

琼东南盆地崖南凹陷烃源岩生烃动力学和油气成藏研究

摘要：崖南凹陷是琼东南盆地重要的油气源区，但对该凹陷生烃与成藏机理仍有一些关键性问题未完善解决。本研究应用生烃动力学及碳同位素动力学方法对崖南凹陷 2 块典型烃源岩生烃特征进行了深入的研究，获取了其生烃动力学参数。结合该区埋藏史与古地温史，建立起了不同类型烃源岩在地质条件下的生气模式与生油模式，及甲烷气生成的碳同位素动力学模型。这两种逼近地下条件的生气及其碳同位素动力学模型和与热模拟实验结果存在较大差别，其更加适合于地质条件。在此基础上，结合流体包裹体研究成果，对崖 13-1 气田有效气源区、气藏充注时间、运聚效率等问题进行了研究。结果表明：崖 13-1 气藏成藏时间较晚，天然气主成藏期出现在 2Ma 以后；有效气源区是崖南凹陷斜坡带崖城组含煤岩系，现埋深范围 4000-5500m；天然气为累积聚集气，天然气最大成熟度 $R_o=1.2-2.2\%$ ，目前天然气仍在有效的充注阶段；崖南凹陷油气勘探应注重斜坡带气源区生成的天然气及较早形成的圈闭构造。本研究方法及建立起的成藏模式对于琼东南盆地天然气勘探具有重要指导意义。

关键词：崖 13-1 气田，琼东南盆地，有效气源区，成藏运聚模式，生烃动力学

Study on Petroleum Generation Kinetics of Source Rocks and Gas Pool Formation in the Yanan Depression of the Qingdongnan Basin

Abstract: The Yanan Depression is an important gas source area in the Qingdongnan Basin. Much work has been done recently on the conditions of petroleum pool formation. However, there are still some problems on the gas source area and gas pool formation in this area. In this paper, methane generation kinetics and carbon isotopic fractionation kinetics were applied to investigate some typical source rock. The kinetics parameters from two samples from the Yacheng formation including a dark mudstone and a coal were obtained. With combination of the burial and paleogeothermal history of the Yanan Depression, the geological models of both gas generation and methane isotopic fractionation were established. These models are quite different from the models directly based on thermal simulation test. On the basis of this, the kinetics models were combined with fluid inclusion to investigate the effective source area and gas migration and accumulation efficiency of the Ya13-1 gas pool. The results indicate that the gas source of the gas pool is a set of coal measure in the Yacheng Formation from the Yanan Depression and the gas pool was formed after 2 Ma, and the effective gas source rock area is located in the slope area of the Yanan Depression, with a present burial depth of 4000-5500 m. On this basis, a model showing the gas generation, migration and accumulation for the Ya13-1 gas pool is suggested. This model indicates that the gas from the slope area is much important to present gas pool and that the earlier-formed trap structures would be more suitable to gas pool formation. It is believed that the methods and the models developed in this study are important guides to further research and exploration for natural gases in the Qingdongnan Basin.

Keywords: Qingdongnan Basin, Ya13-1 gas pool, effective source area, gas generation kinetics.

1 概 述

1.1 研究背景

1.1.1 生烃动力学国内外研究现状

含油气盆地烃源岩油气生成是一个非常复杂的地质地球化学过程，涉及到地质过程与生烃母质性质两个方面。为了研究与再现干酪根成烃作用，达到科学评价烃源岩的目的，干酪根成烃作用的热模拟实验与动力学研究是非常有用的手段，国内外学者作了大量卓有成效的工作，较合理地解决了生烃机理与评价等问题，为建立起现代干酪根成油理论提供了非常有价值的信息。

干酪根生烃动力学研究是以热解实验、热模拟生烃实验数据为基础。这项工作始于二十世纪六十年代，早期的工作主要参考了煤或油页岩热解动力学模型，较有成效的工作实际上主要开展于二十世纪八十年代以后的近二十年内。大量研究及油气勘探已经证明，将干酪根生烃热模拟实验结果直接应用于含油气盆地烃源岩评价存在很大风险，在实验室短时间、高温得到的干酪根成烃规律与地质条件下干酪根在低温、极其缓慢条件下的生烃作用存在一些明显的差别，热模拟实验结果在一般情况下不能直接应用于地质条件下烃源岩评价与预测，这种差别主要体现在生烃量、油气比、产率组成及生油、生气门限等方面。解决此问题的办法是采用干酪根生烃动力学参数外推地质过程。近年来，生烃动力学的研究得到普遍重视，并广泛应用于含油气盆地烃源岩评价与勘探中。综述国外文献资料，近年来，生烃动力学的研究主要有如下几方面的发展：

(1) 揭示出不同类型干酪根存在不同的动力学参数，遵循不同的动力学模式，应用生烃动力学方法预测的成烃模式与地质条件下干酪根生烃规律有相当高的一致性，生烃动力学方法是对传统热模拟实验方法的根本性改进，充分显示了其广泛的应用价值；

(2) 不同类型干酪根、甚至同种类型干酪根生烃动力学参数存在明显差别，动摇了以典型干酪根类型为基础发展起来的传统生烃模式，显示出影响干酪根生烃作

用的因素是地质与地球化学两方面，在一个盆地所获得的生烃动力学参数较难应用于其它盆地；

(3) 为逼近地质过程，干酪根生烃动力学方法得到了改进与完善。早期主要采用 Rock-eval 方法研究总包干酪根生烃动力学参数，在二十世纪九十年代发展起来开放体系多冷阱热解气相色谱仪及有压力条件下封闭体系金管—高压釜热模拟体系，可获得总包干酪根生烃动力学参数及不同烃类组成生烃动力学参数，使得对于干酪根成烃作用的认识大大深化了一步；

(4) 拓宽了干酪根生烃动力学研究的应用范围。目前，生烃动力学参数不仅应用于生烃规律预测，还应用于盆地模拟、油气藏成因，尤其是近年来在此基础上发展起来的碳同位素动力学方法，可应用于油气形成过程、运移与聚集、油气资源量预测(Tang, et al., 2000)。

国内干酪根生烃热模拟实验及生烃动力学实验主要开展于二十世纪八十年代，在这一时期，较有代表性的工作有：黄第藩等（1984）、王会祥等（1986）、杨国华等（1990）、张大江等（1983）、程克明等（1991）、杨天宇等（1987）、丁福臣等（1991）、卢双舫（1996），主要研究的是不同类型干酪根产烃率及总包动力学参数，而很少将动力学参数应用于地质条件下的油气评价。在九五攻关期间，加强了国际合作，引进了较先进的动力学软件与实验技术，开展了主要组分动力学参数研究。在十五攻关期间，生烃动力学与碳同位素在我国得到了进一步应用，国家设立了科技专项，开展了塔里木盆地生烃动力学研究。由于受实验条件及动力学软件的限制，这方面工作并未普遍开展，目前在许多含油气盆地仍是空白。

另一方面，由于天然气的化学组成较为简单，主要由甲烷、少量重烃（ C_2^+ ）和非烃（ CO_2 、 N_2 等）构成，并且所能应用的地球化学资料比较有限，主要依靠其组分组成和 $C_1\sim C_4$ 碳同位素数据来研究。但是这些指标受母质特征及地质条件等多方面影响，因此天然气的成因比原油更难确定。在一般情况下，根据天然气的组分、碳同位素资料及气源岩资料，判别天然气的母质类型、成熟度，研究不同类型源岩或干酪根的生气规律，进行气/气、气/岩对比等方法确定天然气的来源和成因，对于气源条件简单，地质构造不复杂的含油气盆地而言，其应用效果比较好，然而对于地质条件复杂的叠合型盆地，其应用效果并不理想，常出现一些明显的问题。一组

同位素数据应用于地质条件,有时出现多解性,尤其是在天然气后期生成阶段,存在有明显运移分馏效应和扩散分馏作用的情况下,根据不同学者建立的天然气组分 $\delta^{13}\text{C}$ -Ro 相关模式,有时甚至出现矛盾的结论。理论与实践均说明影响天然气组分碳同位素组成的因素较多,它不仅取决于原始母质的碳同位素继承效应和有机质热演化过程的碳同位素分馏,而且它还与沉积-构造史、盆地增温速率和天然气聚集历史有关。

在这种背景下,国外地球化学家开始研究天然气生成动力学与碳同位素数值模拟,并注重综合分析与评价天然气的成因(Allred, 1966; Gaveau 等, 1987; Galimov 等, 1988; Clayton 等, 1991; Berner 等, 1992, 1995; Rooney 等, 1995)。这些研究成果为碳同位素动力学模拟研究打下了基础。碳同位素动力学模拟研究已成为国际油气地球化学界的前缘性研究方向。它将天然气成份、碳同位素、形成温度(或成熟度)及烃源岩(或干酪根)类型三者紧密结合,把天然气生成、运移和聚集与盆地的古埋藏史、古热史有效地结合起来,动态地模拟与再现天然气的成藏过程。

由此可见,干酪根生烃动力学和碳同位素动力学研究为天然气成因评价和预测研究提供了新的途径,已发展成为油气地球化学领域最有发展前景的技术方法。这些研究已在东南亚、加拿大、美国、澳大利亚和中国等盆地的天然气评价与勘探中取得了良好的效果(Tang 等, 1995, 1996, 2000; 刘金钟、唐永春, 1998; Cramer 等, 1998, 2001, 肖贤明等, 2003)。

1.1.2 琼东南盆地研究背景

南海北部琼东南盆地是一个新生代沉积盆地,巨厚的第三系沉积和丰富天然气资源吸引了中外勘探家的极大兴趣。崖南凹陷是琼东南盆地最富油气资源与勘探程度较高的凹陷。自1983年至今,相继在该盆地崖南凹陷周围发现了2个气田(崖13-1、崖13-4)和3个含气构造(崖13-6、崖19-1、崖21-1),使琼东南盆地成为目前我国南方最大的天然气区。在“七五”、“八五”、“九五”期间琼东南盆地天然气攻关研究中,中国海洋石油南海西部研究院以及国内不同研究机构对该区进行了比较系统的研究,这些工作主要是侧重于天然气成因来源及可能烃源岩的地球化学特

征研究（林壬子等，1983；张泉兴,1989；陈伟煌，1989；张泉兴、黄保家，1991；胡忠良等，1995；张国华、黄保家、潘贤庄，1998；黄保家1999），取得了一些重要的成果。但由于地质条件及天然气的成因复杂，天然气勘探中的一些关键性问题尚未完全解决，如：

（1）崖南凹陷烃源岩生烃史，主要生气期与圈闭形成的时空配置关系；

（2）崖13-1天然气的来源，气源区位置，是斜坡带还是盆地中部，气藏充注时间，气藏运聚模式是累积气还是阶段聚气；

（3）崖南凹陷勘探前景与下一步勘探方向。

这些问题既是理论问题，又是生产实际问题，在理论上涉及到高温高压气藏成藏运聚动力学问题，在勘探实践上有助于更好地确定勘探靶区、降低勘探风险，从而指导大中型气田勘探。

1.2 研究内容

本研究主要研究区域是崖南凹陷及其北部的崖城凸起油气聚集区。针对上述问题，本研究所展如下几方面研究：

（1）典型烃源岩生烃动力学研究：拟选取琼东南盆地崖城组泥岩和煤样各一块，进行时-温双控高温高压热模拟实验，研究这些样品天然气生成过程中所有相关反应的动力学参数；

（2）根据实验获得的天然气生成动力学参数，结合研究区特定的地质条件模拟，建立典型烃源岩在地质条件下的生烃图版；

（3）根据天然气碳同位素模拟结果，结合地质条件，建立地质条件下的碳同位素动力学模型，确定已发现天然气藏的气源；

（4）典型气藏成藏时间研究：对储层流体包裹体进行研究，结合根据计算所建立起的天然气碳同位素与天然气充注历史的关系，确定崖 13-1 气田主成藏期，进一步探讨该气田天然气成藏方式；

（5）对崖 13-1 气藏构造油气运聚成藏模式进行研究与探讨。

1.3 技术路线

本研究采取的技术路线见图 1-3-1。其关键技术与设备包括：

(1) 金管一高压釜生烃动力学装置：中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室专有技术；

(2) 干酪根生烃 Kinetics 动力学软件：美国 Lawrence Livermore 国家实验室开发的专用软件；

(3) 天然气碳同位素动力学模拟软件 Carbon isotopic kinetics。美国加州理工学院能源与环境研究中心开发的专用软件。

具体研究思路和主要技术手段说明如下：

(1) 流体包裹体研究

- ① 研究区地质地球化学资料调研
- ② 样品的采集，对研究区典型探井储层进行系统采样；
- ③ 包裹体片制备，采用立体荧光显微镜对样品进行初步观察；
- ④ 用 Leica MZ FLIII 立体荧光显微镜和 DMRXP HC 高级研究显微镜进行精细的储层包裹体观测和微量储层沥青观察分析。研究内容包括：丰度、类型、大小、产状；
- ⑤ 用 Linkam THMS-G600 LNP 精细测定流体包裹体的 T_h （均一温度）、 T_m （始熔温度）；⑥ 用 CLSM 共聚焦激光显微镜系统及 DC350F 及 Qwin standard 精确测量石油包裹体与盐水包裹体的气液体积；
- ⑥ 根据包裹体资料，划分油气充注期次；进而结合储层埋藏史及古地温史，限定油气藏充注时间。

(3) 烃源岩生烃动力学与碳同位素动力学研究

- ① 研究区钻获油气的特征分析、分析可能的烃源岩；
- ② 采集未成熟或低成熟的烃源岩样品，要求样品在类型、分布、生烃性能等方面具有代表性，分离干酪根；
- ③ 对于干酪根样品进行生烃动力学热模拟实验及相应的分析，测定烃源岩各项热解产物及碳同位素，应用 Kinetics 专用软件模拟计算生烃动力学参数；

- ④ 应用干酪根生烃动力学参数，结合研究区地质地球化学背景，利用 Kinetics 软件对崖南凹陷进行逼近地下条件的生烃模拟，建立生烃模式；
- ⑤ 应用 GOR-isotope 同位素动力学模拟软件模拟计算碳同位素动力学参数，结合地质参数模拟计算地质条件下碳同位素分馏模型，建立起天然气的 $\delta^{13}C_1 - \delta^{13}C_2$ 、 $Ro - \delta^{13}C_1$ 等相关图版；根据天然气碳同位素实测资料，确定主要气田天然气的气源岩，探讨其聚集成藏模式和成藏时间。

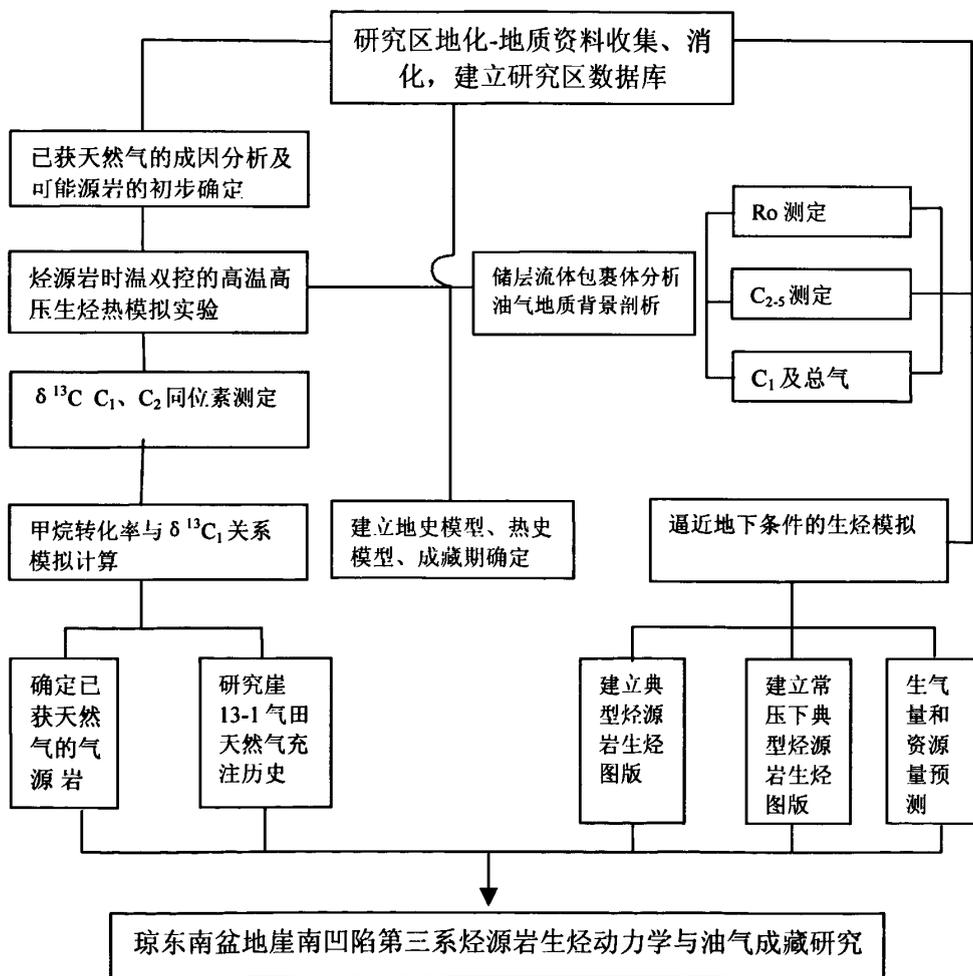


图 1-3-1 本研究技术路线图

1.4 完成的工作量

本研究工作重点有二个方面，一是生烃动力学研究，二是地质模型建立。生烃动力学研究在中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室完成，地质模型的建立主要采用了南海西部石油公司研究院的资料。动力学地质模型的建立采用了美国加州理工学院能源与环境研究中心专用软件 GOR-Isotope。

本研究样品实验分析完成情况见表 1-4-1。

表 1-4-1 样品实验分析与研究工作情况表

序号	具体分析项目	已完成样品数
1	干酪根分离与提纯	2 件
2	光片(全岩、干酪根、模拟残渣样)制备	10 件
3	干酪根组分镜鉴	2 件
4	Ro 测定(包括原样、干酪根样、模拟残渣样)	60 件
5	全岩有机组分定量	2 件
6	有机元素 C、H、O、N 测定	2 件
7	黄金管封闭体系热模拟实验	2 件
8	气体真空收集与转移	60 件
9	气体产率定量	60 件
10	气体成份分析	60 件
11	气体单体碳同位素测定	60 个温度点
12	生烃动力学模拟实验	2 件
13	有机碳测定	52 件
14	Rock-eval 热解	52 件
15	生烃动力学参数计算	2 个样
16	碳同位素动力学参数计算	2 个样
17	包裹体分析	15 个
18	动力学模拟	4 个剖面 12 个模拟点

1.5 创新与特色

本研究不仅引进新的理论、新方法,开拓新的思路,而且对琼东南盆地天然气评价与勘探中的一些关键性问题进行了综合性研究,具有一定特色。具体表现在如下两个方面:

(1)采用了一系列先进技术手段与方法,如:干酪根生烃动力学的研究(生烃动力学装置与模拟软件技术):

- ① 天然气甲烷生成碳同位素动力学的研究(碳同位素动力学模拟软件技术);
- ② 热模拟实验产物的高真空转移与分离、定量分析及高精度 GC-IRMS 测定;
- ③ 有关动力学参数应用于烃源岩生气过程及天然气成因评价的理论与方法。

这三个方面在国内所见报道不多,与国外研究同步。

(2)提出与应用了一些先进的研究思路:

- ① 油气地质背景与油气地球化学研究相结合。在烃源岩地质模型建立方面,采用了地质埋藏史,古地温史等地质参数,在油气成藏方面,生烃动力学研究成果结合了圈闭形成、构造演化、盖层与储层、油气运移通道等地质背景,使得建立起的生烃模型与碳同位素动力学模型更加吻合地质实际情况。
- ② 储层流体包裹体与生烃动力学研究成果相结合应用于油气成藏期次与时间及运聚模式的研究。

这种综合性的研究在国内尚无报道,成为本研究的一个明显特色。

2. 天然气生成的地质背景

2.1 区域地质概况

琼东南盆地位于海南岛与西沙群岛之间海域,即东经 $108^{\circ} 50' - 111^{\circ} 50'$, 北纬 $16^{\circ} 50' \sim 19^{\circ} 00'$, 海域面积约 6.3 万平方公里。海水由西北向东南变深,

陆架区水深变化较小，90—200m，陆坡往海槽（西沙北海槽）水体急剧加深，从200m迅速加深至2000m左右。它西面以1号断裂为界，与莺歌海盆地分开，北面以5号断裂为界，与海南隆起区分开，东南以11号断裂为界，与西沙—中沙隆起区分开，东北以12号断裂为界，与珠江口盆地的珠二坳陷分开（图2-1-1），盆地总面积约3.07万平方公里。

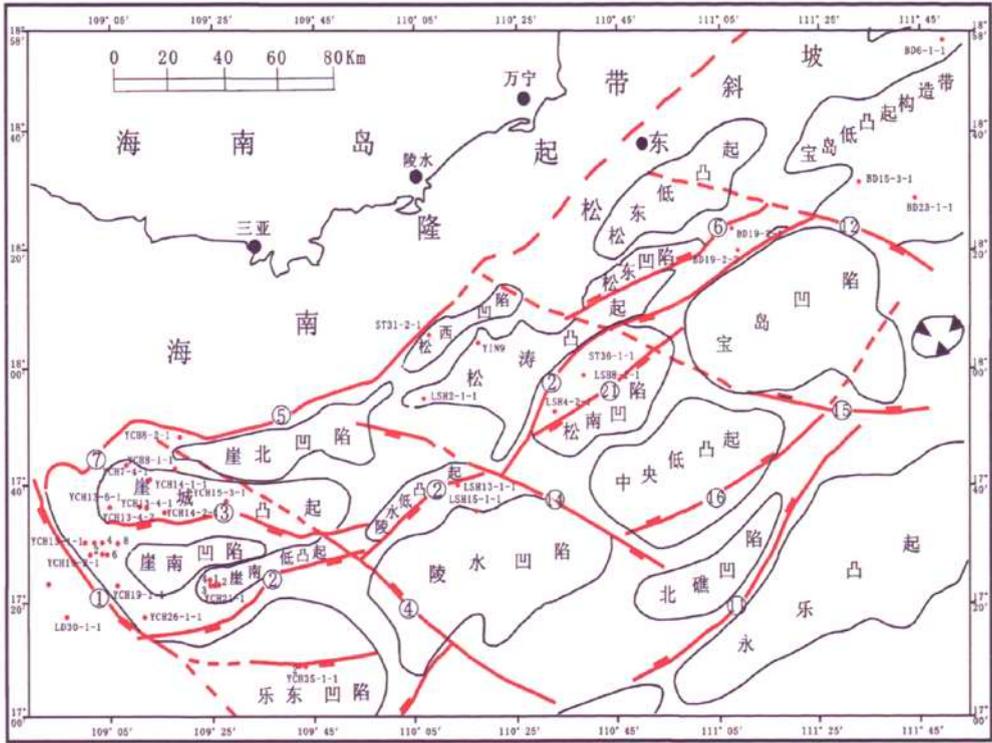


图 2-1-1 琼东南盆地构造纲要图

依据下第三系的分布，凡具有相对独立的沉降中心而下第三系沉积又相对较全、厚度较大的区域，划归为凹陷，下第三系沉积较薄或局部缺失崖城组的区域，划归凸起或斜坡。这样，琼东南盆地内部共划分了松东凹陷、松西凹陷、崖北凹陷、崖南凹陷、陵水凹陷、宝岛凹陷、北礁凹陷等七个亚一级负向构造单元和松东斜坡、松涛凸起、崖城凸起、陵西斜坡、南部凸起等五个亚一级正向构造单元（图

2-1-1)。由于南部(原中央坳陷带)基底埋藏太深,地震测网过稀,其构造面貌目前尚难搞清,故暂时未划分一级构造单元。

2.2 盆地构造演化特征

根据盆地演化发育史(图 2-2-1),可将盆地分为早期裂陷和晚期裂后坳陷的两大演化阶段。

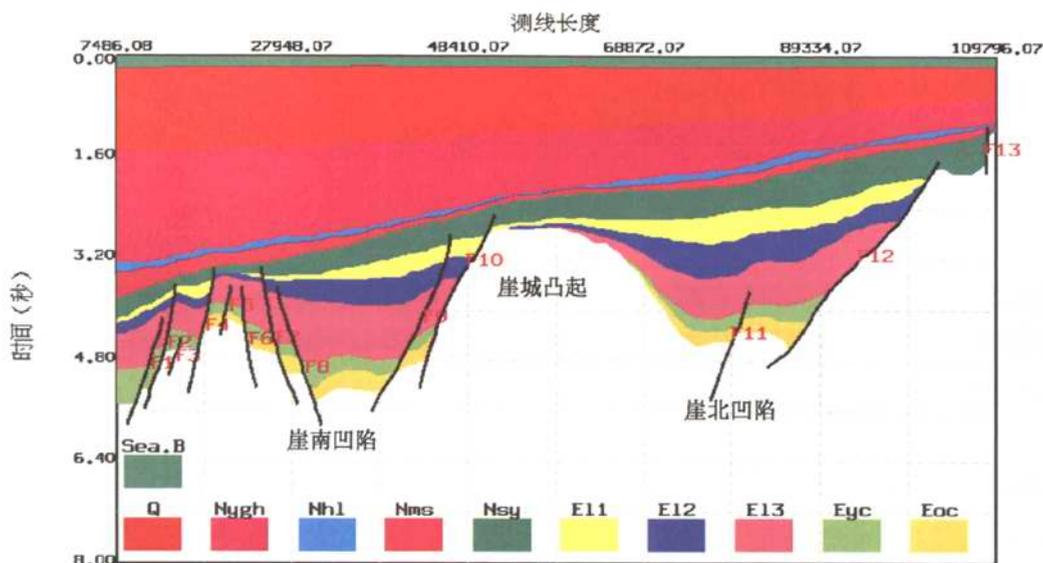


图 2-2-1 过崖南-崖北凹陷构造剖面

2.2.1 早期裂陷期

早期裂陷期又可分为三个时期:

(1) 裂陷初始阶段始于始新世,基底地层在拉张作用下开始张裂。该时期盆地的分割性很强,形成多个小隆和小凹,盆地整体连通性差。沉积物以湖相为主,但主要分布于盆地东部凹陷,盆地西部的崖南凹陷和崖北凹陷西侧缺少始新世沉积,由于多凹多隆格局的存在,使得多物源特征十分突出。

(2) 裂陷中期始于渐新世早期,即崖城期。此时,凹陷的分割性仍非常明显,但凸起范围有所缩小。总体上,沉积环境有多水系、多隆、多凹的特点。早期沉积物表现为非海相(含海陆过渡相)沉积,晚期则变为海相沉积为主。

(3) 裂陷第三阶段始于渐新世晚期, 结束于中新世早期, 即主要发育于陵水期。该时期整个盆地处于海相沉积之下, 快速沉降是本阶段的重要特征之一, 早期生长断层十分发育, 北部坳陷带、崖南、松东、松南等凹陷表现尤为突出。生长断层下降盘常见近源扇三角洲沉积, 至晚期断层活动强度逐渐减弱。另外, 陵水中晚期, 中央坳陷(崖城—松涛凸起南部)中心出现局部热沉降, 即出现了晚第三纪坳陷的雏形, 如松南、陵水凹陷等。

2.2.2 晚期坳陷期

晚期坳陷期可进一步分为二个时期:

(1) 坳陷早期开始于早中新世中晚期, 结束于中中新世末。在此之前, 盆地曾发生一次大规模的抬升, 隆起部位受到强烈剥蚀, 盆内其它地区也受到不同程度剥蚀作用的影响, 形成了一个重要的界面—T60 破裂不整合。之后, 盆地发生了整体下沉。生长断层具有东强西弱的活动特点, 盆地西部基本上停止了活动, 盆地东部的松涛凸起东倾末端及 2 号断裂带一直持续到中中新世末。物源明显变为单向, 以海南岛物源供给为主。盆地的南缘远离物源区, 处于饥饿沉积状态, 而北缘则在坳陷作用下, 出现陆架、陆坡的雏形。

(2) 坳陷晚期开始于晚中新世, 持续至第四纪, 沉积地层为黄流组、莺歌海组和第四系。在此期间, 盆地以坳陷作用为主, 构造作用极弱, 盆地的结构变为被动大陆边缘型, 出现了明显的陆架坡折形态。此间, 沉积物供应速度快, 故高频层序发育。

综上所述, 琼东南盆地是随着板块活动, 在南海盆地拉张的同时发生张裂, 盆地经历了裂陷和坳陷两个发育阶段, 盆地范围也由小到大, 扩展至今天的面貌。

2.3 盆地地层及沉积特征

2.3.1 地层及其分布特征

琼东南盆地的基底由前第三系的火成岩、变质岩及沉积岩组成。盆地的充填序列则主要由第三系和第四系地层组成, 从下往上依次为始新统, 渐新世的崖城组和

陵水组三、二段，中新世的陵水组一段、三亚组、梅山组和黄流组，上新世的莺歌海组以及第四系地层（图 2-3-1）。下面对盆地的地层单元特征作一简述。

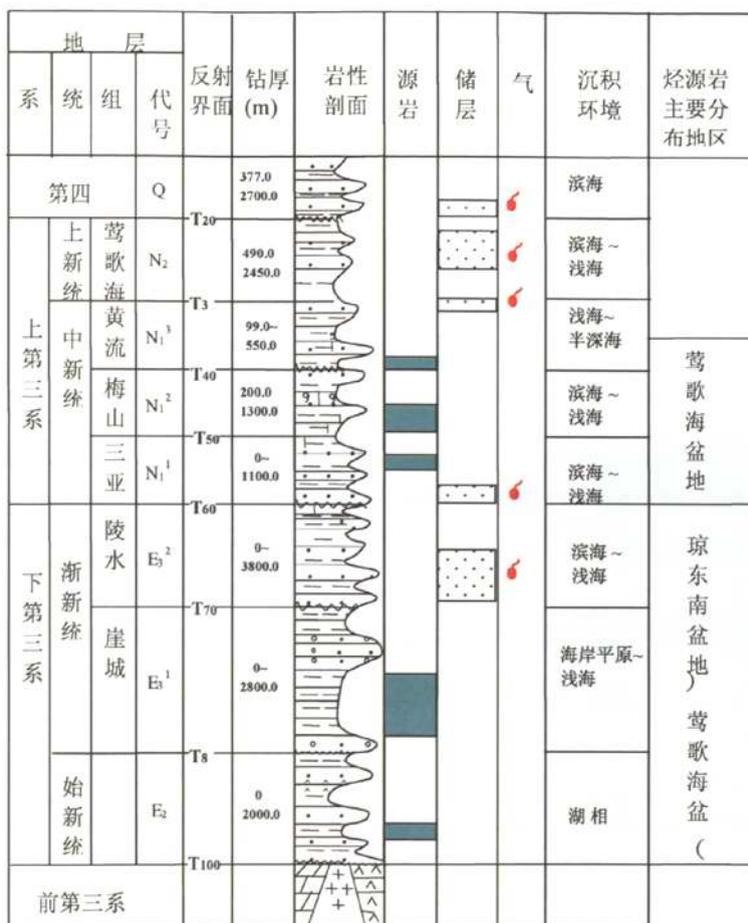


图 2-3-1 琼东南盆地地层柱状综合图

(1) 前第三系

前第三系岩性主要为火成岩、变质岩及沉积岩，包括花岗岩、混合岩、角岩、凝灰岩、集块岩、安山玢岩、英安流纹岩、白云岩等。

(2) 下第三系

下第三系主要包括始新统、崖城组和陵水组地层。

① 始新统

属于非海相沉积，为断陷早期的产物。盆地受早期断裂格架控制，地层呈多凹多凸的特点，凹与凸之间相互独立，具有多物源的特征，隆起区物源均四处扩散。此时沉积面积较小，沉积中心多，岩性与岩相变化大，发育了多个断陷湖盆，每个湖盆中心有中—深湖相沉积，滨浅湖相在其外围呈环带状展布(吕明等，2000)，沉积的最大厚度可达 2000 米。该套地层在北部湾盆地的钻井则显示，其顶、底部有白色砂岩、砂砾岩，其大部分为深灰色、褐灰色等泥岩。总体上为河流—湖泊—扇三角洲沉积体系的产物。

② 崖城组

崖城组可三分，属于断陷晚期的沉积，在该沉积的早期仍有海陆过渡环境的存在，中、晚期已完全变为海相环境，为滨浅海相沉积。崖三段底部为棕红色砂砾岩夹深灰色薄层泥岩；中上部为灰白色砂岩与深灰色泥岩的不等厚互层，且夹煤层和煤线。崖二段则以深灰色厚层泥岩为主，下部夹灰白色薄层砂岩。崖一段为灰白色砂岩、深灰色泥岩、砂质泥岩夹煤层和炭质泥岩。崖城组地层在盆地西部的最大厚度可达 2500 米，且呈北厚南薄的格架样式。根据吕明等（2000）所作的沉积相和沉积体系的研究，本时期仍具有多水系、多凸起、多凹陷的特点，隆凹格局仍较明显，沉积体系丰富，多物源现象仍然存在，物质从隆起区多方扩散。本组为碎屑滨岸（含沼泽）沉积体系的产物，是盆地重要的烃源岩层段。

③ 陵水组

陵水组亦可三分。与崖城组类似，地层仍呈北厚南薄之势，属于断陷晚期的产物。陵三段主要由灰白—浅灰色砾岩、砂岩组成，夹深灰色泥岩，局部见生物灰岩，是盆地的重要产气层；陵二段则以灰—深灰色泥岩为主，夹浅色薄层砂岩；而陵一段为浅灰色砂砾、中粗砂岩与灰—深灰色泥岩呈不等厚互层状产出（其顶部的不整合面特征明显）。该组下部为海陆过渡相沉积，中上部以海相沉积为主（局部出现了半深海相）。因此，该组以滨岸碎屑沉积体系和半封闭浅海沉积体系为主体，是主要的储集层。

（3）上第三系

上第三系主要包括三亚组、梅山组、黄流组和莺歌海组地层。

① 三亚组

三亚组是断坳或坳陷早期(盆地裂后充填初期)的产物,属于上构造层最底部的沉积,上、下二分,其底界为 T60 界面。下部以灰—深灰色泥岩、砂质泥岩与灰白色砂岩、砂砾岩互层沉积组成,顶部为块状泥岩。上部沉积物进一步变细,颜色变深。该组是浅海—深海沉积体系的产物(早期发育有滨岸碎屑沉积体系)。物源具有海相单方向的特征,多凸、多凹的古地理背景已经消失,但是陆架坡折不甚明显,盆地性质可能与末端陡倾的缓坡类似,该期物源方向主要为北西向。三亚组一段物源方向明显变为北西,水体较三亚组早期深,深海、半深海面积扩大,其余特征与三亚组二段相似。

② 梅山组

梅山组上下二分,其底界为 T50,顶界为 T40。梅二段为褐色、灰白色砂岩、钙质砂岩及钙质、白垩质砂岩与灰岩及深灰泥岩不等厚互层状产出,梅一段为浅灰色泥岩,夹薄层粉砂岩、细砂岩。总体上为浅海—半深海沉积体系(其中以深水沉积为主)。该时期物源方向明显变为北—北东向,同时在盆地中部偏出现了横贯全区的海底峡谷(林畅松等,2001)。

③ 黄流组

黄流组上下二分,底界为 T40,顶界为 T30,为坳陷阶段的产物。崖北凹陷缺失黄流组,崖南凹陷钻厚 0-644 米。黄二段主要为浅灰色、灰白色细砂岩、泥质粉砂岩夹薄层灰色、深灰色泥岩;黄一段主要为浅灰色、灰色砂质灰岩、灰黄色生物灰岩与灰色、深灰色泥岩、浅灰色粉、细砂岩不等厚互层。主要为滨—浅海沉积体系的沉积物。黄流组沉积期真正属于被动大陆边缘盆地环境,陆架坡折容易识别,高频层序非常发育。在盆地中部偏南横贯全区的海底峡谷依然存在,且在南西方向向广海伸展。

④ 莺歌海组

莺歌海组则由大套浅灰色、深灰色厚层块状泥岩组成,夹薄层浅灰色粉砂岩、泥质砂岩,中部夹厚层块状细砂岩组成。整体上该组以浅海—半深海沉积体系为主,物源主要为北西向,横贯全区的海底峡谷渐趋扩大,在南西方向分叉成两条路径伸入广海,高频层序样式非常典型,其重要特征是前积楔—斜坡扇非常发育。

(4) 第四系

第四系地层主要由浅灰色、绿灰色粘土岩为主，夹薄层粉砂、细砂，富含生物碎屑未成岩。

2.4 烃源岩特征

2.4.1 始新统烃源岩

如前所述，琼东南盆地始新世为封闭的湖盆沉积，有利于有机质的保存，分布局限，仅视为良好潜在烃源岩。但在崖南凹陷缺失。

2.4.2 崖城组烃源岩

总体为半封闭滨浅海(局部可能为浅一半深海)相沉积，厚度大、分布广，特别是崖城组，泥岩发育，局部尚发育较多薄煤层，有机质丰度较高。在大部分地区均已进入成熟(相当部分已进入高熟一过熟)阶段，以生气为主，且在崖南凹陷已找到以煤型气为主的崖 13-1 气田。因此，总体看，崖城组是本区的主力烃源岩。

目前，琼东南盆地钻井揭露的渐新统地层厚度 484~1726m，其中，崖城组最厚可达 482.6~910m，以崖二段和陵二段泥岩发育，已钻井揭示的崖城组普遍含煤，但煤层单层厚度较薄，累积厚度通常小于 6m，且以亮煤型为主。崖 13-1-2 井崖城组含煤较多，计 27 层总厚 17.5m，占组厚 7.58%。地化分析表明，崖城组泥岩有机碳丰度为 0.41~1.96%，接近一般~好烃源岩指标。值得注意的是，煤及碳质泥岩有机碳含量高达 8.55~65.9%， S_1+S_2 为 14.3~142.8mg/g，具有很好的生气潜力(图 2-4-1)。

干酪根显微组成分析结果表明，崖城组泥岩以镜质组和惰性组为主，占 40~80%，无定形体为 10~30% (董伟良，黄保家，2001; Huang et al, 2003)，有机质类型为 II₂—III (图 2-4-2)。干酪根的碳同位素值为 -27.3~-27.14‰，表明在崖城组烃源岩的成烃母质中有大量陆生植物输入 (Huang et al, 2003)。崖城组煤以镜质组与惰性组为主，含量达 90-95%，壳质组少，一般不到 10%，为典型的 III 型干酪根。

2.4.3 陵水组烃源岩

崖南凹陷陵水组地层发育，最大厚度超过 3000m。这套地层中发育有少量暗色泥岩。根据黄保家等（1994）的研究，该组烃源岩 TOC 为 0.73%，母质类型为 II-III 型。由于分布局限，这套地层为次生烃源岩。

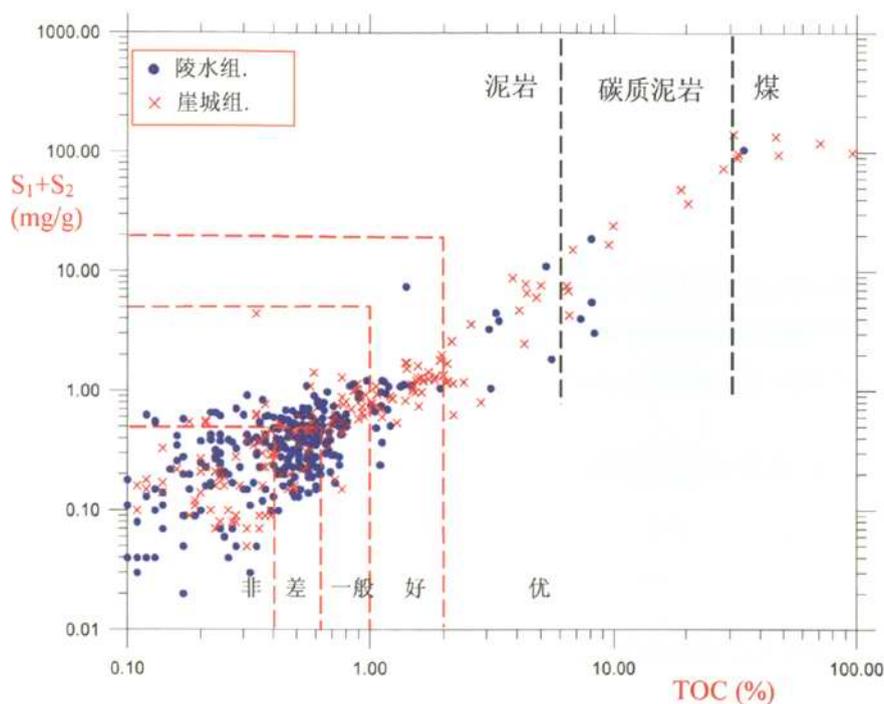


图2-4-1 琼东南盆地渐新统 (S_1+S_2)与TOC关系 (据Huang, 2003)

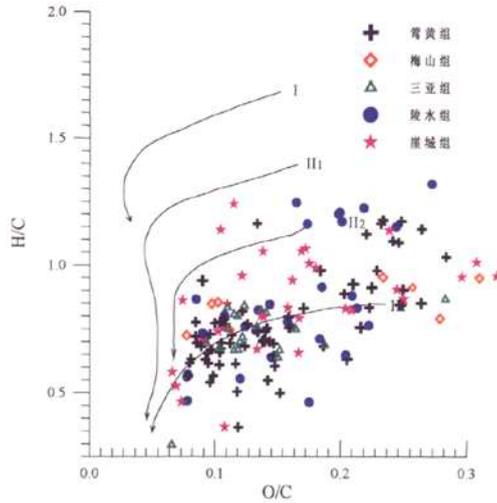


图 2-4-2 琼东南盆地烃源岩干酪根元素分类图

2.5 温压场特征

2.5.1 地温场平面特征

琼东南盆地地温随埋深增加而升高，呈一稳定的直线带状对应关系（图 2-5-1）。全区的地温梯度主要集中在 $3.5\text{--}4.5^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，平均地温梯度为 $3.9^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，明显低于莺歌海盆地，莺歌海盆地平均地温梯度为 $4.25^\circ\text{C}/100\text{m}$ （汪集旻、罗晓容等，1996）。

从琼东南盆地地温梯度等值线分布图（图 2-5-2）上可以看出：盆地的地温梯度等值线分布较均匀，集中于 $3.7\text{--}4.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ 之间，但靠近 1 号断裂带的西部地温梯度较高，东部地温梯度较低，最大值在崖 13-1 气田附近，梯度值达 $4.4^\circ\text{C}/100\text{m}$ ，这主要是来源于莺歌海盆地的热流体活动的影响结果（张启明，胡忠良，1992）。

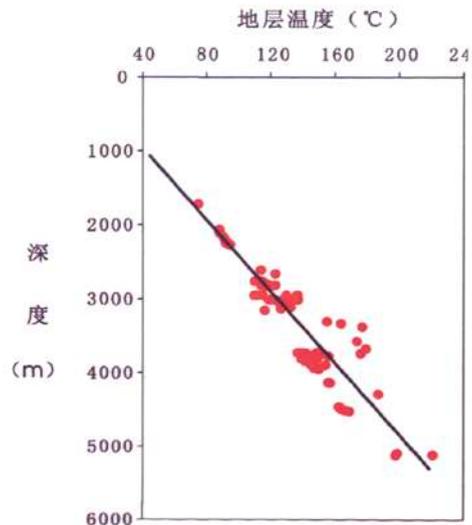


图 2-5-1 琼东南盆地地层温度—深度关系图

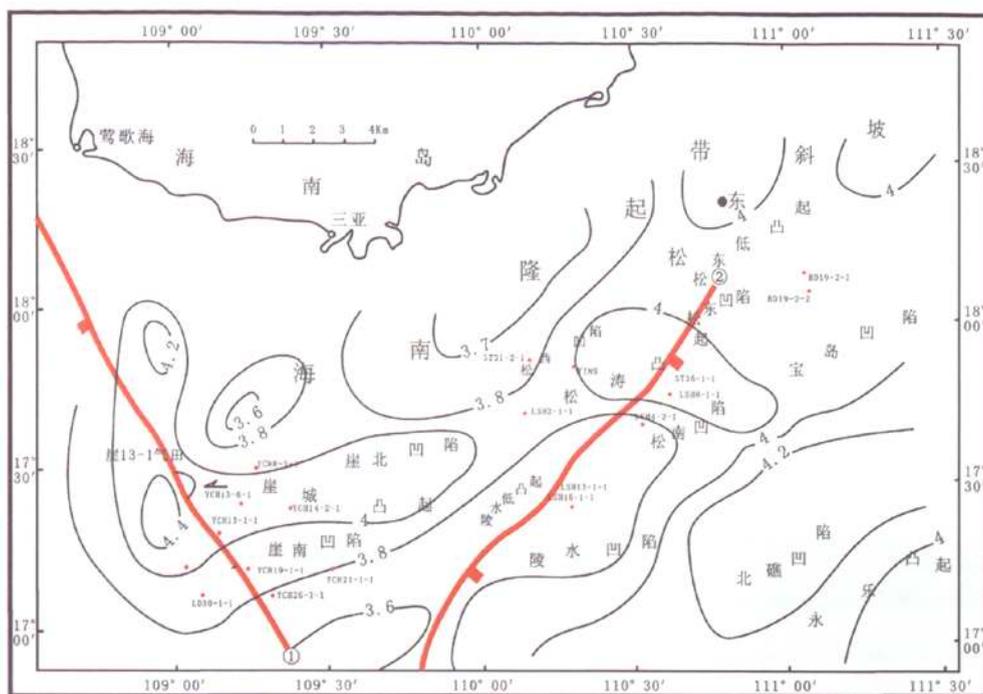


图 2-5-2 琼东南盆地地温梯度等值线图 (据张启明, 1991)

2.5.2 压力场特征

琼东南盆地超压现象也很普遍, 从压力—深度交汇图 (图 2-5-3) 上可以看出, 黄流组以上地层主要为正常压力系统, 底界深度在 3000m 左右, 从黄流组开始普遍发育地层异常高压(杨计海等,1998; 杨计海, 胡忠良, 2000)。

从 T60 面深度等值线图的形态看 (图 2-5-4), 近似于一个中央凹、南面和北面往上翘的鞍形, 全区没有明显的古构造脊, 油气运移没有明显的优势方向, 而是呈向南和向北就近运移的态势。北面压力等值线密集带 (压力释放带) 是凹陷深部油气就近运移的主方向 (图 2-5-5)。从压力剖面图上也可容易看出, 压力向北面上倾方向的压力释放带是油气运移的主方向。所以崖城凸起和松涛凸起带仍是目前勘探的主方向。

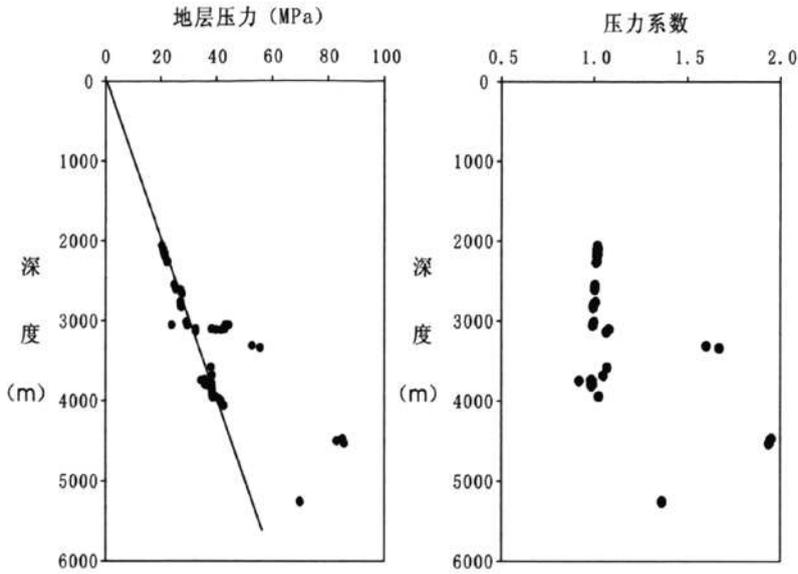


图 2-5-3 琼东南盆地地层压力（压力系数）—深度关系图

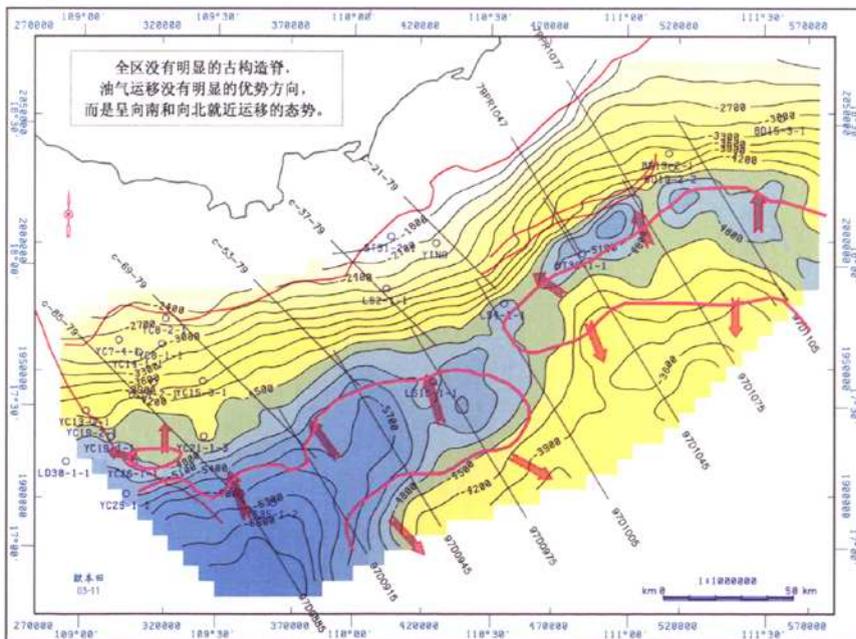


图 2-5-4 琼东南盆地 T60 面深度等值线图

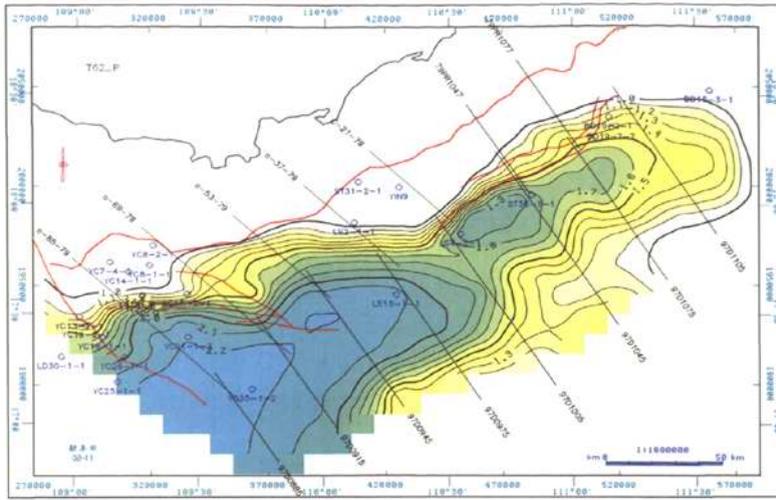


图 2-5-5 琼东南盆地 T62 面压力等值线图

用全频带的层速度资料的计算结果能更全面的反映地下压力分布，在连井压力剖面上（图 2-5-6），可以清楚看到三亚组（T50-T60）、陵水组三段（T62-T70）是压力释放带。

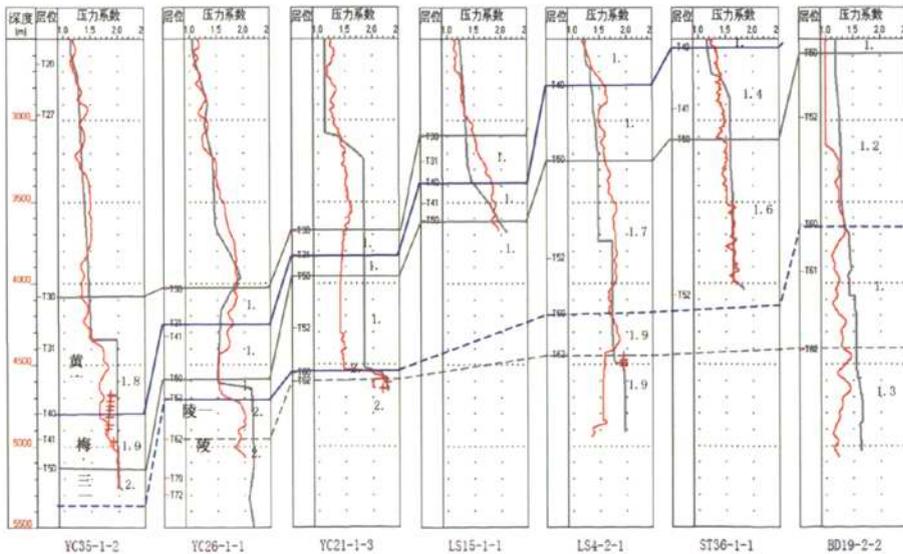


图2-5-6 琼东南盆地七口井连井压力对比图

琼东南盆地上述温压场特征不仅影响到烃源岩生烃史(Hill et al, 1994; Car 1991, 1999), 而且在对油气运聚有重要影响(杨计海, 陈红汉 1998; Prince and Wenger, 1992; 胡忠良,2000; 杨计海, 胡忠良, 2000)。本研究在后面章节将对这一问题进行详细讨论。

3 烃源岩生烃动力学研究

3.1 模拟实验样品

根据琼东南盆地油气地质背景与大量地化分析资料, 崖南凹陷主要烃源岩层位是崖城组, 主要有二类烃源岩: 煤及暗色泥岩。本研究 2 个样品分别取自 Ya8-2-1 井崖城组泥岩 (YC) 与三亚组煤 (SY), 均为岩芯样品。研究样品干酪根显微组分特征是初步评价其倾油气性和生烃能力的重要参数(肖贤明, 1992)。分析结果表明, 泥岩样品与煤生烃母质相似, 泥岩干酪根以镜质组、腐殖无定形体为主, 含有少量壳质组与惰性组; 煤样以镜质组为主, 含有大量惰性组及少量壳质组, 母质类型分别为 II₂型与 III 型。样品成熟度较低, Ro 在 0.4-0.60%之间。由此可见, 这两个烃源岩样品具有较好的代表性。样品地质地球化学特征见表 3-1-1, 表 3-1-2。

表 3-1-1 热模拟样品地化分析结果

样号	深度 (m)	层位	岩性	全岩Rock-eval分析结果				干酪根 H/C	干酪根分析	
				TOC (%)	S1	S1+S2 (mg/g)	HI (mg/g)		TOC (%)	VRo (%)
YA8-2-1(2)	2280-2350	SY	煤或碳质泥岩	47.84	1.62	63.52	132.8	0.90	48	0.40
YA8-2-1(1)	3372.3	YC	粉砂质泥岩心	0.83	0.07	1.23	148.2	1.12	49	0.60

