

文章编号: 0253-2697(2016)10-1216-15 DOI:10.7623/syxb201610002

# 琼东南盆地崖城区泄压带流体活动特征及成岩响应

苏 奥<sup>1,2</sup> 陈红汉<sup>1,3</sup> 贺 聪<sup>3</sup> 翟普强<sup>4</sup> 刘妍鞠<sup>1</sup> 雷明珠<sup>5</sup>

(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. 中国石油集团东方地球物理勘探有限责任公司研究院 河北涿州 072750;  
3. 甘肃省油气资源研究重点实验室 中国科学院油气资源研究重点实验室 甘肃兰州 730000;  
4. 中海石油(中国)有限公司深圳分公司 广东广州 510240; 5. 中海石油(中国)有限公司湛江分公司 广东湛江 524057)

**摘要:**基于琼东南盆地西部崖城地区 10 余口钻井的实测钻井资料,以及流体包裹体、激光拉曼探针、古压力热力学模拟、有机地球化学、阴极发光、铸体薄片和碳酸盐胶结物碳氧同位素组成等多项测试分析,剖析了超压顶界面分布以及附近的泄压带流体活动特征,同时揭示了流体活动造成泄压带岩场响应。研究区泄压带可能位于超压顶面附近地层;地层测试、泥浆密度、测井曲线和速度谱资料确定了崖城区现今超压顶面深度主要分布在 3 000~4 000 m,而且由构造高部位向低部位加深;各井超压顶面附近的泄压影响范围不同,具体范围可由镜质体反射率  $R_o$  得到。现今超压顶面与古超压顶面(泄压流体排放期)深度变化较小。泄压带流体具有相对高温高压、含有酸性和烃类等特征,流体活动使得泄压带成岩场的温压条件和孔隙流体介质发生变化从而影响了水-岩作用;主要表现为:①泄压带地层的  $R_o$  和黏土矿物出现提前转变趋势;②有机质  $T_{max}$  异常小和  $S_1/(S_1+S_2)$  异常大;③泄压带储层发生的热流体酸性溶蚀导致次生孔隙带发育;④长石颗粒钠长石化,自生石英和碳酸盐胶结物异常发育,其为深部超压有机流体排放的产物。总之,研究区超压顶面附近的泄压带可能为天然气与优质储层及盖层耦合有利聚集带,是今后琼东南盆地天然气勘探的现实区域。

**关键词:**泄压带;流体活动;成岩;琼东南盆地;崖城区

**中图分类号:**TE122.2 **文献标识码:**A

## The characteristic of fluid activities and diagenetic responses of the pressure discharging zone in Yacheng area, Qiongdongnan Basin, South China Sea

Su Ao<sup>1,2</sup> Chen Honghan<sup>1,3</sup> He Cong<sup>3</sup> Zhai Puqiang<sup>4</sup> Liu Yanhua<sup>1</sup> Lei Mingzhu<sup>5</sup>

(1. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resource of Educational Ministry, China University of Geosciences, Hubei Wuhan 430074, China; 2. Geophysical Research Institute, CNPC Geophysical Company Limited, Hebei Zhuozhou 072750, China; 3. Key Laboratory of Petroleum Resources of Gansu Province & Key Laboratory of Petroleum Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Gansu Lanzhou 730000, China; 4. Shenzhen Branch, CNOOC China Limited, Guangdong Guangzhou 510240, China; 5. Zhanjiang Branch, CNOOC China Limited, Guangdong Zhanjiang 524057, China)

**Abstract:** Based on the multiple tests and analysis results of more than ten wells in Yacheng, West Qiongdongnan Basin, including drilling and logging data, Laser Raman microprobe, thermodynamic modeling of paleopressures, organic geochemistry, cathodoluminescence, casting thin-section, the carbon-oxygen isotope composition of carbonate cements, etc., this paper analyzes in detail the distribution of the top of overpressure system and characteristic of fluid activity in the nearby discharging zone, and also reveals the diagenetic responses of pressure discharging zone caused by fluid activity. In the present study area, the pressure discharging zone is possibly located in formations around the top of overpressure system. Using the data of formation testing, mud density, well logging and velocity spectrum, it has been confirmed that the top of overpressure system is mainly located within the depth of 3 000-4 000 m beneath the earth and its depth increases from structural high to low position; the influential range of pressure discharging in each well around the top of overpressure zone is different, which can be obtained using vitrinite reflectance ( $R_o$ ). It is indicated that the current top of overpressure system (in the pressure discharging and fluid draining period) has little difference in depth as compared with the top of paleo-overpressure system. The fluid in the discharging zone is characterized by relatively high temperature and pressure as well as the accumulation of acidic materials and hydrocarbons. The fluid activities cause changes in the temperature, pressure and pore fluid medium of diagenetic field in pressure discharging zone, thus exerting influences on water rock interaction. This phenomenon is specifically described as below: (1) The  $R_o$  and clay mineral show a transformation in advance; (2) The organic matter  $T_{max}$  is extremely small and  $S_1/(S_1+S_2)$  is extremely large; (3) The development of secondary porosity is resulted from hot fluid acidic dissolution in reservoirs of the discharging zone; (4) The albitization of feldspar particles as well as the abnormal development of authigenic quartz and calcite cement are caused by the discharging of deep overpressure organic fluid. In conclusion, the pressure discharging

**基金项目:**国家重大科技专项(2011ZX05023-004-010)资助。

**第一作者:**苏 奥,男,1989 年 12 月生,2011 年获中国地质大学(武汉)学士学位,2014 年获中国地质大学(武汉)硕士学位,现为中国地质大学(武汉)博士研究生,主要从事盆地流体地质、油气成藏、有机地球化学和地震解释研究。Email:suao446@163.com

**通信作者:**陈红汉,男,1962 年 9 月生,1985 年获武汉地质学院学士学位,1995 年获中国地质大学博士学位,现为中国地质大学(武汉)资源学院石油地质系教授、博士生导师,主要从事油气成藏过程研究和流体包裹体系统分析。Email:hhchen@cug.edu.cn



zone around the top of overpressure system may be favorable for gas accumulation, the formation of high-quality reservoirs and the coupling of cap rocks, which is the target zone for natural gas exploration in Qiongdongnan Basin from now on.

**Key words:** discharging zone; fluid activities; diagenesis; Qiongdongnan Basin; Yacheng area

引用:苏奥,陈红汉,贺聪,翟普强,刘妍鹤,雷明珠.琼东南盆地崖城区泄压带流体活动特征及成岩响应[J].石油学报,2016,37(10):1216-1230.

Cite: Su Ao, Chen Honghan, He Cong, Zhai Puqiang, Liu Yanhua, Lei Mingzhu. The characteristic of fluid activities and diagenetic responses of the pressure discharging zone in Yacheng area, Qiongdongnan Basin, South China Sea[J]. Acta Petrolei Sinica, 2016, 37(10): 1216-1230.

地质流体作为地壳介质的一种特殊的、最活跃的组分,是成岩成矿(藏)过程中最为重要的载体之一,承担着各类元素或物质的迁移<sup>[1,2]</sup>。含油气盆地中的流体活动是影响盆地中能量分配和物质演变的一个重要因素。按照流体流动样式可分为热对流和压力流;按照流体流动的连续性,又可分为瞬态流体流动和稳态流体流动,其中瞬态流体活动的诱发机制可分为突发性事件流动和幕式流动。相比传统以稳态流体流动为主的缓慢渐变式成岩、成藏过程,异常超压盆地中的流体活动以及对成岩成藏规律的控制作用受到日益广泛重视,是国内外学者研究的前沿热点<sup>[3-5]</sup>。超压盆地的压力封隔层分隔了超压和常压环境,若超压封闭体系被打破,必定会导致体系内外的流体发生物质交换和能量迁移<sup>[6-9]</sup>。一般深部超压体系的流体会向常压环境进行泄压,箱内上涌的高温高压流体会直接影响泄压带的成岩场。然而,超压盆地中泄压带的流体活动特征和成岩响应还亟待研究。

琼东南盆地是一个典型的超压盆地,自盆地西部崖城 13-1 大气田发现后,有学者对其天然气来源和富集成藏规律进行了讨论<sup>[10-13]</sup>。然而崖城区其他构造带至今却未有较大突破,因此琼东南盆地高温高压条件下油气成藏模式仍然属于探索阶段。超压与油气成藏具有密切联系<sup>[14]</sup>,一般在超压顶界面附近地层常伴随着油气运聚,如墨西哥湾约 20 000 口钻井显示油气多在超压顶面上下约 300 m 富集<sup>[15]</sup>。因此研究高温超压箱外缘的泄压带油气成藏模式是目前琼东南盆地勘探的现实目标。笔者以盆地西部崖城区为例,运用多口井的钻测资料,使用有机地球化学、流体包裹体和岩矿观察等手段,全面研究了该区泄压带分布、流体活动特征以及成岩过程中水-岩作用、储层物性等丰富的地质地球化学响应,以为琼东南盆地下一步油气勘探部署提供一些思路。

## 1 地质背景

琼东南盆地是中国近海最具勘探潜力的含油气盆地之一,位于中国南海大陆边缘西北部,北邻海南岛,南靠西沙群岛,西侧以 1 号断裂与莺歌海盆地相接,东侧以神狐隆

起与珠江口盆地相隔(图 1),面积约为  $6.3 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,整个盆地具高温、高压特征<sup>[16]</sup>。

盆地主体处于陆坡带和深水区,海水由 WN 向 ES 变深,陆架区水深较浅(90~200 m),往陆坡至海槽区则水深急剧增加(200~2 500 m)。盆地自晚白垩世开始经历古近纪裂陷阶段和新近纪的裂后热沉降,以及晚期再度叠加的快速沉降期,其中受新构造运动的影响,发生的区域性海进使得琼东南盆地西部崖城区与莺歌海盆地连成一片发生快速沉积,此时期对研究区油气成藏具有重要的意义。目前,经过 30 多年的勘探工作,盆地陆架浅水勘探已经发现了一批具有较大规模的油气田,如盆地西部发现的崖 13-1 大气田和崖 13-4 气田及崖 7-4、崖 14-1、崖 21-1 和崖 13-6 等含气构造,以及东部的松涛 32-2、松涛 24-1 及宝岛 19-2、宝岛 15-3 等含油气构造。

地层自下而上发育古近系基底、古新统( $E_1$ )、始新统( $E_2$ )、下渐新统崖城组( $E_{3y}$ )、上渐新统陵水组( $E_{3l}$ )、下中新统三亚组( $N_{1s}$ )、中中新统梅山组( $N_{1m}$ )、上中新统黄流组( $N_{1h}$ )、上新统莺歌海组( $N_{2y}$ )和第四系乐东组(Q)(图 1)。崖城组以深灰色—灰黑色泥岩为主,与砂砾岩互层。陵水组三段主要由砾岩、砂岩组成,夹深灰色泥岩;陵水组二段则以灰—深灰色泥岩为主,夹浅色薄层砂岩;陵水组一段为砂砾岩与灰—深灰色泥岩互层。三亚组上部主要为钙质粉砂岩,下部为粗砂岩与灰色泥岩呈不等互层,夹有灰色煤层。梅山组为灰质砂岩夹泥岩和灰岩。油气主要储存在三亚组和陵水组砂岩中,其中崖城组海陆过渡相煤系源岩、陵水组二段浅海相泥岩是该区主要气源岩(图 1),始新统可能发育了中深湖相优质泥岩<sup>[17]</sup>,但未获钻井直接揭示。本次研究对象位于盆地西部的崖城区。

## 2 泄压带及流体活动特征

### 2.1 泄压带分布特征

对超压体系而言,泄压带是相对高温高压流体集中排放带,是能量释放和物质迁移的优势区域。超压顶面(压力系数 1.27, Exxon 公司划分标准<sup>[18]</sup>)是超压箱内流体突破的薄弱点,因此泄压带分布在超压顶界



