

台湾东部海岸山脉乐合弧前盆地层序: 记录活跃斜向弧陆碰撞之构造演化

陈文煌^{1,2}, 黄奇瑜^{1,3}, 林彦均³, 闫义¹, 陈多福¹, 兰青^{1,2},
余梦明^{1,2}, 钱坤^{1,2}

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 边缘海地质重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.成功大学 地球科学系, 台湾 台南 701)

摘要:台湾东部海岸山脉弧前盆地层序由西侧的利吉混杂岩和东侧的残留弧前浊积层序组成, 记录了北吕宋火山岛弧与欧亚大陆边缘碰撞的构造演化。在海岸山脉中段, 利吉混杂岩不仅分布于乐合弧前盆地西侧, 也出露于残留弧前层序中央。本文通过野外地质调查及微体化石研究, 论述乐合弧前盆地内各地层单元的时空展布特征及其构造控制机制。综合浮游有孔虫与钙质超微化石研究结果, 利吉混杂岩泥质基质可限定在早上新世 4.3~3.4 Ma 内, 而残留弧前浊积层序沉积在晚上新世 3.4~3.0 Ma, 说明利吉混杂岩不是与残留弧前浊积层序同时异相的滑塌堆积, 出露于盆地中心的利吉混杂岩也不是沉积于向斜轴部的最年轻地层。在乐合弧前盆地, 年老的利吉混杂岩总体上分布于年轻的残留弧前层序西侧, 该地层展布特征类似于台湾东南海域北吕宋海槽内受向东背冲构造控制的花东海脊-残留弧前盆地。这说明乐合弧前盆地早期沉积层序在不晚于 3.4 Ma 时同样受到背冲构造的控制, 被变形抬升为花东海脊地形高区。而位于东侧的残留弧前盆地在 3.4~3.0 Ma 间继续沉积正常浊积层序。乐合弧前盆地的地层展布特征不仅记录了初期弧陆碰撞阶段的向东背冲构造, 也记录了成熟期弧陆碰撞阶段的向西逆冲构造。在成熟期弧陆碰撞阶段, 花东海脊被进一步向西剪切为利吉混杂岩, 残留弧前层序及火山岛弧向西逆掩于利吉混杂岩之上, 形成海岸山脉。由于河流的侵蚀作用使得部分利吉混杂岩以构造窗的方式出露于盆地中心。

关键词: 海岸山脉; 弧前盆地; 利吉混杂岩; 弧陆碰撞; 背冲构造; 古生物地层

中图分类号: P548 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)06-0992-016

0 引言

弧前盆地发育于增生楔与火山弧之间, 其沉积层序通常记录着这两个构造地形单元的构造演化历史(Van der Werff et al., 1994), 比如火山弧的岩浆活动(Linn et al., 1991; Kimbrough et al., 2001)或者增生

楔的出露抬升(Mitchell et al., 2010)。在俯冲及碰撞过程中, 弧前盆地本身也遭受到活跃的板块边界变形作用(Kelsey et al., 2012), 并进一步控制弧前盆地的沉积作用。然而这一进程仅在少数弧前盆地有过报道, 如 Tobago Trough (Torrini and Speed, 1989)和 Central Sacramento Basin (Williams and Graham,

收稿日期: 2014-10-11; 改回日期: 2015-03-18

项目资助: 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室开放基金项目(MRE201307), 国家自然科学基金(91128211, 41472093, 41176041)和国土资源部项目(GZH201200601)联合资助。

第一作者简介: 陈文煌(1988-), 男, 博士研究生, 生物地层与沉积大地构造研究方向。Email: chenwenhuang@gig.ac.cn

通信作者: 黄奇瑜(1949-), 男, 教授, 从事生物地层、海洋地质、大地构造及古海洋方向研究。Email: huangcy@mail.ncku.edu.tw

2013)。现代弧前盆地多位于海平面之下,虽可进行反射地震学研究,但常缺少足够的钻孔资料进行生物地层上的精确标定;而对于卷入碰撞缝合带的古老弧前盆地,则可能经历了多期次的构造叠加(Dickinson, 1995),且往往缺乏足够解析度的生物地层,因此难以了解在短时间内发生于弧前盆地的构造变形如何控制盆地内的沉积作用。北吕宋火山岛弧与欧亚大陆边缘在台湾附近正在发生斜向碰撞(Suppe, 1981),发育于此穿时性俯冲-碰撞带的弧前盆地由于可以同时开展海洋地质及陆上(海岸山脉)地质工作,是了解这一进程的良好场所。在台湾东南海域的洋-洋俯冲与初期弧陆碰撞过渡带(图 1、8),大量的海洋地质调查表明,北吕宋海槽弧前盆地西侧层序正在遭受火山弧方向的背冲变形,抬升为花东海脊,控制了弧前盆地的发育及沉积(Reed et al., 1992; Lundberg et al., 1997; Chang et al., 2001; Huang et al., 2008; Hirtzel et al., 2009)。台湾东部海岸山脉保存有逆冲加附的火山岛弧及弧前层序(Biq, 1971, 1973)(图 2)。这些弧前层序以前通常用于物源研究,反映了中央山脉增生楔的隆升出露及蚀顶过程(Teng, 1979; Dorsey, 1988; Dorsey et al., 1988),但是否记录了类似于台湾东南海域的活跃弧陆碰撞构造则仅有初步研究(林彦均, 2011; 林秋婷, 2011)。

根据构造地层学观点,台湾东部海岸山脉由两个停止喷发的古火山岛,两个弧上盆地,四个残留弧前盆地,及利吉混杂岩组成(Huang et al., 1995, 2006)(图 2a)。乐合残留弧前盆地位于海岸山脉中段(图 2、3a),相较于北侧的水璫残留弧前盆地和南侧的泰源残留弧前盆地,它具有较小的盆地面积和有限的层序(大港口组)。更特殊的是,通常仅分布于残留弧前盆地西缘的利吉混杂岩也出露于该盆地中心(徐铁良, 1956; Hsu, 1976)。关于利吉混杂岩的成因争议, Huang et al. (2008)已有详细介绍,本文不作赘述。台湾南侧海域的海洋地质调查及研究成果(Reed et al., 1992; Huang et al., 1992, 1997, 2000; Lundberg et al., 1997; Chang et al., 2001; Malavieille et al., 2002; Chi et al., 2003)首先否定了利吉混杂岩作为南海俯冲形成的增生楔(Biq, 1971, 1973; Teng, 1990)的可能性,同时也排除了利吉混杂岩为源自中央山脉增生楔的滑塌堆积(olistostrome)(Wang, 1976; Page and Suppe, 1981; Barrier and Muller, 1984),而支持它是由类似于花东海脊的变形岩体进一步向西逆冲剪切而成的碰撞杂岩体(Chang et al., 2000, 2001; Huang et al., 2000, 2008)。因此,海岸山脉弧前盆地层序包

括了西侧的利吉混杂岩和东侧的残留弧前浊积层序。在此观念下,本文所指的乐合弧前盆地包括乐合残留弧前盆地大港口组和出露于其西侧及中心的利吉混杂岩(图 3a)。此外,对于出露于乐合弧前盆地中心的利吉混杂岩也存在着不同的解释,部分学者认为它是沉积于向斜轴部的最年轻地层(黄富文, 1977; 王源等, 1992; 王源和陈文山, 1993)(图 3b),亦有学者认为它以构造窗的方式出露于盆地中央(Biq, 1969, 1971)(图 3c)。因此,确定盆地内各地层单元的沉积年代,对于了解它们的时空展布特征及其构造控制机制尤为关键。

本文对乐合弧前盆地开展详细的野外地质调查,运用微体化石对盆地内各地层单元进行精确定年,借此了解盆地内各地层单元的时空展布特征。在此基础上结合海洋地质资料,重点探讨背冲构造对乐合弧前盆地东西两侧地层时空差异的控制,以及盆地中心利吉混杂岩的出露机制,揭示活跃斜向弧陆碰撞构造演化在乐合弧前盆地中的地质记录。

1 地质背景

台湾岛位于欧亚板块与菲律宾海板块的汇聚边界,方向相反的两个俯冲带在此交汇(图 1)。在其西南方,欧亚板块以南海海洋岩石圈为先导沿马尼拉海沟向东俯冲于菲律宾海板块之下(Tsai, 1986);在其东北方,菲律宾海板块沿琉球海沟向北俯冲于欧亚板块之下。由于南海自~16 Ma 以来的持续俯冲,北吕宋火山岛弧逐渐逼近欧亚大陆边缘,并于~6.5 Ma 开始发生碰撞,导致台湾岛的逐渐出露。现代 GPS 观测显示,北吕宋火山岛弧正以 8.2 cm/a 的速度沿 310°向欧亚板块移动(Seno, 1977; Yu et al., 1997)。由于发生碰撞的北吕宋火山岛弧与大陆边缘走向斜交,台湾的造山演化具有由北向南迁移的特点(Suppe, 1981)。根据现代 20°~25°间活跃弧陆碰撞带的地质及地球物理特征, Huang et al. (2000)将其划分为空间上的四个构造进程:洋-洋俯冲、初期弧陆碰撞、成熟期弧陆碰撞、岛弧下陷/俯冲(图 1),并分别对应台湾造山带在时间上先后经历的四个构造演化阶段(Huang et al., 2006)。

