



南海西南部马来盆地新生代构造沉降特征及其成因分析

刘璐, 施小斌, 赵鹏, 刘唐伟, 赵俊峰

Cenozoic tectonic subsidence and its mechanism of the Malay Basin, southwest South China Sea

LIU Lu, SHI Xiaobin, ZHAO Peng, LIU Tangwei, and ZHAO Junfeng

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023042601>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

南海礼乐盆地新生代构造沉降特征及其成因分析

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

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(4): 17-29

南海西南次海盆两侧陆缘新生代构造沉降特征及演化过程

Cenozoic tectonic subsidence of the continental margins of southwest sub-basin, South China Sea and its evolution

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(6): 82-92

南海北缘珠三坳陷新生代构造沉降特征

CENOZOIC TECTONIC SUBSIDENCE OF THE ZHU III DEPRESSION IN THE PEARL RIVER MOUTH BASIN, NORTHERN SOUTH CHINA SEA

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(6): 47-56

西湖凹陷中北部反转构造动力学机制的数值模拟

NUMERICAL DYNAMIC MODELING OF TECTONIC INVERSION IN THE NORTHEASTERN XIHU SAG

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(4): 151-166

南海北部莺歌海盆地成因机制：与渭河盆地构造对比分析的启示

GENETIC MECHANISM OF THE YINGGEHAI BASIN, NORTHERN SOUTH CHINA SEA: A COMPARATIVE STUDY TO THE WEIHE BASIN

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(6): 65-75

印支运动以来南黄海盆地的构造变形与演化

Tectonic deformation and evolution of the South Yellow Sea basin since Indosinian movement

海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(3): 45-54



关注微信公众号，获得更多资讯信息

刘璐, 施小斌, 赵鹏, 等. 南海西南部马来盆地新生代构造沉降特征及其成因分析[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(2): 171-182.

LIU Lu, SHI Xiaobin, ZHAO Peng, et al. Cenozoic tectonic subsidence and its mechanism of the Malay Basin, southwest South China Sea[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(2): 171-182.

南海西南部马来盆地新生代构造沉降特征及其成因分析

刘璐^{1,2}, 施小斌¹, 赵鹏^{1,2}, 刘唐伟³, 赵俊峰¹

1. 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, 广州 511458

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 东华理工大学理学院, 南昌 330013

摘要:南海西南部是南海构造复杂程度最高的区域之一, 为深入认识马来盆地及南海西南部构造演化过程, 本文基于最近公开发表的地震剖面 and 钻井资料, 对马来盆地内 69 个模拟井进行系统的构造沉降史重建, 发现马来盆地构造沉降史可以分为张裂期快速沉降、裂后早期异常快速沉降、裂后中期慢速沉降以及裂后晚期缓慢沉降等 4 个阶段。分析表明马来盆地属于叠加了翼部小幅断裂走滑作用的张裂型沉积盆地, 马来盆地裂后早期的快速构造沉降很可能是因加载作用导致的岩石圈非弹性屈服的结果。

关键词:异常沉降; 构造演化; 构造反转; 马来盆地

中图分类号: P736.1

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2023042601

Cenozoic tectonic subsidence and its mechanism of the Malay Basin, southwest South China Sea

LIU Lu^{1,2}, SHI Xiaobin¹, ZHAO Peng^{1,2}, LIU Tangwei³, ZHAO Junfeng¹

1. Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 511458, China

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

3. School of Science, East China University of Technology, Nanchang 330013, China

Abstract: The southwestern part of the South China Sea (SCS) is one of the most complex tectonic regions of SCS. To further understand the tectonic evolution of the Malay Basin and the southwestern part of the SCS, we systematically rebuilt the tectonic subsidence history for 69 representative pseudo-wells based on recently published seismic and drilling data. Results show that the Cenozoic tectonic subsidence history could be divided into four stages including syn-rift rapid subsidence stage, early post-rift anomalous and rapid subsidence stage, middle post-rift slow subsidence stage, and late post-rift slow subsidence stage. Further analyses suggest that the Malay Basin is a rifted basin and later was superimposed by small-scale strike-slip action in its wings. The anomalous rapid tectonic subsidence in the early post-rift stage might be resulted from inelastic yield of the lithosphere caused by sedimentary loading.

Key words: anomalous subsidence; tectonic evolution; tectonic inversion; Malay Basin

马来盆地位于南海西南部泰国湾内, 整体呈 NW-SE 走向, 东西两侧夹于呵叻隆起和马来半岛之间, 东南与彭尤盆地、西纳土纳盆地相邻, 西北经那拉提瓦隆起与北大年盆地相接(图 1), 是具有张裂特征的新生代含油气沉积盆地^[1-2]。自 20 世纪 60 年

代钻遇油气以来^[3], 马来盆地不仅积累了大量的地质、地球物理和钻井资料, 而且在构造、沉积和油气地质认识方面也取得了重要进展。但是, 马来盆地的成因机制尚存争议。受印藏碰撞影响, 东南亚新生代发育哀牢山-红河断裂带、王朝断裂带、三塔

资助项目:国家自然科学基金项目“南海西南部西巴兰线东西两侧热状态差异性及其对区域构造演化的制约”(42076075), “南海西沙海域新生代岩石圈热状态、热演化及其对地壳变形的制约”(42276074), “深部地热资源勘探开发中多层介质热传导反问题的建模与计算”(42264007)

作者简介:刘璐(1997—), 男, 硕士, 主要从事海洋地质与地热地质研究, E-mail: liulu3707@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:2023-04-26; **改回日期:**2023-06-27. 周立君编辑

断裂带等多条大型走滑断裂带^[4-7]。一种观点认为,与位于红河断裂带上的莺歌海盆地类似,马来盆地形成演化与三塔断裂的走滑作用密切相关,是走滑拉张形成的张扭或拉分盆地^[7-9]。另一种观点认为马来盆地所在位置已经是走滑断裂带的末梢,走滑断裂带的活动对盆地形成影响微弱,其形成演化与位于其南侧的澳大利亚板块北向俯冲密切相关,是苏门答腊俯冲带俯冲后撤形成的弧后盆地^[10-11]。构造沉降史不仅记录了丰富的盆地构造演化信息,而且可能为盆地成因类型提供判断依据^[12-13]。由于早期地震资料和钻井揭示的深部地层有限,前人对马来盆地的构造沉降史研究^[2, 14-15]仅基于盆地中央浅部和盆地边缘地层的数据,不能代表马来盆地整体的构造沉降变化特征,而且这些研究用地层界面年龄并不统一,无法在全盆范围进行对比分析。本文拟从最近公开发表的、可识别深部地层的 6 条地震剖面上选取 69 个模拟井^[9](图 2d),结合新资料约束的地层界面年龄^[3],系统分析马来盆地的总体构造沉降特征,并对马来盆地构造演化和盆地类型进行探讨。研究成果对深入认识马来盆地的构造演化过程以及相关大型走滑断裂带在泰国湾延伸与

影响具有重要意义。

1 地质背景

马来盆地是发育于巽他地块内部的大型陆内新生代沉积盆地,长约 500 km,宽约 250 km。研究表明,马来盆地是在前新生代火成岩、变质岩和沉积岩基底上,经历始新世—渐新世早期张裂,以及晚渐新世以来热沉降而形成的沉积盆地^[3]。张裂阶段(始新世—早渐新世),马来盆地经历了广泛的张裂作用,主要发育 NW 和 NS 向多组断裂(图 2d),形成了多个半地堑^[16];晚渐新世以来,随着张裂作用的停止,盆地进入裂后热沉降阶段;而在热沉降阶段中期(中—晚中新世),包括马来盆地、西纳土纳盆地等在内的区域可能受到南侧澳大利亚板块俯冲挤压作用,发生了构造反转。马来盆地南部沉积层发生褶皱变形和一定程度的剥蚀,褶皱变形由盆地东南部往西北部逐渐减弱;构造反转期后,马来盆地表现为构造平静的拗陷特征^[9]。

