

doi:10.3799/dqkx.2015.136

莺歌海盆地 LD 区块地层超压对储层成岩作用的影响及其地质意义

段 威^{1,2}, 罗程飞³, 刘建章^{1,2*}, 田金强^{1,2}, 吕 波³, 丁 亮^{1,2}

1. 中国地质大学构造与油气资源教育部重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074

3. 中海油能源发展股份有限公司工程技术湛江分公司, 广东湛江 524057

摘要: 莺歌海盆地异常地层压力的分布状况、异常地层压力条件下的流-岩相互作用以及其对储层成岩演化影响方面的研究尚未展开, 综合应用岩石薄片鉴定、扫描电镜分析、稳定同位素分析、流体包裹体均一温度测试等技术, 系统分析了莺歌海盆地 LD 区现今压力分布特征、超压环境下储层成岩作用特征及超压流体活动对储层成岩演化的影响。结果表明: (1) 地层超压驱动深层热流体向上释放, 富含碳酸盐类离子成分的热流体运移到超压顶界面附近时由于温压条件变化而重新沉淀, 形成高含量的碳酸盐胶结物致密层; (2) 地层超压通过抑制粘土矿物的转化来减少碳酸盐胶结物的生成和石英次生加大, 使原生孔隙得以有效保存; (3) LD 区块储层普遍富含 CO₂, 在超压环境下 CO₂ 在流体中溶解度增大, 会大量生成 H⁺; 另外一方面, 超压增加了 LD 区块有机酸的释放空间和时间, 促进溶蚀作用的产生。由此可知, 造成研究区中深部超压储层具有较高的孔隙度的主要因素为超压抑制了胶结物的生成, 其次为超压降低了机械压实作用及促进了次生孔隙的发育。

关键词: 莺歌海盆地; LD 区块; 地层超压; 流体; 成岩作用; 石油地质; 地层学。

中图分类号: P618.13

文章编号: 1000-2383(2015)09-1517-12

收稿日期: 2015-04-05

Effect of Overpressure Formation on Reservoir Diagenesis and Its Geological Significance to LD Block of Yinggehai Basin

Duan Wei^{1,2}, Luo Chengfei³, Liu Jianzhang^{1,2*}, Tian Jinqiang^{1,2}, Lü Bo³, Ding Liang^{1,2}

1. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources of the Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

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

3. Zhanjiang Branch, CNOOC EnerTech-Drilling & Production Co., Zhanjiang 524057, China

Abstract: As to the Yinggehai basin, there is much room for further studies on the following issues including the distribution of abnormal pressure, the interaction of fluid and rock under the condition of abnormal pressure and the effect on diagenetic evolution. A systematic analysis on the distribution of overpressure, the effect on geological fluid activities and diagenetic evolution in Yinggehai basin is carried out by means of microscopy, scanning electron microscopy, isotope analysis and fluid inclusion homogenization temperature measurement based on the previous studies. The results show follows: (1) Overpressure drives the deep thermal fluid to release up. The thermal fluid which contains carbonate minerals is driven to the top interface of the overpressure and then deposits again with the changing pressure and temperature. The thermal fluid forms tight plugged zone of carbonate cementation with high content. (2) The overpressure reduces the material sources of carbonate cements and quartz secondary enlargement by inhibiting the transformation of clay minerals, so that the primary pores can be effectively preserved. (3) The reservoirs in LD block generally contain high content of CO₂. In condition of overpressure, the solubility of CO₂ in the

基金项目: 国家“十二·五”科技重大专项项目(No. 2011ZX05023-006-07); 国家自然科学基金项目(No. 41002039); “构造与油气资源”教育部重点实验室开放基金项目(No. TPR-2013-09); 中国地质大学(武汉)中央高校基本科研业务费专项资金项目(No. 1410491T04)。

作者简介: 段威(1986—), 男, 博士研究生, 主要从事石油地质学、储层地质学方面的研究工作。E-mail: 376033374@qq.com

*** 通讯作者:** 刘建章, E-mail: 276283737@qq.com

引用格式: 段威, 罗程飞, 刘建章, 等, 2015. 莺歌海盆地 LD 区块地层超压对储层成岩作用的影响及其地质意义. 地球科学——中国地质大学学报, 40(9): 1517-1528.

fluid increases, which generates a large number of H^+ . On the other hand, overpressure increases the space and time for the release of organic acids in LD block and promotes the dissolution. It is concluded that the main reason for the high porosity in middle-deep overpressure reservoir of study area is that the overpressure constrains the forming of carbonate cement, and the other reason is that the decrease of compaction and the promotion of secondary pores.

Key words: Yinggehai basin; LD block; overpressure formation; fluid; diagenesis; petroleum geology; stratigraphy.

超压是控制油气成藏和分布的重要因素之一,世界上 160 多个沉积盆地的油气分布均与超压有关 (Hunt, 1990),超压油气田约占全球油气田的 30% (郝芳,2005). 异常地层压力分布特征、成因机制及超压环境流体-岩石相互作用及其成岩、成藏(矿)效应一直是含油气超压盆地油气成藏研究的焦点 (解习农等, 2003; 李忠等, 2006; Nguyen *et al.*, 2013; Sakhaee-Pour and Bryant, 2014). 尽管前人在超压对储层物性的影响等方面取得了一些成果 (Wilson *et al.*, 2003; 解习农等, 2004; 孟元林等, 2006; Lipinski *et al.*, 2013),但有关超压环境下的流体-岩石相互作用特征及其对储层形成与改造过程中的作用尚需深入探索.

莺歌海盆地因其热流体活动强烈及具有高温超压的特点(段威等,2013),为研究超压环境下流体-岩石相互作用提供了天然实验室. 莺歌海盆地油气勘探始于 20 世纪 60 年代,随着 LD15-1、LD22-1、DF1-1 及近几年 DF13-1、DF13-2 等大气田的发现,展示了该盆地油气资源富集的广阔前景. 自 20 世纪 70 年代该盆地进行系统勘探以来,国内外众多学者对其油气成藏机理进行了系统研究,尤其在超压流体流动的油气成藏效应方面取得了突出的成果 (Hao *et al.*, 1995, 1996, 1998, 2000; 裴健翔等, 2011; 谢玉洪等, 2012; 谢玉洪和黄保家, 2014),但是莺歌海盆地异常地层压力的分布状况、异常地层压力条件下的流-岩相互作用及其对储层成岩演化影响方面的研究尚需深入探索. 本文以莺歌海盆地东南部 LD 区块梅山组及其上覆地层为研究对象,在综合前人研究基础上,应用电子显微镜、扫描电镜、同位素分析、流体包裹体测定均一温度等技术,并与邻区的正常地层压力环境下的相关特征进行对比,深入探讨了地层超压的分布状况及其对地质流体活动和储层成岩演化的影响.