1.1 台湾东南海域地质

位于 21°20'N 以南的洋-洋俯冲带内发育典型的沟弧系统,自西向东依次为:马尼拉海沟、恒春海脊增生楔、北吕宋海槽及北吕宋火山岛弧。北吕宋海槽为一边界明确的弧前盆地(图 1),宽约 48 km,

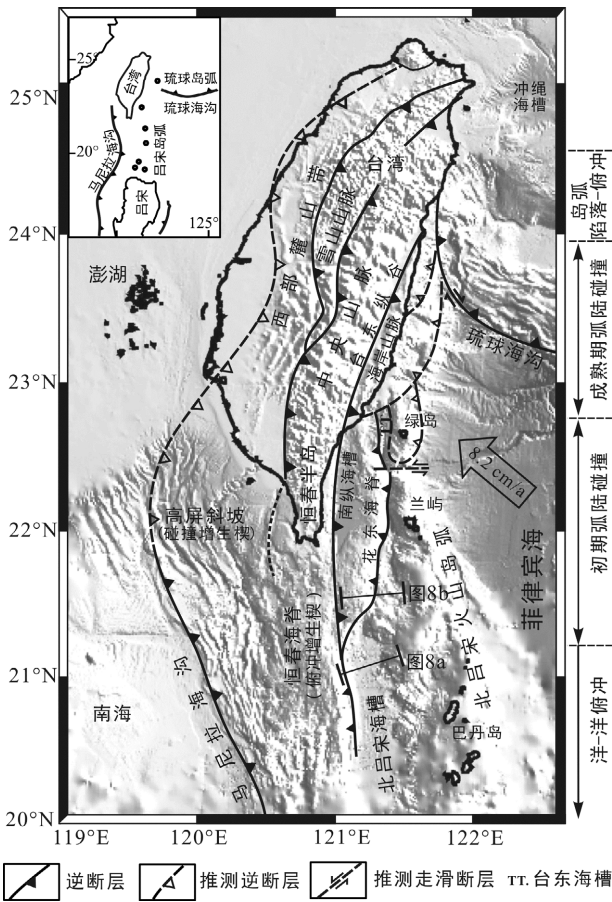


图 1 台湾及其附近海域地形-构造格架简图, 显示由南而北正在发生的四个构造进程(修改自 Huang et al., 2008)

Fig.1 Shaded relief map and tectonic framework of Taiwan and its offshore region, showing four tectonic processes operating from south to north (modified from Huang et al., 2008)

深达 3600 m, 弧前层序几乎未变形(Reed et al., 1992)。活跃的火山活动仍见于北吕宋火山岛弧的巴丹-巴布延火山岛(Yang et al., 1995)。

位于 21°20'~22°40'N 的初期弧陆碰撞带内, 恒春海脊逐渐变浅, 并向北延伸至恒春半岛-中央山脉增生楔(Huang et al., 1997) (图 1)。初期弧陆碰撞带内最显著的地质特征为弧前盆地的逐渐向北关闭(Reed et al., 1992; Huang et al., 1992; Lundberg et al., 1997)。北吕宋海槽弧前盆地西侧层序被向东的背冲断层抬升为花东海脊高区, 并伴随弧前基底的变形作用(Chi et al., 2003; Hirtzel et al., 2009), 在东侧形成较浅的、相对狭窄的残留弧前盆地(Huang et al., 2008) (图 1)。而在恒春半岛与花东海脊之间发育一个碰撞缝合线盆地——南纵海槽(图 1)。古地磁研究表明, 兰屿火山岛未发生明显旋转, 而绿岛火山岛已顺时针旋转达 14.6°(Yang et al., 1983), 但二者之

火山活动均不再活跃。

1.2 海岸山脉地质

位于 22°40'~24°N 的成熟期弧陆碰撞带内, 北吕宋火山岛弧及北吕宋海槽弧前盆地沿碰撞缝合线台东纵谷(断层带)向西仰冲至中央山脉东侧, 成为现代海岸山脉。台东纵谷即为南纵海槽的向北延伸, 代表火山弧-增生楔边界(图 1、2) (Chang et al., 2000)。海岸山脉的岩石地层单元包括中新世-早上新世都銮山组, 不整合于其上的上新世-更新世大港口组和奇美组, 以及晚中新世-上新世利吉混杂岩, 此外在台东纵谷南端出露的晚更新世河流相沉积(卑南山砾岩) (徐铁良, 1956; Hsu, 1976) (图 2b)。

海岸山脉古火山岛的地层均属于都銮山组, 主要由安山质火山岩组成, 包括火山岩流、岩脉、集块岩、火山角砾岩、凝灰岩、再沉积火山碎屑岩(徐铁良, 1956) (图 2b)。根据不同的地球化学特征(Chen et al., 1990)及岸礁石灰岩地质特征(Huang et al., 1995), 两个加附的古火山岛分别是北侧的奇美火山岛与南侧的成广燠火山岛, 在它们的东侧各发育一个因火山岛弧下陷形成的弧上盆地(图 2a)。古地磁研究表明自晚上新世以来海岸山脉发生了 25°~30°的顺时针旋转, 奇美火山岛的旋转主要发生于 4~3 Ma, 成广燠火山岛则为 1.4~0.8 Ma (Lee et al., 1991; Huang et al., 1992)。这两个火山岛在最近 1 Ma 向西逆冲加附为海岸山脉, 但其主体尚存于海岸山脉东侧的海域中(Shyu and Chen, 1991; Huang et al., 1995)。

残留弧前盆地与弧上盆地在岩性上类似, 皆为大港口组和奇美组深海相浊积岩所充填(徐铁良, 1956) (图 2b)。四个残留弧前盆地分列于火山岛西侧(图 2a), 它们是在弧陆碰撞过程中由连续完整的弧前盆地挤压截切而成的, 类似于现今台湾东南海域的台东海槽(图 1)。砂岩岩相学研究(Teng, 1979; Dorsey, 1988)表明, 大港口组和奇美组的主要物源区在弧陆碰撞开始后由火山岛弧逐渐转换为隆升出露的中央山脉增生楔, 此转换大致发生于大港口组底部。

利吉混杂岩为一独特的地质单元, 其标准产地位于海岸山脉西南侧的利吉村附近(徐铁良, 1956) (图 2)。它由强烈剪切的、具鳞片状叶理的泥质基质及其中包含的许多大小不一、岩性各异的外来岩块所组成(图 4)。这些岩块的岩性包括沉积岩(以白色石英砂岩为主)、安山质火山岩及基性-超基性岩, 其中基性-超基性岩块最受瞩目, 被称为东台湾蛇绿岩套(Liou

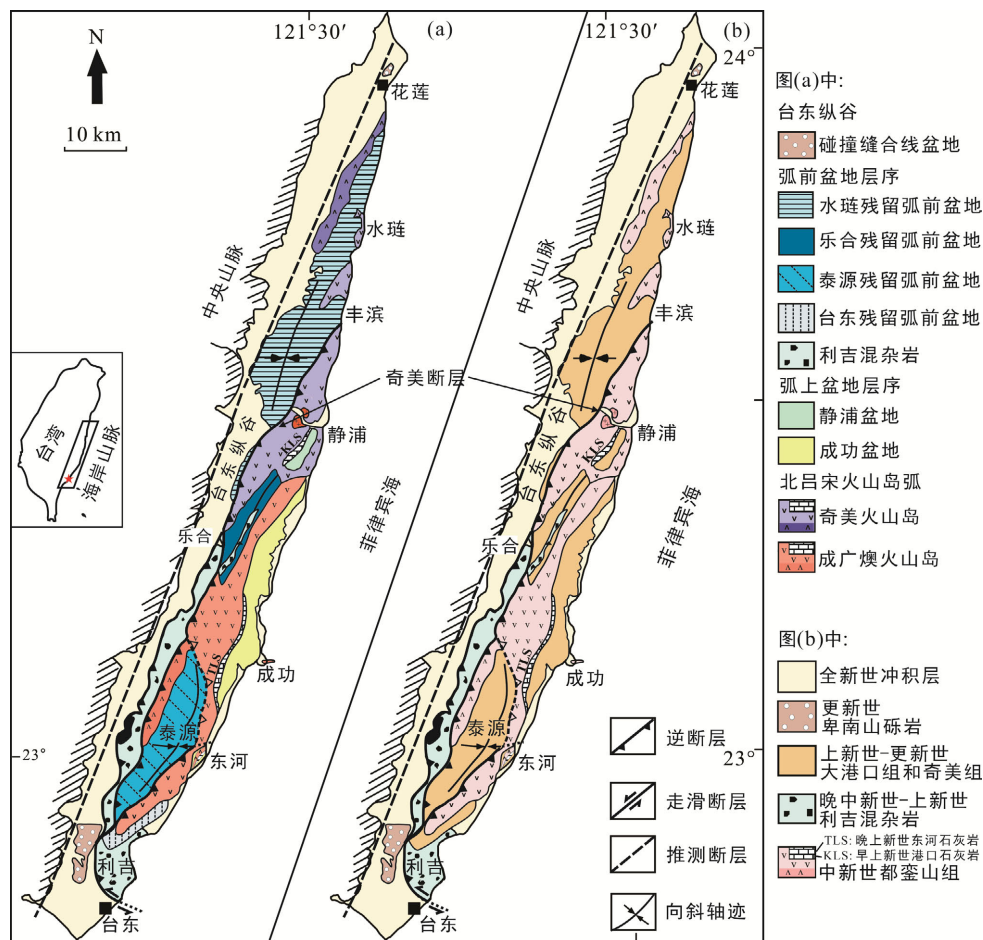


图 2 台湾东部海岸山脉构造地层图(a, Huang et al., 2006)和地质图(b, 修改自徐铁良, 1956; Hsu, 1976; 王源和陈文山, 1993)

