

莺歌海盆地泥一流体底辟带热流体活动对天然气运聚成藏的控制作用

王振峰^{1,2}, 何家雄², 解习农¹

1. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074

2. 中海石油(有限)公司湛江分公司勘探部, 广东湛江 524057

摘要: 莺歌海盆地是一个在新生代发育起来的南海北部被动大陆边缘的年轻高热盆地, 其高地温场及高大地热流值主要集中于盆地中部坳陷区的泥一流体底辟构造带。因此, 底辟发育演化与热流体上侵活动, 尤其是上新世晚期的热流体活动控制了天然气及 CO₂ 的运聚与成藏特征。同时, 由于热流体上侵活动的分区分块与分层的局部性侵入, 导致了壳源型和壳幔混合型 CO₂ 及烃类气运聚富集的分区分块与分层的局部富集特点。总之, 泥一流体底辟作用中热流体上侵活动是控制天然气尤其是 CO₂ 运聚乃至富集成藏的主导因素, 而壳源型和壳幔混合型 CO₂ 等非烃气与烃类气运聚成藏时间及运聚通道的差异, 则是控制和制约烃类气与非烃气差异运聚及富集成藏的关键。根据本区 CO₂ 等非烃气与烃类气的地化特征及运聚规律, 可以分析和预测其运聚成藏模式, 为天然气勘探部署提供依据。

关键词: 盆地地热场; 泥一流体底辟; 热流体; 天然气运聚; 莺歌海盆地。

中图分类号: 文章编号: 1000-2383(2004)02-0203-08

收稿日期: 2003-06-23

Heat Flow Action and Its Control on Natural Gas Migration and Accumulation in Mud-Fluid Diapir Areas in Yinggehai Basin

WANG Zhen-feng^{1,2}, HE Jia-xiong², XIE Xi-nong¹

1. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Nanhai West Institute of China Offshore Oil Research Center, Zhanjiang 524057, China

Abstract: The Yinggehai basin is a young but high geotemperature basin that was developed in the Cenozoic at the northern continental margin of South China Sea. Its high geotemperature and heat flow fields are mainly located in the mud-fluid diapir structure areas in the center of the basin. The development and evolution of the mud-fluid diapir, especially the upwelling of heat flow in the Late Pliocene, is closely related with the migration and accumulation of natural gas and carbon dioxide. The local invasion of heat flow, whose distribution is inhomogeneous in different zones and formations, leads to the migration and accumulation of hydrocarbon and carbon dioxide sourced from crust and mantle to hold the same characteristics. While the upwelling of heat flow in mud-fluid diapir areas is the main factor that influences the migration, accumulation and reservoir formation of hydrocarbon gas, especially carbon dioxide. The time and paths of migration and accumulation differences between crust-sourced and mantle-sourced non-hydrocarbon gas and hydrocarbon gas are the keys to the accumulation and reservoirs formation. Based on the geochemical characteristics and migration and accumulation features of non-hydrocarbon and hydrocarbon gas, we can study and predict the model of their migration and accumulation to provide the references for natural gas exploration.

Key words: geotemperature field; mud-fluid diapir; heat flow; migration and accumulation of natural gas; the Yinggehai basin.

莺歌海盆地是一个在古红河断裂带之上发育起来的新生代走滑伸展盆地。快速沉降和沉积充填、高温高压背景、泥一流体底辟作用及热流体上侵活动频繁、天然气资源丰富是该盆地最主要的地质特征(张启明和胡忠良, 1992; 张启明等, 1996; 李思田等, 1998; 何丽娟等, 2000)。许多学者分别讨论过盆地内热流体活动特征(解习农等, 1999; Xie *et al.*, 2001), 但有关泥一流体底辟作用过程中天然气或 CO₂ 等非烃气富集规律尚不十分清楚, 本文拟从该区地温场及大地热流基本特征和控制因素出发, 探讨伴随泥一流体底辟作用中热流体上侵活动与浅部地层中天然气运聚成藏的成因联系。

1 盆地大地热流基本特征

(1) 区域上高热流区集中于泥一流体底辟构造带。莺歌海盆地是南海北部大陆架西区边缘盆地中典型的高地温及大地热流值的高热盆地。研究表明, 本区地温场及大地热流区域分布常常具有盆地或坳陷中部区高而向盆地斜坡边缘区逐渐递减且与地壳及沉积厚度密切相关的规律。沿 NW—SE 盆地长轴方向通过泥一流体底辟带中部的 4508 剖面的大地热流峰值高达 90 mW · m⁻² 以上, 而向其两侧逐渐递减至 70~80 mW · m⁻² 左右, 沿 NE—SW 盆地短轴方向横切泥一流体底辟带中部 3485, 3591 剖面的大地热流峰值亦高达 80~86 mW · m⁻² 左右, 而

