

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2020030601

南海礼乐盆地新生代构造沉降特征及其成因分析

裴健翔^{1,2}, 施小斌^{3,4}, 王丽芳^{1,2}, 任自强^{3,5}, 谌永强^{3,5}, 史德锋^{1,2}, 刘奎^{3,5}, 赵鹏^{3,5}, 闫安菊^{1,2}

1. 中海油海南能源有限公司, 海口 570100

2. 中海石油(中国)有限公司湛江分公司, 湛江 524057

3. 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室, 南海海洋研究所, 南海生态环境工程创新研究院, 广州 510301

4. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广州 511458

5. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要:为深入认识礼乐盆地的构造演化史,基于已有钻井资料和重新处理解释的地震数据,对区内43个代表点进行了系统的沉降史重建,发现礼乐盆地新生代3个演化阶段分别具有快速、缓慢和快速的构造沉降特点,并且总构造沉降量与地壳减薄程度密切相关;礼乐滩礁体发育区晚渐新世以来构造沉降量为580~900 m,礁体厚度与构造沉降量和下伏沉积层厚度有关。分析表明礼乐盆地构造沉降具有“先抑后扬”的特征,礼乐地块裂离和漂移阶段,构造沉降受到深部热物质上涌产生的浮力作用而出现明显亏损,拗陷阶段,礼乐盆地随着南海海底扩张停止而失去深部浮力的支持,从而发生幕式的快速构造沉降,以补偿早期亏损的构造沉降。

关键词:构造演化;异常沉降;南沙海域;礼乐地块;礼乐滩

中图分类号:P736.1

文献标识码:A

Tectonic subsidence and its mechanism of the Liyue Basin, South China Sea

PEI Jianxiang^{1,2}, SHI Xiaobin^{3,4}, WANG Lifang^{1,2}, REN Ziqiang^{3,5}, SHEN Yongqiang^{3,5}, SHI Defeng^{1,2}, LIU Kui^{3,5}, ZHAO Peng^{3,5}, YAN Anju^{1,2}

1. Hainan Energy Ltd. of CNOOC, Haikou 570100, China

2. Zhanjiang Branch of CNOOC Ltd., Zhanjiang 524057, China

3. Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

4. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China

5. University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

Abstract: In order to further understand the tectonic evolution of the Liyue Basin, we systematically rebuilt the tectonic subsidence history for 43 representative stations selected from existing drill holes with reprocessed 2D seismic data. The results suggest that the Cenozoic tectonic subsidence are characterized by rapid, slow and rapid tectonic subsidence responding to the three tectonic evolutionary stages of synrift, drift and subsidence, respectively, and the total tectonic subsidence is mainly controlled by the thinning crust. In the Reed Bank, the accumulated tectonic subsidence since Late Oligocene has reached a figure from 580 m to 900 m. However, the thickness of the reef deposits not only depended on tectonic subsidence, but also related to the thickness of the underlying Cenozoic deposits. Further analyses suggest that the tectonic subsidence history of the Liyue basin is featured by a slow early subsidence followed by a rapid subsidence, while the deficit of tectonic subsidence during the margin breakup and drift stages might be caused by the buoyancy of the upwelling thermal asthenosphere material driven by seafloor spreading. Since Middle Miocene, with the cessation of seafloor spreading in the South China Sea, the upwelling of deep hot material became so weak that could not provide enough buoyancy to support the overlying Liyue basin, episodic rapid subsidence thus occurred for compensating the earlier deficit of subsidence.

Key words: tectonic evolution; anomalous subsidence; Nansha block; Liyue block; Reed bank

资助项目: 国家科技重大专项课题(2017ZX05026-005); 国家自然科学基金项目“南海北部陆缘异常构造沉降形成机制与破裂阶段热状态的数值模拟”(41776078); 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(GML2019ZD0104)

作者简介: 裴健翔(1970—), 男, 硕士, 教授级高级工程师, 主要从事南海油气勘探研究, E-mail: peijx001@163.com

通讯作者: 施小斌(1970—), 男, 博士, 研究员, 主要从事地热地质与盆地定量分析研究, E-mail: xbshi@scsio.ac.cn

收稿日期: 2020-03-06; 改回日期: 2020-04-25. 周立君编辑

礼乐盆地位于南沙海域东北部,是发育于中生代沉积基底之上的新生代大型裂陷盆地^[1-4](图1),整体呈NE-SW向展布,其西北侧为礼乐西海槽,东北侧为南海深海盆,东南侧为巴拉望盆地,西南侧为九章、安渡北盆地和南沙海槽盆地。与南海北部陆缘盆地原地发育不同,礼乐地块是随着南海海盆扩张从南海北部漂移到现今位置的^[5-10]。构造位置上,现今位于南海南部大陆边缘的礼乐盆地,在裂离前处于古南海的北部大陆边缘。因此,礼乐盆地构造演化与南海北部陆缘盆地既有相似之处,又有其独特特征。构造沉降史不仅记录了丰富的盆地演化信息,而且是深部地质过程在地表的响应^[11]。通过分析构造沉降史,不仅可以获得礼乐盆地在不同阶段的构造、沉积和热演化信息,而且可能取得深部地质过程的新认识。

我国自20世纪80年代开始在南沙海域开展综合地质与地球物理调查和研究,不仅积累了一批礼乐盆地的地质、地球物理资料,而且对礼乐盆地构造、沉积和油气地质特征等都有了较全面的认识。前人^[2,12-16]为了深入揭示礼乐盆地的构造演化历史,对其构造沉降史进行了较为详细的研究。由于礼乐盆地勘探和研究程度相对较低,各家所用的地层分层数据、界面年龄等构造沉降计算所需的基础数据并不一致,因此重建的构造沉降史也有较大的

差异。近些年,精细处理和解释了礼乐盆地已有的二维地震资料。为了获取礼乐盆地的构造演化信息,本文基于这些新解释的资料,从8条骨干剖面上选取37口位于南部拗陷和北部拗陷的模拟井,结合位于礼乐滩的6口实钻井(图1),利用回剥技术对这些代表点进行沉降史重建,并对盆地沉降特征和成因做了较系统的分析。这些工作不仅有助于认识礼乐盆地和南海区域的构造演化过程,而且有助于获得南海深部过程的演变信息。

1 地质背景

礼乐盆地是新生代大型裂陷盆地,其演化可分为张裂、漂移和拗陷等3个阶段^[1,4,16-17]。张裂阶段(古新世—早渐新世),礼乐盆地与南海北部陆缘一起经历了广泛的张裂作用,发育了厚层海相碎屑岩地层;漂移阶段(晚渐新世—早中新世),礼乐盆地与南海北部陆缘裂离后,随着南海海底扩张和古南海南向俯冲而往南漂移,直至早中新世末期,礼乐地块与南侧婆罗洲-苏禄块体发生碰撞而停靠在现今位置;拗陷阶段(中中新世—第四纪),随着南海海底扩张停止,礼乐盆地进入拗陷阶段,其东南侧巴拉望海槽因南侧块体持续挤压和沉积加载作用而具有前陆盆地的演化特征^[17-18]。根据重处理地震

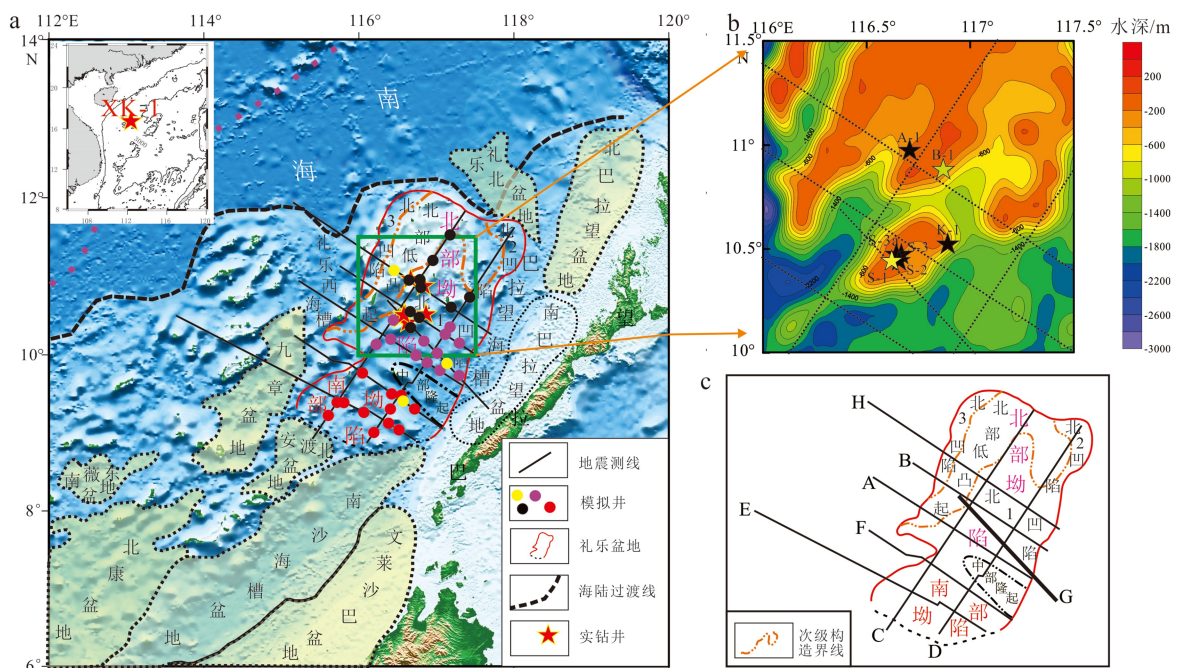


图1 礼乐盆地沉降分析代表点位置图(a)、礼乐滩实钻井位置图(b)及礼乐盆地构造区划与测线位置图(c)

