

文章编号: 1001-6112(2004)06-0525-06

滇黔桂地区新生代盆地生物气成藏分区性

陆黄生^{1,2}, 周荔青^{2,3}

(1. 南京大学 地球科学系, 江苏 南京 210093; 2. 中国石化 华东分公司, 江苏 南京 210011; 3. 西北大学 地质学系, 陕西 西安 710069)

摘要: 在印度板块与欧亚板块的“陆陆”碰撞拼贴构造作用下, 滇黔桂地区在喜山 I、II、III 幕, 分别于桂、滇西和滇东—黔南地区, 顺大型走滑断裂带形成了一大批始新世—渐新世、中新世和上新世第三期的小型山间走滑拉分盆地。3 个地区发育的 3 期盆地具有不同的构造和沉积演化特征, 使各地区盆地具有不同的生物气成藏条件, 生物气藏主要分布于桂西和滇东—黔南地区的始新世—渐新世和上新世盆地中。在各盆地中, 受沉降速度、沉积相带、烃源岩埋深、断层发育密度、圈闭类型和地层剥蚀程度等控制, 各区带的生物气成藏条件也存在明显区别, 生物气藏分布在各盆地的深凹及其相邻区带。

关键词: 生物气藏; 成藏规律; 走滑拉分裂陷盆地; 新生代; 滇黔桂地区

中图分类号: TE122.3

文献标识码: A

处于我国西南边陲的滇黔桂地区, 在印度板块与欧亚板块“陆陆”碰撞、东部多个洋壳向西俯冲的区域构造背景下, 新生代发育了上万个狭长型的小型山间走滑拉分裂陷盆地, 如保山、陆良、曲靖、昆明、杨林、景谷、南宁和百色等盆地, 新生界厚度达 500~3 000 m^[1,2]。这些盆地大多具有良好的生物气成藏条件, 目前在滇黔地区的保山、陆良、曲靖和杨林等上第三纪及广西的百色和宁明等早第三纪盆地都已发现了浅层气藏^[3]。经大量的实验分析测试证实, 这些浅层气藏的甲烷含量大于 97%~99%, 乙烷含量为 0.061%~0.03%, CO₂ 及 N₂ 含量为 0.8%~2%, 干燥系数 (C₁/C₂⁺) 高达 1 500~3 000, δ³C₁ 为 -73‰~-64‰(PDB), 为典型的生物成因天然气^[3~6]。已有的勘探工作表明, 该区天然气分布具有明显的分区性: 一是不同地区不同期的盆地含气性存在明显差异; 二是盆地中不同区带含气性存在明显差异。本文重点阐述生物气的分区性及其形成的控制因素。

1 盆地的形成分布规律

新生代时, 中国西南部地区在印度板块、太平洋板块及菲律宾海板块、南海扩张的综合作用下, 出现

了早第三纪、新第三纪中新世、上新世 3 个成盆期, 它们具有不同的盆地形成动力学特征和气古气候条件, 处于不同的构造位置^[1,2,7,8]。

1.1 始新世—渐新世第一成盆期

始新世以来, 欧亚板块东部的太平洋板块向北西方向俯冲, 东南部的南海发生第一次扩张及菲律宾海板块的形成, 西南部的印度板块刚刚开始与欧亚板块产生“陆陆”碰撞, 从而控制了欧亚板块西南部滇黔桂地区的区域构造应力场。右江—南盘江断裂带、红河断裂带等一系列大型北西西向断裂系强烈左旋走滑运动, 从而沿断层弯曲或错列部位形成呈北西—北西西向展布的走滑拉分裂陷盆地。盆地发生于早第三纪始新世—渐新世, 晚始新世为盆地拉张高峰期, 晚第三纪盆地萎缩消亡。盆地主要发育于广西, 如永乐、百色、雁江、隆安、南宁、宁明—上思和合浦盆地^[1,2,7,8]。

1.2 中新世第二成盆期

中新世(约 24 Ma)以来, 太平洋板块向北西西方向俯冲, 南海发生二次扩张, 东南部的菲律宾海板块向北西方向俯冲, 印度板块与澳大利亚板块拼合后向南加速运动, 控制了我国西南部地区的构造应力场。青藏高原前缘的一系列北北东—近南北向断裂系强烈右旋走滑运动, 沿断层弯曲或错列部位形

收稿日期: 2004-04-15; 修订日期: 2004-10-15.