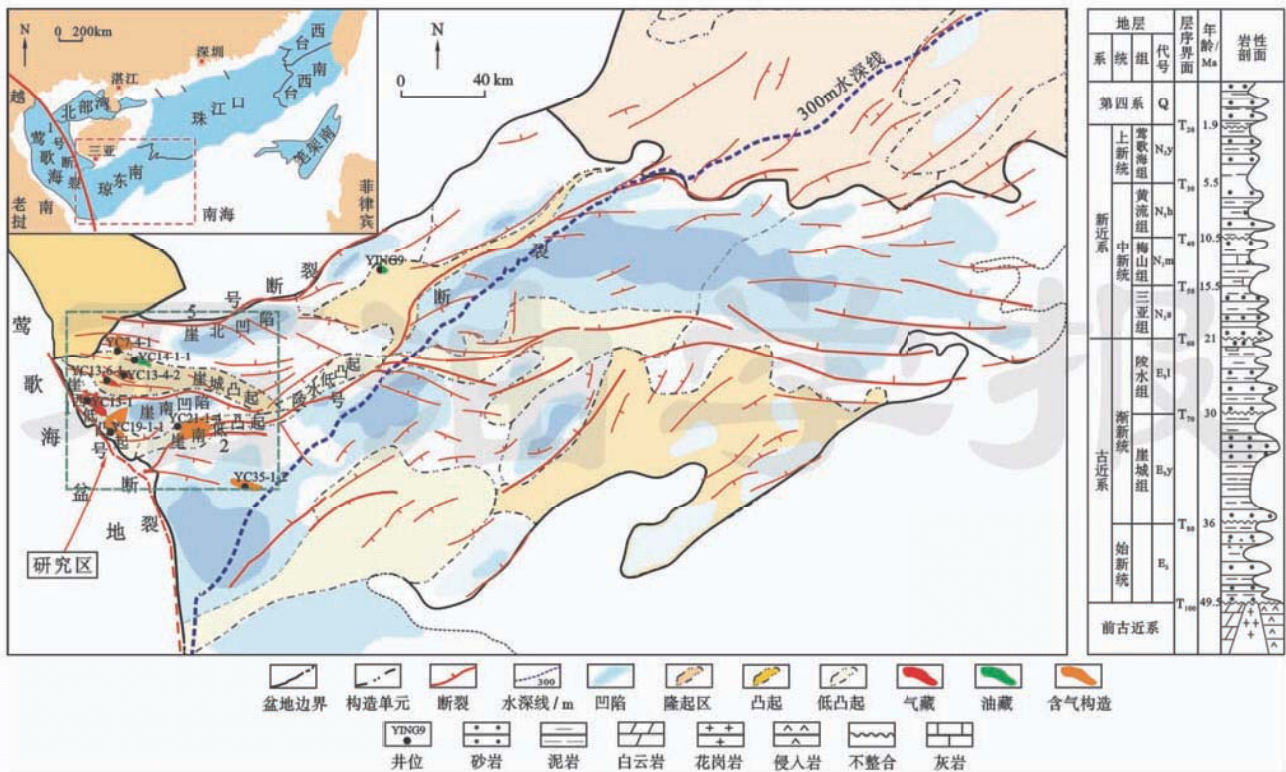


图1 琼东南盆地构造单元、断裂、钻井位置和地层柱状图

Fig. 1 Tectonic units, fractures, wells location and stratigraphic column in Qiongdongnan Basin

面附近的常压或压力渐变区,局部可能发育在超压封闭箱内相对低势区,笔者研究的对象主要是前者。琼东南盆地具有独特的温压场,地幔热流和快速沉降、沉积等因素导致盆地具有高的地温梯度,平均可达 $3.6\sim 4.2^{\circ}\text{C}/\text{hm}$ 。前人对盆地超压成因做了一定研究<sup>[19]</sup>,盆地异常压力主要是梅山组沉积期后快速沉降引起的压实不均衡和高地温梯度所引起的烃源岩成熟、烃类的生成及其裂解等多种因素叠加导致,局部可能还存在来自莺歌海盆地强超压的侧向传递,同时侧向上区域大断裂的遮挡作用和纵向上发育的厚层泥岩的封盖作用使得盆地异常压力得以保存,因此影响该区压力分布的因素十分复杂。当压力累积或某次构造运动诱导,超压流体可能突破封隔层发生集中排泄,超压顶界面附近的流动区便为泄压带。泄压方式与地层压力大小和具体地质情况有关,一般压力积累后会优先开启断裂进行泄压,若压力系数过高达到1.9时(由琼东南盆地测试的地层破裂压力统计和理论计算得到),可能会压裂地层,直接进行穿层泄压。

图2(为盆地西部崖城地区10余口钻井的实测地层压力(DST、RFT、MDT和FMT)数据。由于各局部构造、断裂以及地层岩性差异性,因此压力变化趋势以及超压顶界面发育的深度段不同。各井钻遇深度和取样连续性有限,仅靠地层压力测试难以完全揭示未

测试段地层压力发育状况。泥浆密度也可反映地层压力状况,但有时易受地质与工程因素影响,易出现过平衡和欠平衡状况。测井曲线中泥岩声波、密度和电阻率对地层压力具有一定响应特征,其中声波曲线相对较为敏感,若地层发育超压,其会偏离正常的趋势线(图3)。因此结合2种以上测井曲线、泥浆密度和地层测试相互印证,可较为准确确定各井的超压顶界面;而井与井之间则由覆盖的地震叠加层速度预测现今压力场。翟普强和陈汉红<sup>[20]</sup>利用地震测线层速度资料模拟了该区域压力[图4(a)]。因此本文利用这三者可大致预测研究区超压顶面的展布范围(图3和图4)。

在崖南凹陷北部YC7-4-1井、YC14-1-1井、YC15-3-1井、YC13-4-1井和YC13-6-1井等附近地层不发育超压(图4)。YC13-1构造带中YC13-1-1井和YC13-1-2井在深度约3100m时出现超压,主要发育在黄流组,但又随深度增加开始减小至常压,呈一个轮回趋势(图2)。在环崖南凹陷其余凸起带各井基本上发育超压(图4);图3为环崖南凹陷YC13-1-6井、YC13-1-8井、YC21-1-2井、YC21-1-1井、YC19-2-1井、YC8-1-1井的超压顶面的连井剖面,图3中超压顶面具体位置是综合考虑了泥岩声波时差、泥岩密度曲线和泥浆密度来确定的。YC13-1构造带如YC13-1-6



井和 YC13-1-8 井等发育超压,其顶界面分别为 3 800 m 和 3 600 m;YC21-1 构造带中 YC21-1-2 井和 YC21-1-1 井均约在 3 900 m 发育超压,YC21-1-3 井和 YC21-1-4 井的测试地层压力系数约在 4 500 m 高达 2.0 以上(图 2);YC19-2-1 井约在 3 750 m 发育超压;YC8-1-1 井超压发育的顶面相对较浅,约在 3 200 m。

图 4 为综合基于测井、录井、地层测试和地震层速度得到的崖城区超压顶面深度分布状况,其中测线

AB 为过崖城低凸起—崖南凹陷—崖南低凸起的压力系数剖面。崖城区压力分布主要表现为:崖南凹陷北部崖城低凸起几乎不发育超压,而崖南凹陷以及围绕凹陷其余方向凸起带发育超压,但超压顶界面发育深度变化较大,总体上变化范围大致为 3 000~4 000 m [图 3 和图 4(a)],由 AB 测线可知从南至北大致呈现出凹陷中心向凸起带超压顶界面逐渐变浅的特征[由构造低位向高位变浅,图 4(b)]。

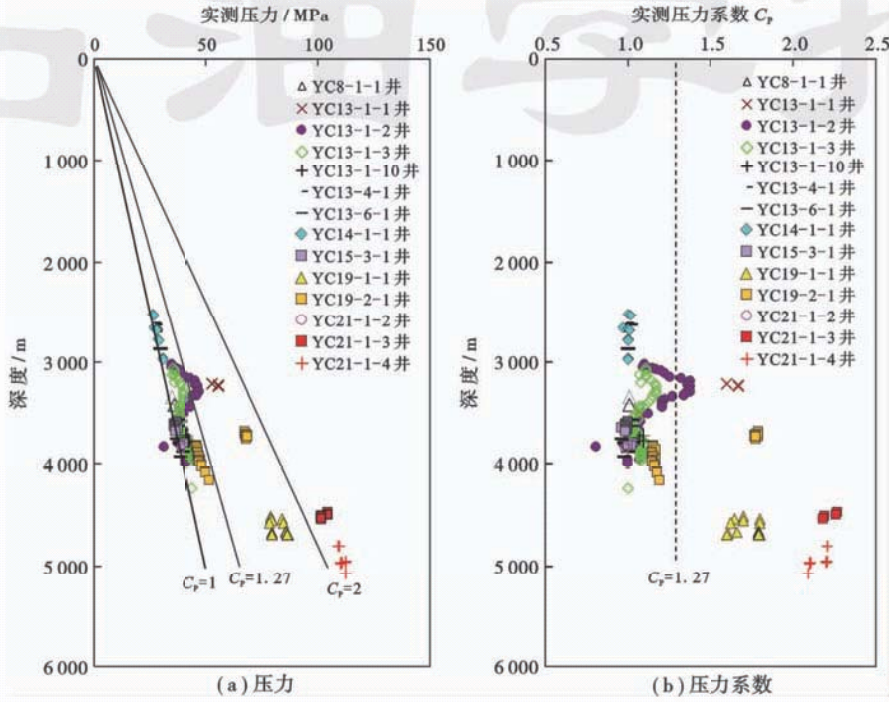


图 2 崖城区地层实测压力、实测压力系数与深度的关系

Fig. 2 Relationship between measured formation pressure, measured pressure coefficient and depth of Yacheng area

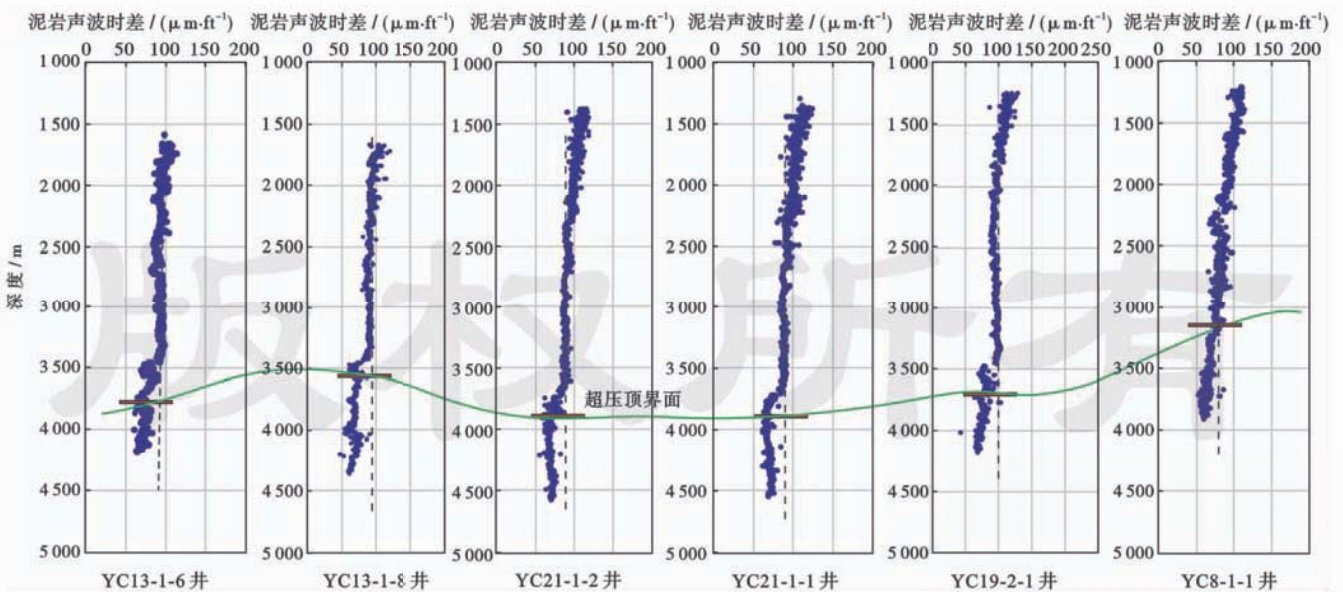


图 3 琼东南盆地崖城区 6 口钻井的连井超压顶界面

Fig. 3 The six well-connecting top overpressure surface in Yacheng area, Qiongdongnan Basin