图a中的钻井XK-1为西科-1井,图b中的五角星为实钻井位置。

Fig.1 (a) Locations of the representative points for tectonic subsidence analyses,(b) Locations of commercial drills in the Reed Bank, (c) Tectonic framework of the Liyue Basin showing the studied seismic lines

资料和新落实的钻井分层,按照新生代基底构造和裂陷期(古新世—早渐新世)残留地层厚度展布,把礼乐盆地自北向南划分为北部拗陷、中部隆起和南部拗陷 3 个一级构造单元。根据张裂阶段地层厚度,北部拗陷又进一步分为北 1 凹陷、北 2 凹陷、北 3 凹陷及北部低凸起,其中北 1 凹陷是面积最大的主凹陷,北 2 和北 3 凹陷是位于盆地边缘、面积较小的凹陷(图 1c)。盆地内发育有 NNE、NW 和 EW 向等多组断裂,其中控盆断裂主要为 NNE 向^[4]。礼乐盆地现仅有 7 口实钻井,均位于礼乐滩上(图 1b)。岩石拖网和钻井数据均揭示研究区发育有中生界和新生界两套地层^[5],钻井自下而上揭示了白垩系、古新统、始新统、渐新统、中新统、上新统以及第四系(图 2),晚渐新世以来礼乐滩持续发育碳酸盐台地灰岩和生物礁,且不同区域礁体厚度不等,最大厚度可达到 2500 m。

深部地壳结构探测^[19-21]和重力反演结果^[22-23]显示礼乐盆地莫霍面埋深为 16~30 km,其中北部低凸起莫霍面埋深最大,最深可达 28~30 km;北 1 凹

陷和南部拗陷莫霍面埋深较小,最浅处理深仅为 16~18 km;北 2 凹陷和北 3 凹陷莫霍面埋深分别为 16~20 km 和 16~24 km,莫霍面往海盆方向迅速抬升(图 3)。图 4 是利用 8 条骨干地震剖面 and 苏达权等^[22]的莫霍面埋深数据计算得到的地壳厚度和拉张因子等值线图。计算拉张因子时,初始地壳厚度假定为现今华南沿海的地壳厚度 32 km。由于图 4 仅采用了 8 条骨干剖面的数据,因此,其他区域的地壳厚度和拉张因子仅供参考。该图显示,南部拗陷地壳厚度变化较为复杂,地壳厚度一般小于 18 km,拉张因子一般大于 1.9,靠近中部隆起的拗陷东南部地壳厚度仅 10~16 km,拉张因子可以达到 2.2~3.0。北 1 凹陷东南部地壳厚度一般小于 16 km,地壳拉张因子一般大于 2.0,沉积中心区地壳厚度不足 10 km,地壳拉张因子超过 3.0。北部低凸起区地壳厚度一般为 22~28 km,拉张因子为 1.2~1.7。北 2 凹陷地壳厚度为 16~19 km,拉张因子为 1.7~2.2,北 3 凹陷地壳厚度为 16~21 km,拉张因子为 1.7~2.0。地壳厚度和拉张因子显示礼乐盆地张裂

| 地层 | 厚度/m | 年龄/Ma | 岩性剖面 | 岩性简述 | 沉积相 |
|-----|------|-------|-----------------|-------------|------------|
| 第四系 | | | | | |
| 新近系 | 上新统 | 2100 | | 碳酸盐岩 礁灰岩 | 陆内滨 岸沉积 |
| | 中新统 | | 上 | | |
| | | | 中 | | |
| 下 | | | | | |
| 古近系 | 渐新统 | 上 | 28.4 | 砂、页岩互层 | 边缘海相 |
| | | 下 | 500 | | |
| | 始新统 | 上 | 37.8 | 灰绿-棕色钙质页岩 | 浅海相 |
| | | 中 | 300 | | |
| 下 | 56 | | | | |
| 古新统 | 300 | 65.5 | 含砾砂岩、泥岩 陆架灰岩 | 三角洲相 泥流体 | |
| 白垩系 | 600 | | | 含泥页岩、砂岩、集块岩 | 边缘海相 |

图例 灰岩 页岩 砂岩 不整合面

图 2 礼乐盆地 S-1 钻井岩性柱状图 (据文献 [1]、[5] 修改, S-1 钻井位置见图 1b)

Fig.2 Stratigraphic chart of drill hole S-1 in the Liyue Basin

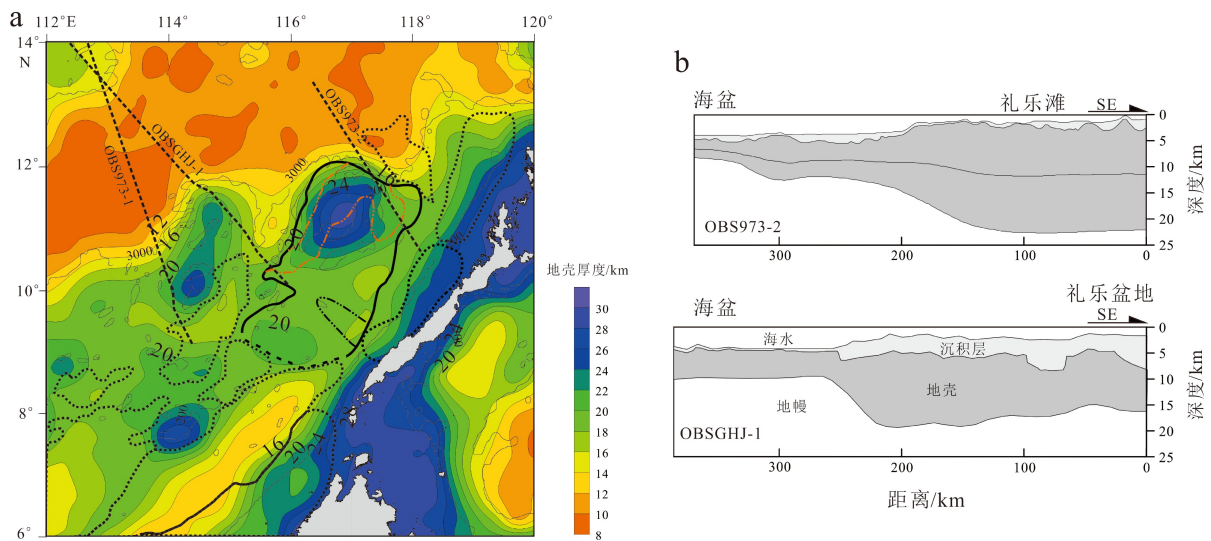


图3 南海南部莫霍面埋深等值线图(a)及延伸入礼乐盆地的2条深部地壳结构剖面(b)

图a莫霍面埋深数据据苏达权等^[21],3条黑色细虚线为深地震探测剖面位置,礼乐盆地位于黑色粗线内。

Fig.3 (a) Moho depth contour in the southern South China Sea, and (b) two crustal structure profiles extending into the Liyue basin

