

台湾南部恒春半岛垦丁混杂岩的成因及其构造意义

张新昌^{1,2}, 闫义¹, 黄奇瑜^{1,3}, 陈多福¹, 单业华¹

(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: 垦丁混杂岩出露于台湾南部恒春半岛中新世增生楔内, 长约 20 km, 宽最大可达 1 km, 呈北西-南东向狭长带状分布, 大致平行于马尼拉海沟北段, 其分布特征类似于与俯冲板块边界相关混杂岩的特征, 因此垦丁混杂岩成因的确定对于了解台湾造山带结构及构造演化历史具有重要意义。关于垦丁混杂岩成因, 目前主要分为沉积(olistostrome)成因和构造成因两大观点。通过野外观察, 垦丁混杂岩的泥质基质普遍发生强烈的剪裂作用, 鳞片状结构大量发育, 基性或超基性的外来岩块夹杂其中。此外, 在垦丁混杂岩内还发现香肠化的砂岩块、由泥质基质充填的脉体及砂岩表面的水压破裂等构造现象。这些现象均反映垦丁混杂岩为构造成因而非沉积成因。垦丁混杂岩体原形成于增生楔底部, 并受到一定的高压及应力剪切作用, 之后随同卷入的外来岩块及连续沉积地层块体一起沿着马尾逆断层出露于地表浅部, 代表南海洋壳向东俯冲于菲律宾海板块之下形成的构造混杂堆积岩体。

关键词: 恒春半岛; 增生楔; 马尾断层; 混杂岩; 俯冲系统

中图分类号: P541; P581 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2014)02-0441-013

混杂岩(Mélange)是在世界各地造山带中所发现的独特地质单元(Hsü, 1968; Biq, 1971; Raymond, 1984; Festa et al., 2010), 是碰撞型和增生型造山带中一个重要的组成部分, 由缺乏层理的细粒基质和不同尺寸、岩性和时代的岩块组成, 其分布范围经常可以达到制图的规模(Raymond, 1984; Festa et al., 2010)。在板块构造理论框架下, 混杂岩曾被理想地认为代表俯冲系统中板块边界处遗留的海沟积物(Hamilton, 1969; Hsü, 1971; Ernst, 1970)。然而, 野外观察到的混杂岩十分复杂, 具有多样性, 其形成机制涵盖了构造作用、沉积作用、底辟作用以及多种机制的综合作用, 并相应地产出于不同的大地构造环境之中(Cowan, 1982; Raymond, 1984; Festa et al., 2010)。在俯冲板块边界常可发现构造混杂岩, 与俯

冲系统密切相关, 代表古俯冲带的遗迹 (Hamilton, 1969; Hsü, 1971)。

位于台湾南部增生楔中的垦丁混杂岩, 由 Tsan (1974)最早命名为“垦丁层”。自 Biq(1972)提出它的成因可能与板块构造运动有关之后, 在 20 世纪 70~80 年代掀起了一股研究热潮。经过多年的研究, 学者对其古生物、岩石组成等方面逐渐有了更清楚的认识。但是目前对于垦丁混杂岩的成因还存在较大争议, 主要分为两种观点: 沉积成因和构造成因。(1) 沉积作用成因, 20 世纪 90 年代之前, 大多数台湾学者认为位于台湾中央山脉增生楔东部的利吉混杂岩为马尼拉海沟东侧的俯冲杂岩(Biq, 1972), 代表着欧亚大陆(中央山脉)与菲律宾海板块(海岸山脉)之间的边界, 因此整个恒春半岛同西部麓山带性质

收稿日期: 2013-09-11; 改回日期: 2013-12-18

项目资助: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-EW-101), 国家自然科学基金(批准号: 41176041)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 91128211)联合资助。

第一作者简介: 张新昌(1986-), 男, 博士研究生, 从事构造地质与沉积岩石学研究。Email: zhangxinchang@gig.ac.cn

一样,同为被动大陆边缘沉积(何春荪,1975)。垦丁混杂岩的沉积时间为晚中新世,是位于垦丁东侧的浊积岩受到后期构造运动向西崩塌的产物(Tsan, 1974; 詹新甫,1974; Page and Lan, 1983)。(2) 构造运动成因,持构造成因观点的学者普遍认为垦丁混杂岩与马尼拉海沟俯冲作用有关(Biq, 1977; Huang et al., 1997; Chang et al., 2003),将其视为中新世马尼拉海沟俯冲的证据。此外, Pelletier and Stephan(1986)认为在中中新世(13~15 Ma),一部分南海海洋地壳逆冲到欧亚大陆边缘,成为了正常层序与垮塌成因的基性、超基性岩石的来源,至晚中新世(5 Ma)因北吕宋火山岛弧与欧亚大陆发生斜向碰撞,使得正常层序受挤压产生褶皱与逆掩断层,在逆掩断层的前缘产生垦丁层,此后正常层序再以逆掩断层覆盖于垦丁层之上。(3) 二段式成因,垦丁混杂岩在晚中新世时为单斜式沉积,后又在更新世时受到构造剪切作用形成(黄奇瑜, 1985)。