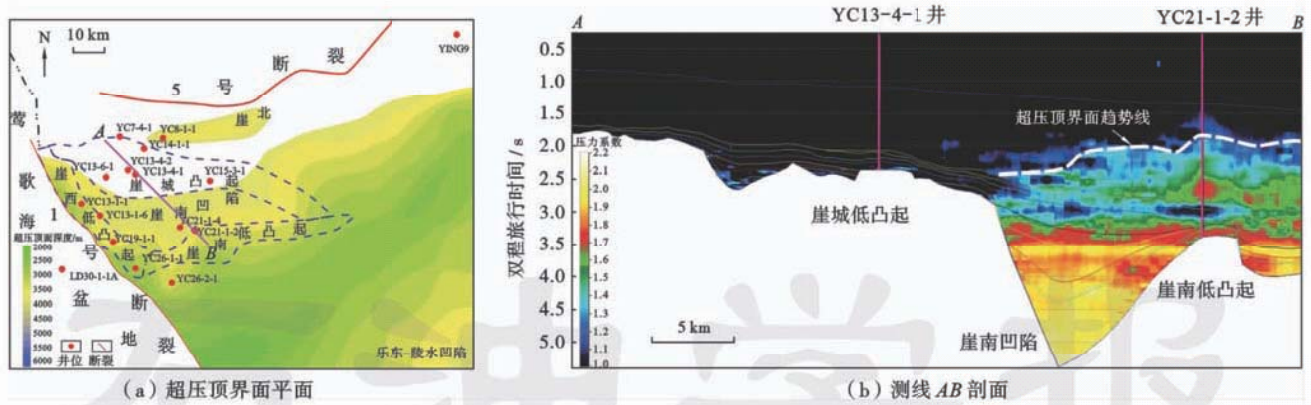


图4 琼东南盆地崖城区超压顶界面平面和测线AB剖面

Fig. 4 Ichnography and section of top overpressure surface in Yacheng area, Qiongdongnan Basin

需注意的是,泄压带可能为超压顶界面附近上下地层的常压或相对较小的压力带等相对低势区。超压箱内流体周期性泄压行为可能会导致某一时间地层压力顶面发育的深度变化,因此现今确定的超压顶面深度不一定为泄压流体活动时的古超压面,但一般相隔距离不大。其次,每个超压顶面的泄压带范围不一致,大致在顶面上下地层,具体影响距离与泄压规模和上覆岩性有关。另外,并非所有超压顶界面附近均发生了泄压活动,可能地层流体压力值未能突破上覆岩层的破裂压力或断层裂缝开启压力,这涉及压力大小、上覆泥岩厚度、断裂发育规模与类型以及断层附近地应力大小和泥岩涂抹因子等诸多复杂因素相关。虽然具体的泄压机制还有待今后进一步研究,但由于崖城区大部分地层压力系数小于2.0,可以推断该区流体泄压方式可能主要以断层泄压为主,直接穿层泄压为辅;泄压带可能主要分布在超压顶界面发育和断裂分布的叠合区域,但值得注意的是即使通过现有的各项数据得到该区断层开启或封闭状态,也无法得知地质历史上发生的泄压范围,这与地层压力演化与断层发育及活动期在时空上耦合有关。泄压带流动运动特征在成岩中留下的痕迹是识别泄压活动发生的手段之一,如崖城区部分储层存在脉状分布的沥青和硅质、钙质等胶结物(后有详细论述)。

## 2.2 泄压带流体活动特征

流体包裹体蕴含了地质流体丰富的地球化学信息<sup>[21]</sup>,可用来获取泄压带活动流体的地质地球化学特征。本次实验选取盆地西部崖城区各构造带8口单井岩样(大部分选取了超压顶界面附近岩样),制成双面抛光的流体包裹体薄片,对508个同期盐水包裹体进行流体包裹体系统测试(图5),部分包裹体组合使用了VTFLINC软件进行包裹体PVT<sub>x</sub>热动力学模拟(表1),同时也挑选了一些流体包裹体进行激光拉曼

探针测试(表2),以揭示泄压带活动流体的组分及古温压信息;崖城区油气成藏属于超压幕式排放控制的油气晚期快速高效成藏<sup>[5]</sup>,因此处于超压顶界面附近的烃类包裹体、含烃盐水包裹体以及伴生的同期盐水包裹体的组分可反映了泄压带流体成分,挑选测试的包裹体主要是基于此原则。

其中流体包裹体均一温度测试仪器为英国Linkam公司THMS 600G冷热台,分析精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ ,利用测试得到的烃类包裹体伴生的盐水包裹体的均一温度投入崖城区埋藏—热史图便可获得油气充注时间<sup>[22]</sup>。选择体型较为规则的包裹体,利用英国Syncroscopy

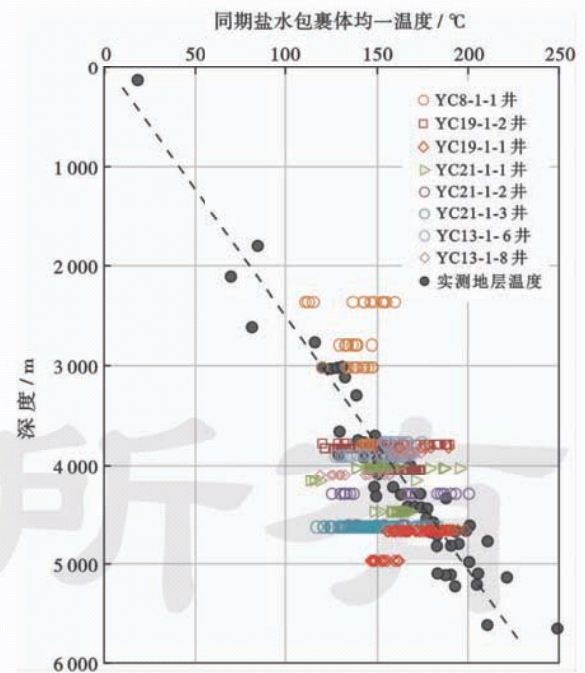


图5 崖城区烃类包裹体伴生的盐水和含烃盐水包裹体均一温度分布

Fig. 5 Homogenization temperature distribution of hydrocarbon inclusions, coeval aqueous inclusions and aqueous inclusions with hydrocarbon in Yacheng area



公司 Automontage 显微镜 Z 轴自动共聚焦图象系统,调焦至包裹体最大二维截面处,配合高分辨率 NIKON 80I 荧光显微镜,直接观察估算气/液比。使用法国 Jobin-Yvon 仪器公司 RAMANOR U1000 型激光拉曼探针进行测定流体包裹体成分,其中 Ar<sup>+</sup> 激光器波长为 514.5 nm,激光功率为 500 mW,双单色器狭缝为 450 μm,色散率为 9.2 cm<sup>-1</sup>/mm,光电倍增管高压 1530 V。

室内镜下观察崖城区岩样发现储层发育了丰富的流体包裹体,主要有气-液两相含烃盐水包裹体、盐水包裹体和少量油包裹体,此外还有大量不发荧光的纯气相包裹体[图 6(a)],另外还检测到一定量的 CO<sub>2</sub> 包裹体。包裹体产状主要为穿石英裂纹、石英内裂纹、石英加大边和碳酸盐胶结物;包裹体均一温度测试结果显示石英裂纹中发育的包裹体最丰富,均一温度分布较广;石英加大边中的盐水包裹体介于 130~190℃;碳酸盐胶结物中盐水包裹体均一温度主要介于 140~170℃。含烃盐水包裹体和气包裹体伴生的同一期盐水包裹体均一温度近似反映了流体被捕获时的温度。从图 5 可知测试的各井储层发育的同期盐水包裹体的均一温度普遍较高,主体集中在 110~190℃,部分高达 200℃,较

多同期盐水包裹体的均一温度高于现今地温(地层经历的最高地温),说明泄压带烃类(或含烃)流体来自下部流体穿层活动,未与相应地层温度达到平衡。YC8-1-1 井现今超压顶面约为 3 200 m(图 3),位于超压顶面附近岩样同期盐水包裹体均一温度均高于地温(图 5);YC19-2-1 井现今超压顶面约为 3 750 m,附近岩样一半数量的同期盐水包裹体高于现今地温(图 5);YC21-1-1 井和 YC21-1-2 井现今超压顶面均为约 3 900 m,同样附近地层岩样较多数量同期盐水包裹体高于地温,但远离超压顶面约 4 500 m 岩样测试的包裹体均一温度几乎未高于地温(图 5);YC13-1-6 井和 YC13-1-8 井也存在类似情况。这些井反映热流体活动范围与超压顶面的深度具有较好的耦合关系,说明超压顶面附近存在下部热流体的泄压活动。

另外,包裹体岩相观察发现该区储层中存在同一流体包裹体组合(FIA)中发育了气/液比相差较大的流体包裹体群,而且其均一温度相差较大,其中部分包裹体加热均一至气相包裹体,还有部分加热至 250℃ 的高温也无法达到均一相,说明当其被捕获时因压力条件变化较大使得气、液组分发生了分馏所致,这也反映了泄压流体的压力变化特征。

表 1 崖城区部分井泄压带流体包裹体热动力学模拟参数及结果

Table 1 Fluid inclusion thermodynamics modeling parameters and results of several wells in pressure discharging zone in Yacheng area

井号	深度/m	层位	气/液比/%	烃类包裹体均一温度/℃	伴生盐水包裹体均一温度/℃	充注时间/Ma	古埋深/m	捕获压力/MPa	古压力系数
YC19-1-1	3 616.1	N <sub>2</sub> y	19	162.8	177.3	1.8	2 840	36.6	1.29
YC19-2-1	3 785.2	N <sub>1</sub> m	18	151.4	152.3	2.7	2 500	34.9	1.42
YC19-2-1	3 823.1	E <sub>3</sub> l	14	123.3	139.5	3.4	2 550	34.6	1.38
YC19-2-1	3 823.1	E <sub>3</sub> l	16	152.6	160.9	2.6	2 900	35.2	1.24
YC19-2-1	3 823.1	E <sub>3</sub> l	15	132.3	144.1	3.0	2 640	34.7	1.34
YC19-2-1	3 823.1	E <sub>3</sub> l	15	140.7	149.9	2.9	2 740	34.2	1.27
YC19-2-1	3 830.5	E <sub>3</sub> l	17	153.7	158.3	3.1	2 680	35.6	1.36
YC19-2-1	3 830.5	E <sub>3</sub> l	16	129.7	136.4	3.5	2 450	33.6	1.40
YC19-2-1	4 036.5	E <sub>3</sub> y	15	154.5	171.2	2.4	3 200	38.0	1.21
YC19-2-1	4 040.4	E <sub>3</sub> y	18	157.2	162.8	2.7	2 950	37.8	1.31

表 2 崖城区部分井泄压带流体包裹体气组分和液相组分的激光拉曼探针测试结果

Table 2 Laser raman microprobe test results of gas and the liquid phase composition of several wells in pressure discharging zone

