科学通报 2012 年 第 57 卷 第 20 期：1896 ~ 1905
专题：南海深海过程演变 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
自然科学基金项目进展专栏
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

南海西南海盆的渐进式扩张

李家彪[①②], 丁巍伟[①②], 吴自银[①②], 张洁[①②], 董崇志[①②]

① 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;
② 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 310012
E-mail: jbli@sio.org.cn

2011-11-20 收稿, 2012-04-28 接受
国家自然科学基金重大研究计划(91028006)和国家重点基础研究发展计划(2007CB411700)资助

摘要 在总结渐进式扩张基本特征的基础上, 通过对南海西南海盆的高分辨率多波束构造地貌分析及其与多道地震剖面的综合对比研究, 结合磁条带异常的识别, 建立了西南海盆渐进式扩张的构造演化动力模式. 这种渐进式扩张从北东向西南逐步推进, 在构造机制上表现为从稳态的海底扩张, 到非稳态的初始海底扩张, 再向陆缘张裂的逐步转化. 西南海盆的扩张属构造主导型的海底扩张, 存在一系列非均匀的构造、沉积作用现象.

关键词
南海西南海盆
渐进式扩张
多波束构造地貌
构造分区
构造动力机制

近期从大洋到边缘海海底扩张的研究表明, 并不是所有海底扩张都是沿着走向同时发生的[1]. 洋脊的渐进式扩张和海盆的渐进式演化是海底构造演化的一种重要形式, 并逐渐受到人们的关注. 渐进式扩张代表了洋中脊和海盆的扩张中心并不是同时出现的, 而是沿着某个方向不断推进, 并具有一定的推进速度, 推进过程可能中间存在停顿, 也可能是连续发展的.

虽然目前尚未对大洋和边缘海的渐进式扩张进行系统总结, 但其全球分布的普遍性正逐步为人所知. Fumes 等人[2]指出渐进式扩张是快速和中速洋中脊及弧后扩张中心的普遍特征. 迄今除了在快速和中速扩张的洋中脊(东太平洋海隆、中印度洋脊和东南印度洋脊)上发现渐进式扩张的洋段[3~8], 慢速扩张洋中脊(大西洋中脊)同样也存在渐进式扩张的历史[9]. 在超慢速扩张洋中脊(西南印度洋脊、北冰洋脊)上目前尚未找到渐进式扩张的证据. 除了大洋中脊以外, 大陆边缘的边缘海盆(亚丁脊、劳盆地和 Woodlark 盆地), 通常具有更为普遍和典型的渐进式扩张和演化的特点, 成为研究渐进式扩张的热点和样板[10~14].

对于大洋中脊来说, 具有渐进式扩张的洋脊主要分布在太平洋, 印度洋次之, 大西洋较少. 2°S~20°N 和 26°~32°S 的东太平洋海隆具有整体由南向北逐步扩张演化的历史[3,4]. Acton 等人[5]推算 26°~32°S 东太平洋海隆的推进速度为 120 mm/a, 尤其是 1.9 Ma 以来其推进速度达 150 mm/a. 东北太平洋海域的胡安德富卡洋脊是一个向北渐进式扩张的洋脊[6], 推进速度为 44 mm/a[7]. 东太平洋赤道地区的加拉帕戈斯海脊(Galapagos ridge)也具渐进式向西扩张的特点, 它向西不断进入由东太平洋海隆扩张所形成的洋壳中, 推进速度为 55.5~58.5 mm/a[5]. 位于太平洋板块, 南极洲板块和纳斯卡板块交汇处的智利洋脊也呈现出渐进式向北扩张特征, 推进速度为 60 mm/a[8]. 太平洋-南极洋脊主要以南东东向推进为主, 推进速度为 12~38 mm/a[5].

中北印度洋的卡尔斯伯格脊和东南印度洋中脊被证实是渐进式扩张的洋脊. 东南印度洋中脊渐进式扩张的推进方向为 NWW 向 SEE, 但推进速度却存在着很大的差异(7~49 mm/a). 大西洋目前只在冰岛南部和 30°S 以南区域证实存在渐进式扩张的洋脊, 但洋段渐进式扩张方向和速度各异[5,9].

对于渐进式扩张的边缘海盆来说, 地理分布上

英文版见: Li J B, Ding W W, Wu Z Y, et al. The propagation of seafloor spreading in the southwestern subbasin, South China Sea, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5329-2

它们也主要分布于太平洋海域, 构造位置则一般位于大陆边缘地区. 弧后盆地普遍存在渐进式扩张的演化历史. Okino 等人[10]研究表明, 位于菲律宾海板块的帕里维希拉海盆是一个由南向北渐进式扩张形成的盆地, 它与由北向南渐进式扩张的四国盆地一起形成了伊豆-小笠原-马里亚纳岛弧后连通的盆地. 根据 Benes 等人[11], Taylor 等人[12]和 Goodliffe 等人[13]对南太平洋 Woodlark 盆地的研究发现, 该盆地经历了向西的渐进式扩张, 在盆地内从东到西可同时观测到洋壳扩张和陆壳张裂的转化过程. 劳盆地(Lau basin)处于火山活动活跃的岛弧和火山活动不活跃的残留弧之间, 由 2 条扩张脊组成, 而且都是北东向西南渐进式张裂扩张的产物[14].

亚丁湾洋中脊作为边缘海盆渐进式扩张的典型代表, 是阿拉伯板块和非洲板块分裂扩张的产物, 空间形态上呈 V 型三角盆地, 全长约 1500 km. 根据磁条带异常, 亚丁脊从 17.5 Ma(5d)开始扩张并由东向西逐渐推进, 目前仍在活动. 亚丁脊从东向西可分为 3 段, 东段(58°~52°E)和中段(52°~45°E)为洋壳性质, 西段(45°~43°E)为洋壳向陆壳过渡区段, 存在磁异常空白带, 并最终转化为陆内裂谷[15]. 亚丁脊的渐进式扩张在速率和方向上沿轴向均存在较大的变化, 反映出边缘海盆扩张的构造动力的不稳定性.

