

南海北部大陆架莺琼盆地 新生代海平面变化

谢金有¹, 祝幼华², 李绪深¹, 麦文³, 赵鹏肖³

(1 中海石油(中国)有限公司湛江分公司研究院; 2 中国科学院南京地质古生物研究所)

(3 中国海洋能源发展有限公司钻采研究总院湛江实验中心)

摘要 南海北部大陆架莺琼盆地是建立西太平洋新生代海平面变化的关键地区之一。基于有孔虫和钙质超微化石资料所建立的莺歌海盆地和琼东南盆地新生代相对分辨率较高的年代地层格架,通过南海海域表层建立的浮游有孔虫含量与水深的定量关系,辅以古生态、成因相及特征沉积构造分析和反射地震剖面的海岸上超分析,编制了海平面变化曲线。识别出包含三个完整二级海平面变化旋回和半周期的海平面上升旋回。海平面变化幅度在 0~200m 之间。海水最深的时期在早中新世晚期至中中新世早期以及上新世早期,与 Haq 曲线较为吻合。

关键词 南海北部; 莺歌海盆地; 琼东南盆地; 新生代; 海平面变化; 微体古生物定量分析

中图分类号: TE111.3

文献标识码: A

1 概况

1988年, EXXON 生产研究公司以 Vail 为首的研究人员, 依据露头、钻井和地震资料的综合分析, 正式提出“层序地层学”方法, 发表了根据层序地层学研究得出的第二代全球海平面变化曲线, 或称 Haq 曲线^[1]。由于海平面变化的全球性, 因此层序地层学可以成为全球性地层对比的手段, 并由此重新建立全球地层对比系统。

在确定沉积盆地升降历史和海平面变化中, 古水深度的变化极为重要。因此探索海平面的变化成了层序地层学研究中的关键, 并成为科研人员长期的工作目标, 他们在应用古生物确定古水深方面都有过尝试和总结^[2-5]。海平面升降过程会导致海水深度不断变化, 对于大陆边缘盆地, 必然会导致生物居群变化, 具体表现为生物丰度与分异度的变化^[6]。因此生物丰度与分异度变化成了生物居群的综合生物事件, 它与海泛面、凝缩层以及层序边界密切相关。

本文是在高分辨率生物地层研究中, 选择研究区具有代表性的钻井(图1)所获取的岩屑进行的浮

游有孔虫定量分析, 以南海海域表层沉积物中浮游有孔虫百分含量(P)与水深(D)建立的相关关系数学模型为基础^[7], 结合钙质超微化石、沟鞭藻、介形虫和孢粉等门类微体化石资料以及岩性和地震资料, 确定盆地升降历史和海平面变化, 编制海平面变化曲线, 为层序地层学、微体古生物及地层的研究分析提供了新的思路。

2 莺琼盆地生物地层序列及其年代地层格架

以对研究区69口钻井的有孔虫常规鉴定和15口井的定量分析、67口钻井的钙质超微化石常规分析和8口井的定量分析为基础, 建立了生物演化事件为基础的年代地层格架^[8-9]。其中常规鉴定采用了20~30m采样间隔, 定量分析采用了10~15m的采样间隔。

浮游有孔虫和钙质超微化石关键属种的初现面和末现面事件, 是建立沉积盆地生物地层格架的基本依据。查明地层中生物事件的位置, 结合放射性或古地磁测年法所获得的各事件年龄, 可建立以生物演化事件为基础的沉积盆地年代地层格架。

收稿日期: 2011-07-06; 改回日期: 2011-11-02

本文受国家“十一五”重点科技攻关项目(2008ZX05023004)和国家自然科学基金(40372005)资助

谢金有: 1961年生, 高级工程师, 1983年毕业于西南石油学院地质专业。主要从事地层古生物研究工作。通讯地址: 524057 广东省湛江市坡头22信箱

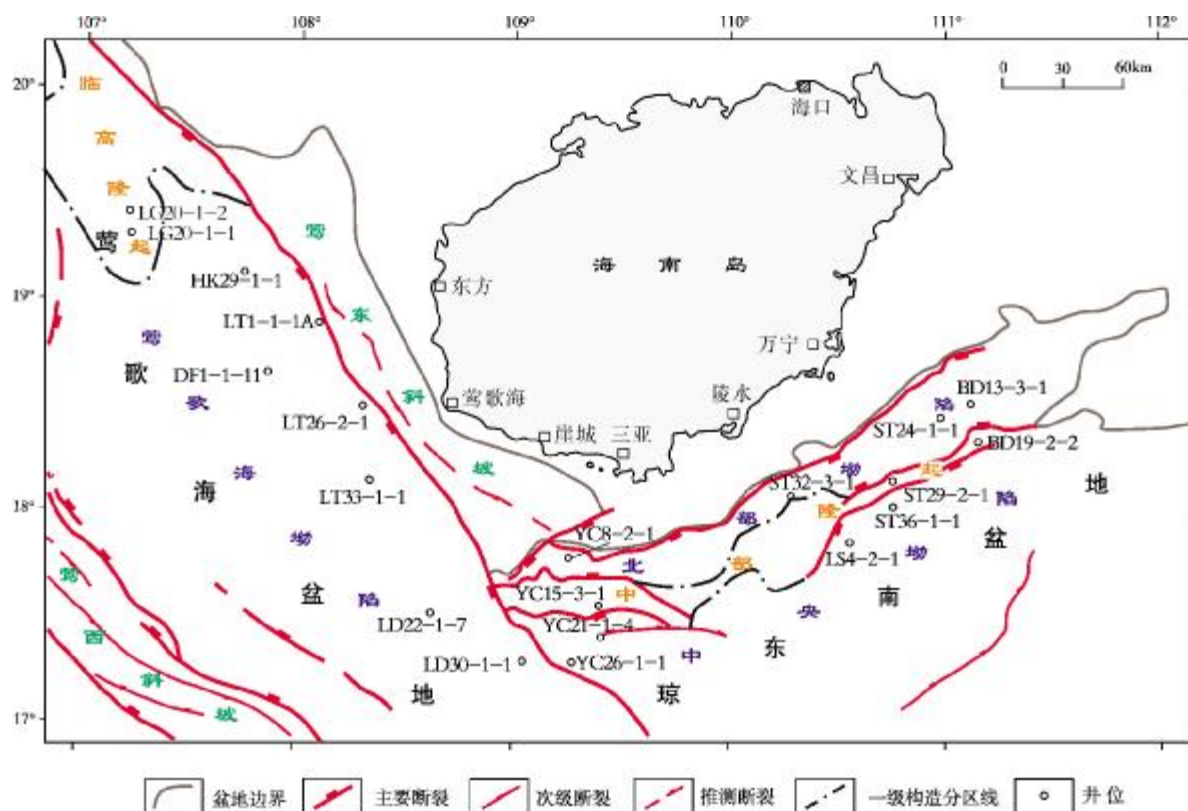


图1 莺琼盆地高分辨率生物地层研究井位置

浮游有孔虫化石带的建立,参考了两个国际分带方案。一是Blow^[10-11]的数字带,以浮游有孔虫生物事件为依据,将新生代分为42个化石带;另一个是以Bolli和Saunders^[12]为代表的种名带。上述分带大部分以标志种的初现面为基础。油气勘探多为岩屑录井,以标志种初现面定义的分带界线可能会因岩屑掉块而产生易位,因此,以标志种末现面定义分带界线相对更准确,初现面仅作参考。在研究区可以建立起自渐新世P19至更新世N22共23个化石带或联合带(图2)。

超微化石带的建立是选择7个属种初现面和40个属种的末现面作为划分标志,以Martini^[13]提出的“NN/NP”带方案为主,辅助参考Okada和Bukry^[14]提出的“CN/CP”带方案,建立研究区渐新世NP23带至更新世NN19带,共19个化石带及2个化石联合带(图2)。

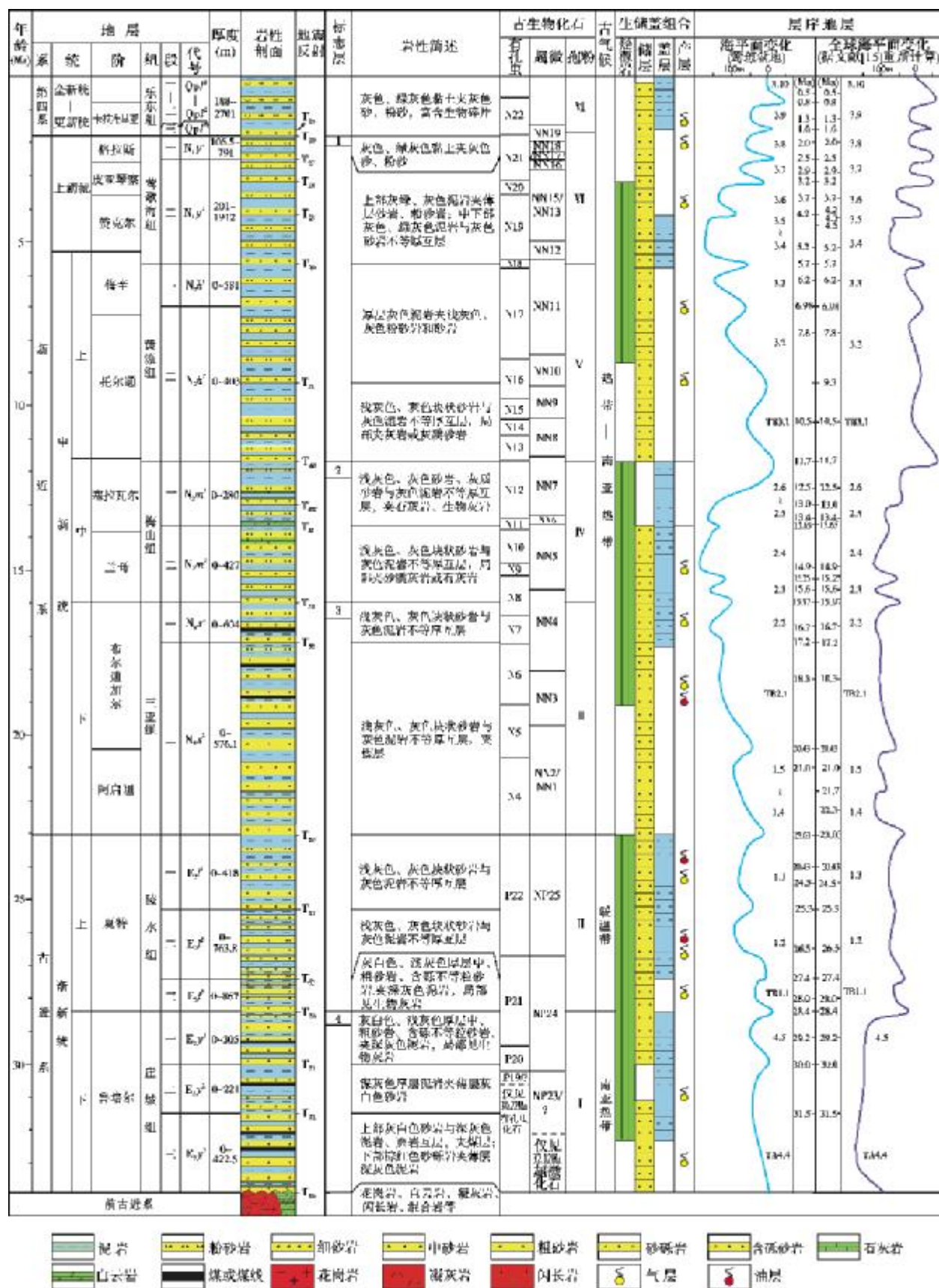
生物年代框架,参考ODP184航次经天文调谐后的生物事件年代表^[15-16]和具有全球对比意义的“新生代磁性生物年代表”^[17]等近10年来的研究成果,建立了与当前国际研究保持同步衔接的研究区层序界面年龄及年代地层格架。