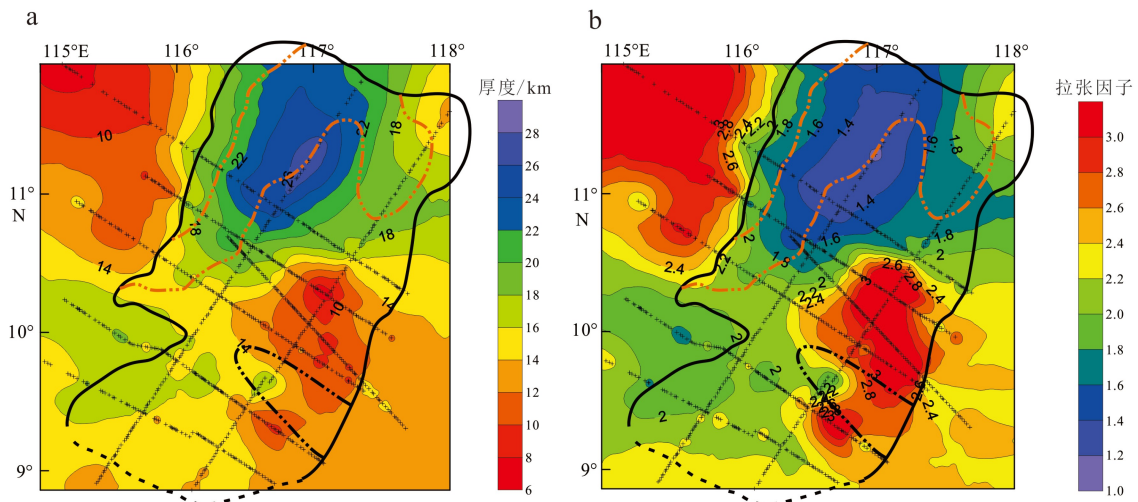


图4 礼乐盆地地壳厚度(a)及拉伸因子分布图(b)

黑色粗线代表礼乐盆地范围。

Fig.4 Crustal thickness (a) and stretching factor distribution map of the Liyue basin(b)

阶段经历了强烈伸展减薄的裂陷过程,减薄中心位于盆地的东南部。

2 方法与参数

基底沉降是沉积盆地发育的必要条件。盆地基底沉降即盆地总沉降,可分为构造因素引起的构造沉降和非构造因素如沉积体和水体负载作用、全球海平面变化等产生的沉降。盆地的总沉降和构造沉降可采用回剥法计算^[24]。回剥法的基本思想是从今往古、由上往下逐层剥去各个地层单元,并

经解压实、古水深、海平面以及均衡等校正,得到各个关键时刻的基底埋深即总沉降量以及构造沉降量。沉降分析时,首先利用礼乐盆地的时深转换公式(1)将地震时间剖面转为深度剖面(图5):

$$y = 0.000\ 206\ 974\ 5t^2 + 0.939\ 826\ 89t \quad (1)$$

其中,时间 t 为海底起算双程走时,单位为ms, y 为对应的海底起算深度,单位为m。然后,从深度剖面上读取模拟井的分层数据。随后,逐层回剥时,依据沉积层骨架厚度不变的原则,利用解压实技术计算各关键时刻的沉积层厚度 S 。解压实时,假定

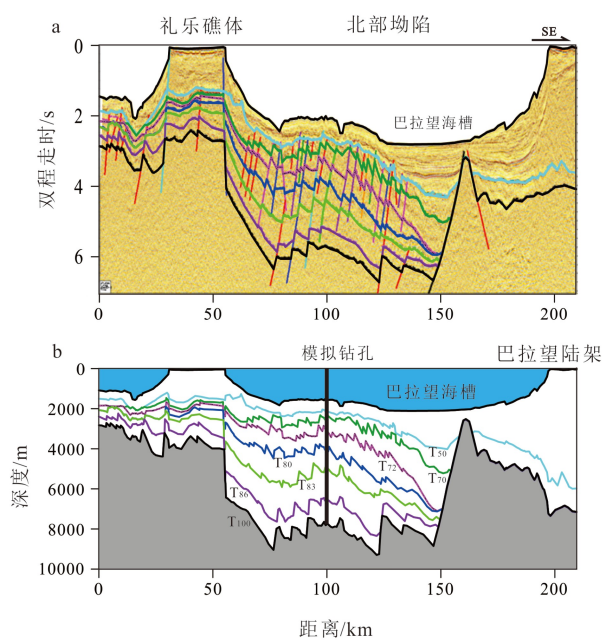


图 5 地震测线 G 地层结构的时间剖面 (a) 与深度剖面 (b) (G 测线位置见图 1c)

Fig.5 Time profile (a) and depth profile (b) along Line G showing the stratigraphic structure (see figure 1 for profile location)

地层孔隙度 $\phi(z)$ 随深度 z 呈指数降低, $\phi(z) = \phi_0 \exp(-cz)$, 其中, ϕ_0 是沉积时孔隙度, c 为压实因子。计算所采用的相关参数见表 1, 各层岩性占比通过分析沉积环境、地震相和钻井资料获得。根据各关键时刻的沉积层厚度、古水深和全球海平面曲线, 可以得到盆地的总沉降史及各时间段的平均总沉降速率 (如图 6b)。

岩石圈强度对基底沉降是有影响的。考虑到研究区岩石圈有效弹性厚度小于 10 km^[25], 这里假定岩石圈没有强度。利用局部均衡原理, 某时间点的载水构造沉降量可从该时间点的总沉降中去除沉积负载和海平面变化产生的沉降获得。某时间点的载水构造沉降量可由下式^[24] 计算:

$$Y = S \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - SL \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d \quad (2)$$

其中, S 是该时间点的沉积层厚度; ρ_m , ρ_w 和 ρ_s 分别是地幔、水体和该时间点的沉积层平均密度; SL 为相对于现今海平面 (参考面) 的古海平面变化, 古海平面高于参考面则 SL 取正值; W_d 是该时间点的古水深。利用各时间点的构造沉降量, 可以得到计算代表点的构造沉降史和构造沉降速率变化 (图 6b)。

沉降分析时, 全球海平面变化依据 Haq 等^[26], 古水深则根据前人获得的礼乐盆地结构、构造演化、钻井岩性、拖网取样、岩相古地理、地震相以及碳

表 1 模型参数值

| Table 1 Parameter symbols and values in the model | | |
|---|-----------------|--------------------------------|
| 符号/单位 | 参数物理含义 | 参数值 |
| a/km | 岩石圈初始厚度 | 125 |
| t_c/km | 地壳初始厚度 | 32 |
| $\rho_w/\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ | 海水密度 | 1030 |
| $\rho_c/\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ | 地壳密度 (0 °C) | 2800 |
| $\rho_m/\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ | 地幔密度 (0 °C) | 3330 |
| $\rho_a/\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ | 软流圈密度 (1333 °C) | 3185 |
| $\alpha/^\circ\text{C}^{-1}$ | 热膨胀系数 | 3.28×10^{-5} |
| | 岩层表面孔隙度 | |
| | 砂岩 | 0.49 |
| ϕ_0 | 泥岩 | 0.63 |
| | 灰岩 | 0.60 |
| | 岩层压实系数 | |
| | 砂岩 | $0.27 \times 10^{-3}/\text{m}$ |
| c | 泥岩 | $0.51 \times 10^{-3}/\text{m}$ |
| | 灰岩 | $0.53 \times 10^{-3}/\text{m}$ |
| | 地层骨架密度 | |
| | 砂岩 | 2650 |
| $\rho/\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ | 泥岩 | 2720 |
| | 灰岩 | 2710 |

酸盐岩台地和礁体发育等多方面成果进行估计, 例如 Steuer 等^[18] 通过详细分析南沙地块的礁体和碳酸盐岩台地分布特征, 提出早中新世南沙区为浅海区, 中中新世以后才发生快速沉降; Kudrass 等^[27] 根据拖网获得的样品也认为晚渐新一早中新世礼乐盆地为浅海碳酸盐岩沉积环境。这些认识说明礼乐盆地现今的深水环境主要是中中新世以后快速沉降获得的。

根据重处理地震资料和新落实的钻井分层情况, 本文采用的新生代各地层界面年龄如下: 新生界基底 T100 (65.5 Ma)、T86 (47.8 Ma)、T83 (41 Ma)、T80 (33.9 Ma)、T72 (31 Ma)、T70 (28.4 Ma) 和 T50 (16 Ma)。由于礼乐盆地勘探和研究程度仍较低, 还无法获得可靠的剥蚀厚度数据, 因此, 文中构造沉降分析没有考虑剥蚀事件的影响。由于目前在重处理的地震剖面上未发现盆地内发育大幅度的地层削蚀, 因此, 我们推测盆内剥蚀厚度较小, 忽略剥蚀事件不影响文中沉降分析的主要认识。