1 区域地质背景

莺歌海盆地位于南海西北部,是受岩石圈拉伸和红河断裂走滑双重机制控制的伸展-转换型新生

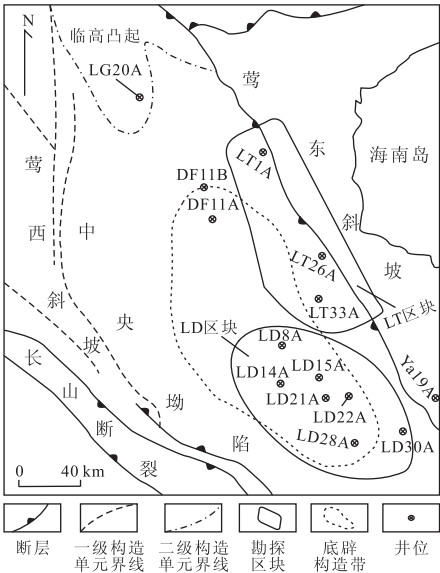


图 1 莺歌海盆地构造单元
Fig. 1 Structural units of Yinggehai basin
据谢玉洪等(2012)

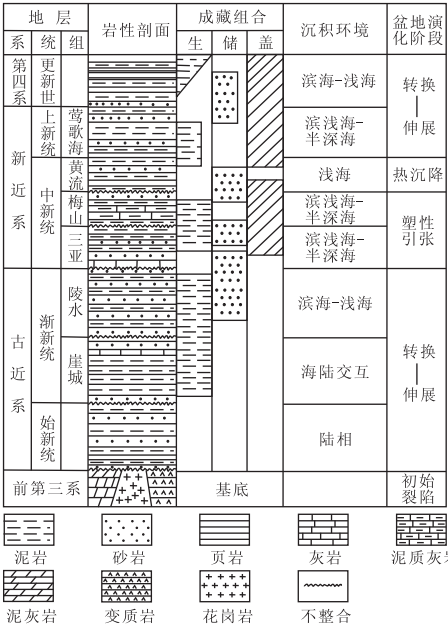


图 2 莺歌海盆地地层综合柱状图
Fig. 2 Comprehensive stratigraphic column in Yinggehai basin
据裴健翔等(2011)

代含油气盆地,面积约为 $1.1\times 10^5\text{ km}^2$. 盆地包括

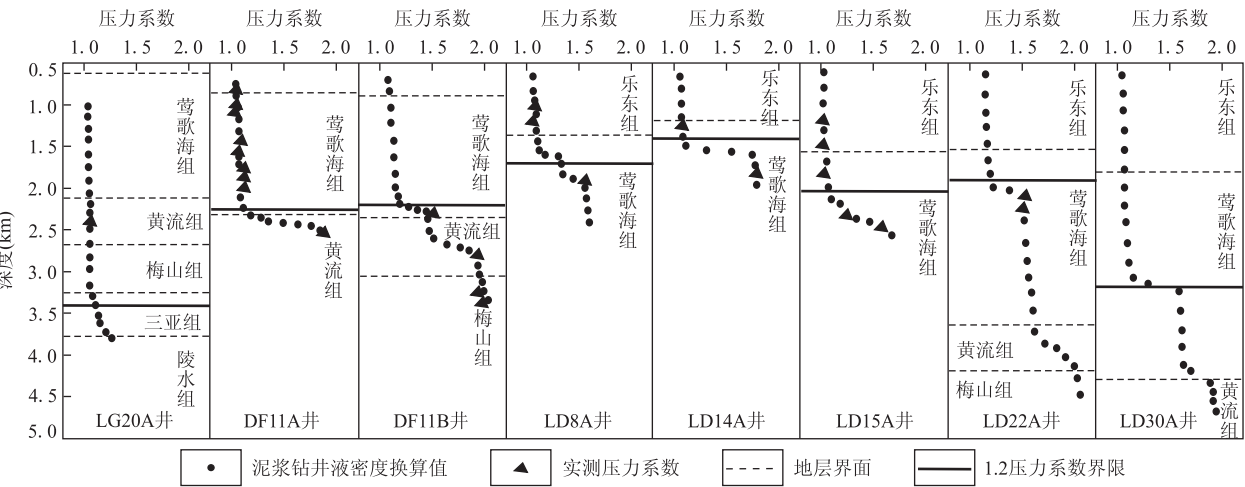


图 3 莺歌海盆地 LD 区块超压顶界面深度连井对比剖面

Fig. 3 Contrasting profile of depth of overpressure boundary in LD block of Yinggehai basin

莺东斜坡、莺西斜坡和中央坳陷 3 个一级构造单元，中央坳陷又由临高凸起和底辟构造带 2 个正向构造单元组成(谢玉洪等,2012)。其中，底辟构造带发育了大量由泥和热流体幕式上侵活动而形成的“泥一流体底辟构造”，该盆地 90% 以上的油气储量和全部油气产量均来自这些异常高压聚集的底辟构造，而 LD 区块正处于莺歌海盆地中央泥底辟构造带南部(图 1)(孟凡晋等,2012)，新生代自下而上依次发育渐新统崖城组和陵水组，中新统三亚组、梅山组和黄流组，上新统莺歌海组以及第四系乐乐组(图 2)，总厚度达 17 km。三亚组—梅山组下部深灰色浅海相泥岩是研究区的主力烃源岩，黄流组和莺歌海组滨、浅海相三角洲沉积砂体是莺歌海盆地的主要含气层系(谢玉洪等,2012)，也是本文研究的重点。

2 现今压力分布特征

对莺歌海盆地高温超压的研究始于 20 世纪 80 年代，国内外众多学者报道和论述了盆地内异常地层压力的发育机理及其油气成藏效应(裴健翔等, 2011;孟凡晋等,2012;谢玉洪等,2012)。

笔者选取盆地中央泥底辟构造带及其附近 50 余口井，建立了声波时差与深度的关系，发现研究区欠压实的顶界面深度大约为 1 600~2 000 m。模块式地层动态测试器(modular dynamics formation tester,简称 MDT)实测地层压力数据表明，黄流组超压最大，为强超压；而莺歌海组为超压、弱超压和常压并存(图 3)。各井资料绘制的超压顶界面深度平面图显示，LD 区块内，莺歌海组的超压顶界面大

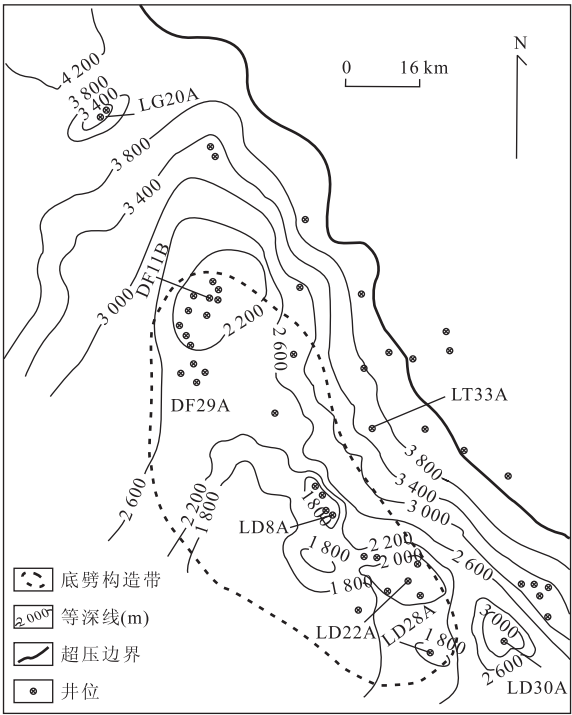


图 4 莺歌海盆地超压顶界面深度等值线

Fig. 4 The depth contour of overpressure boundary in the Yinggehai basin

致在 1 750 m(除远离中央底辟带的 LD30 单元为 3 250 m 外)，而黄流组整体处于超压顶界面以下(图 4)。而相邻的 LT 区块内，超压顶界面均在 3 200 m 以上(图 4)。统计表明，超压体系在不同的构造位置，顶界面的深度变化很大，从盆地中心向边缘逐渐变深，直至异常高压消失(图 4)；但其在研究区范围内变化较小，大致在 1 750 m。

3 超压对储层成岩作用的影响

砂岩储层的成岩作用比较复杂,它受温度、压力、沉积环境、构造条件等众多因素的控制(Morad *et al.*, 2000; Lipinski *et al.*, 2013),超压主要对砂岩储层所经历的压实、胶结及溶蚀作用产生影响。

通过统计研究区及附近 LT 区块 50 余口井的 1 423 个岩石薄片鉴定结果,主要参数如表 1(岩心 1 275 个,壁心 106 个,岩屑 42 个)所示,表明研究区碎屑岩储层粒度主要为极细、粗粉砂,分选中—好。碎屑颗粒组分以岩屑石英砂岩、长石石英砂岩为主,成分成熟度为 5.9~7.6;填隙物以杂基(几乎都为泥质)和碳酸盐胶结物为主,其含量分别为 14.3% 和 5.9%,结构成熟度为较低—低。