向其两侧则逐渐递减至 60~74 mW · m⁻² 左右。

(2) 时间上盆地基底最大热流形成于上新世后。莺歌海盆地始新世以来的 3 次走滑伸展活动, 控制了地温场及基底热流的时空展布。由图 1 所示基底热流随时间演化的特征不难看出, 通过莺歌海盆地泥一流体底辟带 NE 向的 3485, 3591 剖面及 NW 向的 4508 剖面, 其 3 期拉张(伸展)活动所产生的最大基底热流, 均随时代变新而逐渐递增, 且一期比一期更强烈, 即由第 1 期(始新—渐新世)拉张的最高基底热流值 60 mW · m⁻² 左右向第 2 期(渐新—中新世)、第 3 期(上新世至今)拉张逐渐递增为 70 mW · m⁻² 左右, 3 期基底热流峰值及时间分别为 55~63 mW · m⁻²/46 Ma、60~65 mW · m⁻²/23 Ma、70 mW · m⁻²/1.9 Ma 左右, 表明上新世尤其是第四纪基底热流及大地热流值最高, 进而导致该区第四纪乃至现今, 在深部尤其是浅部地层中沿热流体上侵活动路径及通道产生了一系列热异常现象, 并残留了诸多热流体活动的痕迹和证据, 同时亦控制了中深层尤其是浅层的天然气运聚富集乃至成藏分布。

2 盆地结构控制大地热流分布

莺歌海盆地自始新世以来曾经历了 3 期强烈的伸展活动, 且上新世后的右旋走滑伸展活动表现尤为强烈, 其结果最终导致岩石圈减薄, 而产生大幅度沉降和沉积, 充填了巨厚沉积盖层, 同时, 地幔上

表 1 莺歌海盆地不同构造单元及区带地温梯度、大地热流分布特征

Table 1 Distribution of geotemperature gradient and geothermal heat flow in different zones of Yinggehai basin

构造单元及区带	数据量	地温梯度/ (°C · km ⁻¹)	地表温度/ °C	岩石热导率		大地热流值		
				干样/ (W · mK ⁻¹)	湿样/ (W · mK ⁻¹)	干样/ (mW · m ⁻²)	湿样/ (mW · m ⁻²)	
莺歌海盆地 泥底辟带	DF1-1	39	43.22	20	1.5	2.0	64.8	86.4
	DF29-1	10	44.25	20	1.5	2.0	66.4	88.5
	LD8-1	18	36.28	20	1.5	2.0	54.4	72.6
	LD15-1	9	31.15	20	1.5	2.0	46.7	62.3
	LD20-1	8	42.56	20	1.5	2.0	63.8	85.1
	LD22-1	9	43.06	20	1.5	2.0	64.5	86.1
	LD28-1	3	41.73	20	1.5	2.0	62.6	83.5
莺歌海盆地 北部边缘区	LT13-1	1	36.00	20	1.5	2.0	54.0	72.0
	LT1-1	2	36.90	20	1.5	2.0	55.4	73.8
	LT34-1	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0
	LT35-1	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0
	YIN1	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0