南海作为西太平洋大陆边缘上的一个大型边缘海盆, 在构造演化研究上具有独特地位. 南海的深海盆具有洋壳基底, 总体上东宽西窄, 被认为是新生代海底扩张的产物, 虽然其形成年代仍具争议[16~19]. 南海深海盆可进一步划分为构造特征明显不同的 3 个次级海盆, 即东部海盆、西南海盆和西北海盆. 其中西南海盆也是 1 个形态上呈 V 型的三角形盆地, 扩张中脊北东-南西走向十分清楚, 向西也与其西缘的越东大陆边缘相互作用, 这是否预示着西南海盆也具有与亚丁脊相似的渐进式扩张演化历史? 西南海盆是南海海盆的重要组成部分, 由于调查积累的相对薄弱和构造演化问题的复杂性, 其构造研究一直没有取得实质性进展. 为此本文利用最新获得的高分辨率地球物理数据, 从渐进式扩张的新角度, 对西南海盆构造演化动力模式进行重新研究, 以期推动该海盆构造演化认识的进一步深化, 提出边缘海渐进式扩张新的实例, 同时其成果也将有助于提高南海海盆构造演化的整体认识水平, 并对存在的争议问题给出新的限定和思路.

1 地质背景

南海位于欧亚板块、印澳板块和太平洋板块相互作用的交汇处, 新生代经历了陆缘张裂、海底扩张到俯冲碰撞的复杂演化阶段, 被认为是海盆动力学机制转换研究的天然实验室. 南海周边大陆边缘类型多样, 北部为张裂大陆边缘, 西部为走滑平移大陆边缘, 东部为洋洋俯冲, 南部的南沙北部与北部大陆边缘相对应, 同样是张裂大陆边缘, 而南沙南部为俯冲碰撞大陆边缘, 是复杂构造演化历史的综合表现.

由于目前南海海盆尚未实施钻井, 其扩张演化历史的建立主要依据磁异常条带的对比. 南海东部海盆的扩张方式和年代认识相对比较统一. Taylor 和 Hayes[16]在东部海盆鉴别出 11~5 d 磁异常条带, 它们沿 15°N 附近的近 E-W 向黄岩海山链古扩张中心两侧对称分布, 时代为 32~17 Ma. 而后 Briais 等人[18]再次对南海磁测资料进行详细对比和分析, 并根据 Cande 和 Kent[20]发表的新地磁倒转年表将时间定为 30~16 Ma. 然而对西南海盆的扩张历史, 不同学者得出了不同的结论. 比较主流的观点是 Taylor 和 Hayes[17]以及 Briais 等人[18]的磁异常条带对比, 认为海盆扩张为 6b~5c, 即 23~16 Ma. 姚伯初等人[19]认为西南海盆比东部海盆多一套沉积层, 并将海盆扩张时间定为 42~35 Ma. Ru 等人[21]根据水深和热流值、吕文正[22]根据磁条带各自得出 M32~M27(70~63 Ma)的观点. 西南海盆海底扩张年龄的多解性除了源自其自身存在的一些矛盾现象(如水深大, 而热流反而高等)外, 也与当时获得的磁测资料的精度和测网密度不高有关, 影响了磁条带特征的提取和空间连续性的认识.

南海海盆扩张的构造动力模式可主要概括为 2 种: (1) Briais 等人[18]认为西北海盆和东部海盆一起从 30 Ma 开始发生 NS 向扩张, 在 25 Ma 左右扩张轴向南发生跃迁, 并向西南方向延伸, 从而开始西南海盆的拉张; 李家彪等人[23]根据东部海盆高精度构造地貌的研究表明, 其晚期扩张的方向已由原先的近 NS 向转为近 NW-SE 向, 与西南海盆的扩张方向类似, 进一步确证了西南海盆在中新世以来与东部海盆共同经历了相同方向的海底扩张. (2) 姚伯初等人[19,24]则认为西南海盆和西北海盆在古近纪与南海北部陆缘共同经历了近 NW-SE 向的陆缘裂解, 而后开始发生海底扩张. 在其扩张结束后东部海盆才开始 NS 向的拉张, 海盆之间通过近 NNW-SSE 向的走滑断层进

行调节.

南海深海盆岩浆活动在海底扩张结束后似乎并未终止, 大量的海山主要分布于海盆扩张中脊及其北侧区域[16,17,23,25,26]. 通过对海山拖网采样获得的玄武岩样品的年代学分析, 这些海山的年龄在 14~3.5 Ma 之间[14]. 最近的研究表明, 西南海盆中脊附近海山的拖网玄武岩年龄也在 9.1~10.0 Ma 之间[27]. 从西南海盆与东部海盆相比较来看, 东部海盆在扩张结束后, 仍具有大量的晚期岩浆活动, 尤其是在 15°~17°N 之间的扩张中脊区, 集中了包括黄岩-珍贝海山链、宪北海山、宪南海山、石星海山在内的大量海山, 形成了崎岖地形和大型海山链. 而西南海盆的海山主要集中在海盆扩张中脊及其东北侧局部区域, 数量相对较少, 显示其扩张期后岩浆活动要明显弱于东部海盆, 洋中脊仍然保留了慢速扩张所特有的中央裂谷形态.

西南海盆是南海西南部的一个 V 型三角形盆地. 它从东北向西南延伸, 形态由宽变窄, 长约 600 km, 面积约 115000 km^2, 水深在 3000~4300 m 之间, 是南海海盆中水深最大的部分[28](图 1). 整个海盆海底较为平坦, 构造总体走向以 NE 向为主, 扩张中心被线性中央裂谷占有, 构成与东部海盆截然不同的特点. 海盆的西北缘为中-西沙群岛大陆边缘, 东南缘为南沙群岛大陆边缘, 西南端一直延伸进入越东大陆边

