煤层共生的油藏被认为与煤系地层中泥岩有关。以后，随着在世界上陆续发现并证实了一些与煤有关的煤成油田，人们渐渐认识到煤系烃源岩也能生油并形成油藏。在这种认识的基础上，人们对不同地区、不同时代、不同成熟度的煤及显微组分进行了大量模拟生烃实验（Bertrand, 1986, Thompson, 1988; Durand, 1983; 杨天宇, 1983; 张文正等, 1987; 傅家谟, 1987; 徐永昌, 1978; 金奎励等, 1989），证实了煤在受热过程中，有一定的生油能力。Durand（1983）的实验表明，各种成因的煤在热解时可产生高达 30% 的烃类，其中主要是液态组分。在我国，随着 20 世纪 90 年代以来西北侏罗系煤系地层中石油勘探的成功，大大促进了对煤成烃的认识和重视程度。总体说来，目前人们对煤系地层中有机质能够生油问题的认识是肯定的，但对能否聚积成藏还存在分歧。

2. 煤系烃源岩有机组分及其生烃性质

煤系烃源岩的有机质以高等植物为主，从而不同于海相和湖相烃源岩。Juntgen 和

Karwei (1966), Klein (1975) 较早的研究了不同煤岩组分在不同成熟阶段的成气过程, 许多研究者 (Durand, 1983; Thompson, 1985; Bertrand, 1986; Mukhopadhyay, 1986; 沈平, 1983; 傅家谟等, 1987; 金奎励等, 1989; 王铁冠等, 1990) 通过对各种煤及其中的显微组分进行有机岩石学、地球化学和热模拟实验综合研究, 普遍认为, 煤系生成液态烃的多少与煤中显微组分类型及其含量有关。煤中显微组分的生烃能力依次为, 壳质组 > 镜质组 > 惰质组, 因此, 壳质组是煤系烃源岩中主要生烃母质, 各种壳质组组分具有不同的生烃潜力、不同的生油门限、不同的产物组成和不同的油窗峰态和峰值。但世界上也有一些壳质组含量低的煤成油气藏, 如澳大利亚 Cooper 盆地二叠系煤中壳质组含量一般 < 14%; 我国吐哈盆地早中侏罗世煤中壳质组含量一般也 < 10% (张鹏飞和金奎励等, 1997), 由此, 促使人们对煤中主要显微组分——镜质组的深入研究。大量研究表明, 煤系有机质中大量存在的基质镜质体常常是煤成油的主要母质 (黄第藩, 1995; 赵长毅, 1995; 程克明等, 1996; 张鹏飞和金奎励等, 1997), 而基质镜质体中大量超微类脂体及细菌残体的存在为其具备良好的生烃潜力提供了理论依据 (王飞宇等, 1993; 赵长毅, 1995; 程克明等, 1996) 另外, 微生物活动对煤成烃的贡献也不可忽视 (Shan, 1990 陈克明, 1994)。

目前人们对煤系烃源岩中不同类型有机组分生烃性质及潜力已有了比较深刻的认识, 存在的问题是如何定量地评价各种组分含量与生油的关系。Powell 等 (1984) 根据对澳大利亚煤成油的研究认为, 煤中富氢组分的含量必须达到 20% ~ 30%, 才能成为有效的生油源岩。Hunt (1991) 认为煤和陆源干酪根生成并排出油的条件是 H/C (原子数比) > 0.9; $I_H > 200\text{mg/gC}_{\text{org}}$ 壳质组含量 > 15%; Snowdon (1991) 通过物质平衡方法计算认为, III型干酪根中富氢显微组分占 10%、生烃率达 $30\text{mg/gC}_{\text{org}}$ 时才能形成有效的生烃和排烃。傅家谟 (1990) 认为, 当煤中富氢组分低于 3% ~ 5% 时主要形成干气, 5% ~ 30% 时形成湿气与凝析油, 30% ~ 60% 时能形成高蜡油。黄第藩等 (1992) 根据对我国大量煤样研究认为: “成煤沼泽中壳质组分含量 10% 以上, 在气肥煤阶段可降低到 5%, 干酪根氢指数 (I_H) > $100\text{mg/gC}_{\text{org}}$, 热演化程度达到气—肥煤阶段 ($R_o < 1.5\%$) 并具有良好的油气聚积保存条件, 是有重要经济价值的煤成油田形成的三个必要条件”。尽管不同研究者提出了不同的富氢组分含量值, 但实际上, 由于煤及煤系烃源岩在沉积环境和母质类型上的特殊性, 导致各地区、各时代形成的煤系烃源岩的生烃性质及生烃潜力差别较大, 因此, 有些研究者在实验中常得出毫无变化规律甚至相反的结果 (Lu 等, 1990; Lewan 等, 1990; Bertrand 等, 1996)。这些问题的出现与煤系烃源岩有机组分类型复杂, 沉积环境多变, 成煤植物性质差异有关, 也与对煤系烃源岩中某些超微富氢组分认识、识别程度不够有关。

3. 沉积环境对煤系烃源岩生烃性的影响

煤的化学性质、显微组分类型及含量等性质与沉积环境及成煤植物有关, 而这些又直接影响到对煤成烃的贡献。Thomas (1981) 研究了澳大利亚陆相植物群演化对陆生有机质生烃能力的影响, 并以此得出二叠纪煤主要产气, 侏罗纪、第三纪煤既能产气, 也能生油的结论。这种结论在我国也有所体现, 我国的煤成油田主要与侏罗系煤有关 (黄第藩, 1989), 而石炭—二叠纪煤系中很少发现有规模的油田; 在加拿大和西北欧也有相同的现象。关于沉积环境和介质条件对煤成烃的影响, Powell (1985) 认为, 在中等氧化的环境条件下有利于木质素和纤维素降解, 并在沉积缺氧条件开始前使富氢的稳定组分得以富集, 从而形成优质的生烃层; Thompson (1985) 对印度尼西亚马哈卡姆三角洲煤成油研究

后认为,煤中富含壳质组与该区煤的异地成因有关。煤相和有机相 (Organic facies) 的理论和方法应用到油气勘探开发和研究中,把有机岩石学、有机地球化学、沉积学融为一体,对一个地区烃源岩进行系统的评价,促进了人们对沉积环境和烃源岩质量相互关系的认识。油气的成藏的先决条件是烃源岩问题,而能反映其纵向和横向上的生烃情况,则取决于有机相带的分布,由此也决定了有利区块的分布。

Roger (1980) 最早提出有机相的概念, Jones (1987) 将有机相划分出 A、AB、B、BC、C、CD、D 等 7 种,并定义为有机相是一个给定地层单位的可制图的亚单位; Huc (1990) 首次提出了有机相可以进行源岩定量评价。金奎励等在有机相基础上提出了沉积有机相的概念,认为有机相作为一个地层实体应该既考虑有机质又考虑与之相关的无机物面貌,有机与无机是一个相互联系的整体;强调有机相的划分对于任何成熟阶段烃源岩均可进行,而不必拘泥于 $R_o \leq 0.5\%$ 。基于对沉积有机相的认识,金奎励等 (1995, 1997) 在国内首次将其应用于准噶尔盆地和吐哈盆地侏罗纪烃源岩的评价,提出利于成油的煤形成于流水沼泽相。层序地层学的形成发展及应用于油气勘探、开发研究 (Paisley 等, 1991, 1993; Tyson, 1995, 1996), 使人们又能从盆地沉降与全球海平面变化及沉积物供给相互关系的角度来评述烃源岩的形成和质量。