3 海平面相对变化的依据

目前用于海平面升降变化研究的方法主要有下列6种:①Vail等^[18]提出的海岸沉积物上超法;②Harris等^[19]提出的把指示古海岸位置的标志与海平面升降变化相联系;③根据氧同位素确定古海水的变化幅度,进而确定海平面变化^[20-21];④利用古生物确定古水深^[21];⑤利用沉积标志及成因相确定古水深^[2];⑥浮游有孔虫定量分析与钻孔和海岸线相对位置的绘制^[22]。

3.1 古生物的生态与古水深分析

从各门类微体化石资料中,根据现生生物的生态特征,选择部分环境标志明确、生物特征明显、数量多、分布广的化石,可以大致划分为陆相、过渡相、浅海相和深海相四个环境。不含海相化石作为陆相的生物标志,红树花粉作为过渡相的生物标志,钙质超微化石、有孔虫、微型有孔虫和海生沟鞭藻等作为海相生物标志。底栖有孔虫的组合,可进一步细分内浅海相与外浅海相(图3)。



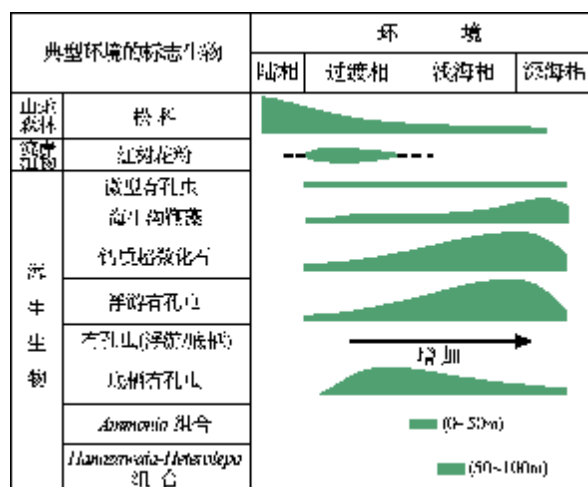


图3 沉积环境及其标志生物在沉积层中的分布
(据文献[23]修改)

有孔虫、浮游有孔虫百分含量(P)与水深(D)建立的相关关系如下:

$$\text{陆架区: } \ln D = 0.021P + 3.208 \quad (1)$$

$$\text{半深海—深海区: } D = -526.3P + 52105.2 \quad (2)$$

3.2 特征成因相及特征沉积构造

特征成因相是指示特定环境条件的沉积体,如滨岸沼泽相、浊积成因相和风暴成因相等。特征沉积构造是指在特定水动力背景下形成的沉积构造,如丘状交错层理、双向交错层理等。用于本区恢复古水深的沉积学标志及其反映的水深如表1所示。

表1 特征沉积构造和特征成因相反映的古水深

类型	沉积相	水面特征	水深(m)
特征沉积构造	丘状交错层理	正常浪基面与风暴潮浪基面之间	>30~100
	生物遗迹	不同的遗迹在不同的水深有不同的反映	0~100
	潮汐层理 双向交错层理	滨面附近	0~4
	古土壤层	滨面附近	0~4
特征成因相	浅海泥岩相		0~100
	半封闭海湾相		30~100
	浅海灰岩相		5~50
	风暴成因相		30~100
	浅海浊积相		20~100
	生物滩/礁/浅水台地相		0~20
	滨岸沼泽相		0~2

3.3 反射地震结构特征

地震层序界面的主要关系有超覆、削蚀和断超三种关系。在研究区界面识别的主要依据分别有:①削顶或冲刷充填形成的不整合关系;②地层沉积上超造成的不整合关系;③底超和顶超。

根据波组上超或削蚀的幅度及水平距离,可计算海平面变化的幅度,地震反射界面的年龄依据化石带标定(图4)。

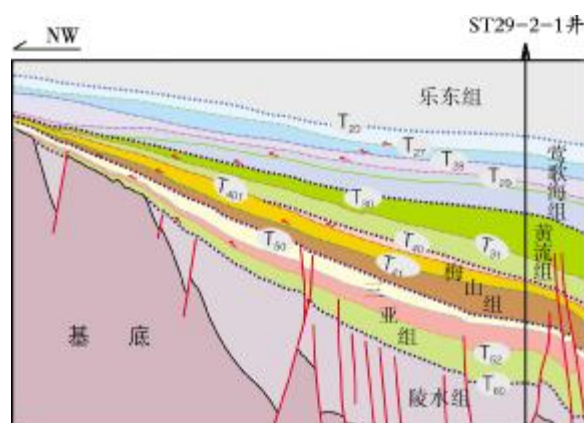


图4 过井地震剖面层序界面结构特征

4 古水深变化和相对海平面变化

按照以上划分原则和方法,分别完成了15口井地质时期的水深变化曲线(图5,图6)。对比不同位置井的古水深曲线,结合钙质超微化石,以及其它门类微体古生物,可帮助了解盆地古水深变化及相对海平面变化的特征。

4.1 崖城组

相当于地震层序 T_{70} — T_{80} 。钻遇崖城组的18口井中,大多钻井不含或仅含少量有孔虫和钙质超微化石。可见2个向上水体变深的海侵旋回。

第一次最大海侵存在于崖城组二段。YC8-2-1井钙质超微化石分异度介于0~7之间,丰度一般在50颗/50g之下;含海相介形虫Sinoythereidea impressa-Sinocythere sinensis组合和海相沟鞭藻Spiniferites,陆相孢粉较多。YC21-1-4井见有孔虫富集层,分异度仅为3~7之间,主要为粒径大于0.125 mm的有孔虫,丰度介于30~400枚/50g之间,反映海侵初期,为邻近陆地的海陆交互沉积环境。

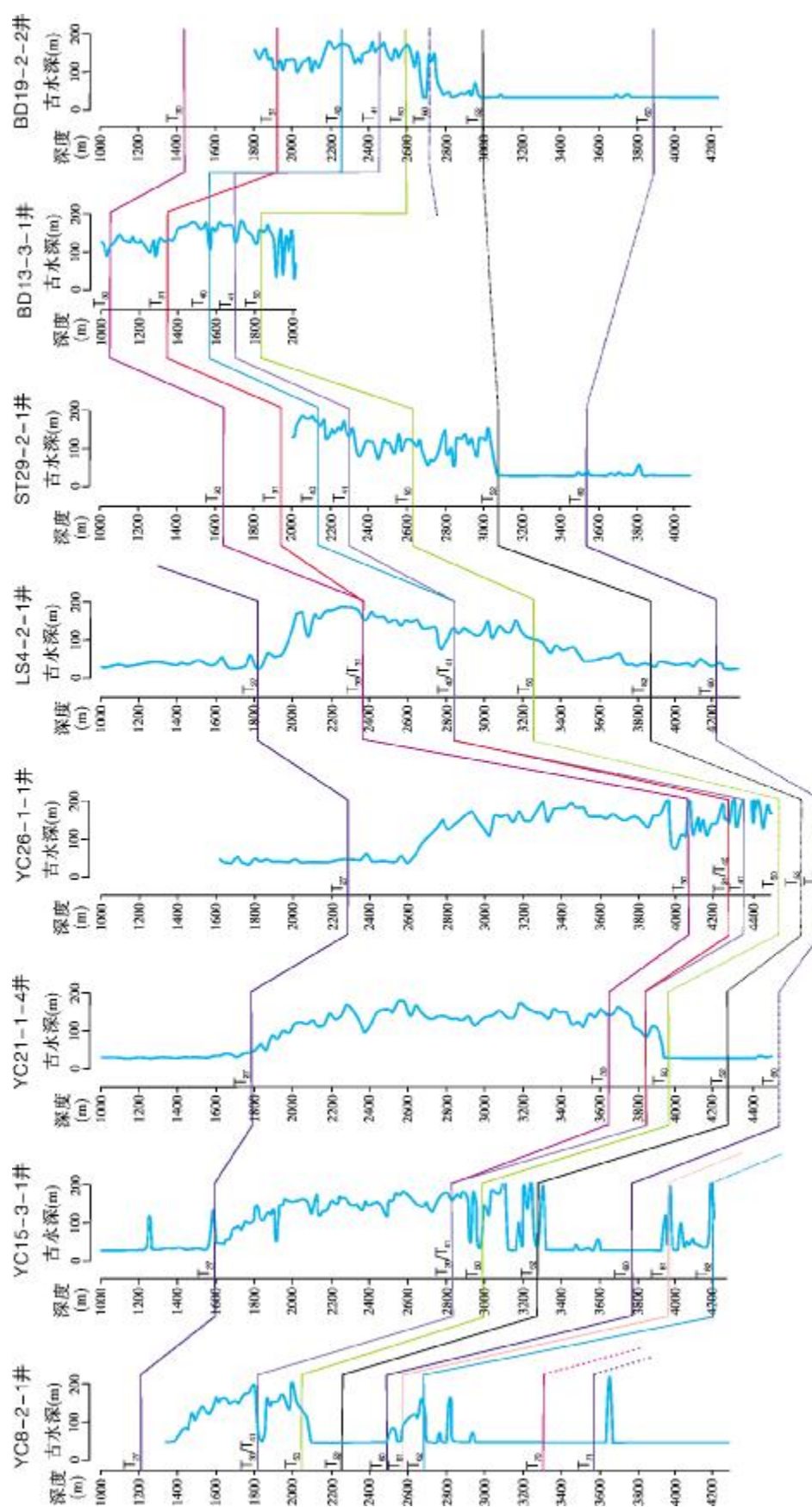


图5 琼东南盆地YC8-2-1井—BD19-2-2井连井古水深曲线对比

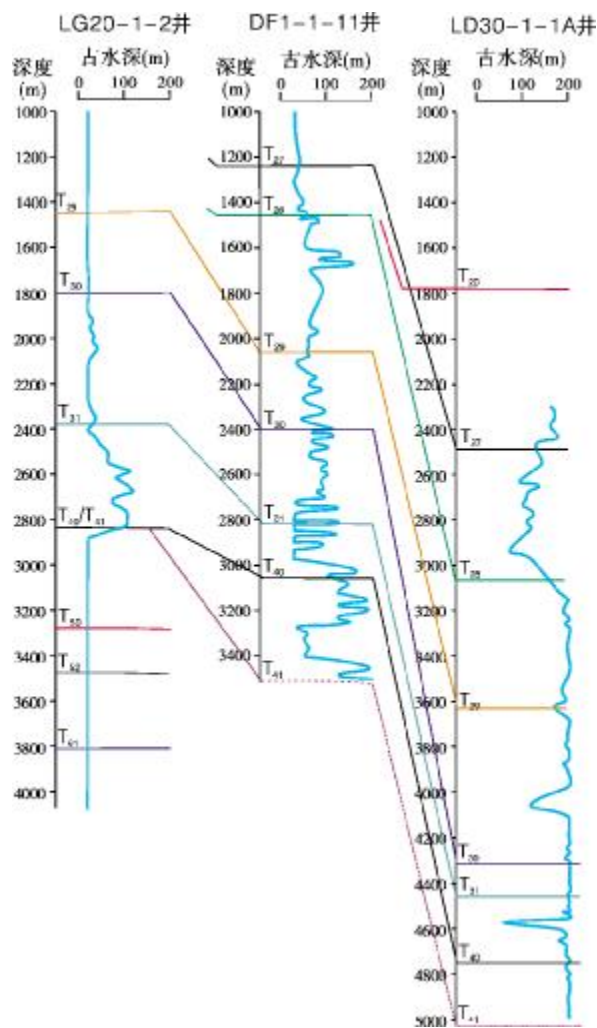


图6 莺歌海盆地 LG20-1-2 井—LD30-1-1A 井连井古水深曲线对比

第二次海侵见于崖城组一段, YC8-2-1 井钙质超微化石的丰度(0~38 颗/50 g)和分异度(0~6)较小, 含有限的浮游有孔虫(*Globiberrina* sp.)和底栖类透明钙质壳(*Ammonia tepida*, *A. beccarii*, *Florilus* sp., *Baggina* sp.); 海相沟鞭藻以 *Polyspaeridium* 和 *Hystri-chosperidium* 为代表, 以及海湾半咸水环境常见的 *Lingulodinium*, 具有正常内陆棚环境特征。水体深度大于下伏地层。