作者简介: 陆黄生(1961—), 男(汉族), 福建屏南人, 博士生, 主要从事石油地质方面的研究。

成一大批呈北北东—近南北向展布的走滑拉分裂陷盆地^[1],如沿着近南北向的镇远—景谷大断裂发育的景谷盆地。该期盆地中新世早期成盆,中新世中晚期进入鼎盛期,上新世盆地萎缩^[2-7]。上新世时滇西地区再度受到拉分构造作用,但已明显弱于中新世。盆地主要发育于滇西地区,如景谷、耿马、莲花塘、陇川、瑞丽、盈江和潞西等盆地^[7]。

1.3 上新世第三成盆期

上新世期间,印度板块再度向南加速运动,青藏高原前缘的北北东—近南北向断裂系再度强烈右旋走滑运动,形成第三成盆期。该盆地上新世早期成盆,上新世中晚期进入鼎盛期,上新世末—第四纪盆地萎缩消亡。由于陆陆碰撞加剧,走滑拉分构造向欧亚板块内部作用迁移,使该期盆地主要发育于滇东及黔西地区,如沿着近南北向的小江断裂系发育的陆良、越州和曲靖盆地以及近南北向的怒江及澜沧江断裂夹持的保山走滑拉分盆地^[1,2,8]。

2 生物气成藏条件的分区性

2.1 构造分区性对生物气成藏条件的控制作用

2.1.1 构造演化史

根据该区盆地的构造演化史,又分为单旋回、多旋回两类走滑拉分盆地。单旋回走滑拉分盆地一般都经历过初始形成期、扩张发育期、稳定发展期及萎缩期等 4 个构造演化期^[8]。初始形成期发育断陷充填沉积,以粗碎屑为主,沉积范围小;扩张发育期,断陷强烈沉降,湖相范围明显扩大,泥质岩发育;稳定发展期,拉张构造作用进一步增强,盆地湖盆进一步扩大;盆地萎缩期,由于发生走滑挤压隆升,湖盆萎缩,残留盆地区以接受泛滥平原沉积建造为主,盆缘地区遭受剥蚀。多旋回盆地则经历了初始拉张—扩张发育—稳定发展—挤压隆升—二次拉张—挤压隆升的构造演化过程。

受构造区块位置控制,该区第一、第三成盆期以发育单旋回走滑拉分盆地为主,分别在始新世—渐新世和上新世强烈拉分,其后进入湖盆萎缩期;而第二成盆期以发育多旋回走滑拉分盆地为主,从中新世早期初始拉张—中新世早中期扩张发育期—稳定发展期—中新世末挤压隆升—上新世二次拉张,在第三纪末及第四纪再度挤压隆升。因此,挤压与拉张构造作用反复发生。

显然,单旋回盆地构造稳定性强,断裂密度低,后期构造破坏弱,有利于生物气藏的形成与保存;而多旋回盆地构造稳定性差,后期构造破坏强烈,断裂

密度大,不利于生物气藏的保存。

2.1.2 盆地规模

滇黔桂地区第一期盆地发生于印度板块初始向南加速运动的背景下,且离碰撞造山带较远,发育典型走滑拉分盆地,以中小规模盆地为主,面积约 200~2 000 km²,常发育 2~3 个凹陷及其间的凸起或隆起,其中有一个为主沉降中心。例如,百色盆地自西向东发育百色拗陷、四塘隆起、田阳拗陷、那百隆起、田东拗陷,田东拗陷为继承性沉降中心^[2,3]。而滇黔桂地区第二期、第三期盆地则发生于印度板块向南加速运动的背景下,为发育于强烈碰撞造山带前缘、沿走滑断裂带分布的狭长断陷构造,以小规模盆地为主,面积仅 50~1 000 km²。其中,紧靠碰撞造山带的滇西地区的第二期盆地规模更小,面积仅 50~300 km²,小于第三期盆地。