马来盆地西南翼陡,东北翼缓,可分为中央拗陷和北部拗陷两个次级构造单元,中央拗陷是马来

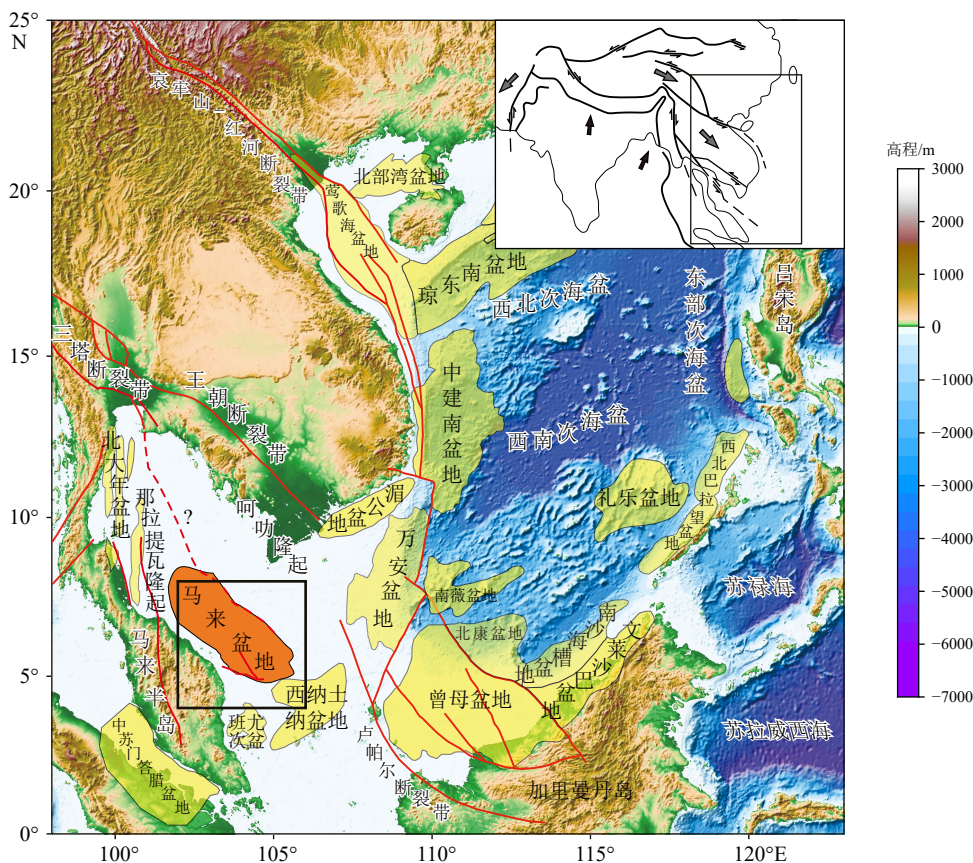


图 1 研究区构造概况^[17-19]

Fig.1 Tectonic outline of the study area^[17-19]

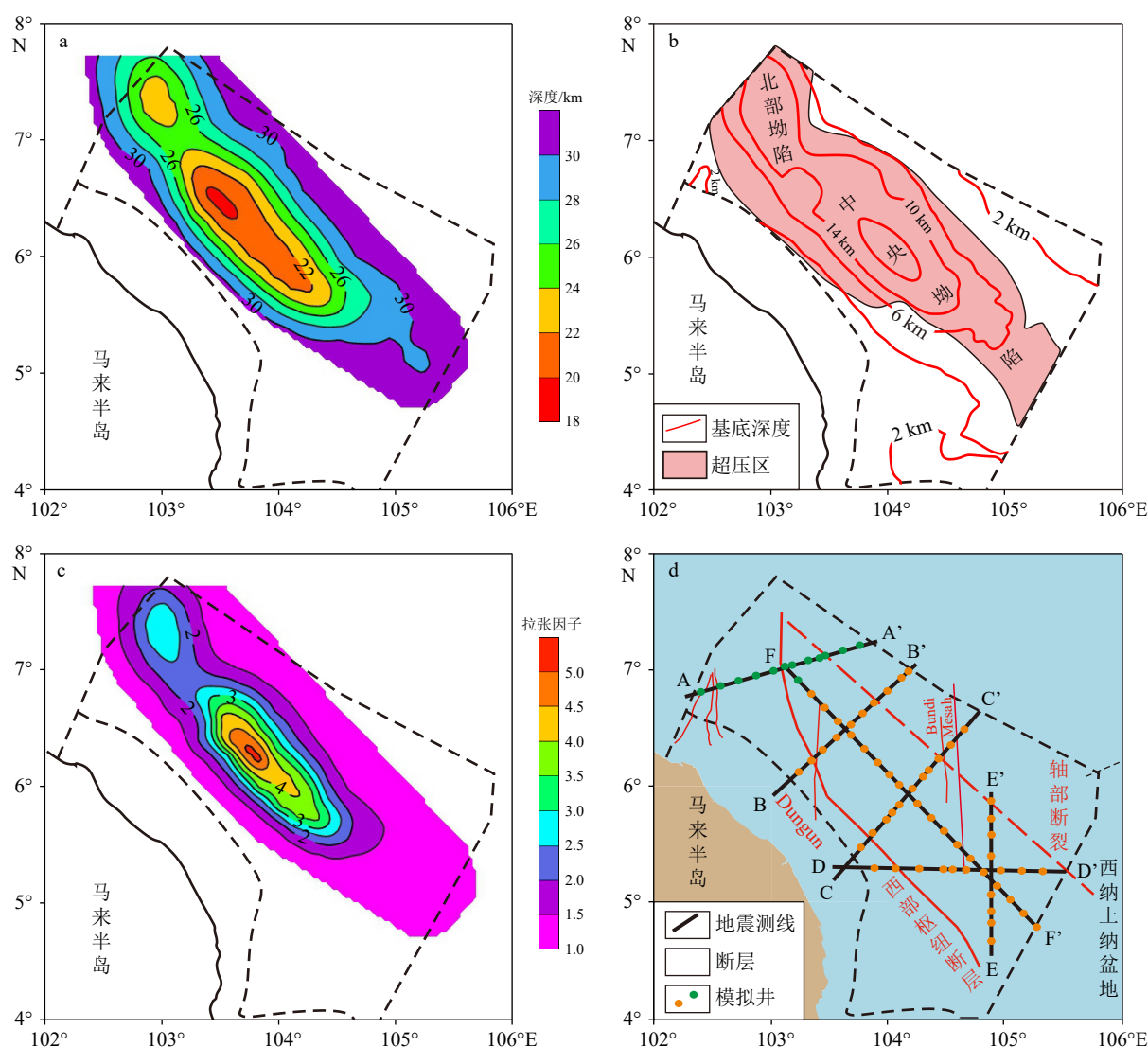


图 2 马来盆地莫霍面埋深 (a)、基底埋深及超压分布 (b)、拉张因子分布 (c) 和构造沉降分析模拟井位置图 (d)
Fig.2 Contour plots of Moho depth (a), basement depth with overpressure distribution (b), stretching factor (c) in the Malay Basin, and (d) the locations of pseudo-wells used for the tectonic subsidence analysis

盆地的主体部分,与盆地走向一致,也是沉积厚度最大的区域,最大沉积厚度可超过 14 km(图 2b);北部坳陷位于盆地西北部,走向为 NNW-SSE 向,沉积层厚度超过 10 km^[9,15]。钻井及地震资料显示马来盆地发育了始新统、渐新统、中新统、上新统和第四系,从老到新划分为地震层组 P 至 A(图 3)。张裂阶段,马来盆地主要发育了始新统至下渐新统 P、O、N 和 M 地震层组,岩性主要为河流相砂岩、泥岩,含少量湖相碳酸盐岩。热沉降早期堆积的上渐新统至下中新统 L、K、J 地震层组主要是河流相河道砂岩、泥岩和湖相页岩,I 地震层组主要为受潮汐水道影响的砂岩,早中新世受海侵影响,陆相沉积开始向海相沉积过渡;随后沉积的中中新统 H、F、E 地震层组主要为海相砂岩和泥(页)岩,并有少量煤层,其中地震层组 F 几乎完全为海相页岩;上