井号	深度/m	层位	产状	类型	对象	CO <sub>2</sub> /%	H <sub>2</sub> S/%	CH <sub>4</sub> /%	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> /%	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> /%	H <sub>2</sub> O/ C <sub>2</sub> H <sub>4</sub> /%	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> /%	C <sub>4</sub> H <sub>6</sub> /%	H <sub>2</sub> /%	其他/%
YC21-1-1	3 953	N <sub>1</sub> m	石英裂纹	FI(G)	气相	43.1	11	20	8	17.4					
YC21-1-1	3 953	N <sub>1</sub> m	石英裂纹	FI(G-L)	气相	57.4	8	7.8	3.6	3	10.8	4.3	5.1		
YC21-1-1	3 953	N <sub>1</sub> m	石英裂纹	FI(G)	气相	42.8	7.1	11		9.7	17.1	9.2		2.9	
YC21-1-1	3 974	N <sub>1</sub> m	石英加大边	FI(G-L)	气相	33.8		23			14.4		23.9	4.9	
YC19-2-1	3 823	E <sub>3</sub> l	石英裂纹	FI(G)	气相	38.6	3.4	35.6	2.3	4.6		7	3.4		5.1
YC19-2-1	3 823	E <sub>3</sub> l	石英裂纹	FI(G-L)	气相	53.2		5.2			22.4	9	6.2	4	
YC21-1-1	3 953	N <sub>1</sub> m	石英裂纹	FI(G-L)	液相	34.7	13	22			19.5				10.4
YC21-1-1	3 974	N <sub>1</sub> m	石英加大边	FI(G-L)	液相			18.6			81.4				
YC21-1-2	3 977	N <sub>1</sub> m	石英裂纹	FI(G-L)	液相	17.6	7.9	9.8	3	11.8	49.9				
YC19-2-1	3 823	E <sub>3</sub> l	石英裂纹	FI(G-L)	液相	14.2	1	5.6	2.1		75.9	1.2			

注:FI(G)—纯气相包裹体;FI(G-L)—气-液两相包裹体;液态组分未换算无机离子。



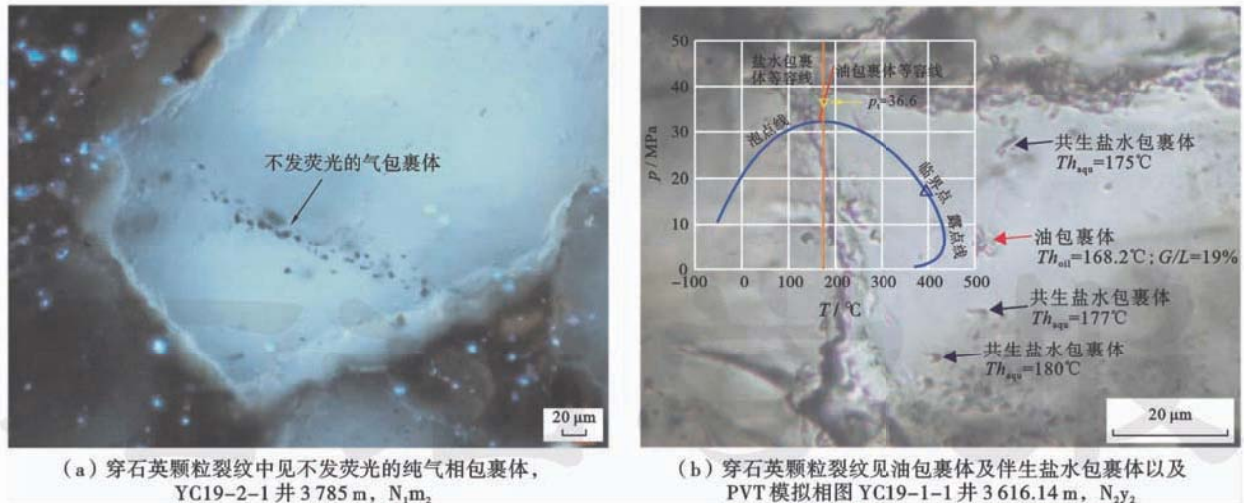


图6 崖城区流体包裹体显微照片及古压力模拟的PVT相图

Fig. 6 Fluid inclusions micrographs and palaeopressure simulation PVT phase diagram in Yacheng area

基于含烃流体包裹体与共生盐水包裹体均一温度及气/液比(表1),利用包裹体热动力学模拟恢复了崖城区部分井泄压带的古流体压力[图6(b)],YC21-1构造古压力系数介于1.24~1.42,泄压带流体具有一定超压特征(表1)。另外,YC21-1-1井、YC21-1-2井和YC19-2-1井泄压带流体包裹体(10个点)激光拉曼探针分析结果显示(表2),崖城区泄压带的流体包裹体气相组分主要由甲烷、乙烷等烃类有机组分和CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S等酸性气体组分构成,其中酸性气体的相对摩尔百分比较高,约占33.8%~65.4%,液态组分除检测了水和无机离子外,也检测到相当比例的烃类、CO<sub>2</sub>和H<sub>2</sub>S等组分,这充分说明了泄压带活动的流体是含烃的酸性地质流体。

因此,琼东南盆地崖城区大量外来的高温高压、酸性的含烃流体活动,必定导致泄压带成岩场的温压条件和孔隙流体介质发生变化,产生一系列的地球化学效应。

### 3 成岩场响应

成岩作用除了压实作用为物理过程外,还包括自生矿物的沉淀、胶结、溶解和重结晶等化学反应,事实上这些化学过程就是水-岩相互作用,即在一定温压体系下的岩石颗粒间孔隙介质流体与岩石矿物之间发生的成岩反应。来自下部超压体系内携带了大量的外来流体排放至泄压带,其加剧了水-岩反应,这种流体具有相对高温高压,流动性强、能量大的特征,改变了成岩场原有的孔隙水介质和温压条件,从而导致泄压带储层出现相应的成岩响应。

#### 3.1 有机质指标异常

相对于其他正常区域,泄压带地层因受到来自下部

的热流体活动的热力作用,因而地层有机质和黏土矿物中对温度较为敏感的诸多指标出现了一定程度的异常,主要体现在镜质体反射率R<sub>0</sub>、有机质热解参数T<sub>max</sub>和S<sub>1</sub>/(S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>)以及伊利石含量和伊/蒙混层含量。

以下是崖城区代表性单井的超压结构特征:崖南低凸起中代表性单井YC21-1-2井地层泥岩密度、声波和泥浆密度三者具有较好的吻合性,在约3900m处为现今超压顶面,下部发育单一的中-强超压系统,在深度约4500m的压力系数接近2.0[图7(a)—图7(c)]。崖西低凸起YC13-1-6井地层泥岩密度和声波较为吻合,指示现今超压顶面约为3800m,但泥浆密度指示接近压力系数接近1.2,可能与其他因素相关[图8(a)—图8(c)]。YC19-1-1井地层泥浆密度指示地层3700~4300m和4700m以下分别发育中等超压(压力系数1.4)和强超压(压力系数1.7)双压力系统,对应的泥岩声波和电阻率曲线也相吻合,如声波在大约3700m处偏离正常趋势线,在大约4300m处出现部分回弹,再到大约4700m处再次偏离,反映了两个超压系统,现今超压顶界面分别为3700m和4700m[图9(a)和图9(b)]。由于超压箱内压力积累突破封隔面或构造诱导,可能会在超压顶界面附近会发生泄压流体活动,导致下部流体穿层运移。研究区这种泄压方式不同于莺歌海盆地的大型底辟带在地震剖面上产生了明显可识别的特征,仅能通过地球化学特征和成岩观察得以反映。

YC21-1-2井现今超压顶面(3900m)上部地层3500~3900m受到明显的下部泄压热流体影响,有机质指标出现明显异常,镜质体反射率R<sub>0</sub>。随着深度增加明显偏离了正常演化趋势,表现出向右凸起的特征,相对于下部表现出明显提前熟化的特点,而且出现了1个R<sub>0</sub>。



直立段[图 7(d)],说明该段存在明显的热流体穿层运移<sup>[23]</sup>;该深度范围内有机质热解参数  $T_{max}$  和  $S_1/(S_1 + S_2)$  偏离了正常变化趋势,原因在于来自下部的异地烃类浸染导致  $S_2$  峰值前移<sup>[24]</sup>,因此  $T_{max}$  出现了低值,同时也导致  $S_1/(S_1 + S_2)$  也偏大[图 7(e)和图 7(f)]。超压顶面之下  $R_o$  沿着正常趋势变化,说明超压未抑制有机质热演化,而  $T_{max}$  和  $S_1/(S_1 + S_2)$  持续偏离正常趋势则是因超压引起的排烃不畅导致了部分烃类滞留。另外,在泄压流体的热活动也引起蒙脱石大量向伊利石转化,在该井超压顶面之上约 200 m 处开始存在伊利石含量突然增加现象[图 7(g)], $R_o$  变化特征确定该井泄压带范围约为超压顶面之上 500 m。YC13-1-6 井与 YC21-1-

2 井一样,在超压顶面附近地层也出现类似的有机质指标异常,唯一的差别主要表现在泄压带流体活动的影响范围不一致,该井影响范围跨度约为 700 m(图 8)。

YC19-1-1 井地层在 3 700~4 300 m 和 4 700 m 以下分别发育双压力系统,但前者的超压顶面未出现热流体活动影响的异常现象,说明并非所有超压顶界面均有流体突破上覆岩层的泄压行为,这可能与上方岩层泥岩厚度和断裂发育等复杂因素有关(图 9)。而该井后者的超压顶面(4 700 m)附近地层则明显出现了  $R_o$  直立段, $T_{max}$  减小, $S_1/(S_1 + S_2)$  增加和伊/蒙混层含量突增等异常,反映下部超压系统的流体泄压行为。由该井确定的泄压带范围为顶面之上约 900 m(图 9)。

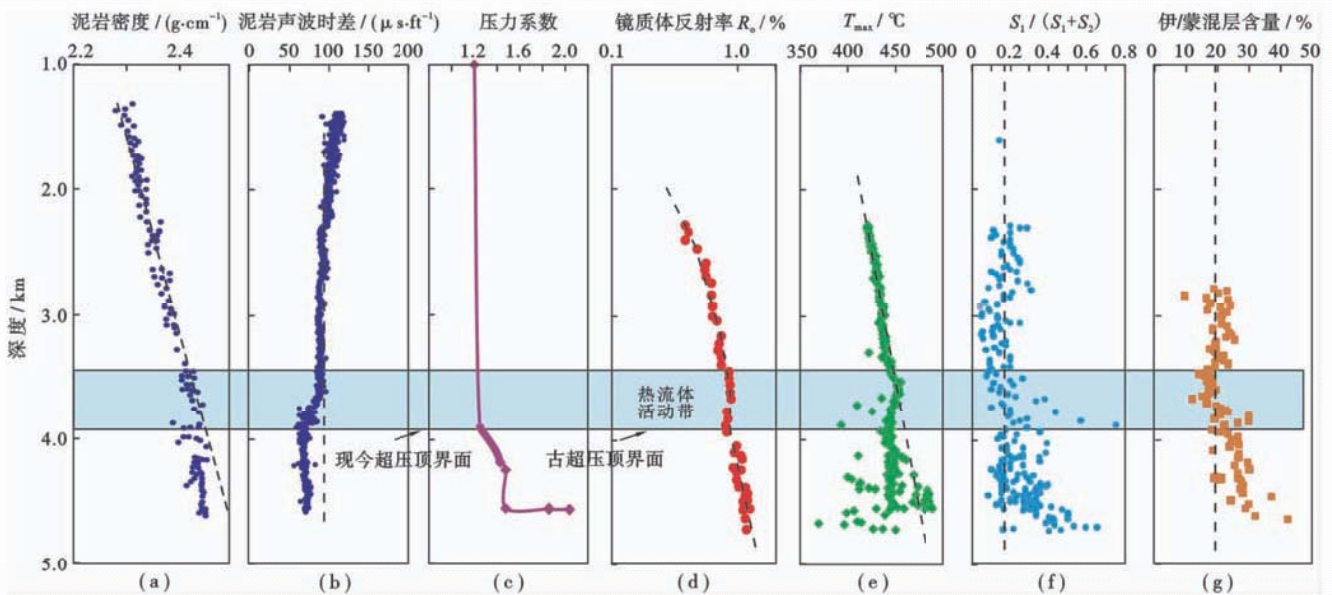


图 7 琼东南盆地 YC21-1-2 井地层压力、有机质演化和黏土矿物演化

Fig. 7 Formation pressure, organic matter evolution and clay mineral evolution of Well YC21-1-2 in Qiongdongnan Basin