4. 煤成烃模式的建立和烃源岩评价

在对煤及煤中各种显微组分生烃性质和生烃潜力充分认识的基础上,人们对煤成烃的演化阶段及模式进行了研究。Teichmüller (1974) 总结了从褐煤到无烟煤各个演化阶段挥发分、胶体性质、镜质组、孢子体、重烃与总有机碳比率、碳氢化合物成熟度及油气生成的变化情况,建立了煤演化途径与生烃之间的关系。发现并提出煤化过程中两次煤化跃变与生油窗上、下限的对应关系,即第一次跃变发生在 R_o 约 0.5%, 对应着进入生油窗;第二次跃变发生在 R_o 约 1.2% ~ 1.6%, 代表着生油窗的下限,表示煤成油的结束,这一研究结果为评价煤成烃奠定了基础。1982 年,在二次跃变之间又区分出一个与成烃高峰相对应的跃变, (R_o 约 0.8% ~ 0.9%), 进一步丰富了煤成烃的模式。1987 年, D. G. Murchison 在总结前人研究成果基础上,对煤中各种显微组分随着成熟度变化而出现的光学性质、生成烃类的组成及产物变化进行了系统研究并建立了相关关系图。我国学者傅家谟等 (1990) 建立的“煤成烃演化与石油演化对比示意图”和“煤成烃母质与煤成烃关系图”,也充分表现了各种显微组分随成熟度变化而出现的生烃性质、生烃潜力的变化。

由于煤及煤系烃源岩成因类型多、沉积环境复杂、成煤植物不同,从而造成不同地区、不同时代、不同沉积环境、不同成煤植物形成的煤系烃源岩在显微组分类型、含量、生烃性质和潜力等方面都有一定的差异,使得评价生油岩性能的一些常用地化指标和方法存在局限,造成煤系烃源岩评价的极大困难。目前用于煤系烃源岩评价的方法主要有:有机相法 (傅家谟, 1990)、沉积有机相法 (金奎励等, 1994, 1995, 1997)、有机岩石学方法 (Smith, 1987; 金奎励等, 1989; 张士亚等, 1986; 傅家谟, 1990)、有机地球化学方法 (Powell, 1984; 傅家谟, 1987; 刘德汉, 1987)、有机地球化学和有机岩石学相结合的方法 (Horsfield 等, 1987)、模拟实验法 (热压模拟实验,加水热压模拟, PY-GC 法) 等等。除了上述评价方法外,近年来先进技术手段的应用,也为人们从化学组成和结构的深层次角度评价煤及煤系烃源岩的生烃潜力提供了可能。如根据显微傅里叶红外分析结果建立评价指标 E. E. 布雷, 1970; 中国科学院地球化学研究所, 1977; 地质矿产部石油综

合研究大队, 1977); 根据 ^{13}C 核磁共振研究结果建立的评价指标(秦匡宗等, 1995)。

(二) 碳酸盐岩烃源岩研究

碳酸盐岩广泛分布于世界大多数沉积盆地内, 且世界上的许多重大油田产于碳酸盐岩地层中, 据统计全球范围碳酸盐岩地层大约占已测量地层剖面的 19% ~ 22% (Pettijohn, 1957), 我国碳酸盐岩分布面积近 $3 \times 10^6 \text{km}^2$ 。世界石油储量约有一半的源岩是碳酸盐岩, 世界上现已查明以碳酸盐岩为主要烃源岩的盆地有 20 余个, 其中包括我国塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、四川盆地等等。对于碳酸盐岩作为烃源岩的研究无疑具有极其重要的经济价值和社会效益。

人们对于碳酸盐岩作为烃源岩的认识晚于泥质岩烃源岩, 最早认为碳酸盐岩是烃源岩的为 Trask (1926)。20 世纪 80 年代以前, 对碳酸盐岩生烃性的研究极为分散而零星, 主要限于有机质丰度的探讨, 并与泥质岩源岩进行对比研究(郝石生等, 1996)。进入 80 年代以后, 碳酸盐岩烃源岩含油气盆地的不断发现, 使得碳酸盐岩烃源岩的研究方兴未艾。我国碳酸盐岩烃源岩与国外的显著差别是多处于高成熟阶段, 研究难度远大于国外。10 余年来, 我国学者傅家谟等 (1989)、郝石生等 (1990, 1993, 1996)、金奎励等 (1994, 1997) 钟宁宁和秦勇 (1995)、程克明等 (1996) 对碳酸盐岩烃源岩进行了大量卓有成效的开拓性工作, 使得我国在相关方面的研究取得了长足的进步, 尤其是对低丰度、高热演化程度、埋深较大、母质类型以腐泥组分为主的高一过成熟碳酸盐岩烃源岩评价方面积累了丰富的研究成果, 形成了我国碳酸盐岩烃源岩的研究特色。国内外学者围绕碳酸盐岩烃源岩的研究主要涉及以下方面。

1. 碳酸盐岩有机组分分类和对组分双重属性的认识

有机组分分类是认识烃源岩生烃特点的基础, 碳酸盐岩有机组分的划分存在许多差异, 概括起来主要有根据全岩、干酪根、将全岩与干酪根同时考虑等几种分类体系。目前的趋势是在分类中既考虑全岩中组分特点及赋存状态, 又仔细研究干酪根中不同组分的特征, 注重组分在显微、超微两个层次上的变化; 随研究程度的深入, 对不同组分类型根据生源特点再进行详细划分。

有机组分具有岩石和地球化学双重属性(金奎励, 1997)。对于有机组分双重属性的认识, 直接关系对碳酸盐岩烃源岩质量的综合评价, 是研究不同地区、不同时代海相碳酸盐岩生烃差异的重要途径。碳酸盐岩有机组分岩石属性的研究, 主要集中于不同单组分的光性特点、结构构造特点、热演化规律和油气生成等方面。有机组分的地球化学属性研究方面主要涉及到不同组分的化学性质、化学结构、碳同位素组成、碳氢组成、不同组分富集无机元素的能力与类别、化学性质与生烃性关系、化学结构与组分光学特征的关系、不同组分随热演化改变出现的地化特征分异规律、组分的地化特征与成因关系等多个方面。为了对单组分的生烃规律、演化途径加以充分认识, 一些学者还利用现代生物如粘球形藻 (*Gloeocapsomorpha prisca*) 等与有机组分进行比较研究(刘大锰等, 1997), 从而获得了对有机组分更深入的了解。

海相碳酸盐岩中的常见单组分包括低等植物生源的细菌、藻类、疑源类, 来源于几丁虫、笔石、虫颚、介形虫、有孔虫、部分腕足动物等在内的动物有机组, 以及以沥青为代表的次生组分, 已往有关碳酸盐岩单组分的研究主要是对不同组分的总体特征研究, 而对

同一组分中不同生物类别化学性质及生烃特点的异同方面工作较少 (Goodarzi et al., 1984, 1987, 1989, 1992; Bertrand et al., 1985, 1987; Buchard and Lenan, 1990; 吴庆余, 1990; 周志炎, 1993; 金奎励, 1995; 王飞宇, 1995; 边立曾, 1995), 以至于在海相碳酸盐岩一些类别单组分的认识上还存在许多分歧, 如在镜状体的认识就有原生与次生之说, 多种生源解释的差别。