吕明(1999)的研究表明,研究区进入中成岩阶段 A 期(平均埋深约为 1 900 m),地层中也开始出现超压。由于超压的存在,导致研究区砂岩成岩作用中的压实作用、胶结作用和溶蚀作用与附近 LT 区块存在明显的差异性。

3.1 超压对压实作用的影响

笔者在吕明(1999)的研究基础上,统计、分析了研究区及附近 LT 区块岩石铸体薄片及相应的物性数据,建立了主要砂岩层段孔隙类型定量分析统计表(表 2)。

砂岩中矿物颗粒的接触类型可以反映砂岩的压实强度,从点接触到凹凸接触,反映砂岩的压实作用不断增强。笔者选取研究区与 LT 区块的四口井 LD21A 井、LD30A 井、LT1A 井和 LT33A 井的铸体薄片进行镜下观察,发现常压环境下砂岩的压实强度明显强于超压环境,常压环境中颗粒接触关系为凹凸—线接触,部分石英等刚性颗粒甚至被压裂、压断,而超压环境中砂岩的颗粒接触关系普遍为点接触或点—线接触,部分云母等塑性颗粒保存依旧较完整(图 5)。

为了更好地定量表示压实作用强度,本次研究采用了“视压实率”概念(Houseknecht, 1987),它在一定程度上反映了原始沉积物孔隙空间被压实的程度。 $\text{视压实率} = (\text{原始孔隙体积} - \text{粒间体积}) \times 100\% / \text{原始孔隙体积}$; $\text{粒间体积} = \text{粒间孔体积} + \text{胶结物含量}$ 。

根据 R. Sneider 图版(Sneider, 1988),考虑到岩石的沉积环境、粒级大小及分选性,笔者取粉砂岩、极细砂岩和细砂岩的原始孔隙度为 40%,中砂岩和粗砂岩的原始孔隙度为 35%。运用以上公式,

选择主要砂岩层段符合条件的岩石薄片分析数据进行压实率计算(表 2)。

从表 2 中可以看出,研究区压实作用在沉积物埋藏的早期阶段表现得比较明显,随着深度增加,孔隙度由 1 400 m 时的 36% 降低到 1 750 m 左右的 23%,砂岩的压实率约为 45%;而在超压顶界面(1 750 m)以下,研究区欠压实作用增强,流体超压承担了部分上覆地层压力,降低了机械压实作用,使得超压顶界面以下砂岩的压实率明显减小,约为 60%;同时,对比研究区和附近 LT 区块相同层位相同深度下的压实率,LT 区块比研究区对应层位的压实率明显高出 9%~15%(表 2)。

综上所述,研究区由于超压的存在,降低了压实强度,利于保存原生孔隙,使相同深度下超压区(即 LD 区块)的砂岩孔隙度远大于附近常压区(即 LT 区块),形成了一个异常高孔带。

3.2 超压对胶结作用的影响

胶结作用和压实作用一样,是岩石孔渗性变差的破坏性成岩作用,而胶结物的生成会受到超压的影响(李忠等,2006; Nguyen *et al.*, 2013)。岩石的显微镜下观察结果表明,LD 区块内胶结物主要包括(铁)白云石、菱铁矿、铁方解石等碳酸盐胶结物,LT 区块内胶结物主要包括(铁)方解石、(铁)白云石和少量的石英胶结物(图 6)。

3.2.1 碳酸盐胶结 碳酸盐胶结物普遍存在于研究区各层位,但含量差异很大。在超压顶界面(1 750 m)附近,碳酸盐胶结物含量可高达 59.5%,但在超压顶界面以下深度范围内,胶结物的含量随深度增大而逐渐降低(图 7a,图 6b 和 6c);远离中央底辟带、受泥—流底辟活动影响非常小的 LD30A 井也呈现同样现象,在超压顶界面(3 250 m)附近,碳酸盐胶结物含量可高达 40%,但在超压顶界面以下其含量随深度增大急剧降低(图 7a,图 6a,6e 和图 5c)。例如,LD15A 井在深度 2 030~2 066 m 井段碳酸盐胶结物含量范围在 24%~61%,LD30A 井在深度 3 200~3 250 m 井段碳酸盐胶结物含量范围在 21%~42%。

研究区高温热流体的活动活跃,且流体中富含 CO₂,从而引起长石蚀变溶解、生物和碳酸盐矿物溶解等,在研究区和 LT 区块局部形成大量铁白云石、铁方解石或菱铁矿等碳酸盐胶结物,其在研究区内常充填于受底辟热流体影响形成的粒间溶孔、长石溶孔及铸模孔内,并胶结、交代及溶蚀碎屑颗粒及次生加大石英颗粒(吕明,1999)(图 6a 和 6b)。从岩石

表 1 LD 区块和 LT 区块砂岩岩石学特征主要参数对比

Table 1 The contrast of sandstone petrology characteristics in LD block and LT block

区块	层位	砂岩类型	杂基(%)	胶结物(%)	结构成熟度	成分成熟度	粒径(μm)	视孔隙(%)
LD	乐东组	含泥质细—极细粒长石石英砂岩	17(6.1~22.6)	8.6(3.6~14.3)	较低、低	7.6(4.2~13.5)	84.4(54.1~174.3)	19.9(11.6~24.6)
	莺歌海组	含泥质细—极细粒岩屑石英砂岩	11(5.3~22.3)	6.6(2.1~11.7)	低、较低	7.1(4.6~14.6)	66.9(52.5~172.6)	23.6(10.8~26.2)
	黄流组	含泥质极细砂质岩屑石英砂岩	16(12.1~23.6)	3.4(1.3~6.7)	较低、低	5.9(4.3~13.8)	57.7(43.1~97.5)	15.8(9.5~18.1)
	梅山组	泥质极细砂质岩屑石英砂岩	24(18.0~40.1)	4(2.4~5.8)	极低、低	—	37(15.3~84.6)	12.8(4.9~15.4)
LT	乐东组	含泥质细—极细粒岩屑石英砂岩	12.3(6.5~18.0)	5.6(2.2~6.8)	中等、较低	6.1(4.6~12.3)	88(73.5~116.7)	20.7(8.5~22.8)
	莺歌海组	含泥质极细—细粒长石石英砂岩	12.7(7.0~20.1)	7.8(3.0~16.4)	中等、较低	6.2(3.9~13.1)	123(84.5~401.6)	17.4(9.0~22.0)
	黄流组	含泥质粗—中粒长石石英砂岩	16.7(6.8~34.4)	9.6(5.6~17.1)	较低、低	4.9(2.3~11.5)	373(87.6~666.9)	10.1(6.3~14.9)
	梅山组	含泥质中—粗粒长石石英砂岩	13.4(5.7~29.9)	8.3(4.7~12.8)	中等、较低	3.1(1.5~10.8)	601(105.6~1437.5)	7.9(5.2~11.9)

表 2 LD 区块和 LT 区块砂岩层孔隙类型定量分析及压实率对比

Table 2 The contrast of quantitative analysis and compaction rate to sandstone pore types in LD block and LT block