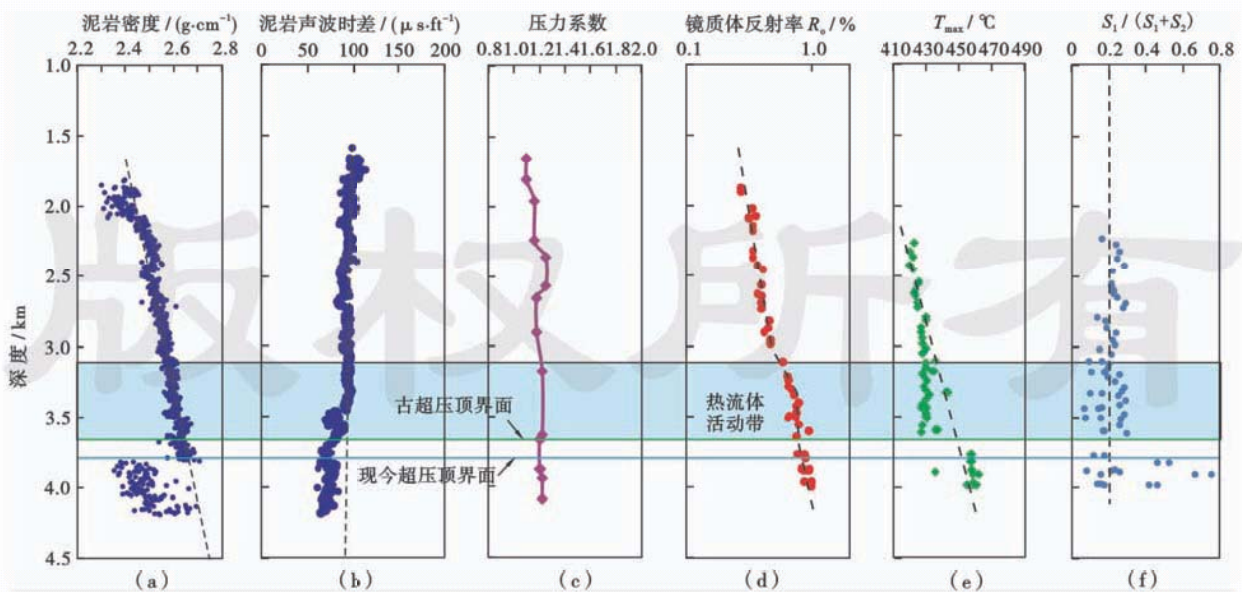


图 8 琼东南盆地 YC13-1-6 井地层压力和有机质演化

Fig. 8 Formation pressure, organic matter evolution of Well YC13-1-6 in Qiongdongnan Basin



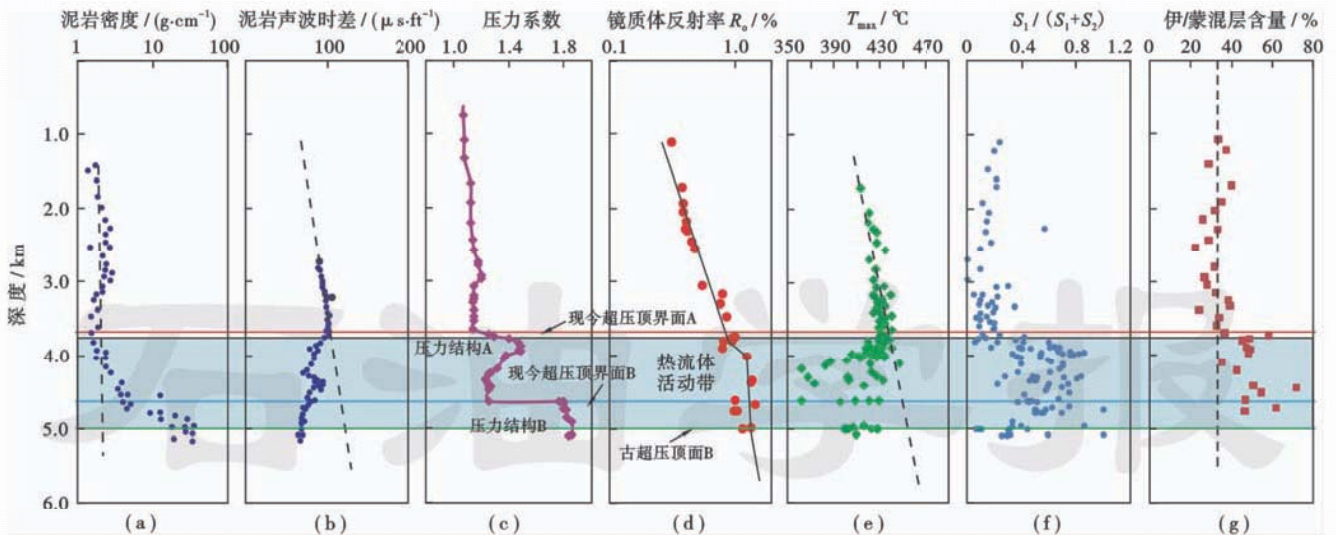


图9 琼东南盆地 YC19-1-1 井地层压力、有机质演化和黏土矿物演化

Fig. 9 Formation pressure, organic matter evolution and clay mineral evolution of Well YC19-1-1 in Qiongdongnan Basin

需注意的是上述3口井的有机质参数  $S_1/(S_1+S_2)$  异常偏高段没有对应有机质生烃高峰段 ( $R_0 = 0.7\% \sim 1.3\%$ ) (图7—图9), 说明  $S_1/(S_1+S_2)$  异常并非是有有机质生烃高峰引起。随地温增加, 正常伊/蒙转化呈渐变趋势, 而该区伊蒙转化具有突变的特征 (图7和图9), 且与流体包裹体反映的热流体活动段对应较好 (图5), 说明伊/蒙转化异常也是泄压热流导致而并非其他因素。

从有机质异常变化范围可推知热流体影响范围和古今超压顶面变化距离, 对比  $R_0$ 。热影响范围的下限值 (反映泄压活动时的古超压面) 和现今超压面可知, YC21-1-2 井古今超压顶面几乎无变化 (图7), YC13-1-6 井现今超压顶面相对于古超压面变深约 100 m (图8), YC19-1-1 井的现今超压顶面相对变浅约 300 m (图9)。尽管古今超压界面存在一些差距, 但相对变化距离较小, 原因可能在于超压箱流体幕式排放发生一定程度泄压, 导致超压顶面深度会加深, 而压力积累后超压顶面深度会变浅, 在一定时间内超压顶面是在一定深度段内相对变化的。另外上述气包裹体伴生的盐水包裹体均一温度确定的天然气充注时间大多较晚, 显示天然气多为第四纪运聚成藏, 距离现今时间短, 期间也未发生大规模构造活动, 而且由于封隔层的存在, 超压箱压力系统相对比较稳定, 因此总体上泄压带流体活动时的古压力与现今地层压力可能较为相近。这也说明利用现今超压顶面深度来反映泄压带流体活动时的古超压面是相对可行的。

### 3.2 次生孔隙发育

泄压带因受外来流体影响, 与其储层会发生一定的流-岩相互作用, 可能会引起储层物性发生变化。图10为同一构造带相邻两井 YC21-1-2 井和 YC21-1-

4 井的压力-镜质体反射率-孔隙度的深度剖面对比。由于两井相邻可排除沉积相等先天物性影响, 而且具有相似的压实程度。YC21-1-4 井约 4000 m 处发育超压, 但  $R_0$  一直沿正常的演化趋势, 提示尽管超压发育但未发生泄压流体活动; YC21-1-2 井约 3900 m 处发育超压, 在超压顶面上方地层因存在泄压热流体活动, 引起  $R_0$  存在向右的直立段, 偏离正常趋势。两井的孔隙度与深度的剖面图可以看出 (图10), YC21-1-2 井在深度段分别在 2100~2600 m, 3400~3900 m 和 4400 m 以下发育 3 段较为明显的次生孔隙带 (I、II 和 III), 储层物性得到了明显改善; 而 YC21-1-4 井仅在 2000~2400 m 深度段发育 I 次生孔隙带。深度不同可能导致影响物性的地质因素存在差异, I、II 和 III 次生孔隙带是控制物性的地质因素类型不同划分。

YC21-1-2 井和 YC21-1-4 井发育的 I 次生孔隙带与有机质镜质体反射率  $R_0 = 0.5\% \sim 0.7\%$  的深度段相对应, 而此深度段正好是有机质热演化早期释放大量有机酸和  $\text{CO}_2$  时期, 因此可认为是酸性流体溶蚀了矿物颗粒导致。YC21-1-2 井 III 型次生孔隙带与超压发育深度具有较好对应关系, 其成因可能与超压存在密切关系, Jon Gluyas<sup>[25]</sup> 研究认为地层超压可以有效抑制压实作用导致的储层孔隙度减小, 该井在约 4600 m 处压力系数高达 2.0 以上。强超压可以支撑部分上覆地层的负载, 保护了储层孔隙, 这与相邻同样具有超压的莺歌海盆地东方区中深层黄流组发育了异常高孔隙带的现象一致<sup>[26]</sup>。另外, 在强超压 (地层压力系数超过 1.9) 下地层可能被压裂破碎产生裂缝孔。由于 YC21-1-4 井强超压段未有孔隙度值, 因此未出现 III 次生孔隙带。



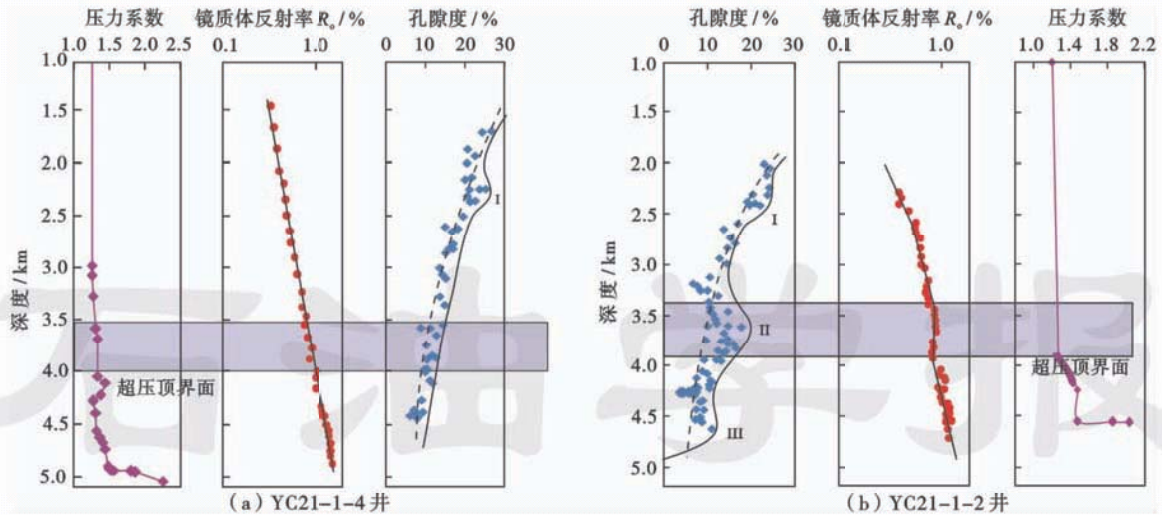


图 10 琼东南盆地 YC21-1-4 井和 YC21-1-2 井地层压力系数、孔隙度和镜质体反射率( $R_o$ )与深度的关系

Fig. 10 Relationship between formation pressure coefficient, porosity,  $R_o$  and depth in Wells YC21-1-4 and YC21-1-2, Qiongdongnan Basin