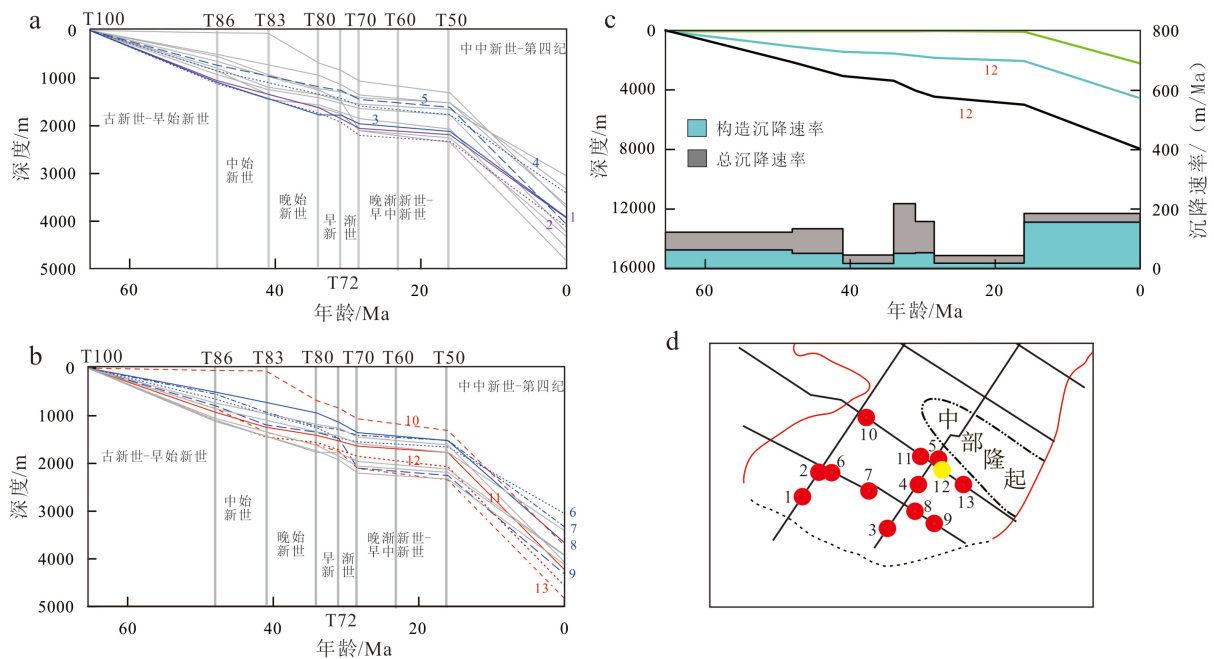


图6 南部拗陷模拟井构造沉降史

a. 南部拗陷模拟井(编号1-5)的构造沉降史,灰色线为6-13号模拟井构造沉降曲线;b. 南部拗陷模拟井(编号6-13)的构造沉降史,灰色线为1-5号模拟井构造沉降曲线;c. 12号模拟井的沉降史与沉降速率柱状图,绿线、蓝线和黑线分别是古水深、构造沉降史和总沉降史曲线;d. 南部拗陷模拟井位置及编号示意图,图例说明见图1,黄色点为第12号模拟井。

Fig.6 Tectonic subsidence histories of the Southern Depression

(a) Tectonic subsidence histories of the pseudo wells No. 1-5, (b) pseudo wells No. 6-13, (c) the subsidence histories and subsidence rate diagram of the pseudo well No. 12, and (d) locations of the numbered pseudo wells in the Southern Depression.

3 结果

本文共计算了43个代表点的构造沉降史,其中6个是位于礼乐滩上的实钻井,37个为沿8条骨干剖面选取的模拟井(图1)。所选模拟井一般位于所在构造区的凹陷区,基本可以反映所在构造区的构造沉降变化。北部拗陷由北1凹陷、北2凹陷、北3凹陷和北部低凸起组成,其中北2和北3凹陷位于地壳厚度快速变化的盆地边缘区域(图1、4),古水深较难估计,考虑到这两个凹陷面积较小,文中未对其进行沉降分析。北1凹陷北部局部区域发育生物礁(如实钻井S-1所在的礁体),这些区域与北部低凸起具有水深浅、地壳厚度大的共性特点(图1b),为了叙述方便,文中把北1凹陷北部生物礁发育区与北部低凸起归为礼乐滩礁体发育区。下面分别描述南部拗陷和北部拗陷北1凹陷(水深较大区域)、礼乐滩礁体发育区的沉降特征。

3.1 南部拗陷

南部拗陷位于礼乐盆地西南部,整体表现为东

南断西北超、北东断南西超的格局。受晚期岩浆活动改造,拗陷西北、西南区域被分割为多个小型凹陷。南部拗陷沉积中心位于其东南部,基底埋深可达8600 m。中中新世以后,受东南侧巴拉望区域西向逆冲抬升影响,物源供给增加,拗陷东南部沉积物的堆积速率和中中新世—第四系厚度往东南方向明显增大。图6a、6b为南部拗陷13口模拟井的构造沉降史。图6c为南部拗陷中心区域第12号模拟井(图6d黄色圆点)的沉降曲线和沉降速率柱状图。图6显示南部拗陷最大构造沉降量可以达到4800 m。这些模拟井的构造沉降曲线特征基本相同,可以分为快-慢-快3个阶段。张裂阶段(T100-T70),沉降中心位于拗陷东南部区域,最大平均沉降速率约为60 m/Ma。该阶段沉降速率总体上随时间变化不明显,但是如图6c所示,部分模拟井晚始新世构造沉降和总沉降速率降低,早渐新世构造沉降和总沉降速率明显增大,并且早渐新世负载沉降明显大于构造沉降,表明晚始新世沉积物堆积速率降低,早渐新世不仅沉降加强,而且沉积物堆积速率明显增大。漂移阶段(T70-T50),构造沉降和总沉降速率维持在较低水平,平均构造沉降速率一般不超过

25 m/Ma, 表明礼乐地块与北部陆缘裂离、往南漂移后, 南部拗陷构造沉降速率和沉积物堆积速率明显降低。拗陷阶段(T50 至今), 整体表现为快速沉降, 构造沉降量可以达到 1500~2500 m, 构造沉降速率变化范围为 90~160 m/Ma, 平均构造沉降速率可以达到 120 m/Ma, 构造沉降中心仍然位于拗陷东南部。图 6c 显示, 虽然该阶段来自东南侧巴拉望区域的沉积物明显增多, 沉积层厚度增大, 但是构造沉降速率明显大于沉积负载沉降速率, 说明沉积物不足以填满快速构造沉降形成的沉积空间, 导致水深快速增大。

3.2 北部拗陷

3.2.1 北 1 凹陷

北 1 凹陷是北部拗陷的主要凹陷, 凹陷中部基底埋深可以达到 7000~10000 m。这里主要分析水深较大的非礁体发育区。该凹陷总共计算了 13 个模拟井的构造沉降史(图 7)。与南部拗陷沉积中心区类似, 图 7 显示北 1 凹陷载水构造沉降量最大可达 4800 m。图 7c 为北 1 凹陷中部第 3 号模拟井的沉降曲线和沉降速率柱状图。与南部拗陷相似, 北 1 凹陷模拟井的构造沉降曲线特征基本相同, 也可

以分为快-慢-快 3 个阶段。张裂阶段(T100-T70), 构造沉降速率较大, 凹陷中心位于北 1 凹陷东南部, 最大构造沉降速率约为 80 m/Ma, 凹陷西北部构造沉降量较小, 构造沉降速率约为 17 m/Ma。图 7c 显示, 中始新世凹陷中部构造沉降速率和沉积负载沉降速率有增大趋势, 晚始新世沉降速率降低, 而早渐新世构造沉降速率和沉积负载沉降速率都显著增大, 表明早渐新世物源丰富, 沉积物堆积速率明显加大。漂移阶段(T70-T50), 构造沉降和总沉降速率维持在较低水平, 平均构造沉降速率低于 20 m/Ma, 表明与北部陆缘裂离后, 礼乐盆地的构造沉降速率和沉积物堆积速率明显降低。图 7b 中 8 号模拟井位于凹陷东南侧的基底隆起上(图 1c 中 B 剖面东南端, 断层下盘), 其构造沉降不降反升, 可能是早中新世晚期礼乐-巴拉望地块受到其东南侧块体碰撞、仰冲的结果。拗陷阶段(T50 至今), 构造沉降速率、总沉降速率和水深明显增大, 沉积负载沉降速率有所降低, 平均构造沉降速率可以达到 125 m/Ma, 构造沉降量可以达到 1500~2500 m, 构造沉降中心仍然位于凹陷东南部。与南部拗陷类似, 图 7c 显示, 虽然该阶段来自南侧巴拉望区域的沉积物明显增多, 沉积层厚度增大, 但是沉积负