表 3-1-2 热模拟样品有机岩石学分析结果

样号	孔号	显微组分 (%)					类型
		镜质组	壳质组	惰性组	藻类组	Aor*	
YA8-2-1(煤)	YA8-2-1	74	6	20	0	0	III
YA8-2-1(干酪根)	YA8-2-1	38	12	10	0	50(D)	II ₂

D: 菌解无定形体 D; H: 腐殖无定形体。

3.2 实验装置

目前, 生烃动力学方法实验装置有两种: 开放体系与封闭体系。开放体系实验装置以 MCTP-GC 仪器为代表, 模拟地质条件下边生边排的地质过程, 主要适应于成熟度不高无二次裂解的情况 (Tang 等, 1994, 1995)。封闭体系有多种装置可应用于生烃动力学研究, 它模拟的地质情况是有二次裂解、尤其是高成熟度天然气的研究。黄金管-高压釜热模拟装置是目前封闭体系较好的实验装置。也为本研究所采用, 本研究作重点介绍。

中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室通过与美国加州理工学院能源与环境研究中心的合作, 改进了原有的生烃热模拟实验装置, 设计安装了一套高温高压的黄金管—高压釜封闭热模拟体系下生烃动力学研究的实验设备。该设备吸收美国 Chevron 石油公司与法国石油学院 (IFP) 两家之所长, 性能达到国际先进水平。与此同时, 还完善了微量气体的高真空采集和 GC-IRMS 在线分析系统。这为本研究获取高质量的实验数据提供了可靠的保障。

与传统实验装置相比, 该实验装置具备如下优点:

① 该实验装置可实现热解实验温度、压力的精确控制: 微电脑温度控制器实现复杂控温过程, 温度波动小于 1°C ; 采用压力并联方式, 以水压控制, 确保各实验点压力一致 (压力误差 $<0.1\text{MPa}$)。这是一般的热模拟实验所无法比拟的;

② 配套设备包括一套气体高真空收集及转移装置、GC-IRMS 在线分析系统、轻烃和重烃采集装置等。一次进样, 可获得除 C_{15+} 外, 所有成份, 如 C_1 , C_{2-5} , C_{6-14} , CO_2 , N_2 等成份单率数据;

③ 热解生烃实验材料采用黄金管, 在封闭的高压实验系统中进行。样品在氩气保护下封入金管, 金管放置于高压釜中, 通过高压泵对高压釜充水, 高压水使金管产生柔性变形, 从而对样品施加压力 (图 3-2-1), 可较客观模拟地质条件下的生烃过程。

④ 样品用量可在 $5\text{mg}\sim 5000\text{mg}$ 之间任意选择, 样品可为干酪根, 亦可为原岩, 可加入特殊气体、水或其他试剂。样品封装在氩气箱中进行, 确保没有空气污染。金管用脉冲氩弧焊机焊封, 焊封时金管进行水冷, 保证焊接时金管温度不高于 40°C 。

⑤ 10~15 个高压釜采用压力并联方式，确保各个高压釜的压力完全一致。10~15 个高压釜放置于同一热解炉中，利用炉内热循环风扇使各个高压釜的温差小于 1℃。压力 1~100MPa 任意设定，连续可调，自动控制。

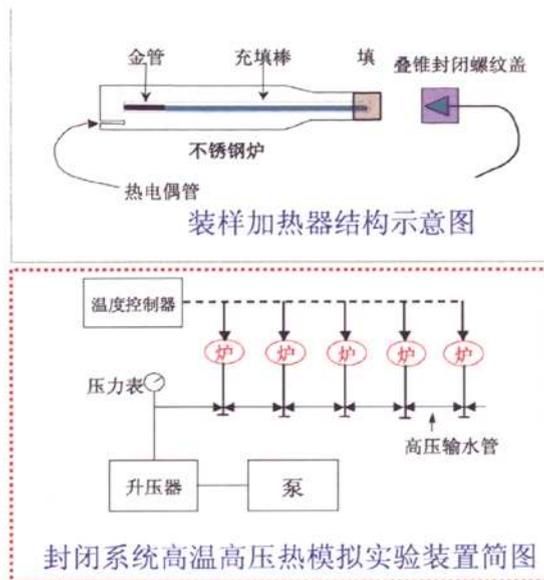


图 3-2-1 热解生烃实验系统示意图

⑥ 热解气体由真空集气泵收集并测量体积，由 HP5890 GC 或 HP 6890 GC 仪进行成分分析，由外标法或内标法对各种气体组分进行定量。该系统的灵敏度高（可收集分析 0.01ml 的气体）、准确性好（多次重复实验的相对误差低于 2%）。

3.3 实验方法与步骤

本研究生烃动力学实验方法与步骤如下：

① 将所采集的源岩样品粉碎至 80~100 目，先进行常规分析（如有机碳、Rock-eval 热解、Ro 测定等），了解样品的基本特征，然后选择有代表性样品进行干酪根提纯。将选定的源岩样品（已粉碎至 80~100 目），经 HF 和 HCl 预处理，提纯成干酪根，再经抽提除去可溶有机质，制备好干酪根样品，烘干备用。

② 热解生烃实验采用黄金管—高压釜封闭体系，按样品特点设置温度的高低（300~600℃），把制备好的适量干酪根样（一般 10~100mg）在氩气保护下封入黄金管（40mm×4.5mm，内径为 0.5mm）。然后置黄金管于高压釜内，各个高压釜之间是相互连通的。热解生烃实验设定压力为 50Mpa，通过压力传感器控制高压泵的动作来调节压力，实际做到压力误差小于 0.1Mpa。利用程序升温对高压釜加热，分别用 20℃/h 和 2℃/h 的升温速率，加热到事先设定的温度点。

③ 热解完成后，将黄金管从高压釜中取出，对黄金管中的气体进行成份和碳同位素的定量分析。

④ 热解气体 C₁~C₅ 组成分析在 HP 5890 II 型 GC 仪上完成，由外标法或内标法（用乙炔和丙烯的混合气体作内标）进行定量。GC 条件：采用 Poraplot Q 型色谱柱（30m×0.25mm×0.25 μm），用氩气作载气；升温程序：初始温度 50℃，恒温 2min，再以 4℃/min 的速率升至 180℃，恒温 15min。对同一个点，进样二次，实验误差小于 1%。

⑤ 气体各组分碳同位素分析在 Delta plus XL GC-IRMS 同位素质谱仪和 Isochrom II 型 GC-IRMS 同位素质谱仪上完成，要求 2~3 次的分析误差不大于±0.3（‰，PDB）。采用 Poraplot Q 型色谱柱（30m×0.32mm×0.25 μm），用氩气作载气，柱头压为 58.6kPa（8.5Psi）；升温程序：初始温度 50℃，恒温 3min，再以 4℃/min 的速率升至 150℃，恒温 8min。

干酪根热解实验数据处理及生烃动力学参数的计算采用美国 Lawrence Livermore 国家实验室编制的 Kinetics2000 专用软件，该软件功能强大，可进行高斯分布、平行不连续分布等多种方式的动力学参数推导。本专题进行生烃动力学参数计算时，活化能采用离散分布。通过 Kinetics 软件的模拟计算，可以获得活化能分布和频率因子。碳同位素动力学参数的计算采用连续分布，应用软件为美国加州理工学院开发的 GOR-isotopic kinetics（2004 第 3 版），可获得同位素动力学参数。利用所获得的生烃动力学与碳同位素参数，结合研究区的埋藏史、古地温和热演化史，借助 Kinetics 软件的模拟计算，可恢复不同地质时期烃源岩的生烃史，建立烃源岩天然气碳同位素分馏的动力学模型。

3.4 热模拟样品烃产率与生烃动力学参数

3.4.1 热模拟样品烃产率

应用热模拟实验数据探讨生烃规律可得到两个方面信息：一是烃产率，为对比起见，本研究结果均采用 ml/g.TOC 或 mg/g.TOC 表示；二是生烃规律，了解烃产率与成熟度的关系。因不同母质类型的样品产烃率存在较大差别，本研究采用烃转化率来探讨成烃规律，采用的对比标准为：生烃门限，烃转化率 0.1；主生烃期，烃转化率 0.2-0.9；生烃后期，烃转化率 0.9-1.0。

3.4.1.1 崖城组泥岩

气态烃产率实验结果见图 3-4-1，从中可得到两点认识：

(1) C_2-C_5 最大产率为 50ml/g.TOC 左右；

(2) 在 $2^\circ\text{C}/\text{h}$ 升温条件下，加热温度达 580°C 后，仍有气态烃产出，根据生烃曲线推断气态烃最大产率可达 280ml/g.TOC 以上。

图 3-4-2 是油产率规律。可见该样品可生成一定数量液态烃。 C_{13+} 与 C_{6-12} 最高产率分别可达 98mg/g.TOC 与 51 mg/g.TOC。

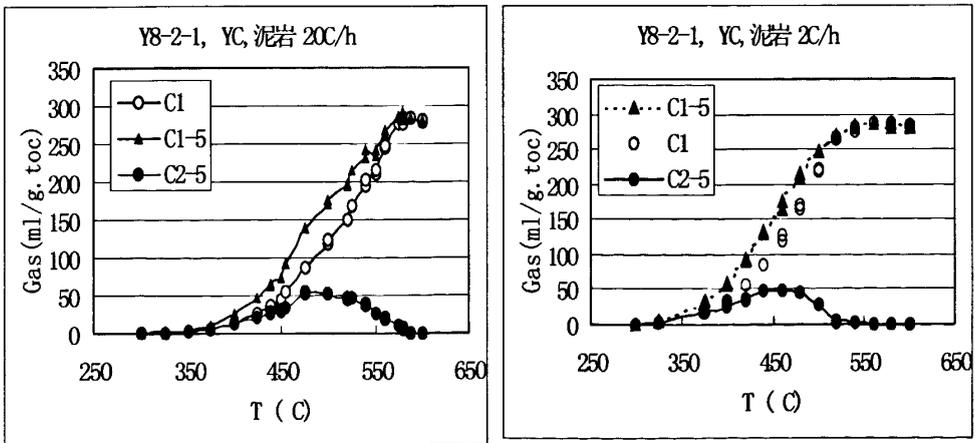


图 3-4-1 Ya8-2-1YC 组泥岩干酪根气态烃产率热模拟实验结果

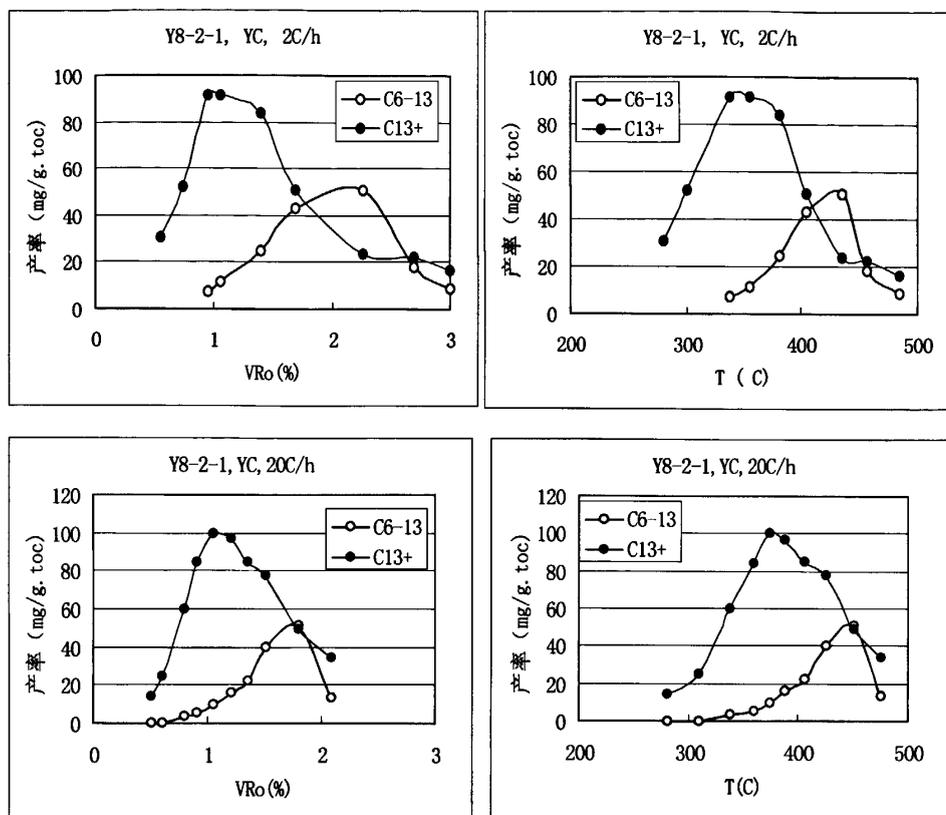


图 3-4-2 Ya8-2-1YC 组泥岩干酪根液态烃产率热模拟实验结果

3.4.1.2 三亚组煤

气态烃产率实验结果见图 3-4-3。从中可见：

- (1) C₂₋₅ 产率较低，只有 19.8ml/g.TOC；
- (2) C₁₋₅ 产率较高，从生烃规律看可达 250ml/g.TOC。
- (3) 与上述泥岩干酪根相比，生气较晚，在 580°C 后仍有大量天然气产出。

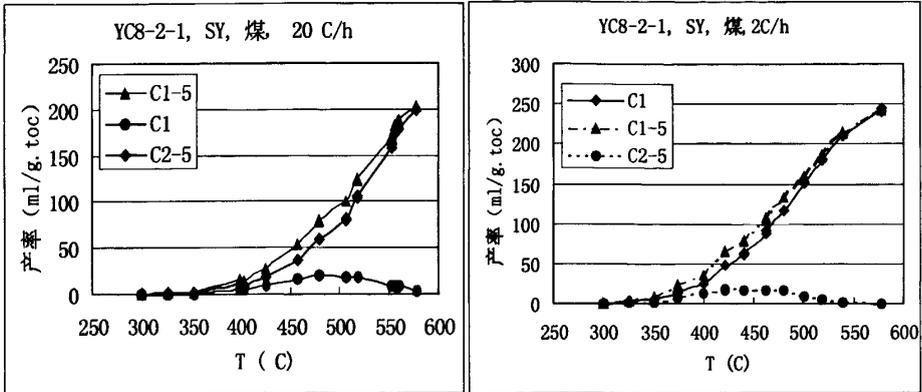


图 3-4-3 Y8-2-1 三亚组煤气态烃产率热模拟实验结果

这些产率数据是本研究进行生烃动力学计算，获取生烃动力学参数的基础。

3.4.2 热模拟样品生烃动力学参数

3.4.2.1 热解产物分组

从理论上讲，应用 Kinetics 软件可计算任一成份生烃动力学参数。从实际应用考虑，可将烃类分组分别计算其动力学参数。

本研究将气态烃热解产物划分成三个部分：

- (1) 甲烷 C_1 ；
- (2) 气态烃： C_1-C_5 ；
- (3) 重烃： C_2-C_5

本研究还对 Ya8-2-1 崖城组泥岩样品热解产油特征进行了研究，分为两个组：

- (1) 轻质油： C_6-C_{12} ；
- (2) 重质油： C_{13+}

3.4.2.2 崖城组泥岩干酪根生烃动力学参数

应用生烃动力学专用软件 Kinetics 2000 对崖城组泥岩样品生烃动力学数据进行拟合计算与动力学参数模拟，结果见图 3-4-4、图 3-4-5、图 3-4-6、图 3-4-7 及图 3-4-

8. 得到生烃动力学参数如下:

- (1) C₁生成活化能为50-74kcal/mol, 主峰出现在66kcal/mol, 频率因子为: $4.4 \times 10^{-12}S$;
- (2) C₁₋₅生成活化能为50-74kcal/mol, 主峰出现在64kcal/mol, 频率因子为: $2.4 \times 10^{-15}S$;
- (3) C₆₋₁₂轻质油生成活化能50-66kcal/mol, 主峰出现在64kcal/mol, 频率因子: $4.1 \times 10^{-20}S$;
- (4) C₁₃₊重油生成活化能为49-59kcal/mol, 主峰出现在58kcal/mol, 频率因子: $1.6 \times 10^{-21}S$;
- (5) VRo 生成活化能为55-77kcal/mol, 主峰出现在64kcal/mol, 频率因子: $4.78 \times 10^{-16}S$.

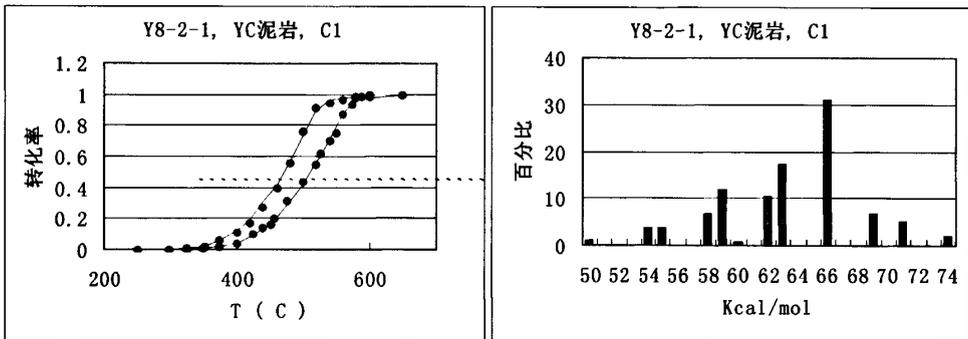


图 3-4-4 Ya8-2-1 泥岩 C₁生成活化能分布及拟合计算结果

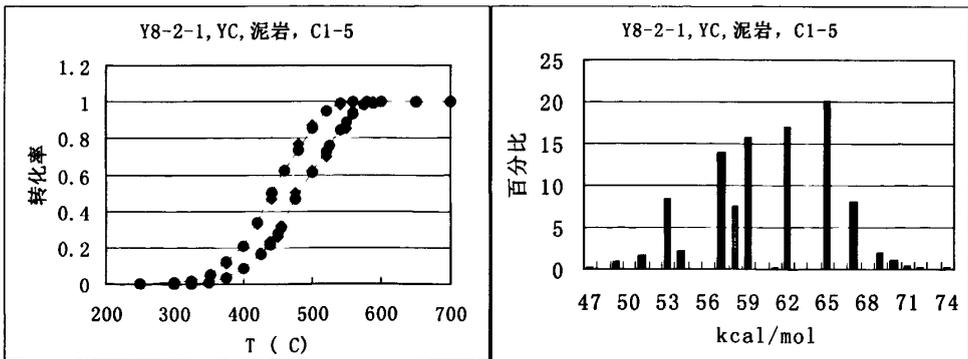


图3-4-5 Ya8-2-1泥岩 C₁₋₅生成活化能分布及拟合计算结果

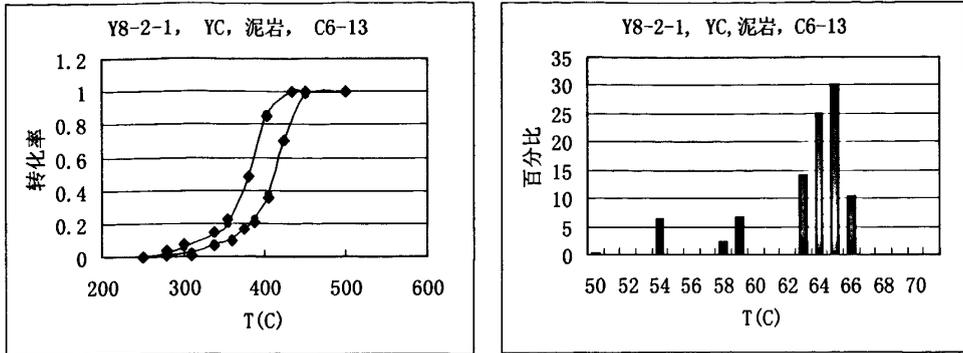


图 3-4-6 Ya8-2-1 泥岩 C₆₋₁₃生成活化能分布及拟合计算结果

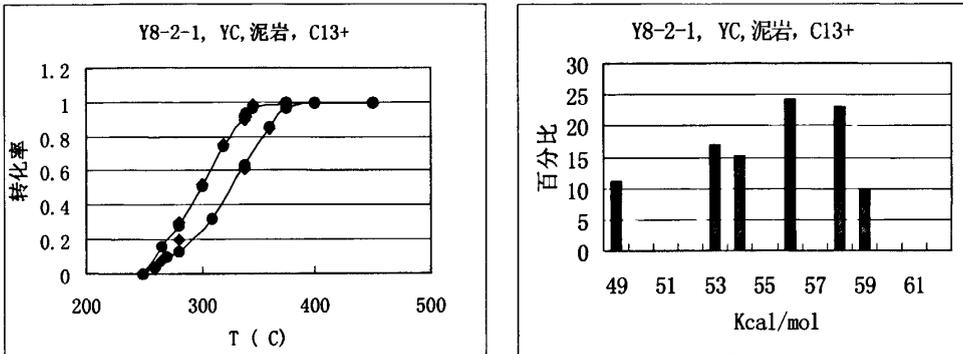


图 3-4-7 Ya8-2-1 泥岩 C₁₃₊生成活化能分布及拟合计算结果

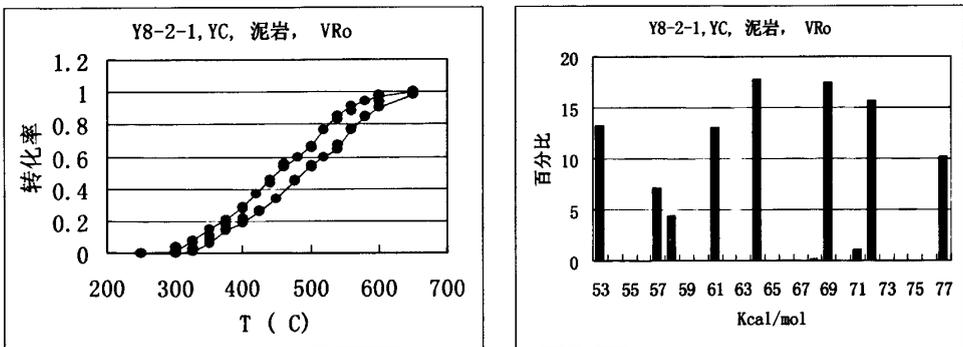


图 3-4-8 Ya8-2-1 泥岩 VRo 增长动力学参数及拟合计算结果

3.4.2.3 Ya8-2-1 三亚组煤生烃动力学参数

结果见图3-4-9, 3-4-10, 3-4-11。得到生烃动力学参数如下:

- (1) C₁生成活化能为48-74kcal/mol, 主峰出现在66kcal/mol, 频率因子为 $9.38 \times$

$10^{-14}S$;

(2) C_{1-5} 生成活化能为47-74kcal/mol, 主峰出现在65kcal/mol, 频率因子为 $7.4 \times 10^{-13}S$;

(3) VRo生成活化能为50-74kcal/mol, 主峰出现在69kcal/mol, 频率因子为 $8.2 \times 10^{-15}S$;

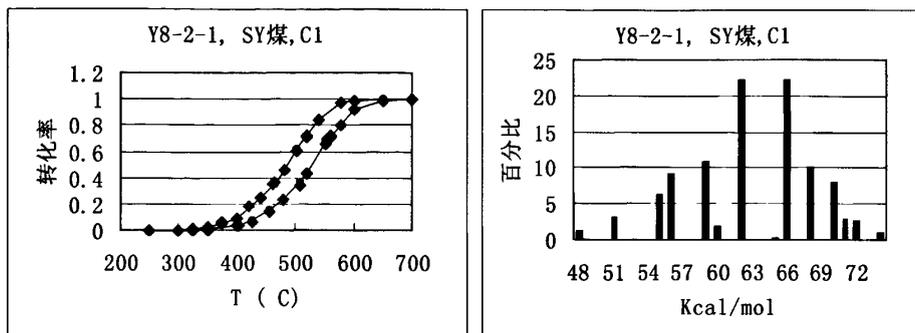


图3-4-9 Ya8-2-1三亚组煤 C_1 生成活化能分布

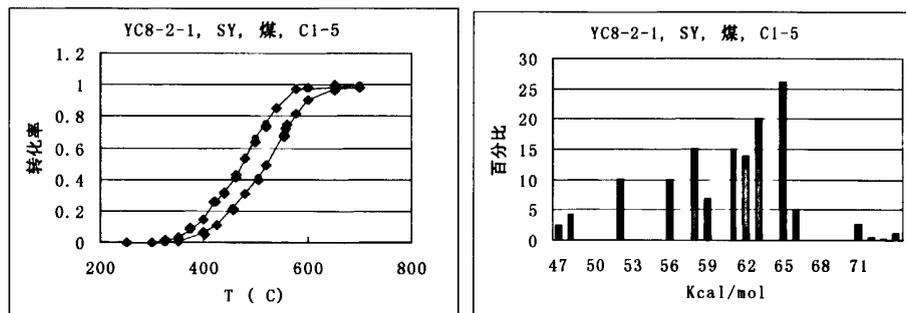


图3-4-10 Ya8-2-1三亚组煤 C_{1-5} 生成活化能分布

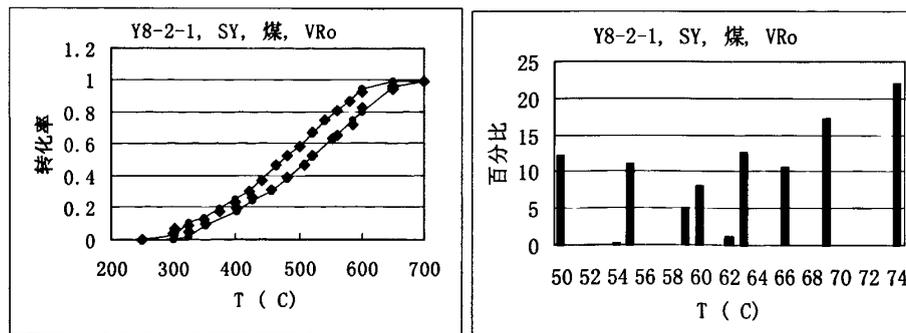


图3-4-11 Ya8-2-1三亚组煤VRo增长动力学参数

3.5 干酪根热解天然气碳同位素特征与C1碳同位素动力学参数

3.5.1 干酪根热解生成天然气碳同位素特征

3.5.1.1 Ya8-2-1崖城组泥岩干酪根

结果见图3-5-1, 可见该样品天然气碳同位素呈现出如下特征:

(1) 碳同位素一般呈正序分布, $\delta^{13}\text{C}_1 < \delta^{13}\text{C}_2 < \delta^{13}\text{C}_3 < \delta^{13}\text{C}_4$, 但在较高成熟阶段, $\delta^{13}\text{C}_2$ 、 $\delta^{13}\text{C}_3$ 与 $\delta^{13}\text{C}_4$ 相差很小;

(2) $\delta^{13}\text{C}_1$ 变化范围-40~-25‰, $\delta^{13}\text{C}_2$ 变化范围-30~-5‰, $\delta^{13}\text{C}_1 \sim \delta^{13}\text{C}_2$ 介于-15~-10‰之间, 且这种差别受成熟度影响很少;