I 和 III 次生孔隙带不是本文讨论的重点,因此不再深入探讨。YC21-1-2 的 II 次生孔隙带分布在 3400~3900 m 的深度段(图 10),既不处于有机质大量排酸阶段,也不在超压带,其成因与前两者不一致,而且也未超压等因素的抗压实作用,因此也非 I 次生孔隙带的继承性贡献。由图 10 可知,该井 II 次生孔隙带正好位于超压顶界面( $C_p = 1.27$ )之上的泄压带。铸体薄片可观察到 YC21-1-2 井该段储层存在较为明显的长石和岩屑被溶蚀的现象,如颗粒边缘被溶蚀成港湾状形成粒间溶孔,而且还存在部分长石几乎完全被溶解形成大型铸模孔[图 11(a)];其他井泄压带的铸体薄片也可观察到典型被外来流体发生酸性溶蚀的特征;如 YC8-1-1 井超压顶面附近 3295.09 m 储层发现了流体入侵形成溶蚀微裂缝的产状[图 11(b)];YC13-1-6 井超压顶面附近 3805 m 储层也发现了类似现象,图 11(c)中位于溶蚀微裂缝两边的 A、B 和 C 颗粒与 D、E、F、G 和 H 分别呈较为明显的定向分布,而且流体入侵造成次生溶蚀孔相互连通。YC13-1-6 井 3792.1 m 宏观岩心照片可发现储层形成大量呈蜂窝状溶孔[图 11(d)];超压顶界面附近岩样的扫描电镜微观照片也观察到长石和岩屑被溶蚀[图 11(e)和图 11(f)];这些都是外来酸性流体溶蚀所致。

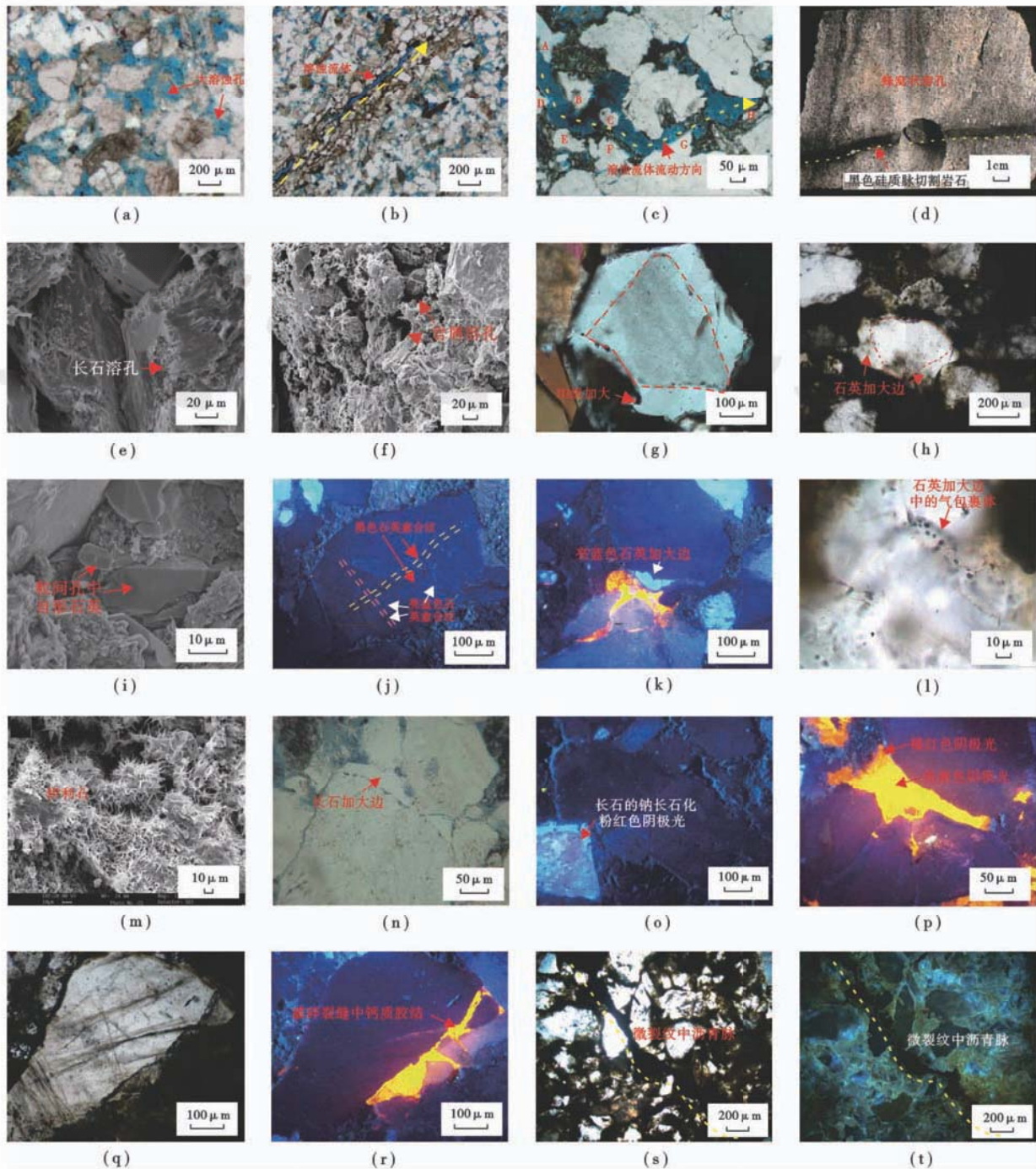
上述盐水包裹体和气包裹体的激光拉曼测试可知,泄压带流体是含有  $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$  等酸性热流体,说明具有一定的溶蚀能力。 $R_o$  指示泄压带流体为热对流活动,因此流体具有热属性和快速流体特点。热属性不仅可以使大量蒙脱石迅速转化为伊利石从而释放更多的  $\text{H}^+$ [图 7(g)和图 9(g)],强化了酸性,还可以提高溶解度,促进溶蚀反应的发生。另外,热对流还可以

额外对储层矿物产生一定的物理淋滤,产生更强的溶蚀效果;长石矿物被溶蚀后释放的  $\text{Al}^{3+}$  的迁移能力与孔隙水的流速呈正相关<sup>[27]</sup>,热流体的高流速加快了  $\text{Al}^{3+}$  的迁移有助于产生更多次生孔。综上,次生孔隙带发育与超压界面、热异常带的深度耦合,表明超压体系内的高温酸性流体排放后溶蚀了泄压带的储层,导致 YC21-1-2 井 II 次生孔隙带的发育,而与之对比未发生泄压活动的 YC21-1-4 井,孔隙度曲线未出现对应的 II 次生孔隙带。

### 3.3 自生石英和钠长石化

泄压带附近的热对流活动还可以引起物质组分分异;热对流能引起在温度相对较高之处发生溶蚀,在温压较低之处,较多离子或矿物逐渐又沉淀。在超压顶界面附近泄压带部分储层发现了硅质胶结异常发育。该段储层自生石英主要以石英次生加大边、石英颗粒愈合微裂纹和自形微晶石英形式产出[图 11(g)~图 11(k)],宏观上还可可见硅质脉切割岩石[图 11(d)]。石英加大边中还可可见气包裹体发育[图 11(l)],说明在石英次生加大的生长期伴随着天然气运聚。镜下薄片统计发现该区超压顶面附近泄压带储层相较于其他深度段储层而言,石英加大的数量和级别都较为异常,即存在自生石英含量高值区[图 12 和图 13(a)]。在现今超压顶面附近 +300~-300 m 的范围内存在自生石英胶结带,最高含量约 6%;而且观察到石英加大边宽度较厚,局部石英次生加大多达到了 III 级[图 11(g)],个别石英加大边厚度甚至超过了原有宿主石英颗粒。图 12 显示研究区 YC19-2-1 井约在 3750 m 处发育超压,越靠近超压顶面的储层发育的自生石英含量和石英加大边的宽度要相对高些,如远离该井超压顶面 4050 m 的样





注:(a)发育长石和岩屑溶蚀孔,YC21-1-2井3872.2m,铸体;(b)发育溶蚀微裂缝,YC8-1-1井3295.09m;(c)发育溶蚀微裂缝,两边颗粒呈定向排列,YC13-1-6井3805m,铸体;(d)岩心发育大量蜂窝状溶孔,还有黑色硅质脉切割岩石,YC13-1-6井3792.1m,普通照片;(e)长石颗粒被溶蚀,YC8-1-1井3311.9m,扫描电镜;(f)岩屑溶孔,YC13-1-6井3804.82m,扫描电镜;(g)石英加大边,III级加大,YC13-1-A1井3693.35m,正交偏光;(h)石英加大边,YC13-1-6井3874.2m,透射光;(i)粒间空隙中自形石英发育,YC8-1-1井3304.6m,扫描电镜;(j)黑色和亮蓝色阴极光的石英愈合纹,YC13-1-6井3905.4m,阴极光;(k)发亮蓝色阴极光的石英加大边,YC13-1-6井3905.4m,阴极光;(l)石英加大边中的流体包裹体,YC19-2-1井4040.61m,透射光;(m)呈针丝状的伊利石,YC13-1-8井3803.9m,扫描电镜;(n)长石颗粒加大边,YC13-1-6井3804.82m,单偏光,铸体;(o)长石的钠长石化,钠长石呈粉红色,YC13-1-6井3874.2m,阴极光;(p)橘红色和亮黄色阴极光的碳酸盐胶结物,YC13-1-6井3905.4m,阴极光;(q)一(r)碳酸盐胶结物充填在破裂的石英颗粒之间,YC13-1-6井3905.4m,透射光和阴极光;(s)一(t)微裂缝中见黑褐色不发荧光的沥青脉 YC13-1-6井3771m,透射光和显微荧光。图(b)一图(e)和图(i)来源于中海石油(中国)有限公司湛江分公司。

图 11 琼东南盆地崖城组泄压带储层的岩石学特征

Fig. 11 Petrologic features of pressure discharging zone in Yacheng area, Qiongdongnan Basin



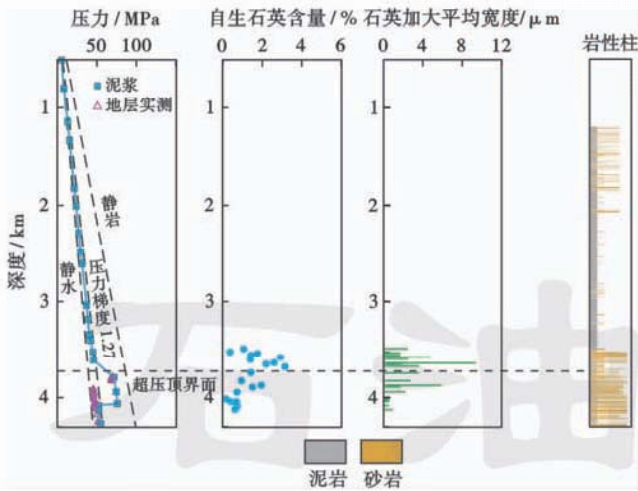


图 12 琼东南盆地 YC19-2-1 井地层压力, 自生石英含量, 石英加大边宽度与深度关系以及岩性柱

Fig. 12 Relationship between formation pressure, content of authigenic quartz, quartz overgrowth edge and depth of Well YC19-2-1 in Qiongdongnan Basin