4.2 陵水组

相当于地震层序 T_{60} — T_{70} 。钻遇陵水组的 36 口钻井中, 仅在琼东南盆地崖南凹陷和宝岛凹陷, 以及莺歌海盆地临高隆起钻孔揭露较全, 可细分为 3 个海侵旋回。

第一次海侵, 相当于陵水组三段。YC8-2-1 井有孔虫分异度 5~12, 主要为粒径大于 0.125 mm 的有孔虫, 丰度 100~300 枚/50 g, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫断续出现; 钙质超微化石分异度由 1~11, 丰度在 100 颗/50 g 以下, 并可见近岸、动荡的浅海环境中的海相沟鞭藻管球藻科、半球藻科。BD19-2-2 井粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫丰度在 40 枚/50 g 以下。指示着最大海侵可达开阔的浅海环境, 水深在 30 m 以内。

第二次海侵, 相当于陵水组二段。YC8-2-1 井, 有孔虫分异度 5~25, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫 24~220 枚/50 g, 含量介于 50%~68.3%, 水体深度应增至 80~100 m 左右; 钙质超微化石最大分异度和丰度分别可达 12 和 54。YC8-1-1 井, 见全球分布较广的浅海介形虫 *Actinocythere sinensis*-*Krithe sawanensis* 组合。宝岛凹陷 BD19-2-2 井也揭露存在这次海侵事件, 有孔虫分异度 1~5, 有孔虫丰度不足 50 枚/50 g, 以粒径大于 0.125 mm 为主, 属于滨海相沉积环境。莺歌海盆地 LG20-1-2 井有孔虫分异度 7~22, 浮游有孔虫含量介于 7%~48%, 水体深度主要徘徊在 35 m 左右。该次海侵成为陵水组海侵最大的一个旋回。

第三次海侵, 规模较小, 相当于陵水组一段。钻孔揭露地层所含各门类化石较少, 丰度较低。YC8-2-1 井, 有孔虫分异度 3~5, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫 4~16 枚/50 g, 含量介于 22%~44%; 可见零星的钙质超微化石。ST29-2-1 井有孔虫分异度 4~14, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫 1~68 枚/50 g, 含量小于 10%; 在莺歌海盆地 LG20-1-2 井有孔虫分异度 1~4, 有孔虫丰度不足 10 枚/50 g。海侵幅度和水体深度小于下伏地层, 水体深度降至 50 m 以内, 最终海水退出全区。

4.3 三亚组

相当于地震层序 T_{50} — T_{60} 。可见 3 个水体向上变深的海侵旋回。

第一次海侵, 相当于三亚组二段下部。仅琼东南盆地东部松涛凹陷中 Yin9 井钻遇。依据钙质超微化石带 NN2 的存在, 以及含有一定数量的底栖有孔虫, 推断存在规模较小的海侵。处于海平面的上升期, 沉积环境应为滨海相, 水体深度在 20 m 以内。

第二次海侵, 相当于三亚组二段中上部。YC8-2-1 井钙质超微化石分异度不超过 6, 丰度极低。

LS4-2-1井有孔虫分异度17~32,浮游有孔虫含量介于4.5%~38.1%,水体深度总体较浅,介于30~50 m之间。旋回顶部海退特征不明显。

第三次海侵,相当于三亚组一段。旋回中的化石分异度和丰度有显著性的增加,可见海相沟鞭藻。LS4-2-1井有孔虫分异度25~37,浮游有孔虫百分含量从底部的18上升到顶部的65,水体深度从30 m左右上升至100 m左右。钙质超微化石也具有类似的变化特征,反映了以陆棚浅海为主、水体较下伏层深及海侵继续加大的过程。

4.4 梅山组

相当于地震层序 T_{40} — T_{50} 。研究区可细分出三个海侵旋回,其中梅山组二段2个,梅山组一段1个。

梅山组二段,在底部有一个化石丰度的低值区,反映出曾经海平面下降,随后的微体古生物的分异度和丰度都有急剧增加的趋势。有孔虫分异度和丰度显示,具有两次海侵旋回构成,旋回之间仅依据分异度、丰度和浮游有孔虫百分含量微小变化相区别。LS4-2-1井,有孔虫分异度33~39,浮游有孔虫含量介于67%~88%,水体深度普遍在100~120 m,处于浅海外陆架环境。YC8-2-1井,见适应于外陆架至半深海环境的介形虫*Argilloecia*一属。BD19-2-2井,浮游有孔虫含量介于76%~91%,水深可至160 m。

梅山组一段大多钻井基本缺失,识别出一次海侵旋回。如YC26-1-1井,以浅水种*Cibicides* spp. *Nonion* spp. *Hanzawaia* spp.等底栖有孔虫为主流,丰度仅1 000~3 000枚/50 g。低部位ST29-2-1井中的有孔虫分异度、丰度和浮游有孔虫含量都较高。分别为33~46、2 000~5 000枚/50 g、77%~92%;水体深度仍可至100 m以上。LG20-1-2井水深也可至100 m以上。BD19-2-2井,浮游有孔虫含量介于71%~90%,水深可至160 m。晚期有孔虫和钙质超微化石仅能建立化石联合带,推测海水应全部退出本地区。

4.5 黄流组

相当于地震层序 T_{30} — T_{40} 。地层发育区域性变化明显,盆地西部近岸的区域常缺失整个黄流组(如YC8-2-1井,YC15-3-1井),远岸的区域缺失黄流组二段(如YC21-1-4井,YC26-1-1井),盆地中部缺失黄流组一段(如LS4-2-1井)。可细分出3个海侵旋回,对应黄流组二段1个和黄流组一段2个。

第一个海侵对应层序 T_{31} — T_{40} 。根据黄流组地层发育特征及水深变化情况,这次海侵影响自盆地东部向西和向北推进。低部位ST29-2-1井中,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度1 000~4 500枚/50 g,分异度37~45;浮游有孔虫含量基本在85%以上。沉积环境处于外陆架环境,水深基本在150 m以上。

第二个海侵与第三个海侵对应层序 T_{30} — T_{31} 。LD30-1-1井,有孔虫丰度200~1 000枚/50 g,分异度7~28,其中浮游有孔虫占据95%以上。海退特征不明显,水深接近外陆架至陆坡半深海,水深大于180 m。BD13-3-1井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度5 000~25 000枚/50 g之间,分异度17~26,浮游有孔虫基本在55%~85%,水体深度在90~160 m。期间有一水体变浅的过程,但水体深度仍在110 m以上。

4.6 莺歌海组

相当于地震层序 T_{20} — T_{30} 。可细分为5个旋回。

第一次海侵旋回与第二次海侵,构成层序 T_{29} — T_{30} 。各井的有孔虫丰度较高,粒径大于0.75 mm有孔虫丰度及大有孔虫也明显增加,分异度和丰度向上逐步降低。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度19~70枚/50 g,分异度21~40,浮游有孔虫30%~60%,水体深度50~80 m。水体深度明显低于中新世高水位期,应为陆架浅海环境。通过丰度与分异度可区别出海平面有无小的升降变化。

第三个海侵旋回相当于层序 T_{28} — T_{29} 。各井的有孔虫丰度仍高,粒径大于0.75 mm有孔虫丰度及大有孔虫继续增加,丰度向上继续降低,分异度23~56,孢粉开始明显增加。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度20~500枚/50 g,分异度21~50,浮游有孔虫30%~60%,水体深度在50~80 m。

第四个海侵旋回相当于层序 T_{27} — T_{28} 。各井有孔虫丰度明显降低,分异度接近于下伏地层,孢粉继续增加。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度26~152枚/50 g,分异度34~52,浮游有孔虫5%~35%,水体深度25~45 m。

第五个海侵旋回相当于层序 T_{20} — T_{27} 。各井的有孔虫丰度继续降低,分异度仍接近于下伏地层,孢粉继续增加。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度9~236枚/50 g之间,分异度30~51,浮游有孔虫1.4%~20%,顶部有孔虫丰度和分异度急剧降低,预示着海平面的急剧降低,水深小于35 m。

4.7 乐东组

相当于海底— T_{20} 。由于受到钻井岩屑所限,仅在乐东 22-1 构造所钻各井中,反映出浅海背景下海水至少 3 次振荡旋回,见水体深度介于 50~100 m 之间的底栖有孔虫组合,沉积环境以浅海相沉积为主。DF1-1-11 井,有孔虫分异度和丰度显示海进过程,粒径大于 0.25 mm 有孔虫丰度小于 60 枚/50 g,分异度在 5~19 之间,以底栖有孔虫为主,水体深度在 35 m 以内。琼东南盆地 LS4-2-1 井也显示海进过程,有孔虫分异度 32~51,粒径大于 0.25 mm 有孔虫丰度 5~600 枚/50 g,浮游有孔虫 10%~30%,水体深度 30~45 m。

5 海平面相对变化曲线的编制

5.1 海平面升降的判断

通常钙质超微和浮游有孔虫丰度、分异度的最大峰值与层序中最大海泛面凝缩段相对应;而丰度、分异度的低谷往往出现在层序界面附近。

5.2 层序边界最大海泛面的确定

层序边界 取粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫数量对数曲线和百分含量曲线为基准,以浮游有孔虫丰度和百分含量低、钙质超微化石定量分析数据中其丰度与分异度具有低值、界面上下红树林孢粉增加、出现近岸类型的有孔虫组合、岩性偏粗等特征(包括出现暴露标志)为特点,结合浮游有孔虫和钙质超微年龄值,将界线确定在粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫对数曲线和百分含量曲线的低谷附近的岩性界面突变处,并尽可能置于粗碎屑的底界。

最大海泛面 介于一个完整旋回中的浮游有孔虫丰度和百分比高值处,并出现深水类型的有孔虫组合、钙质超微化石定量分析数据中其丰度与分异度也具有高值、沉积物变细等特征。结合年龄值把界线划在粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫对数曲线和百分含量曲线的高峰处。

5.3 层序边界与最大海泛面年龄的标定

通过钻孔的概念化石带界线的生物事件,即可从该旋回图上确定其年代地层剖面中的位置以及相对应的年龄值,再依据 Haq 旋回图^[1]中化石带的界

线和层序关系,即可进一步确定层序边界和最大海泛面的年龄值。

依据海平面升降的判断标准以及层序边界和最大海泛面的确定,莺琼盆地渐新世以来的TA4.4层序至第四纪的TB3.9的大部分三级层序,基本被识别出来(图2)。综合分析15口井的岩性、电性和过井地震剖面,编制了莺琼盆地新生代海平面曲线(图2)。