(3) 单体化合物碳同位素与成熟度均相关, 总体上均体现出两头高-中间低的特征。但曲线形态不同, 以 $2^\circ\text{C}/\text{h}$ 升温速率样品为例, $\delta^{13}\text{C}_1$ 转折点出现在 380°C 左右, 在转折点前变化幅度大, 可从-29‰变化至-35‰, $\delta^{13}\text{C}_1$ 在 $\text{VRo} > 1.5\%$ 与 VRo 呈现出近直线相关; $\delta^{13}\text{C}_2$ 、 $\delta^{13}\text{C}_3$ 、 $\delta^{13}\text{C}_4$ 规律类似, 但转折点不明显, 约出现在 400°C 左右, 转折点之前变化小, 转折点后增加非常快。

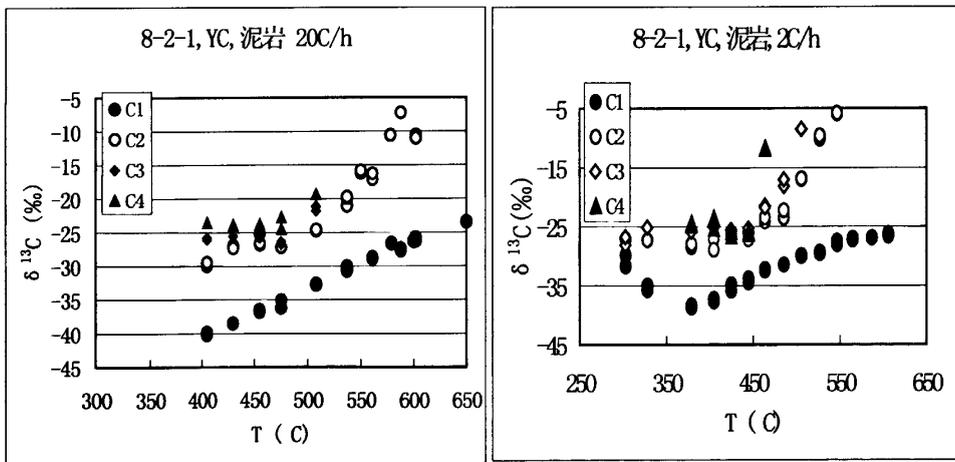


图3-5-1 Ya8-2-1崖城组泥岩干酪根天然气 $\delta^{13}\text{C}$ 与温度的关系

3.5.1.2 Ya8-2-1 三亚组煤

结果见图3-5-2，特征与Ya8-2-1崖城组泥岩有不同之处。主要特征如下：

(1) $\delta^{13}C_1$ 介于 -39.0~ -27.0‰ 之间； $\delta^{13}C_2$ 介于 -34~ -22‰ 之间，2℃/h 升温条件下 $\delta^{13}C_1$ 转折点出现在 400℃；

(2) 碳同位素分布特征呈现 $\delta^{13}C_1 < \delta^{13}C_2 = \delta^{13}C_3$ (即 $\delta^{13}C_2$ 与 $\delta^{13}C_3$ 差别不明显)。

根据对我国其它盆地煤及烃源岩样品的研究，这种规律仅出现在某些煤层，似乎与生烃母质有关(肖贤明, 2003)。

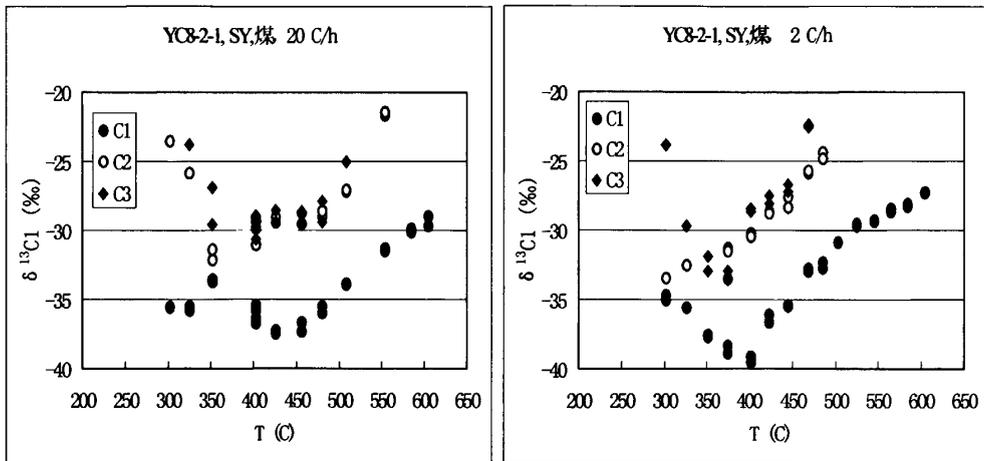


图3-5-2 Ya8-2-1 三亚组煤生成天然气 $\delta^{13}C$ 与温度的关系

3.5.2 干酪根生成天然气C1碳同位素动力学参数

如前所述，在热模拟实验条件下，热解气甲烷、乙烷的碳同位素均与热解温度（或 R_o ）、升温速率有关，严格来讲必须经过碳同位素动力学计算，才能将热解实验结果外推并应用于地质条件（Tang 等, 1996, 2000; Cramer 等, 1998, 2001）。从理论上讲，根据热模拟实验结果可计算出 C_1 、 C_2 及 C_3 碳同位素动力学参数。由于时间与经费限制，本研究主要研究了甲烷碳同位素动力学参数。

本研究依据 Tang 等（2000）提出的碳同位素动力学理论和模型，把重碳甲烷

($^{13}\text{CH}_4$) 和正常甲烷 ($^{12}\text{CH}_4$) 视为两个不同的产物, 分别计算各自的反应速率和产率。 $^{13}\text{CH}_4$ 和 $^{12}\text{CH}_4$ 的反应速率和产率的差异体现在活化能的不同上。活化能采用 Weibull 分布, 用连续的 S 形函数描述 $^{13}\text{CH}_4$ 和 $^{12}\text{CH}_4$ 的活化能差。

如前所述, 本研究碳同位素动力学计算采用美国加州理工学院环境与能源研究中心开发的 GOR-Isotope Kinetics 软件, 对本研究 5 个烃源岩干酪根热解气甲烷碳同位素进行了动力学模拟计算, 推导出正常甲烷 ($^{12}\text{CH}_4$) 与重碳甲烷 ($^{13}\text{CH}_4$) 的活化能分布和频率因子 (图 3-5-3、图 3-5-4), 获得了相应的甲烷碳同位素动力学计算参数 (表 3-5-1)。

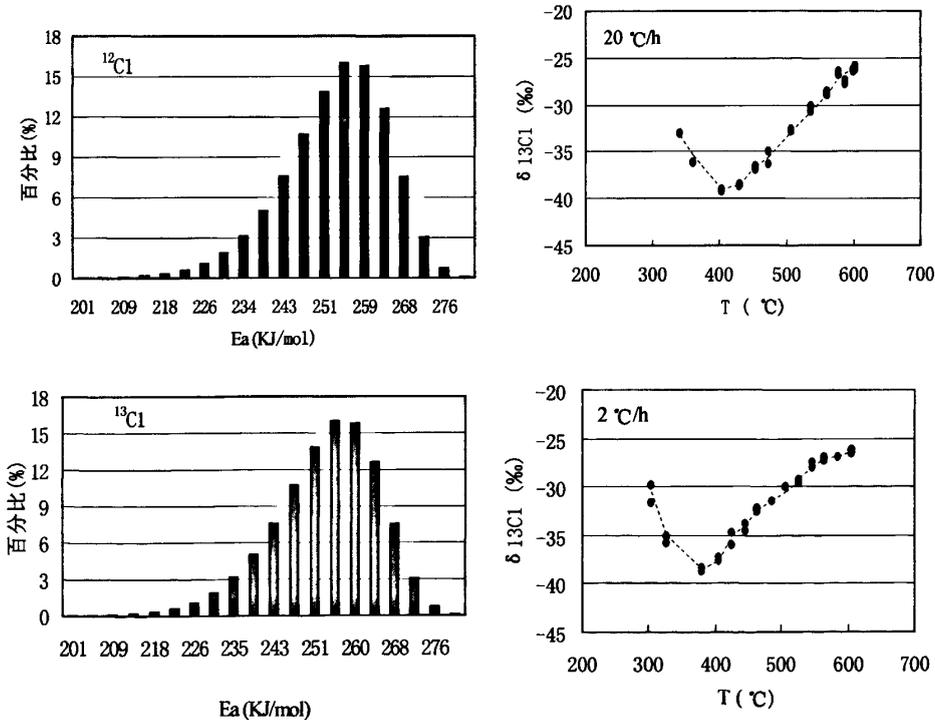


图 3-5-3 Y8-2-1 崖城组泥岩生成天然气正常甲烷和重碳甲烷的活化能及拟合计算结果

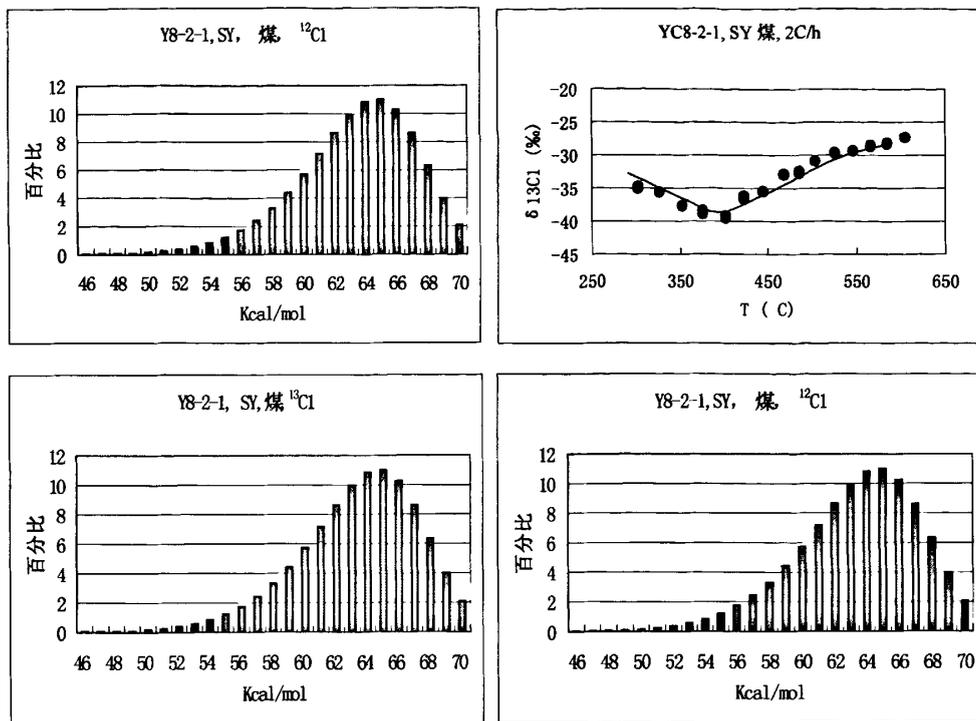


图 3-5-4 Y8-2-1 三亚组煤生成天然气正常甲烷和重碳甲烷的活化能分布及拟合计算结果

表 3-5-1 研究烃源岩样品热解生成甲烷碳同位素动力学参数

样品号	组分	α	β_L (cal/mol)	β_H (cal/mol)	E_o (cal/mol)	σ (cal/mol)	γ
Y8-2-1 干酪根	C ₁	1.020	23.08	55.77	55086	2.77	0.01094
Y8-2-1 煤	C ₁	1.020	32.88	53.77	58433	7.82	0.01094

注：表中 α 为同位素分馏因子； β_L 为焓差的最小值； β_H 为焓差的最大值； E_o 为平均活化能； σ 为均方差，% E_o ； γ 为活化能门限值。

从表 3-5-1 中可见，这 2 个样品生成天然气 C₁ 同位素动力学参数相似。应用这些碳同位素动力学参数，结合地质背景，便可推导出地质条件下天然气碳同位素变化规律。这部分内容详见第 5 章。

4 生烃史重建与生烃模式

4.1 地质参数

应用生烃动力学与碳同位素动力学评价烃源岩、研究天然气成因及运聚模式需结合地质背景。涉及到主要地质参数包括：埋藏史与古地温梯度。结合早期的研究成果，本研究重点对崖南凹陷生烃史进行评价,并对凹陷埋藏史与古地温梯度进行研究及探讨。

4.1.1 模拟计算剖面与埋藏史

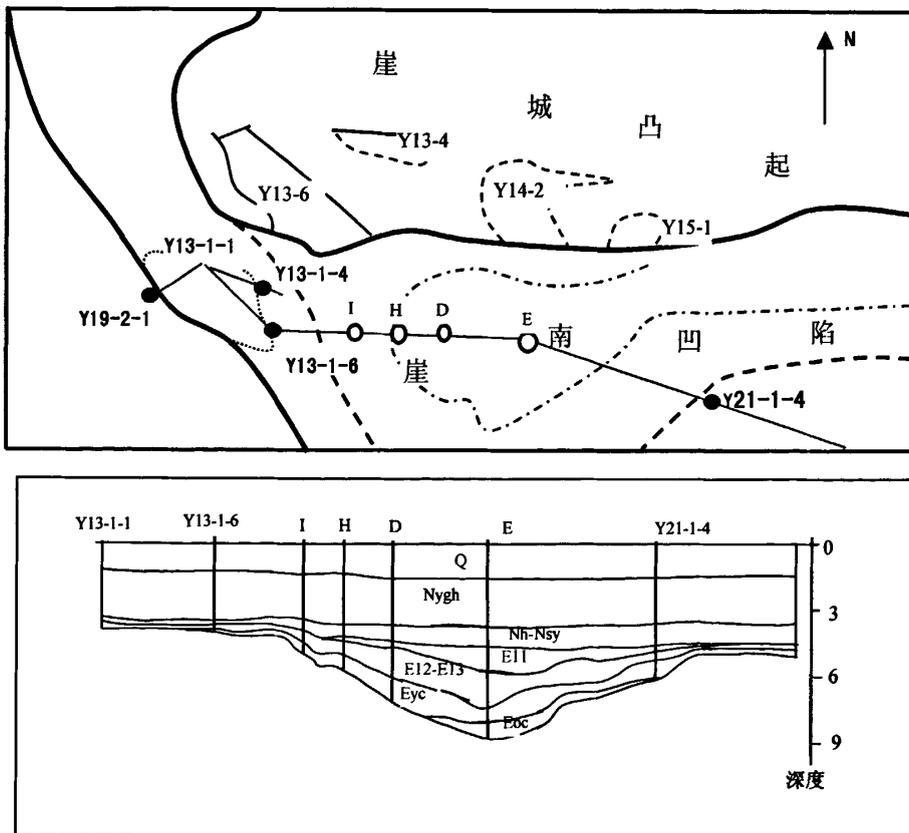


图 4-1-1 过崖南凹陷沉积中心剖面及模拟点位置

崖南凹陷位置与选择模拟计算剖面分别见图 4-1-1。该凹陷主要烃源岩是崖城组。气源研究表明，Ya13-1 气田天然气来源于崖城组 (huang et al., 2003)。将选择凹陷中心 (E 点)，斜坡带 (D 点、H 点、I 点) 及隆起带 (Ya13-1 构造) 进行对比分析。这几个点埋藏史见图 4-1-2—图 4-1-6。可见不同构造部位沉积-构造史的差别主要出现在中新世以前，凹陷中心这套地层沉积厚度可达 4000-5000m，在隆起部位基本缺失前中新世地层。中新世及以后该盆地均衡快速沉降，沉积厚度 3500-3800m 左右。

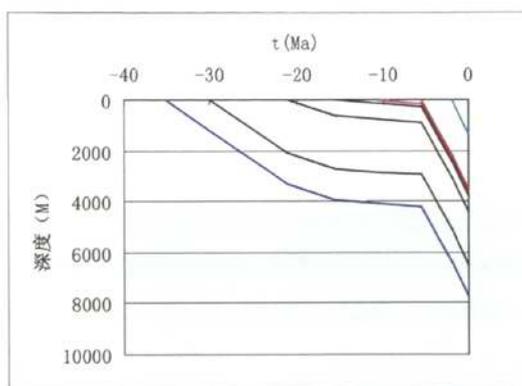


图 4-1-2 崖南凹陷中心 E 点埋藏史图

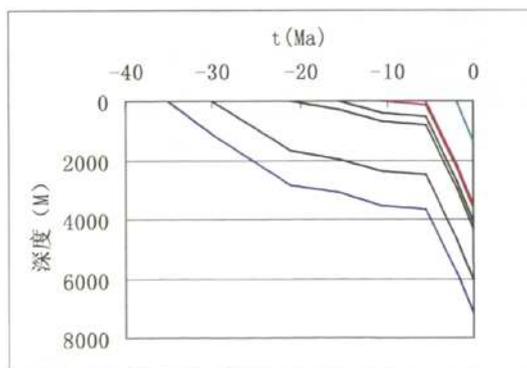


图 4-1-3 崖南凹陷斜坡带 D 点埋藏史图

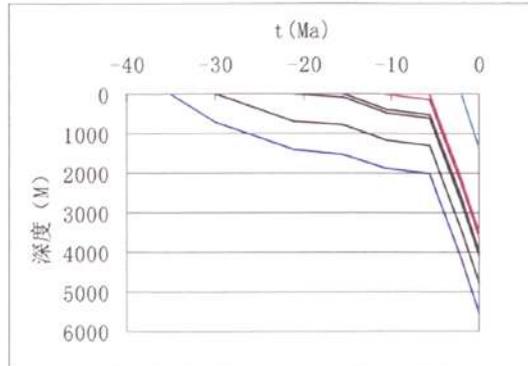


图 4-1-4 崖南凹陷斜坡带 H 点埋藏史

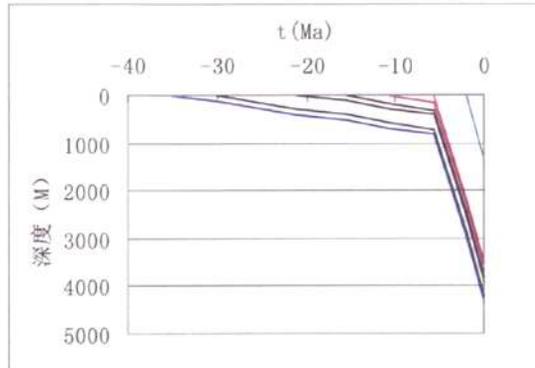


图 4-1-5 崖南凹陷斜坡带 I 点埋藏史图

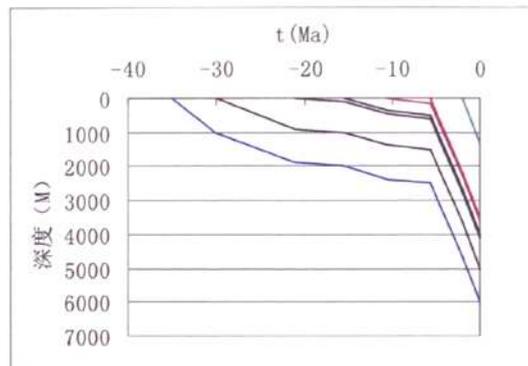


图 4-1-6 崖南 Ya13-1 构造 (13-1-6) 埋藏史图

4.1.2 古地温梯度

如前所述,关于莺-琼盆地现地温梯度已有较多文献报道(龚再升、李思田等,1997)。总的特征是现地温梯度高,一般介于 $3.6-4.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,属高地温梯度范围,不同地区存在较大差别。对古地温梯度的研究,采用了多种方法,如 TTI 法, Hood 法、Karweil 法、流体包裹体方法、盆地构造历史分析法,得到的认识较统一,认为莺琼盆地存在几次区域性热事件,古地温梯度不低于现地温梯度(龚再升等,1997)。

古地温梯度研究的方法较多,但较有效的是基于动力学计算的 Easy Ro 法与镜质组 Ro 动力学方法(Tang, et al, 1994, 2000)。莺-琼盆地地层时代年轻,无明显抬升运动,地质变量少,有利于应用动力学方法恢复古地温梯度。

本研究采用 Easy Ro 法,在前人研究的基础上,应用该地区获得的镜质组 Ro 数据对典型剖面古地温史进行恢复。

崖南凹陷东南坡 Ya21-1 构造 YC21-1-1, YC21-1-2 及 YC21-1-4 镜质组 Ro 实测数据点较多, Ro 与埋深呈指数相关(图 4-1-7)。选择 Ya21-1-1 井模拟计算点埋深 4350m, YC 组实测 $\text{Ro}=1.38\%$, 海底温度 15°C , 现地温梯度 $3.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。采用 YC21-1-1 井埋藏史图应用 Easy Ro 法对 Ro 进行了拟合计算。结果表明,按现地温梯度 $3.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、 15°C 古地表温度计算,能很好拟合实测镜质组 Ro(图 4-1-8)。因此,本研究认为,崖南凹陷古地温梯度与现地温梯度非常相近,可采用 $3.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

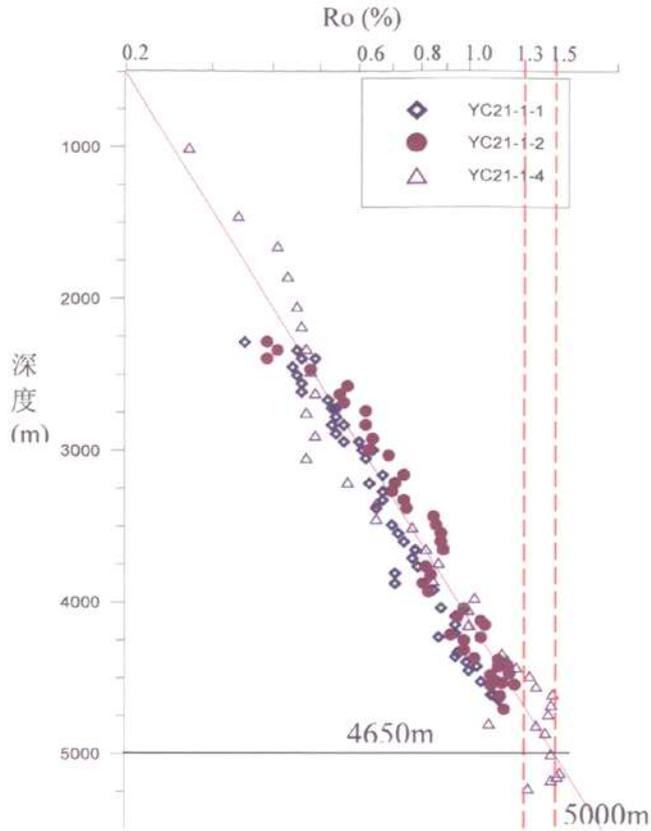


图 4-1-7 崖城凹陷 Ya21-1 构造实测镜质组 Ro 与埋深的关系
(据黄保家, 2003)

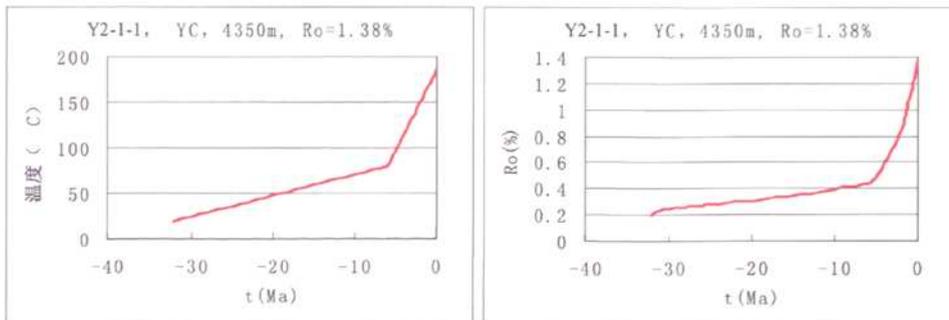


图 4-1-8 应用 Easy Ro 法拟合计算 Ya21-1-1a 古地温梯度。按 $3.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 与 15°C 古地表温度可较好吻合镜质组 Ro 实测结果

4.2 崖南凹陷烃源岩生烃史重建与生烃模式

应用本研究所获取的生烃动力学参数及所研究区的地质参数，利用生烃动力学专用软件Kinetics，对崖南凹陷崖城组两类烃源岩生气史进行研究。本研究用C₁₋₅评价生气历史、C₁₃₊与C₆₋₁₂评价液态烃生成，采用标准如下：生烃门限，转化率大于0.1；主生烃期，转化率0.2-0.9；生烃后期转化率达0.9以上。下面对各模拟点分别讨论。

4.2.1 参数

模拟目标层：YC组烃源岩

模拟点：E、D、Y13-1-6井（位置见图4-1-1）

生烃动力学参数：Y8-2-1井YC组泥岩及Ya8-2-1井SY组煤

古地温梯度：3.9°C/100m；

古地表温度：模拟点海底温度 15°C。

4.2.2 崖城组烃源岩生烃史重建

4.2.2.1 崖南凹陷沉积中心E点生烃史

暗色泥岩模拟计算结果见图4-2-1与图4-2-2。从中可见：

(1) 生气出现在-15Ma左右，主生气期出现在-4.5~-2Ma，目前已达生气下限，最大产气率可达285 ml/g.TOC；

(2) 重烃产率最高出现在-2.5Ma左右，最大产率53 mL/g.TOC。

(3) 重油主生成阶段出现在-16~-11Ma，轻质油出现在-12~-4Ma，生油结束分别出现在-10Ma与-3Ma左右，最大产油量分别为100mg/g.TOC与45 mg/g.TOC。

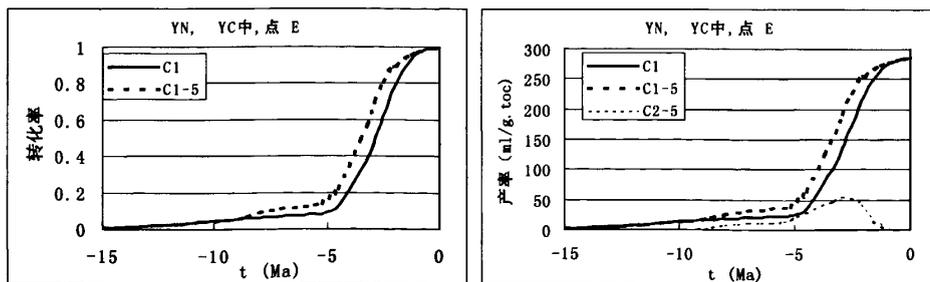


图4-2-1 崖南凹陷中心E点崖城组泥岩生气历史

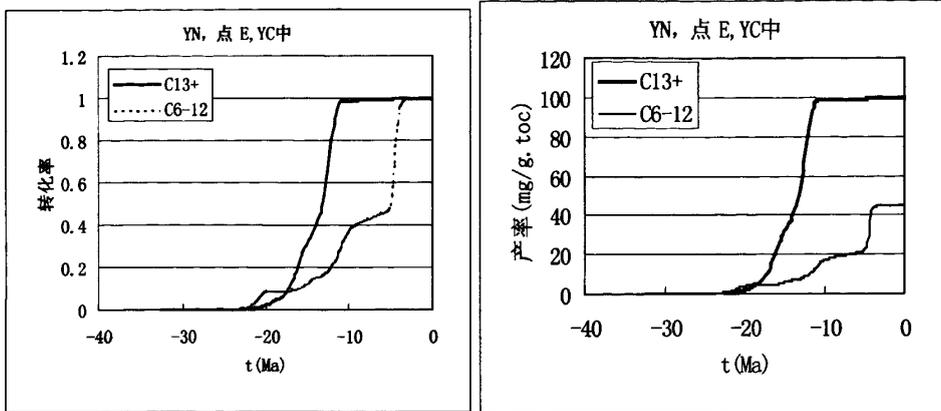


图4-2-2 崖南凹陷中心E点崖城组泥岩液态烃生成历史

煤层模拟结果见图4-2-3。可见：生气出现在-10Ma左右，主生气期出现在-5~-1.5Ma，重烃产率最高出现在-2.5Ma左右，最大产率19.8ml/g.TOC。目前已近生气下限，最大产气率可达250ml/g.TOC；