说明: 地表温度统一取 20 °C; 大地热流值及地温梯度据中科院地质所(1998)计算, 并补充修正。

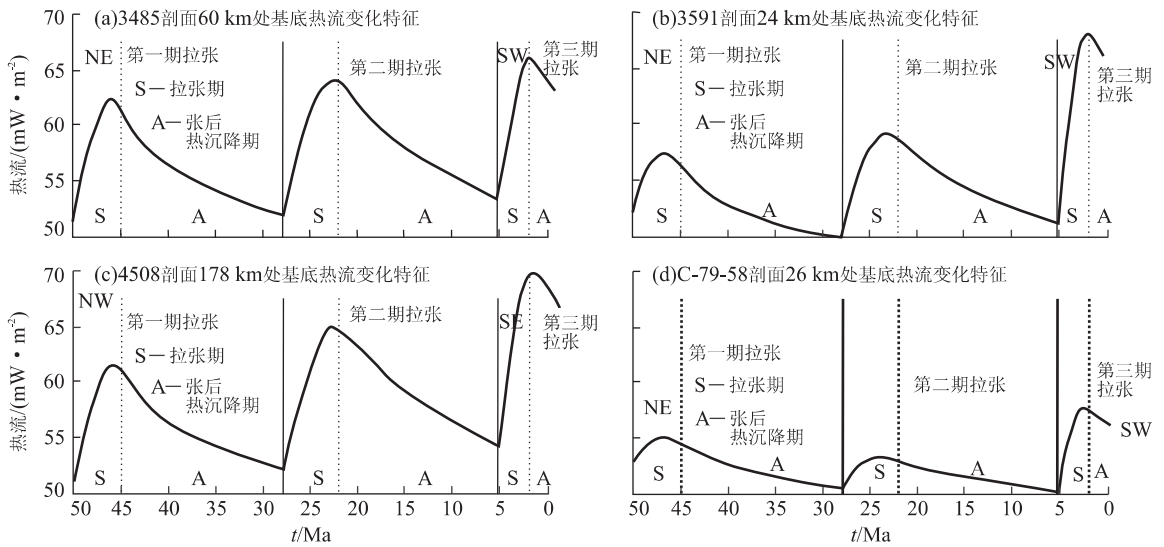


图1 莺歌海盆地热流随时间演化特征

Fig. 1 Variation of heat flow with time in Yinggehai basin

隆而热软流圈上涌、莫霍面抬升,使得莫霍面埋深最浅达 22 km,而盆地沉积基底最大埋深为 17 km 左右,故其盆地中心地壳厚度仅 5 km 左右,很显然,莫霍面隆升的幅度大小以及地壳减薄的程度和沉积盖层厚度,均直接控制和制约了大地热流及地温场的分布。此外,其沉积物放射性生热量亦大,据中科院地质所的测定结果,本区沉积物放射性生热量约占大地热流的 20%,因而,其大地热流值亦高,盆地平均大地热流值达到 $84.1 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,其中,泥—流体底辟构造带的大地热流值(地壳厚度最薄处)则达 $92.5 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,表明本区大地热流主要受控于盆地结构即莫霍面埋深、地壳厚薄及沉积盖层厚度等。

3 浅部地层中热流体上侵活动特征

3.1 流体包裹体均一温度分布特征

莺歌海盆地高地温场和大地热流背景导致盆地内热流体活动较为强烈和频繁,其中尤以坳陷中部泥—流体底辟构造带的热流体活动最为突出。泥—流体底辟及热流体上侵活动的最终结果,不仅携带了大量的烃类气和 CO_2 等非烃气,而且极强的异常热导致所侵入的浅部地层中粘土矿物演化、岩石所含有机质的镜质体反射率等诸多参数发生一系列的热异常变化。

由图 2 可以看出,莺歌海盆地泥—流体底辟带浅层气藏储层中,流体包裹体均一温度所表征的地

史期古地温与现今储层温度差异很大,储层中流体包裹体均一温度所表征的地史期古地温均大大高于现今储层温度(图 2),东方 1—1 浅层气藏 1 287~2 058 m 储层流体包裹体均一温度主值范围为 $120 \sim 200 \text{ }^\circ\text{C}$,占所测定样品点数的 88.9% 以上,表明其地史期所经历的古地温为 $120 \sim 200 \text{ }^\circ\text{C}$,而相应深度的现今储层温度为 $70 \sim 90 \text{ }^\circ\text{C}$ (频率为 84%),远远低于其古地温。乐东 15—1 浅层气藏 1 385~1 901 m 储层包裹体均一温度主值范围为 $140 \sim 220 \text{ }^\circ\text{C}$,频数为 84%,表明地史期热流体上侵作用所经历的古地温为 $140 \sim 220 \text{ }^\circ\text{C}$,而相应深度的现今储层温度亦为 $70 \sim 90 \text{ }^\circ\text{C}$,频率为 85.8%,亦大大低于地史期热流体上侵活动所导致的局部高温($140 \sim 220 \text{ }^\circ\text{C}$)。乐东 8—1 浅层气藏与东方 1—1 浅层气藏和乐东 15—1 浅层气藏类似,1 642~1 646 m 储层流体包裹体均一温度出现的 2 个峰值分别为 $120 \sim 140 \text{ }^\circ\text{C}$ 和 $180 \sim 200 \text{ }^\circ\text{C}$,而相应深度的现今储层温度为 $60 \sim 100 \text{ }^\circ\text{C}$,两者的差异,无疑表明该区地史期曾经历了强烈的热流体上侵活动(施继锡,1987),最终导致局部古储层流体温度剧增而与现今储层温度相差甚远。

3.2 有机质镜质体反射率纵向分布特征

泥岩中有机质的镜质体反射率是判识与确定有机质热演化程度的重要标尺和参数,亦是判识热流体活动及成岩演化阶段的重要依据和指标(何家雄,1995)。由图 3 所示莺歌海盆地第三系不同区带有机质热演化特征(R_o)的剖面对比,可明显看出,泥—流体底辟带上东方 1—1 和乐东 15—1 构造区有机