Fig.2 Tectonostratigraphic map (a, Huang et al., 2006) and geologic map (b, modified from Hsu, 1956, 1976; Wang and Chen, 1993) of the Coastal Range, eastern Taiwan

et al., 1977)。利吉混杂岩与花东海脊在地理位置上连续, 且具有相似的岩性和黏土矿物组合(Huang et al., 1992), 被认为是花东海脊的向北延伸(Chang et al., 2000, 2001; Huang et al., 2000, 2008)。

2 研究方法

海岸山脉弧前盆地过去的古生物地层研究包括浮游有孔虫(Chang, 1967, 1968, 1969)和钙质超微化石(Chi et al., 1981)两方面工作。对于具体某一剖面, 由这两个门类化石单独得出的生物地层年龄常出现无法对比的情况。例如, 在乐合弧前盆地乐合溪剖面, 由钙质超微化石得出的大港口组沉积年代为早上新世 NN13-15 带(5.12~3.70 Ma; Chi et al., 1981), 而浮游有孔虫研究则显示该剖面已出现晚上新世 N21 带标准化石 *Globorotalia tosaensis* Takayanagi & Saito (晚于 3.35 Ma; Chang, 1969)。造成这种分歧的原因可能是采样点不够全面以及生物事件年龄的更

新, 但最可能的原因应该是海岸山脉沉积速率较快, 致使某些标准化石鲜有出现, 而且化石再沉积现象时有发生。根据 Horng and Shea (1996)在泰源弧前盆地的综合地层研究经验, 对同一样品同时进行浮游有孔虫及钙质超微化石分析, 可减少此因素的干扰, 建立可靠的高分辨率生物地层。为确定乐合弧前盆地各地层的沉积年代, 我们选取切过利吉混杂岩及正常浊积层序大港口组的四条溪谷(自北而南: 乐合溪、安通溪、吴江溪、阿眉溪)(图 3a)开展详细的野外地质调查, 绘制岩性柱状图(图 5), 并进行连续采样, 共获得 15 件利吉混杂岩泥质基质样品, 81 件大港口组泥岩或粉砂岩样品。

称取 200 g 样品利用传统方法将浮游有孔虫壳体从岩样中分离出来。在体式显微镜下, 从残留于 100 目筛网的沉积物中挑选出有孔虫以供鉴定及统计, 对有孔虫个体数量丰富的样品进行缩分, 直至合适数量为止(>200 枚)。浮游有孔虫分带方案和生

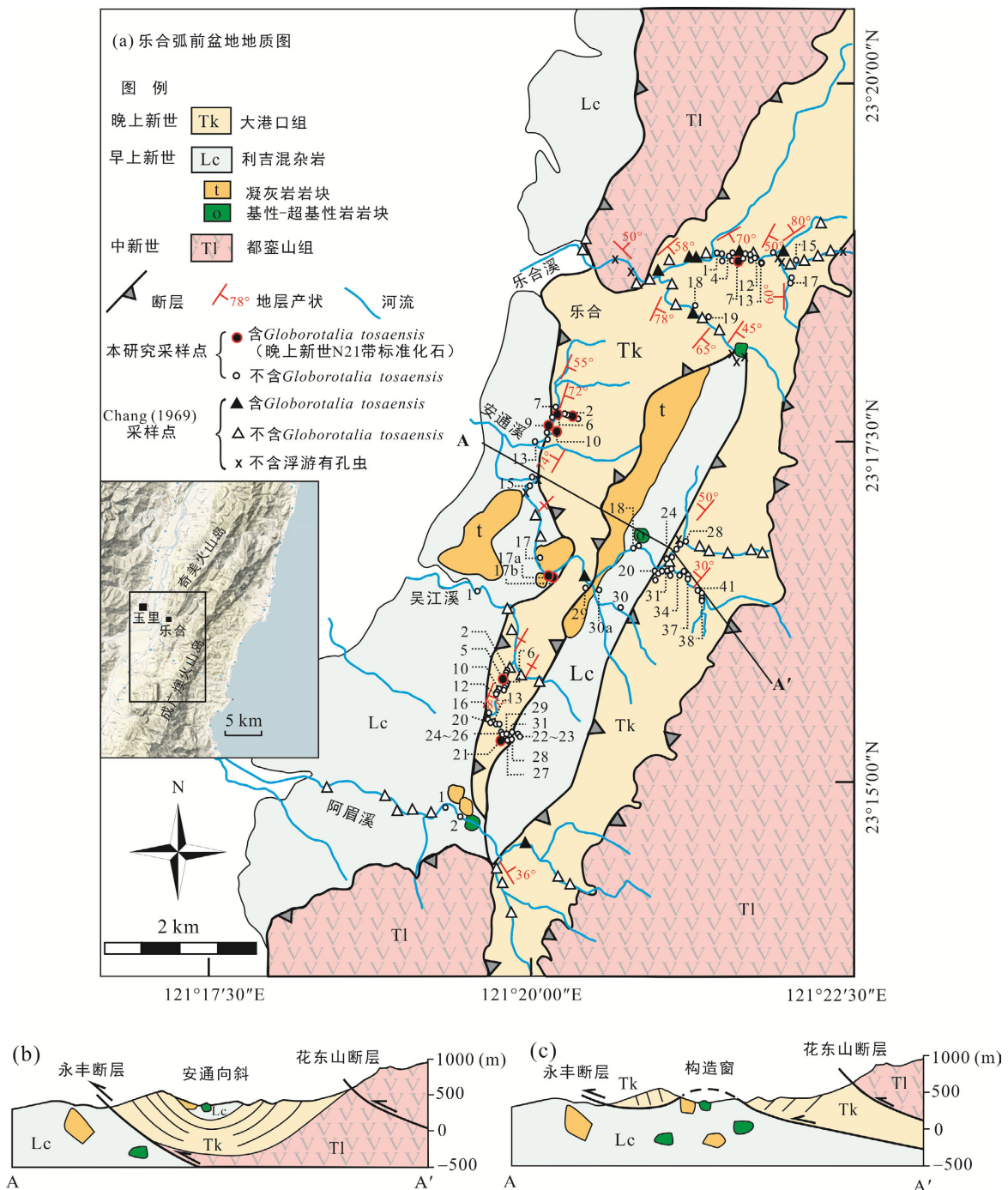


图 3 (a)乐合弧前盆地地质图及采样点位置(本研究及 Chang, 1969, 仅标示出本研究部分采样点编号, 且各剖面采样点编号的前缀(乐合溪: LH; 安通溪: AT; 吴江溪: WJ; 阿眉溪: AM)均省略。由于在过去的研究中对乐合弧前盆地中心利吉混杂岩的露出机制存在着分歧, 对盆地构造也就存在不同的解释, 沿 AA'剖面也因此有两种不同的表示方法); (b)为依据王源和陈文山(1993)观点的 AA'剖面(盆地中心利吉混杂岩为沉积于向斜轴部的最年轻地层); (c)为依据 Biq (1971)观点的 AA'剖面(盆地中心利吉混杂岩以构造窗方式出露)

Fig.3 (a) Geologic map and sampling sites of the Loho forearc basin (this study and Chang, 1969). Part of the sample numbers in this study are also marked in this map. The prefix LH for the Loho-Chi section, AT for the Antung-Chi section, WJ for the Wujiang-Chi Section and AM for the Amei-Chi section are omitted. Due to the controversy on the mechanism responsible for the exposure of the Lichi Mélange in the basin center in previous studies, there are different interpretations on the basin structure. Thus, there are two different interpretations along section AA'. (b) Section AA' according to Wang and Chen (1993). The Lichi Mélange exposed in the basin center is the youngest strata depositing in the axes of a syncline. (c) Section AA' according to Biq (1971). The Lichi Mélange crops out in the basin center as a tectonic window.