品处于储层较好的发育段,但其自生石英含量不到 1%,石英加大宽度不到 2 μm,说明自生石英发育不是岩性变化导致,而可能与超压泄压有关。

关于石英加大的硅质来源一般主要有 3 种<sup>[28]</sup>: ①沉积水体;②地层本身,其中又可进一步可分为压溶作用、长石溶蚀和自生黏土矿物之间的转化;③富硅热流体。据测试的研究区泄压带岩样中石英颗粒加大边中的盐水包裹体均一温度结果显示石英加大边沉淀温度介于 130~190℃,还有部分甚至达到了 200℃。因此自生石英生成的温度明显大于 70℃,即硅质不是来自浅层沉积水体中富硅骨骼生物溶解产物。镜下观察发现该区泄压带储层的矿物颗粒之间主要呈点一线状接触,因此压溶作用不明显。前已述及,泄压带受到了相对高压酸性流体的溶蚀,因此长石晚期又受到一定规模的溶解,产生了次生孔隙带,释放了铝离子,还生成了一定量的自生石英,这类石英加大边因富含铝元素,其阴极光呈亮蓝色。在阴极光和透射

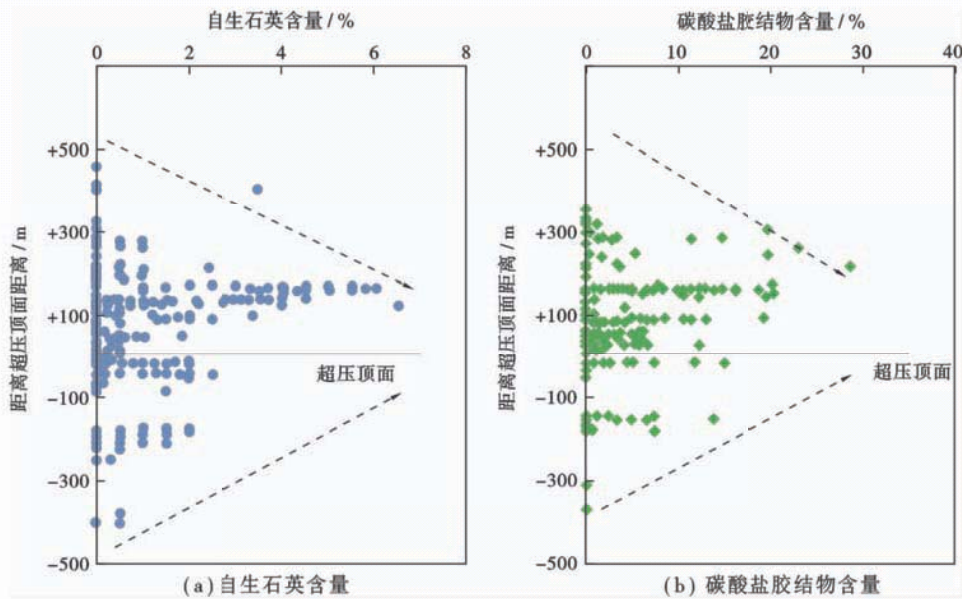


图 13 琼东南盆地崖城区超压顶界面附近的泄压带储层自生石英和碳酸盐胶结物含量

Fig. 13 Content of authigenic quartz and carbonate cement in pressure discharging reservoir near the top overpressure surface in Yacheng area, Qiongdongnan Basin

光下观察发现,该区泄压带储层自生石英胶结有两期,一期不发阴极光,另一期阴极光呈明亮的蓝色,其中后者含量明显较高。图 11(j)显示阴极光下石英颗粒愈合裂纹中自生石英剪切纹有黑色和亮蓝色两种;阴极光呈亮蓝色的加大边[图 11(k)]与高含量铝离子有关,与 Rezaee 报道的澳大利亚 Cooper 盆地南部 Tirrawarra 砂岩中石英加大边的阴极光成因一致<sup>[29]</sup>。

除此之外,自生黏土矿物中受到热流影响,提前进行蒙脱石向伊利石的大量转化[图 7(g),图 9(g)和图 11(m)],也生成了一定量的石英。除这两种通过

改变孔隙水介质和热异常导致矿物蚀变生成一定二氧化硅外,热对流作用也起到了重要贡献,即深部相对高温的流体上涌至泄压带,温压降低,流体中硅质的溶解度也相应降低,导致二氧化硅直接沉积出来。图 11(d)中岩心照片观察到泄压带储层发育了次生孔隙,同时伴着硅质脉切割岩石,直接说明了来自下部的富硅流体穿层流动。因此长石溶解、黏土矿物转化和含硅流体降温沉淀导致了泄压带储层硅质胶结非常发育,这 3 种方式均是高温流体集中排放至泄压带发生的“独特”水-岩反应。



除石英胶结发育外,泄压带储层还具有一个较为明显的特征便是长石颗粒的钠长石化,钠长石主要以长石加大边和长石节理纹形式产出,从图 11(n)中可以看出,长石颗粒加大边发育了较干净的钠长石;另外,钠长石沿着节理纹交代长石,钠长石一般发粉红色阴极光,已经占据长石颗粒大部分[图 11(o)]。Aagaard<sup>[30]</sup>认为长石钠长石化伴随着蒙脱石向伊利石转化反应,后者为其提供了  $\text{Na}^+$ 。因此这也是受到了泄压带高温流体影响导致黏土矿物的大量转化,从而发生钠长石化反应。

### 3.4 碳酸盐胶结物异常

泄压带附近地层还发现了碳酸盐胶结物高值带,部分深度储层的碳酸盐胶结物含量高达 30%[图 13(b)],主要也分布在超压顶面上下 300 m 的范围内。碳酸盐胶结物的阴极光颜色和其与岩石颗粒之间的产状可发现两期碳酸盐胶结[图 11(p)—图 11(r)],一期碳酸盐胶结物的阴极光呈桔红色,含量稍少,其锰/铁比相对较低,主要分布在颗粒边缘并与之相接触,另一期碳酸盐胶结物的阴极光呈亮黄色,其锰铁比相对较高,充填在颗粒之间并占据了粒间孔,为相对晚期形成。另外,还发现部分亮黄色阴极光的碳酸盐胶结物充填在破碎的石英颗粒两部分之间[图 11(q)—图 11(r)],可能为泄压带流体活动形成的裂纹后充填沉淀形成。

超压顶面附近部分样品碳酸盐胶结物的碳氧同位素测试结果显示  $\delta^{13}\text{C}$  介于  $-8.0\text{‰} \sim -4.2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  介于  $-17\text{‰} \sim -9.8\text{‰}$ , 平均值为  $-14\text{‰}$ , 显示出碳酸盐胶结物明显受到有机浸染的影响(图 14); Jansa<sup>[31]</sup> 研究表明海水过饱和和沉淀出来的碳酸盐其  $\delta^{13}\text{C}$  值一般分布在  $0 \sim 3\text{‰}$  的范围, 而大气淡水生成的碳酸盐其  $\delta^{13}\text{C}$  一般在  $-4\text{‰} \sim -1\text{‰}$ , 若存在有机碳源输入, 其碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  会变轻, 发生负漂移。因此该区泄压带储层砂岩的碳酸盐胶结物的形成有有机碳源输入, 而如此高含量碳酸盐胶结物需要的物质要有足够轻碳来源, 应与下部超压箱含有机酸的热流有关, 与 O'berien<sup>[32]</sup> 报道的澳大利亚帝汶海 Vulcan 次盆储层的碳酸盐胶结物高含量带有轻碳同位素的情况类似。

另外,测试的碳酸盐胶结物的中流体包裹体的均一温度分布较广,主要约  $120\text{℃}$ ,存在部分高达  $140 \sim 170\text{℃}$ ,与杨宝星<sup>[33]</sup>利用碳酸盐矿物计算的主要形成温度为  $150 \sim 160\text{℃}$  大致吻合,也进一步说明了泄压带碳酸盐胶结物高值区是晚期来自深部富有机酸的热流体活动的产物。泄压带发生的黏土矿物大量转化可释放出大量钙离子为碳酸盐胶结物提供了物质来源。

综上所述,次生溶孔[图 11(b)和图 11(c)]、次生石英[图 11(d)和图 11(j)]、碳酸盐胶结物[图 11(p)—

图 11(r)]和沥青[图 11(s)—图 11(t)]很多以微裂缝或脉状形式产出均指示泄压带储层存在来自下部热流活动有关。超压顶面附近的泄压带活动的高温高压、携酸、含烃类地质流体造成了成岩场异常,发生了一系列水-岩反应。事实上这些反应也是彼此呼应,相互提供了反应所需的物质或离子。长石受深部酸性物质溶蚀,释放了大量  $\text{Si}^{4+}$  和  $\text{Al}^{3+}$ , 而且蒙脱石大量向伊利石转化释放了  $\text{Si}^{4+}$ 、 $\text{Na}^+$ , 其都提供了自生石英所需的  $\text{Si}^{4+}$ , 而且还富含  $\text{Al}^{3+}$ , 因而自生石英的阴极光呈亮蓝色,而释放的  $\text{Na}^+$  也为长石钠长石化所需。在泄压带热流体冷却后碳酸盐胶结物和硅质逐渐沉淀富集,这些反应的发生也反过来促进了先前反应的进行,因此泄压带成岩场的各项异常响应具有共存性。

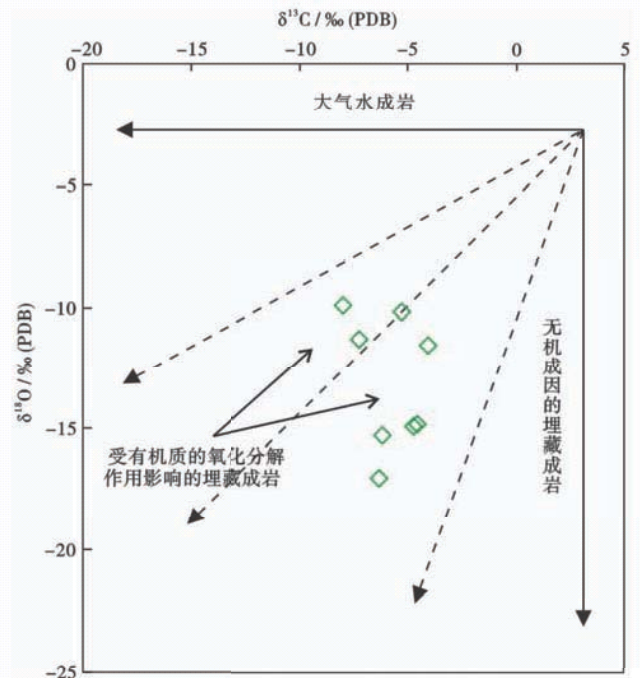


图 14 琼东南盆地崖城区泄压带储层碳酸盐胶结物碳氧同位素特征(图版引自文献[34])

Fig. 14 The carbon and oxygen isotope characteristics of carbonate cement in pressure discharging reservoir in Yacheng area, Qiongdongnan Basin

## 4 地质意义

琼东南盆地是个典型的高温高压盆地,地层普遍发育超压,在超压顶界面附近发生的泄压流体活动对天然气运聚和富集成藏具有重要意义。其与之相邻的莺歌海盆地具有大型泥流底辟伴随的天然气运聚成藏模式具有明显不同的特点。并非所有超压顶面均发生了泄压流体活动,这与具体的泥岩破裂行为和断裂活动有关。由于崖城区超压顶面泄压活动在地震上不具可识别性,因此只能利用地球化学指标和成岩场异常



来指示泄压活动是否发生。琼东南盆地泄压带来自深部的热流体伴随着天然气运聚,但是否能在超压顶面附近聚集成藏可能涉及其他诸多因素。例如超压箱内热流体突破了泥岩盖层,很多天然气便会直接逸失,如YC21-1含气构造。若上方有合适的圈闭和较好的封堵,天然气可能会聚集成藏,如YC13-1-6井的3774.9~3817.6 m气层(超压顶面3800 m)。泄压带热流体的强溶蚀作用形成的次生孔隙带是有利储集区带,但附近储层也可能因胶结物沉淀(硅质和碳酸盐)使得物性变差形成干层,有利的一面在于可作为封隔层,起到盖层的作用。总之,对储层物性、储盖配置关系及天然气成藏的具体影响还需深入研究。综上,琼东南盆地崖城区泄压带可能为天然气与优质储层及盖层耦合有利聚集带。