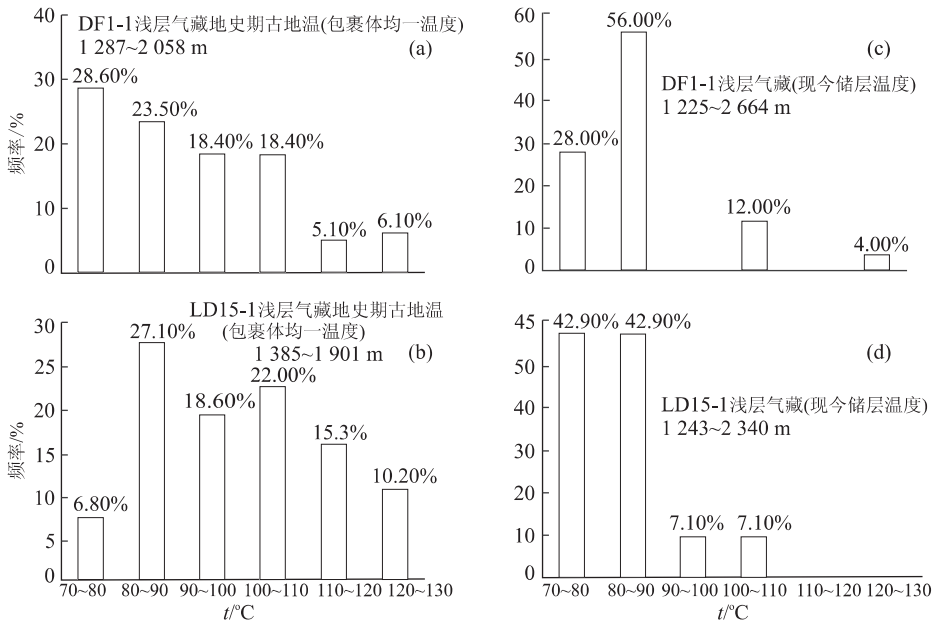


图 2 莺歌海盆地主要成藏地史期流体包裹体测温与现今储层温度对比(中科院矿床所分析,1996)

Fig. 2 Comparison of homogenization temperatures of fluid inclusions and present temperatures in Yinggehai basin

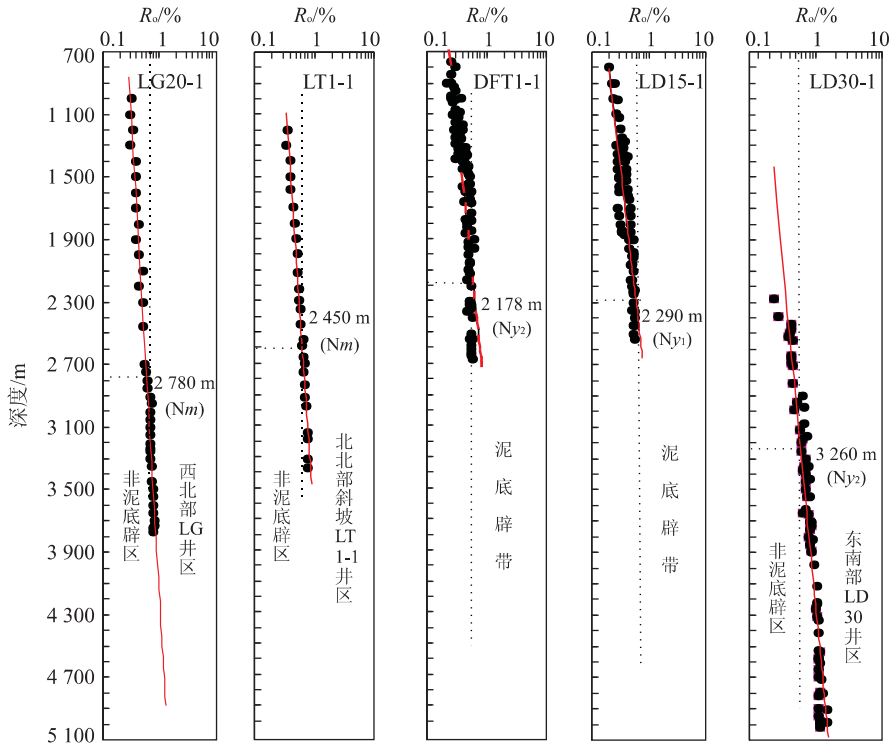


图 3 莺歌海盆地第三系不同区带热演化特征(R_o)剖面对比

Fig. 3 Comparison of vitrinite reflectance rate in different structural zones of Yinggehai basin

质镜质体反射率(R_o)达到成熟门限($R_o=0.6\%$)的深度,分别为 2 178 m 和 2 290 m,而处于非泥一流体底辟区的盆地西北部的 L20-1 构造区和盆地边缘莺东斜坡的岭头 1-1 构造区以及盆地东南部的

L30-1 构造区,虽其层位相当或略偏老,但其镜质体反射率达到成熟门限($R_o=0.6\%$)的深度要深得多,分别为 2 780, 2 500 和 3 260 m,比泥一流体底辟带的 DF1-1 和 LD15-1 构造区要深 300~1 000 m,

很显然,泥一流体底辟带有机质热演化成熟门限偏浅,而非泥一流体底辟区有机质热演化成熟门限偏深,无疑表明了泥一流体底辟带存在强烈的热流体上侵活动,由此导致了其浅部生烃岩超前成熟,正常热演化的成熟门限深度偏浅,而提前进入成熟演化阶段。

3.3 粘土矿物纵向演化特征

粘土矿物演化对热作用相当敏感,亦是判识与确定热流体活动、成岩演化阶段和有机质成熟演化程度的重要依据及标志(Bekins *et al.*, 1994)。从莺歌海盆地泥一流体底辟带粘土矿物演化、热流体侵入与 CO_2 分布特征,不难看出泥一流体底辟带上不同构造及区块,不论是强能量底辟还是弱能量底辟,均由于受泥一流体底辟发育演化及强烈的热流体上侵活动的影响,导致其粘土矿物演化在浅部地层中出现异常(图4),即在1290~1550 m深度处,粘土矿物演化程度急剧增高,提前进入晚成岩阶段B期,粘土矿物伊蒙混层(I/S)中蒙脱石含量即混层比I/S(%)由80%~60%降至20%~10%,其成岩演化程度已达有序混层带(R_2)或超点阵有序混层带(R_3),相当于镜质体反射率(R_o)为1.3%~1.8%,地温约130~170 °C。