(a) 乐合溪剖面 LH12 位置, 陡立的大港口组由细砂岩-泥岩薄互层组成; (b) 乐合溪剖面 LH19 位置, 盆地西侧大港口组中的砾质粉砂岩; (c) 安通溪剖面 AT30a 位置, 利吉混杂岩露头, 强烈剪切、具鳞片状叶理的泥质基质; (d) 安通溪剖面 AT30 位置, 利吉混杂岩露头, 泥质基质(照片左上)中含受构造破坏的白色石英砂岩岩块; (e) 安通溪剖面 AT17a 位置, 利吉混杂岩露头, 凝灰岩岩块逆冲于强烈剪切的泥质基质之上; (f) 安通溪剖面 AT30a 位置, 利吉混杂岩露头, 泥质基质中含受构造破坏的蛇纹岩岩块。

图 4 乐合弧前盆地大港口组及利吉混杂岩野外露头照片

Fig.4 Field photographs of the Takangkou Formation and the Lichi Mélange in the Loho forearc basin

物事件(初现面和未现面)年龄分别依据 Blow (1969) 和 Wade et al. (2011) (图 6)。采用标准薄片涂抹法进行钙质超微化石分析。每枚薄片于偏光显微镜下放大 1600 倍, 随机选取 100 个以上视域进行观察。化石丰度按以下标准分为五个等级: 丰富(abundant): >100 个

体数/20 视域; 中等(common): 51~100 个体数/20 视域; 少量(few): 21~50 个体数/20 视域; 稀少(rare): 2~20 个体数/20 视域; 出现(present): 1 个体数/≥20 视域。钙质超微化石分带方案和生物事件年龄分别依据 Martini (1971)和 Anthonissen and Ogg (2012) (图 6)。

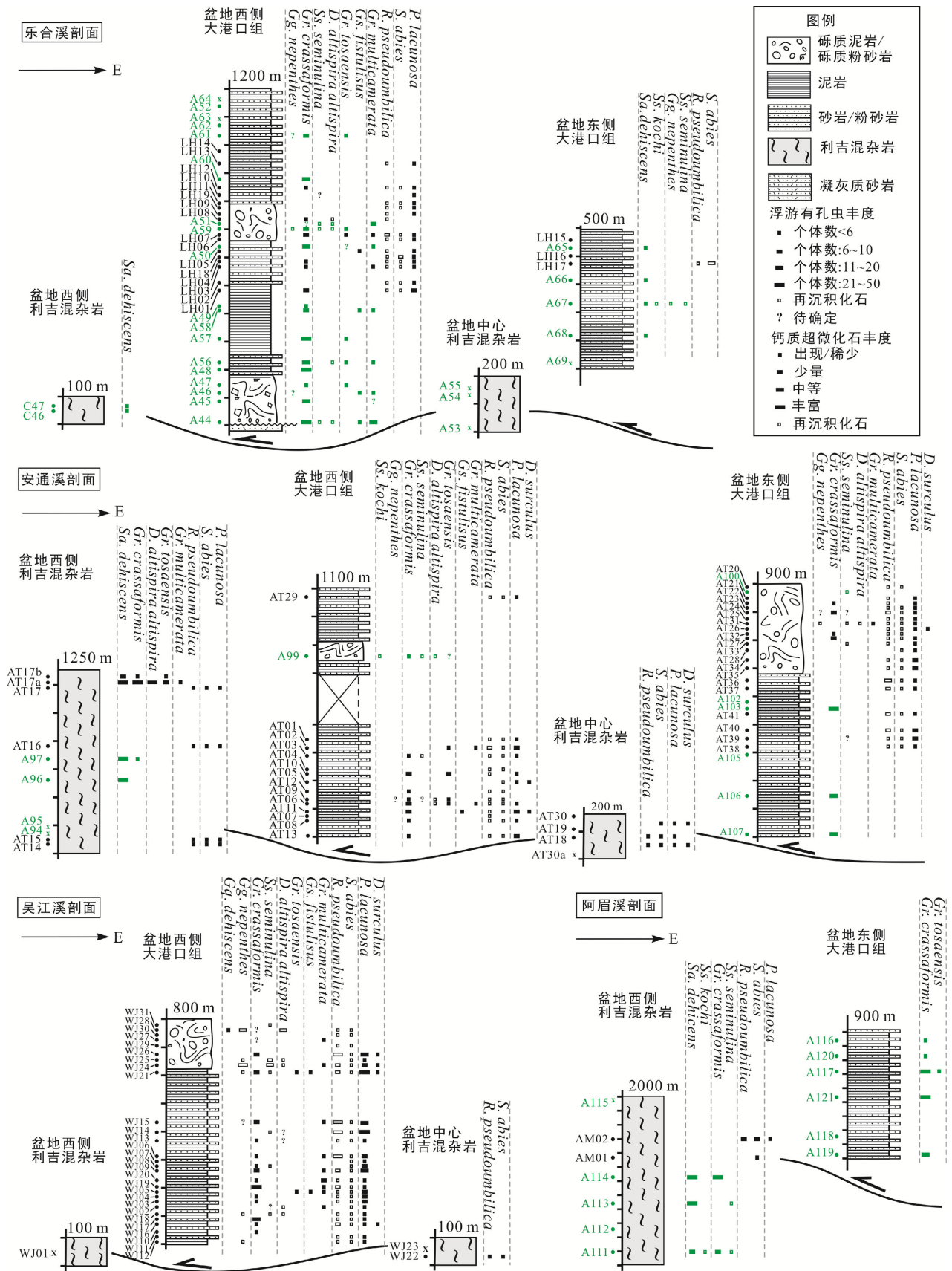


图 5 乐合弧前盆地岩性柱及微体化石分布图(绿色采样点引自 Chang, 1969)

Fig.5 General lithologic columns and distribution of microfossils of the Lohu forearc basin (Samples derived from Chang (1969) in green are integrated for better age dating)

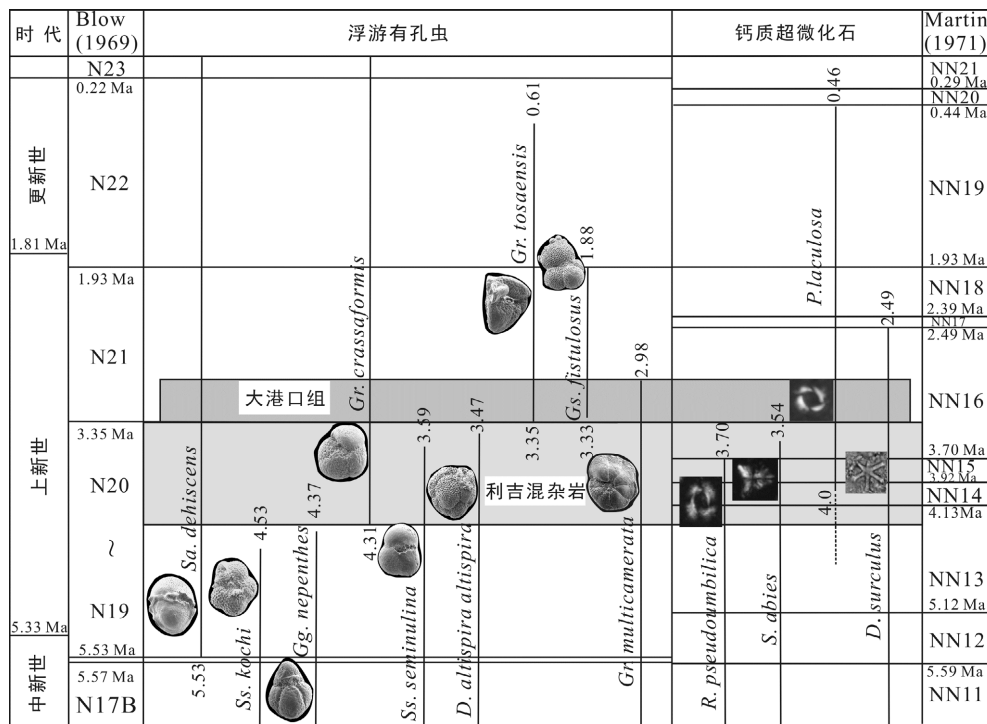


图 6 乐合弧前盆地主要标准化石延限(生物事件年龄, 灰色方框表示利吉混杂岩和大港口组的生物地层年代范围)

Fig.6 Datum planes of index fossils in the Loho forearc basin (The grey rectangles show the biostratigraphically constrained age of the Lichi Mélange and the Takangkou Formation)

由于研究区植被繁茂, 降雨强烈, 滑坡频发, 而且河道两侧经常为人工水泥护坡覆盖, 研究剖面中缺失了相当一部分露头。为尽量保证剖面的连续性, 我们将 Chang (1969)发表的 57 件样品的浮游有孔虫资料, 加入本研究中一并讨论(图 3a, 5)。利吉混杂岩因构造剪切而导致地层无序, 在定年过程中我们并未考虑泥质基质样品之间的相对新老关系。

3 研究结果

3.1 野外地质调查及地层岩性

研究区出露都銮山组、利吉混杂岩及大港口组(图 3a)。都銮山组分布于乐合弧前盆地的西北缘及东缘, 在地形上表现为两道火山脊, 分别沿 NNE 向延伸至奇美火山岛的中心, 沿 SSW 向延伸至成广燠火山岛的中心。乐合溪下游刚好切过西北侧火山脊, 自西向东可见下部的安山质火山集块岩, 及上部的再沉积火山砾岩和凝灰质砂岩。

大港口组分布于盆地两侧, 在其西北侧及东侧分别以向西逆断层与都銮山组接触, 地层走向大致平行于盆地轴向, 约为 15°~30°。盆地西侧的大港口组主要以 45°~80°倾角向东倾斜, 在部分地区倾角甚至接近垂直(图 4a), 地层厚度在北侧的乐合溪剖

面约为 1200 m, 总体上向南变薄并尖灭消失(图 3a)。其岩性以细砂岩-泥岩薄互层为主, 显示典型的油积岩相 C 和 D (Mutti and Lucchi, 1978) (图 4a)。特别地, 乐合溪剖面下部发育有近 200 m 厚的含石灰岩岩块巨型滑塌泥岩(图 5)。在北侧三条剖面, 层序上部存在一段侧向连续、50~200 m 厚的砾质泥岩(或砾质粉砂岩) (图 4b, 5), 砾石岩性主要为板岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩和变质砂岩, 磨圆度为棱角状至次圆状, 分选性差, 可能为滑塌作用的产物。盆地东侧的大港口组则以 50°~80°倾角向西倾斜, 其厚度为 500~900 m 不等, 岩性上主要为细砂岩-粉砂岩薄互层, 在安通溪剖面上部发现一段约 300 m 厚的砾质泥岩(图 5)。