中新统至第四系地震层组 D、B、A 则以粉砂岩、泥岩为主^[3,9]。

图 2a 是 Madon 等假设初始地壳厚度为 31.2 km,依据重力数据和艾利均衡方法得到的莫霍面埋深图^[2,14-15]。该图显示,中央坳陷区中部莫霍面埋深小于 20 km,北部坳陷区中部莫霍面埋深小于 23 km。图 2c 是结合图 2b 的沉积层厚度,假定初始地壳厚度 31.2 km,得到的拉张因子分布图,中央坳陷区轴部现今结晶地壳厚度仅 6 km,拉张因子最大超过 5.2,北部坳陷区中部现今结晶地壳厚度小于 11 km,最大拉张因子可达 2.6,表明马来盆地地壳经历了强烈的拉张减薄,其中中央坳陷减薄程度明显大于北部坳陷。与莺歌海盆地类似^[20],马来盆地不仅堆积了巨厚沉积,而且也是高温高压型盆地。马来盆地平均地温梯度为 47 °C/km,平均热流约 92 mW/m²,

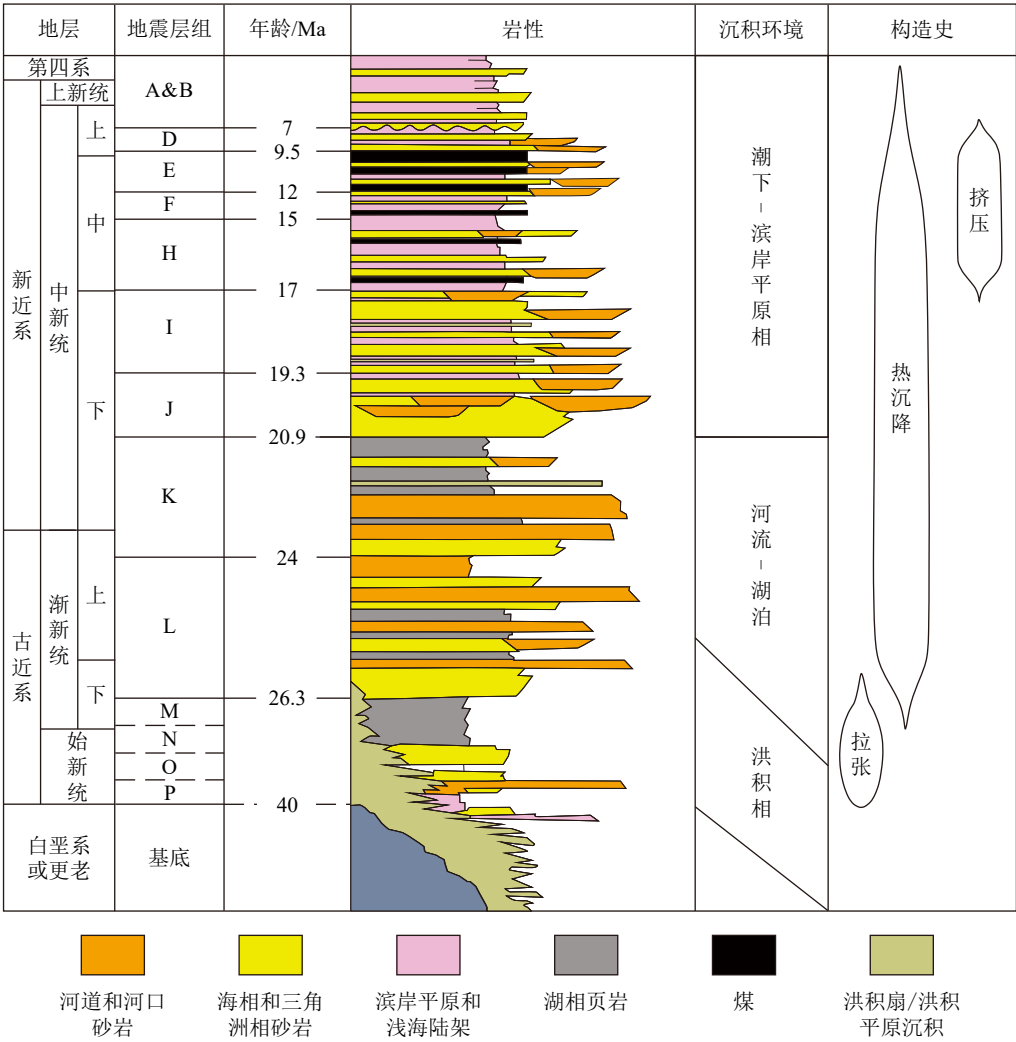


图 3 马来盆地地层、沉积相和构造相综合柱状图^[3]

Fig.3 The stratigraphy, depositional environments and tectonic phases of the Malay Basin^[3]

轴部热流值最高可超过 100 mW/m², 往西南、东北两翼热流值逐渐降低为 67 mW/m²^[21]。根据钻探揭示, 马来盆地内部广泛发育超压^[22-24]。盆地超压呈穹窿状, 轴部超压层顶界面埋深较浅, 往盆地侧翼超压顶界深度逐渐加大, 盆地轴部超压顶界地层主要为地震层组 E 和 F, 侧翼顶界地层主要为地震层组 L。由于超压带广泛发育, 因此大多数钻井被迫停止于超压带上方, 少数钻入超压带上部的钻井揭示超压带内孔隙度明显大于超压带顶界, 表现为欠压实特征。

2 方法和参数

盆地基底沉降包括因构造作用及其热效应产生的构造沉降和非构造因素如沉积负载、海平面变化引起的基底沉降。利用回剥技术, 由沉积层可计算获得盆地基底的总沉降史和构造沉降史^[25-27]。

计算沉降史时, 首先, 根据马来盆地时深转换公式 (Madon Mazlan 提供, 2022 年私人通讯), 将地震时间剖面转化为深度剖面 (图 4):

$$y = 147.765\ 661\ 9t^2 + 920.054\ 172t \quad (1)$$

其中, t 为海底以下双程走时, 单位为 s, y 为海底起算深度, 单位为 m。然后, 从深度剖面上读取模拟井各地震层组的分层数据, 假设地层孔隙度 $\phi(z)$ 随埋藏深度 z 增大而呈指数降低:

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-Cz} \quad (2)$$

其中, ϕ_0 为沉积物初始沉积时的孔隙度, C 为地层的压实因子, 根据骨架地层厚度守恒原理, 可以获得各沉积层骨架厚度及其在不同沉积时期的地层厚度, 进而得到盆地埋藏史、总沉降史和总沉降速率变化。计算所需的砂泥比由地层柱状图、钻井、沉积环境等资料获得, 其他参数见表 1^[28]。最后, 通过对总沉降进行沉积物负载、古水深和海平面变化