2. 碳酸盐岩烃源岩生烃机制与生烃模式

有机质丰度、类型、成熟度是评价烃源岩质量的基本指标, 长期以来不同学者从碳酸盐岩烃源岩与泥质岩烃源岩的比较、从碳酸盐岩烃源岩自然演化系列样品及热模拟实验、从不同时代和不同地区碳酸盐岩的特征差异等方面入手取得了许多研究成果。相关方面研究尚缺乏广泛认同的界限, 但方法却比较丰富多样。

相对于泥质岩烃源岩而言, 碳酸盐岩生烃机制与生烃模式的研究起步较晚, 目前, 在碳酸盐岩生烃机制研究中, 重点放在因有机组分赋存状态不同而出现的差异成熟作用和生烃迟滞效应等方面 (郝石生等, 1996; 程克明等, 1996)。有关碳酸盐岩生烃模式的研究主要通过热模拟实验进行, 郝石生等 (1984) 率先使用干法热模拟实验提出了我国最早的碳酸盐岩成烃模式, 此后有不少学者亦做过类似研究, 但均因方法和样品问题使得结果不够理想。黄第藩等 (1994) 和程克明等 (1994) 采用加水热模拟实验技术, 结合自然演化剖面 and 实际碳酸盐岩研究, 提出了碳酸盐岩“三段式”生烃模式。该模式认为碳酸盐岩有机质成烃的第一阶段为早期生物大分子解聚 (解聚沥青) 所形成的未成熟油阶段, 第二阶段为干酪根大量热解生烃阶段, 第三阶段即深成作用后期和变生阶段有机质包裹体的释放成烃阶段。该模式强调早期生烃和高过成熟阶段包裹有机质生烃的重要性, 指出了碳酸盐岩生烃范围 (尤其是生油范围) 宽于泥质岩烃源岩。金奎励、刘大锰等 (1994, 1997) 根据不同类型现代生物, 采用小玻管热模拟方法提出了海相源岩中动物成油要早于藻类, 动物成烃的途径是脂肪烃缩合作用, 而藻类 (蓝藻) 成烃则主要是脂族链及侧链断裂和芳环缩聚的结果。郝石生等 (1996) 通过不同时代、不同地区、不同有机质类型的未熟碳酸盐岩烃源岩加水热模拟实验, 得出了不同成烃阶段碳酸盐岩有机质的气态产物 (气态烃产率、组成成分和特征)、轻烃产率与组成、热解油、氯仿沥青“ A”、氯仿沥青“ C”产率与族组成、烷烃与芳烃特征和类型、碳同位素特征等; 同时, 对全岩样品和热模拟残渣地球化学特征、有机岩石学特征及干酪根的光性特征和化学结构, 化学性质进行了深入分析, 极大地丰富和提高了对碳酸盐岩有机质生烃机理的认识, 为碳酸盐岩烃源岩的定量评价奠定了基础。

3. 碳酸盐岩有机质原始状态恢复与丰度下限的确定

我国碳酸盐岩烃源岩以高一过成熟阶段为主, 其残余有机质丰度、生烃潜力、有机质类型与原始有机质丰度、生烃潜力和有机质类型之间存在较大差异。对碳酸盐岩有机质原始状态的恢复, 旨在从深层次上阐明碳酸盐岩烃源岩的生烃规律与质量。对于原始有机质丰度的恢复主要采用热模拟手段, 目前常用方法有残碳模型恢复法、物质平衡法、元素模型法和谱学模型法等 (郝石生, 1996; 金奎励等, 1997; 陈丕济等, 1983; 曹慧缙, 1987), 也有根据干酪根岩石热解提出的碳酸盐岩原始有机碳恢复方法 (程克明等, 1982; 邬立言等, 1986), 亦有根据沉积岩中剩余有机碳含量来推测原始有机碳含量 (陈子恩, 1980), 不同方法恢复出来的原始有机碳有一定出入, 这与不同参数随有机质类型、成熟

度改变的差异性有关。在原始有机质类型恢复方面，尽管也有许多方法，但其中最为有效者当数有机岩石学方法，因为组分类型的识别，不会随成熟度改变而发生改变。对于有机质生烃潜力的恢复，有以干酪根岩石热解为基础的多参数恢复法、以干酪根碳同位素特征为依据的恢复方法和通过不同单组分研究提出的生烃潜力恢复方法等等（郝石生等，1996；邬立言等，1986；金奎励等，1997）。不同方法间依然存在若干差别，作者认为以单组分随热演化程度改变规律为基础提出的生烃潜力恢复方法更为切合实际。

有关碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限的研究是区分烃源岩与非烃源岩，进行油气勘探的重要一环，引起众多学者的瞩目。不同学者或通过模拟实验、或通过自然演化系列样品分析对碳酸盐岩有机质丰度下限提出了许多观点，其数值从 0.03% ~ 0.5%，差别甚大，但总的认识似乎是低熟阶段高于 0.2%，高过成熟阶段低于 0.2%。

4. 碳酸盐岩孢粉相及沉积有机相研究

孢粉相分析 (Palynofacies analysis) 是近 10 年来国际有机岩石学与孢粉学研究的前沿领域。孢粉相是一种生物相，诞生于 20 世纪 50 年代末，成熟于 90 年代初 (Muller, 1959; Combaz, 1964, 1980; 阿姆斯特丹有机质工作组国际会议, 1991)。孢粉相分析广泛应用于沉积有机质类型的确定与划分、碳氢指标潜力分析、沉积环境分析 (尤其对泥岩、碳酸盐岩等均一岩性地层)、确定源岩成熟度、提高生物地层对比精度等。当前国际上孢粉相的研究多集中于中生代地层 (Muller, 1959; Combaz, 1964, 1980; Tyson, 1984, 1993, 1995; Eley and Legault, 1988; Sarjeant et al., 1992)，而对于早古生代无陆生高等植物的纯海相高过成熟烃源岩研究尚未见公开报道。孢粉相分析是完整、准确的认识有机相的先导和基础，是有机组分岩石属性的具体体现，而有机相则是组分岩石属性和地球化学属性的完整反映，是碳酸盐岩烃源岩定量评价的必由之路。当前对于陆相烃源岩有机相的研究已比较成熟，而海相烃源岩有机相的实际应用工作显得较为薄弱；国内仅限于塔里木盆地 (张景荣和边立曾等, 1995) 和鄂尔多斯盆地 (张爱云等, 1996)。

5. 碳酸盐岩成熟度与生烃历史的研究

碳酸盐岩成熟度是判断烃源岩成烃相态的关键，对它的研究方法包括不同显微组分的光学参数 (反射率、荧光强度、红绿商、荧光最大波长等)、孢粉、疑源类、无定形、牙形石等的颜色指数、孢粉热变指数及诸多地球化学参数等等。对于高过成熟碳酸盐岩源岩成熟度研究，有机岩石学方法最为实用和简便。以成熟度研究方法为基础，结合时间 - 温度指数法、地壳运动历史等在内的碳酸盐岩生烃史研究，对客观估计烃源岩生烃类型、生烃过程、生烃量具有重要意义。包括渤海湾盆地在内的我国北方下古生界碳酸盐岩烃源岩基本上均经历过多次抬升，具有多次生烃特征，对其成烃史的研究显得尤为突出和必要。