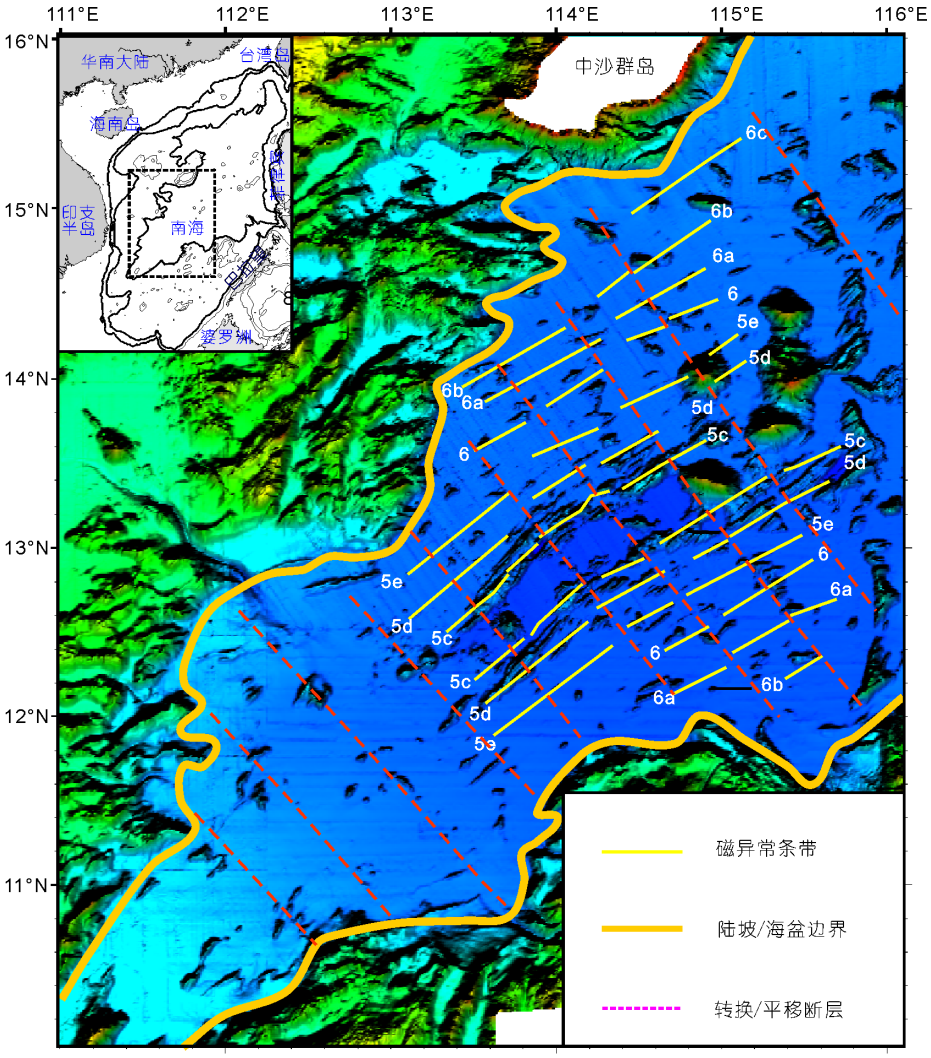

图 1 南海西南海盆多波束海底地貌阴影图

假想光从东南方向与水平面呈−45°照射

缘. Huchon 等人[1]通过多波束地形、重磁和多道地震的调查, 研究了与西南海盆扩张中脊向西延伸有关的在越东大陆边缘上的裂谷盆地. 该盆地空间上表现为向西收敛的 V 型张裂盆地, 西北侧边缘构造走向 NE55°, 东南侧走向 NE30°. 盆地受地堑、地垒等断块构造控制, 沉积物相对丰富. 沿 NE45°张裂轴从陆坡到海盆地壳强烈减薄, 裂谷宽度逐步加大, 直至出现洋壳, 并在洋陆交界边缘上发育一个轴向海山, K-Ar 年龄为 4 Ma, 是扩张期后的产物. 该裂谷盆地被认为是在大陆岩石圈向西南渐进式破裂(Break-up)机制下形成的, 并根据 Briais 等人[18]磁条带对比和前人资料, 认为与西南海盆可能的渐进式扩张相关. 然而对于西南海盆本身而言, 由于缺乏新的地质、地球物理数据, 其构造演化和动力过程的研究一直无法取得新的进展, 仍然停留在 20 年前的研究状态, 尤其是与渐进式扩张相关的海盆年龄分布型式、海底扩张方式、洋脊分段特征以及构造样式的空间变化规律等问题急需获得新的答案, 以便为建立海盆构造演化动力模式奠定基础.

2 数据与方法

为探讨南海西南海盆海底扩张方式和构造动力模式, 本文开展了多波束全覆盖海底地形地貌数据的构造解译, 及其与多道地震剖面和重磁数据的对比分析, 以期通过高分辨率立体解析方法, 构建海盆详细的构造变形特征及其空间变化规律.

本文选取了横跨西南海盆的 4 条多道地震代表性剖面. SO49-22, 23 测线为 1987 年中德南海地球科学合作研究 SO49 航次采集获得, N10 测线为 2004 年国家海洋局第二海洋研究所负责的国家海洋专项航次获得, NH973-1 测线为 2009 年南海 973 航次采集获得. 这 4 条多道地震剖面从东北到西南近等间距排列, 有效控制了本区的构造变化, 测线位置见图 2, 采集参数见表 1. 所获取的地震数据均以 SEG-D 格式记录, 进行了包括振幅补偿、静态校正、增益处理、反褶积处理、去除多次波、速度分析、剩余静态校正及频谱分析在内的叠前处理, 其后对叠加数据进行了叠后反褶积及高通滤波处理, 从而获得了高质量的叠后偏移剖面. 地震剖面的详细构造分析获得了海盆内构造地层层序、基底断裂型式、海底火山活动以及次级深拗陷分布等的认识. 同时, 利用 G-880 铯光泵磁力仪在西南海盆进行的 1:50 万高密度新测磁力数据, 参考 Briais 等人[18]磁条带模型, 重新进行了磁条带识别和定位, 其结果见图 1.

本区的多波束全覆盖海底地形数据是由 SeaBeam1211 多波束系统采集完成. 该系统工作频率 12 kHz, 每个 Ping 包含 151 个波束, 波束宽度 2°×2°, 最大扇区宽度 150°. 为提高数据质量和突出构造信息, 我们还剔除了停船作业和测线拐弯等可能影响质量的记录, 数据经各项校正和改正后被处理成海底地貌阴影图(图 1, 假想光从东南方向与水平面呈−45°照射), 以期揭示海盆构造地貌特征和动力地貌过程, 提取海盆扩张的表层信息, 并开展多波束地形地貌与多道地震剖面的联合解释, 确定地表构造与深部构造的联系, 尤其是断裂构造组合及其空间分布规律, 深化海盆扩张模式.