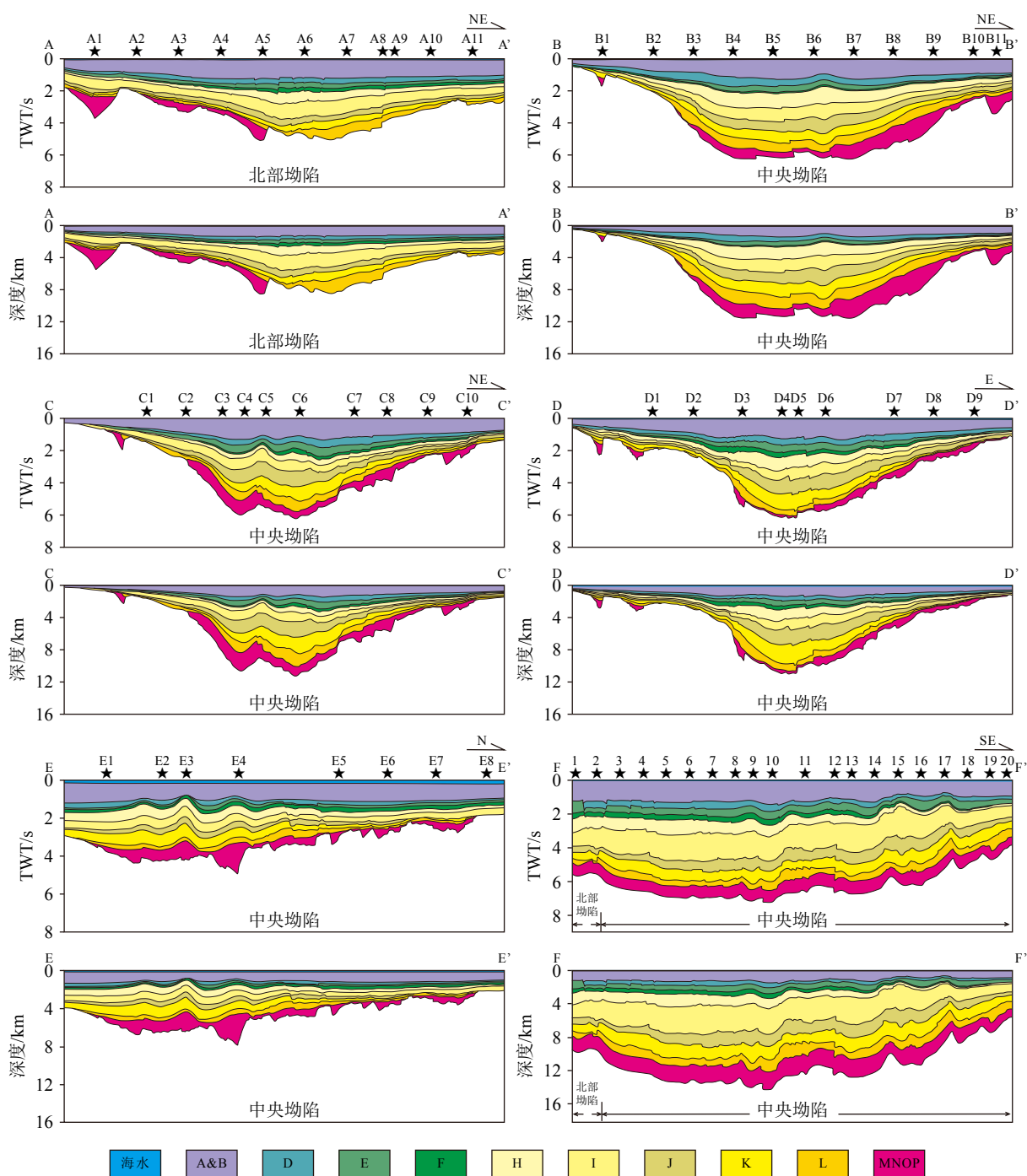


图 4 6 条测线的地震时间剖面 (上) 与深度剖面 (下)

剖面位置见图 2d, 黑五角星代表模拟井位置。

Fig.4 Seismic time (top) and depth (bottom) profiles of the six studied profiles

See Figure 2d for profile locations. Black stars show the locations of the pseudo-wells for subsidence analysis.

的均衡校正,可以得到模拟井的构造沉降史和不同沉积期的构造沉降速率。

盆地基底沉降与岩石圈强度大小有关^[29]。如果盆地基底岩石圈具有较大的强度,需要应用挠曲均衡的回剥方法进行构造沉降分析;如果基底岩石圈强度较小,一般利用局部均衡(艾利均衡)回剥方法分析其构造沉降史。虽然根据谱分析方法得到的

马来盆地区域岩石圈有效弹性厚度为 15~20 km^[30],但是由于重力谱计算得到的 T_e 值反映的是一个较大区域岩石圈的平均强度,因此该区域的有效弹性厚度可能并不能真实反映盆地范围特别是盆地轴部区域的岩石圈强度。考虑到马来盆地主体区域拉张因子超过 2,显示盆地古近纪经历了强烈的拉张减薄,本文计算构造沉降 Y 时,采用艾利均衡的

表 1 模型参数值

Table 1 Parameter symbols and values in the model

参数	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	31.2
$\rho_w/(\text{km}\cdot\text{m}^{-3})$	海水密度	1030
$\rho_c/(\text{km}\cdot\text{m}^{-3})$	地壳密度 (0℃)	2800
$\rho_m/(\text{km}\cdot\text{m}^{-3})$	地幔密度 (0℃)	3330
$\rho_a/(\text{km}\cdot\text{m}^{-3})$	软流圈密度 (1333℃)	3185
$\alpha/^{\circ}\text{C}^{-1}$	热膨胀系数	3.28×10^{-5}
岩石初始孔隙度 ϕ_0	砂岩	0.49
	泥岩	0.63
	灰岩	0.60
岩层压实因子 c/km	砂岩	0.27×10^{-3}
	泥岩	0.51×10^{-3}
	灰岩	0.53×10^{-3}
岩石骨架密度 $\rho/(\text{km}\cdot\text{m}^{-3})$	砂岩	2650
	泥岩	2720
	灰岩	2710

回剥公式:

$$Y = S \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right) - \text{SL} \left(\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right) + W_d \tag{3}$$

其中, S 为计算时间点的地层厚度, ρ_m 、 ρ_w 、 ρ_s 分别为地幔、水及该时间点的沉积物平均密度; SL 为该时间点的相对于现今海平面的古海平面高度; W_d 为该时间点的水深。

中新世早期开始, 马来盆地逐渐被海水覆盖, 盆地北部的三维地震剖面在地震层组 I 和 H 可以观察到受潮汐影响的地貌^[31]。钻井揭示地震层组 H 中含有大量的红树林孢粉和有孔虫, 指示该时期马来盆地开始广泛发育海相地层^[32]。因此, 构造沉降计算时, 仅从早中新世地层开始校正全球海平面变化^[33]。根据钻井资料及盆地构造演化认识, 马来盆地沉积环境主要为河流相、湖相和浅水陆架环境, 古水深较小, 沉降计算时没有考虑古水深对构造沉降的影响。马来盆地中、晚中新世构造反转产生的剥蚀区域主要限于盆地东南部^[1], 考虑到剥蚀区域和剥蚀量有限, 而且也没有具体的剥蚀量数据, 我们没有考虑该期剥蚀作用对构造沉降的影响。根据新近发表的地层分层年龄^[3]和区域构造演化史^[11], 本文采用的各地震层组底界面年龄如图 3

所示, 分别为: 40 Ma(M 组及更古老沉积层底界面年龄)、26.3 Ma(L 组)、24 Ma(K 组)、20.9 Ma(J 组)、19.3 Ma(I 组)、17 Ma(H 组)、15 Ma(F 组)、12Ma(E 组)、9.5 Ma(D 组)、7 Ma(A 和 B 组)。

马来盆地广泛发育超压带, 超压带顶界在盆地中部深度约为 1.5 km, 往两侧翼部逐渐加深为 3.5 km^[22-23]。据少数钻入超压带内的钻孔测井曲线, 超压带内地层孔隙度偏离正常压实曲线, 孔隙度高于 15%^[22]。如果没有考虑欠压实对构造沉降的影响, 计算得到的沉降量可能会偏离实际沉降量。地震层组 F 和 L 主要为厚度大的页岩, 具有很小的孔隙度和渗透率^[23], 一般可视为超压带顶界低渗封闭层。由于马来盆地缺乏揭示深部超压地层的钻井, 如果依据沉积物堆积速率推测, 超压带最深部地层可能为地震层组 H、I、J、K。图 5 为中央坳陷区模拟井 F8 的构造沉降史。该图显示, 与未考虑欠压实影响时相比, 考虑超压带欠压实影响时获得的构造沉降量要大一些, 而且两种情形得到的构造沉降量差异随着超压带厚度(包括较多的深部地震层组)以及欠压实程度的增大而增大。但是, 如图 5 所示, 两种情形得到的总构造沉降量差异约为 400 m, 平均构造沉降速率相差 10 m/Ma, 相对于 3000~5000 m 的总构造沉降量, 这种沉降差异是较小的。因此, 考虑和不考虑超压带欠压实影响得到的构造沉降史总体变化趋势是一致的。鉴于马来盆地超压带详细分布特征仍不清楚, 而且相对于绝对构造沉降量大小, 本文更关注构造沉降速率的变化, 因此下文沉降史计算没有考虑超压带欠压实的影响。

3 结果

本文基于 6 条代表性地震剖面选取了 69 口模拟井, 这些模拟井分布于马来盆地的各个凹陷区域, 其构造沉降史基本可以反映整个盆地的构造沉降变化特征。由于马来盆地物源丰富, 各地质时期古水深较小(计算时未考虑古水深影响), 基本上为补偿性沉积, 因此, 模拟井的总沉降史曲线和构造沉降史曲线表现出明显的同步变化特征(如图 6f、图 7b)。