三、深层烃源岩生烃条件研究方面存在的主要问题

1. 研究程度在区域上不平衡

渤海湾盆地涉及 6 大油区 (辽河、华北、冀东、大港、胜利、中原)，深层烃源岩层系多、沉积 - 埋藏史和构造 - 热史复杂，导致深层烃源岩生烃条件在垂向上和平面上均呈现很大的差异，尚缺乏系统的对比研究。

2. 各区深层勘探程度不均衡

有些层系、地区资料相对缺乏、烃源岩埋深大、深层钻井取心不全、源岩样品的分析

资料也较少，客观上给深层烃源岩研究带来了较大的困难。

3. 煤和煤系泥岩、碳酸盐岩等烃源岩的评价标准尚存在较大争议

前人研究成果表明，煤系地层评价标准，各地区有其特殊性，我国东部上古生界海陆交互煤系与西部中生界陆相煤系源岩评价标准必然也具有很大差异。渤海湾地区下古生界高成熟度、低丰度的碳酸盐岩烃源岩评价标准同样存在较大争议。

4. 深层烃源岩生烃性评价工作薄弱

由于对深层烃源岩的数量和质量了解不足，影响到对深层有效烃源岩的确定以及划分深层主力生烃层系（层段）；三大类烃源岩沉积有机相研究尤其是有机相与油气生成关系的研究程度较低，也影响到深层有利生烃区块的评价。

四、研究与主要进展

专题研究从 1997 年 10 月至 1999 年 12 月，历时 2 年。在全面系统收集、分析工区及周边地区地质资料的基础上，专题组 5 次深入胜利、大港、华北、中原和辽河油气区进行现场调研，观察重点钻井 58 口、采集钻井深层源岩样品 500 余件、收集渤海湾盆地烃源岩评价及其相关资料 120 余份。开展源岩样品系统的有机地球化学和有机岩石学测试分析工作，完成各类分析测试 1800 项次，编制全盆地范围各类成果图件 53 幅，其中工业制图 18 幅。专题研究以先进测试分析手段为依托、采用多学科综合研究方法，从生烃组分→沉积有机相 有利区块评价的研究思路出发，确定深层有效烃源岩分布层系，建立了渤海湾盆地下古生界海相碳酸盐烃源岩和上古生界煤系烃源岩的综合评价标准，丰富了煤成烃理论及碳酸盐岩油气生成理论，对本区古生界油气生成理论研究和深层资源评价具有重要的参考价值。

本书共分为 14 章，第一章总结了渤海湾盆地深层烃源岩发育的地质背景，第二章至第五章是对下古生界海相碳酸盐岩生烃条件的系统研究，第六章至第九章是对上古生界煤系生烃条件的系统研究，第十章至第十三章是对老第三系深层生烃条件的系统研究，第十四章是成果总结。

渤海湾盆地深层烃源岩生烃条件研究进展主要体现在以下几方面：

1. 对三大类烃源岩有机质组成特点进行了深入系统研究，补充完善了适用于本区三大类烃源岩评价的显微组分分类方案

着重从有机岩石学的角度对渤海湾盆地下古生界碳酸盐岩烃源岩、上古生界煤系烃源岩和新生界深层湖相烃源岩的有机组分及其组成特点进行了深入系统研究，在前人工作的基础上，补充完善了适用于本区三大类烃源岩评价的显微组分分类方案。对作为早古生代海相烃源岩成熟度重要标志的镜状体进行了深入研究，提出镜状体为原生的动物壳碎片和动物皮层凝胶化合物成因；论证了壳质组和腐泥组含量是决定本区煤系烃源岩形成油气的物质基础；提出了沉积有机基质的概念，划分出了 6 种沉积有机基质类型，并肯定了有机基质的生烃贡献。

2. 肯定了下古生界碳酸盐岩烃源岩和上古生界煤系烃源岩的生烃能力，补充完善了三大类烃源岩的评价标准

综合采用多种微区和谱学分析测试技术对海相和煤系烃源岩有机组分的化学组成和结构进行了深入研究，将飞行时间二次离子质谱（TOF-SIMS）技术应用于本区烃源岩评价，

提出了判断有机质类型、成熟度和生烃潜力评价的 TOF-SIMS 新参数。通过对有机组分的宏观、微观和分子级层次上的综合研究，肯定了渤海湾盆地地下古生界碳酸盐烃源岩和上古生界煤系烃源岩的生烃能力，补充完善了本区三大类烃源岩的评价标准，总结了不同层系和不同区块烃源岩的质量及其差异，确定了三大层系相应的主要生烃层段及其生烃潜力。

3. 首次开展了深层三大层系全盆地范围的沉积有机相研究，将孢粉相分析和层序地层学方法引入烃源岩生烃性研究领域

从组分的岩石学和地球化学双重属性角度出发，综合考虑沉积环境、有机组分及地球化学性质等方面的标志，建立了渤海湾盆地三大类烃源岩的沉积有机相划分方案。将定量评价引入沉积有机相研究之中，通过有机相特征分析对不同有机相类型的生烃潜力进行了分类排队和合理评价：下古生界的局限海有机相，上古生界的深沼森林有机相和流水沼泽有机相，新生界的藻源相和混源相分别为有利的生烃相带。研究了下古生界不同有机相的孢粉相组成特征，加深了对烃源岩质量变化原因的认识；探讨了煤系烃源岩有机组分组成及生烃性质与层序地层的关系，揭示了本区晚古生代层序地层中不同体系域煤系烃源岩的有机组分、组成及生烃性质的变化规律。

4. 对渤海湾盆地深层生烃条件进行了深入研究，编制完成主要生烃层系的有利区块评价图件

运用有机岩石学、有机地球化学、古生物学、沉积学等学科知识和方法手段，研究了三大类烃源岩的生烃条件，使用多种参数对渤海湾盆地深层主要生烃层系的有利区块进行了综合评价。评价结果表明：大港油气区南部、胜利油气区沾化凹陷等地区是下古生界最有利的生烃区块；上古生界煤系是良好的气源岩，其中黄骅坳陷是比较有利的煤成油气区、济阳坳陷以寻找晚期干气为重点。冀中坳陷属于比较有利于煤成湿气藏形成的地区；新生界深层烃源岩最有利的生烃区块为辽西凹陷，有利的生烃区块包括辽东凹陷、岐口、沧州南皮、霸县、沾化-埕北、车镇、东营和东濮等凹陷。

第一章 区域地质背景与烃源岩发育

第一节 渤海湾盆地构造-沉积演化简史

渤海湾盆地位于我国东部，包括华北平原北部、下辽河平原和渤海海域，整体上盆地中部宽，南北两端窄，呈北东—南西向反“S”形展布，总面积约 60 余万平方千米。盆地西邻太行山隆起带，北抵燕山褶皱带，东部和东南部为辽东、胶东和鲁西隆起，南端与南华北盆地的开封坳陷过渡，是叠加在古生代华北克拉通巨型坳陷之上的中、新生代界裂谷盆地（图 1-1），其次级构造单元划分如图 1-2 和表 1-1 所示。盆地内发育辽河（辽河油气区）、黄骅（大港油气区和冀东油气区）、冀中（华北油气区）、济阳（胜利油气区）、临清和东濮（中原油气区）等大型坳陷，是我国重要的油气富集区。