层位	原生孔(%)			原生孔比例(%)	次生孔(%)			次生孔比例(%)	压实率(%)	
	原生粒间孔	生物体腔孔	杂基微孔		长石溶孔	粒间溶蚀孔	铸模孔+超大孔			其他溶蚀孔
乐东组	14.3(8.9~17.3)	1(0.3~2.5)	2.1(1.6~3.2)	85.2(81.2~94.3)	0.4(0.1~0.8)	1.2(0.3~2.1)	0.2(0.1~0.5)	14.8(5.7~18.8)	19.9(11.6~24.6)	0.43(0.38~0.59)
莺歌海组	15.4(7.8~17.3)	0.4(0.1~0.7)	0.5(0.3~2.0)	68.9(58.3~84.8)	2.2(0.8~2.9)	2.2(0.5~2.6)	2.1(0.9~3.4)	31.1(15.2~41.7)	23.6(10.8~26.2)	0.45(0.44~0.62)
黄流组	10.8(8.0~11.5)	0.1(—)	0.1(—)	65.1(57.9~81.3)	1.5(0.4~3.2)	2.1(0.4~2.9)	0.4(0.2~0.6)	34.9(18.7~42.1)	15.8(9.5~18.1)	0.67(0.55~0.77)
梅山组	7.5(3.3~9.8)	0.1(—)	0	57.9(49.5~76.7)	0.9(0.2~1.6)	2.5(0.5~3.7)	0	40.3(33.3~50.5)	12.8(4.9~15.4)	0.71(0.61~0.81)
莺歌海组	13.7(7.9~15.7)	0	1.2(0.3~2.1)	85.6(83.5~92.2)	0.5(0.2~0.9)	1.5(0.2~2.4)	0.2(0.1~0.5)	14.4(7.8~16.5)	17.4(7.8~16.5)	0.60(0.52~0.81)
黄流组	6.7(2.6~8.3)	0	0.5(0.1~1.0)	71.5(66.2~88.4)	1.7(0.6~2.7)	0.7(0.2~1.8)	0.2(0.1~0.4)	28.5(11.6~33.8)	10.1(6.3~14.9)	0.76(0.66~0.90)
梅山组	5.4(3.8~7.4)	0	0.5(0.1~0.8)	73.7(64.1~90.7)	1.2(0.4~2.0)	0.5(0.1~0.9)	0.1(—)	26.3(9.3~35.9)	7.9(5.2~11.9)	0.81(0.71~0.91)

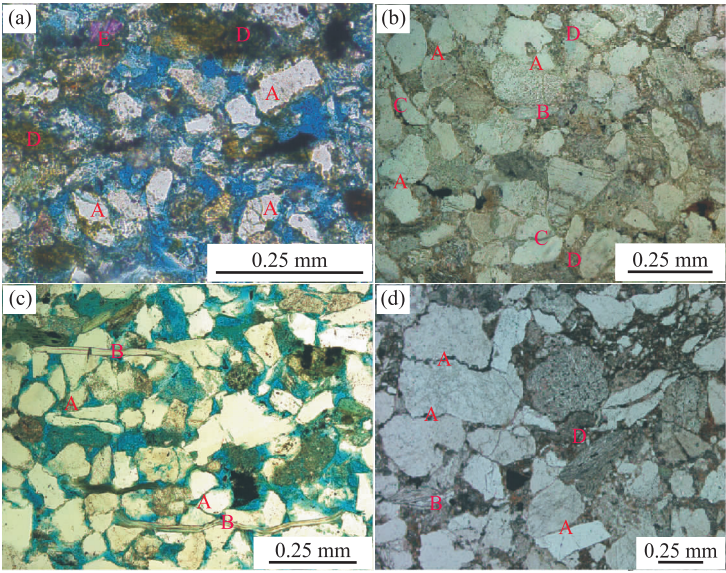


图 5 研究区与 LT 区块相近深度压实作用镜下对比

Fig. 5 Comparison of compaction at the near depth in study area and LT block

a. LD21A 井, 2 097. 00 m(超压环境), 单偏光, 压实作用弱, 颗粒接触关系为点接触(A), 偶见铁方解石(E), 溶蚀作用强烈, 泥质(D)呈杂基状分布, 孔隙较好; b. LT1A 井, 2 105. 00 m(常压环境), 单偏光, 压实作用较强, 颗粒接触关系为线接触(A), 云母被压弯压碎(B), 刚性颗粒部分见压裂现象(C), 溶蚀作用弱, 泥质(D)呈杂基状分布, 孔隙差; c. LD30A 井, 3 427. 68 m(超压环境), 单偏光, 压实作用较弱, 颗粒接触关系为线一点接触(A), 长条状云母(B)保存较好, 溶蚀作用强烈, 孔隙较好; d. LT33A 井, 3 486. 82 m(常压环境), 单偏光, 压实作用强烈, 颗粒接触关系为凹凸一线接触(A), 云母被压弯压碎(B), 刚性颗粒部分见压裂现象(C), 溶蚀作用弱, 泥质(D)呈杂基状分布, 孔隙差

学的空间配置关系, 笔者初步判断含铁碳酸盐胶结物可能形成于中成岩阶段 A 期(即超压形成)之后。

在研究区砂岩碳酸盐胶结物岩石学研究的基础上, 笔者共选取 LD15A、LD8A、LD28A 和 LD30A 井的 13 个砂岩样品(岩心)进行碳氧同位素和流体包裹体测试。所选样品在钻孔中的深度范围为 1 633. 5~3 422. 6 m。其中, 13 个样品均采用 McCrea 法(Lavenu *et al.*, 2013)提取供分析的 CO₂, 进行碳氧同位素分析所用的仪器为德国 Thermo Finnigan 公司 MAT252 型同位素比值质谱仪。流体包裹体测试在中海油实验中心(湛江)完成, 温度测试在英国 Linkam THMSG 600 冷热台上进行, 测温区间为-196~600 °C, 测量精度为 0.1 °C。

用于计算的样品都分布在莺歌海组。图 2 表明, 莺歌海组地层沉积环境为滨浅海一半深海, 流体为海相, 因而取 0‰PDB(海水)为 δ¹⁸O 流体值。碳酸盐胶结物碳氧同位素计算结果显示, 超压顶界面附近含铁方解石和含铁白云石的形成温度分别约为 38. 4~84. 5 °C 和 92. 2~144. 6 °C(表 3), 而测定的砂岩样品中碳酸盐胶结物盐水包裹体的均一温度为 100~165 °C, 部分含铁白云石的形成温度明显高于目前的储层温度(LD 区块古地温梯度为 3. 96 °C/100 m), 说明其形成受到了地层超压驱动

的深层热流体活动的影响。此外, 从碳酸盐胶结物的岩石学空间配置关系(图 6), 可以得出碳酸盐胶结物形成时间普遍晚于石英次生加大, 而 LD 区块莺歌海组的石英次生加大内包裹体均一温度为 64. 5~142. 6 °C, 进一步佐证了碳酸盐胶结物形成受到了地层超压驱动的深层热流体活动的影响。

超压顶面附近砂岩中碳酸盐胶结物多具有低负值的 δ¹³C 和 δ¹⁸O, 见表 3, δ¹³C 的范围为-0. 860‰~-2. 958‰(PDB 标准, 下同), 集中分布范围为-1. 200‰~-2. 958‰, 平均为-2. 100‰, δ¹⁸O 的范围为-4. 60‰~-13. 40‰(PDB 标准, 下同), 平均值为-9. 20‰。超压顶面附近储层碳酸盐胶结物的碳同位素发生了负漂移, 说明在成岩过程中有轻碳同位素的加入; δ¹⁸O 值偏负的程度较大, 说明是处于深埋较高地温状态下晚期生成的产物, 这与前文薄片观察的超压顶面附近以晚期含铁碳酸盐胶结为主的结果是一致的。Jansa and Urrea(1990)和 Lavenu *et al.* (2013)的研究表明, 海相碳酸盐的 δ¹³C 常在 0‰~3‰, PDB 范围内变化, 与大气水有关的碳酸盐的 δ¹³C 为-1‰~-5‰, 有机碳一般在-25‰, 而且作为灵敏地质温度计的 δ¹⁸O 也同时呈现出低负值, 说明这些砂岩中碳酸盐胶结物形成过程中受到了较为强烈的有机影