3.1 中央坳陷

图 6 为中央坳陷 56 口模拟井的分布位置及其构造沉降史。该图显示中央坳陷轴部区域构造沉降量明显大于两侧翼部, 前者构造沉降量一般为 2500~5000 m, 后者一般为 1000~3000 m。这些模

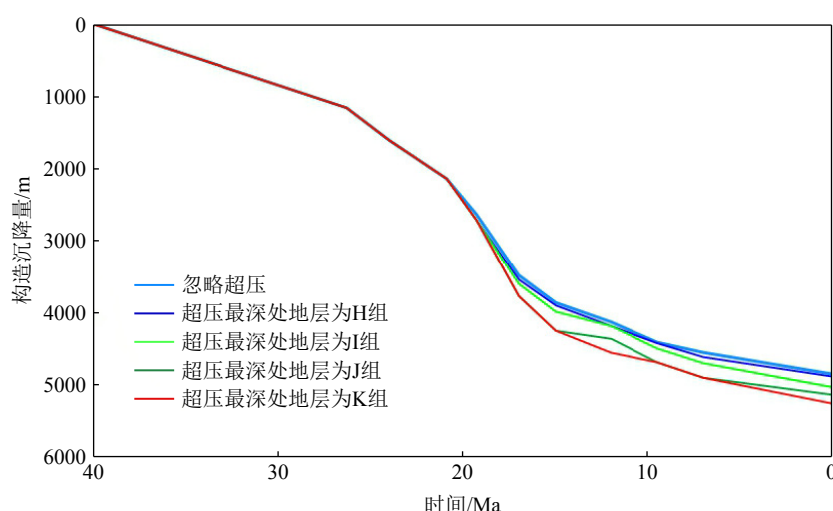


图 5 模拟井 F8 在不同超压带的构造沉降史对比

F8 位置见图 6b。

Fig.5 Comparison of tectonic subsidence histories under different overpressure zone distribution at pseudo-well F8

See figure 6b for the location of F8 well.

拟井均具有相似的构造沉降变化特征,其沉降史可以划分为 4 个阶段:(1)张裂阶段(40~26.3 Ma),坳陷轴部平均构造沉降量约为 1500 m,最大总沉降速率和最大构造沉降速率分别达到 300、150 m/Ma(模拟井 E4),沉降中心位于坳陷轴部东南区域,但坳陷两侧翼部的沉降较为缓慢,构造沉降量一般小于 1000 m,相对而言位于翼部半地堑之上的模拟井 B10、C9、E2、E3 具有较大的沉降速率。(2)快速热沉降阶段(26.3~15 Ma),坳陷轴部的构造沉降速率明显加大,而且 19.3~17 Ma 期间达到峰值,总沉降速率最大约为 1400 m/Ma,坳陷西北部两翼的构造沉降速率明显大于坳陷东南部两翼,并且在 19.3~17 Ma 期间坳陷东南部的两翼区域构造沉降极为缓慢,部分模拟井的构造沉降曲线甚至出现上抬的特征(图 6d、6e)。总体而言,在快速热沉降阶段(晚渐新世到早中新世),沉降中心仍位于坳陷轴部的中部区域,早、中中新世相交时期(17~15 Ma),坳陷西北部、中部、东南部总沉降速率分别为 500~700、250~600、60~150 m/Ma,显示中央坳陷轴部仍保持快速沉降,沉降速率由东南向西北逐渐升高,沉降中心有向坳陷西北部迁移的趋势。(3)构造反转阶段(15~7 Ma),沉降速率明显降低,沉降中心位于坳陷西北部和中部,构造沉降速率约为 60 m/Ma,坳陷东南部构造沉降速率低于 40 m/Ma。(4)缓慢热沉降阶段(7 Ma 至今),坳陷轴部和翼部构造沉降平缓,坳陷西北部和中部略快于东南部,总沉降平均速率约为 90 m/Ma,构造沉降速率为 20~30 m/Ma。

3.2 北部坳陷

图 7 为北部坳陷 13 口模拟井的构造沉降史。总体上,北部坳陷最大构造沉降量约为 3700 m,小于中央坳陷区。与中央坳陷相似,北部坳陷构造沉降史也可以分为 4 个阶段。张裂阶段(40~26.3 Ma),最大总沉降速率和最大构造沉降速率分别达到 180、100 m/Ma,坳陷轴部及西南侧翼上的半地堑(如模拟井 A1)具有较大的构造沉降速率。快速热沉降阶段(26.3~15 Ma),沉降中心位于该坳陷轴部,沉降速率较张裂期明显增大,并在 19.3~17 Ma 达到峰值,最大总沉降速率约为 750 m/Ma(图 7c);该阶段北部坳陷翼部的构造沉降速率明显大于中央坳陷翼部,且北部坳陷东北侧翼部(A10、A11)的构造沉降速率大于其西南侧翼部(A1、A2 和 A3)(图 7a)。地震层组 H(17~15 Ma)沉积期间,北部坳陷沉降速率有所减小,其轴部总沉降速率为 400~600 m/Ma。构造反转阶段(15~7 Ma),北部坳陷与中央坳陷西北部和中部一致,其构造沉降速率明显降低,平均构造沉降速率仅约为 60 m/Ma。缓慢热沉降阶段(7 Ma 至今),与中央坳陷区域类似,北部坳陷沉降平缓,总沉降速率为 90~100 m/Ma。

3.3 马来盆地的构造沉降特征

上述结果表明马来盆地整体构造沉降史可以分为 4 个阶段:(1)张裂阶段(40~26.3 Ma),中央坳陷轴部、北部坳陷轴部及位于两侧翼部上的半地堑沉降较快,平均构造沉降速率约为 120 m/Ma,沉降