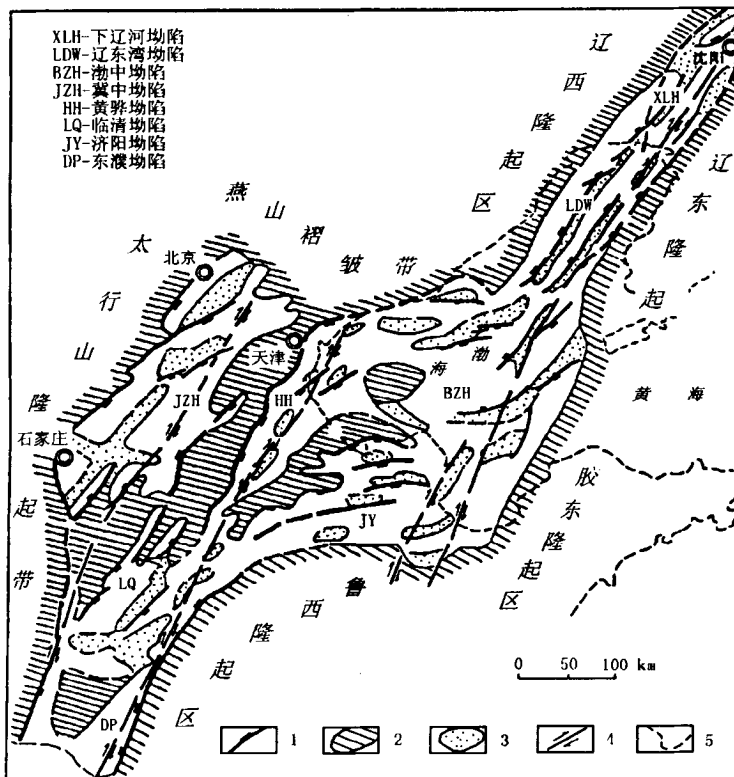


图 1-1 渤海湾盆地构造轮廓图

(据漆家福等, 1997)

1—老第三纪断陷边界正断层; 2—老第三纪隆起; 3—坳陷内凸起; 4—走滑断层带; 5—海岸线

表 1-1 渤海湾盆地构造单元划分简表

一级	二级	三级 (凹陷)
渤海湾盆地	下辽河拗陷	沈北凹陷 (1)、大民屯凹陷 (2)、西部凹陷 (3)、东部凹陷 (4)
	黄骅拗陷	黑坨凹陷 (5)、昌黎凹陷 (6)、乐亭凹陷 (7)、南堡凹陷 (8)、北塘凹陷 (9)、板桥凹陷 (10)、歧口凹陷 (11)、沧东凹陷 (12)、常庄凹陷 (13)、盐山凹陷 (14)、南皮凹陷 (15)、吴桥凹陷 (16)
	冀中拗陷	北京凹陷 (17)、大厂凹陷 (18)、廊固凹陷 (19)、徐水凹陷 (20)、霸县凹陷 (21)、保定凹陷 (22)、饶阳凹陷 (23)、里坦凹陷 (24)、石家庄凹陷 (25)、晋县凹陷 (26)、深县凹陷 (27)、束鹿凹陷 (28)
	济阳拗陷	埕北凹陷 (29)、车镇凹陷 (30)、沾化凹陷 (31)、东营凹陷 (32)、惠民凹陷 (33)
	临清拗陷	德州凹陷 (34)、冠县凹陷 (35)、莘县凹陷 (36)、南宫凹陷 (37)、巨鹿凹陷 (38)、丘县凹陷 (39)、邯郸凹陷 (40)
	东濮拗陷	
	昌潍拗陷	

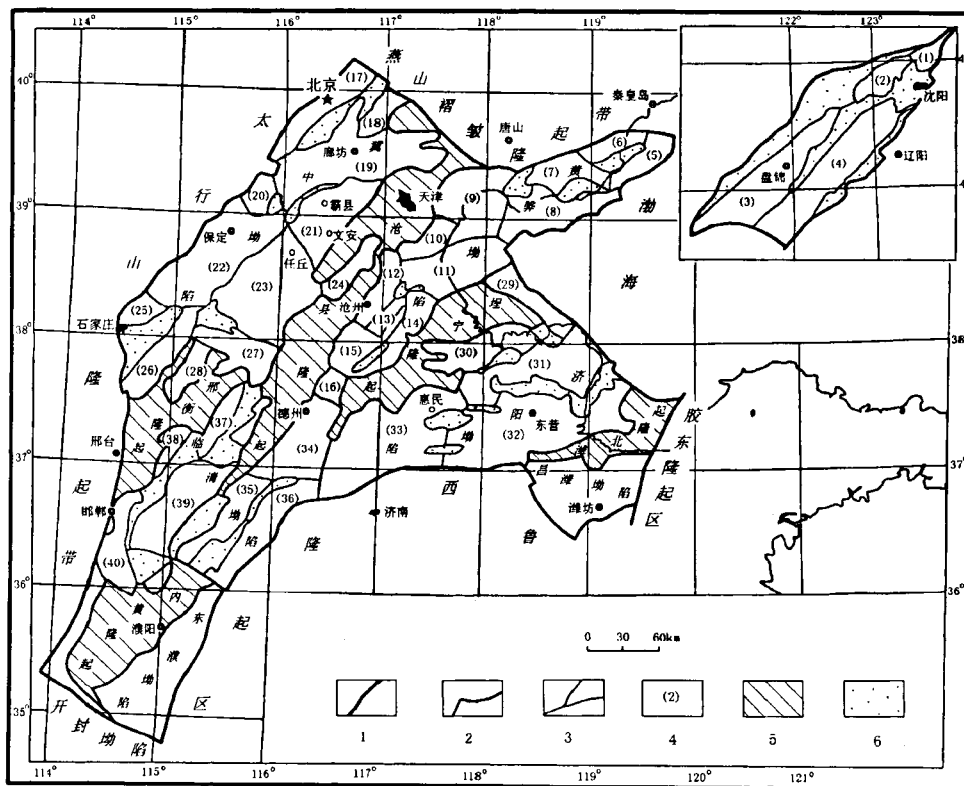


图 1-2 渤海湾盆地构造单元划分简图

(据渤海湾深层勘探项目经理部, 1994 修编)

1—盆地边界; 2—二级构造单元边界; 3—三级构造单元边界; 4—凹陷编号; 5—隆起; 6—凸起

渤海湾盆地深层烃源岩包含了三大套沉积岩系，一是埋深大于 3500m 的新生界和中生界，二是上古生界煤系，三是以海相碳酸盐岩为主的下古生界和中新元古界。对于古生界来说，所谓的“渤海湾盆地”范围只是华北地台古生代巨型克拉通坳陷盆地的一部分。

从板块构造格局划分，渤海湾盆地主体位于华北古板块东部，盆地的形成和发展受华北古板块与周缘板块相互作用的控制。板块活动的多期性和复杂性，造成盆地构造-热事件的多旋回性和沉积作用的多旋回性，形成多层位、多类型的油气源岩，并多次生烃，使渤海湾深层具有多层系、多期次、复合成烃的特点（表 1-2）。