盆地规模的大小与盆地沉降相关,各盆地决定了盆地的构造活动性及构造破碎程度,决定了盆地边缘的大气水渗入速度,决定了深湖—半深湖相区的大小。盆地规模越小,往往表明走滑拉分盆地发育不完善,沉降幅度往往较小;规模较小的盆地往往盖层断裂发育,边缘大气水渗入强烈,深水湖相环境小,不利于生物气成藏。显然,由于第二期的盆地规模最小,最为破碎,沉降幅度小,因此其生物气成藏条件最差;而第一、第三成盆期的盆地规模较大,有利于生物气成藏。

2.1.3 盆地构造后期改造及实体保存情况

滇黔桂地区挤压隆升的总体背景及走滑拉分盆地短暂的快速沉降演化特征,决定该区大多盆地经历过后期隆升剥蚀,但各地区的盆地剥蚀程度有明显差异。第一、第三成盆期盆地大多数经历过较轻微—中等的后期隆升剥蚀,而第二期盆地则大多数经历过中等—强烈的后期隆升剥蚀。

在剥蚀较轻微的盆地中,烃源岩的埋深较大,边缘大气水渗入少,使其具备有利于甲烷菌活动的水介质条件;在经历过中等—强烈后期隆升剥蚀的盆地中,烃源岩的埋深较浅,边缘大气水渗入强,使其大多不具备甲烷菌大规模活动的水介质条件。

低硫酸盐环境是产生生物甲烷的重要条件。一般认为,SO₄²⁻含量达 300 mg/L 时,即对甲烷菌活动产生抑制。在剥蚀较轻微的盆地中,随着沉积物的快速埋藏,硫酸盐还原菌等逐步消耗地层中的 SO₄²⁻和 NO₃⁻,在 400 m 之下,其浓度已经很低。陆良盆地井深 400 m 以下水样中 SO₄²⁻含量一般为 2~10 mg/L,未检出硝酸盐类^[4];保山盆地保参 1 井埋深 400 m 的源岩中未检出硝酸盐类,硫酸盐含

量低,仅 180 ~ 240 $\mu\text{g/g}$ 。但两者均检出较高丰度的甲烷菌及其它厌氧菌^[5]。同时,剥蚀较轻微的盆地中的水介质酸碱度也有利于生物气的生成。陆良盆地数十个井深 400 m 以下的水样经分析,其 pH 值为 7 ~ 8,与最有利于甲烷菌生长的 pH 值范围 6.8 ~ 7.8 一致,表明其气源岩均处于中性介质环境,有利于甲烷菌的生长和繁殖,有利于生物气的形成^[4]。

2.1.4 盖层断裂发育程度

受盆地基底强度、受挤压拉分构造作用的期次及盆地规模等的控制,该区的拉分裂陷盆地盖层断裂普遍较发育。但其中,第二期为强烈破碎盆地,盖层断裂极发育;第三期为中等破碎盆地,盖层断裂较发育;第一期为一般破碎盆地,盖层断裂密度较低。

当盖层断裂密度大时,富含硫酸盐及硝酸盐的地下水十分活跃,不利于甲烷菌的活动。同时,由于本区泥岩普遍具有孔渗性,加上靠近断裂破碎带,气藏的封盖系统受到破坏,将使其天然气渗滤扩散作用极强,而不利于生物气的保存。

2.2 气候分区性对生物气成藏条件的控制作用

2.2.1 新生代南亚热带—亚热带气候条件有利于形成湖相富含有机质烃源岩

新生代以来,受印度洋暖流的影响,滇黔桂地区处南亚热带—热带气候带,气候暖和,雨量充沛,普遍接受了一套河流—三角洲—深湖、半深湖相砂泥岩夹煤系沉积建造^[3],生物种类和数量都十分丰富,使该区湖相泥岩普遍具有较高的有机质丰度。第一期的百色盆地第三系那读组、百岗组湖相泥岩有机碳含量为 1.19% ~ 1.79%,氯仿沥青“A”平均含量为 $120 \times 10^{-6} \sim 510 \times 10^{-6}$,以腐殖—腐泥型和腐殖型有机质为主^[3]。第二期的景谷盆地中新统回环组湖相泥岩有机碳含量平均为 1.19%,氯仿沥青“A”平均含量为 $200 \times 10^{-6} \sim 2\,500 \times 10^{-6}$,以腐殖—腐泥型有机质为主。第三期的陆良盆地和保山盆地的上新统茨营组、羊邑组湖相泥岩有机碳含量为 0.5% ~ 1.0%,平均为 0.76%,氯仿沥青“A”平均含量为 $100 \times 10^{-6} \sim 260 \times 10^{-6}$,有机质属腐泥—腐殖型和腐殖型^[4~6,9,10]。