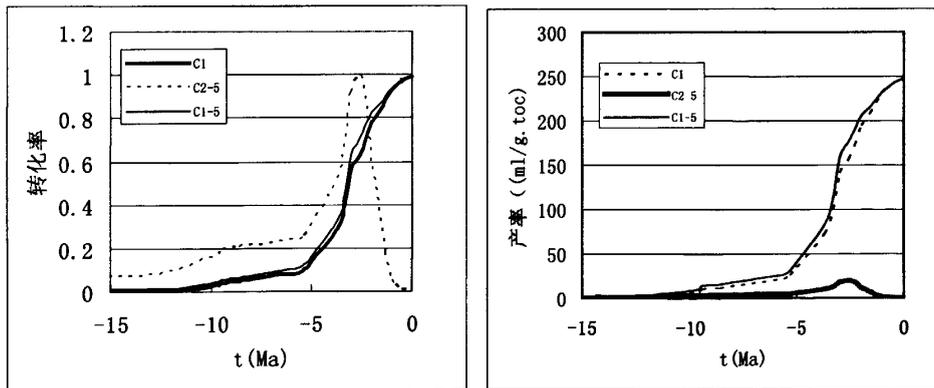


图 4-2-3 崖南凹陷中心 E 点崖城组煤生气历史

4.2.2.2 崖南凹陷斜坡带D点暗色泥岩生烃史

模拟计算结果见图4-2-4与图4-2-5。从中可见：

- (1) 生气门限出现在-4Ma左右，主生气期出现在-3.5~-1Ma，目前已近生气下

限，最大产气率可达280ml/g.TOC；

(2) 重烃产率最大出现在-2Ma左右，为53ml/g.TOC。

(3) 重油主生成阶段出现在-13~ -5Ma，轻质油出现在-5~ -3Ma，生油结束分别出现在-4.5与-2.5Ma左右，最大产油量分别为100mg/g.TOC与45mg/g.TOC。

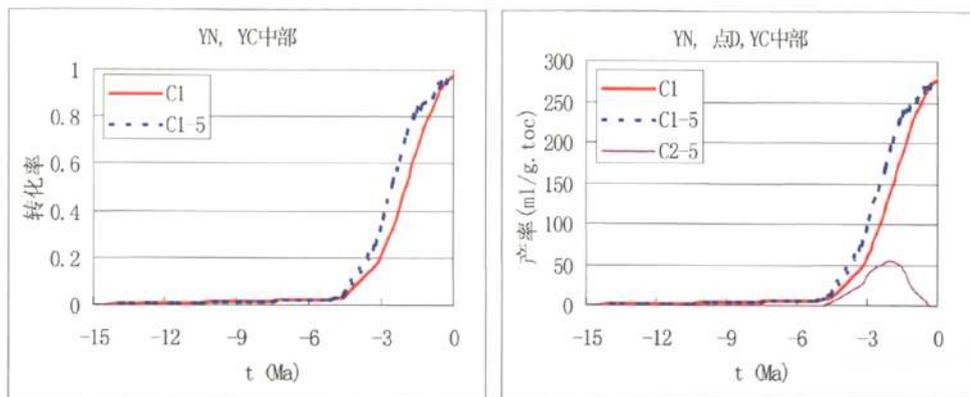


图4-2-4 崖南凹陷斜坡带D点崖城组泥岩生气规律

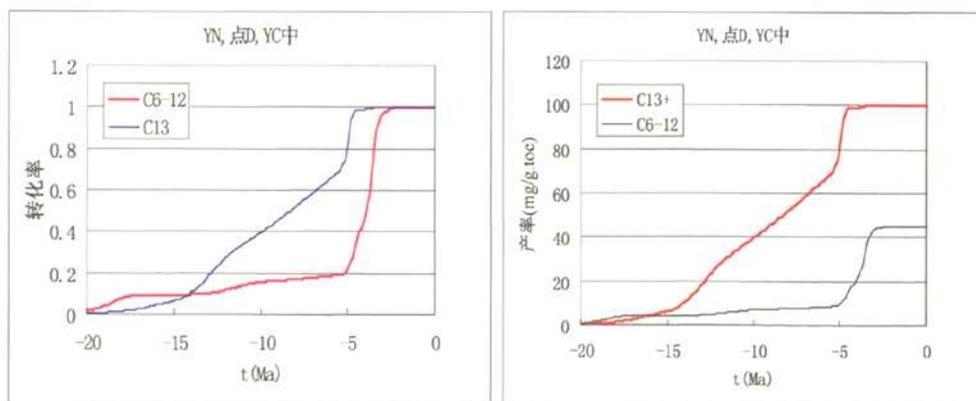


图4-2-5 崖南凹陷斜坡带D点崖城组泥岩液态烃生成规律

煤层模拟结果见图4-2-6。可见：生气门限出现在-4Ma左右，主生气期出现在-3.2~-0.5Ma，目前已近生气下限，最大产气率可达240ml/g.TOC；重烃产率最大出现在-1.5Ma左右，为19.8ml/g.TOC。

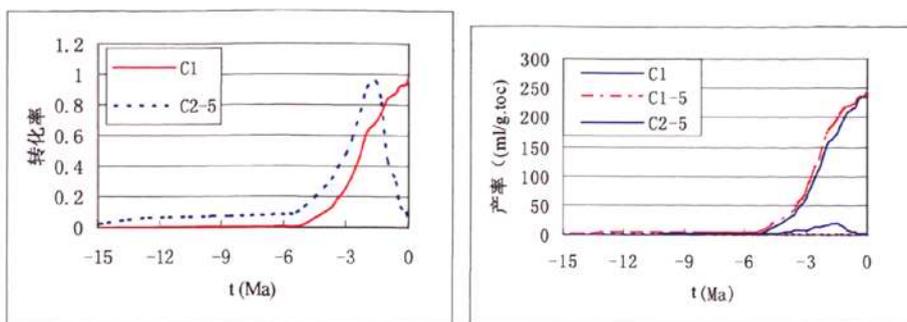


图4-2-6 崖南凹陷斜坡带D点崖城组煤生气历史

4.2.2.3 Y13-1构造Y13-1-6井YC组暗色泥岩生烃史

泥岩模拟计算结果见图4-2-7与图4-2-8。从中可见：

(1) 生气门限出现在-0.7Ma左右，目前C₁与C₁₋₅转化率分别为0.13与0.24，C₁₋₅最大产气率可达63ml/g.TOC；

(2) 重烃最大产率为28 ml/g.TOC。

(3) 重油主生成阶段出现在-3.2~-2Ma，轻质油出现在-2Ma~现在，最大产油量分别为98mg/g.TOC与35mg/g.TOC。

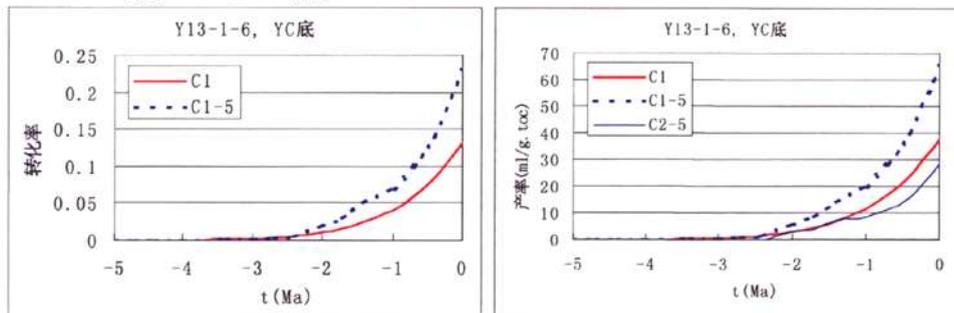


图4-2-7 Y13-1-6井崖城组泥岩生气规律

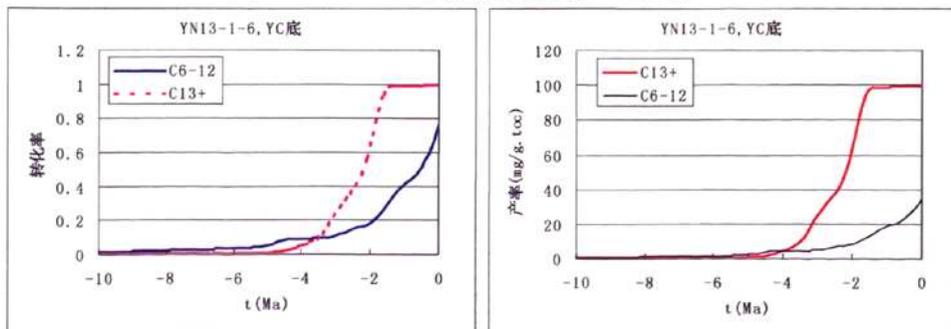


图4-2-8 Y13-1-6井崖城组泥岩液态烃生成规律

煤层模拟结果见图4-2-9。可见:

(1) 生气门限出现在-0.4Ma左右, 目前 C_1 与 C_{1-5} 转化率分别为0.17与0.18, C_{1-5} 最大产气率可达45ml/g.TOC;

(2) 重烃最大产率为4 ml/g.TOC。

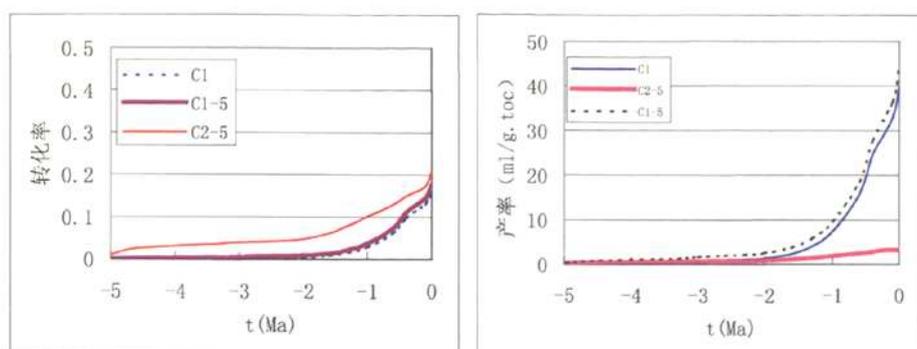


图4-2-9 Y13-1-6井崖城组煤生气规律

4.2.3 崖城组烃源岩生烃模式

4.2.3.1 生气模式

在地质条件下烃源岩生气模式在油气评价中具有广泛的应用, 目前, 一般有两种研究方法确定生气模式, 一是应用热模拟实验结果所建立起的烃产率-Ro相关性作为地质条件下生烃模式; 二是根据热模拟结合地质剖面分析数据建立起生烃模式。这两种方法均存在问题。前种方法存在的问题已有不少文献报道, 即实验条件下生烃规律不能拟合地质条件(Tang, et al., 1994, 2000), 但究竟差别有多大, 没有具体的量化指标。

大量研究已经表明, 烃源岩生气模式除受生烃母质性质、成熟度影响外, 还在一定程度的受地质条件所影响, 如加热时间、水、矿物的催化作用、压力条件等。这些因素中, 最重要的受热时间。生烃动力学方法将烃源岩生烃母质、温度条件及受热时间有效反映出来, 是建立地质条件下生烃模式的有效方法。本节将在前述研究的基础上, 对本研究2个烃源岩生烃模式进行研究, 旨在于为该盆地油气评价提供更为科学的理论基础。

上述研究表明, 在崖南凹陷中心YC组烃源岩已达生气下限, 作为生烃模式参考

点, 烃产率为按本研究所建立起的生烃动力学模拟计算的产率数据, 镜质组 R_o 为按镜质组反射率动力学方法计算的 VR_o 。据此, 建立起了在地质条件下YC组泥岩与煤生气模式(图4-2-10与4-2-11)。崖南凹陷YC组泥岩生气模式的特点:

(1) 生气门限出现在 $R_o=1.1\%$ 左右, 主生气阶段出现在 $1.25-3.0\%$ 之间, 生气下限出现在 3.70% 左右;

(2) 天然气最大产率 285ml/g.TOC ; C_{2-5} 产率较低, 为 53ml/g.TOC , 出现在 $R_o=1.90\%$ 左右。

(3) 该样品生气较早, 结束较晚, 具有较大生气潜力。

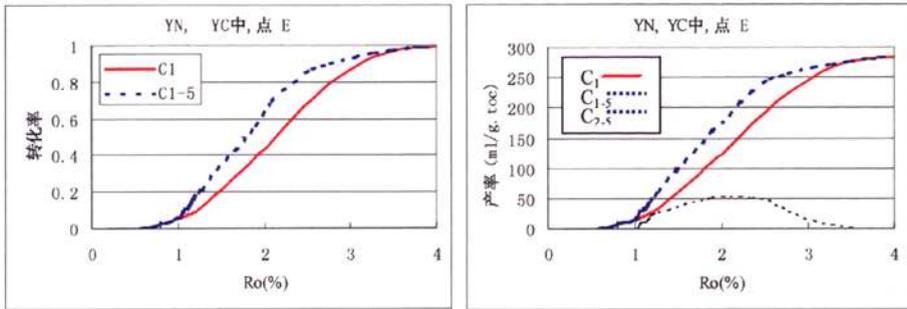


图4-2-10 崖南凹陷YC组烃源岩生烃动力学生气模式

崖南凹陷崖城组煤生气模式的特点是: 生气门限出现在 $R_o=1.20\%$, 主生气阶段出现在 $R_o=1.5-3.6\%$ 之间, 生气下限 R_o 达 4.4% , 天然气最大产率达 250ml/g.TOC , C_{2-5} 产率很低, 只有 19.8ml/g.TOC , 出现在 2.4% 左右。

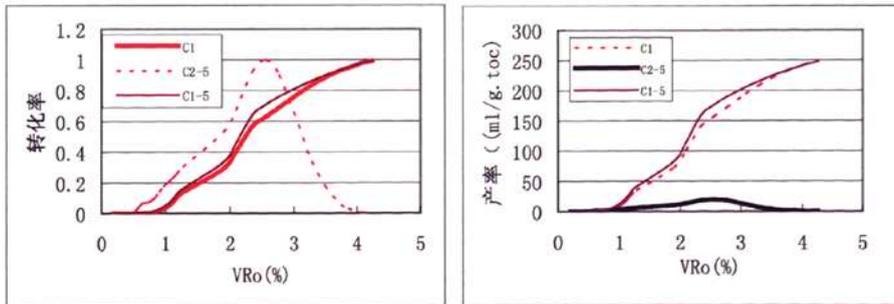


图4-2-11 崖南凹陷崖城组煤生气模式

4.2.3.2 生油模式

因YC组泥岩为 II_2 型干酪根, 有一定生成液态烃潜力。本研究仍以崖南沉积中心

地质剖面为基础，建立其液态烃生气模式，结果见图4-2-12。从中可见：

(1) 埋藏史对液态烃生成模式影响不明显，因此在一个盆地建立的生烃模式具有普遍应用价值；

(2) YC组泥岩液态烃生成的模式是： C_{13+} 生成门限 $Ro=0.65\%$ ；主生成阶段：0.7-0.9%，生油下限1.0%。 C_{6-12} 生成门限0.70%，主生成阶段0.8-1.5%，生成下限1.80%。

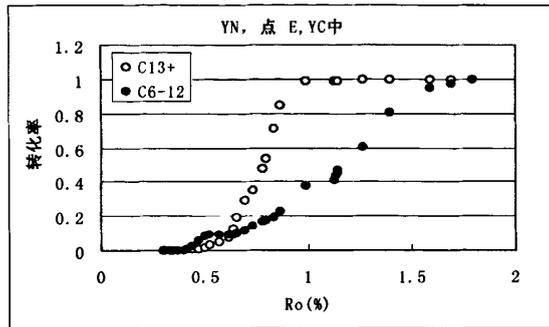


图4-2-12 崖南凹陷YC组泥岩液态烃生成模式

4.2.3.3 生烃动力学模式与热模拟实验生烃模式的对比

本研究对比了生烃动力学生烃模式与热模拟实验生烃模式。结果见图4-2-13与4-2-14。从中可看出：

(1) 生烃动力学生气模式超前热模拟生气模式，生烃规律一般超前 Ro 约0.5-1.0%。如崖南凹陷YC组泥岩动力学生气模型，如对比 C_{1-5} 产率，50ml/g.TOC产率，生烃动力学模型对应 $Ro=1.25\%$ ，热模拟模型1.65%；150ml/g.TOC产率，生烃动力学模型对应 $Ro=1.80\%$ ，热模拟模型对应2.5%；生气下限，生烃动力学模型对应 $Ro=3.6\%$ ，热模拟模型对应4.5%。

(2) 生烃动力学生烃模式重烃 C_{2-5} 产率较大，一般比热模拟实验大10%左右；且最高产率对应 Ro 较低，一般在1.9-1.75%，而热模拟实验 VRo 在2.1-2.3%。如崖南凹陷YC组泥岩生气动力学模型 C_{2-5} 最大产率达53ml/g.TOC，对应 $Ro=1.90\%$ ，而热模拟模型 C_{2-5} 最大产率50ml/g.TOC，对应 $Ro=2.30\%$ 。

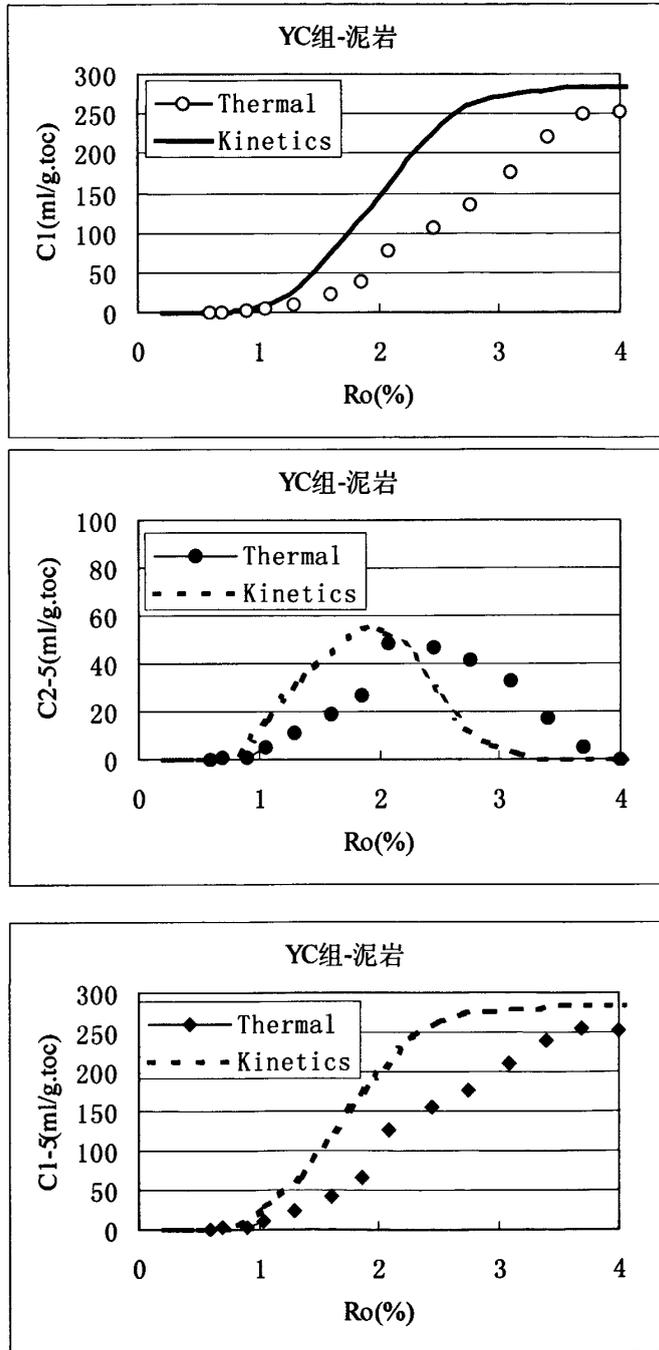


图4-2-13 Y8-2-1YC组泥岩生烃动力学学生气模式与热模拟实验生气模式对比

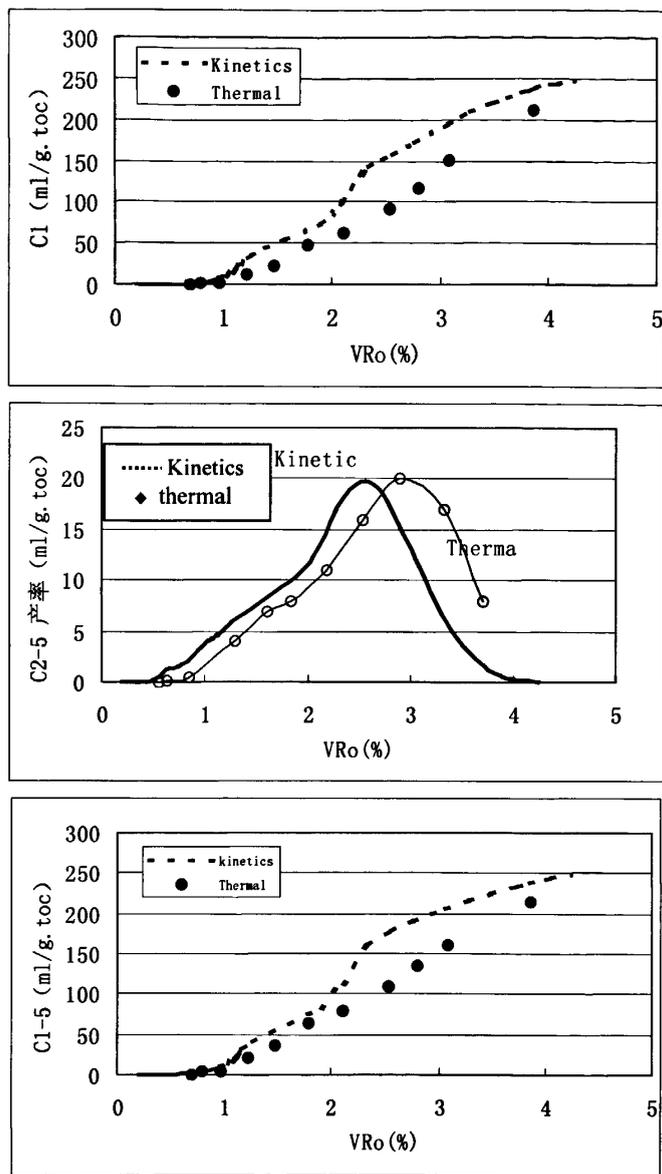


图4-2-14 Y8-2-1YC组煤生烃动力学生气模式与热模拟实验生气模式对比

综上所述，本研究得到如下两点认识：

- (1) 对于生油而言，热模拟实验所建立的生油模型与生烃动力学模型非常相似，在一般情况下可将热模拟实验生油模型应用于地质条件下生油评价；

(2) 对于生气而言, 热模拟实验生气模型与生烃动力学生气模型存在很大差别, 且不同地质条件下生气模型也有差别。因此, 应针对烃源岩具体埋藏史、受热史应用生烃动力方法建立生气模式应用于地质条件下烃源岩生气评价。

烃源岩油气生成模式具有非常重要的意义, 它是烃源岩评价、盆地模拟、生烃量及油气资源量计算的基础。

5 烃源岩甲烷碳同位素动力学模型与天然气成熟度评价

对琼东南盆地天然气地化特征与成因已有不少研究报道, 其天然气来源和运移一直是人们研究和讨论的热点。张泉兴和张启明(1989, 1991)根据实验室运移模拟实验和某些地球化学资料, 认为来自莺歌海盆地梅山组烃源岩天然气沿着一号断层运至该气田储层, 并提出 YC13-1 烃类水相运移理论。根据地质研究及物质平衡方法计算, 林壬子等(1985)、陈伟煌(1987)认为崖南凹陷天然气侧向注入 YC13-1 储层。近几年来, 通过气田储层流体非均质性研究和气源对比及两个盆地天然气的比较性分析, 认为崖 13-1 天然气主要由崖南凹陷崖城组运移而来(傅家谟等, 1995; 董伟良和黄保家, 2001; huang et al., 2003), 同时也有少量来自西侧莺歌海盆地天然气的贡献。目前, 总的看法是, 以广义的煤型气为主, 并存在其它成因天然气。但一个一直存在争议的问题是天然气成熟度。本研究在综合地质地球化学研究的基础上, 应用碳同位素动力学方法建立起莺琼盆地主要烃源岩 C_1 碳同位素动力学模型, 对天然气成熟度进行研究与探讨。

5.1 烃源岩 C_1 生成碳同位素动力学模型

5.1.1 崖南凹陷崖城组泥岩 C_1 生成碳同位素动力学模型

5.1.1.1 模拟计算参数

- (1) 目标层: YC 组泥岩
- (2) 古地温梯度: $3.9^{\circ}\text{C}/100$
- (3) 古地表温度: 现海底温度 15°C
- (4) C_1 碳同位素动力学参数: Y8-2-1 井 YC 组泥岩

(5) 模拟计算点：崖南凹陷沉积中心 E 点

5.1.1.2 模拟计算结果

崖南凹陷崖城组泥岩 C₁ 生成碳同位素动力学模型见图 5-1-1。从中可见：

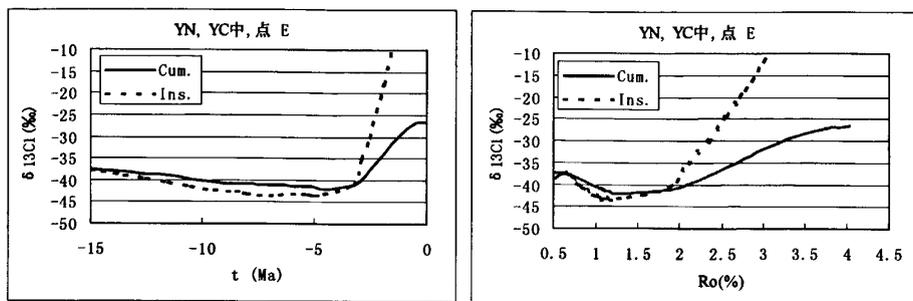


图 5-1-1 崖南凹陷崖城组泥岩 C₁ 生成碳同位素动力学模型

(模拟计算点：崖南凹陷沉积中心 E 点)

(1) 由该点生成的天然气在-3Ma 以前 $\delta^{13}\text{C}_1$ 较轻, $\delta^{13}\text{C}_1$ 在-37~-42‰之间, 在-3Ma 以后, $\delta^{13}\text{C}_1$ 迅速变重, 累积气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 为-26‰左右;

(2) 累积聚气与瞬时聚气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 曲线交点在 VRo=1.70%, 随成熟度增加, 瞬时 $\delta^{13}\text{C}_1$ 与累积 $\delta^{13}\text{C}_1$ 差值越来越大, 最大可达 15% 以上。

崖南凹陷崖城组煤的生成碳同位素动力学模型见图 5-1-2。可见与泥岩模型非常类似。所不同的是累积聚气与瞬时聚气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 交点在 Ro=1.5% 左右。