## 5 结 论

(1) 琼东南盆地崖城区泄压带可能位于超压顶面附近地层,是否发生泄压行为取决于压力强度、上覆岩性与厚度以及断裂发育状况等诸多因素。地层测试、泥浆密度、测井曲线和地震层速度资料确定了崖城区现今超压顶面主要分布在3000~4000 m,而且由构造高位向低部位加深;各井超压顶面附近的泄压带影响范围不同,一般达几百米,具体范围可由镜质体反射率 $R_o$ 得到。现今超压顶面与古超压顶面(泄压流体排放期)深度变化较小。

(2) 泄压带流体具有相对高温高压、含有酸性和烃类的特征,流体活动使得泄压带成岩场的温压条件和孔隙流体介质发生变化,从而影响了水-岩作用;主要表现为:①泄压带地层的 $R_o$ 和黏土矿物出现提前转变趋势;②有机质 $T_{max}$ 异常小和 $S_1/(S_1+S_2)$ 异常大;③泄压带储层发育热流体酸性溶蚀导致的次生孔隙带;④泄压带储层中长石颗粒的钠长石化,自生石英和碳酸盐胶结物异常发育,其为深部超压有机流体排放的产物。

综合来说,研究区超压顶面附近的泄压带可能为天然气与优质储层及盖层耦合有利聚集带。此外泄压带流体活动引起的成岩场特征还可以反过来有效识别泄压带,因此是今后琼东南盆地天然气勘探的现实区域。

符号注释: $C_p$ —压力系数,无量纲; $p$ —压力,MPa; $T$ —温度, $^{\circ}\text{C}$ ; $P_i$ —油包裹体的最小捕获压力,MPa; $Th_{oil}$ —油包裹体的均一温度, $^{\circ}\text{C}$ ; $Th_{aqu}$ —共生盐水包裹体的均一温度, $^{\circ}\text{C}$ ; $G/L$ —油包裹体的气液比,%; $R_o$ —镜质体反射率,%; $T_{max}$ —岩石热解的最高峰温, $^{\circ}\text{C}$ ; $S_1$ —岩石热解的游离烃,mg/g; $S_2$ —岩石热解的热解烃,mg/g。

## 参 考 文 献

- [1] Parnell J. Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins[M]. London: Geological Society, 1994.
- [2] Zhang Shuangxi, Zhang Chen, Zhang Yu, et al. Recovering period of postseismic fluid pressure in fault valve[J]. Journal of Earth Science, 2015, 26(4): 530-536.
- [3] Hunt J M. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments[J]. AAPG Bulletin, 1990, 74(1): 1-12.
- [4] Hao Fang, Zou Huayao, Gong Zaisheng, et al. Petroleum migration and accumulation in the Bozhong sub-basin, Bohai Bay Basin, China: significance of preferential petroleum migration pathways (PPMP) for the formation of large oilfields in lacustrine fault basins[J]. Marine and Petroleum Geology, 2007, 24(1): 1-13.
- [5] Jiang Tao, Xie Xinong, Chen Hui, et al. Geochemistry of pore water and associated diagenetic reactions in the diapiric area of Yinggehai Basin, northwestern South China Sea[J]. Journal of Earth Science, 2015, 26(3): 306-316.
- [6] Bloch S, Lander R H, Bonnell L. Anomalously high porosity and permeability in deeply buried sandstone reservoirs: origin and predictability[J]. AAPG Bulletin, 2002, 86(2): 301-328.
- [7] Capuano R M. Evidence of fluid flow in microfractures in geopressed shales[J]. AAPG Bulletin, 1993, 77(8): 1303-1314.
- [8] Karrech A, Beltaief O, Vencec R, et al. The coupling of thermal-hydraulic-mechanical the processes for geothermal reservoir modelling[J]. Journal of Earth Science, 2015, 26(1): 47-52.
- [9] 龙华山, 向才富, 牛嘉玉, 等. 歧口凹陷滨海断裂带热流体活动及其对油气成藏的影响[J]. 石油学报, 2014, 35(4): 673-684.
- [10] Long Huashan, Xiang Caifu, Niu Jiayu, et al. Hydrothermal fluid flow and its influence on the hydrocarbon migration and accumulation along Binhai fault in Qikou sag, Bohai Bay Basin[J]. Acta Petroli Sinica, 2014, 35(4): 673-684.
- [11] Hao F, Li S T, Sun Y C. Geology, compositional heterogeneities and geochemical origin of the Yacheng gas field in the Qiongdongnan Basin, South China Sea[J]. AAPG Bulletin, 1998, 82(7): 1372-1384.
- [12] Xie Yuhong, Wang Zhenfeng, Tong Chuanxin. Petroleum geology of Yacheng 13-1, the largest gas field in China's offshore region [J]. Marine and Petroleum Geology, 2008, 25(4/5): 433-444.
- [13] Chen H H, Li S T, Sun Y C, et al. Two petroleum systems charge the YA13-1 gas field in Yinggehai and Qiongdongnan basins, South China Sea[J]. AAPG Bulletin, 1998, 82(5): 757-772.
- [14] 陈红汉, 付新明, 杨甲明. 莺-琼盆地 YA13-1 气田成藏过程分析 [J]. 石油学报, 1997, 18(4): 32-37.
- [15] Chen Honghan, Fu Xinming, Yang Jiaming. Natural gases replenishment in YA13-1 gas field in Ying-Qiong Basins, South China Sea[J]. Acta Petroli Sinica, 1997, 18(4): 32-37.
- [16] Law B E, Spencer C W. Abnormal pressure in hydrocarbon environments[C]// Law B E, Ulmishek G F, Slavin V I. Abnormal Pressures in Hydrocarbon Environments. Tulsa: AAPG Memoir, 1998, 70: 1-11.
- [17] Leach W G. Fluid migration, HC concentration in south Louisiana Tertiary sands[J]. Oil & Gas Journal, 1993, 91(11): 71-74.



- [16] 朱伟林,张功成,高乐.南海北部大陆边缘盆地油气地质特征与勘探方向[J].石油学报,2008,29(1):1-9.  
Zhu Weilin,Zhang Gongcheng,Gao Le. Geological characteristics and exploration objectives of hydrocarbons in the northern continental margin basin of South China Sea[J]. Acta Petrolei Sinica, 2008,29(1):1-9.
- [17] 王振峰,李绪深,孙志鹏,等.琼东南盆地深水区油气成藏条件和勘探潜力[J].中国海上油气,2011,23(1):7-13.  
Wang Zhenfeng,Li Xushen,Sun Zhipeng, et al. Hydrocarbon accumulation conditions and exploration potential in the deep-water region, Qiongdongnan Basin[J]. China Offshore Oil and Gas, 2011,23(1):7-13.
- [18] 范昌育,王震亮,王爱国,等.柴达木盆地北缘鄂博梁构造带超压形成机制与高压气、水层成因[J].石油学报,2015,36(6):699-706,714.  
Fan Changyu,Wang Zhenliang,Wang Aiguo, et al. Mechanisms for overpressure generation and origin of overpressured gas and aquifer layers, Eboliang structure belt, northern Qaidam Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2015,36(6):699-706,714.
- [19] 苏龙,郑建京,王琪,等.琼东南盆地超压研究进展及形成机制[J].天然气地球科学,2012,23(4):662-672.  
Su Long,Zheng Jianjing,Wang Qi, et al. The formation mechanism and research progress on overpressure in the Qiongdongnan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2012,23(4):662-672.
- [20] 翟普强,陈红汉,谢玉洪,等.琼东南盆地深水区超压演化与油气运移模拟[J].中南大学学报:自然科学版,2013,44(10):4187-4201.  
Zhai Puqiang,Chen Honghan,Xie Yuhong, et al. Modelling of evolution of overpressure system and hydrocarbon migration in deepwater area of Qiongdongnan Basin, South China Sea[J]. Journal of Central South University: Science and Technology, 2013,44(10):4187-4201.
- [21] 陈红汉.单个油包裹体显微荧光特性与热成熟度评价[J].石油学报,2014,35(3):584-590.  
Chen Honghan. Microspectrofluorimetric characterization and thermal maturity assessment of individual oil inclusion[J]. Acta Petrolei Sinica, 2014,35(3):584-590.
- [22] 苏奥,陈红汉.东海盆地西湖凹陷宝云亭气田油气成藏史:来自流体包裹体的证据[J].石油学报,2015,36(3):300-309.  
Su Ao,Chen Honghan. Accumulation history of BaoYunting gas field in the Xihu sag, East China Sea Basin: from evidence of fluid inclusions[J]. Acta Petrolei Sinica, 2015,36(3):300-309.
- [23] Law B E, Nuccio V F, Barher C E. Kinky vitrinite reflectance well profiles: evidence of paleopore pressure in low-permeability, gas-bearing sequences in rocky mountain foreland basins[J]. AAPG Bulletin, 1989,73(7):999-1010.
- [24] Peters K E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis[J]. AAPG Bulletin, 1986, 70(3): 318-329.
- [25] Gluyas J, Cade C A. Prediction of porosity in compacted sands [C]// Kupez J A, Gluyas J G, Bloch S. Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates. Tulsa: AAPG, 1997.
- [26] 张伏兰,裴健翔,张迎朝,等.莺歌海盆地东方区中深层黄流组超压储集层特征[J].石油勘探与开发,2013,40(3):284-293.  
Zhang Huolan, Pei Jianxiang, Zhang Yingchao, et al. Overpressure reservoirs in the mid-deep Huangliu Formation of the Dongfang area, Yinggehai Basin, South China Sea[J]. Petroleum Exploration and Development, 2013,40(3):284-293.
- [27] Nedkvitne T, Bjorlykke K. Secondary porosity in the Brent Group (Middle Jurassic), Huldra Field, North Sea; implication for predicting lateral continuity of sandstones? [J]. Journal of Sedimentary Research, 1992,62(1):23-34.
- [28] 张哨楠, Qing Hairuo, Bjorlykke K. 川西致密砂岩的石英次生加大及其对储层的影响[J].地质论评,1998,44(6):649-653.  
Zhang Shaonan, Qing Hairuo, Bjorlykke K. Quartz overgrowths and their influence on the reservoir quality of tight sandstone in the Western Sichuan Basin[J]. Geological Review, 1998,44(6):649-653.
- [29] Rezaee M R, Tingate P R. Origin of quartz cement in the Tirrawarra Sandstone, southern Cooper Basin, South Australia[J]. Journal of Sedimentary Research, 1997,67(1):168-177.
- [30] Aagaard P, Egeberg P K, Saigal G C, et al. Diagenetic albittization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway: II, Formation water chemistry and kinetic considerations[J]. Journal of Sedimentary Research, 1990,60(4):575-581.
- [31] Jansa L F, Noguera Urrea V H. Geology and diagenetic history of overpressured sandstone reservoirs, venture gas field, offshore Nova Scotia, Canada[J]. AAPG Bulletin, 1990,74(10):1640-1658.
- [32] O'Brien G W, Lisk M, Duddy I R, et al. Plate convergence, foreland development and fault reactivation: primary controls on brine migration, thermal histories and trap breach in the Timor Sea, Australia[J]. Marine and Petroleum Geology, 1999,16(6):533-560.
- [33] 赵小庆.琼东南盆地目的层成岩作用研究与有利储层预测[D].大庆:大庆石油学院,2010.  
Zhao Xiaoping. Diagenesis and the favorable reservoir Prediction of the target layer in the Qiongdongnan Basin [D]. Daqing: Daqing Petroleum Institute, 2010.
- [34] Yang Zhi, Zou Caineng, He Sheng, et al. Formation mechanism of carbonate cemented zones adjacent to the top overpressured surface in the central Junggar Basin, NW China[J]. Science China: Earth Sciences, 2010,53(4):529-540.

(收稿日期 2015-12-21 改回日期 2016-06-22 编辑 宋宁)