新生代烃源岩正构烷烃系列的主峰碳数多为 C_{29} 或 C_{31} , $\Sigma n\text{C}_{21}^- / \Sigma n\text{C}_{22}^+$ 介于 0.08 ~ 0.51 之间, $(n\text{C}_{21} + n\text{C}_{22}) / (n\text{C}_{28} + n\text{C}_{29})$ 介于 0.11 ~ 0.57 之间,说明水生生物和藻类不占优势,原始母质富含高等植物^[6,11]。甾烷碳数组成 $\text{C}_{27} / \text{C}_{29}$ 介于 0.31 ~ 0.50 之间,在甾烷组成三角图中样品多处于腐殖型区间,表明有机质来源为浅湖—湖沼相水生草本植物、高

等植物及淡水浮游生物^[4~6,9,10]。

2.2.2 上新统源岩具更有利于生物气生成的条件

自上新世以来,青藏高原及横断山脉的快速隆升对印度洋暖流产生阻隔,且地区海拔高度达 1 000 ~ 2 000 m,滇东及黔西地区气候变凉,使该上新统源岩中的草本有机质较其它层位更丰富,平均含量高 15% ~ 30%。草本有机质的特点是氯仿抽提物中非烃含量高、沥青质含量低,与木本腐殖型有机质迥然不同^[5,6]。在上新统源岩中,富含源于水生草本植物的有机氮、粗纤维和半纤维,其含量占 40% ~ 50%,是甲烷菌最易于利用的营养成分,有利于生物气藏的形成^[5,11]。这也是滇东及黔西地区的新世断陷中生物气藏更为发育的重要原因之一。

2.2.3 古湖盆水介质的分区性

走滑裂陷盆地多为规模较小的狭长盆地,分割性极强,湖体范围有限,陆源水流充分供给淡水,以发育淡水湖泊为主。但由于高山区矿物质补给充足,热带、亚热带气候条件造成湖水蒸发,在深断陷的深水湖泊区,由于较高的比深值和相对封闭的泄水条件,常形成可溶性矿物质在深水区富集,使湖泊呈一定程度咸化。

由于气候条件存在差异,各成盆期湖盆水介质咸化程度存在明显差异。第一期、第二期盆地具有南亚热带—亚热带潮湿气候,发育咸度较高的微咸化湖,半咸水藻类——颗石藻均较发育,如第一成盆期的较深的裂陷盆地——百色盆地那读组盐度达 5% ~ 15%^[2],第二成盆期的景谷盆地湖水盐度达 5% ~ 10%^[2]。第三期盆地具有南亚热带半潮湿气候,较深的裂陷盆地普遍以咸度较低的微咸化湖为主,如保山盆地上新统羊邑组的平均盐度达到 5.7%,陆良盆地上新统茨营组的盐度介于 0.34% ~ 6.51% 之间,平均为 1.77%^[4~6]。

在微咸水—半咸水介质中, SO_4^{2-} 含量达 300 ~ 1 000 mg/L,还有较高含量的硝酸盐,对甲烷菌活动产生强抑制,由此抑制了浅表阶段沉积物中甲烷菌的活动,有利于草本有机质的保存。但是,由于第一、第二期盆地水介质中初始硝酸盐、硫酸盐含量较高,也往往使硫酸盐等消耗较为困难,一般要在埋深 600 ~ 800 m 时硫酸盐浓度才能降到足够低,甲烷菌才能大量繁殖。而第三期盆地在深度 400 m 时,硫酸盐浓度就普遍能降到足够低,甲烷菌就能大量繁殖。

2.3 盆地地温条件对生物气成藏的控制作用

走滑拉分裂陷盆地规模小,且呈狭长线状展布,因此热衰减速率快。由此,滇黔桂地区的盆地具有

两类热演化史。一类为热衰减冷却盆地,盆地形成早,走滑拉分期具有高地温,其后迅速热衰减冷却,如第一期形成的百色盆地和南宁盆地等;另一类为拉张裂陷热盆地,如第二、第三期的陆良盆地和景谷盆地等,盆地形成晚,尚处于走滑拉分期的较高地温阶段。不同热史条件的盆地中生物气的成藏条件存在明显差异。