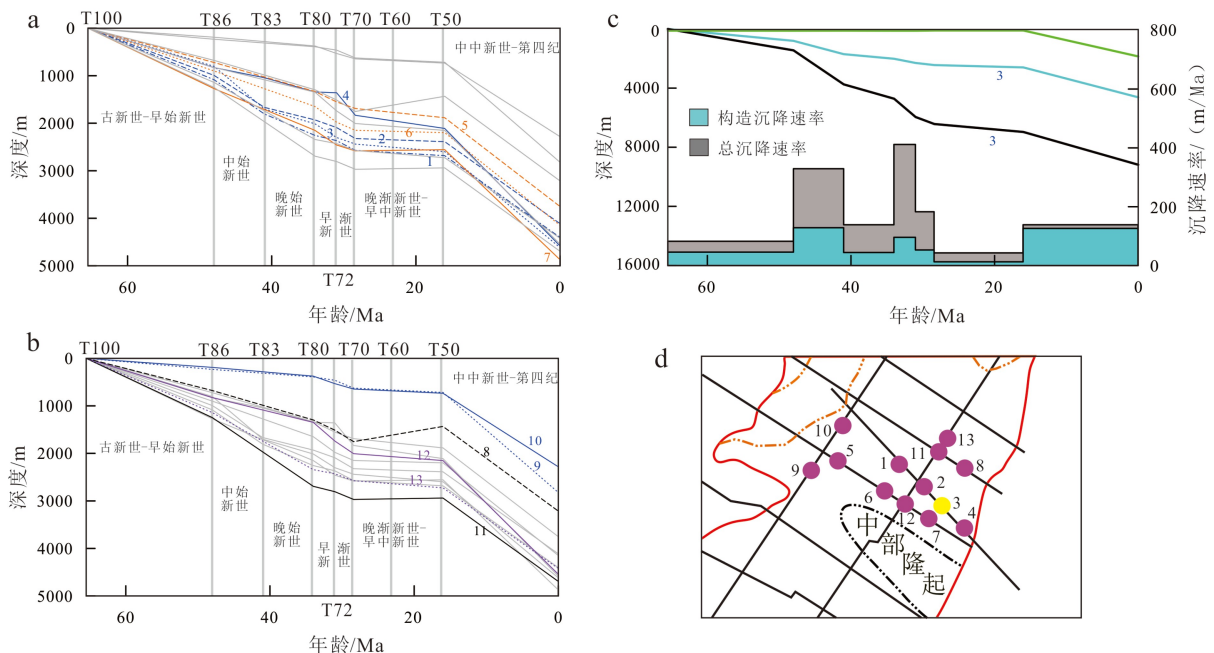


图 7 北 1 凹陷模拟井构造沉降史

a. 北 1 凹陷模拟井(编号 1-7)的构造沉降史, 灰色线为 8-13 号模拟井构造沉降曲线; b. 北 1 凹陷模拟井(编号 8-13)的构造沉降史, 灰色线为 1-7 号模拟井构造沉降曲线; c. 3 号模拟井的沉降史与沉降速率柱状图, 绿线、蓝线和黑线分别是古水深、构造沉降史和总沉降史曲线; d. 北 1 凹陷模拟井位置及编号示意图, 图例说明见图 1, 黄色点为第 3 号模拟井。

Fig.7 Tectonic subsidence histories of the Bei 1 sag

(a) Tectonic subsidence histories of the pseudo wells No. 1-7, (b) the pseudo wells No. 8-13, (c) the subsidence histories and subsidence rate diagram of the pseudo well No. 3, and (d) locations of the numbered pseudo wells in the Bei 1 sag.

载沉降明显低于构造沉降,一方面说明下伏沉积层的压实为该阶段沉积物提供了较多的沉积空间,另一方面也说明沉积物不足以填满快速构造沉降形成的沉积空间,导致水深快速增大。

3.2.2 礼乐滩礁体发育区

该区包括北部拗陷的北部低凸起区和北1凹陷北部发育生物礁的浅水区,总共计算了17口钻井的构造沉降史(图8),其中6口为实钻井(图8a),11口为模拟井(图8b)。图8c为位于北部低凸起上的第1号模拟井的沉降曲线和沉降速率柱状图。虽然该区地壳拉张减薄程度较小,构造沉降速率变化不明显,但是构造沉降曲线总体上仍然可以分为快-慢-快3个阶段(图8b)。张裂阶段(T100-T70),平均构造沉降速率一般为10~40 m/Ma,其中北部低凸起构造沉降量一般低于北1凹陷北部礁体发育区。该阶段沉降速率在中始新世有所增大,晚始新世降低,而后在早渐新世沉积物负载沉降速率明显加大,早渐新世晚期构造沉降速率也明显增大。图8b中5号模拟井正好位于北1凹陷北部礁体发育区边缘斜坡的断层下降盘,张裂阶段发生了快速构造沉降,构造沉降速率高达70 m/Ma。漂移阶段

(T70-T50),构造沉降和总沉降速率维持在较低水平,构造沉降速率为6~13 m/Ma,平均速率约为10 m/Ma。拗陷阶段(T50至今),构造沉降速率比漂移阶段加快,为16~33 m/Ma,平均速率约为25 m/Ma。

实钻井具有更为细致的分层资料,可以揭示更丰富的构造沉降细节。区内共收集到6口实钻井的分层数据,其中S-1和B-1井有详细的新近系分层数据,其他4口钻井新近系没有细分。这些实钻井揭示,该区28.4 Ma左右开始发育碳酸盐岩礁体。图9a为S-1钻井的沉降曲线和沉降速率柱状图。为了对比,本文根据罗威等^[28]的分层数据,对西科1井(XK-1)也进行了沉降分析(图9b)。西科1井是一口全取芯科学探井(图1a),井深1268.02 m,揭示了1257.52 m的碳酸盐岩生物礁、滩沉积和10.5 m的花岗质基底。该孔礁灰岩开始发育时间为23 Ma^[28],略晚于礼乐滩S-1礁灰岩发育时间。图8a显示,研究区实钻井现今总构造沉降量为1520~2070 m,该沉降量范围介于模拟井现今总构造沉降量变化区间内,说明实钻井与模拟井平均构造沉降速率基本一致。张裂阶段(T100-T70),实钻井构造沉降量为900~1200 m,平均构造沉降速率为24~32 m/Ma,

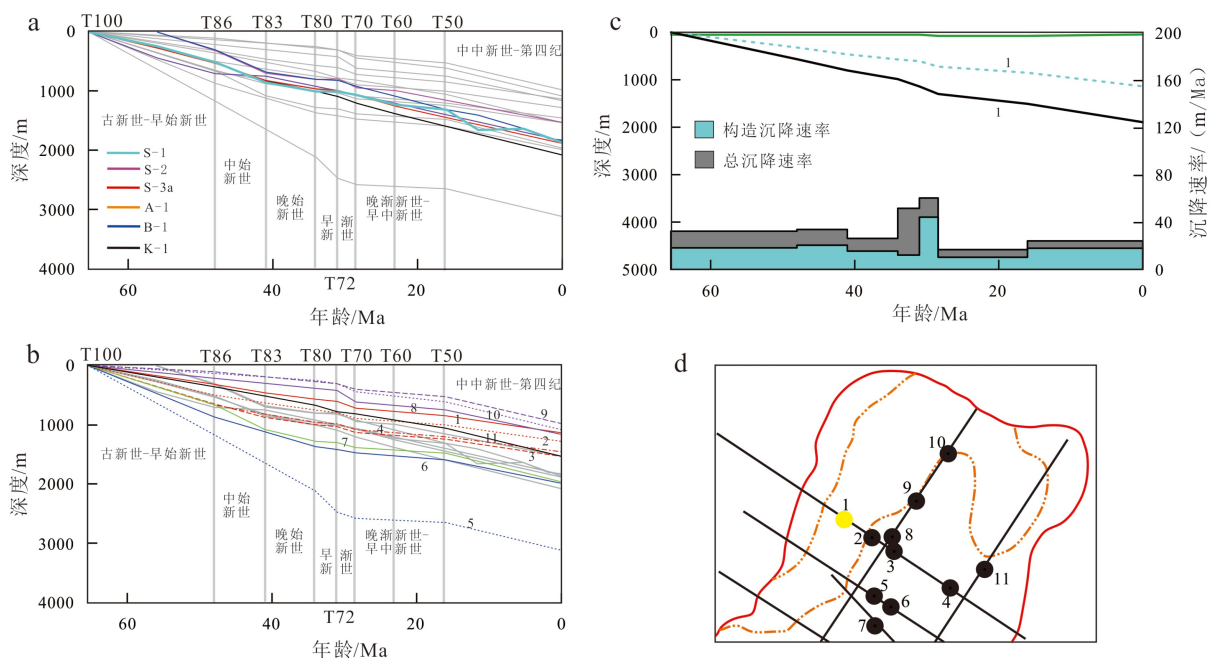


图8 礼乐滩礁体发育区构造沉降史

a. 礼乐滩礁体发育区实钻井的构造沉降史,灰色线为模拟井构造沉降曲线;b. 礼乐滩礁体发育区模拟井的构造沉降史,灰色线为实钻井构造沉降曲线;c. 1号模拟井的沉降史与沉降速率柱状图,绿线、蓝线和黑线分别是古水深、构造沉降史和总沉降史曲线;d. 礼乐滩礁体发育区模拟井位置及编号示意图,图例说明见图1,黄色点为第1号模拟井。

Fig.8 Tectonic subsidence histories in the reef body developing area

(a) Tectonic subsidence histories of the commercial wells,(b) tectonic subsidence histories of the pseudo wells,(c) the subsidence histories and subsidence rate diagram of pseudo well No.1, and (d) locations of the numbered pseudo wells in the reef body developing area.