6 莺琼盆地海平面变化与全球海平面变化的差别

6.1 莺琼盆地海平面变化

莺琼盆地海平面变化总体表现为一级海平面旋回,其中包含了 3 个完整二级海平面变化旋回、半周期的海平面上升旋回。

第一个二级旋回,时间距今33.9~23.03 Ma。在距今33.9 Ma(不晚于32.12 Ma),盆地开始接受海侵,在距今24.5 Ma达到本阶段的最大海水深度,随后水体深度逐渐减小。在距今33.9~28.4 Ma阶段(崖城组沉积期),处于海侵初期,总体上水体较浅,处于以海陆交互为主的沉积环境过渡到正常浅海相环境。从YC8-2-1和YC21-1-4井的微体古生物分析中,仍可发现数量有限的浮游有孔虫化石,结合岩性,识别出2个海进与海退旋回,对应于Haq^[1]的TA4.4和TA4.5层序。在距今28.4~23.03 Ma(陵水组沉积期),YC8-2-1井出现了三个较为集中的有孔虫层,陵水组二段出现最大海侵,海水深度(100 m左右)明显大于晚期的海水深度(30~40 m),并可识别出3个海进与海退旋回,对应Haq^[1]的TA1.1、TA1.2和TA1.3层序。由于海退过程以及后期构造变动,往往在凹陷的边部或构造高部位缺失TA1.3、甚至TA1.2层序。

第二个二级旋回,时间距今23.03~11.7 Ma。在渐新世的晚期,海水基本退出,早中新世的早期,盆地开始了接受新一轮海侵。初期主要是滨海沉积范围逐渐减小,浅海范围逐渐扩大,在距今约15.6 Ma前后,海侵范围最大,水体最深。稳定到距今14.9 Ma前后,海水自西北向东南开始逐步退缩,到11.7 Ma前后基本退出大部地区,造成了盆地内自西向东大部地区的梅山组一段缺失,即缺失层序TB2.5和TB2.6。对微体古生物的研究表明,研究区基本识别出与Haq^[1]比较的TB2.1、TB2.2、TB2.3、TB2.4及TB2.5—TB2.6等层序。而TB1.4—TB1.5的层序,仅从琼东南盆地东部

Yin9 井中化石带的出现而推断其存在。

第三个二级旋回,时间为距今 11.7~2.5 Ma。晚中新世早期,莺琼盆地开始了新一轮的海侵及快速海进过程。研究区绝大部分地区很快成为浅海环境。海侵初期,盆地西部仍然缺失 TB3.1 和(或)TB3.2。距今 5.2 Ma 左右,整个陆架水体深度最大,海侵范围最广,表现在浮游微体古生物的分异度与丰度在该阶段出现最大值,与 11.7 Ma 前后的有孔虫比较,体积上较大的有孔虫明显增加。本阶段的水体深度应小于上个阶段的海水深度,计算结果也得到了证实,莺歌海盆地的水体深度也小于琼东南盆地。盆地在海侵的背景下,发生了广海沉积,从定量数据中仍可细分出可与全球对比的 7 次海平面变化,其中 TB3.4 和 TB3.5 层序海退与海进变化幅度较小,仅能通过浮游有孔虫的丰度和分异度变化来识别。

第四个二级旋回,时间为距今 2.5 Ma~现今。距今 2.5 Ma 前后的冰川期,造成了全球的寒冷期,海水全部退出陆架区域。随后的海水两进与两退过程,以及最后的海进过程,形成 TB3.8 和 TB3.9 完整的三级层序和 TB3.10 三级层序的海进过程。包括了莺歌海组一段和乐东组全部,与前段比较,水体深度有所减小,且总体呈向上变浅趋势。

6.2 本区海平面变化与全球海平面变化的差别

与 Haq 等^[1]编制的海平面变化曲线相比较,可以看出自渐新世以来的莺琼盆地反映的高级别长周期变化(二级以上)趋势基本相同(图 6)。

早中新世早期 Haq^[1]的曲线反映出由 TB1.4 和 TB1.5 共同构成的两次海侵的三级旋回,而在莺琼盆地,仅在极个别钻孔中识别出 NN1 至 NN2 带,缺乏浮游有孔虫丰度资料,未能表现出海平面变化,地震上也无法追踪解释,现暂将其合并为一个三级层序 TB1.4—TB1.5。

中中新世晚期的 TB2.5 和 TB2.6 层序,由于钻井中有孔虫和钙质超微化石生物鉴定结果普遍以化石联合带出现,因此,有孔虫定量分析难以辨别联合层序 TB2.5—TB2.6。本区中中新世晚期—晚中新世早期的海平面最低部位,可能始于 TB2.5 层序底界,延续到 TB3.1 层序,即缺失了 TB2.6 层序。可能源于 13.8 Ma 后的极地冰盖形成,与珠江口盆地东部最低海平面出现在 TB2.5 层序底界,以及 1148 航站 Mi-3 的

$\delta^{18}\text{O}$ 加重事件相吻合。

上新世早期,Haq 曲线^[1]TB3.4 和 TB3.5 构成的两次海侵的三级旋回中,莺琼盆地由于仅在浮游有孔虫的丰度与分异度上有所表现,在地震和岩性上难以辨别,也暂将其合并为一个三级层序 TB3.4—TB3.5。

与 Haq 曲线相比,莺琼盆地海平面变化曲线,还表现出部分三级层序中海侵或海退的幅度略有差异。至于产生这些幅度差异的原因可能有两个方面,一是有孔虫定量统计的误差所致;二是计算沉积物厚度时,如没有考虑构造沉降、不同岩性压实作用下压缩比不同、地层倾角略有差异等原因造成的最终曲线振幅差异等。由于渐新统及以下多为海陆交互或陆相地层,有孔虫不发育,而第四系受钻井取样所限,故莺琼盆地海平面变化曲线仍有待于进一步完善。

致谢:参加该项工作的还有中海能源发展有限公司的蔡堪禄、赵飞、李君,以及中海石油(中国)有限公司湛江分公司的刘新宇、何卫军、李珊珊、罗威,在此表示感谢。

参考文献

- [1] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles[J]. Society of Economic Paleontologist and Special Publication, USA, 1988(42): 71-108.
- [2] 武法东,李思田,陆永潮,等. 东海陆架盆地第三纪海平面变化[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 214-221.
- [3] 郝诒纯,陈平富,万晓樵,等. 南海莺歌海—琼东南盆地晚第三纪层序地层与海平面变化[J]. 现代地质, 2000, 14(3): 237-245.
- [4] 董军社,陈平富,万晓樵,等. 南海北部崖19-1-1井晚第三纪有孔虫动物群演替与古水深变化[J]. 现代地质, 2000, 14(3): 291-294.
- [5] 何卫军,谢金有,刘新宇,等. 莺歌海盆地 DF1-1-11 井有孔虫生物地层与沉积环境研究[J]. 地层学杂志, 2011, 35(1): 81-87.
- [6] 陈中强,钟石兰,杨少坤,等. 微古生物在高分辨率层序地层学中的应用——以珠江口盆地惠州凹陷层序地层分析为例[J]. 微体古生物学报, 1998, 15(2): 134-143.
- [7] 李学杰,陈芳,陈超云,等. 南海西部浮游有孔虫含量与水深关系定量研究[J]. 古地理论, 2004, 6(4): 442-447.
- [8] 刘新宇,谢金有,张伙兰,等. 南海北部莺琼盆地浮游有孔虫年代地层研究[J]. 微体古生物学报, 2009, 26(2): 181-192.
- [9] 谢金有,祝幼华,麦文,等. 南海北部莺琼盆地钙质超微化石年代地层[J]. 微体古生物学报, 2010, 27(4): 289-298.
- [10] Blow W H. Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal

- biostratigraphy[M]// Bronnimann P, Renz H H, eds. Proceedings of the first international conference planktonic microfossils, Geneva, 1967. Leiden: Brill/Netherlands, 1969.
- [11] Blow W H. The Cainozoic globigerinida[M]. Brill Leiden, 1979, 3: 1-1413.
- [12] Bolli H M, Saunders J B. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera[M]// Bolli H M, et al, eds. Planktonic Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985.
- [13] Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation[C]// Farinacci A, eds. Proceedings of the II planktonic conference, Roma, 1970. Roma: Teknoscienza 1971: 739-785.
- [14] Okada H, Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation[J]. Marine Micropaleontology, 1980, 5 (3): 321-325.
- [15] 汪品先, 赵鸿泉, 翦知潜, 等. 南海三千万年的深海记录[J]. 科学通报, 2003, 48(21): 2206-2215.
- [16] 李前裕, Lucas Lourens, 汪品先, 等. 新近纪海相生物地层事件年龄新编[J]. 地层学杂志, 2007, 31(3): 197-208.
- [17] Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G. A geologic time scale[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2004.
- [18] Vail P R, Mitchum R M, Todd R B Jr, et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level[J]. AAPG Memoir 1977, 26: 49-212.
- [19] Harris P M, Frost S H, Seiglie G A, et al. Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the Arabian peninsula[J]. AAPG Memoir, 1984, 36: 67-80.
- [20] 钱建兴. 南海 8KL 岩芯氧同位素记录与海平面变化[J]. 地质学报, 1994 (4): 369-387.
- [21] Kendall C G St C, Lerche I. The Rise and fall of eustasy[J]. Society of Economic Paleontologist and Special Publication USA, 1988, (42): 3-18.
- [22] 秦国权. 珠江口盆地新生代晚期层序地层划分和海平面变化[J]. 中国海上油气, 2002, 16(1): 1-18.
- [23] 黄虑生. 珠江口盆地渐新统一上新统高分辨率生物地层学研究[J]. 海相油气地质, 1996, 1(4): 13-20.

编辑: 金顺爱

The Cenozoic Sea-Level Changes in Yinggehai-Qiongdongnan Basin, Northern South China Sea

Xie Jinyou, Zhu Youhua, Li Xushen, Mai Wen, Zhao Pengxiao

Abstract: The Yinggehai-Qiongdongnan (Ying-Qiong) Basin is a part of the South China Sea Shelf Basin. It is the key area to set up the Cenozoic sea level change cycles in west Pacific Ocean. Based on a relative high-resolution chronostratigraphic framework which formed from the data of foraminifera and Calcareous nannofossils, the curves of Cenozoic sea level changes in Ying-Qiong Basin was reconstructed according to the quantitative relationship between the percentage of pelagic foraminifera and water depth in the surface layer of South China Sea and by the analysis of the paleoecology, the geneses phase, the characteristics of sedimentary structures and the coastal onlap recognized in seismic reflection profiles. Three integrated 2nd-graded cycles of sea level changes and a half period cycle of sea level rising was set up from Oligocene to nowadays. The sea-level changes ranged between 0m and 200m. The deepest water appeared from the late Early Miocene to the early Middle Miocene. Compared with the Haq's curve (1988), the curves are similar in long-term and high order cycle of sea level changes.