该结论与根据共生矿物对白云石一方解石氧同位素计算的相应层段的温度180 °C基本一致,而且,在该浅部地层中亦见到了大量表征晚成岩阶段B期的含铁碳酸盐矿物等成岩标志,表明该区热流体上侵活动所导致的局部高温和成岩演化阶段的提前

是相当明显的。在莺歌海盆地非泥一流体底辟区及其相邻琼东南盆地崖南YC13-1井区,由于这些区域均无泥一流体底辟及热流体活动的侵入,粘土矿物演化呈现正常演化趋势,其相应层段粘土矿物混层比I/S(%)均在3000 m左右降至20%~8%,部分为20%~30%,即在该深度方可进入晚成岩阶段A期或B期。换句话说,其相应层段岩石达到晚成岩阶段的深度要比莺歌海盆地泥一流体底辟带深1400~1700 m左右。这亦进一步表明有无泥一流体底辟发育演化及热流体的侵入,对有机质热演化、粘土矿物转化及成岩演化程度等均有直接的影响和控制作用。

4 泥一流体底辟热流体上侵活动对天然气及 CO_2 运聚成藏的控制作用

4.1 地温场及大地热流背景控制不同区域烃类气成熟度

莺歌海盆地高地温场及高大地热流背景控制了本区烃类气成熟度,导致本区烃类气成熟度具有典型成熟~高成熟的特点。莺歌海盆地泥一流体底辟带DF、LD区天然气藏烃类气成熟度明显比邻区琼东南盆地(地温场及大地热流均低于莺歌海盆地泥一流体底辟带)YC13-1气藏烃类气成熟度高,属成熟~高成熟的偏腐殖型或煤型气($R_o=0.8\% \sim 1.43\%$),混有少部分低熟气($R_o=0.4\% \sim 0.6\%$),属于有机质在凝析油湿气窗范围内的热演化产物,

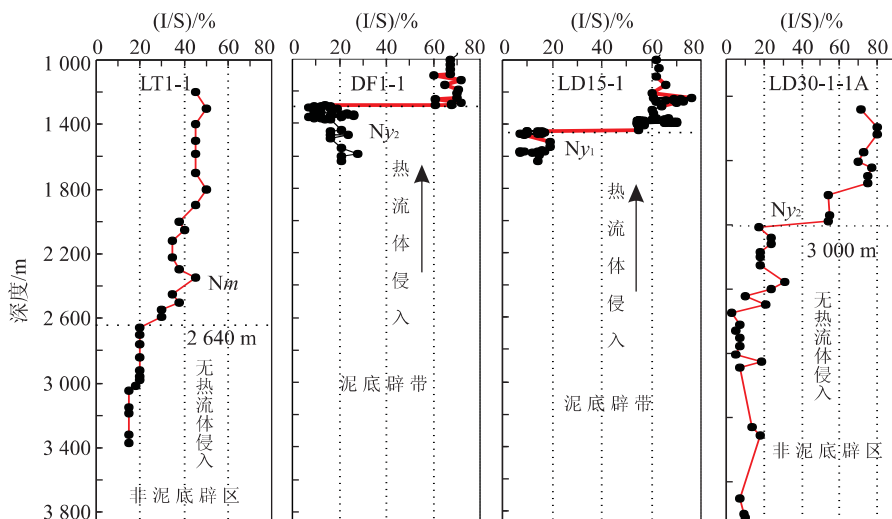


图4 莺歌海盆地第三系不同区带热流体侵入与粘土矿物演化及 CO_2 富集特征

Fig. 4 Smectite content in mixed layer of illite and smectite, in diapir and non-diapir areas, Yinggehai basin

而琼东南盆地 YC13-1 气藏烃类气成熟度属正常成熟腐殖型(煤型)气,其 R_o 值仅达 0.82%~1.13%,即为有机质在正常成熟油气窗内的热演化产物。显而易见,地温场及大地热流背景的差异控制和制约了不同区域天然气藏烃类气成熟度的高低,同时,亦导致了不同区域有机质热演化成熟生烃门限的差异,如莺歌海盆地泥一流体底辟带有机质热演化成熟生烃门限为 2 100~2 300 m 左右,而琼东南盆地有机质热演化成熟生烃门限明显偏深,均在 3 100 m 以下。