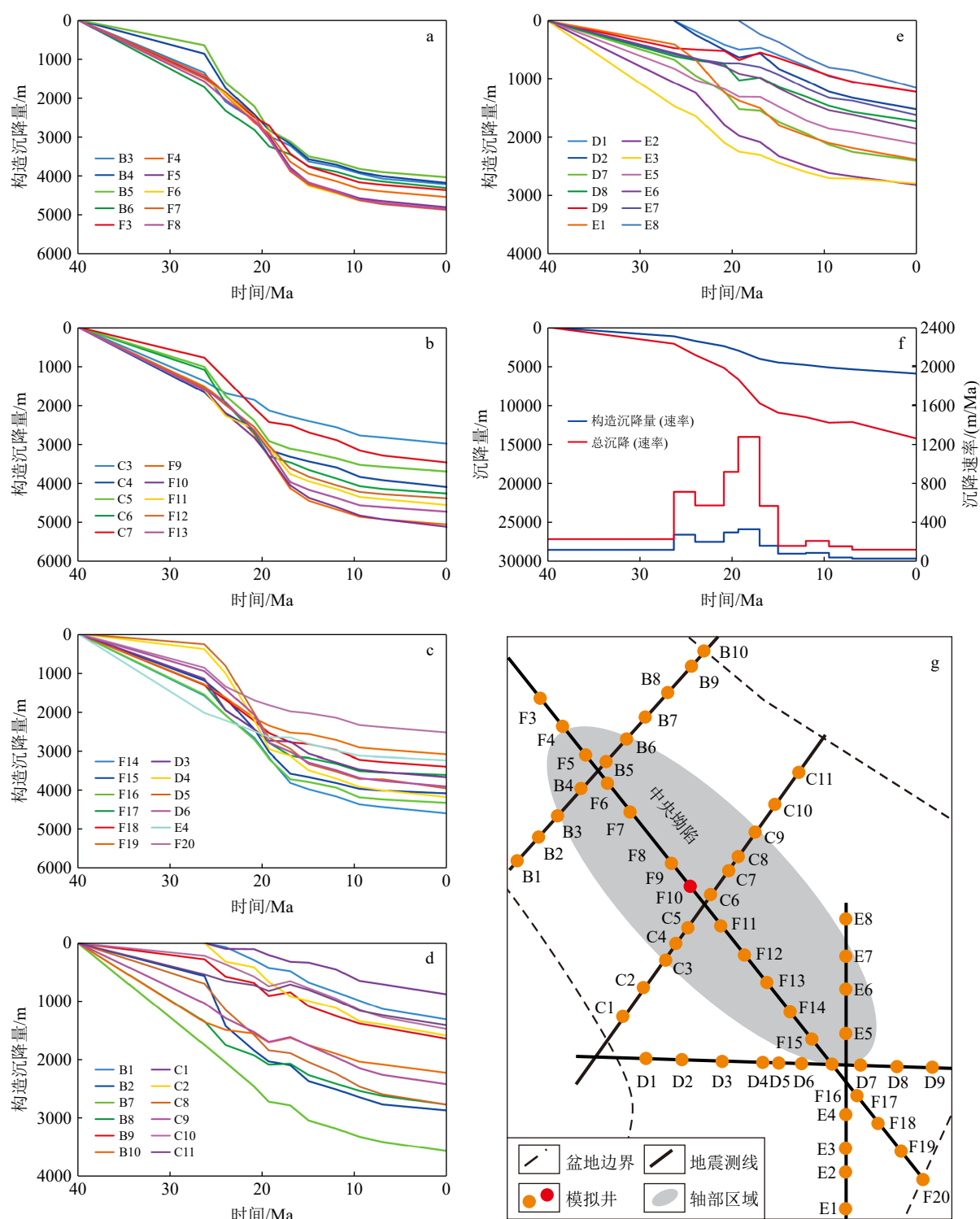


图 6 中央坳陷构造沉降史

a-e: 中央坳陷模拟井的构造沉降史; f: 模拟井 F10 沉降史及沉降速率图; g: 中央坳陷模拟井位置及编号示意图, 红色点为模拟井 F10。

Fig.6 Tectonic subsidence histories in the Central Depression

a-e: the tectonic subsidence histories of the pseudo-wells shown in different regions; f: the total, tectonic subsidence histories and subsidence rate of pseudo-well F10; g: the locations of the numbered pseudo-wells in the Central Depression, where pseudo-well F10 is marked in red point.

中心位于中央坳陷轴部的东南区域。(2)快速热沉降阶段(26.3~15 Ma),中央坳陷轴部和北部坳陷轴部的沉降速率最大,向两侧翼部逐渐减慢。26.3~

17 Ma 期间,沉降中心位于中央坳陷轴部的中部区域,最大沉降速率约为 1400 m/Ma(19.3~17 Ma); 17~15 Ma 期间,沉降中心向西北迁移,位于中央坳

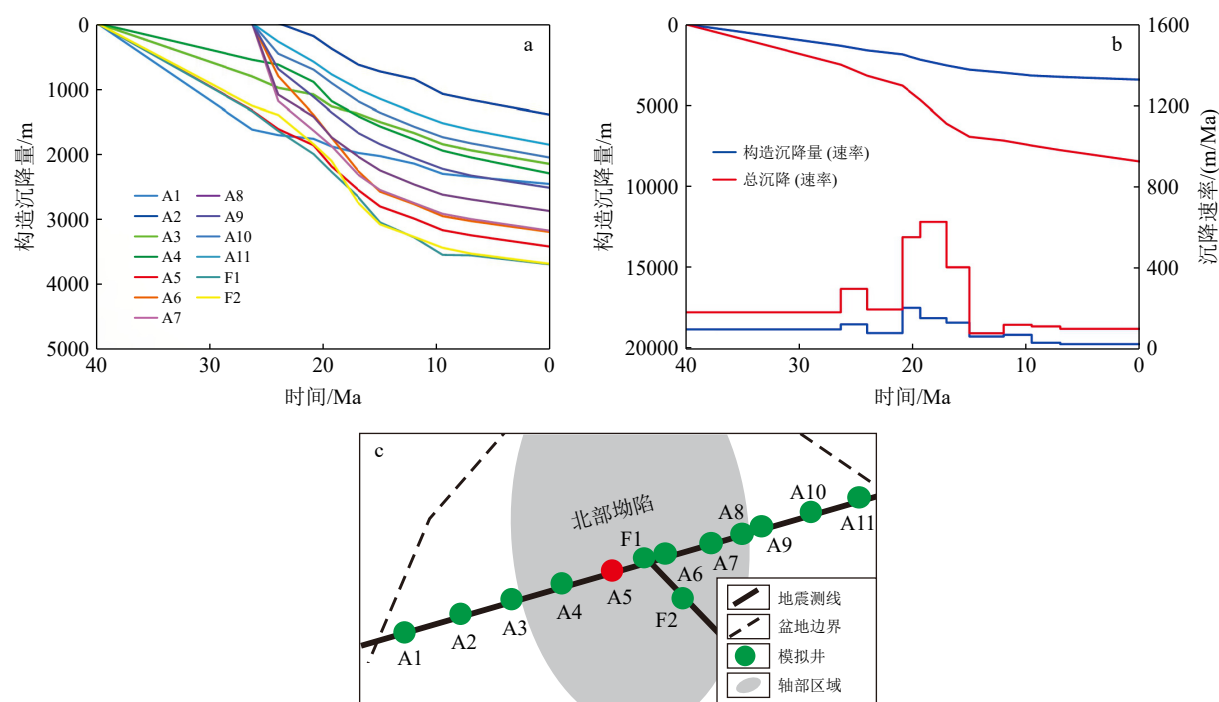


图 7 北部拗陷构造沉降史

a: 北部拗陷模拟井的构造沉降史; b: 模拟井 A5 沉降史及沉降速率图; c: 北部拗陷模拟井位置及编号示意图, 红色点为模拟井 A5。

Fig. 7 Tectonic subsidence histories in the Northern Depression

a: The tectonic subsidence histories of the pseudo-wells shown in the Northern Depression; b: the total and tectonic subsidence histories and subsidence rate of the pseudo-well A5; c: the locations of the numbered pseudo-wells in the Northern Depression, where the pseudo-well A5 is marked in the red point.

陷轴部的中部、西北部及北部拗陷的轴部, 沉降速率为 $500 \sim 700$ m/Ma, 明显大于中央拗陷东南部和盆地两翼。(3)构造反转阶段($15 \sim 7$ Ma), 盆地各区域沉降速率明显降低, 沉降中心位于北部拗陷轴部和中央拗陷轴部西北部区域, 构造沉降速率约为 60 m/Ma, 大于中央拗陷轴部东南部区域, 两侧翼部的西北部区域的沉降速率总体上也大于侧翼东南部区域。(4)缓慢热沉降阶段(7 Ma 至今), 马来盆地整体构造宁静, 平均构造沉降速率仅为 25 m/Ma, 平均总沉降速率约为 100 m/Ma, 堆积的全盆地地层厚度比较稳定, 一般为 $1000 \sim 1200$ m, 整个盆地沉降平缓。

4 讨论

4.1 马来盆地构造沉降特征的构造意义

前人一般认为长条形的马来盆地是具有张裂特征的走滑型盆地, 推测可能是大型走滑断裂带如三塔断裂带从陆上延伸进入泰国湾, 马来盆地是在这些断裂带的走滑拉张作用下发育的走滑盆地^[7-9]。Xie 和 Heller^[34]对全球不同类型沉积盆地的典型构造沉降特征进行了总结, 指出走滑型盆地的构造沉

降为短时间内(通常小于 10 Ma)发生快速沉降, 构造沉降量一般超过 2000 m, 构造沉降速率超过 200 m/Ma。而马来盆地的快速构造沉降出现在裂后阶段, 而且其张裂阶段延续时间较长, 张裂阶段的构造沉降量主要为 $1400 \sim 1600$ m, 最大构造沉降速率约为 160 m/Ma。从构造沉降角度来看, 马来盆地与典型走滑盆地存在明显差异(图 8)。Morley 等^[35]认为陆上走滑断裂带主体并未延伸入泰国湾, 如三塔断裂带在进入泰国湾前已经分散成“马尾状”而逐渐消亡, 其走滑作用难以在马来盆地区域产生重要影响。马来盆地仅在翼部断裂发现有与走滑断裂相关的构造, 盆地内部并未发现明显与走滑相关的构造, 而且翼部断裂走滑作用并不强烈^[16, 36]。因此, 我们认为马来盆地是叠加了翼部断裂小幅走滑作用的张裂型沉积盆地。