利吉混杂岩主要沿台东纵谷分布于盆地的最西缘, 另外还出露于盆地中心一段南北长约 8 km、宽不到 1 km 的狭长区域(图 3a)。这段利吉混杂岩在其最南端与盆地西侧的利吉混杂岩相连。盆地西侧及中心的利吉混杂岩露头有限, 但其野外产状、岩性特征皆类似于海岸山脉西南侧标准产地的利吉混杂岩(徐铁良, 1956), 主要由强烈剪切、具鳞片状叶理的泥质基质组成(图 4c)。其中所包含的岩块从数厘米至数百米不等, 外观上常呈棱角状, 规模较小者因强烈剪切呈破碎状, 而规模较大者仍保持相对完

整。这些岩块在岩性上主要为石英砂岩(图 4d), 凝灰岩(图 4e), 蛇纹岩(图 4f)以及辉长岩, 其中又以凝灰岩规模最大, 分布最广(图 3a)。

为方便生物地层学上的描述, 在图 5 中, 我们沿各剖面将乐合弧前盆地划分为自西向东四个地层单元: 盆地西侧利吉混杂岩、盆地西侧大港口组、盆地中心利吉混杂岩及盆地东侧大港口组。

3.2 生物地层学研究

本研究共鉴定出浮游有孔虫 13 属 49 种及亚种。大部分样品出现丰富的 *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Gs. immaturus* Leroy, *Gs. sacculifer* (Brady), *Gs. ruber* (d'Orbigny), *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady), *Gr. limbata* (Fornasini), *Gr. tumida* (Brady), *Gr. inflata* d'Orbigny, *Gr. crassaformis* (Galloway & Wissler), *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi & Saito), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones), *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker & Jones) 等常见于温带至热带印度-太平洋区的新近纪属种, 少量出现、但较重要的属种有 *Globigerina nepenthes* Todd, *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermúdez, *Gs. fistulosus* (Schubert), *Globorotalia multicamerata* Cushman & Jarvis, *Gr. tosaensis*, *Dentoglobigerina altispira altispira* (Cushman & Jarvis), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager)。大部分浮游有孔虫化石保存较好。共鉴定出钙质超微化石 10 属 26 种及亚种。样品中较常出现的属种有 *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyreii* (Bukry & Bramlette), *Discoaster brouweri* Tan, *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette, *Pseudoemiliana lacunosa* (Kamptner), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), *Sphenolithus abies* Deflandre, *S. moriformis* Brönnimann & Stradner。本研究区超微化石保存状态普遍不佳, 且丰度与分异度均较低。限于篇幅, 图 5 仅列出作为定年依据的标准化石在各剖面的分布。乐合弧前盆地各地层单元沉积年代的建立基于标准化石的初现面(FAD)与未现面(LAD)(图 6)。图 7 给出了本研究典型浮游有孔虫和钙质超微化石的显微照片。

盆地西侧利吉混杂岩(图 5)含有 *Sa. dehiscens* (FAD, 5.53 Ma)与 *Gr. crassaformis* (FAD, 4.31 Ma), 而且均不含 *Gg. nepenthes* (LAD, 4.37 Ma), 显示其沉积年代应不老于 4.3 Ma。最年轻的样品为安通溪剖面的 AT17a, 产有大量保存良好、可确定为原地化石的 *D. altispira altispira* (LAD, 3.47 Ma)以及自 N21 带底部开始出现的 *Gr. tosaensis* (FAD, 3.35 Ma), 同时又不含 *Ss. seminulina* (LAD, 3.59 Ma), 此化石组

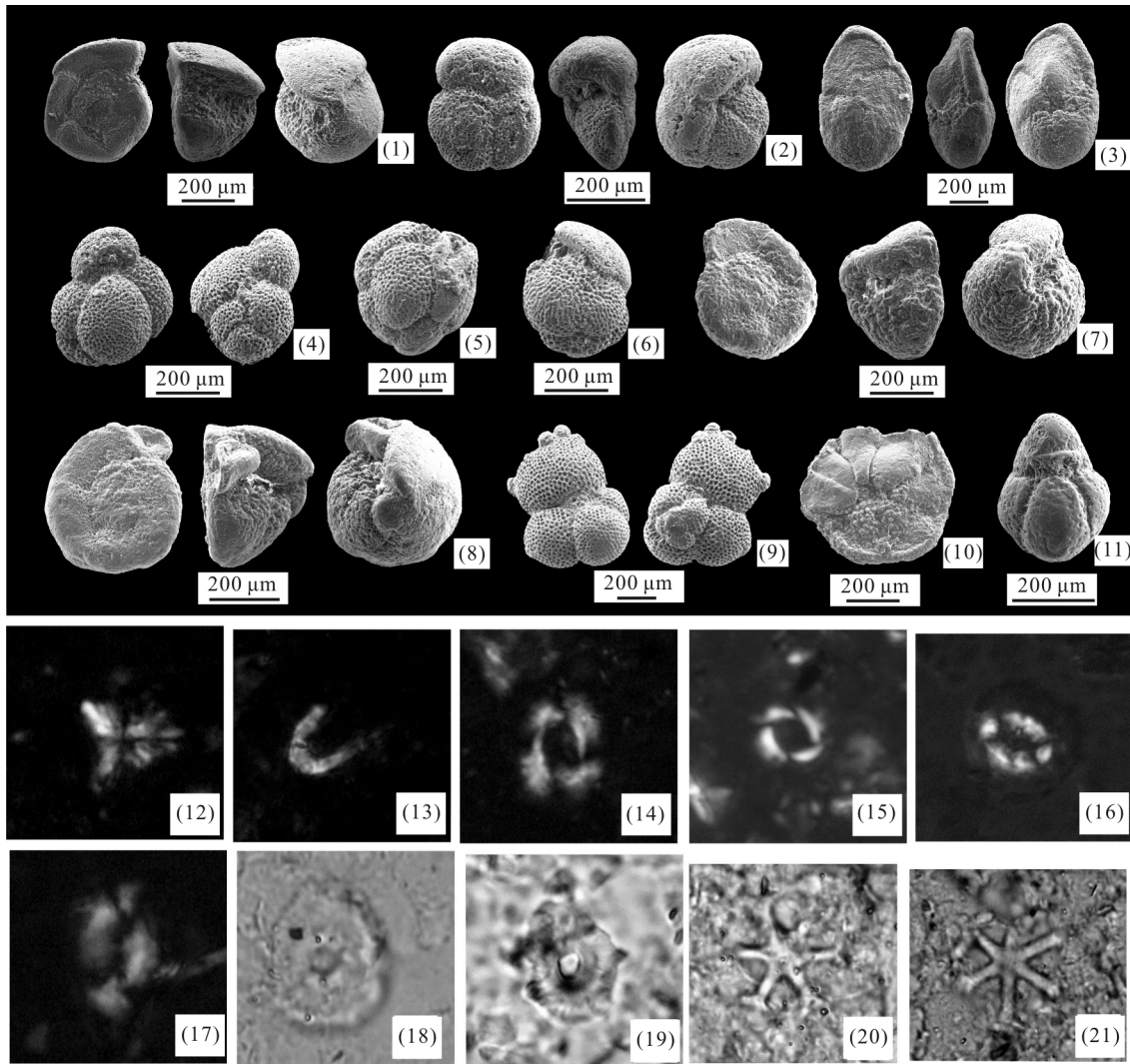
合可将地层的上限年龄很好地限定在 3.4 Ma 附近。因此, 该单元属于 N19-20 带上部(4.3~3.4 Ma)。在钙质超微化石方面则以 *P. lacunosa*, *R. pseudoumbilica* (LAD, 3.7 Ma)和 *S. abies* (LAD, 3.54 Ma)的共同出现为特征。由于作为上新世分带依据的钙质超微化石 *Ceratolithus* spp.及 *Discoaster* spp.鲜少或多呈碎片状出现, 我们退而求其利用 *P. lacunosa* 的 FAD 来确定下限年龄, 其 FAD 通常被认为落在 NN14-15 带内(~4.0 Ma; Gartner, 1990)。据此, 该单元沉积年代约为 NN14-15 带(4.0~3.7 Ma), 与浮游有孔虫结果基本吻合。

盆地中心利吉混杂岩(图 5)未发现浮游有孔虫, 但同样出现钙质超微化石组合 *P. lacunosa*, *R. pseudoumbilica*, *S. abies*, 说明该单元在年代上类似于盆地西侧的利吉混杂岩。

盆地西侧大港口组(图 5)自乐合溪和安通溪剖面底部便开始连续出现 N21 带标准化石 *Gr. tosaensis* 和 *Gs. fistulosus* (FAD, 3.33 Ma), 这两个属种亦零星出现于吴江溪剖面, 同时 *Gr. multicamerata* (LAD, 2.98 Ma)始终贯穿于各剖面中, 说明该单元属于 N21 带下部(3.4~3.0 Ma)。各剖面中还零星出现少量保存不佳的 *Gg. nepenthes*, *Ss. seminulina*, *D. altispira altispira*, 在吴江溪剖面的砾质泥岩段它们具有较高的丰度, 并伴生有中新世标准化石 *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) (LAD, 5.92 Ma), 显示它们是再沉积化石。在钙质超微化石方面, 该单元普遍出现 *P. lacunosa*, *R. pseudoumbilica*, *S. abies*, 同时零星出现 *D. surculus* (LAD: 2.49 Ma), 考虑到浮游有孔虫分布特征与年代, *R. pseudoumbilica*, *S. abies* 应该源于再沉积。因此, 钙质超微化石只能得出一个宽泛的年龄 NN14-17 带(4.0~2.5 Ma)。