表 1-2 渤海湾盆地深层烃源岩发育简表

地层层序		构造演化		沉积特征		烃源岩发育		生烃演化																						
界	系统	组段	接触关系和厚度/m	旋回	构造运动	沉积类型	旋回	代表性沉积相	源岩类型	源岩层位	干酪根类型	早中生代源岩	晚古生代源岩	中生代源岩	新生代源岩															
新生界	第四系		200-400	喜马拉雅旋回	喜马拉雅Ⅱ幕	海陆相沉积	喜马拉雅地槽	IV	冲积平原 河流沼泽	湖相泥岩	I-II	气为主	气为主	油、气	油为主															
		新第三系	700-2000													喜马拉雅Ⅰ幕	大陆裂谷演化阶段	裂陷盆地	III	河流、浅湖 洪湖三角洲	II	深湖 深水膏岩沉积	II-III	油、气	油为主					
		渐新统	300-1500																							I	陆相湖盆 深湖	I	油、气	油为主
		沙一段	200-400																											
		沙河街组	100-270																											
	老第三系	500-1200	燕山旋回		燕山Ⅳ幕	裂陷盆地	裂陷盆地	III	河流 火山碎屑沉积	湖相泥岩	II-III	油、湿气	湿气、油																	
	中统	300-1000													I	陆相湖盆 深湖	I	油、气	油为主											
	孔一段	300-500																												
	孔二段	500-600																												
	孔三段	300-500																												
中生界	白垩系	上统	150-800	燕山旋回	燕山Ⅲ幕	裂陷盆地	裂陷盆地	III	湖相泥岩	II-III	油、湿气	湿气、油																		
下统	300-900																													
上统	300-600	I	陆相湖盆 深湖											I	油、气	油为主														
中统	200-400																													
下统	300-900																													
侏罗系	中统	100-900	喜马拉雅旋回	喜马拉雅Ⅰ幕	裂陷盆地	裂陷盆地	IV	河流 湖泊	煤	II-III	油、湿气	油、湿气																		
三叠系	下统	100-900												I	陆相湖盆 深湖	I	油、气	油为主												
上统	20-400																													
石千峰组	60-300																													
石盒子组	90-120																													
上古生界	石炭系	下统	60-90	喜马拉雅旋回	海西运动	克拉通坳陷盆地	克拉通坳陷盆地	IV	河流冲积平原	II-III	油为主	油、湿气																		
上统	60-120	I	陆相湖盆 深湖											I	油、气	油为主														
太原组	30-70																													
本溪组	0-220																													
峰峰组	180-300																													
奥陶系	中统	180-250	加里东运动	加里东运动	克拉通坳陷盆地	克拉通坳陷盆地	VI	云坪、开阔海	I-II	I-II																				
下统	100-140	II											陆相湖盆 深湖	II	油、气	油为主														
亮甲山组	100-140																													
冶里组	100-160																													
凤山组	40-100																													
寒武系	中统	140-200	加里东运动	加里东运动	克拉通坳陷盆地	克拉通坳陷盆地	IV	潮坪、局限海	I-II	I-II																				
下统	50-100	III											陆相湖盆 深湖	III	油、气	油为主														
张夏组	50-100																													
徐庄组	30-90																													
毛庄组	40-150																													
馒头组	0-80	I	陆相湖盆 深湖	I	油、气	油为主																								
下统	0-80																													
震旦系	下统	0-80																												

渤海湾盆地作为华北古板块（地台）的一个组成部分，与其有着相同的地质发展历史，经历了太古宙地台基底的形成时期（地槽发育期）、中元古代—三叠纪的地台盖层沉积阶段和中新元古界大陆裂谷发育阶段。渤海湾盆地地区自古生代以来的构造-沉积演化可分为两大阶段，即古生代—中生代早期大陆板块拼合与克拉通盆地演化阶段、中生代中期—新生代活动大陆边缘与陆内裂谷盆地演化阶段。

一、古生代—中生代早期大陆板块拼合与克拉通盆地演化阶段

前中生代，本区为华北古板块（华北地台）的一部分，构造-沉积演化受古亚洲地球

动力学体系（任纪舜等，1990）控制，表现为华北古大陆板块的形成并与南、北大陆板块逐步对接，于三叠纪最终拼合为统一的中国大陆板块（王鸿祯等，1985）。这一阶段是华北地台稳定发展的时期，明显的构造活动集中于古板块边缘，板内则以整体升降为特征，断裂、褶皱及火山活动微弱，长期稳定发育巨型克拉通拗陷盆地。根据构造、沉积特征，进一步化分出早古生代的加里东构造旋回和晚古生代—早中生代的海西-印支构造旋回等两个亚阶段。

（一）早古生代的加里东构造旋回

自寒武纪到早—中奥陶世，本区与整个华北地台一样、为典型的陆表海环境，沉积了厚达 1200~1500m 的海相碳酸盐岩，夹有膏盐夹层和泥质岩，岩性和厚度横向稳定，分异不显著，以平缓的近东西向同沉积大型隆起带和拗陷带为特征。

早古生代海水于早寒武世中期府君山组进入该区，随后海水侵漫范围不断扩大。府君山组主要为潮坪沉积，馒头组呈现出泥灰坪、云坪发育的潮上-潮间环境，到毛庄组沉积时，海侵规模更大，发育以局限海为主的古地理面貌。中寒武世早期徐庄组形成时海水复又缓慢退出，古地理环境演变为广阔陆表海、潮间坪为总体的格局。中寒武世晚期张夏组形成时，区内乃至整个华北地台出现了大规模海进，局限台地广布、鲕粒浅滩发育。晚寒武世崮山组海侵继续加强，水深增大而水体宁静，环境以潮下低能开阔台地为主。长山组形成时海水稍退，环境演变为以潮间泥灰坪为主。凤山组形成时表现为局限海环境不断向北推进，呈一定海进趋势。

奥陶系与寒武系为连续沉积。早奥陶世冶里-亮甲山组形成时，基本继承了晚寒武世凤山期的特点，表现为整体性面式海退（冯增昭，1984），沉积了一套以含燧石结核的白云岩为主、夹黄绿色薄层灰岩和页岩的沉积建造。下马家沟组为一次大规模海进时期，其中下马家沟组中晚期是海侵最广的时期，早期主要为潮上-潮间环境，中晚期以局限海-开阔海发育为特征，地层厚度由南向北增加，沉积了一套由灰岩、白云岩组成的碳酸盐岩建造。上马家沟组构成了又一个海进旋回，早期膏云坪、云坪为主，晚期以开阔海为主要环境。中奥陶世峰峰组形成时，海水进退频繁，古地理面貌总体上与上马家沟组相似，形成一套以碳酸盐岩为主、下部含膏盐层的沉积建造。峰峰组形成末期全区整体上隆，结束了该区早古生代的沉积历史，并因剥蚀差异导致峰峰组地层保存很不完全。