2.3.1 适中温度范围内发育优质母岩是生物气成藏的关键

大量实验表明,甲烷菌生存的温度为 $0\sim 70\text{ }^{\circ}\text{C}$,最适宜的范围为 $36\sim 42\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。因此,主力气源岩与甲烷菌最适宜的层位一致是该区生物气藏广泛发育的根本原因。第一期的百色盆地平均地温梯度约为 $2.55\times 10^{-2}\sim 3.4\times 10^{-2}\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$,地温梯度变化大,因此适宜甲烷菌活跃的范围较宽,在埋深 $400\sim 1\ 500\text{ m}$ 区间,恰是盆地深洼区主力烃源岩那读组、百岗组的分布深度^[1]。第三期的保山、陆良盆地地温梯度约为 $3.47\times 10^{-2}\sim 4.27\times 10^{-2}\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$,模拟实验得出该区 $400\sim 800\text{ m}$ 为生气速率最大的井段,对应地温为 $30\sim 60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。在保山盆地,这一深度恰恰普遍发育有机质丰度最高的主力烃源岩——羊邑组^[4];在陆良盆地深洼区,这一深度恰恰普遍发育草本有机质含量最高的茨营组三、四段^[5,6]。

受不同盆地热演化史条件的控制,第一期的百色盆地在热衰减冷却的不同阶段都可以形成生物气藏,从而使生物气藏的分布范围较广,由 300 m 到 $2\ 000\text{ m}$ ^[3];第三期的保山、陆良盆地在较高地温阶段形成生物气藏,从而使生物气藏的分布范围较窄,由 400 m 到 $1\ 000\text{ m}$ ^[4~6]。

2.3.2 不同热演化史盆地的生物气藏形成与保存条件

甲烷菌的活动需要一定的孔隙空间,母岩保持较大的孔隙空间有利于甲烷菌的活动。另一方面,生物气藏的保存受动态平衡控制,过大的孔隙空间又使生物气扩散速度过高,不利于气藏的保存。因此,生物气成藏需要适中的孔隙空间,既有利于细菌活动又有利于气藏的保存。不同的盆地经历了不同的热史及构造沉降史,从而决定了各类盆地泥岩的成岩后生作用,决定了泥岩的孔隙空间,对生物气的成藏条件也产生了重要的控制作用。

第一期的百色盆地经历了从高地温到热冷却的过程,又经历过深埋藏,主力烃源岩那读组泥岩孔隙大小为 $1\sim 30\text{ }\mu\text{m}$,其中 $5\sim 10\text{ }\mu\text{m}$ 为主峰分布,与甲烷菌个体大小相当,基本可以保证甲烷菌的大规模活动。泥岩的孔渗性较差,突破压力约为 $8\sim 20\text{ MPa}$,

中值半径为 $3.1\sim 6.1\text{ }\mu\text{m}$,扩散系数约为 $6.89\times 10^{-6}\sim 1.16\times 10^{-5}\text{ cm}^2/\text{s}$,大多属于 II, II 级天然气盖层,较有利于气藏的封盖、保存。因此,该期盆地的生物气藏分布范围较广,从 200 m 到 $1\ 600\text{ m}$ ^[3]。

第二、第三期盆地热衰减作用不明显,尚处于较高地温期,主力烃源岩成岩后生作用较弱,泥岩孔隙大小为 $10\sim 200\text{ }\mu\text{m}$,主峰值分布区间为 $20\sim 50\text{ }\mu\text{m}$ ^[6,7]。泥岩具有一定的孔渗性,孔隙度均大于 10% ,渗透率达 $0.02\times 10^{-3}\sim 0.5\times 10^{-3}\text{ }\mu\text{m}^2$ 。泥岩盖层突破压力为 $2\sim 8\text{ MPa}$,中值半径为 $6.1\sim 13.1\text{ }\mu\text{m}$,扩散系数为 $1.16\times 10^{-4}\sim 6.89\times 10^{-4}\text{ cm}^2/\text{s}$,均属于 IV 级天然气盖层,易造成天然气的逸散^[4~9],因此有利于甲烷菌的大规模活动而不利于气藏的封盖。生物气成藏对泥岩盖层的要求比较高,当盖层埋深大于 400 m 时,泥岩孔隙变小,生物气的生成速度远大于天然气扩散速度才能保持气藏的动态平衡,形成生物气藏^[12]。因此,气藏主要分布在 $400\sim 1\ 000\text{ m}$ 范围。