盆地东侧大港口组(图 5)所产两个门类化石组合皆类似于盆地西侧大港口组。浮游有孔虫标准化石较贫乏, 以出现较多的 *Gr. crassaformis* 和 *Gr. inflata* 为特征, 但在个别样品(阿眉溪 A117, 安通溪 AT31)仍可发现 *Gr. tosaensis* 和 *Gr. multicamerata*, 因此其沉积年代应与盆地西侧一致。

综上所述, 出露于盆地西侧及中心的利吉混杂岩沉积年代为早上新世 4.3~3.4 Ma (N19-20 带上部), 而残留弧前层序大港口组则沉积于晚上新世 3.4~3.0 Ma (下部 N21 带)(图 6)。除前文述及的再沉积化石外, 年代更老的钙质超微化石亦经常出现于大港口组和利吉混杂岩中, 如 *S. moriformis* (NP11-NN8; 始新世-晚中新世), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth &



(1~6)采自利吉混杂岩 AT17a: (1) *Globorotalia tosaensis* Takayanagi & Saito; (2) *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler); (3) *Globorotalia tumida* (Brady); (4) *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermúdez; (5~6) *Dentoglobigerina altispira altispira* (Cushman & Jarvis)。 (7~11) 采自大港口组: (7~8) *Globorotalia tosaensis* Takayanagi & Saito, 分别采自 AT06 和 AT10; (9) *Globigerinoides fistulosus* (Schubert), 采自 WJ21; (10) *Globorotalia multicamerata* Cushman & Jarvis, 采自 WJ20; (11) *Globigerina nepenthes* Todd, 采自 WJ24, 再沉积化石。(12) *Sphenolithus abies* Deflandre, 采自利吉混杂岩 WJ23。(13~21) 采自大港口组: (13) *Ceratolithus rugosus* Bukry & Bramlette, 采自 LH13; (14) *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), 采自 LH15; (15) *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner), 采自 LH15; (16) *Coccolithus pelagicus* (Wallich), 采自 AT12; (17) *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette, 采自 WJ02; (18) *Calcidiscus macintyreii* (Bukry & Bramlette), 采自 WJ06; (19) *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), 采自 LH07; (20) *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, 采自 WJ24; (21) *Discoaster surculus* Martini & Bramlette, 采自 WJ26。

图 7 乐合弧前盆地典型浮游有孔虫扫描电镜照片(1~11)和钙质超微化石偏光显微照片(12~21)

Fig.7 SEM images of planktonic foraminifera (1~11) and polarizing micrographs of calcareous nannofossils (12~21) recovered from the Loho forearc basin

Hay) (NP20–NN6; 晚始新世–中中新世), *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre (NN4–NN5; 中中新世)。

4 讨论

4.1 乐合弧前盆地中心利吉混杂岩是否为向斜轴部的最年轻地层?

在浊积岩区, 由于再沉积化石的出现, 大大增

加了微体古生物定年的难度。本研究表明, 正如 Horng and Shea (1996)所提及的, 对浮游有孔虫和钙质超微化石进行综合分析, 可以有效排除再沉积化石的干扰。而且对于海岸山脉的上新世地层, 由浮游有孔虫得出的年龄更为可靠。

依 Page and Suppe (1981)所述, 利吉混杂岩为中央山脉增生楔在抬升过程中因海底滑坡作用而沉积于弧前盆地西侧的滑塌堆积(olistostrome), 它与

大港口组呈同时异相、舌状交错的沉积接触关系。由此，出露于乐合弧前盆地中心的利吉混杂岩也被推测引申为沉积成因，它被认为是盆地内最年轻的地层，整合于大港口组之上并出露于盆地内向斜轴部(王源等, 1992; 王源和陈文山, 1993) (图 3b)。然而根据我们的微体化石研究结果，在乐合弧前盆地，利吉混杂岩的沉积年代(4.3~3.4 Ma)略老于残留弧前层序大港口组(3.4~3.0 Ma)，这说明利吉混杂岩并非与残留弧前层序大港口组同时异相的滑塌堆积，出露于盆地中心的利吉混杂岩也并非沉积于向斜轴部的最年轻地层。

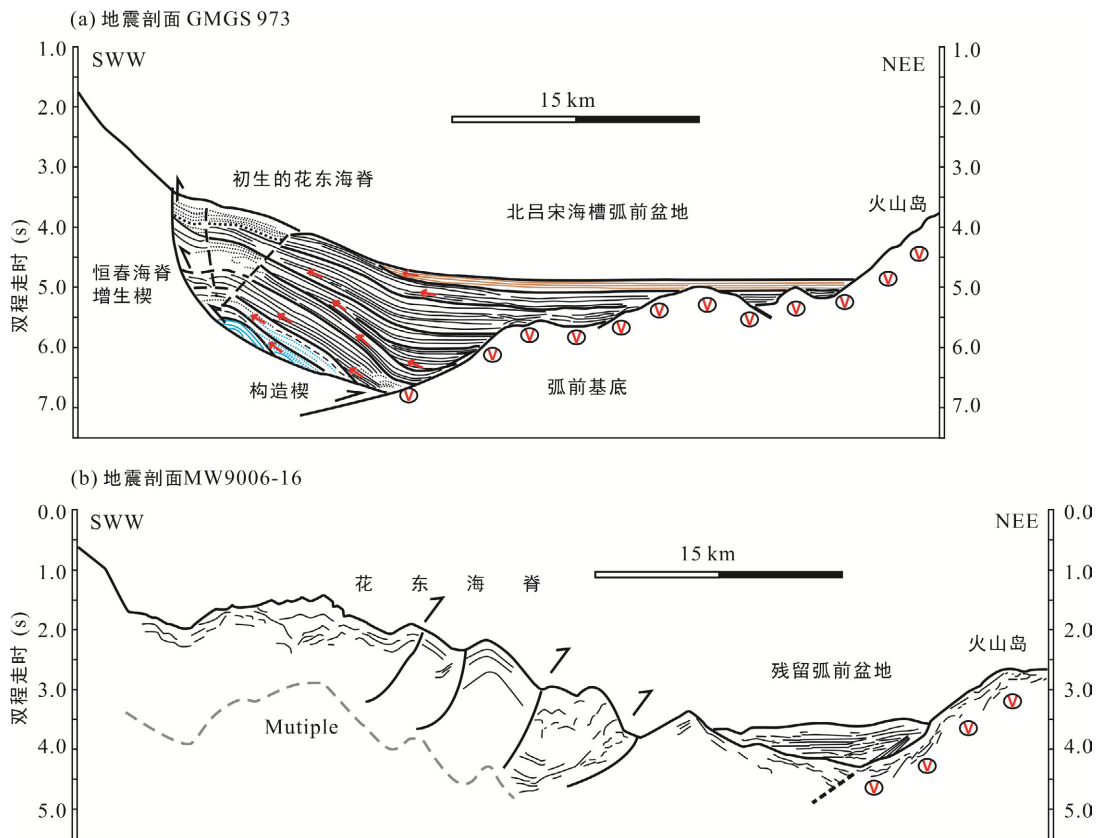
4.2 乐合弧前盆地东西向地层时空差异的构造控制机制

乐合弧前盆地最主要的地层展布特征是：年老的利吉混杂岩总体上分布于年轻的残留弧前层序西侧。由于发生在台湾的弧陆碰撞为斜向碰撞，同一地质事件总是由北往南依次重复(Suppe, 1981;

Huang et al., 2006)。在此认识之下，位于台湾东南海域初期弧陆碰撞带内的北吕宋海槽弧前盆地是了解海岸山脉乐合弧前盆地构造沉积演化的窗口。我们参考两条近期发表的、横穿北吕宋海槽的多道地震剖面：剖面 GMGS 973 (Huang et al., 2008) 和剖面 MW9006-16(Hirtzel et al., 2009; Chi et al., 2014)，借此了解北吕宋海槽构造沉积演化的详细信息(图 1、8)。

4.2.1 台湾东南海域北吕宋海槽弧前盆地构造沉积演化

剖面 GMGS 973 (Huang et al., 2008)位于俯冲-碰撞过渡带，显示弧前盆地西侧发育双向逆冲断层(图 8a)。在增生楔与弧前层序边界发育高角度向西逆冲断层，而在弧前层序与刚性的弧前基底边界则发育低角度向东背冲断层，同时它们也作为 Reed et al. (1992)和 Chi et al. (2003)所界定的构造楔(tectonic wedge)的顶板逆冲断层与底板逆冲断层。在这两个



(a) 剖面 GMGS 973 (Huang et al., 2008)位于俯冲-碰撞过渡带，红色小箭头指示超覆面及超覆方向；(b) 剖面 MW9006-16 (Hirtzel et al., 2009; Chi et al., 2014)位于初期弧陆碰撞带。

图 8 横穿台湾东南海域北吕宋海槽弧前盆地的两条地震剖面(剖面的具体位置见图 1)

Fig.8 Two seismic profiles cutting across the North Luzon Trough forearc basin off southeastern Taiwan (the location see Fig.1)