（二）晚古生代—早中生代的海西—印支构造旋回

早古生代中期，华北古板块南、北被动大陆边缘相继转化为主动大陆边缘（贾承造等，1988；胡晓等，1990），洋壳俯冲消减并发生局部碰撞，华北古板块具有弧后高原性质（马瑞士等，1995）。华北地台的加里东运动表现为整体抬升遭受长期风化剥蚀，缺失晚奥陶世至早石炭世沉积。晚石炭世早期复又整体沉降，从而开始了我国著名的晚古生代石炭—二叠纪海陆过渡相含煤岩系的沉积。华北古板块于晚古生代至早中生代完成了与南、北大陆板块碰撞拼贴过程，由此决定了晚古生代—早中生代沉积作用具有东西展布、南北分异的基本格局，华北盆地为克拉通拗陷并受大陆边缘板块活动影响。另一方面，马瑞士等（1995）认为，此期华北克拉通东部的板块活动对华北区构造—沉积起到控制作用，石炭纪时属于被动大陆边缘盆地，二叠纪时因野久洋（Cluzel 等，1992）向中朝克拉

通俯冲直至碰撞，华北东部转化为前陆盆地。

晚石炭世，海水从华北地台的东、西两个方向向台地内部蔓延。渤海湾位于华北台地东部，故接受的海侵较早，在随后的晚石炭—早二叠世海陆过渡相含煤岩系形成过程中，渤海湾地区与大华北地台的其他地区相比，除了局部性的沉积相有所变化外，整体性质上具有共性。据上古生界地层厚度研究，渤海湾地区在晚古生代沉积时的构造特征表现为：在临清—济阳（上古生界沉积厚 800~1000m），泊头—黄骅（上古生界沉积厚 1200m），武清—唐山（上古生界沉积厚 1200~1700m）等地存在着向斜构造，沉积厚度较大，而在上述凹陷间的背斜隆起区，则沉积厚度稍薄，一般为 500~800m。表明上古生界含煤岩系沉积时，渤海湾地区存在着沉积环境和介质性质方面的变化，这种变化对煤系烃源岩的有机组分、地球化学性质、生烃潜力等方面都会带来不同程度的影响，造成煤系烃源岩的时空不均一性。

二、中生代中期—新生代活动大陆边缘与陆内裂谷盆地演化阶段

中三叠世末的印支运动是中国大陆地质演化史的转折点，板块拼贴形成统一的中国大陆，太平洋板块与中国大陆板块之间的相互作用（太平洋地球动力学体系）成为控制中国大陆东部地质演化的主导因素，构造—沉积分异由近东西向展布转化为北北东向展布与东西向展布并存的复合格局，同时也结束了大规模海侵历史，进入以陆相盆地为主的演化阶段。这一阶段可进一步划分为中生代燕山旋回和新生代喜马拉雅旋回等两个亚阶段。渤海湾盆地地区与中国大陆东部一样，经历了中生代和新生代两个裂陷作用旋回（马杏垣，1983），形成众多不同规模、不同类型的陆相沉积盆地。在适宜条件下，发育以湖相暗色泥岩为主的烃源岩。

（一）中生代燕山旋回

中生代地壳运动以挤压拉张交替出现、伴以不同程度的剪切为基本特点，裂陷作用具有明显的幕式和旋回性。燕山旋回早期（侏罗纪时期），中国大陆东部以挤压作用为主，形成一系列呈北东—南西方向排列的大型褶皱、并伴生压性断裂，构成渤海湾中、新生代盆地及内部一系列拗陷和凹陷的雏形。早中侏罗世盆地以压陷盆地为基本类型，主要分布于辽西、黄骅、济阳等地，盆地规模一般较小，充填一套河湖沼泽相含煤碎屑沉积。

燕山运动晚期，中国大陆东部地壳活动加剧，深部地幔物质活动激化，导致地壳浅部拉张，发生较广泛的裂陷，同时伴有强烈的中酸性岩浆活动。晚侏罗世—白垩世盆地以裂陷为主，盆地充填以夹有大量火山岩的河湖相红色碎屑岩为特征，下辽河地区于火山活动间歇期，发育陆相聚煤作用。

（二）新生代喜马拉雅旋回

中生代末期，随着太平洋板块向东亚大陆的俯冲加剧，中国大陆东部普遍隆升，经历了晚白垩世至古新世的沉积间断和剥蚀夷平过程，在此基础上，开始新生代裂陷作用旋回，形成渤海湾裂谷盆地。

新生代喜马拉雅旋回大体可分为老第三纪裂陷沉降和新第三纪至第四纪后拗陷热沉降等两个阶段（陆克政等，1997）。老第三纪裂陷作用具有幕式渐进发展特点，包括三次裂

陷伸展期，形成三个完整的湖进湖退层序。层序 1 为始新世孔店组沉积期，作为渤海湾裂谷盆地的序幕，沿北北东-北东向断裂和北西-北北西向断裂形成一系列断陷湖盆，分割性较强，盆内充填粗碎屑岩-基性火山岩-湖相泥岩-膏泥岩沉积，反映快速沉降、快速补偿、湖盆闭塞和火山作用强烈的特点。层序 2 为沙河街组第四段和第三段沉积期，凹陷增多、相互贯通、沉积范围扩大、为大规模的湖侵期，由于主干断层的强烈伸展，形成较大规模的深陷湖盆，发育良好的深湖相暗色泥岩。第三期裂陷作用发育在沙二段、沙一段和东营组沉积期，其间沙一段沉积期又一次发生大规模的湖侵。

老第三纪未结束了渤海湾盆地的拉张断陷历史，从新第三纪以后，进入区域性拗陷的后裂陷阶段。在老第三系断陷盆地层系之上，沉积了一套以河流相为主的新第三纪—第四纪红色碎屑岩建造，形成统一的渤海湾拗陷盆地。

第二节 烃源岩时空展布特征

渤海湾盆地“深层烃源岩”涉及了三大套沉积岩系，一是埋深大于 3500m 的以湖相泥岩为主的新生界，二是中生界（ J_{1+2} 、 $J_3 + K_1$ ）陆相煤系和以海陆交互相煤系为主的上古生界，三是以海相碳酸盐岩为主的下古生界和中新元古界；烃源岩类型包括湖相泥岩、煤及碳质泥岩、碳酸盐岩等三大类。不同类型的源岩受控于不同的构造-沉积背景，具有不同的有机组分组合和地球化学特征，因而呈现明显的生烃性差异。这种生烃性差异表现在“质”和“量”两方面：前者主要由源岩的母质（浮游生物、低等植物、高等植物的富氢组分）所决定，体现在沉积有机相的相带组合特征；后者则指进入生烃门限的烃源岩体积（厚度和分布范围）主要与盆地的构造-沉积演化史有关。

一、下古生界碳酸盐岩烃源岩发育与展布

渤海湾盆地下古生界碳酸盐岩烃源岩形成环境与鄂尔多斯盆地相近，与塔里木盆地差异较大。碳酸盐岩作为烃源岩已得到共识，其肉眼特征以灰黑色、泥质物含量高和隐晶质岩石（灰泥）的碳酸盐岩有机质丰度最高；从沉积环境上看，以局限台地环境的碳酸盐岩的有机质丰度较高。

针对本区下古生界碳酸盐岩普遍处于高过成熟的特点，并考虑次生沥青组分对源岩丰度的影响，本专题将残余有机碳 $> 0.2\%$ 的碳酸盐岩定为烃源岩。以此为依据，对本区下古生界碳酸盐岩烃源岩分布进行了概略统计。其中寒武系仅见下寒武统府君山组和上寒武统有极薄的烃源岩，对生烃贡献不大；下古生界主要烃源岩层位发育于奥陶系，尤其以峰峰组，上、下马家沟组为丰富。