中始新世沉降速率有一定的增大现象(图9a),晚始新世—早渐新世早期构造沉降速率稍微变缓,早渐新世晚期—晚渐新世构造沉降速率有所上升。图9显示,早中新世以来S-1井和XK-1井构造沉降量基本一致,而且构造沉降变化也基本上是同步的。S-1井早中新世以来构造沉降量为640 m(礁体厚度2 060 m),XK-1井构造沉降量为724 m(礁体厚度1 257 m)。早中新世,S-1井构造沉降速率降低,但是沉积负载沉降速率显著增大,表明该时期礁体生长迅速(全球海平面上升)。中中新世,S-1井构造沉降速率增大到78 m/Ma,总沉降速率达到187 m/Ma。有意思的是,XK-1井中中新世的构造沉降速率也明显增大,达到81 m/Ma,总沉降速率达到123 m/Ma。两地具有相似的构造沉降速率,说明中中新世较快的构造沉降并非是局部构造事件引起的。该时期礼乐滩具有较高的构造沉降速率,说明礼乐滩更适合生物礁的生长。晚中新世,构造沉降速率明显降低,甚至出现轻微的抬升现象,不利于礁体的生长。上新世以后,S-1和XK-1的构造沉降速率又明显增大。上述分析显示,与模拟井的构造沉降曲线类似,礼乐盆地实钻井的构造沉降史总体上也可以分为快-慢-快3个阶段,其中晚渐新世—早中新世平均构造沉降速率低于前后两个阶段,而中中新世以后S-1孔与XK-1井构造沉降的同步变化,表明该区中中新世以来的构造沉降变化主要受控于南海

区域事件的影响。

礼乐滩不同位置发育的碳酸盐岩礁体厚度与其构造沉降量和下伏地层厚度有关。6口实钻井揭示的碳酸盐岩礁体厚度为1 500~2 500 m,而图8a显示晚渐新世以来,这些钻井所在区域构造沉降量较为一致,为580~900 m。晚渐新世以来,K-1和B-1孔的构造沉降量较大,分别是870和900 m,发育的礁体厚度也最大,达到了2 500 m左右,而A-1孔的构造沉降量最小,约为580 m,发育的礁体厚度约为1 500 m,而位置相近的S-1、S-2和S-3a的构造沉降量为770~800 m,发育的礁体厚度也比较一致,为2 000~2 100 m。因此,礼乐滩发育的碳酸盐岩礁体厚度与其构造沉降有关。详细分析表明,礁体厚度与其下伏沉积层的厚度也密切相关。在条件适宜的海域,如果下伏地层厚度较大,压实后可提供礁体生长的沉积空间也越大,发育的碳酸盐岩礁体厚度也将更大。

4 讨论

4.1 礼乐盆地构造沉降特征

上述分析表明,礼乐盆地新生代构造沉降史具有快-慢-快3段特征。这3个阶段正好对应于礼乐盆地的张裂、漂移和拗陷3个构造演化阶段^[1]。张裂阶段(T100-T70),礼乐地块与南海北部陆缘相连,并一起构成华南大陆边缘和古南海被动大陆边缘。古近纪华南大陆边缘在古太平洋俯冲带后撤及随后的古南海向南俯冲拖曳作用下,包括礼乐地块在内的华南大陆边缘经历了强烈的张裂作用,导致现今南海北部大陆边缘、礼乐地块等区域地壳强烈减薄和发生快速构造沉降。构造沉降量和沉降速率大小与地壳拉张减薄程度密切相关,该阶段的构造沉降量分布类似于图4中地壳厚度分布,构造沉降中心位于地壳强烈减薄的盆地东南部,如南部拗陷沉降中心位于拗陷东南部,最大构造沉降速率约为60 m/Ma。北部拗陷中,北1凹陷东南部构造沉降速率较大,最大构造沉降速率可达80 m/Ma,凹陷西北部构造沉降速率约为17 m/Ma;北部低凸起和北1凹陷北部礁体发育区,现今地壳厚度一般为25~28 km,地壳减薄程度较低,构造沉降速率一般小于40 m/Ma。在地块裂离前后,礼乐盆地一般具有晚始新世构造沉降速率降低、早渐新世构造沉降速率增高的特点。珠江口盆地在晚始新世—早渐新世也表现出类似的构造沉降特征,如珠江口盆地

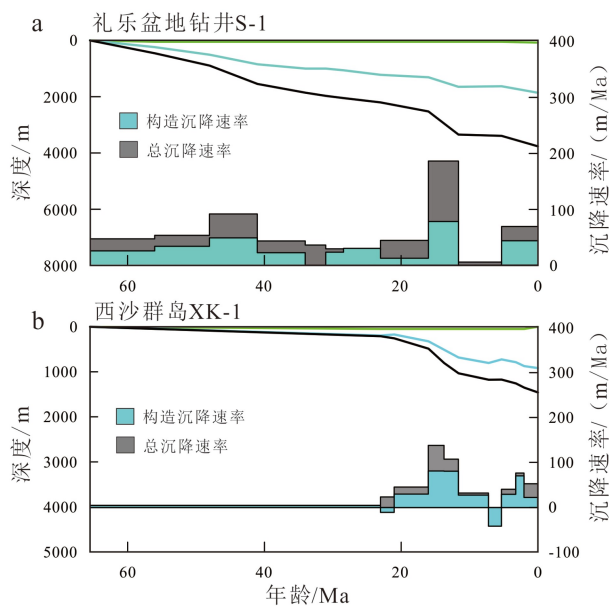


图9 2口实钻井的沉降史曲线和沉降速率柱状图
S-1和XK-1钻井位置见图1,绿线、蓝线和黑线分别是古水深、构造沉降和总沉降曲线。

Fig.9 Subsidence history and subsidence rate diagrams of two commercial wells

白云凹陷及其南侧深水区晚始新世低构造沉降速率和早渐新世高构造沉降速率的特征^[29]。晚始新世—早渐新世这种沉降特征可能反映了地块裂离前陆缘张裂-破裂过程中的基底垂向运动:晚始新世礼乐盆地沉降作用可能受到了岩石圈破裂前后深部热物质强烈上涌的影响,而早渐新世地块裂离后构造沉降作用得到了加强。图6—9显示,张裂阶段礼乐盆地沉积负载沉降速率总体上与构造沉降速率相当,早渐新世负载沉降速率甚至大于构造沉降速率,说明地块裂离前后,礼乐盆地物源丰富,沉积物堆积速率较高。

漂移阶段(T70-T50),虽然礼乐地块早渐新世可能已经与北部陆缘发生了裂离,但是28.4 Ma左右以后礼乐地块才远离北部陆缘,沉积物源急剧减少。该阶段一直延续到早中新世末礼乐地块-巴拉望等大陆块体和南侧块体发生碰撞而停靠在现今位置为止。漂移阶段礼乐盆地断裂作用明显减弱^[1],盆地总体进入裂后热沉降的早期阶段。礼乐盆地构造沉降量一般为0~300 m,构造沉降速率一般不超过25 m/Ma,表现为盆地整体缓慢沉降的异常特征。缓慢的构造沉降和远离物源环境有助于礼乐盆地在浅水区域发育碳酸盐岩台地和礁灰岩,如在局部浅水区域如裂谷肩部、海山和礼乐滩等发育碳酸盐岩台地和礁灰岩^[15-16, 18, 30]。随着南海海底扩张和古南海向南俯冲削减,礼乐地块不断靠近南侧块体,现今东南巴拉望和巴拉望海槽则因南侧块体仰冲加载而发生挠曲上隆,为碳酸盐岩台地和生物礁体发育提供了得天独厚的地质条件^[18],使得礼乐盆地东南侧的巴拉望西北陆架和巴拉望海槽区晚渐新世—早中新世广泛发育了Nido碳酸盐岩^[31-32]。