3 构造动力分析

南海西南海盆空间分布上表现为一个向东北敞开的喇叭形. 从扩张量来说, 东北扩张量大、西南扩张量小. 这样海盆扩张就有 2 种端元模型: 一是假定海盆的扩张速率是均匀近似的, 那么必然东北先扩张, 西南晚扩张, 形成从东北到西南逐步推进的渐进式扩张模式; 另一是剪刀式扩张, 扩张并不沿中脊传播、推进, 而是沿整条中脊同时扩张, 即扩张脊张开的时代相同, 而海盆的扩张速率不一致, 形成扩张速率向海盆收敛端减小的递减式扩张模式. 两种扩张模式将形成不同的海底构造演化形式.

3.1 构造地貌与分区

西南海盆的地貌图和线性构造解释图(图 1, 2)清晰显示了海盆整体的地貌状态. 在深海盆的中央十分醒目地分布了一条 NE 向的中央裂谷, 裂谷两侧基底相对隆起, 并被平行排列的断崖所占据. 裂谷中间是该海盆水深最大的部分, 内部地形比较平坦, 有一

表 1 地震测线的采集参数

测线名称	SO49-22,23	N10	NH973-1
调查船	SONNE(太阳号)	探宝号	探宝号
采集时间	1987	2004	2009
电缆道数	48	480	480
记录长度(s)	12.0	12.0	12.0
采样间隔(ms)	4	2	2
炮间距(m)	50	37.5	37.5
气枪容量(L)	25.6	83.3	83.3

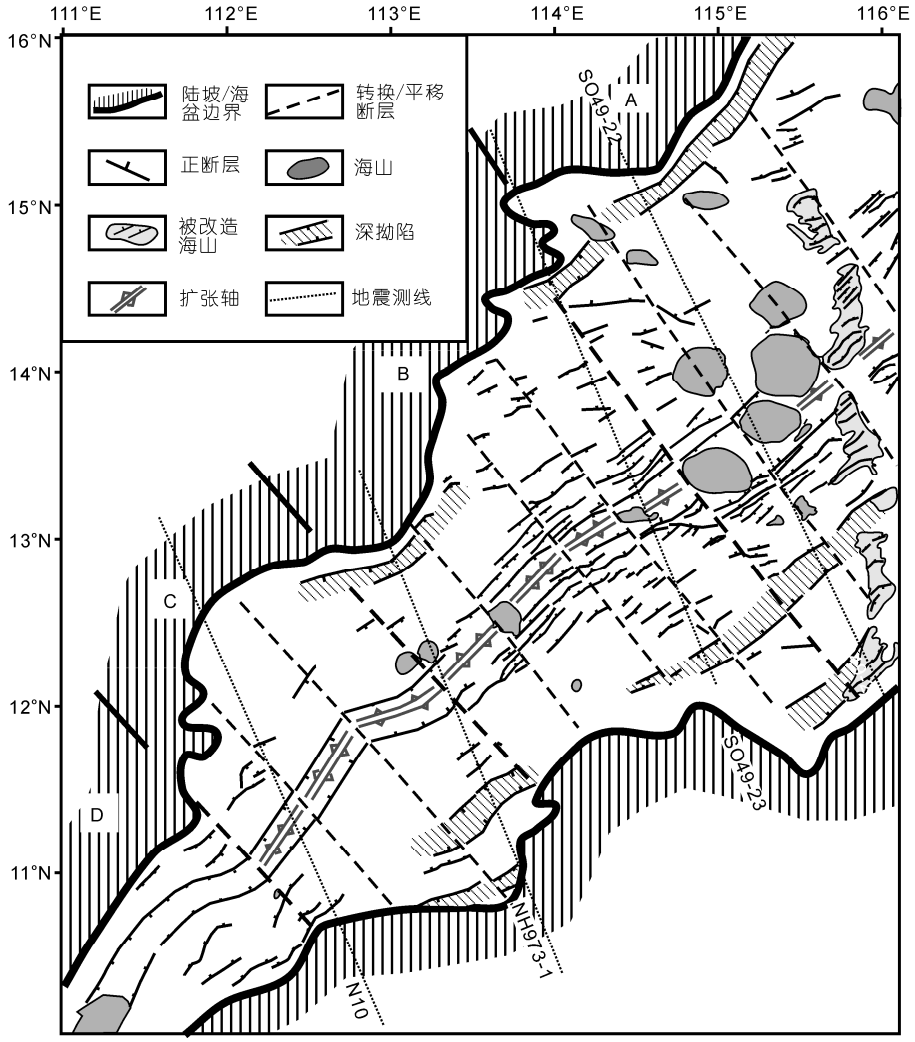

图 2 西南海盆多波束线性构造解释图

系列海山沿裂谷喷发. 这些海山均为扩张期后的产物, 岩性主要为碱性玄武岩, 年龄在 3.5 Ma 左右[29~31], 这说明中央裂谷在扩张停止后仍是构造薄弱地带. 中央裂谷两侧的海盆上分布了大量线性构造带, 总体走向在 NE45°~55°之间, 大致以扩张轴为中心对称分布. 线性构造带在地貌上表现为一系列被断层限定的平直台地, 与反射地震剖面对比表明, 这些表层构造与基底断块构造有良好的对应关系, 是扩张型基底断块在海底表面的反映. 代表扩张中心的中央裂谷在空间上具有分段性, 表现为段间构造走向有明显变化, 相应地海盆中的线性构造带的走向也随之变化, 反映本区存在另一组构造带, 即 NW 向断裂带. 这组断裂带走向大致为 NE130°, 垂直洋中脊并大致以 30~50 km 之间的间距分布, 错断了 NE 向构造, 同时也错断了磁力异常条带, 表明其为海底扩张期间的转换/平移断层. 按照这种转换断层的分布形式, 大陆边缘的共轭点并不具有两侧形态齿合的关系, 而是凹对凹, 凸对凸, 与大西洋大陆边缘的张裂演化模式截然不同, 可能是渐进式扩张的一种表现. 根据形态和构造特征, 海盆的海山可进一步分为二类. 一类是形态完整的圆锥形海山, 反映形成年代较新, 它们除了沿中脊喷发外, 还表现为离轴海山, 主要分布在海盆东北侧; 另一类是近南北向展布的规模较小的一系列海山组合, 这些海山被 NE 向的构造所切割, 形态较为破碎, 可能与其形成时代较早, 遭受长时间的剥蚀和改造相关(图 1, 2). 这些海山的反射地震剖面也显示明显的岩浆喷发构造.