由于缺乏马来盆地构造反转阶段(中一晚中新世)的剥蚀厚度数据, 所以本文计算构造沉降史时并未考虑构造反转的影响。但是, 马来盆地构造沉降变化特征显示, 构造反转阶段盆地西北部的构造沉降速率大于盆地东南部, 表明构造反转作用对马来盆地的影响从东南向西北逐渐减弱, 这与马来盆地褶皱发育范围和变形程度是一致的。马来盆地东南部发育有明显的褶皱构造, 甚至出现小幅度的

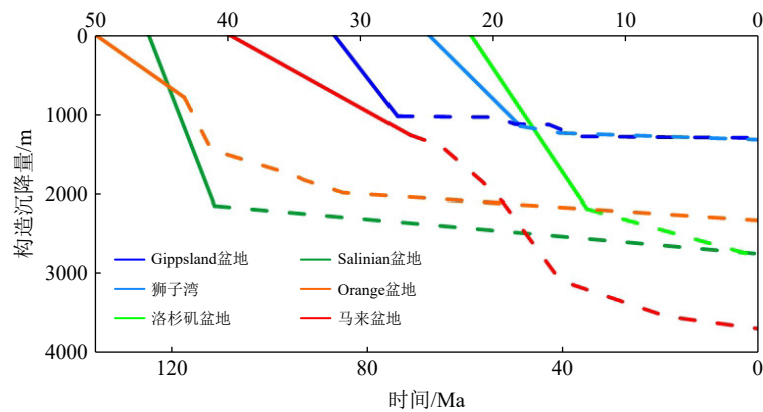


图8 马来盆地与典型张裂盆地、走滑盆地构造沉降史曲线图^[34]

实线代表张裂阶段,虚线代表裂后热沉降阶段。

Fig.8 Comparison of the representative tectonic subsidence curves of rift basins, strike-slip basins, and the Malay Basin

The tectonic subsidence occurred during the syn-rift stage and the post-rift stage is shown by solid lines and dashed lines, respectively.

剥蚀,而盆地西北部几乎不发育褶皱构造^[9]。该时期构造反转在马来盆地东南部邻近区域也有表现,如婆罗洲和西纳土纳盆地等^[11, 37-38]。构造反转在西纳土纳盆地形成北东向的褶皱构造,而在马来盆地中南部则主要形成东西向褶皱构造,表明导致构造反转的机制很可能与印藏碰撞导致的印支块体东南向挤出并受到纳土纳脊阻挡以及澳大利亚板块北向俯冲挤压有关^[3, 9, 39]。

4.2 马来盆地裂后快速沉降成因初步分析

马来盆地构造沉降的一个典型特征是裂后阶段前期(晚渐新世—早中新世)发生快速的构造沉降,堆积了巨厚的沉积物。前人很早就注意到马来盆地的这种快速沉降现象,并对其成因进行了数值模拟和分析。其中,一个典型的成因机制是Morley和Westaway提出的下地壳流模式^[40]。该模式认为沉积物的快速堆积可以驱动位于凹陷下方的下地壳物质流向周围剥蚀区。由于盆地沉积物密度一般低于周围剥蚀区岩石的密度,所以该下地壳流模式相当于要求下地壳物质从低压区流向高压区而受到质疑^[41]。Morley^[42]后来提出泰国湾停止伸展区域(马来盆地、北大年盆地等)的下地壳物质向西流向具有更低压的正在伸展的安达曼海区域来解释前述裂后的异常沉降现象。但是,位于泰国湾和安达曼海之间的马来半岛具有正常厚度的地壳,泰国湾内地壳物质是否可以跨过马来半岛高压区流向低压的安达曼海还有待分析。Yang等^[37]提出澳大利亚板块俯冲时引起的地幔下行流可导致包括马来盆地在内的巽他南部区域产生动力沉降。由于动力地形作用区域发生于地幔深部,对地表垂向运

动产生的影响往往范围广、幅度小,如对地表沉降贡献大约仅为200~400 m,无法解释马来盆地这种局限的快速、大幅度的裂后异常沉降。

前人提出很多模式来解释张裂盆地的构造沉降异常^[43-45],其中与深度相关的岩石圈差异拉张模型^[46-47]和因加载作用导致的岩石圈非弹性屈服模型^[48]可能可以解释裂后阶段早期发生的快速构造沉降。岩石圈差异拉张模型认为,如果岩石圈下部拉张减薄程度更大,流入减薄区的热的、轻的软流圈物质产生的浮力将延缓张裂过程产生的沉降,并进入裂后阶段后,热松弛效应将使得盆地在裂后早期仍能保持较快的构造沉降,并且沉降速率逐渐降低。但是,马来盆地虽然在裂后即发生快速的构造沉降,但是其最大构造沉降速率出现在早中新世中期(19.3~17 Ma),与差异拉张模型预测结果并不一致,而且相对于马来盆地裂后早期发生的较大的沉降速率,岩石圈-软流圈热传导冷却作用还是比较缓慢的,可能仍不足以解释这种快速的构造沉降现象。因加载作用导致的岩石圈非弹性屈服模型认为,原来具有较大强度的岩石圈在加载和加热作用下会发生韧性屈服,导致岩石圈强度发生明显降低,从而导致构造沉降速率发生明显变化。谱分析方法计算结果表明,马来盆地所在的区域,其岩石圈有效弹性厚度为15~20 km^[30],表明该区域具有较大的岩石圈强度。一般来说,岩石圈强度与其温度场密切相关,岩石圈温度越高,强度越小,反之则强度越大^[49-50]。马来盆地很可能在其张裂阶段,岩石圈仍具有较大的强度,使得其构造沉降量明显小于岩石圈没有强度时预测的构造沉降量。裂后阶段由于沉积物不断堆积加厚,其下伏岩石圈逐渐加

深(挠曲程度加大)和加热,导致岩石圈强度降低,从而在盆地轴部发生补偿性快速沉降,而盆地两侧翼部拉张程度低、沉积厚度小,岩石圈强度变化不显著,沉降较慢。由于马来盆地轴部裂后早期沉降快速、两侧翼部构造沉降缓慢,甚至出现抬升的构造现象,与岩石圈非弹性屈服模型预测类似,因此,本文更倾向于岩石圈非弹性屈服模型来解释马来盆地裂后的快速沉降现象。如果该模型适用于马来盆地,那么马来盆地轴部的沉降速率在19.3~17 Ma期间达到峰值,可能意味着该阶段马来盆地岩石圈强度发生明显弱化。

5 结论

(1)马来盆地的构造沉降史可以分为4个阶段,即张裂期快速沉降阶段、裂后热沉降早期异常快速沉降阶段、裂后中期构造反转慢速沉降阶段以及裂后晚期的缓慢沉降阶段;各阶段不同区域的构造沉降存在差异性:张裂阶段,中央坳陷、北部坳陷及位于翼部上的半地堑沉降较快;裂后早期,中央坳陷和北部坳陷快速沉降,盆地侧翼往轴部方向的沉降加快;裂后中期,整个盆地受构造反转影响沉降明显减慢,沉降速率由西北向东南逐渐减小;裂后晚期,整个盆地构造平静,沉降极为缓慢,构造沉降量约为200 m。

(2)综合构造沉降特征和区域地质研究进展,认为马来盆地属于叠加了翼部小幅断裂走滑作用的张裂型沉积盆地;马来盆地裂后早期的快速构造沉降很可能是因沉积加载作用导致的岩石圈非弹性屈服的结果。

参考文献 (References)