Key words: Cenozoic; Sea-level change; Micropalaeontologic quantitative analysis; Yinggehai Basin; Qiongdongnan Basin; South China Sea

Xie Jinyou: male, Senior Geologist. Add: Research institute of Petroleum Exploration and Development, Zhanjiang Branch Company, CNOOC Ltd., Box 22, Potou, Zhanjiang, Guangdong, 524057, China

南海北部大陆架莺琼盆地 新生代海平面变化

谢金有¹, 祝幼华², 李绪深¹, 麦文³, 赵鹏肖³

(1 中海石油(中国)有限公司湛江分公司研究院; 2 中国科学院南京地质古生物研究所)

(3 中国海洋能源发展有限公司钻采研究总院湛江实验中心)

摘要 南海北部大陆架莺琼盆地是建立西太平洋新生代海平面变化的关键地区之一。基于有孔虫和钙质超微化石资料所建立的莺歌海盆地和琼东南盆地新生代相对分辨率较高的年代地层格架,通过南海海域表层建立的浮游有孔虫含量与水深的定量关系,辅以古生态、成因相及特征沉积构造分析和反射地震剖面的海岸上超分析,编制了海平面变化曲线。识别出包含三个完整二级海平面变化旋回和半周期的海平面上升旋回。海平面变化幅度在 0~200m 之间。海水最深的时期在早中新世晚期至中中新世早期以及上新世早期,与 Haq 曲线较为吻合。

关键词 南海北部; 莺歌海盆地; 琼东南盆地; 新生代; 海平面变化; 微体古生物定量分析

中图分类号: TE111.3

文献标识码: A

1 概况

1988年, EXXON 生产研究公司以 Vail 为首的研究人员, 依据露头、钻井和地震资料的综合分析, 正式提出“层序地层学”方法, 发表了根据层序地层学研究得出的第二代全球海平面变化曲线, 或称 Haq 曲线^[1]。由于海平面变化的全球性, 因此层序地层学可以成为全球性地层对比的手段, 并由此重新建立全球地层对比系统。

在确定沉积盆地升降历史和海平面变化中, 古水深度的变化极为重要。因此探索海平面的变化成了层序地层学研究中的关键, 并成为科研人员长期的工作目标, 他们在应用古生物确定古水深方面都有过尝试和总结^[2-5]。海平面升降过程会导致海水深度不断变化, 对于大陆边缘盆地, 必然会导致生物居群变化, 具体表现为生物丰度与分异度的变化^[6]。因此生物丰度与分异度变化成了生物居群的综合生物事件, 它与海泛面、凝缩层以及层序边界密切相关。

本文是在高分辨率生物地层研究中, 选择研究区具有代表性的钻井(图1)所获取的岩屑进行的浮

游有孔虫定量分析, 以南海海域表层沉积物中浮游有孔虫百分含量(P)与水深(D)建立的相关关系数学模型为基础^[7], 结合钙质超微化石、沟鞭藻、介形虫和孢粉等门类微体化石资料以及岩性和地震资料, 确定盆地升降历史和海平面变化, 编制海平面变化曲线, 为层序地层学、微体古生物及地层的研究分析提供了新的思路。

2 莺琼盆地生物地层序列及其年代地层格架

以对研究区69口钻井的有孔虫常规鉴定和15口井的定量分析、67口钻井的钙质超微化石常规分析和8口井的定量分析为基础, 建立了生物演化事件为基础的年代地层格架^[8-9]。其中常规鉴定采用了20~30m采样间隔, 定量分析采用了10~15m的采样间隔。

浮游有孔虫和钙质超微化石关键属种的初现面和末现面事件, 是建立沉积盆地生物地层格架的基本依据。查明地层中生物事件的位置, 结合放射性或古地磁测年法所获得的各事件年龄, 可建立以生物演化事件为基础的沉积盆地年代地层格架。

收稿日期: 2011-07-06; 改回日期: 2011-11-02

本文受国家“十一五”重点科技攻关项目(2008ZX05023004)和国家自然科学基金(40372005)资助

谢金有: 1961年生, 高级工程师, 1983年毕业于西南石油学院地质专业。主要从事地层古生物研究工作。通讯地址: 524057 广东省湛江市坡头22信箱

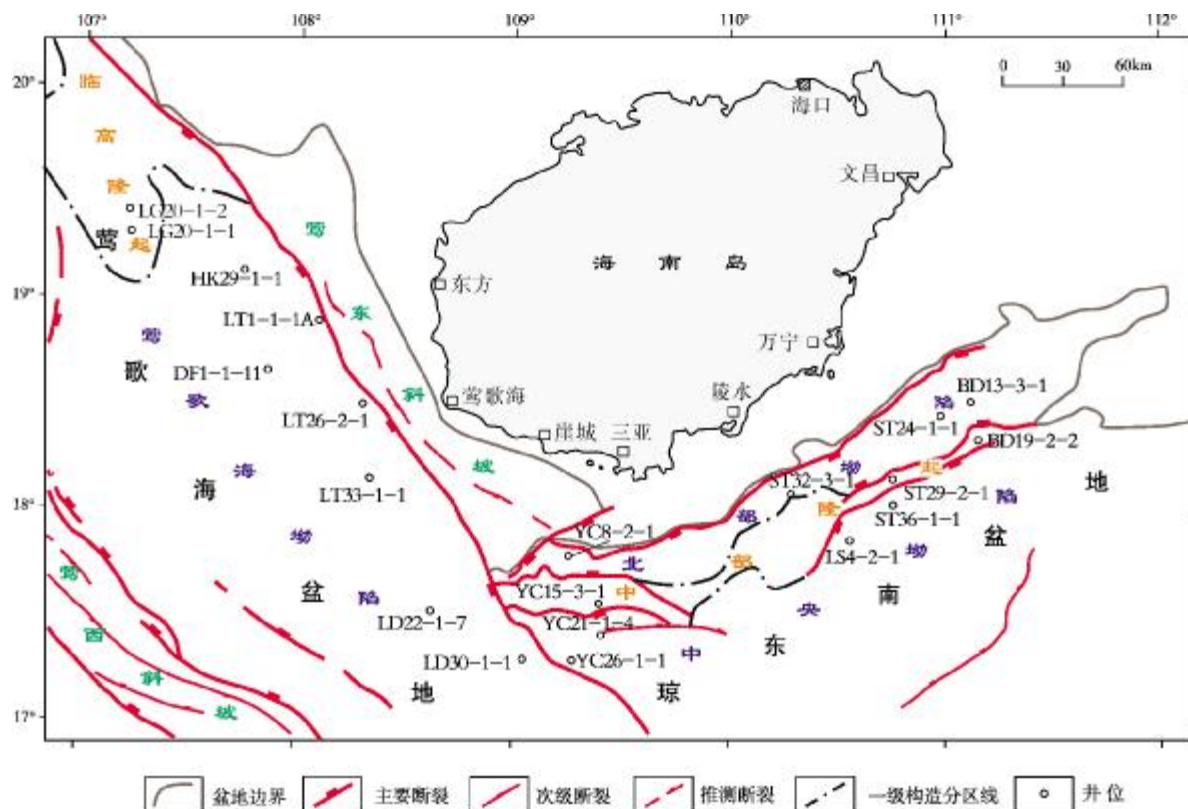


图1 莺琼盆地高分辨率生物地层研究井位置

浮游有孔虫化石带的建立,参考了两个国际分带方案。一是Blow^[10-11]的数字带,以浮游有孔虫生物事件为依据,将新生代分为42个化石带;另一个是以Bolli和Saunders^[12]为代表的种名带。上述分带大部分以标志种的初现面为基础。油气勘探多为岩屑录井,以标志种初现面定义的分带界线可能会因岩屑掉块而产生易位,因此,以标志种末现面定义分带界线相对更准确,初现面仅作参考。在研究区可以建立起自渐新世P19至更新世N22共23个化石带或联合带(图2)。

超微化石带的建立是选择7个属种初现面和40个属种的末现面作为划分标志,以Martini^[13]提出的“NN/NP”带方案为主,辅助参考Okada和Bukry^[14]提出的“CN/CP”带方案,建立研究区渐新世NP23带至更新世NN19带,共19个化石带及2个化石联合带(图2)。

生物年代框架,参考ODP184航次经天文调谐后的生物事件年代表^[15-16]和具有全球对比意义的“新生代磁性生物年代表”^[17]等近10年来的研究成果,建立了与当前国际研究保持同步衔接的研究区层序界面年龄及年代地层格架。

3 海平面相对变化的依据

目前用于海平面升降变化研究的方法主要有下列6种:①Vail等^[18]提出的海岸沉积物上超法;②Harris等^[19]提出的把指示古海岸位置的标志与海平面升降变化相联系;③根据氧同位素确定古海水的变化幅度,进而确定海平面变化^[20-21];④利用古生物确定古水深^[21];⑤利用沉积标志及成因相确定古水深^[2];⑥浮游有孔虫定量分析与钻孔和海岸线相对位置的绘制^[22]。

3.1 古生物的生态与古水深分析

从各门类微体化石资料中,根据现生生物的生态特征,选择部分环境标志明确、生物特征明显、数量多、分布广的化石,可以大致划分为陆相、过渡相、浅海相和深海相四个环境。不含海相化石作为陆相的生物标志,红树花粉作为过渡相的生物标志,钙质超微化石、有孔虫、微型有孔虫和海生沟鞭藻等作为海相生物标志。底栖有孔虫的组合,可进一步细分内浅海相与外浅海相(图3)。