断层系统的控制下,构造楔向东楔入,弧前盆地西侧的层序因强烈挤压而上冲形成初生的花东海脊。由于构造抬升与沉积作用几乎同时进行,一旦早期沉积的弧前层序被抬升为花东海脊,新的同造山沉积物只能沉积于其东侧,并向西超覆其上(Huang et al., 2008)。因此在盆地西侧的层序内发育多个掀斜抬升-超覆沉积旋回及相关的超覆面(代表不整合面或沉积间断),而盆地中央及东侧的层序平整覆于崎岖的弧前基底之上,明显未受逆冲载荷影响(Huang et al., 2008)。

位于初期弧陆碰撞带内的剖面 MW9006-16 (Hirtzel et al., 2009; Chi et al., 2014)显示,随着碰撞的继续进行,背冲断层向上切穿海床,并逐渐向东迁移,将盆地中央甚至东侧早期沉积的弧前层序完全变形抬升为花东海脊(Reed et al., 1992; Lundberg et al., 1997; Huang et al., 2008) (图 8b)。花东海脊被抬升为高出海床近 2000 m 的地形高区,在其东侧的地形低区发育一残留弧前盆地,并继续沉积正常层序(图 8b)。这套层序较为平缓,仅受微弱变形,在其两侧分别上超于花东海脊和火山岛弧斜坡。因此,位于弧前盆地西侧的花东海脊总是老于东侧的残留弧前层序。

4.2.2 海陆地质对比

乐合弧前盆地存在着类似于北吕宋海槽弧前盆地“西老东新”的地层展布特征(图 3a)。这暗示了乐合弧前盆地在沉积过程中同样受到背冲构造的控制,利吉混杂岩相当于早期沉积的弧前层序变形而成的花东海脊(图 8b)。利吉混杂岩的上限年龄和残留弧前层序的下限年龄都落在 3.4 Ma 附近,意味着背冲构造发生的时间应不晚于 3.4 Ma。而 3.4 Ma 以后,背冲构造的停歇或减弱使得东侧的残留弧前盆地得以继续沉积正常浊积层序。其沉积作用在 3.0 Ma 左右停止,暗示着乐合残留弧前盆地在 3.0 Ma 时也受到构造抬升,可能与奇美火山岛在 4~3 Ma 的顺时针旋转(Lee et al., 1991)或者背冲构造的再次活跃、向东迁移有关。

4.3 乐合弧前盆地中心利吉混杂岩的出露机制

严格按照台湾东南海域北吕宋海槽的沉积格局,利吉混杂岩应仅分布于残留弧前盆地西侧。然而在乐合弧前盆地,利吉混杂岩也出露于盆地中央(图 3a)。此露头被残留弧前层序以断层为界包围,可合理地解释为构造窗,而残留弧前层序及火山岛弧则为向西的逆冲推覆体,类似于 Biq (1969, 1971)所提出的模型(图 3c)。这说明了在最近 1 Ma 以来的成熟

期弧陆碰撞阶段,随着菲律宾海板块的持续西北向前进,花东海脊被进一步向西剪切为利吉混杂岩的同时,残留弧前层序及火山岛弧向西逆掩于利吉混杂岩之上。在这个过程中火山岛弧的火山岩和弧前基底的基性-超基性岩也被剪切进入利吉混杂岩中(Huang et al., 2008)。

因此,乐合弧前盆地的地层展布特征记录了两期逆冲构造:初期弧陆碰撞阶段(不晚于 3.4 Ma 发生)的向东背冲构造与成熟期弧陆碰撞阶段的向西逆冲构造。由向东背冲构造转换为向西逆冲构造的过程可在海岸山脉最南端观察到(Malavieille et al., 2002)。虽然乐合弧前盆地中的向东背冲断层大部分由向西逆冲断层所替代,但总体上仍保持着“西老东新”的地层展布特征。由于短时间内沉积的残留弧前层序厚度有限,极易在河流的侵蚀作用下被切穿,使得部分利吉混杂岩以构造窗的形式出露于残留弧前层序中。此构造特征对于了解海岸山脉范围内残留弧前层序和火山岛弧向西逆掩于利吉混杂岩之上的接触关系具有独特的意义。

5 结 论

本研究对海岸山脉中段乐合弧前盆地进行野外地质调查及微体古生物地层工作,得出以下结论:

(1) 在乐合弧前盆地,利吉混杂岩泥质基质沉积于早上新世(4.3~3.4 Ma),而残留弧前层序沉积于晚上新世(3.4~3.0 Ma),从而否定了利吉混杂岩是与残留弧前层序同时异相的滑塌堆积,也否定了出露于盆地中心的利吉混杂岩是沉积于向斜轴部的最年轻地层。

(2) 在乐合弧前盆地,年老的利吉混杂岩总体上分布于年轻的残留弧前层序西侧,这种“西老东新”的地层展布特征记录了初期弧陆碰撞阶段内、不晚于 3.4 Ma 发生的向东背冲构造,它将弧前盆地早期沉积层序自西向东变形抬升为类似于台湾东南海域花东海脊的地形高区。而在 3.4~3.0 Ma 期间,东侧的残留弧前盆地继续沉积正常浊积层序。

(3) 目前,部分利吉混杂岩以构造窗的方式出露于残留弧前层序之中,显示在成熟期弧陆碰撞阶段,花东海脊(已遭受抬升变形的弧前层序)被进一步向西剪切为利吉混杂岩的同时,残留弧前层序及火山岛弧向西逆掩于利吉混杂岩之上。

致谢: 中国地质大学(武汉)张克信教授和另一位匿名审稿人对本文进行了审阅, 并提出了宝贵的修改意见, 在此表示衷心的感谢!

参考文献(References):

- 黄富文. 1977. 花莲安通地区大港口层及利吉层砂岩底面痕研究. *台湾石油地质*, 14: 63–71.
- 林秋婷. 2011. 台湾东部海岸山脉活跃弧陆碰撞过程中弧前盆地上新世扇三角洲及更新世深海扇砾岩沉积研究. 台南: 成功大学地球科学研究所硕士论文: 1–66.
- 林彦均. 2011. 台湾东部海岸山脉中段乐合残留弧前盆地之构造演化以及利吉混杂岩成因探讨: 微体古生物与黏土矿物证据. 台南: 成功大学地球科学研究所硕士论文: 1–58.
- 王源, 陈文山. 1993. 海岸山脉地质图(十万分之一). 中国台湾“经济部中央地质调查所”.
- 王源, 杨昭男, 陈文山. 1992. 五万分之一台湾地质图说明书, 图幅第四十八号玉里. 中国台湾“经济部中央地质调查所”.
- 徐铁良. 1956. 台湾东部海岸山脉地质. *台湾省地质调查所汇刊*, 8: 15–63.
- Anthonissen D E and Ogg J G. 2012. Appendix 3—Cenozoic and Cretaceous biochronology of planktonic foraminifera and calcareous nannofossils // Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D and Ogg G M. *The Geologic Time Scale 2012*. Boston: Elsevier: 1083–1127.
- Barrier E and Muller C. 1984. New observations and discussion on the origin and age of the Lichi Mélange. *Memoir of the Geological Society of China*, 6: 303–325.
- Biq C. 1969. Role of gravitational gliding in Taiwan tectogenesis. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, 20: 1–39.
- Biq C. 1971. Comparison of mélangé tectonic in Taiwan and some other mountain belts. *Petroleum Geology of Taiwan*, 9: 79–106.
- Biq C. 1973. Kinematic pattern of Taiwan as an example of actual continent-arc collision. *Report of the Seminar on Seismology, US-ROC Cooperative Science Program*, 25: 149–166.
- Blow W H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Brönnimann P and Renz H H. *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils 1*. Leiden: E.J. Brill: 199–422.
- Chang C P, Angelier J and Huang C Y. 2000. Origin and evolution of a mélangé: The active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan. *Tectonophysics*, 325: 43–62.
- Chang C P, Angelier J, Huang C Y and Liu C S. 2001. Structural evolution and significance of a mélangé in a collision belt: The Lichi Mélange and the Taiwan arc-continent collision. *Geological Magazine*, 138(6): 633–651.
- Chang L S. 1967. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera (I: Southern Part). *Proceedings of the Geological Society of China*, 10: 64–76.
- Chang L S. 1968. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera (II: Northern part). *Proceedings of the Geological Society of China*, 11: 19–33.
- Chang L S. 1969. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera (III: Middle Part). *Proceedings of the Geological Society of China*, 12: 89–101.
- Chen C H, Shieh Y N, Lee T, Chen C H and Mertzman S A. 1990. Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and an unusual mantle component under Luzon Arc. *Geochemica et Cosmochimica*, 54: 2473–2483.
- Chi W C, Chen L, Liu C S and Brookfield M. 2014. Development of arc-continent collision mélanges: Linking onshore geological and offshore geophysical observations of the Pliocene Lichi Mélange, southern Taiwan and northern Luzon arc, western Pacific. *Tectonophysics*, 636: 70–82.
- Chi W C, Reed D L, Moore G, Nguyen T, Liu C S and Lundberg N. 2003. Tectonic wedging along the rear of the offshore Taiwan accretionary prism. *Tectonophysics*, 374: 199–217.
- Chi W R, Namson J and Suppe J. 1981. Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of eastern Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4: 155–194.
- Dickinson W R. 1995. Forearc basins // Busby C J and Ingersoll R V. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge: Blackwell Scientific: 221–261.
- Dorsey R J. 1988. Provenance evolution and unroofing history of a modern arc-continent collision: Evidence from petrography of Plio-Pleistocene sandstones, eastern Taiwan. *Journal of Sedimentary Research*, 58(2): 208–218.
- Dorsey R J, Buchovecky E J and Lundberg N. 1988. Clay