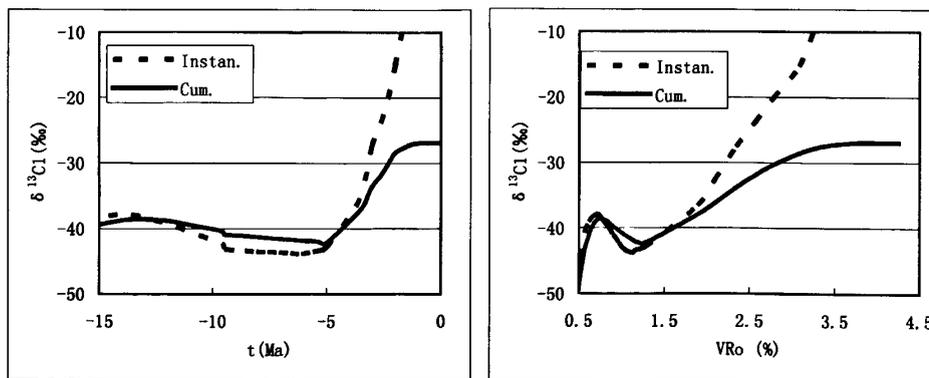


图 5-1-2 崖南凹陷崖城组煤 C₁ 生成碳同位素动力学模型

(模拟计算点：崖南凹陷沉积中心 E 点)

5.2 碳同位素动力学模型与热模拟实验结果对比

在上述研究的基础上,本研究进一步对比了这 2 个样品 C_1 碳同位素动力学模型与热模拟实验结果,结果见图 5-2-1。从中可见:

(1) 在实验条件下只能获得 C_1 累积碳同位素值,而应用生烃动力学方法可同时获得累积甲烷气与瞬时甲烷气碳同位素值;

(2) 对比实验条件下与生烃动力学方法累积气 $\delta^{13}C_1 \sim Ro$ 关系,可见两者差别明显。在成熟度较低阶段,碳同位素动力学模型 $\delta^{13}C_1$ 比热模拟实验结果 $\delta^{13}C_1$ 要低,在较高成熟阶段要重,两者差值一般可达 $-1 \sim -3\%$,最终趋于一致。两者的交点主要取决于样品类型,一般出现在 $Ro=2-3\%$;

(3) 热模拟实验 $\delta^{13}C_1$ 演变与碳同位素动力学模型 $\delta^{13}C_1$ 具有类似的演变规律,即均呈现出两头重,中间轻的特点,所不同的是转折点出现在不同成熟度,一般生烃动力学模型转折点 VRo 值较低,出现在 $1.0-1.5\%$ 之间,而热模拟实验出现在 $1.4-1.6\%$ 之间。

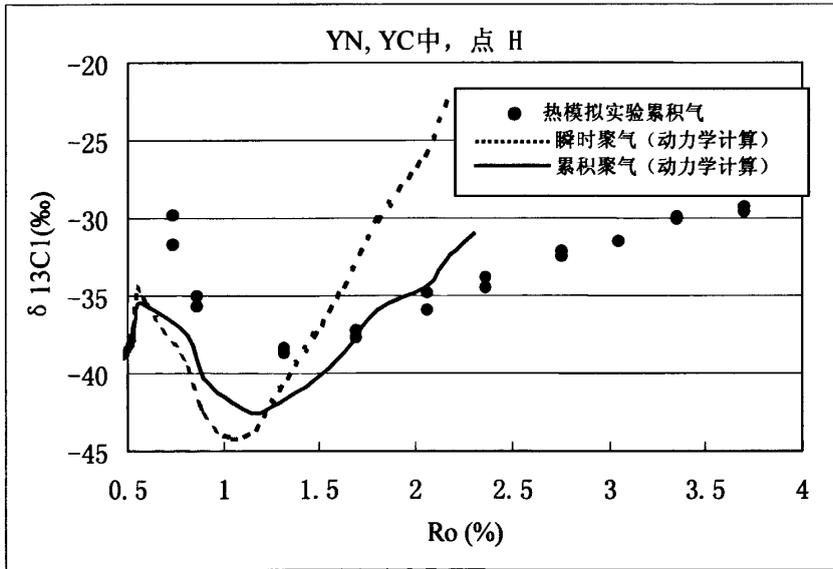


图 5-2-1 YC 组泥岩 $\delta^{13}C_1$ 动力学模型与热模拟实验结果对比

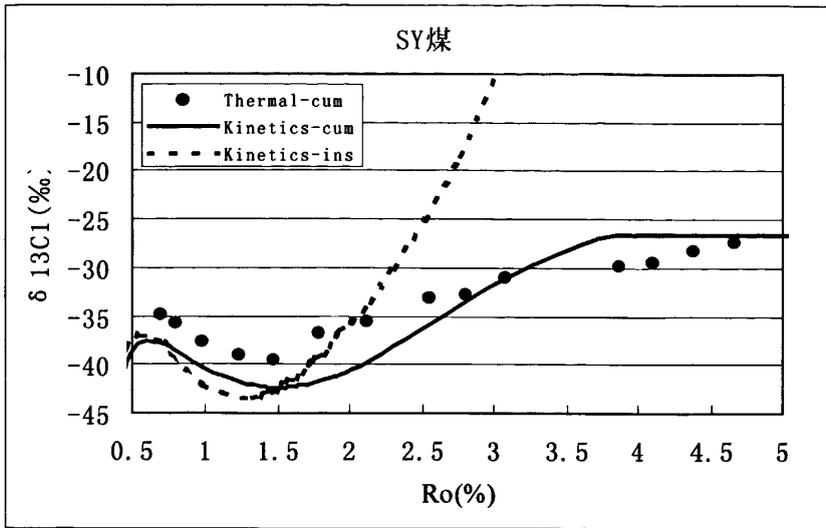


图 5-2-2 Y8-2-1 三亚组煤 $\delta^{13}\text{C}_1$ 动力学模型与热模拟实验结果对比

上述研究表明,应用热模拟实验结果所建立起来的 $\delta^{13}\text{C}_1$ -Ro 模型不能应用于地质条件。碳同位素动力学模型的建立对于客观认识地质条件下天然气碳同位素变化规律深化了一步,具有广泛应用前景。这部分内容将在下一节讨论

5.3 天然气成熟度评价

本研究在上述研究的基础上,将应用碳同位素动力学方法对这天然气成熟度作进一步研究与探讨。

5.3.1 传统方法确定天然气成熟度存在的问题

确定天然气成熟度主要有两种较通用的方法,一是根据 $\delta^{13}\text{C}_1$ (或 $\delta^{13}\text{C}_2$) \sim Ro 经验公式,二是根据典型烃源岩热模拟实验结果所建立起来的 $\delta^{13}\text{C}_1 \sim$ Ro 关系图版。

国内外学者 (Stahl 等, 1975; 1979; 戴金星等, 1985, 1989; 徐永昌等, 1994 等; 黄第藩, 1996) 基于不同地区烃源岩的统计分析,建立了各自的天然气 $\delta^{13}\text{C}_1 \sim$ Ro 关系式 (表 5-3-1), 在确定天然气的成熟度和进行气源对比曾发挥了重要作用。但随着研究工作的不断深入,人们发现,上述学者提出的一些方程是针对特定的地质条件而建立的,不应简单套用。以崖 13-1 气田为例,天然气甲烷碳同位素值介于

-32‰~-39.88‰之间（表 5-3-1，如按戴金星等（1989）煤成气 $\delta^{13}\text{C}_1 \sim \text{Ro}$ 方程计算的 $R_c=0.4 \sim 1.06\%$ ，按 Stahl 煤成气 $\delta^{13}\text{C}_1 \sim \text{Ro}$ 经验公式， R_c 在 $0.14 \sim 0.37\%$ ；而根据黄第藩针对塔里木天然气提出的 $\delta^{13}\text{C}_1 \sim \text{Ro}$ 经验公式， R_c 为 $1.8 \sim 3.4\%$ 。可见，结果差别很大。

图 5-2-1 是 Y8-2-1 组泥岩样品在热模拟实验条件下获得的 $\delta^{13}\text{C}_1 \sim \text{Ro}$ 关系。取 Ya13-1 天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 平均值 -37.5‰ 计算，Ya13-1 天然气成熟度 Ro 为 1.70% 左右。生烃热模拟研究结果表明，在此成熟阶段 C_1 转化率不到 0.2（见图 3-4-1），不可能形成如此大规模天然气藏，显然与实际地质情况不吻合。

表 5-3-1 不同学者提出的 $\delta^{13}\text{C}-\text{Ro}$ 关系式

作者	$\delta^{13}\text{C}-\text{Ro}$ 关系式	备注
Stahl 等 (1975,1977)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 14.0 \lg \text{Ro} - 28.0$	煤型气
	$\delta^{13}\text{C}_1 = 17.0 \lg \text{Ro} - 42.0$	油型气
戴金星等 (1985, 1989,1992, 1995)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 14.12 \lg \text{Ro} - 34.39$	成熟煤型气
	$\delta^{13}\text{C}_1 = 15.80 \lg \text{Ro} - 42.20$	成熟油型气
	$\delta^{13}\text{C}_2 = 8.16 \lg \text{Ro} - 25.71$	成熟煤型气
	$\delta^{13}\text{C}_3 = 7.12 \lg \text{Ro} - 24.03$	成熟煤型气
沈平等 (1988) 徐永昌等 (1994)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 8.6 \lg \text{Ro} - 32.8$	成熟煤型气
	$\delta^{13}\text{C}_1 = 40.5 \lg \text{Ro} - 34$	低演化煤型气
	$\delta^{13}\text{C}_1 = 22 \lg \text{Ro} - 43.3$	低演化油型气
黄第藩等 (1996)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 5.99 \text{ Ro} - 51.80$	塔里木盆地
	$\delta^{13}\text{C}_2 = 4.50 \text{ Ro} - 44.40$	
	$\delta^{13}\text{C}_1 = 21.88 \lg \text{Ro} - 45.60$	
	$\delta^{13}\text{C}_2 = 15.24 \lg \text{Ro} - 39.60$	
陈安定等 (1993)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 27.23 \lg \text{Ro} - 46.45$	鄂尔多斯盆地
黄藉中等 (1991)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 35.765 \lg \text{Ro} - 47.151$	四川盆地
李景明等 (1994)	$\delta^{13}\text{C}_1 = 12.60 \text{ Ro} - 58.74$	

上述研究表明，应用常规方法评价天然气成熟度存在较多的问题。实际上，常规的计算公式只适应于某些特定的地质条件。影响天然气碳同位素的因素较多，除受烃源岩的母质类型和成熟度影响外（Hunt, 1979; Tissot et al, 1984; 包茨等，

1988), 还与天然气藏运聚条件和成藏过程等有关(Rooney 等, 1995; Tang 等, 1996, 2000; Cramer 等, 1998, 2001; 周兴熙, 1999; 肖贤明等, 2002, 2003)。一般来说, 早期生成的天然气碳同位素较轻, 晚期生成的天然气碳同位素较重; 累积效应使后期产生的气体与早期产生的气体相混合, 碳同位素变轻。莺-琼盆地天然气甲烷、乙烷同位素差值较大, 这和本区天然气形成、运移、成藏的复杂性是分不开的。传统的方法未能全面地考虑这些因素, 因此所得结果可靠性较差。

5.3.2 天然气成熟度范围

本研究以崖南凹陷中心为参考点, 对本研究烃源岩干酪根与煤样品作了碳同位素动力学模拟, 计算了地质条件下生成天然气的“瞬时”和“累积”甲烷碳同位素随 R_o 的演化(见图 5-1-1 与图 5-1-2)。可以看出, 这些烃源岩在 $R_o=1.20\sim 1.5\%$ 之后生成天然气的“瞬时”甲烷碳同位素明显比“累积”甲烷碳同位素重, 且随着成熟度增加, 这种差别越来越大。从该图中, 可得到两点重要启示:

(1) 应用 $\delta^{13}C_1$ 确定天然气成熟度在很大程度上受天然气聚集效率的影响。如图 6-1-1 中所示, 对应 $R_o=2.3\%$, $\delta^{13}C_1$ 变化范围在 $-30\sim -38\%$ 之间在地质条件下是常见的。

(2) 天然气形成是一个长期累积过程, 因此天然气藏内天然气的成熟度应当分布在一定范围内, 而不是一个固定值。上述分析也说明应用传统方法求取天然气成熟度的风险在于不知道天然气藏的运聚模式。应用碳同位素动力学方法评价天然气成熟度, 只能得到一个天然气成熟度区间, 且必须结合地质条件进行综合分析。

表 5-3-2 是崖南地区几个气藏天然气地化数据, 在不考虑天然气运聚效率的前提下, 根据本研究所建立起的天然气 $\delta^{13}C_1$ 动力学模型, 可对崖南地区天然气可能达到的最大成熟度进行推算。结果如下:

(1) Ya13-1-1 井, $\delta^{13}C_1=-35.8\%$, 按泥岩模型, 天然气最大成熟度 $R_o=2.05-2.2\%$; 按煤模型, 天然气最大成熟度 $R_o=2.3-1.9\%$;

(2) Ya13-4-1 井, $\delta^{13}C_1=-37.3\%$, 按泥岩模型, 天然气最大成熟度 $R_o=2.0-2.08\%$; 按煤模型, 天然气最大成熟度 $R_o=1.8-2.10\%$;

(3) Ya13-6-1 井, $\delta^{13}\text{C}_1 = -36.5\%$, 按泥岩模型, 天然气最大成熟度 $R_o = 2.03-2.15\%$; 按煤模型, 天然气最大成熟度 $R_o = 1.85-2.2\%$ 。

表 5-3-2 YC13-4、YC13-6 气藏天然气及 YC13-1 气田地化特征

井号	测试层	井深 (m)	层位	烃类气(%)		非烃气(%)		干燥系数 C_1/C_{1-5}	$\delta^{13}\text{C}(\%)$		$^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-6}$
				C_1	C_{2-5}	CO_2	N_2		C_1	CO_2	
YC13-4-1	FET	2772	SY	87.43	6.04	5.21	0.57	0.94	-37.3	-3.3	0.765
YC13-4-2	DDT	2768-2793	SY	86.79	6.04	6.02	0.06	0.94	-37.1	-7.8	
YC13-6-1	No.1MDT	3010.8	SY	87.58	5.43	5.41	0.44	0.94	-33.6	-8.6	
	No.2MDT	3012.5	SY	86.52	5.38	6.14	0.87	0.94	-36.5	-5.9	0.726
	No.1MDT	3021.5	SY	86.12	5.34	6.54	0.92	0.94	-36.9	-5.3	0.752
	No.1MDT	3032.5	SY	87.48	5.78	5.56	0.00	0.94	-36.9	-6.1	
YC13-1-6	DST3	3775-3818	L3	85.50	8.34	4.99	0.93	0.91	-39.88	-10.29	
YC13-1-1	DST3	3574-3586	L3	85.03	3.74	9.60	0.72	0.96	-35.7	-4.90	
LD15-1-1	DST4	2200-2225	YGH	16.02	1.44	78.72	3.55	0.95	-34.54	-4.15	0.565

值得指出的是, 上述成熟度范围最大值一个对应累积气, 另一个对应瞬时气。一个气藏是属于何种运聚模式, 需结合生烃史, 圈闭形成历史及通道等多项因素综合分析。这部分内容详见第 6 章。

6 崖 13-1 气田天然气成因与运聚成藏研究

6.1 崖 13-1 气田地质地球化学特征

崖 13-1 气田位于海南省三亚市西南 100km 的海域, 水深 99m, 区域构造上属于莺(歌海)-琼(东南)盆地交界处, 琼东南盆地的西部边缘(图 6-1-1)。对于崖 13-1 气田地质特征与气田成因已作了较多的工作, 形成了一些较统一的认识(龚再升等, 1997; 黄保家, 2003)。本节作一综述。

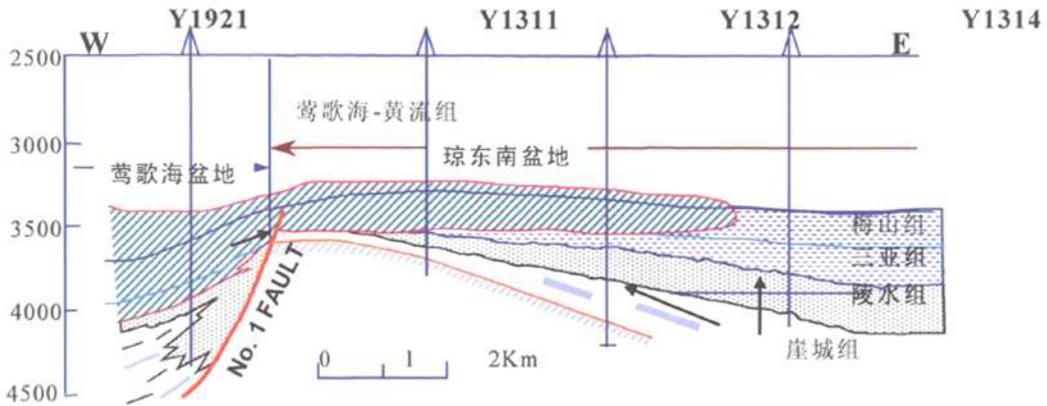


图 6-1-1 崖 13-1 气田剖面图

崖 13-1 气田构造位于构造带的最高部位，为一基底隆起上盖层披覆的生长背斜构造，西南翼被断层切割，形成轴向北西-南东的半背斜，长轴 13.5km，短轴 5.5km。探明含气面积 49.9km^2 ，地质储量 $1077 \times 10^9\text{m}^3$ ，经济可采储量 $850 \times 10^9\text{m}^3$ 。崖 13-1 气田仅指 1 号断层上升盘，下降盘称崖 19-2 构造，经钻探证实为干构造。

近年来，所作大量油气地质地球化学研究表明，陵水—崖城组发育有暗色泥岩与薄煤层，为主要烃源岩。暗色泥岩生烃母质主要以陆源高等植物为主，为 III-II₂ 型。这套烃源岩分布广，在整个崖南凹陷均有广泛分布。

琼东南盆地海平面升降过程，造成不同沉积相带在垂向上相互叠置，形成了多套区域性储盖组合。如陵水组三段砂岩储层及上覆陵水组二段泥岩盖层组合；三亚组砂岩储层与三亚组中上部和梅山组的浅海泥岩盖层组合。陵三段是主力产气层，为一套扇三角洲沉积，砂岩物性好；陵二段与三亚组仅是次要产气层。气藏之上的莺-黄组与第四系，累积厚度达 3300m，为区域盖层。

崖 13-1 构造是由潜山、背斜和地层 3 种类型圈闭组成的复合型圈闭（图 6-1-1）。在陵水组沉积末期（晚渐新世末），陵三段气层顶部的构造已基本形成，在梅山组沉积末期（中中新世末）构造定型并形成直接顶封盖层。但由于盖层薄，对天然气封盖性不好。因此，虽然 Ya13-1 构造成形和定型时间早，但区域盖层形成较

晚, 形成于梅山期, 早期生成的天然气难有效运聚, 天然气有效运聚发生在-2~-3Ma 以后(肖贤明, 2002)。

崖 13-1 气田的天然气是含少量凝析油的干气, 天然气以甲烷为主, 含量 83.87%; 乙烷含量为 3.83%, 富含 CO₂, 平均含量为 7.65%。此外含一定数量的氮气, 占 1.02%。崖 13-1 气田天然气的甲烷碳同位素组成相对较重, 据南海西部研究院提供的资料, $\delta^{13}\text{C}_1$: -33.1‰~-39‰(表 6-3-1); 烷烃气同位素系列存在倒转现象 $\delta^{13}\text{C}_2 > \delta^{13}\text{C}_3$ 或 $\delta^{13}\text{C}_3 > \delta^{13}\text{C}_4$ (龚再升等, 1997)。

崖 13-1 气藏的平均压力为 $38.47 \times 0.1 \text{MPa}$ (在-3810m 处), 气藏的压力梯度为 0.0101MPa/m; 气藏的压力系数 1.05, 属正常的压力系统。气藏处于同一温度系统, 气藏的平均温度为 174.4℃, 气水界面为-3962m。崖 13-1 气藏为具统一气水界面的层状边水气藏, 含气高度达 426.7m, 气藏可分为 10 个小层, 下部气层连通差, 中上部连通好。

崖南凹陷是琼东南盆地勘探程度最高的生气凹陷, 迄今为止, 在该凹陷的周围钻探了 7 个圈闭, 除崖 13-1 气田外, 还发现崖 13-4 气田和 2 个含气构造, 天然气储存于渐新统陵水组及下中新统三亚组和梅山组海相砂岩, 其下伏为崖城组烃源岩, 由黄流组或梅山组与三亚组泥岩构成复合型封盖。在崖 13-1 气组成中, 以 CH₄ 为主(85~90%), 干燥系数 ($C_1/\Sigma C_{1-5}$) 高达 0.91~0.99。天然气甲烷碳介于-34.75~-39.88‰之间。近年来, 所作大量地质地球化学研究表明, 崖城组发育的富含陆源高等植物暗色泥岩与薄煤层为主要烃源岩。由于这套烃源岩在整个崖南凹陷广泛分布, 因此, 确定有效供烃灶范围, 剖析已知气田的成藏模式, 将对下部勘探有重要指导意义。

6.2 储层流体包裹体特征及气藏充注时间

6.2.1 流体包裹体的类型与特征

在晶体的结晶过程中, 多种因素都可造成晶体缺陷, 这些缺陷被晶体周围的流体介质所替代就形成了流体包裹体。包裹体有多种分类方法。对于油气地球化学研究, 感兴趣的是在成岩演化过程中形成的次生包裹体, 且最重要的是有机包裹体。崖 13-1 构造储层中流体包裹体丰富, 可分为如下几种类型(图 6-2-1):

(1) 盐水溶液包裹体 透明无色, 近圆形或不规则状, 大小为 5-10 μm, 气液比通常<8%。大约占包裹体总数的 10-20%。

(2)含气态烃有机包裹体 多为次圆形、椭圆形，大小不等，一般为 $5-10\mu\text{m}$ ，气态烃相约占 20-30%，气泡为黑色、厚壁状；液相主要为盐水，其中溶有一些/少量液态烃，为褐灰色或浅黄褐色，发弱荧光。数量占 40-50%。

(3)气态烃包裹体 次圆形、椭圆形或不规则状，大小为 $4-7\mu\text{m}$ ，黑色，气相约占 60-80%。数量占 30-40%。

(4)含液态烃有机包裹体 多为不规则状，少数次圆形，大小不等，一般为 $3-9\mu\text{m}$ ，气态烃相约占 30-40%，气泡为黑色；液态烃为褐灰色或透明无色，发黄绿色荧光。数量占 3-5%。

(5)CO₂ 盐水包裹体 CO₂ 气—CO₂ 液—盐水三相，CO₂ 气液两相占 40-60%；液相透明无色，不发荧光，呈半月形或环形围绕着气泡存在。这种包裹体为椭圆形或不规则状，个体一般比较大，为 $10-15\mu\text{m}$ ，数量较少(<5%)。通常要求室温低于 27℃才易于识别这种包裹体。

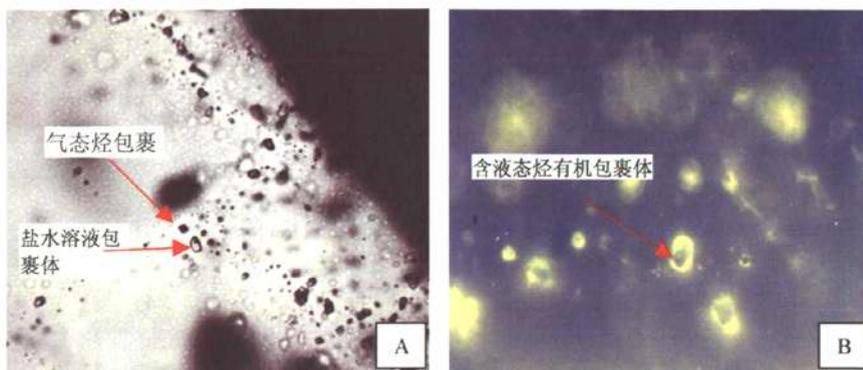


图 6-2-1 储层流体包裹体照片，Ya13-1 气藏，陵水组砂岩， $\times 450$

6.2.2 流体包裹体的均一温度

因有机包裹体均一温度影响因素较多，本研究测定与有机包裹体共生的盐水溶液包裹体的均一温度。测定结果见表 6-2-1 与图 6-2-2，从中可得到如下认识：

(1) 盐水包裹体均一温度一般均低于地层现地温，说明该区在成藏过程中热流体活动不强烈，流体包裹体均一温度可代表当时地层地温；

(2) 包裹体有两组均一温度：一组为 $130-160^{\circ}\text{C}$ ，另一组为 $160-190^{\circ}\text{C}$ 。并以后组为主；

(3) 有机包裹体鉴定结果表明，与较高温组共生的主要为气态烃，无荧光包裹体具有较大气液比，成熟度较高(胡忠良等,2005b)。与较低温组盐水包裹体共生的，

主要是含气态烃包裹体或含液态烃包裹体，包裹体气液比较小，呈黄绿色荧光，显示成熟度较低的特点。

表 6-2-1 YC13-1 气藏储层流体包裹体特征参数

孔号	样品号	深度(米)	均一温度(℃)	气液比(%)	冰点(℃)	盐度
Y13-1-2	No 11	3796.5	167.8	11.72	-3.3	5.41
			167.3	11.18	-3.3	5.41
	No 12	3794	178.8	10.70	-6.3	9.6
			179.6	10.38	-6.2	9.47
	No 12	3794	180.2	10.12	-6.5	9.86
	No 12	3794	180.2	10.12	-6.5	9.86
	No 13	3793.2	183.6	11.47	-5.6	8.68
			180.2	10.5	-3.9	6.30
			180.4	10.46	-4.3	6.88
			190.6	11.46	-4.5	7.17
	No 15	3647.1	180.2	10.33	-3.8	6.16
			178.8	10.67	-4.0	6.45
178				-4.2	6.74	
Y13-1-4	No 21	3885.5	174.5	9.70	-3.3	5.41
			181.3	10.03	-3.3	5.41
	No 22	3886.8	175.8	10.78	-5.3	8.28
			177.5	10.75	-5.5	8.55
	No 23	3888.4	180.1	9.02	-5.2	8.14
			178.9	9.60	-5.2	8.14
			178.7		-5.0	7.86
	No 29	4031	170.2	10.48	-1.6	2.74
171.0			11.27	-1.6	2.74	
170.5			10.68	-1.6	2.74	
Y13-1-6	No 34	3905	186.8	10.47	-8.6	12.39
			186.7	10.32	-8.8	12.62
			187.9	11.15	-8.7	12.51
			195.3		-10.4	14.36
	No 35	3971.5	179.2		-6.6	9.98
			178.8	11.90	-7.2	10.74
	No 36	3974	180.6	10.59	-8.0	11.70
183.5			10.21	-7.8	11.46	
179.8			10.60	-7.9	11.58	
			184.2	10.68	-8.3	12.05
Y13-4-2	No.1	2764.4	135.3	9.36	-3.6	5.86
			139.8	9.56	-3.4	5.56
	No.2	2766	145.6	9.37	-0.8	1.4
			140.8	9.68	-0.8	1.4
			139.8	8.94	-1.0	1.74
			147.3	7.50	-1.2	1.91
	No.4	2774.7	143.4	9.59	-3.6	5.86
			142.5	9.44	-2.5	4.18
	No.5	2778.84	148.2	9.28	-1.0	1.74
			182.5	10.18	-2.2	3.71
	No.10	2796.3	144	9.66	-4.8	7.59
			146	9.89	-5.0	7.86
			167	9.09	-12.1	15.96
165.6			9.44	-11.9	15.86	