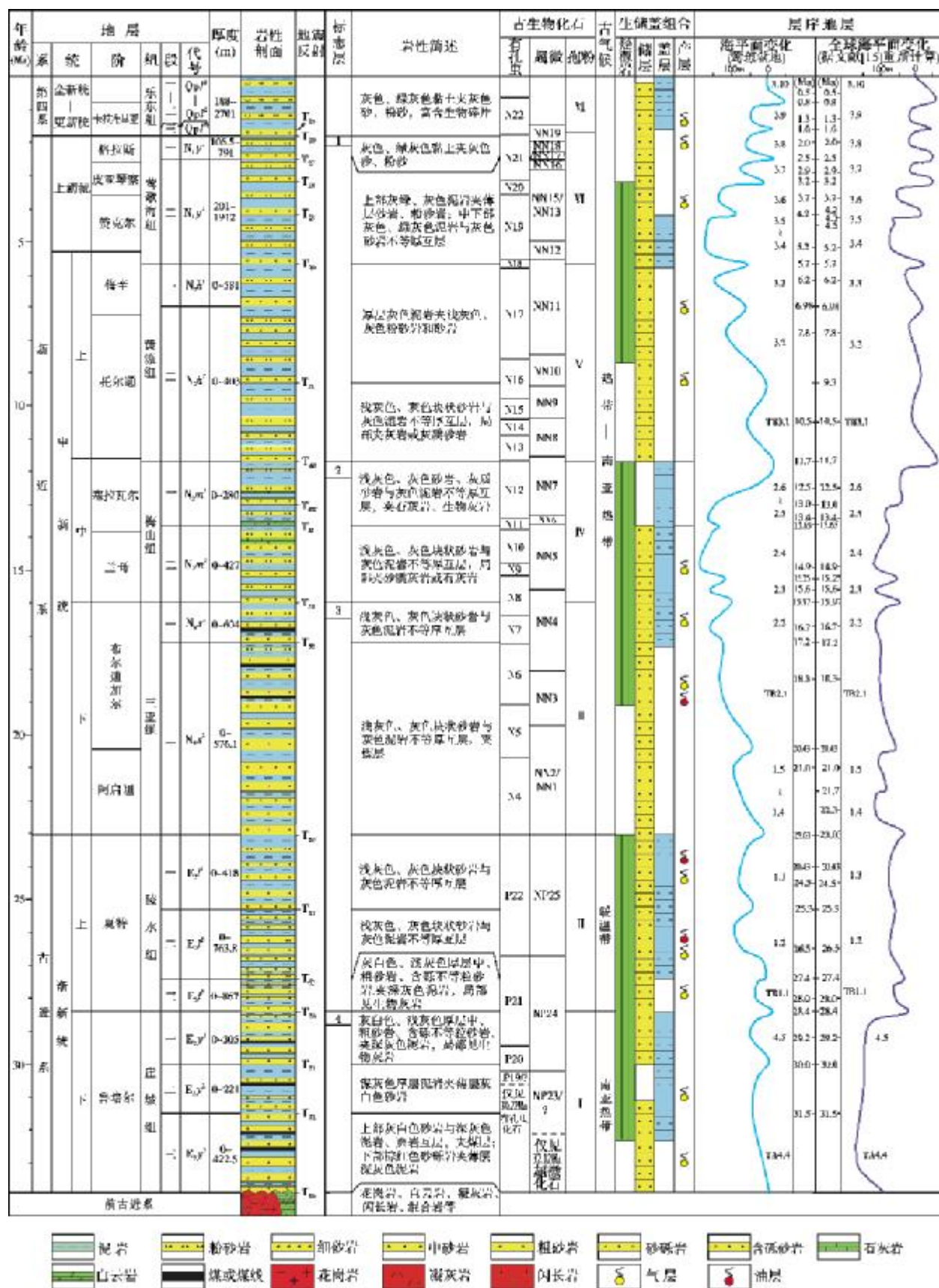


图 2 莺琼盆地渐新世以来海平面变化曲线

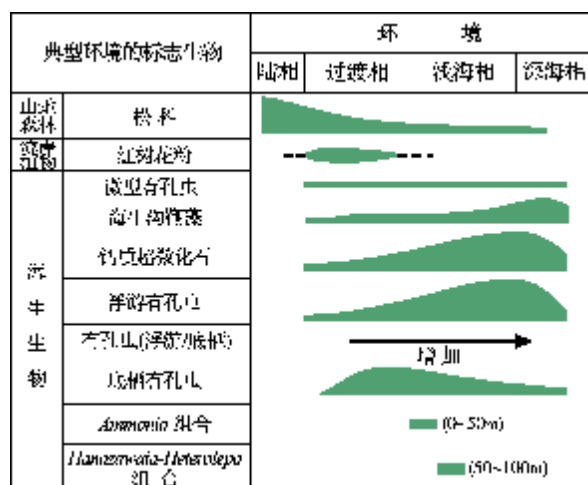


图3 沉积环境及其标志生物在沉积层中的分布
(据文献[23]修改)

有孔虫、浮游有孔虫百分含量(P)与水深(D)建立的相关关系如下:

$$\text{陆架区: } \ln D = 0.021P + 3.208 \quad (1)$$

$$\text{半深海—深海区: } D = -526.3P + 52105.2 \quad (2)$$

3.2 特征成因相及特征沉积构造

特征成因相是指示特定环境条件的沉积体,如滨岸沼泽相、浊积成因相和风暴成因相等。特征沉积构造是指在特定水动力背景下形成的沉积构造,如丘状交错层理、双向交错层理等。用于本区恢复古水深的沉积学标志及其反映的水深如表1所示。

表1 特征沉积构造和特征成因相反映的古水深

类型	沉积相	水面特征	水深(m)
特征沉积构造	丘状交错层理	正常浪基面与风暴潮浪基面之间	>30~100
	生物遗迹	不同的遗迹在不同的水深有不同的反映	0~100
	潮汐层理 双向交错层理	滨面附近	0~4
	古土壤层	滨面附近	0~4
特征成因相	浅海泥岩相		0~100
	半封闭海湾相		30~100
	浅海灰岩相		5~50
	风暴成因相		30~100
	浅海浊积相		20~100
	生物滩/礁/浅水台地相		0~20
	滨岸沼泽相		0~2

3.3 反射地震结构特征

地震层序界面的主要关系有超覆、削蚀和断超三种关系。在研究区界面识别的主要依据分别有:①削顶或冲刷充填形成的不整合关系;②地层沉积上超造成的不整合关系;③底超和顶超。

根据波组上超或削蚀的幅度及水平距离,可计算海平面变化的幅度,地震反射界面的年龄依据化石带标定(图4)。

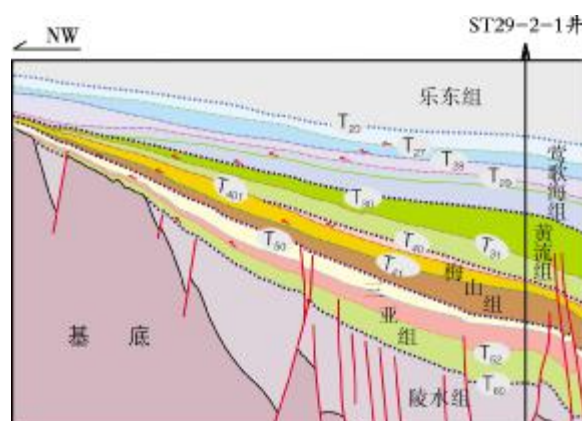


图4 过井地震剖面层序界面结构特征

4 古水深变化和相对海平面变化

按照以上划分原则和方法,分别完成了15口井地质时期的水深变化曲线(图5,图6)。对比不同位置井的古水深曲线,结合钙质超微化石,以及其它门类微体古生物,可帮助了解盆地古水深变化及相对海平面变化的特征。

4.1 崖城组

相当于地震层序 T_{70} — T_{80} 。钻遇崖城组的18口井中,大多钻井不含或仅含少量有孔虫和钙质超微化石。可见2个向上水体变深的海侵旋回。

第一次最大海侵存在于崖城组二段。YC8-2-1井钙质超微化石分异度介于0~7之间,丰度一般在50颗/50g之下;含海相介形虫Sinoythereidea impressa-Sinocythere sinensis组合和海相沟鞭藻Spiniferites,陆相孢粉较多。YC21-1-4井见有孔虫富集层,分异度仅为3~7之间,主要为粒径大于0.125 mm的有孔虫,丰度介于30~400枚/50g之间,反映海侵初期,为邻近陆地的海陆交互沉积环境。

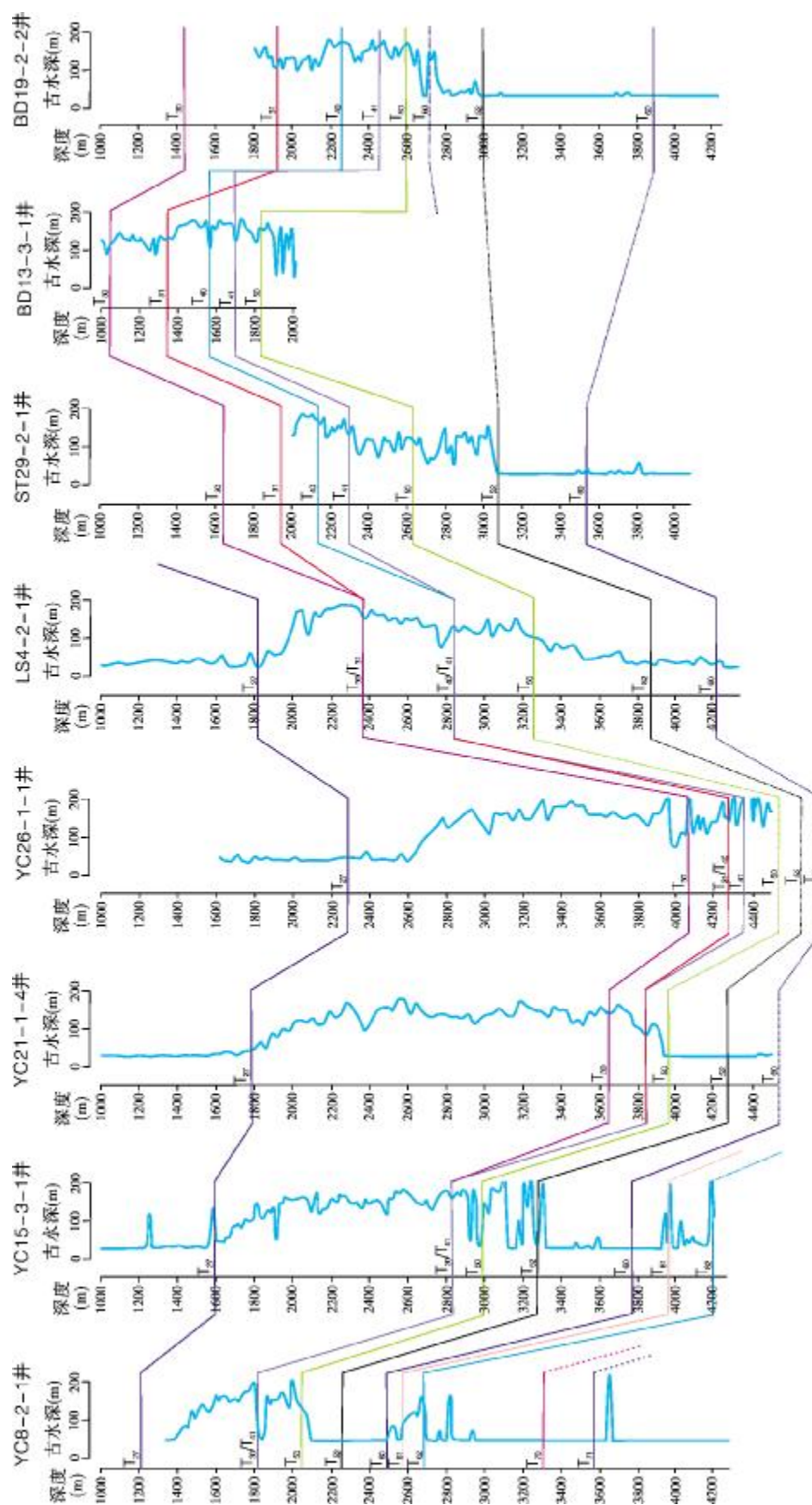


图5 琼东南盆地YC8-2-1井—BD19-2-2井连井古水深曲线对比

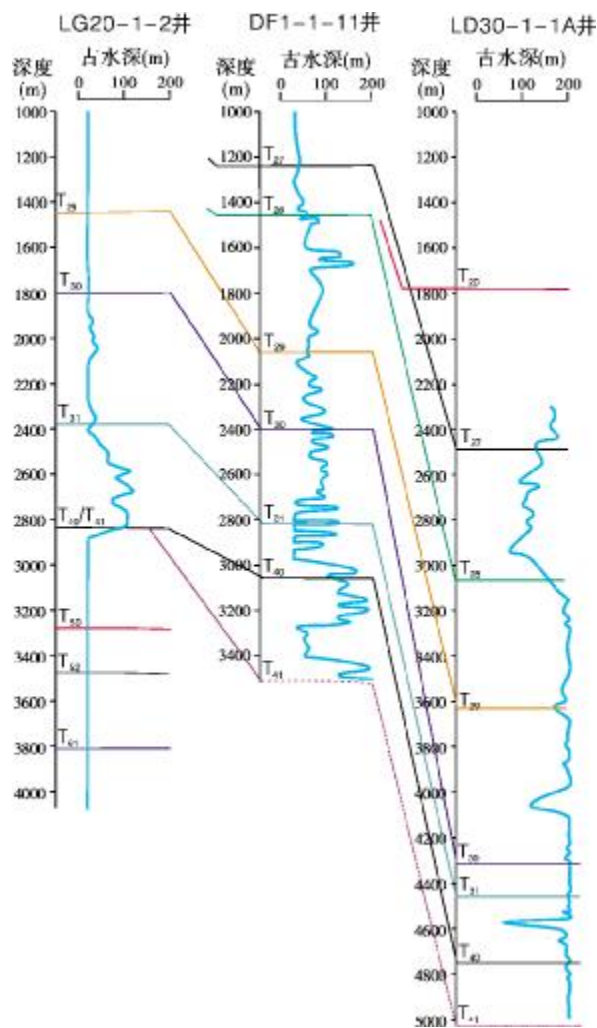


图6 莺歌海盆地 LG20-1-2 井—LD30-1-1A 井连井古水深曲线对比

第二次海侵见于崖城组一段, YC8-2-1 井钙质超微化石的丰度(0~38 颗/50 g)和分异度(0~6)较小, 含有限的浮游有孔虫(*Globiberrina* sp.)和底栖类透明钙质壳(*Ammonia tepida*, *A. beccarii*, *Florilus* sp., *Baggina* sp.); 海相沟鞭藻以 *Polyspaeridium* 和 *Hystri-chosperidium* 为代表, 以及海湾半咸水环境常见的 *Lingulodinium*, 具有正常内陆棚环境特征。水体深度大于下伏地层。