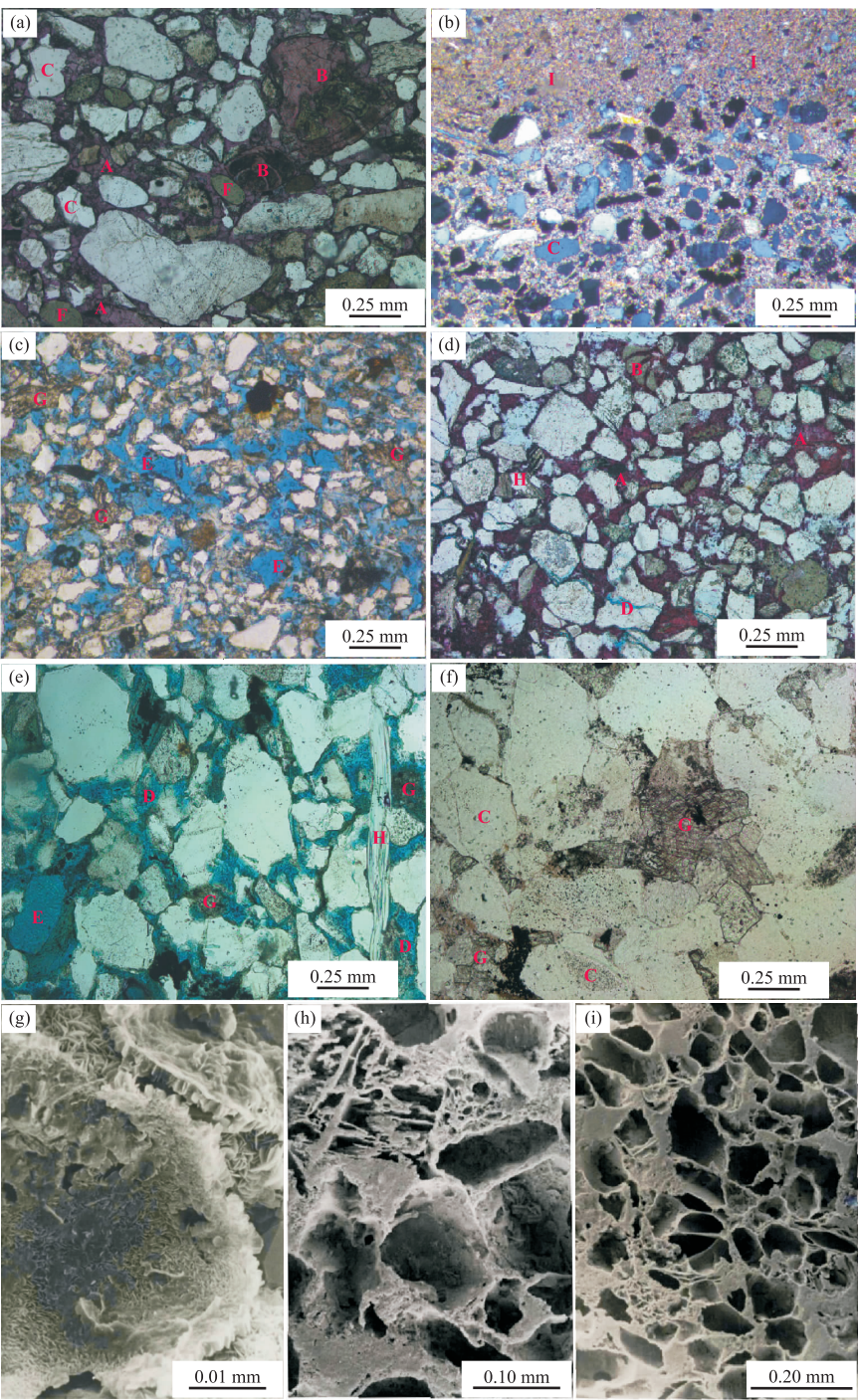


图 6 研究区及附近主要胶结物镜下对比图片

Fig. 6 Main cement types in study area and nearby

a. LD30A 井, 3 250. 44 m(超压顶界面), 铁方解石(A)丰富, 胶结交代碎屑颗粒, 有孔虫生屑(B)体腔多被铁方解石充填, 偶见石英加大现象(C), 溶蚀作用弱, 孔隙不发育; b. LD15A 井, 2 030. 00 m(超压顶界面), 菱铁矿(I)丰富, 胶结交代碎屑颗粒, 局部富集成斑块状或条带状产出, 偶见石英加大现象(C), 溶蚀作用弱, 孔隙不发育; c. LD15A 井, 2 340. 78 m(超压环境), 压实作用弱, 颗粒接触关系为游离一点接触, 白云石(G)零星分布, 溶蚀作用强烈, 碎屑颗粒发生不同程度溶蚀, 长石溶蚀形成大量铸模孔(E), 孔隙好; d. LT26A 井, 2 404. 00 m(常压环境), 压实作用较强, 颗粒接触关系为线接触, 大量铁方解石(A)胶结交代, 溶蚀弱, 少量长石形成粒内溶孔(D), 孔隙差; e. LD30A 井, 3 261. 11 m(超压环境), 压实作用较弱, 长条状云母(H)保存完整, 少量白云石(G), 溶蚀作用强烈, 碎屑颗粒大多形成粒内溶孔(D), 长石溶蚀形成大量铸模孔(E), 孔隙好; f. LT33A 井, 3 487. 78 m(常压环境), 压实作用强烈, 颗粒接触关系为线一凹凸接触, 大量粉、细晶白云石(G)胶结交代颗粒, 溶蚀作用弱, 石英普遍加大(C), 孔隙差; g. LD30A 井, 3 699. 00 m(超压环境), 扫描电镜, 细一极细砂岩, 毛发状伊利石和片状绿泥石垂直于颗粒表面生长, 使喉道变窄; h. LD30A 井, 3 422. 17 m(超压环境), 扫描电镜, 细一极细砂岩, 孔隙发育好, 颗粒溶蚀严重, 部分颗粒形成粒内溶孔; i. LD30A 井, 3 438. 66 m(超压环境), 扫描电镜, 细一极细砂岩, 孔隙发育好, 溶蚀现象显著, 片状喉道连通

表 3 碳酸盐胶结物稳定同位素值及形成温度

Table 3 Stable isotope values of carbonate cement and formation temperature

井号	深度(m)	超压顶界面深度(m)	矿物	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}, \text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}, \text{PDB})$	形成温度(℃)
LD15A	1 844.7	2 030	含铁白云石	-1.875	-7.820	92.2
LD15A	1 849.8	2 030	含铁白云石	-1.175	-8.383	96.6
LD15A	1 867.5	2 030	含铁白云石	-1.065	-7.916	92.9
LD15A	1 863.4	2 030	含铁白云石	-0.974	-7.936	93.1
LD15A	1 863.8	2 030	含铁方解石	-0.860	-7.670	56.9
LD15A	2 235.1	2 030	含铁白云石	-1.100	-9.600	106.7
LD15A	2 244.9	2 030	含铁白云石	-1.200	-8.700	99.2
LD8A	1 652.0	1 700	含铁白云石	-2.700	-8.160	94.9
LD8A	1 654.0	1 700	含铁白云石	-2.960	-8.260	95.6
LD28A	1 633.5	1 650	含铁方解石	-1.820	-4.600	38.6
LD28A	1 641.0	1 650	含铁方解石	-2.080	-4.560	38.4
LD30A	3 258.4	3 250	含铁白云石	-2.880	-13.400	144.6
LD30A	3 422.6	3 250	方解石	-2.958	-11.412	84.5