各主要生烃层系源岩厚度在空间上有较大变化（表 1-3），其中以胜利油田最厚，华北油田最薄，大港与中原油田相近而居次。下马家沟组的优质烃源岩主要分布于胜利油田的沾化凹陷局部、惠民凹陷东部和东营凹陷，华北油田的霸县-永清一带，大港油田的岐口凹陷西南部和中原油田的长桓-封丘一带。上马家沟组主要优质烃源岩集中于胜利油田的沾化凹陷及惠民凹陷局部，大港油田的南皮凹陷-孔西潜山一带，华北油田的霸县、晋县一带和中原油田的馆陶一带。峰峰组优质烃源岩分别集中于胜利油田沾化凹陷、大港油田的孔西潜山、华北油田的苏桥-文安一带、中原油田的临清拗陷西部和长桓-封丘一带等。

表 1-3 渤海湾盆地地下古生界烃源岩厚度统计

油气区	峰峰组 (O _{2f})		上马家沟组 (O _{2sh})		下马家沟组 (O _{2x})	
	地层厚度/m	源岩厚度/m	地层厚度/m	源岩厚度/m	地层厚度/m	源岩厚度/m
大港	0~240	20~70	120~287	10~160	145~210	6~34
华北	0~250	10~30	200~250	25~105	200~250	15~37
胜利	18~260	18~96	180~320	20~160	140~320	8~105
中原	0~220	20~80	50~260	8~120	40~220	5~44

二、上古生界煤系烃源岩发育与展布

上古生界烃源岩主要包括煤系中的暗色泥岩、碳质泥岩和煤，此外煤系下部发育的碳酸盐岩也是可能的烃源岩，但因其有机质丰度低、厚度不大、资料点缺乏，本次未作统计。

煤系烃源岩的时空展布特征与聚煤作用的发育有关，从垂向上看，晚古生代海陆交互相聚煤作用始于晚石炭世早期本溪组沉积期，晚石炭世晚期太原组至早二叠世山西组沉积期达到高潮。下石盒子组沉积期聚煤作用减弱，富煤带位于渤海湾盆地以南的南华北地区，上石盒子组沉积以干燥气候下的红色碎屑岩为主，聚煤作用停止。因此，渤海湾地区上古生界生烃层系包括本溪组、太原组、山西组和下石盒子组，尤其以山西组和太原组煤层和暗色泥岩厚度大、丰度高，是主力生烃层位；本溪组因地层厚度较小、分布局限，生烃贡献较小。

烃源岩空间分布的差异受同沉积期古构造、古地理格局的控制，保存状况则与中、新生代断块活动和裂隙作用有关，其现代埋深可相差数千米（表 1-4）。

表 1-4 渤海湾盆地上古生界主要生烃层位数据表

油气区	下石盒子组			山西组			太原组			上古生界顶界埋深/m
	地层厚度/m	煤层厚度/m	暗色泥岩厚度/m	地层厚度/m	煤层厚度/m	暗色泥岩厚度/m	地层厚度/m	煤层厚度/m	暗色泥岩厚度/m	
大港	100~268	0~4.5	13~56	100~170	5~14	32~70	140~180	6~12	30~110	2000~7000
华北	90~180	0~5	6~65	80~135	6~15	30~80	100~200	10~25	50~150	1000~6000
胜利	90~120	2~8	10~50	60~90	2~12	10~50	120~180	8~30	30~100	5000~11000
中原	30~100	2~11	20~80	80~160	6~17	20~100	40~180	5~16	35~95	1500~10000

太原组暗色泥岩厚度具有从北向南变小的趋势。在华北油气区沉积厚度较大，一般大于 100m，大港油气区一般 60~100m，而胜利和中原油气区一般为 40~80m。山西组暗色泥岩厚度总体上相对于太原组小，厚度相对较大的地区除了华北油气区外，中原油气区的

沉积厚度也相对较大，一般分布在 50~80m 之间，而大港和胜利油气区的沉积厚度相对较小，一般 10~40m。从煤层厚度分布及变化看：太原组煤厚以华北油气区最厚，特别是文安一带可达 18m，向南到晋县以南地区也可达 14 余米；大港和中原油气区厚度相对较小，一般 6~10m；胜利油气区厚度一般 8~12m，且盆地北部大于南部。山西组煤厚较大的地区分布在华北油气区的苏桥-文安一带及大港油气区，厚度一般 8~12m，其他地区基本上变化在 6~10m 之间。因此，从煤系烃源岩厚度分布及变化看，总体上以华北油气区最厚，其次是大港油气区和中原油气区，胜利油气区的厚度最小。从小区域看，华北油气区内的苏桥-文安、晋县以南、大港油气区内的南皮凹陷等地区的厚度相对其他地区明显偏大，为沉积中心。

三、新生界深层烃源岩发育与展布

渤海湾盆地新生代地层有孔店组（辽河拗陷相当于房身泡组）、沙河街组、东营组、馆陶组、明化镇组及平原组，新生界深层生油岩以沙四段-孔店组和沙三段为主。总体说来，渤海湾盆地新生界深层沉积岩体积大，其烃源岩多处于低成熟-成熟演化阶段，具有极大的含油气潜力。

渤海湾盆地新生界烃源岩为湖相暗色泥岩，湖盆沉积物有机质丰度与沉积相密切相关，平面上由滨湖向深湖逐步增大，在深湖区，水生生物繁盛，干酪根类型多为腐泥型，往往构成湖盆的主力生烃区带，垂向上则随湖盆兴衰呈旋回性变化。孔店组、沙河街组和东营组均有烃源岩发育，但时空展布上存在明显差异。始新世发生三次较大规模的湖平面上升，形成了最大湖泛期的孔二段、沙四段上部和沙三段、沙一段为主力的生烃层位。其中沙三段沉积时水域面积最大、烃源岩厚度大、分布范围广，是渤海湾盆地深层最好的生油层系；沙四段烃源岩主要分布在济阳拗陷、下辽河拗陷和临清东濮拗陷；孔二段分布较局限，主要在黄骅拗陷南部和临清拗陷。

由于盆地沉降差异，渤海湾盆地 > 3500m 的“深层”在各生油凹陷中的目标层位和有效勘探面积存在较大差异（表 1-5）。

表 1-5 渤海湾盆地深层新生代地层数据表

拗陷	凹陷	有效勘探面积/km ²	地层 (>3500m) 厚度/m	深层地层层位	烃源岩厚度/m
辽河	东部	1212	4400	Es ₁ ~ Es ₄	400
	西部	988	5000	Es ₁ ~ Es ₄	500 ~ 1000
黄骅	南堡	713	5900	Ed ~ Es ₃	500 ~ 2000
	北塘	325	2500	Es ₁ ~ Es ₃	300 ~ 1200
	歧口	500	> 4000	Es ₁ ~ Es ₃	> 2500
	板桥	688	3300	Es ₂ ~ Es ₃	300 ~ 1500
	沧东	500	3900	Es ₄ ~ Ek	400 ~ 800
	南皮	450	1000	Es ₄ ~ Ek	400 ~ 800