从多波束地貌图和线性构造解释图(图 1, 2)同样

能够看出, 西南海盆从东北到西南可进一步分为构造特征和演化阶段明显不同的 A, B, C, D 四个区. 东侧 A 区岩浆活动强烈, 海盆中的大型海山主要分布在该区, 洋中脊已基本被海山所占据; B 区洋中脊为典型的中央裂谷, 表现出大西洋型慢速扩张的特征, 岩浆活动明显减少; C 区洋中脊的中央裂谷已被丰富的陆缘沉积所覆盖, 洋盆扩大, 海底线性构造依然明显; 西侧 D 区是陆缘初始扩张海盆, 表现为海底扩张向陆缘裂谷发展的过渡区域(图 2). 地磁条带 A, B, C 区均有存在, 只在 A 和 B 两区可清楚识别, 说明东侧 A 和 B 两区经历了较为典型的海底扩张构造演化.

3.2 地震剖面与构造对比

多道地震剖面不仅给出了多波束构造地貌现象对应的地质含义, 还给出了海盆构造特征及其空间变化规律(图 3). 根据地震相和沉积演化特征, 西南海盆沉积地层可分为同扩张期和后扩张期两套沉积层序, 中间被一个强反射的区域不整合分割. 同扩张期沉积地层主要分布在被基底断块分割的局部断陷内, 沉积特征主要表现为一侧受正断层控制的箕状沉积结构, 并常被其他次级正断层进一步切割破坏; 而后扩张期沉积地层主要表现为全区披盖的近水平沉积, 地层厚度相对稳定, 随着基底隆坳呈波状起伏展布, 断层破坏较小. 从地震相来看, 同扩张期层序连续性差, 高、低能环境交替重叠, 反映陆缘近源沉积和深水浊流沉积特征; 而后扩张期层序连续性好, 能量环境稳定, 反映较为连续的远洋沉积特征. 海盆的基底主要受断块构造控制, 大量深大断裂将基底切割成无数不同级别的断块, 形成了一系列地堑或半地堑构造, 使基底形态起伏变化. 控制断块的大型正断裂倾向以向扩张中脊倾斜为主, 但也有大量断裂围绕局部深拗陷对称分布, 反映海盆扩张过程中仍有大量非均匀的张裂活动存在. 此外, 地震剖面的区域对比还揭示了海盆其他一些重要构造特征.

从地震剖面所反映的海盆沉积厚度和深拗陷可以看出, 海盆沉积厚度总体上具有从扩张中心向两侧陆缘逐渐增加的特征, 虽然海盆西侧 NH973-1 测线这种趋势特征已不明显, 而 N10 测线存在例外, 反映区域构造动力机制沿洋脊方向的转变. 多道地震剖面与多波束构造地貌的综合对比表明, 海盆还分布有代表强烈或持续拉张的沉积厚度较大的深拗陷(图 2). 区域上, 这些深拗陷主要集中在海盆的两侧, 厚度可达 1~1.5 s(双程走时)(图 3), 与全球典型海盆扩张特征相似. 更重要的是, 这种深拗陷的分布又不仅限于海盆的两侧, 在海盆东南半侧的中部仍可以识别出一个较大、较连续的沉积深拗陷, 在东侧的 3 条地震剖面上均可追踪, 厚度可达 1.1~1.4 s(双程走时)(SO49-22 剖面的 CDP 13000 左右, SO49-23 剖面的 CDP 1500 左右, 以及 NH973-1 剖面的 CDP 21000 左右, 图 3). 进一步分析表明, 局部沉积厚度较大的深拗陷在海盆西北半侧的中部也有发现(SO49-22 剖面 CDP 1800 左右, SO49-23 剖面 CDP 9750 左右, 以及 NH973-1 剖面 CDP 6000 左右, 图 3), 只是空间连续性较差, 可能受到 NW 向断裂的分割. 这种深拗陷的分布形式说明, 海盆扩张还伴随着强烈的局部拉张作用, 反映海盆具有明显的构造主导型扩张的特点.

对中央裂谷沉积、岩浆、构造的变化特征的研究表明, 中央裂谷是扩张中心的代表, 它沿着 NE 方向横贯整个海盆. 如前所述, 沿着这个扩张中心, 中央裂谷表现出分段性特点, 其两侧断层崖线性构造带的各段走向一般存在 5°~10°的变化(个别可达 30°)(图 2). 同时中央裂谷的基底从西南向东北逐渐升高, 岩浆活动也逐步增强. 在西部 N10 和 NH973-1 剖面上中央裂谷未发现海山分布; 向东北到 SO49-23 剖面, 中央裂谷(CDP 6000-7500)被一个较小的中央海山占据, 但裂谷形态仍还保留, 而到 SO49-22 剖面时中央裂谷(CDP 7500 左右, 图 3)已全部被海山取代. 中央裂谷的沉积厚度从西南向东北总体不断减少, 从 N10 的 1.6 s, NH973-1 的 2.0 s, 到 SO49-23 和 SO49-22 的 0.3 和 0.2 s(图 3). 海盆西侧的中央裂谷构成最大沉积中心的事实, 一方面说明中央裂谷长期受到拉张沉降, 另一方面反映物源主要来自西侧大陆边缘, 并沿中央裂谷向东北输运.