4.2 地温场及大地热流背景控制天然气总体组成的差异

莺歌海盆地高地温场及高大地热流背景与天然气的运聚富集关系不仅表现为对烃类气成熟度的控制和影响,而且更主要的是对天然气总体组成、非烃气形成及分布乃至运聚富集成藏的控制和制约作用。由图 5 可以看出,莺歌海盆地天然气总体组成特征与其邻区琼东南盆地天然气总体组成特征是截然不同的,莺歌海盆地高地温场及高大地热流背景导致其天然气总体组成中 CO_2 等非烃气含量甚高, CO_2 和 N_2 含量总平均分别为 30.63%和 13.95%,总烃类气含量平均为 55.42%,略高于总的非烃气含量(44.58%)。高的非烃气含量尤其是高的 CO_2 含量,很显然与该盆地的高地温场及高大地热流背景有着直接的成因联系(何家雄, 1994)。众所周知, CO_2 等非烃气的大量形成及富集与高地温场及高大地热流环境所产生的热作用密切相关,理论及实验均表明(胡英, 1979),碳酸盐物质(碳酸盐岩或富含碳酸盐的砂泥岩)在强热力作用下,其 CO_2 产率均随温度增加而增大,热力作用越强、温度越高,则 CO_2 产率和生成 CO_2 的数量越大。由图 5 可见,莺

歌海盆地 CO_2 等非烃气比其他低地温场低,大地热流值的低温盆地富集。琼东南盆地天然气总体组成中,总烃类气居绝对优势,总体平均高达 90.26%,而 CO_2 和 N_2 分别平均仅为 8.44%和 1.03%,非烃气总含量不足 10%。从目前该区最深的探井(井深 4 680 m,地层温度为 200 °C)所获天然气组成表明,其非烃气含量亦不超过 25%。因此,地温及大地热流的高低所形成的热力场的强弱对非烃气尤其是 CO_2 形成及分布具有明显的控制作用。

4.3 晚期热流体活动导致天然气尤其是非烃气大量形成

莺歌海盆地晚期热流体活动,导致了天然气尤其是 CO_2 等非烃气的大量形成,同时亦控制了天然气及 CO_2 等非烃气的分布和富集。浅层天然气中氩同位素年龄分布特征表明浅层天然气无论是富烃类气还是富 CO_2 等非烃气,其主要形成时间多在 1.9 Ma 后的第四纪。诚然,在上新世—晚中新世莺歌海组(N_y+h)时期(1.9~10.5 Ma)及中新世梅山—三亚组时期(10.5~21 Ma)和渐新世—始新世时期(21~50 Ma),亦有部分天然气形成,但与第四纪(0~1.9 Ma)形成的大量天然气相比毕竟要少得多,因此,从天然气大量形成且与本区晚期(1.9 Ma)热流体活动相匹配的事实,充分表明和证实了本区浅层天然气大量形成与上新世后的第三期最强烈的热流体活动存在必然的、内在的成因联系。由此不难确定和判识该区上新世后(1.9 Ma)第 3 次最强烈的热流体活动是控制和制约本区浅层天然气尤其是 CO_2 等非烃气大量形成及运聚富集的关键所在,而热流体分区分块和分层、有选择性的局部侵入活动,则是浅部地层中烃类气与富 CO_2 等非烃气分区分块、分层性差异运聚富集的主控因素。正是这种晚期分区分块和分层性的热流体侵入作用,最终导致在浅部地层中不同区块及层段形成了富烃类气藏或局部性富 CO_2 等非烃气气藏,进而造成了 CO_2 等非烃气分布具有明显的分区分块和分带分层性运聚富集特征及其纵向上主要分布于浅部地层的特点。

4.4 浅部热流体活动的分块分层性控制 CO_2 分布

莺歌海盆地泥一流体底辟带浅层天然气勘探表明浅层富烃天然气或富 CO_2 等非烃气藏均与泥一流体底辟发育演化及热流体上侵活动、断裂发育展布等密切相关(何家雄, 1995)。换言之,热流体上侵活动及其影响的范围直接控制和制约该区浅层 CO_2

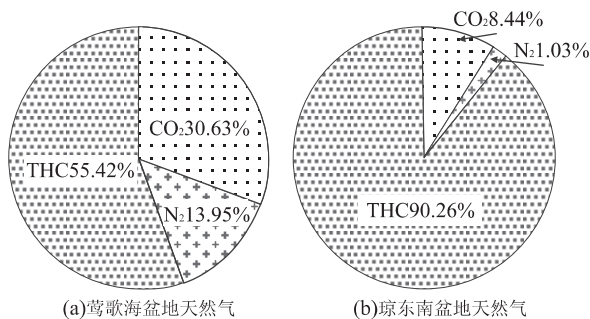


图 5 莺—琼盆地天然气总体组成特征对比

Fig. 5 Comparison of composition of natural gas between Yinggehai and Qiongdongnan basins