注:温度分别按 Keith and Weber(1964)的(铁)白云石公式和(铁)方解石公式进行计算。

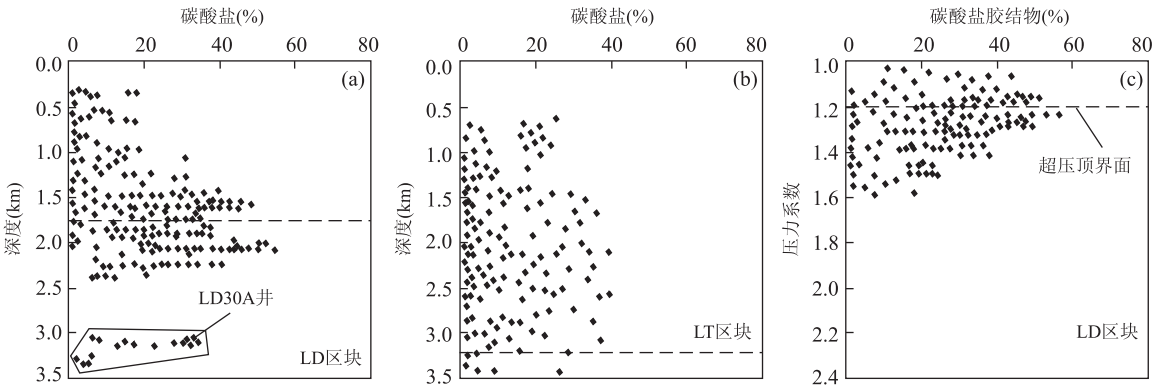


图 7 研究区及附近碳酸盐含量与深度之间的关系(a,b)以及碳酸盐胶结物含量与压力系数之间的关系(c)

Fig. 7 Correlation between carbonate content and depth (a,b), the content of carbonate cement and pressure coefficient (c) in the study area and nearby

响,碳酸盐胶结物的沉淀多与深层含有机酸的孔隙流体侵入有关。

与附近 LT 区块碳酸盐胶结物分布特征对比,笔者发现研究区超压环境下碳酸盐胶结物含量远低于附近 LT 区块相同深度常压环境下碳酸盐胶结物含量(图 7)。其原因在于当地层压力接近或达到地层破裂压力时,地层沿主张应力方向发生破裂,深层流体通过破裂面向上释放,含碳酸盐类离子成分的热流体向上运移到超压顶界面附近时,随着压力减小和温度降低,其从流体中重新沉淀,形成高含量的碳酸盐胶结物致密封堵层(图 6a,6b 和图 7a),部分含铁白云石的形成温度明显高于目前的储层温度及含铁碳酸盐胶结物的岩石学空间配置关系也佐证了这一点。莺歌海盆地热流体活动的驱动机制主要是异常超压驱动,而热流体活动将深层高含碳酸盐孔隙水运移到了超压顶界面附近,随着温压条件的变化重新沉淀析出,使得超压顶界面以下碳酸盐胶结

物含量随深度增大而急剧降低(图 7a)。

在超压系统内部,碳酸盐在水中的溶解度受压力的控制,压力越高,溶解度越大(何家雄等,1995;于志超等,2012; Mork, 2013; McLendon *et al.*, 2014)。其次,研究区储层普遍富含 CO₂,而根据:

$$2\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons 3\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- \quad (1)$$

当压力升高时,方程式(1)的反应将向右侧进行,又进一步促进碳酸盐胶结物溶解(何家雄等,1995;于志超等,2012; Ors and Sinayuc, 2014)。如图 7c 所示,超压越强烈,即压力系数越大,碳酸盐胶结物含量越少,呈明显的负相关关系。另外,泥岩粘土矿物蒙脱石转化过程中,释放出的 Ca²⁺可以形成方解石等碳酸盐胶结物,而超压可以抑制粘土矿物转化(孟凡晋等,2012),间接减少了碳酸盐胶结物形成的物质来源。因此,超压通过流体介质间接抑制了超压系统内部碳酸盐胶结物的生成。

3.2.2 硅质胶结 硅质胶结在研究区及相邻 LT 区块储层中主要为石英的次生加大,其在 LT 区块常压环境下含量为 1%~3%,而在研究区超压顶界面以下却很少见到,含量不到 0.5%;笔者在显微镜下对石英次生加大的频率、宽度和完整程度进行对比发现,研究区明显弱于相邻 LT 区块(图 6a 和 6f)。

石英次生加大首先要解决硅的来源,以凹凸接触和缝合接触为主的石英压溶作用(化学压实)是石英胶结物的主要物质来源(李忠等,2006)。如前所述,研究层位主要发生机械压实作用,因此石英压溶作用不可能是储层中硅的来源。研究区储层中硅的来源主要有两种:蒙脱石的伊利石化和钾长石的高岭石化。研究区地层超压可以抑制蒙脱石的伊利石化(孟凡晋等,2012),直接减少了储层中硅的来源,间接抑制了石英的次生加大。另一方面,研究区成岩体系的过早封闭(郝芳,2005),抑制了钾长石的高岭石化(孟凡晋等,2012),使孔隙水中硅浓度偏低。研究区欠压实形成异常高压后,水岩反应的产物不能被及时带出反应体系,导致储层中粘土矿物含量高,这些粘土矿物形成后,一方面阻止二氧化硅在碎屑石英颗粒表面成核而抑制石英的次生加大(图 6g);另一方面使孔隙变小、喉道变窄以及孔隙结构变复杂(图 6g),流体的流动变缓(Ajdukiewicz *et al.*, 2010),Jeans(1994)已经证实胶结物在小孔隙中沉淀比大孔隙中沉淀需要更高的浓度,这将进一步抑制了石英的次生加大。综上所述,研究区地层发育强超压抑制了石英的次生加大。

3.3 超压对溶蚀作用的影响

选取紧邻研究区的 3 口常压井(LT1A 井、LT26A 井和 LT33A 井)的薄片进行镜下观察对比,笔者发现相同深度超压环境下溶蚀强度明显强于常压环境。例如,3 000 m 左右时,研究区超压环境下长石大量溶蚀形成粒内溶孔和铸模孔,而附近常压环境下长石仅发生微弱溶蚀(图 5c 和 5d),主要原因是研究区储层普遍富含 CO₂,而根据式(1),在超压环境下 CO₂ 溶于流体会生成大量 H⁺;同时,深部地层超压驱动形成的多期热流体运动增加了地层地质流体流通性,促进了溶蚀作用的进行;另外,由于超压对有机质热演化和生烃过程的抑制作用(郝芳,2005; Tingay *et al.*, 2013),使根据传统生烃理论已进入准变质作用阶段的源岩仍保持在有利的生、排烃阶段,增大了晚期有效源岩的层位和体积,延长了源岩的生、排烃时间,使得超压盆地中有机酸的释放空间和有机酸对砂岩成岩作用的影响范围大大超

过常压盆地。梅山组泥岩是研究区中浅层的主力烃源岩,源岩有机质热演化生烃过程中,产生大量的有机酸和由其排出的 CO₂ 水解所形成的无机酸,同时生烃作用使得泥岩处于超压环境,当压力大于静岩压力时,其内部大量酸性流体将排到相邻的砂岩储层中,溶解其中的长石、碳酸盐胶结物等不稳定的矿物(图 5a,图 5c,图 6c 和 6e~6i),从而产生大量粒内溶孔、铸模孔等次生孔隙(表 2),增加了黄流组等砂岩储层的孔隙度,使其可以发育并形成有利储层。

4 油气地质意义

储层的孔隙度和渗透率是影响油气分布的重要因素。正常情况下,随着埋藏深度增大,压实程度和胶结程度不断提高,砂岩的孔隙度和渗透率不断降低。深部储层保持高孔隙度和高渗透率的主要机制包括早期原油聚集、有机酸引起的溶解作用和次生孔隙发育、早期超压引起的原生孔隙保存、颗粒包壳对胶结和成岩矿物沉淀的阻碍和抑制、超压流体周期性排放引起的深层淋滤等(Wilkinson *et al.*, 1997; 郝芳,2005)。如前所述,研究区地层超压抑制了机械压实作用;抑制了碳酸盐胶结物和石英次生加大的形成,促进了原生孔隙的保存;地层超压对溶蚀则有促进作用,促进了次生孔隙的生成。三者共同作用使研究区中深部超压储层具有较高的孔隙度(图 8),从而为深层油气聚集提供了较好的储集条件。地层超压驱动深层含碳酸盐类离子成分的热流体运移到超压顶界面附近,由于温压条件的变化重