拗陷阶段(T50至今),中中新世以后,礼乐盆地

进入了快速构造沉降阶段,北1凹陷和南部拗陷平均构造沉降速率达到120 m/Ma,南部拗陷和北1凹陷南部表现为整体的快速沉降,构造沉降量为1500~2500 m。在地壳厚度较大的北部低凸起和北1凹陷礁体发育区构造沉降量为0~1500 m,平均沉降速率约为25 m/Ma,高于其漂移阶段的构造沉降速率。拗陷阶段这种快速沉降作用导致大部分区域礼乐盆地碳酸盐岩台地和生物礁灰岩停止发育,仅在裂谷肩部、海山和北部低凸起等浅水区域继续发育碳酸盐岩台地和生物礁。由于拗陷阶段地层没有细分,因此,模拟井无法提供该阶段的构造沉降速率变化。而实钻井S-1的沉降分析显示拗陷阶段的构造沉降可以进一步分为中中新世快速沉降、晚中新世缓慢沉降和上新世以来的快速沉降等多个幕式变化(图9)。拗陷阶段的这种幕式沉降变化很可能不是礼乐盆地独有的。位于西沙石岛的XK-1井与S-1井中中新世以后的构造沉降速率变化基本上是同步的(图9)。珠江口盆地在中中新世也发育一幕快速的构造沉降^[33-34]。因此,礼乐盆地拗陷阶段这种幕式沉降变化不是局部构造事件的结果,而很可能反映了南海地区深部地质过程对表层垂向运动的影响^[15-16, 35-36]。

4.2 礼乐盆地构造异常沉降的成因分析

裂陷盆地构造沉降曲线一般可以分为张裂阶段和裂后阶段。依据有限时间均匀拉张模型^[37],裂后阶段构造沉降速率逐渐变小,沉降曲线逐渐变缓(图10)。礼乐盆地构造沉降的快-慢-快3段特征与理论模型预测结果并不一致。图10是3个模拟井和1个实钻井的构造沉降曲线及其对应理论构造沉降曲线。3个模拟井分别位于南部拗陷和北部拗

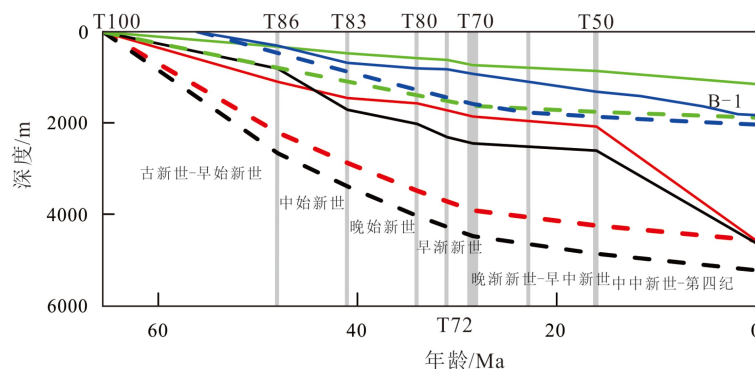


图10 礼乐盆地4口代表井的构造沉降史曲线与理论构造沉降史曲线图

实线为回剥得到的构造沉降史曲线,虚线为理论构造沉降史曲线;红、黑、绿线分别是图6d(南部拗陷)、图7d(北1凹陷)和图8d(北部低凸起)黄色圆点的构造沉降史曲线,蓝线是图1b钻井B-1的构造沉降史曲线。

Fig.10 Representative and theoretical tectonic subsidence curves of the 4 representative wells in the Liyue Basin

陷北1凹陷、北部低凸起。理论构造沉降曲线是根据图4中各代表钻井处的拉张因子,利用有限时间均匀拉张模型^[37-38],计算得到了各钻井的理论构造沉降曲线。图10显示,在地块裂离前后和漂移阶段的构造沉降量明显小于理论模型预测的构造沉降量,而拗陷阶段的构造沉降量明显大于同期的理论构造沉降量。其他站位也有类似的沉降异常特征。在分析的43个站位中,有17个站位现今总构造沉降量与其理论构造沉降量基本一致(如图10中红色、蓝色曲线),其他站位现今总构造沉降与其理论构造沉降量有一定程度的偏差(如图10中黑色、绿色曲线)。考虑到地壳厚度、沉积层厚度以及相关计算参数等的不确定性,可以认为礼乐盆地的现今总构造沉降量与理论模型预测结果是相当的,亦即说明张裂期沉降不足与裂后期异常沉降量在量级上存在互补性,中中新世以来的快速构造沉降很可能只是补偿早期沉降的不足。这种早期沉降亏损、晚期发生补偿性快速沉降以及现今总构造沉降与根据地壳减薄程度预测的理论结果基本一致的“先抑后扬”的沉降特征在南海其他区域如琼东南盆地也有明显表现^[36,39],说明这种沉降特征是南海区域的普遍现象。我们认为,在地块裂离前后和漂移阶段,热的软流圈物质上涌加热,使得包括礼乐盆地在内的南海区域受到深部热物质的浮力支撑而表现出缓慢沉降的现象^[36],前述礼乐盆地在地块裂离前后表现出的晚始新世缓慢沉降和早渐新世快速沉降的构造沉降现象,只是在构造沉降亏损的大背景下发生的次级沉降现象。早中新世末—中中新世早期,随着南海海盆的停止扩张以及古南海的俯冲消亡,区域内深部热物质上涌不再活跃,礼乐地块失去深部热物质的浮力支持,从而发生快速构造沉降,以补偿地块裂离前后和漂移阶段亏损的构造沉降量。根据前述S-1钻井和XK-1钻井分析,礼乐盆地拗陷阶段这种快速沉降是幕式发生的,表现为中中新世快速沉降、晚中新世缓慢沉降和上新世以来快速沉降等多个幕式变化,沉积盆地这种幕式沉降变化可能暗示着南海区域下伏深部地质过程也存在幕式变化。

5 结论

(1)新生代礼乐盆地构造演化经历的张裂、漂移和拗陷阶段分别具有快速构造沉降、缓慢构造沉降和快速构造沉降的特点;张裂阶段的构造沉降中心区与地壳强烈减薄区域基本一致,北部拗陷最大

构造沉降量大于南部拗陷;漂移阶段,礼乐盆地构造沉降量一般为0~300 m,整体进入缓慢的构造沉降;拗陷阶段,南部拗陷和北1凹陷南部构造沉降量为1500~2500 m,表现为整体的快速构造沉降,而厚度较大的北部低凸起,构造沉降量为0~1500 m。

(2)礼乐盆地的构造沉降史具有“先抑后扬”的特征。礼乐地块裂离前后和漂移阶段,可能受到海底扩张激发的深部软流圈热物质上涌产生的浮力作用,礼乐盆地构造沉降出现明显亏损,拗陷阶段随着南海海盆扩张的停止以及古南海俯冲消亡,区内深部热物质上涌不再活跃,礼乐地块失去深部支持,从而发生幕式的快速构造沉降,以补偿前期亏损的构造沉降量。

(3)根据已钻井资料,礼乐滩礁体发育区晚渐新世以来构造沉降量为580~900 m,发育的碳酸盐岩礁体厚度不仅取决于构造沉降量,而且还与下伏新生代沉积层可压实厚度有关。

参考文献 (References)

- [1] 孙龙涛, 孙珍, 詹文欢, 等. 南沙海域礼乐盆地油气资源潜力[J]. *地球科学—中国地质大学学报*, 2010, 35(1): 137-145. [SUN Longtao, SUN Zhen, ZHAN Wenhuan, et al. Petroleum potential prediction of the Lile Basin in Nansha [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2010, 35(1): 137-145.]
- [2] 杨树春, 全志刚, 郝建荣, 等. 南海南部礼乐盆地构造热演化研究[J]. *大地构造与成矿学*, 2009, 33(3): 359-364. [YANG Shuchun, TONG Zhigang, HAO Jianrong, et al. Tectono-thermal modeling of Lile Basin, Southern South China Sea [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2009, 33(3): 359-364.]
- [3] Yao Y J, Liu H L, Yang C P, et al. Characteristics and evolution of cenozoic sediments in the Liyue Basin, SE South China Sea [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 60: 114-129.
- [4] 吴智平, 刘雨晴, 张杰, 等. 中国南海礼乐盆地新生代断裂体系的发育与演化[J]. *地学前缘*, 2018, 25(2): 221-231. [WU Zhiping, LIU Yuqing, ZHANG Jie, et al. Cenozoic characteristics and evolution of fault systems in the Liyue basin, South China Sea [J]. *Geoscience Frontiers*, 2018, 25(2): 221-231.]
- [5] Taylor B, Hayes D E. The tectonic evolution of the South China Basin [M]//Hayes D E. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Washington DC: American Geophysical Union, 1980: 89-104.
- [6] 姚伯初. 大陆岩石圈在张裂和分离时的变形模式[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(3): 59-67. [YAO Bochu. Deformation characteristics of continental lithosphere when rifting and breaking-up [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2002, 22(3): 59-67.]
- [7] Sun Z, Zhong Z H, Keep M, et al. 3D analogue modeling of the South China Sea: a discussion on breakup pattern [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 34(4): 544-556.