2.4 生物气成藏的分区性

受构造及沉积演化要素控制,该区生物气的成藏条件具有明显的分区性。第一成气期盆地规模较大,后期剥蚀较弱,盖层断裂密度较低,盆地以单旋回活动为主,经历过强烈走滑拉张断陷阶段,湖盆深陷期半深水—深水湖相范围达数百平方千米,泥岩孔隙较小,有效阻止了生物气的扩散,有利于生物气藏的形成及保存。第二成盆期规模较小,后期改造强烈,且发生多期走滑拉分作用,盆地规模小,湖盆的半深水—深水湖相范围狭小,仅数十平方千米,盖层断裂发育,盆缘剥蚀强烈,边缘淡水渗入作用强,泥岩孔隙较大,不利于生物气藏的形成及保存。第三成盆期盆地以中小规模为主,具单旋回演化,后期改造较弱,盆地边缘剥蚀较弱,盖层断裂主要集中于盆地边缘走滑断裂带及斜坡外缘地区,边缘淡水较活跃,湖盆的半深水—深水湖相带范围达数十到两百多平方千米,主力烃源岩埋深为 $400\sim 1\ 000\text{ m}$,地温为 $30\sim 60\text{ }^{\circ}\text{C}$,有利于生物气藏的形成及保存。

各区生物气成藏条件的差异与各区的大地构造位置相关。滇西地区处于印度板块与欧亚板块“陆陆”碰撞的前缘部分,因此最早的走滑裂陷作用率先发生在前缘部位,随着碰撞作用的进一步加强,挤压应力进一步向北传递,有利于走滑拉分裂陷的构造作用也向欧亚板块内部扩展,即向北部的滇东、鄂西地区传递,形成新一期的走滑拉分作用中心,先期形成的滇西地区的盆地群遭到进一步挤压隆升,并伴有次级走滑拉分构造作用,从而造成较强的后期构

造改造;而滇东地区盆地形成晚,后期改造弱;桂西地区则离印度板块与欧亚板块的强烈碰撞带较远,且处于稳定的克拉通块体内,因此尽管该盆地形成较早,但盆地的后期改造较弱。其次,滇黔桂地区不同区带的基底构造差异,也决定各区盆地规模挤压破碎程度呈现明显差异。滇西及滇东、黔西地区由古特提斯构造域复杂地体与上扬子稳定克拉通基底边缘拼合而成的不稳定基底,在遭受挤压后,发育数量众多的走滑断裂,伴随发育大量超小型盆地;而桂西地区则发育于稳定的克拉通基底之上。

3 主要生物气区成藏条件的分区性

3.1 深断陷为生物气富集区

深断陷的快速走滑拉分构造作用形成有利于生物气成藏的构造环境。一般认为,生物气常发现于沉降速率大于 50 m/Ma 的地区;而在山间小型断陷区,则主要发现于沉降速率大于 100 m/Ma 的地区。滇黔桂地区已发现生物气藏的保山、陆良、曲靖、杨林、百色等盆地都是经历过阶段性快速沉降的深断陷,如百色盆地第三系的那读组沉降速率为 100 ~ 600 m/Ma^[3],陆良盆地深断陷区上第三系茨营组沉降速率达 200 ~ 500 m/Ma^[2],保山盆地深断陷区上第三系的羊邑组沉降速率为 300 ~ 800 m/Ma^[2,13]。快速沉降十分有利于生物气成藏,除形成巨厚的湖相泥岩建造外,还十分有利于有机质的快速埋藏保存,减少有机质在浅表处的散失;十分有利于形成深埋藏下的还原环境,促使甲烷菌大规模繁殖;十分有利于形成厚盖层,抑制浅层气的扩散。

3.2 断陷内部生物气成藏的分带性

在走滑裂陷盆地中,具有典型的构造分带——走滑断裂带、走滑挤压背斜带、中部洼陷带和边缘斜坡带^[5]。由走滑拉张活动派生形成大量的盖层断裂,平面分布呈现不均衡性。走滑断裂带上盖层断裂密度大,切错层位多,构造破碎,常发育正花状及负花状构造;中部洼陷带及斜坡内带断裂密度低,断裂规模较小;斜坡外带上发育多级、多组盖层断裂,断裂数量多,断裂切错层位多,且呈羽状、雁行、平行等不同类型的断裂组合。