分块分层性分布的特征。莺歌海盆地泥—流体底辟带上绝大部分构造及区块,无论是强能量底辟还是弱能量底辟所伴生的构造,不管其底辟上拱侵入程度如何或刺穿幅度多小,只要存在热流体上侵活动,其运聚通道畅通,则处在热流体上侵活动范围内的区块及层段 CO_2 就必然富集成藏,且在 CO_2 富集的层段及区块,粘土矿物演化程度急剧增高,伊蒙混层比 $I/S(\%)$ 由其正常区的 $80\% \sim 50\%$ 急剧降为 $20\% \sim 8\%$,成岩演化程度可达到晚成岩阶段的 B 期即超点阵有序混层带($R=3$),表明其强大的高温热流体上侵作用,不仅携带了深部部分烃气与非烃气运聚到浅层,而且更重要的是极大地促进了浅层局部气源岩超前成熟或高熟,并促使砂泥岩中碳酸盐物质发生一系列物理化学综合作用,最终形成大量非烃气和烃类气并与深部气源混合,一起运聚于具构造圈闭条件的良好储层段富集成藏。无热流体侵入活动的非泥—流体底辟区带,如莺东斜坡带 LT1-1 区、东南部的 LD30-1 井区等,粘土矿物演化为正常演化特征,粘土矿物伊蒙混层比 $I/S(\%)$ 在 3 000 m 以上,均为 $90\% \sim 50\%$,处于早成岩阶段 A 期或 B 期即无序混层带($R=0$);储层岩石矿物组成无表征晚成岩阶段 B 期的含铁碳酸盐矿物;流体包体均一温度与现今储层温度相当或基本一致,无表征热流体强烈活动的异常高温流体包裹体;镜质体反射率达到成熟门限($R_o=0.6\%$)的深度均在 3 100 m 左右,并未提前,属正常热演化特征。以上这些无热流体强烈活动的正常区带,均以富集烃类气为主,未见高 CO_2 等非烃气产出,典型的实例是莺东斜坡带 LT1-1 井区,其主要储集层段均富含以 CH_4 为主的烃类气。

需着重强调的是,本区热流体活动具有明显的不均一性。即使在泥—流体底辟带,其不同构造区热流体上侵活动亦具分区分块和分层性的特点。换言之,由于热流体上侵活动的局限性和分块分层性,控制和制约了泥—流体底辟带不同构造区块的 CO_2 等非烃气的分块分层性富集特征,进而导致 CO_2 等非烃气运聚分布亦具局部性和不均一性特点(何家雄,1998)。典型的实例是泥—流体底辟带东方 1-1 浅层气藏,其热流体侵入、粘土矿物演化与 CO_2 分布富集特征,均具明显的分块性和分层性,该气藏在东块和北块的 3 井和 7 井区以及紧邻断层的 2 井区,由于热流体上侵活动强烈,导致其粘土矿物伊蒙混层比 $I/S(\%)$ 剧降,出现异常低的混层比特征,

CO_2 等非烃气则在热流体侵入的主要层段 $\text{II}_下$ 气组、 $\text{III}_上$ 及 IV 气组富集成藏,其 CO_2 含量高达 60% 以上。在气藏西块的 4,5,8,9 井区,由于无热流体侵入,粘土矿物演化为正常特征,未出现异常低的伊蒙混层比,其主要储层段 I 、 $\text{II}_上$ 、 $\text{II}_下$ 气组均富集以 CH_4 为主的烃类气, CH_4 含量在 $67\% \sim 81\%$ 以上,而 CO_2 含量小于 1% 。研究表明,热流体上侵活动是否侵入该层段或区块是控制 CO_2 分块分层差异运聚富集的主导因素。

诚然,烃类气与富 CO_2 等非烃气在同一地温场及大地热流背景的热力作用下,其大量形成时期及运聚时间、运聚通道两者均存在巨大差异。气源岩生成烃类气与非烃气的热演化特征表明,有机质生成烃类气的温度及热动力条件大大低于富碳酸盐砂泥岩或纯碳酸盐岩发生岩石化学反应形成大量 CO_2 等非烃气所需温度及热动力条件,气源岩有机质热演化生成烃类气的温度范围,一般多为 $140 \sim 250\text{ }^\circ\text{C}$,而碳酸盐物质热变质形成大量 CO_2 等非烃气所需热力条件及温度要求高得多,根据实验结果,至少需 $300\text{ }^\circ\text{C}$ 以上温度。因此,从气源岩生成烃类气与非烃气热演化进程(生成时间、热力条件)之差异,可以确定和判识烃类气生成及运聚成藏时间均大大早于 CO_2 等非烃气。很显然,烃类气与非烃气在生成及运聚成藏时间上的巨大差异,必然控制和制约了各自的运聚及分布规律。综上所述,可以确认本区烃类气与富 CO_2 等非烃气分区分块与分带分层性的差异运聚富集,正是由于本区这种特定的高地温场及高大地热流的地质背景,热流体上侵活动导致气源岩中烃类气与富 CO_2 等非烃气在不同时期大量形成,并在不同时间通过不同运聚通道及载体向邻近具良好圈闭条件的不同区块及层段差异运聚而最终富集成藏。