- [8] Cullen A, Reemst P, Henstra G, et al. Rifting of the South China Sea: New perspectives [J]. *Petroleum Geoscience*, 2010, 16 (3): 273-282.
- [9] 谢晓军, 张功成, 刘世翔, 等. 礼乐盆地漂移前的位置探讨[J]. *科学技术与工程*, 2015, 15 (2): 8-13. [XIE Xiaojun, ZHANG Gongchen, LIU Shixiang, et al. Discussion the pre-drifting position of the Liyue Basin [J]. *Science Technology and Engineering*, 2015, 15 (2): 8-13.]
- [10] Sibuet J C, Yeh Y C, Lee C S. Geodynamics of the South China Sea [J]. *Tectonophysics*, 2016, 692: 98-119.
- [11] 王良书, 施央申. 油气盆地地热研究[M]. 南京: 南京大学出版社, 1989: 10-50. [WANG Liangshu, SHI Yangshen. *Geothermal Research of Oil-gas Basins*[M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1989: 10-50.]
- [12] 高红芳, 曾祥辉, 刘振湖, 等. 南海礼乐盆地沉降史模拟及构造演化特征分析[J]. *大地构造与成矿学*, 2005, 29 (3): 385-390. [GAO Hongfang, ZENG Xianghui, LIU Zhenhu, et al. Simulating of subsidence history and analysis of tectonic evolutionary characteristics of Liyue Basin in South China Sea [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2005, 29 (3): 385-390.]
- [13] 李鹏春, 赵中贤, 张翠梅, 等. 南沙海域礼乐盆地沉积过程和演化[J]. *地球科学—中国地质大学学报*, 2011, 36 (5): 837-844. [LI Pengchun, ZHAO Zhongxian, ZHANG Cuimei, et al. Depositional process and evolution of Liyue Basin in southern South China Sea [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2011, 36 (5): 837-844.]
- [14] Tang X Y, Chen L, Hu S B, et al. Tectono-thermal Evolution of the Reed Bank Basin, Southern South China Sea [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 96: 344-352.
- [15] Ding W W, Li J B, Dong C Z, et al. Oligocene-miocene carbonates in the reed Bank Area, South China Sea, and their tectono-sedimentary evolution [J]. *Marine Geophysical Research*, 2015, 36 (2-3): 149-165.
- [16] 方鹏高, 丁巍伟, 方银霞, 等. 南海礼乐滩碳酸盐台地的发育及其新生代构造响应[J]. *地球科学—中国地质大学学报*, 2015, 40 (12): 2062-2076. [FANG Penggao, DING Weiwei, FANG Yinxia, et al. Development of carbonate platform and its response to cenozoic tectonic in Reed Bank Area, the South China Sea [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2015, 40 (12): 2062-2076.]
- [17] 刘雨晴, 吴智平, 张杰, 等. 南海南部礼乐盆地结构演化及其对区域地质背景的响应[J]. *地质学报*, 2018, 92 (9): 1766-1779. [LIU Yuqing, WU Zhiping, ZHANG Jie, et al. Structural evolution of the Liyue basin in Southern South China sea and its response to the regional geological background [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2018, 92 (9): 1766-1779.]
- [18] Steuer S, Franke D, Meresse F, et al. Oligocene-miocene carbonates and their role for constraining the rifting and collision history of the dangerous Grounds, South China Sea [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 58: 644-657.
- [19] 李家彪. 南海大陆边缘动力学: 科学实验与研究进展 [J]. *地球物理学报*, 2011, 54 (12): 2993-3003. [LI Jiabiao. Dynamics of the continental margins of South China Sea: Scientific experiments and research progresses [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2011, 54 (12): 2993-3003.]
- [20] 阮爱国, 牛雄伟, 丘学林, 等. 穿越南沙礼乐滩的海底地震仪广角地震试验[J]. *地球物理学报*, 2011, 54 (12): 3139-3149. [RUAN Aiguo, NIU Xiongwei, QIU Xuelin, et al. A wide angle ocean bottom seismometer profile across Liyue Bank, the Southern margin of South China Sea [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2011, 54 (12): 3139-3149.]
- [21] Pichot T, Delescluse M, Chamot-Rooke N, et al. Deep crustal structure of the conjugate margins of the SW South China sea from wide-angle refraction Seismic data [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 58: 627-643.
- [22] 苏达权, 刘元龙, 陈雪, 等. 南海的三维莫霍界面[M]//张中杰, 译. 中国大陆地球深部结构与动力学研究. 北京: 科学出版社, 2004: 357-365. [SU Daquan, LIU Yuanlong, CHEN Xue, et al. 3D Moho Depth of the South China Sea[M]//ZHANG Zhongjie, trans. *Earths Deep Structure and Dynamic Researches of the Mainland China*. Beijing: Science Press, 2004: 357-365.]
- [23] Braitenberg C, Wienecke S, Wang Y. Basement Structures from Satellite-derived Gravity Field: South China Sea Ridge [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006: 111.
- [24] Sclater J G, Christie P A F. Continental stretching: an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea basin [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1980, 85 (B7): 3711-3739.
- [25] Shi X B, Kirby J, Yu C H, et al. Spatial variations in the effective elastic thickness of the lithosphere in Southeast Asia [J]. *Gondwana Research*, 2017, 42: 49-62.
- [26] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic [J]. *Science*, 1987, 235 (4793): 1156-1167.
- [27] Kudrass H R, Wiedicke M, Cepek P, et al. Mesozoic and cainozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 1986, 3 (1): 19-30.
- [28] 罗威, 张道军, 刘新宇, 等. 西沙地区西科1井综合地层学研究[J]. *地层学杂志*, 2018, 42 (4): 485-498. [LUO Wei, ZHANG Daojun, LIU Xinyu, et al. A comprehensive stratigraphic study of well XK-1 in the Xisha area [J]. *Journal of Stratigraphy*, 2018, 42 (4): 485-498.]
- [29] Xie H, Zhou D, Li Y P, et al. Cenozoic tectonic subsidence in deepwater sags in the pearl river mouth Basin, Northern South China Sea [J]. *Tectonophysics*, 2014, 615-616: 182-198.
- [30] 张亚震, 李俊良, 裴健翔, 等. 礼乐盆地深水区新生代生物礁的发育条件与地震特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2018, 38 (6): 108-117. [ZHANG Yazhen, LI Junliang, PEI Jiangxiang, et al. Development conditions and seismic characteristics of the cenozoic reef in the deepwater area of Liyue Basin, Southern South China sea [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2018, 38 (6): 108-117.]
- [31] Steuer S, Franke D, Meresse F, et al. Time constraints on the evolution of southern palawan island, philippines from onshore and offshore correlation of Miocene limestones [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 76: 412-427.
- [32] Aurelio M A, Forbes M T, Taguibaio K J L, et al. Middle to late cenozoic tectonic events in south and central Palawan (Philippines) and

- their implications to the evolution of the South-eastern Margin of South China Sea: evidence from onshore structural and offshore seismic data [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 58: 658-673.
- [33] Clift P, Lin J. Preferential mantle lithospheric extension under the South China margin [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2001, 18(8): 929-945.
- [34] 付洁, 黎明碧, 唐勇, 等. 珠江口盆地白云凹陷裂后异常沉降研究及成因分析[J]. *海洋学研究*, 2013, 31(1): 1-15. [FU Jie, LI Mingbi, TANG Yong, et al. Post-rift subsidence anomaly and its mechanism in the Baiyun Sag, Pearl River mouth basin [J]. *Journal of Marine Sciences*, 2013, 31(1): 1-15.]
- [35] Xie X N, Müller R D, Li S T, et al. Origin of anomalous subsidence along the northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2006, 23(7): 745-765.
- [36] Shi X B, Jiang H Y, Yang J, et al. Models of the rapid post-rift subsidence in the eastern Qiongdongnan Basin, South China Sea: implications for the development of the deep thermal anomaly [J]. *Basin Research*, 2017, 29(3): 340-362.
- [37] Jarvis G T, McKenzie D P. Sedimentary basin formation with finite extension rates [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 48(1): 42-52.
- [38] 李亚敏, 施小斌, 徐辉龙, 等. 琼东南盆地构造沉降的时空分布及裂后期异常沉降机制[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2012, 42(1): 42-57, 65. [LI Yaming, SHI Xiaobin, XU Huilong, et al. Temporal and spatial distribution of tectonic subsidence and discussion on formation mechanism of anomalous post-rift tectonic subsidence in the Qiongdongnan basin [J]. *Journal of Jilin University: Earth Science Edition*, 2012, 42(1): 42-57, 65.]
- [39] 杨军, 施小斌, 王振峰, 等. 琼东南盆地张裂期沉降亏损与裂后期快速沉降成因[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2015, 35(1): 81-90. [YANG Jun, SHI Xiaobin, WANG Zhenfeng, et al. Origin of syn-rift subsidence deficit and rapid post-rift subsidence in Qiongdongnan basin [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2015, 35(1): 81-90.]