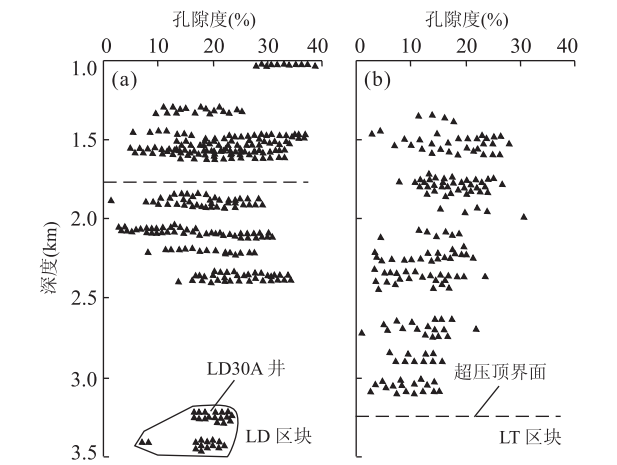


图 8 研究区及附近孔隙度和深度的关系
Fig. 8 Correlation between porosity and depth in the study area and nearby

新沉淀,形成高含量的碳酸盐胶结物致密封堵层,有利于油气的保存. 综合表 1 和表 2 相关数据,LD 区块对应的层位相比 LT 区块(浅层乐东组除外)的碳酸盐胶结物含量低:1.2%~6.2%(对应的胶结率低:3.0%~18.9%),次生孔比例(溶蚀率)高:6.4%~16.7%,压实率低:9%~15%. 通过对比笔者发现,造成研究区中深部超压储层具有较高的孔隙度的主要因素为超压抑制了胶结物的生成,其次为降低机械压实作用及促进了次生孔隙的发育.

综上所述,在研究区内,地层超压是流体活动的驱动力,并与中深部高孔隙发育带和超压顶界面附近的碳酸盐胶结物致密封堵层的形成密切相关.

5 结论

(1)研究区地层超压对储层成岩演化的影响是显著的,且是多方面的. 具体表现在:①对砂岩储层的机械压实作用和石英次生加大起到抑制作用;②驱动深层富含碳酸盐类离子成分的热流体运移到超压顶界面附近,热流体由于温压条件的变化而重新沉淀,形成高含量的碳酸盐胶结物致密层,使超压顶界面下碳酸盐胶结物含量大幅度降低,原生孔隙得以有效保存;③对溶蚀则有促进作用,促进了次生孔隙的生成.

(2)造成研究区中深部超压储层具有较高的孔隙度的主要因素为超压抑制了胶结物的生成,其次为降低机械压实作用及促进了次生孔隙的发育. 研究区内,地层超压是流体活动的驱动力,并与中深部高孔隙发育带和超压顶界面附近的碳酸盐胶结物致密层的形成密切相关.

References

Ajdukiewicz, J. M., Nicholson, P. H., Esch, W. L., 2010. Prediction of Deep Reservoir Quality Using Early Diagenetic Process Models in the Jurassic Norphlet Formation, Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 94(8): 1189—1227. doi:10.1306/04211009152

Duan, W., Chen, J. D., Luo, C. F., et al., 2013. Effects of Formation Overpressures on Diagenesis in the Dongfang Block of Yinggehai Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 34(6): 1049—1059 (in Chinese with English abstract).

Hao, F., 2005. Kinetics of Hydrocarbon Generation and Mechanisms of Petroleum Accumulation in Overpressure Basin. Science Press, Beijing (in Chinese).

Hao, F., Li, S. T., Sun, Y. C., et al., 1996. Organic Matter

Maturation and Petroleum Generation Model in the Yinggehai and Qiongdongnan Basins. *Science in China (Series D)*, 39(6): 650—658.

Hao, F., Li, S. T., Dong, W. L., et al., 1998. Abnormal Organic-Matter Maturation in the Yinggehai Basin, South China Sea: Implications for Hydrocarbon Expulsion and Fluid Migration from Overpressured Systems. *Journal of Petroleum Geology*, 21(4): 427—444. doi: 10.1111/j.1747—5457.1998.tb00794.x

Hao, F., Li, S. T., Gong, Z. S., et al., 2000. Thermal Regime, Interreservoir Compositional Heterogeneities, and Reservoir-Filling History of the Dongfang Gas Field, Yinggehai Basin, South China Sea: Evidence for Episodic Fluid Injections in Overpressured Basins? *AAPG Bulletin*, 84(5): 607—626.

Hao, F., Sun, Y. C., Li, S. T., et al., 1995. Overpressure Retardation of Organic-Matter Maturation and Petroleum Generation: A Case Study from the Yinggehai and Qiongdongnan Basins, South China Sea. *AAPG Bulletin*, 79(4): 551—562. doi: 10.1306/8d2b158e—171e—11d7—8645000102c1865d

He, J. X., Zhang, W., Chen, G., 1995. A Preliminary Study on the Genesis of CO₂ Gas and Characteristics in Its Migration and Accumulation in the Yinggehai Basin. *Petroleum Exploration and Development*, 22(6): 8—15 (in Chinese with English abstract).

Houseknecht, D. W., 1987. Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones. *AAPG Bulletin*, 71(6): 633—642. doi: 10.1306/9488787f—1704—11d7—8645000102c1865d

Hunt, J. M., 1990. Generation and Migration of Petroleum from Abnormally Pressured Fluid Compartments. *AAPG Bulletin*, 74(1): 1—12.

Jansa, L. F., Urrea, V. H. N., 1990. Geology and Diagenetic History of Overpressured Sandstone Reservoirs, Venture Gas Field, Offshore Nova Scotia, Canada. *AAPG Bulletin*, 74(10): 1640—1658. doi: 10.1306/0c9b2551—1710—11d7—8645000102c1865d

Jeanes, C. V., 1994. Clay Diagenesis, Overpressure and Reservoir Quality—An Introduction. *Clay Minerals*, 29(4): 415—424. doi: 10.1180/claymin.1994.029.4.02

Keith, L. M., Weber, J. N., 1964. Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Selected Limestones and Fossils. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28(11): 1787—1816. doi: 10.1016/0016—7037(64)90022—5

Lavenue, A. P. C., Lamarche, J., Gallois, A., et al., 2013. Tectonic versus Diagenetic Origin of Fractures in a Nat-