3.3 海盆渐进式扩张

新的高密度网格地磁测量结果表明, 海盆线性地磁异常条带更为清晰, 特征更为明显, 可以清楚识别出地磁异常条带的走向, 以及沿走向被 NW 向断层错断而造成的空间不连续性. 根据海盆构造演化历史分析, 我们采用 Briais 等人[18]海底扩张模型, 对磁条带进行了特征识别, 尤其对磁条带的空间展布进行了重新定位, 给出了更为准确的磁条带空间分布模式(图 1). 模式表明, 海盆停止扩张时间在 16.6 Ma(磁条带 5c), 而开始扩张的年龄从北东到西南由

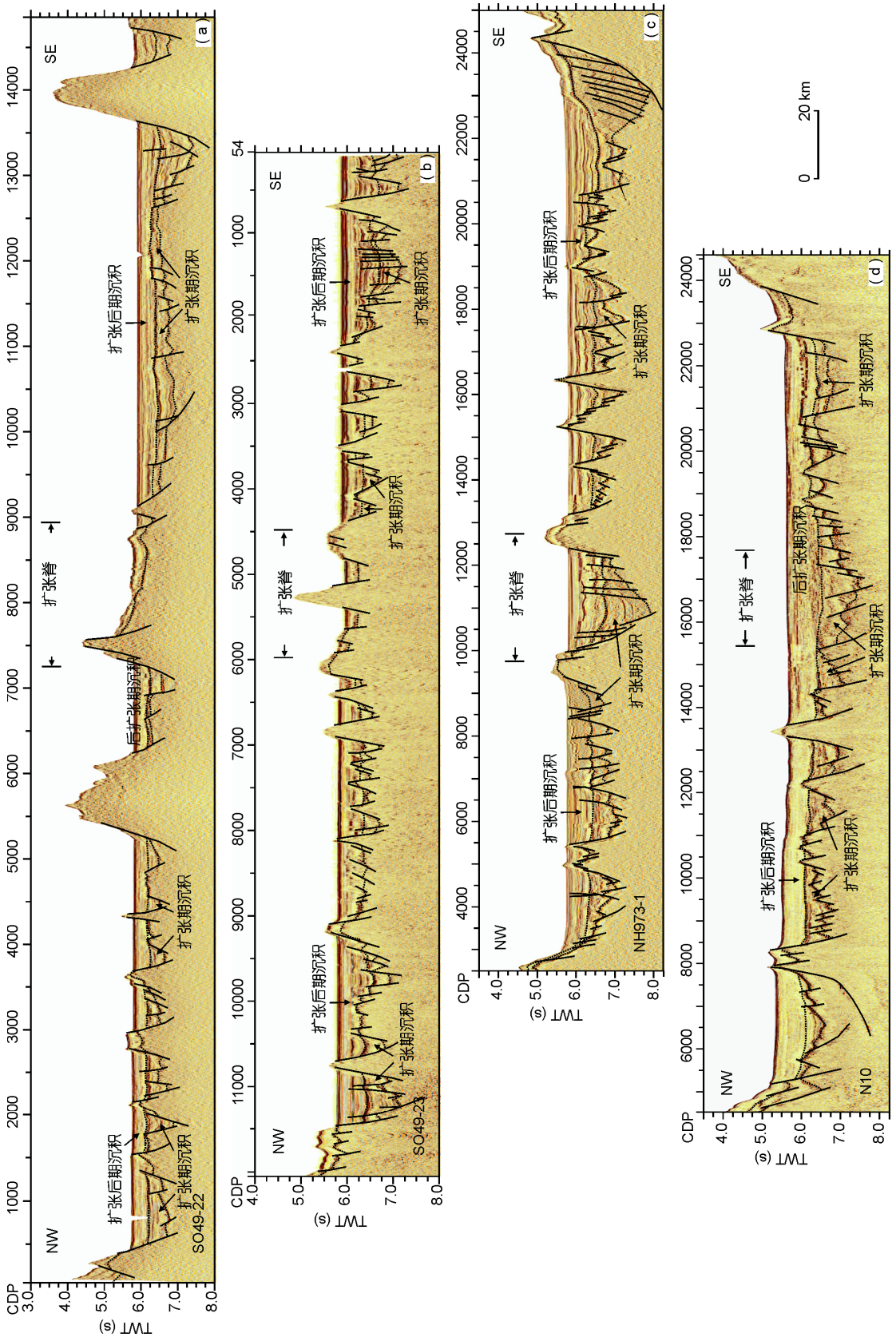

图 3 西南海盆反射地震剖面解释图

(a) SO49-22; (b) SO49-23; (c) NH973-1; (d) N10. 测线位置见图 2

老变新，从 A 区的 23.5 Ma(磁条带 6c)，到 B 区东侧的 22.8 Ma(磁条带 6b)，再到 B 区西侧的 18.5 Ma (磁条带 5e)，表现出渐进式扩张的特点. 我们选取了研究区内正交磁异常条带异常走向的东、西两条北西向剖面，利用磁条带异常对比结果对各期的海底扩张速率进行了计算，磁异常条带的时代据 Cande 和 Kent[20]. 结果表明，东剖面(位置 114°40′E, 15°00′N, 115°50′E, 12°30′N；西北段 152.18 km，磁条带 6c~5c；东南段 118.42 km，磁条带 6b~5c)和西剖面(位置 113°30′E, 14°00′N, 115°00′E, 12°00′N；西北段 104.10 km，磁条带 6b~5c；东南段 115.37 km，磁条带 6b~5c)两侧的半扩张速率平均为 19.09，18.04，16.67，18.00 mm/a，半扩张速率在 16.67~19.09 mm/a 之间变化，西南海盆的总平均半扩张速率为 17.85 mm/a，与世界大洋中脊相比总体属于慢速扩张海底. 我们也对西南海盆沿洋脊扩张推进的速率进行了计算，由于海盆西南侧的磁异常条带难以识别，我们选取了磁异常条带比较确定的区域(A 和 B 区)进行计算，A 区最东侧开始扩张时代为 23.5 Ma(磁条带 6c)，B 区西侧为 18.5 Ma (磁条带 5e)，沿中脊的长度约为 255.6 km，据此计算的洋脊扩张推进速率为 51.12 mm/a. 该速度可以和东太平洋海域的加拉帕戈斯海脊(55.5~58.5 mm/a)[5]，胡安德富卡洋脊(44 mm/a)[7]及位于太平洋板块，南极洲板块和纳斯卡板块交汇处的智利洋脊 60 mm/a[7]相对比. 同时磁条带与洋中脊的平行分布也排除了海盆存在剪刀式扩张的可能，进一步支持了渐进式扩张的构造模式.