5 结论与认识

(1)高地温及高大地热流是莺歌海盆地最基本的地质特征之一,区域上高地温场及高大地热流值主要集中于盆地中央拗陷区的泥—流体底辟构造带,由该带向盆地斜坡边缘和周缘区,地温及大地热流逐渐递减。这种高温背景导致莺歌海盆地天然气总体组成中具有 CO_2 富集,伴生烃类气成熟度高等特点;(2)热流体上侵活动导致浅部地层中产生了一系列的热异常现象,并残留和保存了诸多热流体活

动的痕迹,据此可判识和追踪热流体活动的轨迹和特征,同时亦为进一步研究油气生、运、聚成藏特征以及 CO₂ 等非烃气形成和运聚规律提供了重要依据和线索;(3)热流体上侵活动的途径或影响的区块及层段可形成局部的 CO₂ 气源,进而导致了 CO₂ 气源的复杂性,但热流体上侵活动是一种局部性的热作用行为,其上侵活动及影响的范围有限,仅局限于运聚通道特别畅通的区块及层段,正是这种局部性热流体侵入的特点,控制了壳源型 CO₂ 分布的局限性和复杂性;(4)高含 CO₂ 气区分布主要富集于具高地温场及高大地热流值的泥—流体底辟带的部分区块及层段,其他无热流体活动的区域 CO₂ 含量较低。

References

- Bekins, B., McCaffrey, A. M., Dreiss, S. J., 1994. Influence of kinetics on the smectite to illite transition in the Barbados accretionary prism. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9): 18147—18158.
- He, J. X., 1995. The accumulation conditions and exploration aspects of natural gas in the mud-fluid diapir zones, Yinggehai basin. *China Offshore Oil and Gas (Geology)*, 19(3): 57—163 (in Chinese with English abstract).
- He, J. X., 1998. The distribution and primary prediction of CO₂ in the Yinggehai basin. *Petroleum Exploration and Development*, 25(2): 20—23 (in Chinese with English abstract).
- He, J. X., 1994. The formation and evolution of mud-fluid diapir and its relationship with hydrocarbon accumulation mechanism in Yinggehai basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(3): 120—129 (in Chinese with English abstract).
- He, L. J., Xiong, L. P., Wang, J. Y., et al., 2000. The numerical modeling of tectonic development in the Yinggehai basin. *Science in China (Series D)*, 30(4): 415—419 (in Chinese with English abstract).
- Hu, Y., 1979. Physical chemistry. The People's Education Press, Beijing, 56—78 (in Chinese).
- Li, S. T., Lin, C. S., Zhang, Q. M., et al., 1998. The dynamical process of episode slide in the northern continental margin of South China Sea and the tectonic events in the 10 Ma. *Chinese Science Bulletin*, 43(8): 797—810 (in Chinese with English abstract).
- Shi, J. X., 1987. The organic inclusions and its relationship with hydrocarbon. *Science in China (Series B)*, 3: 318—325 (in Chinese with English abstract).
- Xie, X. N., Li, S. T., Dong, W. L., et al., 1999. Trace marker of hot heat flow and their geological implications—A case study of Yinggehai basin. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 24(2): 83—188 (in Chinese with English abstract).
- Xie, X. N., Li, S. T., Dong, W. L., et al., 2001. Evidence for hot fluid flow along faults near diapiric structure of the Yinggehai basin, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 18(6): 715—728.
- Zhang, Q. M., Hu, Z. L., 1992. High geotemperature and overpressure background and the mechanism of hydrocarbon migration in the Yinggehai and Qiongdongnan basins. *China Offshore Oil and Gas (Geology)*, 6(1): 1—9 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Q. M., Liu, F. N., Yang, J. H., 1996. Overpressure system and hydrocarbon accumulation in the Yinggehai basin. *China Offshore Oil and Gas (Geology)*, 10(2): 65—75 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 何家雄, 1995. 莺歌海盆地泥—流体底辟带天然气成藏条件及勘探方向. *中国海上油气*, 19(3): 57—163.
- 何家雄, 1998. 莺歌海盆地 CO₂ 分布及初步预测研究. *石油勘探与开发*, 25(2): 20—23.
- 何家雄, 1994. 莺歌海盆地泥—流体底辟发育演化与油气运聚机制. *沉积学报*, 12(3): 120—129.
- 何丽娟, 熊亮萍, 汪集暘, 等, 2000. 莺歌海盆地构造热演化模拟研究. *中国科学(D辑)*, 30(4): 415—419.
- 胡英, 1979. 物理化学. 北京: 人民教育出版社, 56—78.
- 李思田, 林畅松, 张启明, 等, 1998. 南海北部大陆边缘盆地幕式裂陷的动力过程及 10 Ma 以来的构造事件. *科学通报*, 43(8): 797—810.
- 施继铎, 1987. 有机包裹体及其与油气的关系. *中国科学(B辑)*, 3: 318—325.
- 解习农, 李思田, 董伟良, 等, 1999. 热流体示踪标志及其地质意义——以莺歌海盆地为例. *地球科学——中国地质大学学报*, 24(2): 83—188.
- 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—9.
- 张启明, 刘福宁, 杨计海, 1996. 莺歌海盆地超压体系与油气聚集. *中国海上油气*, 10(2): 65—75.