- urally Fractured Carbonate Reservoir Analog (Nerthe Anticline, Southeastern France). *AAPG Bulletin*, 97 (12): 2207—2232. doi: 10. 1306/04041312225
- Li, Z., Chen, J. S., Guan, P., 2006. Scientific Problems and Frontiers of Sedimentary Diagenesis Research in Oil-Gas-Bearing Basins. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (8): 2113—2122 (in Chinese with English abstract).
- Lipinski, C. J., Franseen, E. K., Goldstein, R. H., 2013. Reservoir Analog Model for Oolite-Microbialite Sequences, Miocene Terminal Carbonate Complex, Spain. *AAPG Bulletin*, 97 (11): 2035 — 2057. doi: 10. 1306/06261312182
- Lü, M., 1999. Reservoir Characteristics of the Gas-Bearing Area in Ying-Qiong Basin. *Natural Gas Industry*, 19 (1): 20—24 (in Chinese with English abstract).
- McLendon, W. J., Koronaos, P., Enick, R. M., et al., 2014. Assessment of CO₂ Soluble Non-Ionic Surfactants for Mobility Reduction Using Mobility Measurements and CT Imaging. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 119: 196—209. doi: 10. 1016/j. petrol. 2014. 05. 010
- Meng, F. J., Xiao, L. H., Xie, Y. H., et al., 2012. Abnormal Transformation of the Clay Minerals in Yinggehai Basin and Its Significances. *Acta Sedimentologica Sinica*, 30 (3): 469—476 (in Chinese with English abstract).
- Meng, Y. L., Huang, W. B., Wang, Y. C., et al., 2006. A Kinetic Model of Clay Mineral Transformation in Overpressure Setting and Its Applications. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24 (4): 461—467 (in Chinese with English abstract).
- Morad, S., Ketzer, J. M., de Ros, L. F., 2000. Spatial and Temporal Distribution of Diagenetic Alterations in Siliciclastic Rocks: Implications for Mass Transfer in Sedimentary Basins. *Sedimentology*, 47: 95—120. doi: 10. 1046/j. 1365—3091. 2000. 00007. x
- Mork, M. B. E., 2013. Diagenesis and Quartz Cement Distribution of Low-Permeability Upper Triassic-Middle Jurassic Reservoir Sandstones, Longyearbyen CO₂ Lab Well Site in Svalbard, Norway. *AAPG Bulletin*, 97 (4): 577—596. doi: 10. 1306/10031211193
- Nguyen, B. T. T., Jones, S. J., Goult, N. R., et al., 2013. The Role of Fluid Pressure and Diagenetic Cements for Porosity Preservation in Triassic Fluvial Reservoirs of the Central Graben, North Sea. *AAPG Bulletin*, 97 (8): 1273—1302. doi: 10. 1306/01151311163
- Ors, O., Sinayuc, C., 2014. An Experimental Study on the CO₂-CH₄ Swap Process between Gaseous CO₂ and CH₄ Hydrate in Porous Media. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 119: 156—162. doi: 10. 1016/j. petrol. 2014. 05. 003
- Pei, J. X., Yu, J. F., Wang, L. F., et al., 2011. Key Challenges and Strategies for the Success of Natural Gas Exploration in Mid-Deep Strata of the Yinggehai Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 32 (4): 573—579 (in Chinese with English abstract).
- Sakhaee-Pour, A., Bryant, S. L., 2014. Effect of Pore Structure on the Producibility of Tight-Gas Sandstones. *AAPG Bulletin*, 98 (4): 663 — 694. doi: 10. 1306/08011312078
- Sneider, R. M., 1988. Reservoir Description for Exploration and Development: What is Needed and When. *AAPG Bulletin*, 72 (12): 1522—1523.
- Tingay, M. R. P., Morley, C. K., Laird, A., et al., 2013. Evidence for Overpressure Generation by Kerogen-to-Gas Maturation in the Northern Malay Basin. *AAPG Bulletin*, 97 (4): 639—672. doi: 10. 1306/09041212032
- Wilkinson, M., Darby, D., Haszeldine, R. S., et al., 1997. Secondary Porosity Generation during Deep Burial Associated with Overpressure Leak-off: Fulmar Formation, United Kingdom Central Graben. *AAPG Bulletin*, 81 (6): 803—813.
- Wilson, A. M., Fenstemaker, T., Sharp, J. M., 2003. Abnormally Pressured Beds as Barriers to Diffusive Solute Transport in Sedimentary Basins. *Geofluids*, 3 (3): 203—212. doi: 10. 1046/j. 1468—8123. 2003. 00060. x
- Xie, X. N., Jiao, J. J., Xiong, H. H., 2003. Underpressure System and Forming Mechanism in the Shiwu Depression of Songliao Basin. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 28 (1): 61—66 (in Chinese with English abstract).
- Xie, X. N., Liu, X. F., Zhao, S. B., et al., 2004. Fluid Flow and Hydrocarbon Migration Pathways in Abnormally Pressured Environments. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29 (5): 589 — 595 (in Chinese with English abstract).
- Xie, Y. H., Huang, B. J., 2014. Characteristics and Accumulation Mechanisms of the Dongfang 13-1 High Temperature and Overpressured Gas Field in the Yinggehai Basin, the South China Sea. *Science China Earth Sciences*, 44 (8): 1731—1739 (in Chinese).
- Xie, Y. H., Zhang, Y. Z., Li, X. S., et al., 2012. Main Controlling Factors and Formation Models of Natural Gas Reservoirs with High-Temperature and Overpressure in Yinggehai Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 33 (4): 601—609 (in Chinese with English abstract).
- Yu, Z. C., Yang, S. Y., Liu, L., et al., 2012. An Experiment

tal Study on Water-Rock Interaction during Water Flooding in Formations Saturated with CO₂. *Acta Petroleologica Sinica*, 33(6): 1032—1042 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

段威,陈金定,罗程飞,等,2013. 莺歌海盆地东方区块地层超压对成岩作用的影响. 石油学报, 34(6): 1049—1059.

郝芳,2005. 超压盆地生烃作用动力学与油气成藏机理. 北京:科学出版社.

何家雄,张伟,陈刚,1995. 莺歌海盆地 CO₂ 成因及运聚特征的初步研究. 石油勘探与开发, 22(6): 8—15.

李忠,陈景山,关平,2006. 含油气盆地成岩作用的科学问题及研究前沿. 岩石学报, 22(8): 2113—2122.

吕明,1999. 莺—琼盆地含气区储层特征. 天然气工业, 19(1): 20—24.

孟凡晋,肖丽华,谢玉洪,等,2012. 莺歌海盆地黏土矿物异常转化及其地质意义. 沉积学报, 30(3): 469—476.

孟元林,黄文彪,王粤川,等,2006. 超压背景下粘土矿物转化

的化学动力学模型及应用. 沉积学报, 24(4): 461—467.

解习农,焦赳赳,熊海河,2003. 松辽盆地十屋断陷异常低压体系及其成因机制. 地球科学——中国地质大学学报, 28(1): 61—66.

解习农,刘晓峰,赵士宝,等,2004. 异常压力环境下流体活动及其油气运移主通道分析. 地球科学——中国地质大学学报, 29(5): 589—595.

裴健翔,于俊峰,王立锋,等,2011. 莺歌海盆地中深层天然气勘探的关键问题及对策. 石油学报, 32(4): 573—579.

谢玉洪,黄保家,2014. 南海莺歌海盆地东方 13-1 高温高压气田特征与成藏机理. 中国科学:地球科学, 44(8): 1731—1739.

谢玉洪,张迎朝,李绪深,等,2012. 莺歌海盆地高温超压气藏控藏要素与成藏模式. 石油学报, 33(4): 601—609.

于志超,杨思玉,刘立,等,2012. 饱和 CO₂ 地层水驱过程中的水—岩相互作用实验. 石油学报, 33(6): 1032—1042.

《地球科学——中国地质大学学报》
2015 年 10 月 第 40 卷 第 10 期 要目预告

芦山 M_w 6.6 地震序列的震源机制及震源区应力场	张致伟等
对流层大气甲烷浓度对地震活动的响应	王杰等
广西凌云—凤山“6.28”震群:岩溶发育区流体触发断层浅层活动机理	李志勇等
云南迪庆 5.9 级地震构造背景、深部流变结构与发震机制	贺赤诚等
基于 EIGEN-6C2 重力场模型反演青藏高原地壳结构	郭东美等
鄂中胡集—沙洋断裂活动性及钟祥地震发震构造	蔡永建等
2013 年云南香格里拉、德钦—四川得荣交界 5.9 级地震灾害及发震构造	杨捷等
井中板状矿体瞬态异常二次场数值模拟	杨怀杰等
藏南亚东—谷露裂谷拉萨市尼木段安岗地堑的史前大地震遗迹、年龄及其地震地质意义	吴中海等
利用 GPS 数据反演青藏高原东北缘主要活动断裂滑动速率	李煜航等