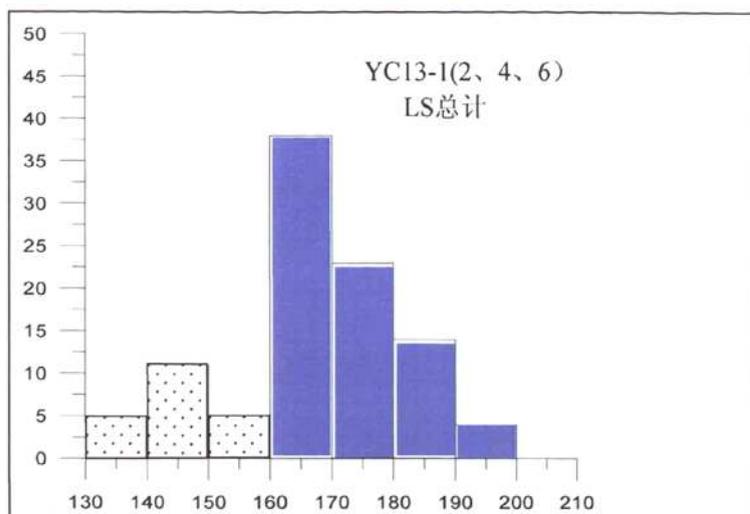


图 6-2-2 崖 13-1 气田陵水组砂岩储层流体包裹体均一温度分布

6.2.3 油气藏油气充注历史

6.2.3.1 原理与方法

有机包裹体的形成有一个必备条件，即地层水中含有烃类（施继锡,1987；肖贤明等 2002）。因此，储层中石油包裹体的形成时间反映了油气大规模注入储层的时间（Karlsen D.A., Nedkvitne T., Larter S.R., et. al.,1993；Xiao et al, 2002），按地质学精度，也可作为油气成藏地质时间。其关键点在于：

（1）所研究的盐水包裹体应当与烃类包裹体共生，两者属同期形成；

（2）气态烃包裹体因形成于不混溶条件，温度测定值明显偏高，不可作为储层成藏温度的标志；

（3）该方法仅适应于油气藏形成后盆地构造活动不强烈、气藏没有出现破坏、调整等次生变化。

具体推算方法如下：

（1）确定石油包裹体形成深度

如前所述，本研究盐水包裹体为与石油包裹体共生的盐水流体包裹体。因此，这些盐水包裹体的形成深度代表了油气充注储层的深度。该深度估算公式如下：

$$H=(T_H-T_0)/G$$

H=油气充注时储层的深度（米）；

T₀=盆地平均古地表温度（℃）

G=古地温梯度（℃/100m）

T_H=盐水包裹体均一温度（℃）

(2) 油气成藏时间推算

根据油气聚集深度（H），结合埋藏史与受热史并可推断油藏形成时间与期次。成图方法如下：根据地层分层数据绘制研究样品埋藏史曲线，该曲线与该样品石油包裹体形成深度曲线的交点所对应的时间即为成藏时间。

6.2.3.2 油气充注历史

根据上述研究成果，本研究进一步应用储层流体包裹体特征确定成藏时间。崖 13-1 气田陵水组砂岩储层与气态烃包裹体共生的盐水包裹体均一温度 160—190℃，平均 175℃。结合该区埋藏史与受热史，据此推算出天然气成藏时间也在-2Ma 以后（图 6-2-3）。

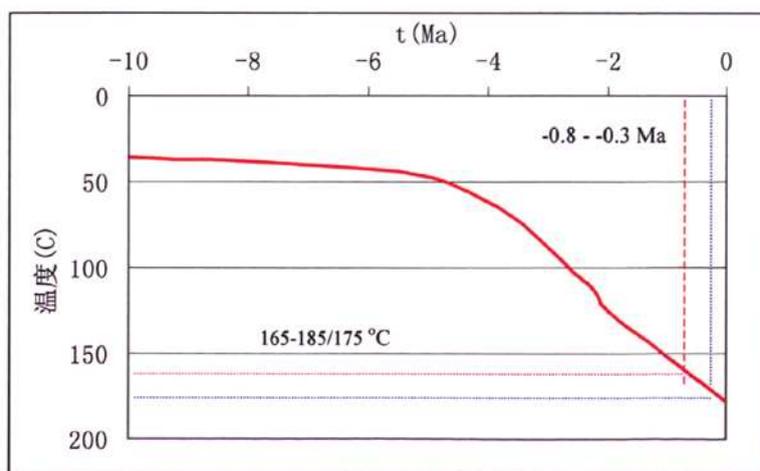


图 6-2-3 崖 13-1 气田陵水组流体包裹体成藏时间推算结果

6.3 崖13-1气田气源区圈定

综合相关的成果与认识,崖13-1气田主要地质地球化学特征如下:

- (1) 主力气源岩是崖城组煤系泥岩,气源区主要是崖南凹陷;
- (2) 圈闭形成于中新世,盖层形成中中新世梅山组沉积期(崖城凸起上的崖13-6和崖13-4气田的盖层形成晚中新统);
- (3) 天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 平均-36‰, $\delta^{13}\text{C}_1$ 范围-34.75~-39.88‰。此外,根据崖13-1气田陵水组砂岩与气态烃包裹体共生的盐水包裹体均一温度160—190℃和埋藏史与受热史,推算出天然气成藏时间在2Ma~现今(肖贤明等,2002;王建宝等,2002)。

以上认识是本研究应用天然气碳同位素动力学模型圈定气源区的基础。

图6-3-1至图6-3-8是崖南凹陷—崖13-1构造剖面代表点生烃史及 C_1 碳同位素动力学模型,从中可得到如下认识:

(1) 崖南凹陷沉积中心(点E)崖城组烃源岩现埋深6472-7691m,目前达生气下限,主生气期(C_1 转化率0.2-0.9为主生气期)出现在-4~-2Ma之间,从地质角度,崖13-1构造可聚集-2~-3Ma以后的天然气。按此模型形成的天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 应在-26‰以上,比崖13-1气藏天然气重得多。由此可见,崖南凹陷中心崖城组烃源岩不是崖13-1构造主要气源区。

(2) 斜坡带点H,现埋深5500m,对应最高地温232℃,Ro为2.18%。天然气在-2Ma进入生气门限,主生气阶段出现在1.5Ma以后,目前天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 转化率为0.72,生成天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 为-32‰,比崖13-1气藏天然气略重。但考虑到斜坡带上部较低成熟度天然气混合,该点天然气应是有效气源区,可作为有效气源岩的最深部。

(4) 崖南凹陷斜坡带点I,现埋深5000m,崖城组烃源岩主生烃期出现在-0.5Ma。目前正处在大量生气阶段, C_1 转化率为0.40,生成的天然气累积气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 为-38‰,与崖13-1气藏天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ 相当,该点应是主要气源区。

(5) 崖13-1-6井,崖城组泥岩最大埋深4350m,对应Ro=1.38%,在-0.25Ma进入生气门限,目前 C_1 转化率只有0.13%,生成的天然气 $\delta^{13}\text{C}_1$ =-42.5‰,明显轻于

崖 3-1 气藏天然气, 从地质背景角度考虑, 该点最近储层, 生成的天然气可向崖 13-1 构造运聚, 该点也应是有效气源区。

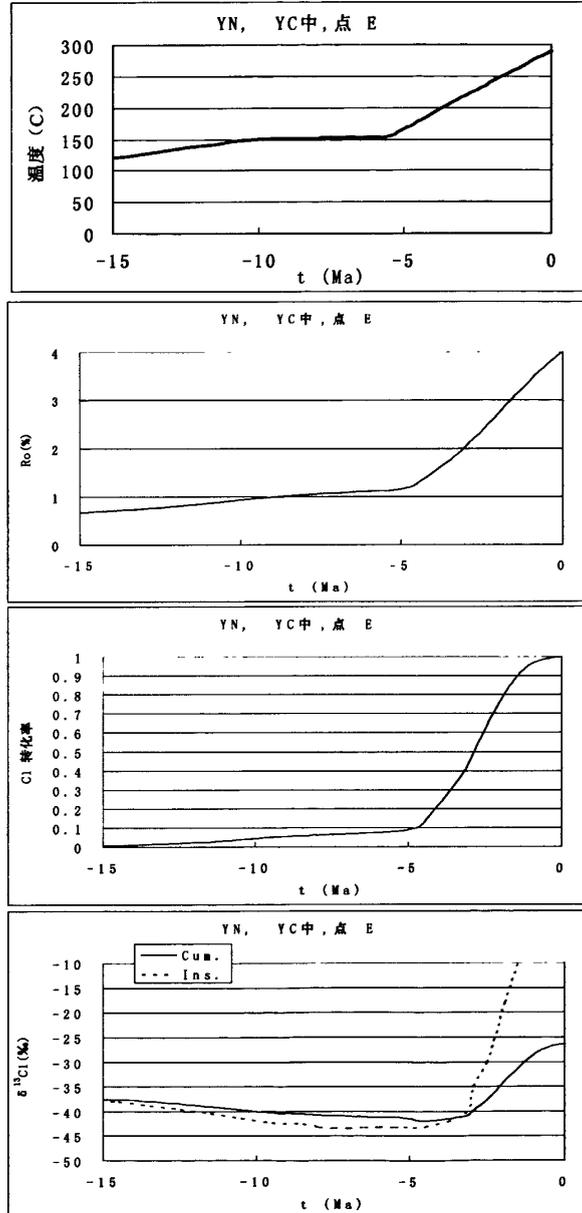


图 6-3-1 崖南凹陷沉积中心崖城组烃源岩生烃史及 C₁ 碳同位素动力学模型

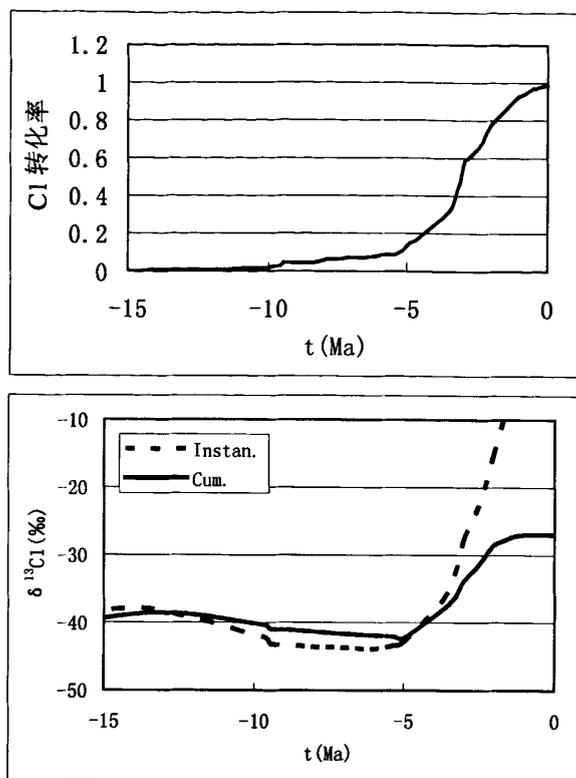


图 6-3-2 崖南凹陷沉积中心崖城组煤生烃史及 C₁ 碳同位素动力学模型

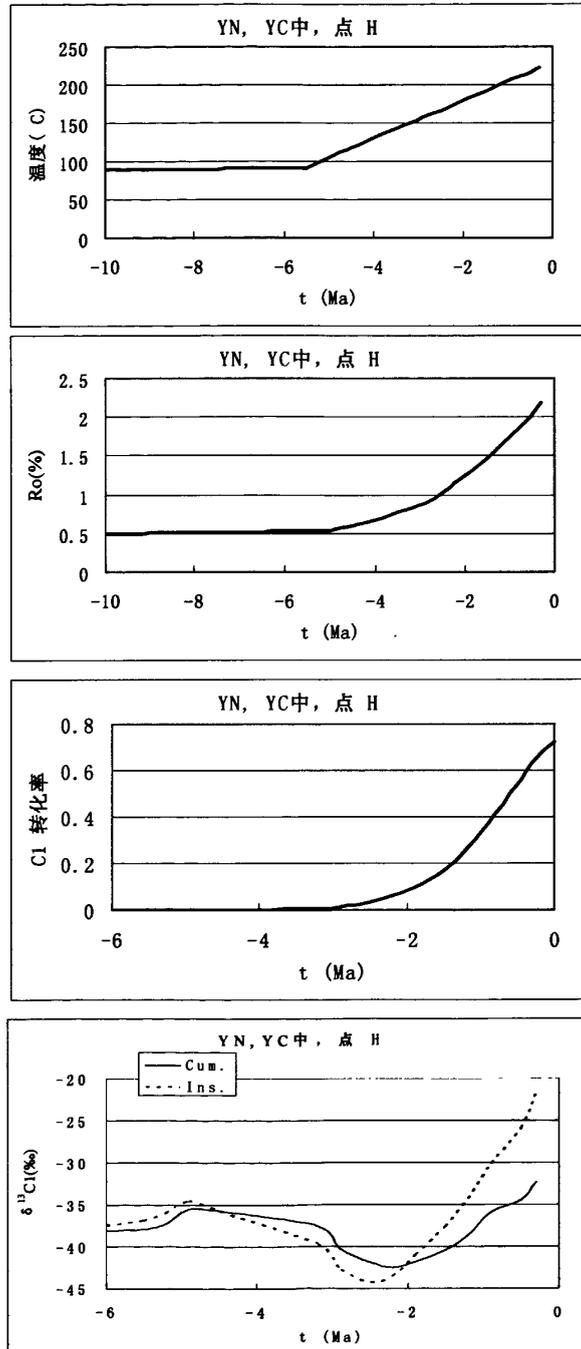


图 6-3-3 崖南凹陷 H 点崖城组烃源岩生烃史及 C₁ 碳同位素动力学模型

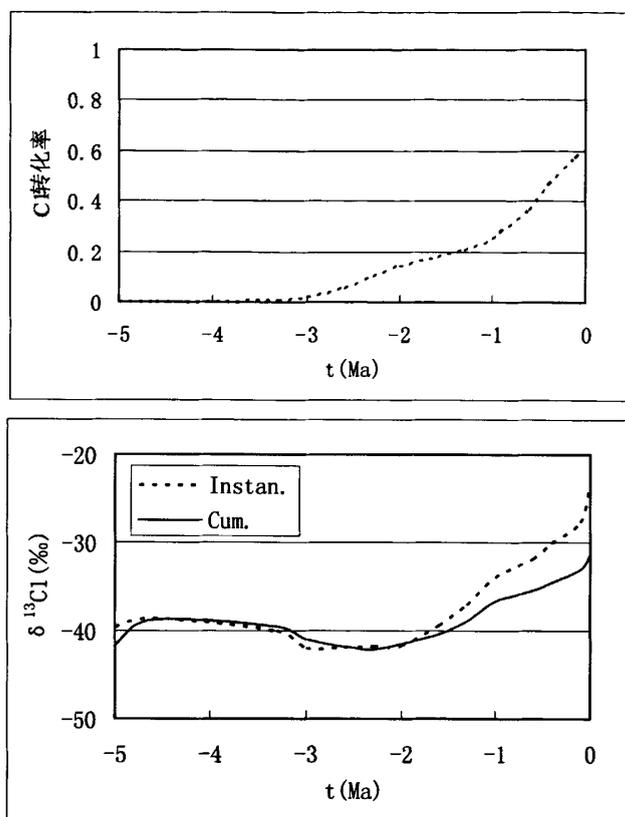


图 6-3-4 崖南凹陷 H 点崖城组煤生烃史及 C_1 碳同位素动力学模型

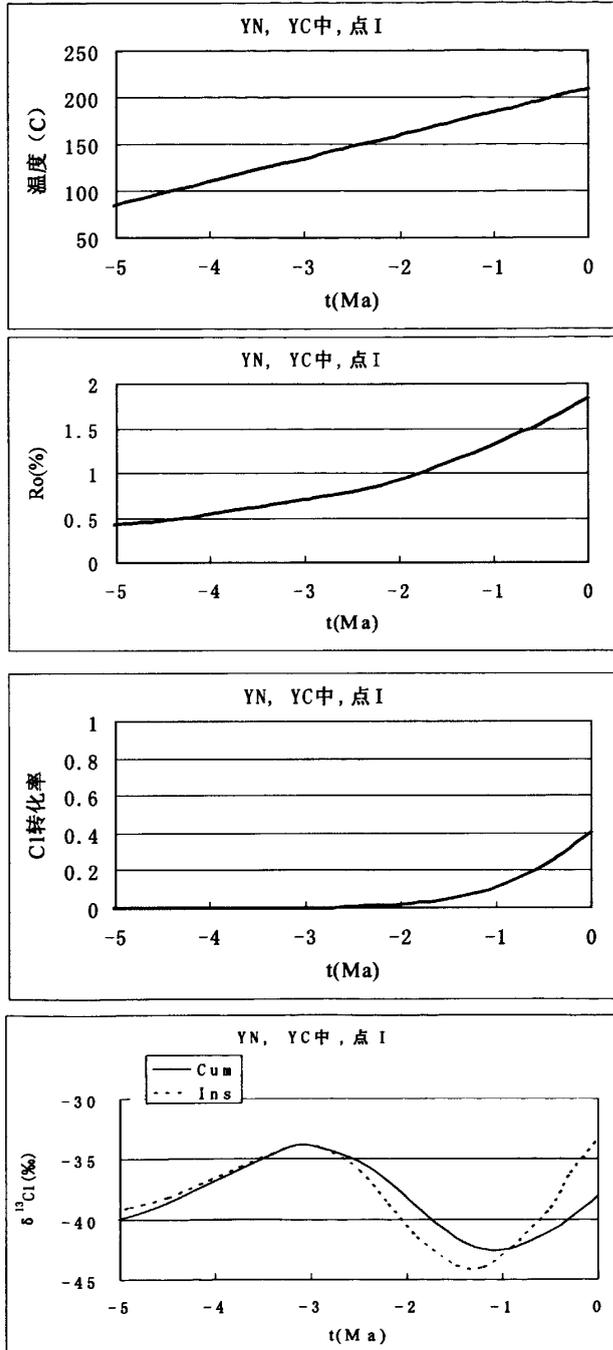


图 6-3-5 崖南凹陷 I 点崖城组烃源岩生烃史及 C_1 碳同位素动力学模型

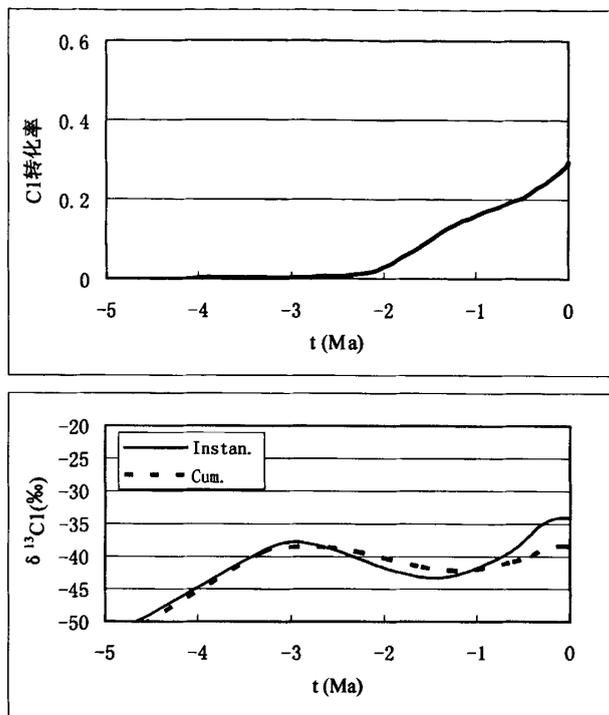


图 6-3-6 崖南凹陷 I 点崖城组煤生烃史及 C_1 碳同位素动力学模型

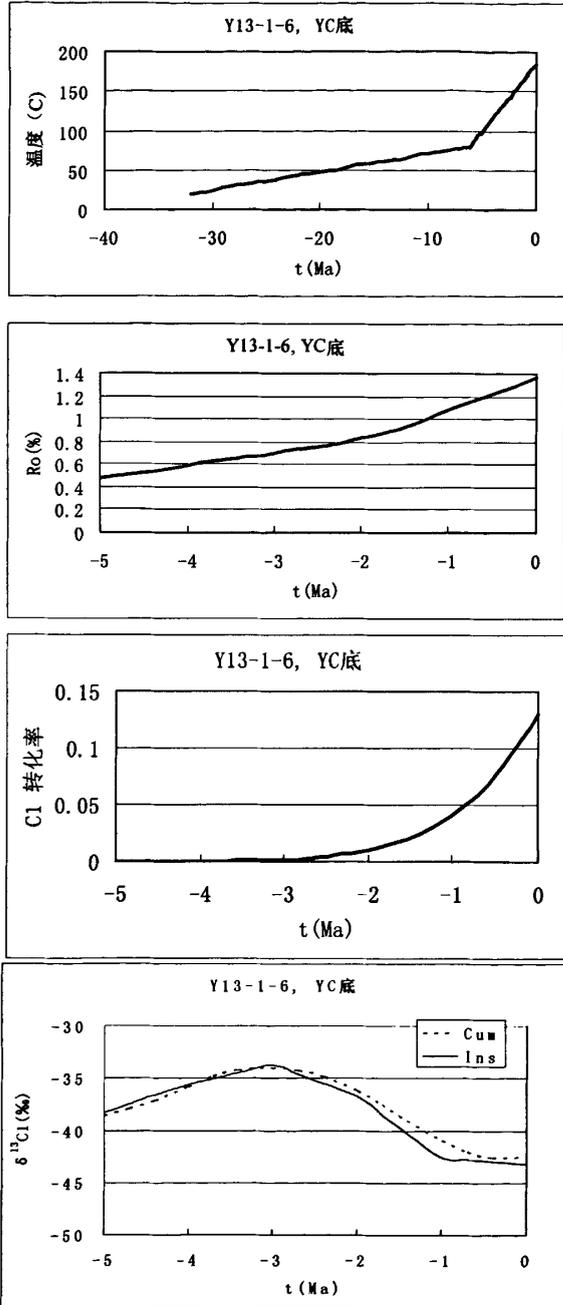


图 6-3-7 崖南凹陷 Ya13-1-6 井崖城组烃源岩生烃史及 C₁ 碳同位素动力学模型

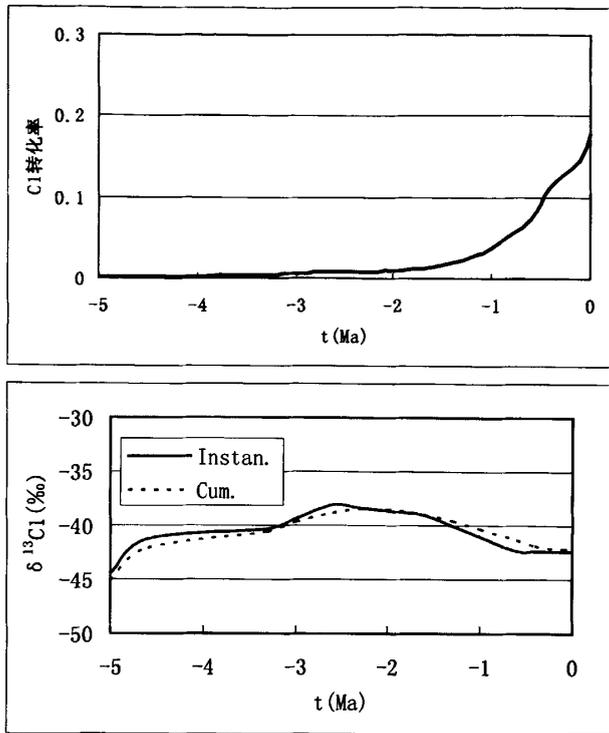


图 6-3-8 崖南凹陷 Ya13-1-6 井崖城组煤生烃史及 C₁ 碳同位素动力学模型

综上所述，崖 13-1 气田天然气主要气源区范围是从 YC13-1-6 井至模拟点 H（图 4-1-1）埋深从 4300-6000m 分布范围的崖城组，烃源岩成熟度范围 Ro 介于 1.20-2.2%，这套烃源岩目前正处在主生气阶段，有大量天然气补给，对气藏形成与保存非常有利。

6.4 天然气运聚模式

崖南凹陷因斜坡带崖城组烃源岩在 -2Ma 以后才开始大量生烃与排烃(胡忠良等,2005a)，这时崖 13-1 构造圈闭可有效圈闭来源于深部烃源岩生成的天然气，崖 13-1 气田应属典型累积气。根据 Rooney 模型，天然气为累积气。

综上所述，崖 13-1 气田天然气充注成藏富有三个特点：一是有效气源区位于凹陷斜坡带，有利于天然气就近运移，避免长距离运移造成天然气大量散失；二是气

源区烃源岩正处在大量生气阶段，聚集效率高；三是成藏时间较晚且累积集气，有利于天然气的保存。在上述综合研究的基础上，本研究建立起了崖 13-1 气田天然气运聚模式（图 6-4-1），该模式在以往地质模式的基础上，提供了该气田如下地质地球化学信息：

（1）有效气源区是崖南凹陷崖城组泥岩，现埋深分布范围 4000-5500m，烃源岩成熟度范围 R_o 介于 1.20-2.2%；

（2）崖 13-1 天然气田主要形成于 -2Ma 以后；

（3）天然气基本上属累积聚集气，目前天然气仍在有效的聚集。

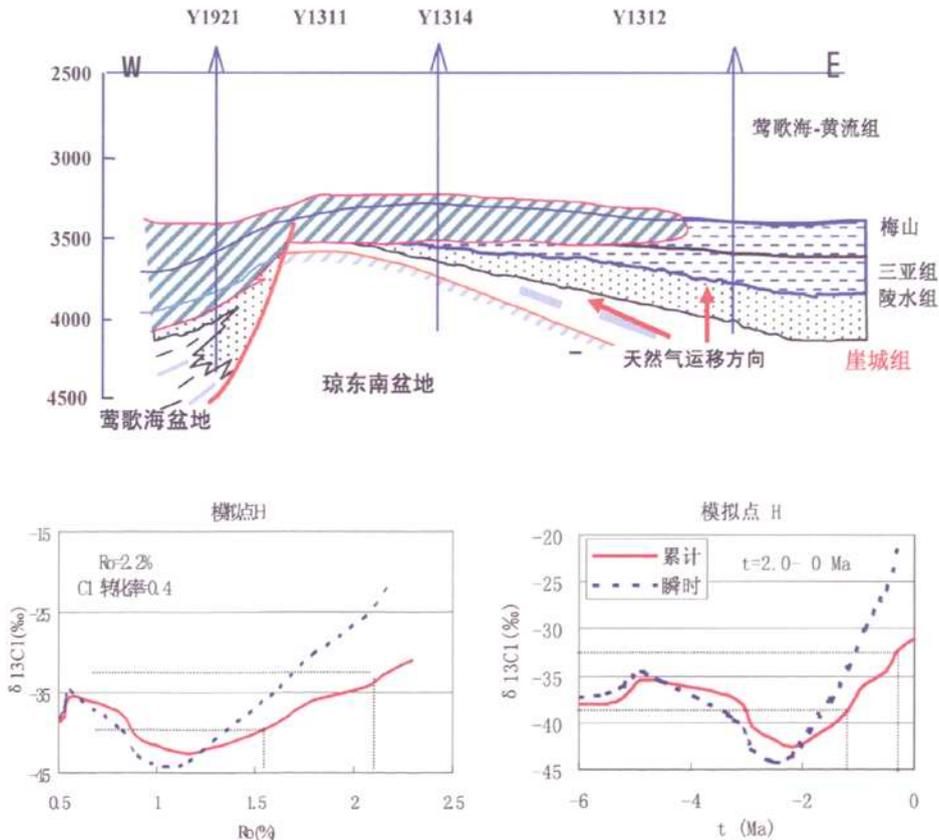


图 6-4-1 崖 13-1 气田天然气成藏运聚模式（H 点的位置见图 4-1-1）

6.5 值得讨论的问题

本研究模式需回答的问题是崖南凹陷中心崖城组烃源岩形成的天然气为何未在崖 13-1 构造运聚? 本研究提供如下观点供探讨:

(1) 崖南凹陷沉积中心及周边地区崖城组烃源岩生气较早, 如在沉积中心, 主生气阶段出现在-2Ma 以前, 生成的天然气被散失掉未能有效运聚, 只有在-2Ma 以后生成的天然气才能有效运聚。虽崖 13-1 构造圈闭构造形成较早, 但构造顶部崖 13-1-1 井陵三段上覆地层厚度只有 270m(-5Ma), 1800m(-2.3Ma), 2100m(-2Ma) (图 6-5-1), 因此早期生成的天然气即使运聚至崖 13-1 构造也被散失掉。

(2) 崖南凹陷-崖 13-1 构造断层不发育, 天然气主要是侧向运移。崖南凹陷中心生成的烃类未能发生有效运聚而形成超压体系, 驱动斜坡带气源区生成的天然气向隆起带运聚。根据龚再升等 (1997) 的研究, 崖 13-1 气田为一低压区, 压力系数在 1.0-1.1 之间, 其东南的崖南凹陷压力系数大于 1.5, 表明气田陵三段为压力释放带, 烃源区通过压力释放作用源源不断地向崖 13-1 圈闭供气。

6.6 崖13-1背斜带天然气聚集条件及勘探前景

崖 13-1 背斜带西靠一号断层与莺歌海盆地相依 (图 6-6-1), 东以斜坡向崖南凹陷沉积中心过渡, 崖南凹陷形如倒三角形, 其北是崖城凸起, 西侧就是崖 13-1 背斜带 (东侧主体是崖 21-1 背斜带)。此带受一号基底大断裂长期活动的控制, 是继承性发育的基底隆起带, 长约 80km, 宽约 10km, 北高南低, 其上发育一系列披复背斜、半背斜和岩性等圈闭。可见构造带夹于莺歌海盆地与崖南凹陷之间的断裂带上, 所处构造位置好, 有极好的烃源条件, 勘探前景广阔。

6.6.1 区域沉积特征

琼东南盆地的新生界除下第三系的始新统一下渐新统的尚未揭露外, 从第四系的乐东组一下第三系中渐新统崖城组均已钻遇, 且探井的分布基本上集中在崖南凹陷的周围。根据地震解释, 崖南凹陷最大沉积厚度>9000m, 仅次于中央拗陷, 其中下第三系最大沉积厚度 5000m。其沉积与演化特征如下: 始新一早渐新世时, 盆地为箕状湖盆, 崖 13-1 背斜带此时已具雏形。在崖南凹陷、中央拗陷和莺歌海盆地东

南部已有较大规模的半深湖相沉积；背斜带周围发育以滨浅湖为主的沉积；中—晚渐新世崖城—陵水组沉积时，背斜带周围为扇三角洲和滨浅海相发育区，渐新世晚期是储层发育的高峰期，故陵水组为构造带上主要勘探目的层。晚第三纪仍受早先凸起的影响，保留滨浅海和台地沉积环境。直至晚中新世以后，海盆明显扩大，构造带处于陆架坡折线附近，发育外陆架浅海为主的沉积。

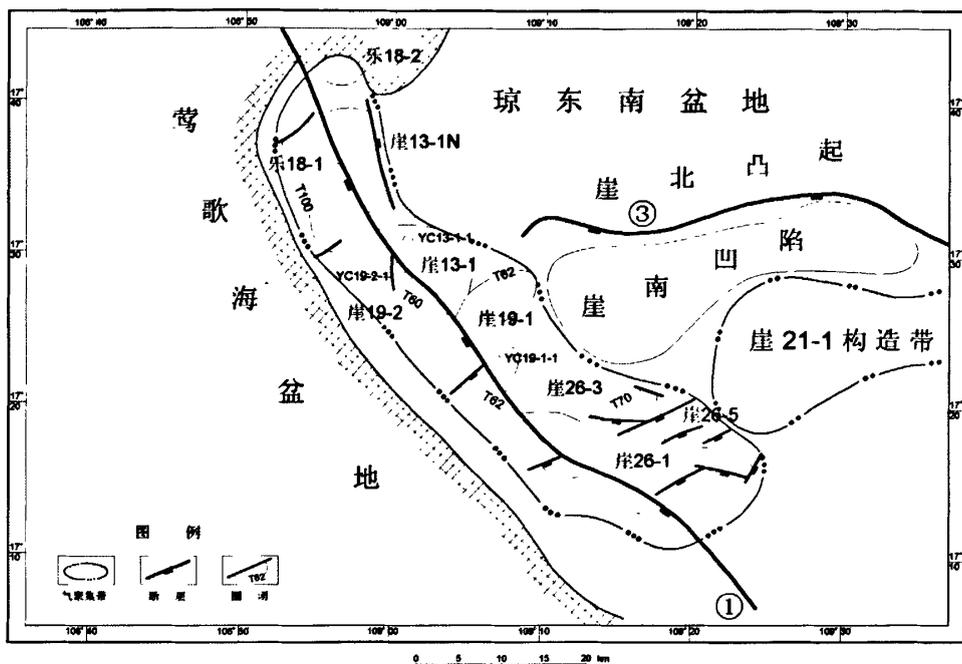


图 6-6-1 崖 13-1 背斜带圈闭分布图

6.6.2 烃源及储盖组合

崖 13-1 背斜带的烃源主要来自崖南凹陷。崖南凹陷面积达 1775km^2 ，经计算的天然气(包括煤和腐殖型干酪根泥岩生成的天然气)资源量 $1.3 \times 10^{11}\text{m}^3$ ，生气强度大(胡忠良等,1995)。

崖 13-1 背斜带北高南低，下第三系沉积相对变薄，但主要目的层陵三段依然存在，而崖 13-1 构造及以南的广大地区沉积较厚，崖城、陵水组发育扇三角洲、滨海砂坝；上第三系在本区均以泥岩为主，特别是梅山组泥岩含钙又具高压，是很好盖

层。崖 13-1 气田陵三段含气，陵二段、梅山组泥岩复盖其上，曾被誉为“黄金”组合。因此该带最少存在下、中两套含气组合体系，但主要勘探目的层是下组合体系的陵三段，次为中组合体系的三亚—梅山组砂岩。

6.6.3 地温、地压特征

虽然莺—琼盆地是个高温、高压的热盆地，由于琼东南盆地是由多个演化不一、壁垒相间的裂隙、凸起组合而成，因而地温和地压的分布特征也各不相同。其中，崖 13-1 背斜带为一中温—高温的构造带，构造带上五口探井的地温梯度均在 4.10—4.39°C/100m，相对于最邻近的崖城凸起有较高的地温梯度。

压力场的资料则表明，沿着背斜带的走向，地压有较大的变化，从背斜带的西北段常压，向东南渐增加，至崖 26-1 背斜构造上，陵三段气层压力系数可增至 1.8-1.9 左右；其上的陵二段~陵一段盖层压力系数可达 2.1-2.2；陵一段以上的三亚、梅山组则又开始降低，回复到与陵三段相似，在 1.7-1.8 左右。这种压力场的分布特征，展现了在崖 13-1 背斜带的东南段发育有两个压力系统，意味着在此处有可能存在异常高压面以上的中组合体系的气藏，因而大大地提高了背斜带东南段的评价地位。

6.6.4 圈闭特征

崖 13-1 背斜带面积约 800km²，共由 8 个背斜圈闭组成(图 6-6-1)，它们自北而南分布有：乐 18-2、崖 13-1N、崖 13-1、崖 19-2、崖 19-1、崖 26-1、崖 26-3、崖 26-5 等圈闭。

在崖 13-1 背斜带 8 个圈闭的 23 层构造图中，断鼻类型 2 层，断背斜 3 层，背斜 4 层，半背斜 3 层，断块 5 层，单断山 2 层，崖性 1 层，块断 1 层。其中归入背斜类型的背斜、断背斜和半背斜合计 12 层，占总层数的 52.2%，以单个圈闭有利勘探层统计，归属背斜、半背斜和断背斜的有崖 13-1、崖 26-1 和崖 26-3，占圈闭总数的 50%。从圈闭的类型，崖 13-1 聚集带应属背斜构造类型为主。根据多型复合，主型定名原则，把聚集带称为崖 13-1 背斜带，是一以背斜类型为主的背斜、断块、岩性复合圈闭带。

6.6.5 勘探前景

综上所述,崖 13-1 背斜带在琼东南盆地中的地质、构造位置优越,烃源丰富,具有多源、多阶复合的特点;储层厚度大、物性好;储盖组合佳;圈闭类型好,规模大,具备发育大中型气田的条件。目前已发现了崖 13-1 大气田。根据该带的预测天然气储量推算,崖 13-1 气田已经找到储量仅占本带资源量的一小部分,因此,在该构造带仍有找天然气的良好前景。

根据研究成果,崖南凹陷烃源岩生气作用始于-5Ma,不同构造间位主生烃期存在较大差别。在凹陷中心,主生气期出现在-4~-2Ma,在斜坡带一构造凸起部位生烃较晚,一般在-2Ma 以后。从目前勘探情况分析,崖 13-1 背斜构造的圈闭形成较晚。因此,天然气勘探应注意两个问题:一是斜坡带气源区形成的天然气,这部分天然气易于有效运聚,二是较早圈闭构造,有利于聚集来源于凹陷中部的天然气。

7 主要成果与认识

(1) 获取了琼东南盆地崖城组 2 块典型烃源岩样品生成动力学参数及碳同位素动力学参数。

- ① Ya8-2-1 井崖城组泥岩样品生烃动力学样参数： C_{1-5} 活化能分布范围为 47~74kcal/mol，主峰 65kcal/mol，频率因子 $2.4 \times 10^{15} S^{-1}$ ；甲烷碳同位素动力学参数：平均活化能 54.086kcal/mol，活化能门限值 0.01094
- ② Ya8-2-1SY 组煤生烃动力学样参数： C_{1-5} 活化能分布范围为 48~74kcal/mol，活化能主峰为 66kcal/mol，频率因子为 $9.38 \times 10^{14} S^{-1}$ ；甲烷碳同位素动力学参数：平均活化能 584.33kcal/mol，活化能门限值 0.01094

这些动力学参数是进行生烃史模拟、油气资源预测及天然气成因研究重要的地球化学参数。

(2) 应用生烃动力学方法研究了崖南凹陷崖城组烃源岩生烃史。

崖南凹陷崖城组煤系烃源岩生烃较晚，在不同构造部位存在较大差别。凹陷中心、斜坡带主生气期分别出现在-4.5~-2.0Ma，-2.0Ma~现在，主生油期分别出现在-16~-4Ma，-13~-3Ma。构造隆起带部位目前刚进入主生气阶段，主生油期出现在-3Ma以后。

(3) 应用生烃动力学方法，建立起了不同类型烃源岩在不同地质条件下的生气模式与生油模式。

研究表明：

- ① 不同类型烃源岩生气模式存在差别，主要与生烃母质类型有关，如对比主生气期 R_o 范围，Y8-2-1 井崖城组泥岩出现在 1.30~2.90%，Y8-2-1 井三亚组煤出现在 1.25~3.5%；
- ② 基于热模拟实验的生油模式与生烃动力学生油模式具有较好可比性。YC8-2-1 井崖城组泥岩主生油期出现在 $R_o=0.65-0.90\%$ ，生油结束出现在 1.0%左右。

(4) 根据沉积-构造发展史及古地温梯度演化, 以本研究样品为基础, 建立起了不同类型烃源岩甲烷气生成的碳同位素动力学模型。这些模型揭示了三点重要规律:

- ① 应用热模拟实验建立起的碳同位素分馏模型不能直接应用于地质条件, 其与基于动力学方法建立起的地质模型存在很大差别, 在 $R_o=2-3\%$ 以前, 地质条件甲烷碳同位素动力学模型 $\delta^{13}C_i$ 较低, 与热模拟实验碳同位素分馏模型相差可达 $-1\sim-3\%$, 随成熟度增加, 两者差值变小, 在生气结束时趋于一致;
- ② 天然气生成过程中 $\delta^{13}C_i$ 演变不仅取决于烃源岩母质类型、成熟度, 而且还与埋藏史及热史有关, 对于每个生烃凹陷, 应针对具体地质条件建立起天然气 $\delta^{13}C_i$ 同位素动力学模型;
- ③ 天然气 $\delta^{13}C_i$ 在很大程度上取决于天然气聚集效率, 一般进入主生气阶段后瞬时聚气 $\delta^{13}C_i$ 比累积聚气 $\delta^{13}C_i$ 要重, 两者差值随成熟度增加而加大。

(5) 应用综合地质地球化学研究成果及本研究所建立起的碳同位素动力学模型确定了琼东南盆地天然气成因类型与成熟度。

Ya13-1 气田天然气为煤型气, 来源于崖南凹陷斜坡带崖城组含煤岩系烃源岩, 天然气最大成熟度可达 $R_o=2.05-2.15\%$;

(6) 综合有关地质、地球化学研究成果, 在早期研究的基础上, 建立并完善了 Ya13-1 气田天然气运聚模式。

Ya13-1 气田天然气运聚模式要点为:

- ① Ya13-1 天然气田形成于 $-2Ma$ 以后;
- ② 气源区是崖南凹陷崖城组泥岩, 埋深分布范围 $4000-5500m$, 烃源岩成熟度范围 R_o 介于 $1.20-2.2\%$;
- ③ 天然气基本上属累积聚集气, 目前天然气仍在有效的聚集。

主要参考文献

1. 包茨等主编, 1988. 天然气地质学. 北京: 科学出版社.
2. 程克明, 关德师, 陈建平等, 1991. 烃源岩产烃前的热解模拟实验及其在油气勘探中的应用. 石油勘探与开发, 17(5):1-10.
3. 陈伟煌, 1987. 崖 13-1 气田的成藏条件. 见: 煤型气地质研究, 北京: 石油工业出版社.
4. 戴金星, 戚厚发, 1989. 我国煤成气的 $\delta^{13}\text{C}$ — R_o 关系. 科学通报, 34(9): 690-692.
5. 戴金星和戚厚发, 1985. 鉴别煤型气和油成气若干指标的初步探讨. 石油学报, 6(2).
6. 丁福臣, 王剑, 钱家麟, 1991. 压力下生油岩的热解动力学研究. 石油学报, 12(3):45-50.
7. 王会祥, 黄第藩, 李晋超, 1986. 陆相干酪根热解动力学参数的研究. 有机地球化学与陆相生油, 石油工业出版社, p245-256.
8. 杨天宇, 王涵云, 1987. 岩石中有机质高温高压模拟实验. 石油与天然气地质, 5(4):380-389.
9. 杨国华, 吴肇亮, 刘庆豪, 1990a. 不同类型干酪根热解生烃动力学研究(一). 石油大学学报, 14(1):72-80.
10. 杨国华, 吴肇亮, 徐伟民, 1990b. 不同类型干酪根热解生烃动力学研究(一). 石油大学学报, 14(2):74-84.
11. 张大江, 黄第藩, 李晋超等, 1983. 油页岩干酪根热解的动力学性质及其地球化学意义. 石油与天然气地质, 4(4):383-394.
12. 董伟良, 黄保家, 2001. 莺-琼盆地煤型气的鉴别标志和气源判识. 天然气工业, 20(1): 23-27.
13. 傅家谟, 陈军红, 盛国英, 耿安松, 刘德汉等, 1995. 莺歌海-琼东南盆地第三系烃源岩研究. 南海西部石油公司内部报告.
14. 龚再升、李思田等, 1997. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集. 北京: 科学出版社.

15. 黄保家, 1999. 琼东南盆地天然气潜力及有利勘探方向. 天然气工业, 19(1):34-39.
16. 黄第藩, 李晋超, 周红等, 1984. 陆相有机质演化和成烃机理. 北京: 石油工业出版社.
17. 黄第藩等, 1996. 塔里木盆地东部天然气的成因类型及其成熟度判识. 中国科学 D 辑, 26(4)
18. Hunt M.J. 著, 1979, 胡伯良译. 石油地球化学和地质学. 北京: 石油工业出版社.
19. 胡忠良, 李娟娟, 李键周, 谢玉洪, 梁崇刚, 1995. 莺—琼盆地天然气富集条件及寻找大中型气田勘探目标选择. 国家“八.五”天然气重点科技攻关课题研究成果.
20. 胡忠良, 2000. 北部湾盆地濠西南凹陷超压系统与油气运移, 地学前缘, 7(3): 73-80.
21. 胡忠良、肖贤明, 2005a. 崖 13-1 气田有效气源区与运聚成藏模式. 地球化学, 34(1): 66-72.
22. 胡忠良、肖贤明, 2005b. 崖 21-1 构造储层包裹体古压力的求取及其与成藏关系研究. 天然气工业, 25(6): 20—27.
23. 吕明等, 2000. 琼东南盆地生烃凹陷的沉积体系和沉积相分析. 南海西部石油公司内部报告.
24. 林壬子, 将基平, 梅博文, 1985. 琼东南盆地油气来源的初步研究. 南海西部石油公司内部报告.
25. 刘金钟, 唐永春, 1998. 用干酪根生烃动力学方法预测甲烷生成量. 科学通报, 43(11): 1187-1191.
26. 施继锡, 1987. 有包裹体及其与油气运移的关系. 中国科学(辑), 7:318-325.
27. 汪集旻, 罗晓容等, 1996. 莺歌海盆地地温场特征与天然气成藏关系研究. 国家“九.五”天然气重点科技攻关课题研究成果.
28. 王建宝, 郭汝泰, 肖贤明, 刘祖发, 申家贵, 2002. 塔里木轮南低隆起早古生代油气藏形成的期次与时间研究. 沉积学报, 20(2): 320-325.
29. 徐永昌等主编, 1994. 天然气成因理论及应用. 北京: 科学出版社.
30. 肖贤明著, 1992. 有机岩石学及其在油气评价中的应用. 广州: 广东省科学出版社.
31. 肖贤明, 刘祖发, 刘德汉等, 2002. 应用储层流体包裹体信息研究天然气气藏的

- 成藏时间. 科学通报, 47 (12) : 957-960.
32. 杨计海, 陈红汉, 1998. 莺-琼盆地的压力系统及油气运移. 国家“九五”天然气重点科技攻关课题研究成果
 33. 杨计海, 胡忠良, 2000. 莺-琼盆地中深层高温超压天然气成藏条件研究. 国家“九五”天然气重点科技攻关课题研究成果.
 34. 张泉兴, 张启明, 1989. 莺歌海盆地梅山组石油的深热成因. 中国海上油气, 3(2): 25-33.
 35. 张泉兴, 黄保家, 1991. 南海主要盆地天然气的成因类型及其成烃史. 中国海上油气, 4(1): 5-13.
 36. 张国华, 黄保家, 潘贤庄, 1998. 莺歌海-琼东南盆地天然气的成因联系及海相烃源岩研究. 国家“九五”重点科技攻关课题研究成果.
 37. 张启明, 胡忠良, 1992. 莺琼盆地高温高压环境及油气运移机制. 中国海上油气, 6(1):1-8.
 38. 周兴熙, 王红军, 1999. 略论天然气甲烷碳同位素的累积效应. 石油勘探与开发, 26 (1) : 10-12.
 39. 卢双舫, 有机质成烃动力学及其应用, 北京: 石油工业出版社, 1996.
 40. Zhang Qiming, Zhang Quanxing, Hu Zhongliang and Wang Zhenfeng. 1990. Generation and Migration of Hydrocarbons of Neogene in the Yinggehai and Qiongdongnan Basin. China Ocean Press. 212-227.
 41. Allred V D.1966. Kinetics of oil shale pyrolysis. Chemical Engineering Progress, 62(8):55-60
 42. Berner U, Faber E, Scheeder G, and Panten D. Primary cracking of algal and land plant kerogens: Kinetic modeling of kerogen and oil cracking. Chem. Geol., 1995, 126: 233-245.
 43. Behar F, Kressmann S, Vandenbroucke M, et al. Experimental simulation in a confined system and kinetic modeling of kerogen and oil cracking. Org. Geochem., 1991, 19: 173-189.
 44. Behar F, Tang Y, Liu J. Comparison of rate constants for some molecular traces generated during artificial maturation of kerogens: influence of kerogen type. Organic Geochemistry, 1997,26: 281-287.
 45. Behar F, Vandenbroucke M, Tang Y, et al. Thermal cracking of kerogen in open and

- closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. *Org. Geochem.*, 1997, 26(5-6): 321-339.
46. Berner U, et al. Kinetic models of carbon isotope variations in methane, ethane, and propane in comparison with field data of Europe. *AAPG*, 1993, 77(9): 1607.
 47. Berner U, Faber E. Empirical carbon isotope/maturity relationships for gases from algal kerogens and terrigenous organic matter, based on dry, open-system pyrolysis. *Org. Geochem*, 1996,24(10-11): 947-955.
 48. Berner U, Faber E, and Stahl W. Mathematical simulation of the carbon isotopic fractionation between huminitic coals and related methane. *Chem. Geol.* 1992. 94: 315-319.
 49. Boreham C J, Horsfield B and Schenk H J. Predicting the quantities of oil and gas generated from Australian Permian coals, Bowen basin using pyrolytic methods. *Marine and Petroleum Geology*, 1999,16: 165-188.
 50. Braun R L, Burnham A K. Analysis of chemical reaction kinetics using a distribution for activation energy and simple models. *Energy and Fuels*, 1987, 10: 153-161.
 51. Burnham A K, and Braun R L. Global kinetic analysis of complex materials, *Energy & Fuels*, 1999,13(1):1-22.
 52. Burnham A K and Sweeney J J. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance: *Geochimica et Cosmochimica*. 1989, 53, 2649-2657.
 53. Carr, A. D., 1991. A pressure dependent model for vitrinite reflectance. In: Manning, D. (ed.), *Organic Geochemistry: Advances and Applications in Energy and the Natural Environment*, p. 285-287. Manchester University Press.
 54. Carr, A. D., 1999. A vitrinite reflectance kinetic model incorporating overpressure retardation. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 16, p. 355-377.
 55. Clayton C. Carbon isotope fractionation during natural gas generation from kerogen. *Mar. Petrol. Geol.*, 1991, 8: 232-240.
 56. Cramer B, Faber E, Gerling P and Krooss B M. Reaction kinetics of stable carbon isotopes in natural gas—insights from dry, open system pyrolysis experiments. *Energy & Fuels*, 2001, 15, 517-532.
 57. Cramer B, Krooss B M, and Littke R. Modeling isotope fractionation during primary cracking of natural gas : a reaction kinetic approach. *Chem. Geol.*, 1998, 149: 235-250.
 58. Galimov E. Sources and mechanisms of formation of gaseous hydrocarbons in

- sedimentary rocks. *Chem. Geol.*, 1988, 71: 77-95.
59. Gaveau B, Letolle R, and Monthieux M. Evaluation of kinetic parameters from ¹³C isotopic effect during coal pyrolysis. *Fuel*, 1987, 66: 228-231.
 60. Huang, B.J., Xiao, X. and Dong W. L.,2003. Geochemistry and origins of natural gases in the Yinggehai and Qiongdongnan basins, offshore South China Sea. *Organic Geochemistry* , 34: 1009-1025.
 61. Hill, R.J., Jenden, P.D., Tang, Y.C., Teerman, S.C., Kaplan, I.R., 1994. Influence of pressure on pyrolysis of coals, in Mukhopadhyay, P.K., Dow, W.G., (Eds), *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter : Application and Limitation*, American Chemical Society, ACS Symposium Series 570, p161-193.
 62. Karlsen D.A., Nedkvitne T., Larter S.R.,et. al.,1993, hydrocarbon composition of authigenic inclusions: application to elucidation of petroleum reservoir filling history: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57: 3641-3659.
 63. Prince, L.C., and L.M.Wenger,1992, The influence of pressure on petroleum generation and maturation as suggested by aqueous pyrolysis: *Organic Geochemistry*,19:141-159.
 64. Rooney M A, Claypool G E, Chung H M. Modeling thermogenic gas generation using carbon isotope ratios of natural gas hydrocarbons. *Chem. Geol.*, 1995, 126 : 219-232.
 65. Scheoll M.,1980. The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins. *Gochim. et Cosmochim. Acta*, 44:649-661.
 66. Scheoll M.,1983. Genetic characterization of natural gases. *AAPG*, 67: 2225-2238.
 67. Stahl J W and Carey B D. Source-rock identification by isotope analyses of natural gases from fields in the Val Verde and Delaware Basins, West Texas. *Chem. Geol.*, 1975, 16: 257-267.
 68. Stahal W.J.,1979. Carbon isotopes in petroleum geochemistry. *Lectures in Isotopes Geology*, Springer-Verlag.
 69. Tang Y, Stauffer M. Multiple cold trap pyrolysis gas chromatography: a new technique for modeling hydrocarbon generation. In: *Advances in Organic Geochemistry 1993*; *Org. Geochem.*, 1994, 22 (3-5): 863-872.
 70. Tang Y, and Jenden P D. Theoretical modeling of carbon and hydrogen isotope fractionations in natural gas. In: *Organic Geochemistry, Developments and Applications to Energy, Climate and Human History* (eds. J. O. Grimalt and C. D.

- Dorronsoro), A.I.G.O.A., 1995, 1067-1096.
71. Tang Y, Jenden P D, Nigrini A, and Teerman S C. Modeling early methane generation in coal. *Energy and Fuels*, 1996, 10: 659-671.
 72. Tang Y, and Jenden P D. Modeling gas isotopic fractionation during thermogenic gas generation. 1998, ABS-PAP-ACS 215 (Part 1): 3.
 73. Tang Y, Perry J K, Jenden P D, and Schoell M. Mathematical modeling of stable carbon isotope ratios in natural gases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64 (15): 2673-2687.
 74. Tissot B P, Welte D H. *Petroleum Formation and occurrence*, 2nd Edition. Springer Verlag, Berlin, 1984.
 75. Xiao X M, et al. Dating gas pool formation by means of fluid inclusion information in the reservoirs. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 49 (18): 1567-1572.
 76. Zhang Q.M.,and Q.X.,Zhang, 1991, Evidence of primary migration of condensate by molecular solution in aqueous phase in Yacheng field, offshore South China, *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*,5(1-4): 101-108

致 谢

衷心感谢导师肖贤明研究员在我短短的 3 年学习和生活中所给予的悉心指导和关怀。导师严谨的治学态度、大公无私的品德和为科学献身的精神将成为我毕生学习的榜样，学生从他的身上学到的不仅仅是科学知识，还有做学问的方法和人生哲理。所有这些，使我受益匪浅。

中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室刘德汉研究员、彭平安研究员、宋之光研究员、刘金钟研究员和申家贵副研究员等在我攻读博士学位期间提供了热情指导和帮助。在此向他们表示真诚的感谢！

本人在学习和工作中还得到众多同学和我所在工作单位的同事,中国科学院广州地球化学研究所有机地球化学国家重点实验室的各位老师和工作人员以及研究生管理办公室的孙静林老师给予了大力支持和帮助，谨表谢意！

博士学位期间发表的文章

1. 胡忠良、肖贤明, 2005. 崖 13-1 气田有效气源区与运聚成藏模式. 地球化学.34 (1) : 66-72.
2. 胡忠良、肖贤明, 2005. 崖 21-1 构造储层包裹体古压力的求取及其与成藏关系研究. 天然气工业.25 (6) : 20—27.
3. Xiao, X. M., Hu, Z. L., Jin, Y. B. and Song, Z. G., 2005, Hydrocarbon source rocks and generation history in the Lunan oilfield area, Northern Tarim Basin(NW China). Journal of Petroleum Geology. 28(3):319-333.