4.2 陵水组

相当于地震层序 T_{60} — T_{70} 。钻遇陵水组的 36 口钻井中, 仅在琼东南盆地崖南凹陷和宝岛凹陷, 以及莺歌海盆地临高隆起钻孔揭露较全, 可细分为 3 个海侵旋回。

第一次海侵, 相当于陵水组三段。YC8-2-1 井有孔虫分异度 5~12, 主要为粒径大于 0.125 mm 的有孔虫, 丰度 100~300 枚/50 g, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫断续出现; 钙质超微化石分异度由 1~11, 丰度在 100 颗/50 g 以下, 并可见近岸、动荡的浅海环境中的海相沟鞭藻管球藻科、半球藻科。BD19-2-2 井粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫丰度在 40 枚/50 g 以下。指示着最大海侵可达开阔的浅海环境, 水深在 30 m 以内。

第二次海侵, 相当于陵水组二段。YC8-2-1 井, 有孔虫分异度 5~25, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫 24~220 枚/50 g, 含量介于 50%~68.3%, 水体深度应增至 80~100 m 左右; 钙质超微化石最大分异度和丰度分别可达 12 和 54。YC8-1-1 井, 见全球分布较广的浅海介形虫 *Actinocythere sinensis*-*Krithe sawanensis* 组合。宝岛凹陷 BD19-2-2 井也揭露存在这次海侵事件, 有孔虫分异度 1~5, 有孔虫丰度不足 50 枚/50 g, 以粒径大于 0.125 mm 为主, 属于滨海相沉积环境。莺歌海盆地 LG20-1-2 井有孔虫分异度 7~22, 浮游有孔虫含量介于 7%~48%, 水体深度主要徘徊在 35 m 左右。该次海侵成为陵水组海侵最大的一个旋回。

第三次海侵, 规模较小, 相当于陵水组一段。钻孔揭露地层所含各门类化石较少, 丰度较低。YC8-2-1 井, 有孔虫分异度 3~5, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫 4~16 枚/50 g, 含量介于 22%~44%; 可见零星的钙质超微化石。ST29-2-1 井有孔虫分异度 4~14, 粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫 1~68 枚/50 g, 含量小于 10%; 在莺歌海盆地 LG20-1-2 井有孔虫分异度 1~4, 有孔虫丰度不足 10 枚/50 g。海侵幅度和水体深度小于下伏地层, 水体深度降至 50 m 以内, 最终海水退出全区。

4.3 三亚组

相当于地震层序 T_{50} — T_{60} 。可见 3 个水体向上变深的海侵旋回。

第一次海侵, 相当于三亚组二段下部。仅琼东南盆地东部松涛凹陷中 Yin9 井钻遇。依据钙质超微化石带 NN2 的存在, 以及含有一定数量的底栖有孔虫, 推断存在规模较小的海侵。处于海平面的上升期, 沉积环境应为滨海相, 水体深度在 20 m 以内。

第二次海侵, 相当于三亚组二段中上部。YC8-2-1 井钙质超微化石分异度不超过 6, 丰度极低。

LS4-2-1井有孔虫分异度17~32,浮游有孔虫含量介于4.5%~38.1%,水体深度总体较浅,介于30~50 m之间。旋回顶部海退特征不明显。

第三次海侵,相当于三亚组一段。旋回中的化石分异度和丰度有显著性的增加,可见海相沟鞭藻。LS4-2-1井有孔虫分异度25~37,浮游有孔虫百分含量从底部的18上升到顶部的65,水体深度从30 m左右上升至100 m左右。钙质超微化石也具有类似的变化特征,反映了以陆棚浅海为主、水体较下伏层深及海侵继续加大的过程。

4.4 梅山组

相当于地震层序 T_{40} — T_{50} 。研究区可细分出三个海侵旋回,其中梅山组二段2个,梅山组一段1个。

梅山组二段,在底部有一个化石丰度的低值区,反映出曾经海平面下降,随后的微体古生物的分异度和丰度都有急剧增加的趋势。有孔虫分异度和丰度显示,具有两次海侵旋回构成,旋回之间仅依据分异度、丰度和浮游有孔虫百分含量微小变化相区别。LS4-2-1井,有孔虫分异度33~39,浮游有孔虫含量介于67%~88%,水体深度普遍在100~120 m,处于浅海外陆架环境。YC8-2-1井,见适应于外陆架至半深海环境的介形虫*Arguilloecia*一属。BD19-2-2井,浮游有孔虫含量介于76%~91%,水深可至160 m。

梅山组一段大多钻井基本缺失,识别出一次海侵旋回。如YC26-1-1井,以浅水种*Cibicides* spp. *Nonion* spp. *Hanzawaia* spp.等底栖有孔虫为主流,丰度仅1 000~3 000枚/50 g。低部位ST29-2-1井中的有孔虫分异度、丰度和浮游有孔虫含量都较高。分别为33~46、2 000~5 000枚/50 g、77%~92%;水体深度仍可至100 m以上。LG20-1-2井水深也可至100 m以上。BD19-2-2井,浮游有孔虫含量介于71%~90%,水深可至160 m。晚期有孔虫和钙质超微化石仅能建立化石联合带,推测海水应全部退出本地区。

4.5 黄流组

相当于地震层序 T_{30} — T_{40} 。地层发育区域性变化明显,盆地西部近岸的区域常缺失整个黄流组(如YC8-2-1井,YC15-3-1井),远岸的区域缺失黄流组二段(如YC21-1-4井,YC26-1-1井),盆地中部缺失黄流组一段(如LS4-2-1井)。可细分出3个海侵旋回,对应黄流组二段1个和黄流组一段2个。

第一个海侵对应层序 T_{31} — T_{40} 。根据黄流组地层发育特征及水深变化情况,这次海侵影响自盆地东部向西和向北推进。低部位ST29-2-1井中,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度1 000~4 500枚/50 g,分异度37~45;浮游有孔虫含量基本在85%以上。沉积环境处于外陆架环境,水深基本在150 m以上。

第二个海侵与第三个海侵对应层序 T_{30} — T_{31} 。LD30-1-1井,有孔虫丰度200~1 000枚/50 g,分异度7~28,其中浮游有孔虫占据95%以上。海退特征不明显,水深接近外陆架至陆坡半深海,水深大于180 m。BD13-3-1井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度5 000~25 000枚/50 g之间,分异度17~26,浮游有孔虫基本在55%~85%,水体深度在90~160 m。期间有一水体变浅的过程,但水体深度仍在110 m以上。

4.6 莺歌海组

相当于地震层序 T_{20} — T_{30} 。可细分为5个旋回。

第一次海侵旋回与第二次海侵,构成层序 T_{29} — T_{30} 。各井的有孔虫丰度较高,粒径大于0.75 mm有孔虫丰度及大有孔虫也明显增加,分异度和丰度向上逐步降低。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度19~70枚/50 g,分异度21~40,浮游有孔虫30%~60%,水体深度50~80 m。水体深度明显低于中新世高水位期,应为陆架浅海环境。通过丰度与分异度可区别出海平面有无小的升降变化。

第三个海侵旋回相当于层序 T_{28} — T_{29} 。各井的有孔虫丰度仍高,粒径大于0.75 mm有孔虫丰度及大有孔虫继续增加,丰度向上继续降低,分异度23~56,孢粉开始明显增加。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度20~500枚/50 g,分异度21~50,浮游有孔虫30%~60%,水体深度在50~80 m。

第四个海侵旋回相当于层序 T_{27} — T_{28} 。各井有孔虫丰度明显降低,分异度接近于下伏地层,孢粉继续增加。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度26~152枚/50 g,分异度34~52,浮游有孔虫5%~35%,水体深度25~45 m。

第五个海侵旋回相当于层序 T_{20} — T_{27} 。各井的有孔虫丰度继续降低,分异度仍接近于下伏地层,孢粉继续增加。DF1-1-11井,粒径大于0.25 mm有孔虫丰度9~236枚/50 g之间,分异度30~51,浮游有孔虫1.4%~20%,顶部有孔虫丰度和分异度急剧降低,预示着海平面的急剧降低,水深小于35 m。

4.7 乐东组

相当于海底— T_{20} 。由于受到钻井岩屑所限,仅在乐东 22-1 构造所钻各井中,反映出浅海背景下海水至少 3 次振荡旋回,见水体深度介于 50~100 m 之间的底栖有孔虫组合,沉积环境以浅海相沉积为主。DF1-1-11 井,有孔虫分异度和丰度显示海进过程,粒径大于 0.25 mm 有孔虫丰度小于 60 枚/50 g,分异度在 5~19 之间,以底栖有孔虫为主,水体深度在 35 m 以内。琼东南盆地 LS4-2-1 井也显示海进过程,有孔虫分异度 32~51,粒径大于 0.25 mm 有孔虫丰度 5~600 枚/50 g,浮游有孔虫 10%~30%,水体深度 30~45 m。

5 海平面相对变化曲线的编制

5.1 海平面升降的判断

通常钙质超微和浮游有孔虫丰度、分异度的最大峰值与层序中最大海泛面凝缩段相对应;而丰度、分异度的低谷往往出现在层序界面附近。

5.2 层序边界最大海泛面的确定

层序边界 取粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫数量对数曲线和百分含量曲线为基准,以浮游有孔虫丰度和百分含量低、钙质超微化石定量分析数据中其丰度与分异度具有低值、界面上下红树林孢粉增加、出现近岸类型的有孔虫组合、岩性偏粗等特征(包括出现暴露标志)为特点,结合浮游有孔虫和钙质超微年龄值,将界线确定在粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫对数曲线和百分含量曲线的低谷附近的岩性界面突变处,并尽可能置于粗碎屑的底界。

最大海泛面 介于一个完整旋回中的浮游有孔虫丰度和百分比高值处,并出现深水类型的有孔虫组合、钙质超微化石定量分析数据中其丰度与分异度也具有高值、沉积物变细等特征。结合年龄值把界线划在粒径大于 0.25 mm 浮游有孔虫对数曲线和百分含量曲线的高峰处。

5.3 层序边界与最大海泛面年龄的标定

通过钻孔的概念化石带界线的生物事件,即可从该旋回图上确定其年代地层剖面中的位置以及相对应的年龄值,再依据 Haq 旋回图^[1]中化石带的界

线和层序关系,即可进一步确定层序边界和最大海泛面的年龄值。

依据海平面升降的判断标准以及层序边界和最大海泛面的确定,莺琼盆地渐新世以来的TA4.4层序至第四纪的TB3.9的大部分三级层序,基本被识别出来(图2)。综合分析15口井的岩性、电性和过井地震剖面,编制了莺琼盆地新生代海平面曲线(图2)。