西南海盆在渐进式扩张作用下，扩张中心逐步向西南推进，并与南海西部陆缘相互作用，最终表现出沿洋中脊构造机制从相对典型的海底扩张到初始海底扩张再到大陆边缘张裂的变化(图 4). 如前所述，A 和 B 区具有相对典型的海底扩张，海盆沉积对称地向两侧增厚，条带磁异常清晰可识别(图 4 中剖面 a)；C 区是具有磁条带的区域，但因特征不明显而无法准确识别年代，基底断块构造特征明显，多条切穿海盆基底的深大断裂控制了同扩张期的断陷沉积，海盆沉积厚度未表现出由两侧向扩张中心逐渐减薄的特征，而是扩张中心成为沉积厚度最大的裂谷型深拗陷(图 3)，说明在海底扩张过程中海盆仍存在大量洋壳不均匀拉张、断裂作用，是非稳态的初始海底扩张

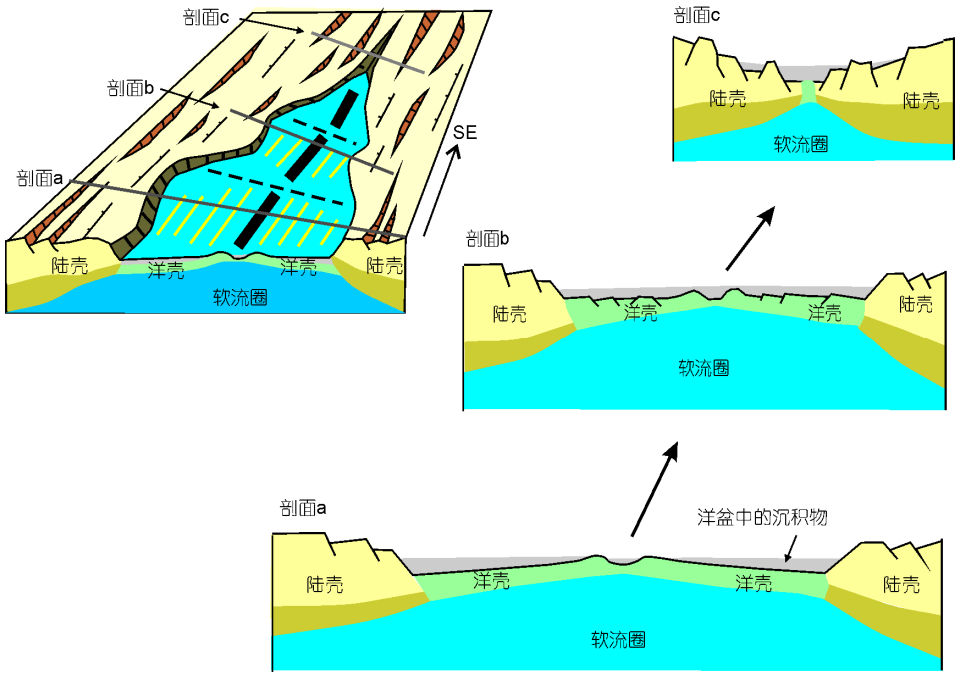

图 4　南海西南次海盆渐进式扩张模型示意图

剖面 a：典型的海底扩张，海盆沉积对称，并从扩张脊向两侧增厚；剖面 b：不典型的海底扩张，海盆沉积厚度未表现出向两侧增厚的特征，扩张中心沉积厚度最大，海底崎岖，发育有多条切穿海盆基底的断裂；剖面 c：海盆初始扩张，呈现陆壳拉张减薄裂谷盆地的而这裂谷中央出现洋壳化

的表现(图 4 中剖面 b); 根据 Huchon 等人[1]的剖面资料(文献[1]中图 5), D 区表现出陆壳拉伸减薄作用下裂谷盆地的特征, 基底面形态复杂, 断层作用强烈, 断块、地垒、地堑发育, 裂谷中央正在出现洋壳化(图 4 中剖面 c).

4 讨论和结论

从全球来看, 边缘海盆的渐进式扩张一般具有以下特征. (1) 渐进式扩张海盆一般呈 V 型张裂、扩张, 形成三角型或类三角形盆地. (2) 渐进式扩张中心会发生跳跃、分段, 走向发生变化. (3) 渐进式扩张海盆两侧边缘年龄沿扩张中心推进方向由老变新, 但扩张中心轴部年龄并不沿扩张中心推进方向变化. (4) 渐进式扩张盆地通常包括洋壳扩张、洋陆过渡以及陆壳张裂的连续变化过程. (5) 扩张推进的前缘可能出现磁异常空白带, 通常代表洋壳扩张开始向陆缘张裂转化. (6) 扩张推进的前缘还一般都伴随着活跃的火山活动.

西南海盆作为一个渐进式扩张形成的海盆, 同样具有上述渐进式扩张海盆的共同特点. 作为边缘海盆渐进式扩张的两种类型, 亚丁湾和南太平洋 Woodlark 海盆分别代表了大洋扩张和弧后扩张的典型实例[32,33], 对比研究将有利于深化西南海盆构造演化机制的认识. 从构造样式来说, 西南海盆更接近亚丁湾海盆, 具有相似的盆地形态、洋脊分段性和洋陆过渡的特点, 而 Woodlark 海盆形态更不规则、洋脊错位更为显著、洋陆过渡更为复杂、扩张速率和推进速率时空变化更大. 与亚丁湾海盆渐进式扩张的相似性是否说明西南海盆也具有相似的构造动力环境和形成机制, 即西南海盆的扩张是东部洋盆的扩张脊向西侧的大陆边缘不断推进的结果, 如果是这样, 是否甚至要对南海的扩张演化模式进行新的思考, 也都有待进一步研究.

同时西南海盆的扩张又有自己鲜明的特点, 表现出强烈的非均匀、连续的构造动力特点. 海盆的基地断块的普遍存在、大型深拗陷的不对称分布, 以及深大断裂的控制作用, 都说明海盆在海底扩张动力背景下叠加了强烈的构造拉张作用, 体现出明显的构造主导型扩张的特点, 而且这种构造主导性特点从东北到西南表现得越来越强烈, 与该区海底扩张向陆缘张裂的构造机制转化相吻合. 反映初始海底扩张的 C 区, 表现出陆缘张裂和海底扩张的双重作用, 条带磁异常的存在说明该区已完成洋壳化, 但中央裂谷的强烈拉张和巨厚沉积又是陆缘张裂的主要特征(图 3). C 区地震剖面的构造样式的逐步转变说明了初始海底扩张是如何从类似陆缘张裂的裂谷断陷型(N10 剖面)向中间过渡阶段的区域拉张型(NH973-1 剖面)的构造类型转化, 构造应力也从中央集中形式转化为区域分布形式, 并最终实现对称的海底扩张的构造形式. 初始海底扩张机制的研究是理解大陆张裂与海底扩张关系的关键环节, 也是 IODP 的优先研究方向. 由于初始海底扩张记录常常位于洋陆相互影响的复杂过渡区域, 空间分辨率差, 研究困难. 西南海盆由于渐进式扩张导致初始海底扩张空间分布范围扩大, 形成了一个高分辨率的研究区域, 为详细研究这一前沿科学问题提供了重要试验场所. 因此, 对西南海盆渐进式扩张的研究不仅将极大增进我们对边缘海盆海底扩张的构造动力机制的认识, 而且也将极大深化边缘海盆从大陆边缘张裂到初始海底扩张的演化过程的认识, 并据此形成典型研究实例.