气藏分布受沉积相及构造区带双重控制,有利沉积相带是深湖相与碎屑岩沉积体系的过渡相区,有利构造区带是深洼及斜坡内带、边缘走滑断裂带低断阶。陆良盆地的大嘴子气田、陆3井、陆9井气田处于深洼陷及走滑断裂带低断阶部位,位于深湖相与三角洲前缘过渡相区^[5]。百色盆地的雷公、花

茶、上法、仑圩、塘寨、元五等气藏则处于该盆地沉降幅度最大的深洼陷——田东坳陷的走滑断裂带低断阶,位于那读组深湖相与三角洲前缘过渡区^{3,14}。

有利沉积相带与有利构造区带叠合区具有形成生物气藏的有利条件:一是该区带紧邻深洼陷,靠近半深湖相—浅湖相区,泥岩比例高、厚度大,盖层发育,封盖条件好,有利于阻止天然气的扩散;二是主力烃源岩厚度大,埋深适中,正处于甲烷菌活动高峰期,产气强度大;三是断层密度远低于边界断裂带与斜坡外带,有利于气藏的保存;四是砂泥岩频繁互层,有利于形成多套盖层,从而有效地阻止了天然气的扩散;五是过渡相区及深洼区湖沼煤系层数多、厚度大,往往发育 4 ~ 10 层煤层,累计厚度达 10 ~ 25 m^[3]。(煤岩中草本植物比例较高,甲烷菌易消化利用的营养物质特别丰富,使之生气强度高于其它区带);六是该区带砂岩含量低,仅为 10% ~ 30%,发育大量岩性圈闭及岩性—构造圈闭;七是储层与盆地边缘大气水渗滤带隔绝,有利于形成无氧、不含 SO₄²⁻ 的有利于甲烷菌活动的水介质环境(由于该区各盆地均属浅埋剥残型盆地,边缘淡水渗滤作用强,地下水活跃,盆地边缘区带大多呈现氧化—弱氧化环境。仅在盆地腹部储层不甚发育的区带形成相对封闭、有利于甲烷菌大规模繁殖的弱还原—还原环境);八是在过渡相区,储层以中厚层的细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩为主,单层厚度为 1 ~ 10 m,由于埋藏浅、时代新、压实程度低、成岩性差,使之以原生粒间孔隙为主,具有良好的孔渗性^[4,9],孔隙度多数介于 20% ~ 35% 之间,渗透率多数介于 10 × 10⁻³ ~ 500 × 10⁻³ μm² 之间。

滇黔桂地区各小型盆地主要发育 3 类生物气聚集带,即走滑断裂带走滑挤压背斜构造生物气聚集带、斜坡带岩性上倾尖灭—断层生物气聚集带和斜坡带背斜—岩性上倾尖灭生物气聚集带。有利圈闭的类型包括岩性型、构造型和岩性—构造复合型。但岩性型圈闭比例约占 80%,与有利生物气聚集带处于深洼边缘有关,砂体薄,易尖灭。

4 主要结论

1) 在印度板块与欧亚板块的“陆陆”碰撞拼贴构造作用下,滇黔桂地区在喜山 I, II, II_幕, 分别于桂西、滇西、滇东—黔南地区,顺大型走滑断裂带形成了一大批始新世—渐新世、中新世和上新世三期的小型山间走滑拉分盆地。

2) 3 个地区发育的 3 期盆地具有不同的构造演

化史、盆地构造后期改造及实体保存情况、盆地规模、盖层断裂发育程度、气候条件、古湖盆水介质条件、沉积分区条件和热演化条件,使各地区盆地具有不同的生物气成藏条件,生物气藏主要分布于桂西、滇东—黔南地区的始新世—渐新世和上新世盆地中。

3)快速沉降的主力深凹陷是主要的生物气藏富集区带,其有利于生物气成藏的条件包括:发育巨厚的湖相泥岩建造,有机质快速埋藏保存,减少了其在浅表处的散失;有利于形成深埋藏下的还原环境,促使甲烷菌大规模繁殖;发育厚盖层,抑制了浅层生物气的扩散。