6 莺琼盆地海平面变化与全球海平面变化的差别

6.1 莺琼盆地海平面变化

莺琼盆地海平面变化总体表现为一级海平面旋回,其中包含了 3 个完整二级海平面变化旋回、半周期的海平面上升旋回。

第一个二级旋回,时间距今33.9~23.03 Ma。在距今33.9 Ma(不晚于32.12 Ma),盆地开始接受海侵,在距今24.5 Ma达到本阶段的最大海水深度,随后水体深度逐渐减小。在距今33.9~28.4 Ma阶段(崖城组沉积期),处于海侵初期,总体上水体较浅,处于以海陆交互为主的沉积环境过渡到正常浅海相环境。从YC8-2-1和YC21-1-4井的微体古生物分析中,仍可发现数量有限的浮游有孔虫化石,结合岩性,识别出2个海进与海退旋回,对应于Haq^[1]的TA4.4和TA4.5层序。在距今28.4~23.03 Ma(陵水组沉积期),YC8-2-1井出现了三个较为集中的有孔虫层,陵水组二段出现最大海侵,海水深度(100 m左右)明显大于晚期的海水深度(30~40 m),并可识别出3个海进与海退旋回,对应Haq^[1]的TA1.1、TA1.2和TA1.3层序。由于海退过程以及后期构造变动,往往在凹陷的边部或构造高部位缺失TA1.3、甚至TA1.2层序。

第二个二级旋回,时间距今23.03~11.7 Ma。在渐新世的晚期,海水基本退出,早中新世的早期,盆地开始了接受新一轮海侵。初期主要是滨海沉积范围逐渐减小,浅海范围逐渐扩大,在距今约15.6 Ma前后,海侵范围最大,水体最深。稳定到距今14.9 Ma前后,海水自西北向东南开始逐步退缩,到11.7 Ma前后基本退出大部地区,造成了盆地内自西向东大部地区的梅山组一段缺失,即缺失层序TB2.5和TB2.6。对微体古生物的研究表明,研究区基本识别出与Haq^[1]比较的TB2.1、TB2.2、TB2.3、TB2.4及TB2.5—TB2.6等层序。而TB1.4—TB1.5的层序,仅从琼东南盆地东部

Yin9 井中化石带的出现而推断其存在。

第三个二级旋回,时间为距今 11.7~2.5 Ma。晚中新世早期,莺琼盆地开始了新一轮的海侵及快速海进过程。研究区绝大部分地区很快成为浅海环境。海侵初期,盆地西部仍然缺失 TB3.1 和(或)TB3.2。距今 5.2 Ma 左右,整个陆架水体深度最大,海侵范围最广,表现在浮游微体古生物的分异度与丰度在该阶段出现最大值,与 11.7 Ma 前后的有孔虫比较,体积上较大的有孔虫明显增加。本阶段的水体深度应小于上个阶段的海水深度,计算结果也得到了证实,莺歌海盆地的水体深度也小于琼东南盆地。盆地在海侵的背景下,发生了广海沉积,从定量数据中仍可细分出可与全球对比的 7 次海平面变化,其中 TB3.4 和 TB3.5 层序海退与海进变化幅度较小,仅能通过浮游有孔虫的丰度和分异度变化来识别。

第四个二级旋回,时间为距今 2.5 Ma~现今。距今 2.5 Ma 前后的冰川期,造成了全球的寒冷期,海水全部退出陆架区域。随后的海水两进与两退过程,以及最后的海进过程,形成 TB3.8 和 TB3.9 完整的三级层序和 TB3.10 三级层序的海进过程。包括了莺歌海组一段和乐东组全部,与前段比较,水体深度有所减小,且总体呈向上变浅趋势。

6.2 本区海平面变化与全球海平面变化的差别

与 Haq 等^[1]编制的海平面变化曲线相比较,可以看出自渐新世以来的莺琼盆地反映的高级别长周期变化(二级以上)趋势基本相同(图 6)。

早中新世早期 Haq^[1]的曲线反映出由 TB1.4 和 TB1.5 共同构成的两次海侵的三级旋回,而在莺琼盆地,仅在极个别钻孔中识别出 NN1 至 NN2 带,缺乏浮游有孔虫丰度资料,未能表现出海平面变化,地震上也无法追踪解释,现暂将其合并为一个三级层序 TB1.4—TB1.5。

中中新世晚期的 TB2.5 和 TB2.6 层序,由于钻井中有孔虫和钙质超微化石生物鉴定结果普遍以化石联合带出现,因此,有孔虫定量分析难以辨别联合层序 TB2.5—TB2.6。本区中中新世晚期—晚中新世早期的海平面最低部位,可能始于 TB2.5 层序底界,延续到 TB3.1 层序,即缺失了 TB2.6 层序。可能源于 13.8 Ma 后的极地冰盖形成,与珠江口盆地东部最低海平面出现在 TB2.5 层序底界,以及 1148 航站 Mi-3 的

$\delta^{18}\text{O}$ 加重事件相吻合。

上新世早期,Haq 曲线^[1]TB3.4 和 TB3.5 构成的两次海侵的三级旋回中,莺琼盆地由于仅在浮游有孔虫的丰度与分异度上有所表现,在地震和岩性上难以辨别,也暂将其合并为一个三级层序 TB3.4—TB3.5。

与 Haq 曲线相比,莺琼盆地海平面变化曲线,还表现出部分三级层序中海侵或海退的幅度略有差异。至于产生这些幅度差异的原因可能有两个方面,一是有孔虫定量统计的误差所致;二是计算沉积物厚度时,如没有考虑构造沉降、不同岩性压实作用下压缩比不同、地层倾角略有差异等原因造成的最终曲线振幅差异等。由于渐新统及以下多为海陆交互或陆相地层,有孔虫不发育,而第四系受钻井取样所限,故莺琼盆地海平面变化曲线仍有待于进一步完善。

致谢:参加该项工作的还有中海能源发展有限公司的蔡堪禄、赵飞、李君,以及中海石油(中国)有限公司湛江分公司的刘新宇、何卫军、李珊珊、罗威,在此表示感谢。

参考文献

- [1] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles[J]. Society of Economic Paleontologist and Special Publication, USA, 1988(42): 71-108.
- [2] 武法东,李思田,陆永潮,等. 东海陆架盆地第三纪海平面变化[J]. 地质科学, 1998, 33(2): 214-221.
- [3] 郝诒纯,陈平富,万晓樵,等. 南海莺歌海—琼东南盆地晚第三纪层序地层与海平面变化[J]. 现代地质, 2000, 14(3): 237-245.
- [4] 董军社,陈平富,万晓樵,等. 南海北部崖19-1-1井晚第三纪有孔虫动物群演替与古水深变化[J]. 现代地质, 2000, 14(3): 291-294.
- [5] 何卫军,谢金有,刘新宇,等. 莺歌海盆地 DF1-1-11 井有孔虫生物地层与沉积环境研究[J]. 地层学杂志, 2011, 35(1): 81-87.
- [6] 陈中强,钟石兰,杨少坤,等. 微古生物在高分辨率层序地层学中的应用——以珠江口盆地惠州凹陷层序地层分析为例[J]. 微体古生物学报, 1998, 15(2): 134-143.
- [7] 李学杰,陈芳,陈超云,等. 南海西部浮游有孔虫含量与水深关系定量研究[J]. 古地理论, 2004, 6(4): 442-447.
- [8] 刘新宇,谢金有,张伙兰,等. 南海北部莺琼盆地浮游有孔虫年代地层研究[J]. 微体古生物学报, 2009, 26(2): 181-192.
- [9] 谢金有,祝幼华,麦文,等. 南海北部莺琼盆地钙质超微化石年代地层[J]. 微体古生物学报, 2010, 27(4): 289-298.
- [10] Blow W H. Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal

- biostratigraphy[M]// Bronnimann P, Renz H H, eds. Proceedings of the first international conference planktonic microfossils, Geneva, 1967. Leiden: Brill/Netherlands, 1969.
- [11] Blow W H. The Cainozoic globigerinida[M]. Brill Leiden, 1979, 3: 1-1413.
- [12] Bolli H M, Saunders J B. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera[M]// Bolli H M, et al, eds. Planktonic Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985.
- [13] Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation[C]// Farinacci A, eds. Proceedings of the II planktonic conference, Roma, 1970. Roma: Teknoscienza 1971: 739-785.
- [14] Okada H, Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation[J]. Marine Micropaleontology, 1980, 5 (3): 321-325.
- [15] 汪品先, 赵鸿泉, 翦知潜, 等. 南海三千万年的深海记录[J]. 科学通报, 2003, 48(21): 2206-2215.
- [16] 李前裕, Lucas Lourens, 汪品先, 等. 新近纪海相生物地层事件年龄新编[J]. 地层学杂志, 2007, 31(3): 197-208.
- [17] Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G. A geologic time scale[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2004.
- [18] Vail P R, Mitchum R M, Todd R B Jr, et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level[J]. AAPG Memoir 1977, 26: 49-212.
- [19] Harris P M, Frost S H, Seiglie G A, et al. Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the Arabian peninsula[J]. AAPG Memoir, 1984, 36: 67-80.
- [20] 钱建兴. 南海 8KL 岩芯氧同位素记录与海平面变化[J]. 地质学报, 1994 (4): 369-387.
- [21] Kendall C G St C, Lerche I. The Rise and fall of eustasy[J]. Society of Economic Paleontologist and Special Publication USA, 1988, (42): 3-18.
- [22] 秦国权. 珠江口盆地新生代晚期层序地层划分和海平面变化[J]. 中国海上油气, 2002, 16(1): 1-18.
- [23] 黄虑生. 珠江口盆地渐新统一上新统高分辨率生物地层学研究[J]. 海相油气地质, 1996, 1(4): 13-20.

编辑: 金顺爱

The Cenozoic Sea-Level Changes in Yinggehai-Qiongdongnan Basin, Northern South China Sea

Xie Jinyou, Zhu Youhua, Li Xushen, Mai Wen, Zhao Pengxiao

Abstract: The Yinggehai-Qiongdongnan (Ying-Qiong) Basin is a part of the South China Sea Shelf Basin. It is the key area to set up the Cenozoic sea level change cycles in west Pacific Ocean. Based on a relative high-resolution chronostratigraphic framework which formed from the data of foraminifera and Calcareous nannofossils, the curves of Cenozoic sea level changes in Ying-Qiong Basin was reconstructed according to the quantitative relationship between the percentage of pelagic foraminifera and water depth in the surface layer of South China Sea and by the analysis of the paleoecology, the geneses phase, the characteristics of sedimentary structures and the coastal onlap recognized in seismic reflection profiles. Three integrated 2nd-graded cycles of sea level changes and a half period cycle of sea level rising was set up from Oligocene to nowadays. The sea-level changes ranged between 0m and 200m. The deepest water appeared from the late Early Miocene to the early Middle Miocene. Compared with the Haq's curve (1988), the curves are similar in long-term and high order cycle of sea level changes.

Key words: Cenozoic; Sea-level change; Micropalaeontologic quantitative analysis; Yinggehai Basin; Qiongdongnan Basin; South China Sea

Xie Jinyou: male, Senior Geologist. Add: Research institute of Petroleum Exploration and Development, Zhanjiang Branch Company, CNOOC Ltd., Box 22, Potou, Zhanjiang, Guangdong, 524057, China