- [1] Mazlan M, Peter A, Jamaal H M, et al. The Petroleum Geology and Resources of Malaysia[M]. Kuala Lumpur: Petronas, 1999: 171-218.
- [2] Madon M. Analysis of tectonic subsidence and heat flow in the Malay Basin (offshore Peninsular Malaysia)[J]. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 1997, 41: 95-108.
- [3] Madon M. Five decades of petroleum exploration and discovery in the Malay Basin (1968-2018) and remaining potential[J]. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 2021, 72: 63-88.
- [4] Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia[J]. *Tectonophysics*, 1995, 251(1-4): 85-138.
- [5] Leloup P H, Arnaud N, Lacassin R, et al. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2001, 106(B4): 6683-6732.
- [6] Morley C K. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike-slip faults and rift basins in SE Asia[J]. *Tectonophysics*, 2002, 347(4): 189-215.
- [7] Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1986, 19(1): 113-157.
- [8] Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine[J]. *Geology*, 1982, 10(12): 611-616.
- [9] Mansor Y, Rahman A H A, Menier D, et al. Structural evolution of Malay Basin, its link to Sunda Block tectonics[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 58: 736-748.
- [10] Morley C K. Combined escape tectonics and subduction rollback-back arc extension: a model for the evolution of Tertiary rift basins in Thailand, Malaysia and Laos[J]. *Journal of the Geological Society*, 2001, 158(3): 461-474.
- [11] Pubellier M, Morley C K. The basins of Sundaland (SE Asia): Evolution and boundary conditions[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2014, 58: 555-578.
- [12] 陈梅, 施小斌, 刘凯, 等. 南海北缘珠三坳陷新生代构造沉降特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2017, 37(6): 47-56. [CHEN Mei, SHI Xiaobin, LIU Kai, et al. Cenozoic tectonic subsidence of the Zhu III depression in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2017, 37(6): 47-56.]
- [13] Shi X B, Xu H H, Qiu X L, et al. Numerical modeling on the relationship between thermal uplift and subsequent rapid subsidence: Discussions on the evolution of the Tainan Basin[J]. *Tectonics*, 2008, 27(6): TC6003.
- [14] Hassaan M, Bhattacharya S K, Mathew M J, et al. Cenozoic development of southwestern Malay Basin: new insights from subsidence analysis and thermal history[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2017, 10(8): 192.
- [15] Madon M B, Watts. Gravity anomalies, subsidence history and the tectonic evolution of the Malay and Penyu Basins (offshore Peninsular Malaysia)[J]. *Basin Research*, 1998, 10(4): 375-392.
- [16] Ngah K, Madon M and Tjia H D. Role of pre-Tertiary fractures in formation and development of the Malay and Penyu basins[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1996, 106(1): 281-289.
- [17] Zhou D, Yao B C. Tectonics and sedimentary basins of the South China Sea: Challenges and progresses[J]. *Journal of Earth Science*, 2009, 20(1): 1-12.
- [18] 许志琴, 王勤, 李忠海, 等. 印度-亚洲碰撞: 从挤压到走滑的构造转换[J]. *地质学报*, 2016, 90(1): 1-23. [XU Zhiqin, WANG Qin, LI Zhonghai, et al. Indo-Asian collision: tectonic transition from compression to strike slip[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2016, 90(1): 1-23.]
- [19] 姚永坚, 吕彩丽, 王利杰, 等. 南沙海区万安盆地构造演化与成因机制[J]. *海洋学报*, 2018, 40(5): 62-74. [YAO Yongjian, LYU Caili, WANG Lijie, et al. Tectonic evolution and genetic mechanism of the Wan'an Basin, southern South China Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 2018, 40(5): 62-74.]
- [20] Xie X N, Li S T, Dong W L, et al. Evidence for episodic expulsion of hot fluids along faults near diapiric structures of the Yinggehai Basin, South China Sea[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2001, 18(6): 715-728.

- [21] Madon M, Jong J. Geothermal gradient and heat flow maps of offshore Malaysia: some updates and observations[J]. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 2021, 71: 159-183.
- [22] Hoesni M J. Origins of overpressure in the Malay Basin and its influence on petroleum systems[D]. Doctor Dissertation of Durham University, 2004.
- [23] Madon M. Overpressure development in rift basins: an example from the Malay Basin, offshore Peninsular Malaysia[J]. *Petroleum Geoscience*, 2007, 13(2): 169-180.
- [24] Satti I A, Yusoff W I W, Ghosh D. Overpressure in the Malay Basin and prediction methods[J]. *Geofluids*, 2016, 16(2): 301-313.
- [25] Allen P A, Allen R J. Basin Analysis: Principles and Applications to Petroleum Play Assessment[M]. 3rd ed. UK: Wiley & Sons, 2013: 326-342.
- [26] 谢辉, 周蒂, 陈广浩, 等. 盆地沉降史回剥分析的不确定性及其参数影响[J]. *热带海洋学报*, 2014, 33(5): 50-59. [XIE Hui, ZHOU Di, CHEN Guanghao, et al. Uncertainty and parameterization in backstripping of basin subsidence analysis[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2014, 33(5): 50-59.]
- [27] 赵中贤, 孙珍, 毛云华, 等. 南海北部陆缘不均匀伸展及脉动式构造升降史[J]. *热带海洋学报*, 2023, 42(3): 96-115. [ZHAO Zhongxian, SUN Zhen, MAO Yunhua, et al. Heterogeneous extension and pulsed tectonic subsidence in the northern South China Sea margin[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2023, 42(3): 96-115.]
- [28] 裴健翔, 施小斌, 王丽芳, 等. 南海礼乐盆地新生代构造沉降特征及其成因分析[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2020, 40(4): 17-29. [Pei Jianxiang, Shi Xiaobin, Wang Lifang, et al. Tectonic subsidence and its mechanism of the Liye Basin, South China Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2020, 40(4): 17-29.]
- [29] Watts A B. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level[J]. *Nature*, 1982, 297(5866): 469-474.
- [30] 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.
- [31] Manshor A, Hassan M H A, Madon M. Tidally-influenced fluvial channel systems from the Miocene Malay Basin, Malaysia: Evidence from core facies and seismic geomorphological analyses[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2022, 135: 105384. N.
- [32] Yakzan A M, Harun A, Nasib B M, et al. Integrated biostratigraphic zonation for the Malay Basin[J]. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 1996, 39: 157-184.
- [33] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic[J]. *Science*, 1987, 235(4793): 1156-1167.
- [34] Xie X Y, Heller P L. Plate tectonics and basin subsidence history[J]. *GSA Bulletin*, 2009, 121(1-2): 55-64.
- [35] Morley C K. Discussion of tectonic models for Cenozoic strike-slip fault-affected continental margins of mainland SE Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 76: 137-151.
- [36] Fyhn M B W, Boldreel L O, Nielsen L H. Escape tectonism in the Gulf of Thailand: Paleogene left-lateral pull-apart rifting in the Vietnamese part of the Malay Basin[J]. *Tectonophysics*, 2010, 483(3-4): 365-376.
- [37] Yang T, Gurnis M, Zahirovic S. Mantle - induced subsidence and compression in SE Asia since the early Miocene[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(5): 1901-1909.
- [38] Doust H, Sumner H S. Petroleum systems in rift basins – a collective approach in Southeast Asian basins[J]. *Petroleum Geoscience*, 2007, 13(2): 127-144.
- [39] Madon M. The kinematics of extension and inversion in the Malay Basin, offshore Peninsular Malaysia[J]. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 1997, 41: 127-138.
- [40] Morley C K, Westaway R. Subsidence in the super-deep Pattani and Malay basins of Southeast Asia: a coupled model incorporating lower-crustal flow in response to post-rift sediment loading[J]. *Basin Research*, 2006, 18(1): 51-84.
- [41] Allen M, Jackson J, Walker R. Reply to comment by Rob Westaway on “Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates” [J]. *Tectonics*, 2004, 23(5): TC5007.
- [42] Morley C K. Five anomalous structural aspects of rift basins in Thailand and their impact on petroleum systems[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2015, 421(1): 143-168.
- [43] 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.
- [44] 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): 47-57, 65. [LI Yamin, 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): 47-57, 65.]
- [45] 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.]
- [46] Royden L, Keen C E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 51(2): 343-361.
- [47] Davis M, Kusznir N. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins[M]//Karner G, Taylor B, Driscoll N, et al. *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*. New York: Columbia University Press, 2004: 92-136.
- [48] Burov E B, Diament M. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, 100(B3): 3905-3927.
- [49] Burov E B. Rheology and strength of the lithosphere[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2011, 28(8): 1402-1443.
- [50] 吴保珍, 施小斌, 杨小秋, 等. 南海北部白云凹陷及其邻区的岩石圈强度分析[J]. *热带海洋学报*, 2014, 33(1): 62-68. [WU Baozhen, SHI Xiaobin, YANG Xiaoqi, et al. Analysis on lithospheric strength of the Baiyun Sag and its surrounding area in the northern margin of the South China Sea[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2014, 33(1): 62-68.]