4)在各盆地内部深洼陷及其紧邻的过渡区带,具有良好的生物气形成与保存条件,是各盆地内的生物气富集带;而盆地边缘区带则仅零星发育超小型生物气藏。

5)该区主要发育 3 类生物气聚集带,即走滑断裂带走滑挤压背斜构造生物气聚集带、斜坡带岩性上倾尖灭—断层生物气聚集带和斜坡带背斜—岩性上倾尖灭生物气聚集带。

参考文献:

1 张渝昌. 中国含油气盆地原型分析[M]. 南京: 南京大学出版社, 1997. 115~127

- 2 宁宗善, 周铁明, 胡炎坤等. 中国油气区第三系(VIII[M]). 北京: 石油工业出版社, 1994
- 3 戚厚发, 关德师, 钱贻伯等. 中国生物气成藏条件[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997
- 4 刘树根, 戴苏兰, 赵永胜等. 云南保山盆地烃源岩及其天然气生成特征[J]. 天然气工业, 1998, 18(1): 18~24
- 5 王大锐, 罗槐章. 云南陆良盆地天然气及烃源岩地球化学特征——兼论滇黔桂地区寻找生物气田的可能性[J]. 天然气工业, 2000, 20(3): 12~15
- 6 罗槐章. 陆良盆地上第三系未熟烃源岩特征及生物气成因分析[J]. 天然气工业 1999, 19(5): 21~26
- 7 夏邦栋, 刘洪磊, 吴运高等. 滇黔桂裂谷[J]. 石油实验地质, 1992, 14(1): 20~23
- 8 罗祖虞. 滇黔桂地区晚古生代、三叠纪生物礁沉积相及含油性初步研究[J]. 石油实验地质, 1983, 5(1): 18~21
- 9 陈焕疆, 张义纲. 谈谈生物气的形成环境和寻找方向[J]. 石油实验地质, 1982, 4(2): 106~109
- 10 李赞豪. 具有广阔勘探前景的一种新型浅层天然气——油层、煤层厌氧菌解再生生物气[J]. 石油实验地质, 1994, 16(3): 220~223
- 11 陈英, 戴金星, 戚厚发. 关于生物气研究中几个理论及方法问题的研究[J]. 石油实验地质, 1994, 16(3): 209~212
- 12 李明宅, 张洪年, 郇建军. 生物气的生成演化模式和初次运移特征[J]. 石油实验地质 1995, 17(2): 147~150
- 13 刘树根, 戴苏兰, 赵永胜等. 云南陆良盆地第三系含气系统基本过程研究[J]. 成都理工学院学报. 1999, 26(2): 135~141
- 14 戴家庆. 广西百色盆地浅层气藏简介[J]. 石油与天然气地质, 1990, 11(3): 343~346

POOL-FORMING ZONALITY OF BIOGASES IN THE CENOZOIC BASINS OF DIAN-QIAN-GUI AREA

LU Huang-sheng^{1,2}, ZHOU Li-qing^{2,3}

(1. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu 210093, China;

2. East China Branch, SINOPEC Nanjing, Jiangsu 210011, China;

3. Department of Geology, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, China)

Abstract: Under the “land-to-land” collision and matching structural action of the Indian Plate to the Euro-Asian Plate, a series of small intermountain strike-slip and pull-apart basins of the Eocene-Oligocene, the Miocene and the third stage of the Pliocene were formed along large strike-slip fault zones in Guangxi, West Yunnan and East Yunnan-South Guizhou areas during the Himalayan I, II and III episodes. Three stages of the basins developed in three areas had different structural and sedimentary evolutionary characteristics, and resulted in different pool-forming conditions of biogases for the basins of each area. Biogas pools mainly distributed in the Eocene-Oligocene and the Pliocene basins in West Guangxi and East Yunnan-South Guizhou areas. In each basin, controlled by fall velocity, sedimentary facies zones, source rock depth, fault developing density, trap types and stratigraphic denuded degree, biogas pool-forming conditions were clearly different in each zone. Biogas pools distributed in the deep sags and adjacent zones of each basin.

Key words: biogas pool; pool-forming rule; strike-slip and pull-apart rift basin; the Cenozoic; Dian-Qian-Gui area