- mineralogy of Pliocene-Pleistocene mudstones, eastern Taiwan: Combined effects of burial diagenesis and provenance unroofing. *Geology*, 16(10): 944–947.
- Gartner S. 1990. Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 116 (Central Indian Ocean) // Cochran J R and Stow D A V. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 116: 165–187.
- Hirtzel J, Chi W C, Reed D, Chen L, Liu C S and Lundberg N. 2009. Destruction of Luzon forearc basin from subduction to Taiwan arc-continent collision. *Tectonophysics*, 479(1): 43–51.
- Hong C S and Shea K S. 1996. Dating of the Plio-Pleistocene rapidly deposited sequence based on integrated magneto-biostratigraphy: A case study of the Madagida-chi Section, Coastal Range, eastern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, 39: 31–58.
- Hsu T L. 1976. The Lichi Mélange in the Coastal Range framework. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, 25: 87–95.
- Huang C Y, Chien C W, Yao B and Chang C P. 2008. The Lichi Mélange: A collision mélange formation along early arcward backthrusts during forearc basin closure, Taiwan arc-continent collision. *Geological Society of America Special Paper*, 436: 127–154.
- Huang C Y, Shyu C T, Lin S B, Lee T Q and Sheu D D. 1992. Marine geology in the arc-continent collision zone off southeastern Taiwan: Implications for late Neogene evolution of the Coastal Range. *Marine Geology*, 107: 183–212.
- Huang C Y, Wu W Y, Chang C P, Tsao S, Yuan P B, Lin C W and Xia K Y. 1997. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, 281: 31–51.
- Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, Wang T K and Chang C P. 2000. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. *Tectonophysics*, 325: 1–21.
- Huang C Y, Yuan P B, Song S R, Lin C W, Wang C, Chen M T, Shyu C T and Karp B. 1995. Tectonics of short-lived intra-arc basins in the arc-continent collision terrane of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Tectonics*, 14: 19–38.
- Huang C Y, Yuan P B and Tsao S J. 2006. Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 118(3–4): 274–288.
- Kelsey H M, Sherrod B L, Blakely R J and Haugerud R A. 2012. Holocene faulting in the Bellingham forearc basin: Upper-plate deformation at the northern end of the Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 117: B03409.
- Kimbrough D L, Smith D P, Mahoney J B, Moore T E, Grove M, Gastil R G, Ortega-Rivera A and Fanning C M. 2001. Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, 29(6): 491–494.
- Lee T Q, Kissel C, Barrier E, Laj C and Chi W R. 1991. Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2): 245–257.
- Linn A M, DePaolo D J and Ingersoll R V. 1991. Nd-Sr isotopic provenance analysis of Upper Cretaceous Great Valley fore-arc sandstones. *Geology*, 19(8): 803–806.
- Liou J G, Lan C Y, Suppe J and Ernst W G. 1977. The east Taiwan ophiolite: its occurrence, petrology, metamorphism and tectonic setting. *Mining Research and Service Organization Special Report*, 1: 1–212.
- Lundberg N, Reed D L, Liu C S and Lieske J. 1997. Forearc-basin closure and arc accretion in the submarine suture zone south of Taiwan. *Tectonophysics*, 274(1): 5–23.
- Malavieille J, Lallemand S E, Dominguez S, Deschamps A, Lu C Y, Liu C S, Schnurle P and the ACT Scientific Crew. 2002. Arc-continent collision in Taiwan: New marine observations and tectonic evolution. *Geological Society of America Special Paper*, 358: 187–211.
- Martini E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation // Farinacci A. *Proceedings of the 2nd International Conference on Planktonic Microfossils* 2. Ed. Roma: Tecnosci: 739–785.
- Mitchell C, Graham S A and Suek D H. 2010. Subduction complex uplift and exhumation and its influence on Maastrichtian forearc stratigraphy in the Great Valley Basin, northern San Joaquin Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 122(11–12): 2063–2078.
- Mutti E and Lucchi R. 1978. Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20: 127–167.
- Page B M and Suppe J. 1981. The Pliocene Lichi Mélange of

- Taiwan: Its plate tectonic and olistostromal origin. *American Journal of Science*, 281: 193–227.
- Reed D L, Lundberg N, Liu C S and Luo B Y. 1992. Structural relations along the margins of the offshore Taiwan accretionary wedge: Implications for accretion and crustal kinematics. *Acta Geologica Taiwanica*, 30: 105–122.
- Seno T. 1977. The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42(2): 209–226.
- Shyu C T and Chen S C. 1991. A topographic and magnetic analysis off southeastern Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 27: 1–20.
- Suppe J. 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4: 67–89.
- Teng L S. 1979. Petrographical study of the Neogene sandstones of the Coastal Range, eastern Taiwan (northern part). *Acta Geologica Taiwanica*, 20: 129–156.
- Teng L S. 1990. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*, 183(1): 57–76.
- Torrini Jr R and Speed R C. 1989. Tectonic wedging in the forearc basin: Accretionary prism transition, Lesser Antilles forearc. *Journal of Geophysical Research*, 94(B8): 10549–10584.
- Tsai Y B. 1986. Seismotectonics of Taiwan. *Tectonophysics*, 125(1): 17–37.
- Van der Werff W, Prasetyo H, Kusnida D and Van Weering T C E. 1994. Seismic stratigraphy and Cenozoic evolution of the Lombok forearc basin, eastern Sunda Arc. *Marine geology*, 117(1): 119–134.
- Wade B S, Pearson P N, Berggren W A and Pälike H. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104(1): 111–142.
- Wang C S. 1976. The Lichi Formation of the Coastal Range and arc-continent collision in eastern Taiwan. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, 25: 73–86.
- Williams T A and Graham S A. 2013. Controls on forearc basin architecture from seismic and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Great Valley Group, central Sacramento Basin, California. *International Geology Review*, 55(16): 2030–2059.
- Yang K M, Wang Y, Tsai Y B and Hsu V. 1983. Paleomagnetic studies of the Coastal Range, Lutao and Lanhsu in eastern Taiwan and their tectonic implications. *Academia Sinica, Institute of Earth Sciences Bulletin*, 3: 173–189.
- Yang T F, Tien J L, Chen C H, Lee T and Punongbayan R S. 1995. Fission-track dating of volcanics in the northern part of the Taiwan-Luzon arc: Eruption ages and evidence for crustal contamination. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 11(2): 81–93.
- Yu S B, Chen H Y and Kuo L C. 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274: 41–59.

Stratigraphy of the Loho Forearc Basin in the Coastal Range, Eastern Taiwan: Recording Tectonic Evolution of Active Oblique Arc-Continent Collision

CHEN Wenhua^{1,2}, HUANG Chiyue^{1,3}, LIN Yenjun³, YAN Yi¹, CHEN Duofu¹, LAN Qing^{1,2},
YU Mengming^{1,2} and QIAN Kun^{1,2}

(1. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan 701, Taiwan, China)

Abstract: Forearc basin sequences in the Coastal Range include the highly sheared Lichi Mélange in the west and the remnant stratified forearc sequences in the east. They demonstrate the tectonic evolution of the oblique collision between the North Luzon Arc and the Eurasian Continent margin. In the middle part of the Coastal Range, the Lichi Mélange crops out not only in the west of the Loho forearc basin, but also in the center of the remnant forearc sequences. Detailed field survey and micropaleontological study are conducted to understand the temporal and spatial distribution characteristics of the sedimentary sequences in the Loho forearc basin and the mechanism responsible for such characteristics. Based on micropaleontological study integrating both planktonic foraminifera and calcareous nannofossils, the mélangé unit and the remnant forearc sequences in the Loho forearc basin can be assigned to the Early Pliocene (4.3–3.4 Ma) and the Late Pliocene (3.4–3.0 Ma) in age, respectively. This result indicates that neither the Lichi Mélange is an olistostromal facies coeval to the remnant forearc sequences nor the Lichi Mélange exposed in the basin center represents the youngest strata overlying the remnant forearc sequences. In the Loho forearc basin, the older Lichi Mélange generally lies west of the younger remnant forearc sequences. This sedimentary framework resembles that of the Huatung Ridge-remnant forearc basin in the deformed North Luzon Trough off southeastern Taiwan in the initial arc-continent collision zone. This indicates that arc-ward backthrusting might have occurred in the western part of the Loho forearc basin before 3.4 Ma. The lower forearc strata were thus deformed and uplifted as the pop-up Huatung Ridge in the west, while sedimentation continued in the remnant forearc basin in the east during 3.4–3.0 Ma. The distribution characteristics of the sedimentary sequences in the Loho forearc basin record not only the eastward backthrusting in the initial arc-continent collision stage, but also the westward thrusting in the advanced arc-continent collision stage. In the advanced arc-continent collision stage, the backthrust Huatung Ridge was further thrust westward and deformed into the Lichi Mélange which was in turn overthrust westward by the remnant forearc sequences and the volcanic islands. Part of the Lichi Mélange was then exposed as a tectonic window in the center of the remnant forearc sequences due to river erosion after formation of the Coastal Range in the last 1 Ma.

Keywords: Coastal Range; forearc basin; Lichi Mélange; arc-continent collision; backthrusting; biostratigraphy