参考文献

1 Huchon P, Hguyen T N H, Chamot-Rooke N. Propagation of continatial break-up in the southwestern South China Sea. Geol Soc, 2001, 187: 31–35

2 Fumes H, Dilek Y, Skjerlie K P, et al. Variations in basaltic geochemistry along a propagating rift of late Ordovician marginal basin of the West Norwegian. Terr Nova, 1998, 10: 21–26

3 Luhr J F, Nelson S A, Allan J F, et al .Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. Geology, 1985, 13: 54–57

4 Korenaga J, Hey R N. Recent dueling propagation history at the fastest spreading center, the East Pacific Rise, 26°–32°S. J Geophys Res, 1996, 101: 18023–18041

5 Acton G, Stein S, Joseph F. Engeln. Formation of curved seafloor fabric by changes in rift propagation velocity and spreading rate— Application to the 95.5°W Galapagos propagator. J Geophys Res, 1988, 93: 11845–11861

6 Wilson D S. Tectonic history of the Juan de Fuca Ridge over the last 40 million years. J Geophys Res, 1988, 93: 11863–11876
7 Morgan J P, Parmentier E M. Causes and rate-limiting mechanisms of ridge propagation: Fracture mechanics model. J Geophys Res, 1985, 90: 8603–8612
8 Tebben S F, Cande S C, Kovac L, et al. The Chile ridge: A tectonic framework. J Geophys Res, 1997, 102: 12035–12059
9 LaFemina P C, Dixon T H, Malservisi R, et al. Geodetic GPS measurements in south Iceland: Strain accumulation and partitioning in a propagating ridge system. J Geophys Res, 2005, 110: 1–21
10 Okino K, Kasuga S, Ohara Y. A new scenario of the Parece Vela Basin genesis. Mar Geophys Res, 1998, 20: 21–40
11 Benes V, Scott S D. Tectonics of rift propagation into a continental margin: Western Woodlark Basin, Papua New Guinea. J Geophys Res, 1994, 99: 4439–4455
12 Taylor B, Goodliffe A M, Martinez F. How continents break up: Insights from Papua New Guinea. J Geophys Res, 1999, 104: 7497–7512
13 Goodliffe A M, Taylor B, Martinez F, et al. Synchronous reorientation of the Woodlark Basin spreading center. Earth Planet Sci Lett, 1997, 146: 233–242
14 Daessle L W, Cronan D S, Marchig V, et al. Hydrothermal sedimentation adjacent to the propagating Valu Fa Ridge, Lau Basin, SW Pacific. Mar Geol, 2000, 162: 479–500
15 Manighetti I, Tapponnier P, Courtillot V, et al. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura. J Geophys Res, 1997, 102: 2681–2710
16 Taylor B, Hayes D E. The tectonic evolution of the South China Sea. In: Hayes D E, ed. The Tectonic and Geologic Evolution of the Southeast Asian Seas and Islands. Part 1. AGU Geophys Monogr, 1980, 23: 89–104
17 Taylor B, Hayes D E. Origin and history of the South China Sea basin. In: Hayes D E, ed. The Tectonic and Geologic Evolution of the Southeast Asian Seas and Islands: Part 2. AGU Geophys Monogr, 1983, 27: 23–56
18 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies an seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the tertiary tectonics of southeast Asia. J Geophys Res, 1993, 98: 6299–6328
19 姚伯初, 曾维军, Hayes D E. 中美合作调研南海地质专报. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994
20 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late cretaceous and cenozoic. J Geophys Res, 1995, 100: 6093–6095
21 Ru K, Pigott J D. Episodic rifting and subsidence in the South China Sea. AAPG Bull, 1986, 79: 1115–11366
22 吕文正. 南海中央海盆条带磁异常特征及构造演化. 海洋学报, 1987, 9: 69–78
23 李家彪, 金翔龙, 高金耀. 南海东部海盆晚期扩张的构造地貌研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 239–248
24 姚伯初. 南海西南次海盆海底扩张及构造意义. 南海地质研究, 1997, 9: 20–36
25 丁巍伟, 陈汉林, 杨树峰, 等. 南海西南次海盆与东部次海盆地质与地球物理分析. 高校地质学报, 2002, 8: 268–279
26 Pautot G, Rangin C, Briais A. The axial ridge of the South China Sea: A seabeam and geophysical survey. Ocean Acta, 1990, 13: 129–143
27 Yan P, Deng H, Liu H L, et al. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region. J Asian Earth Sci, 2006, 27: 647–659
28 李家彪. 中国边缘海形成演化与资源效应. 北京: 海洋出版社, 2008
29 王叶剑, 韩喜球, 罗照华, 等. 晚中新世南海珍贝-黄岩海山岩浆活动及其演化——岩石地球化学和年代学证据. 海洋学报, 2009, 31: 93–102
30 Tu K, Flower M F J, Carlson R W. Magmatism in the South China Basin: I. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous dupal mantle component. Chem Geol ,1992, 97: 47–63
31 杨蜀颖, 方念乔, 杨胜雄, 等. 关于南海中央次海盆海山火山岩形成背景与构造约束的再认识. 地球科学, 2011, 36: 455–470
32 Dauteuil O, Huchon P, Quemeneur F, et al. Propagation of an oblique spreading center: The western Gulf of Aden. Tectonophysics, 2001, 332: 423–442
33 Goodliffe A M, Taylor B, Martinez F, et al. Synchronous reorientation of the Woodlark Basin Spreading Center. Earth Planet Sci Lett, 1997, 146: 233–242