任何解释垦丁混杂岩成因的模式或假说,均需要能合理解释所有的争议问题,比如垦丁混杂岩中基性、超基性岩块的来源,岩体通体破碎的形成机制及基质沉积物的年代等(陈盈璇, 2005)。垦丁混杂岩的研究,可以确定混杂岩与增生楔体和俯冲带之间时空上的关系,对恢复台湾构造演化历史有着重要的意义,甚至有助于了解南海海洋地壳的俯冲过程。20世纪90年代以前,大多数学者纯粹从陆面的露头观察来判断垦丁混杂岩的成因,推测其形成模式,但受限于露头的好坏,不能得到清楚且全面的认识。然而90年代后,因海洋探测技术的进步,台湾南部海域的地形、重力、磁力及地震探测等资料逐渐完善(Liu et al., 1992; Lin and Watts, 2002; Lin et al., 2009),分析研究手段也逐渐多样化,基于这些资料可以更好地了解垦丁混杂岩与台湾造山带以及马尼拉海沟的关系。

本次研究通过选取两条争议较少的剖面进行野外考察,试图在野外考察基础上,结合前人研究的海洋地震剖面资料,来判断垦丁混杂岩的成因及其构造意义。通过与世界其他典型混杂岩的比较,探讨垦丁混杂岩的形成模式,从而为进一步了解马尼拉俯冲系统的俯冲过程提供基础地质依据。

1 区域地质背景

台湾位于欧亚板块与菲律宾海板块的交界处,是弧陆斜向碰撞的产物(Huang et al., 1997, 2000,

2006),其西南部及东北部海域分别存在着两个方向相反的俯冲带(图1)。新生代以来欧亚大陆边缘发育了一系列北东走向的张裂盆地(Li and Rao, 1994),南海即为新生代中期(17~32 Ma, Taylor and Hayes, 1983; 16~32 Ma, Briais et al., 1993; 20.5~31 Ma, Barckhausen and Roeser, 2004; 15~37 Ma, Hsu et al., 2004)从欧亚大陆张裂出来的新生海洋,并于中新世中期开始沿马尼拉海沟向东俯冲于菲律宾海板块之下(Hayes and Lewis, 1984; Tsai, 1986; Bowin et al., 1978; Huang et al., 1997),产生吕宋火山岛弧。McIntosh et al. (2013)通过地震震测剖面以及OBS记录数据指出,南海海洋地壳已经俯冲到菲律宾海板块之下,目前增生楔的下部为海陆过渡带,俯冲深度约达到15 km。在俯冲的过程中,原来在南海北坡被动大陆边缘沉积的层序被铲刮变形为增生楔,再经6.5 Ma以来的台湾地区斜向弧陆碰撞,使增生楔变大、变宽、隆升,最后出露形成了现今的台湾岛屿(Biq, 1972; Karig, 1973)。相反地,在其东北方向,菲律宾海洋壳沿着琉球海沟俯冲于欧亚板块之下。这两个俯冲带控制着台湾岛及附近海域的大地构造演化。台湾由西向东可以划分为三个构造单元:海岸平原-西部麓山带-雪山山脉(被动大陆边缘沉积)、中央山脉-恒春半岛-恒春海脊(增生楔)及海岸山脉(火山岛弧)(Huang et al., 2006)(图1a)。

恒春半岛位于中央山脉的最南端,向南延伸入海与恒春海脊相连,代表刚出露的恒春海脊增生楔,系构造十分活跃且快速隆起的造山带(Wang and Burnett, 1990)。以恒春断层为界,恒春半岛分为东西两个不同的构造单元,垦丁混杂岩主要沿恒春断层分布,含少量基性岩块;断层以东主要是中-晚中新世形成的增生楔,为正常层序的深水扇沉积,划分为里龙山层、牡丹层、佳乐水层(黄奇瑜, 1985; Zhang et al., 2014);断层以西为一个向东缓倾斜的恒春西台地,代表上新世-更新世斜坡盆地,内含浅海相层序,不整合覆盖于变形强烈的中新世浊流层序之上(Huang et al., 1997, 2008)(图1b, c)。

自从Tsan(1974)提出“垦丁层”以来,它的定义、分布范围以及其代表的地质意义一直是争论的重点。不同的学者在调查恒春半岛的地质时,做出的垦丁混杂岩分布范围图不同。随着混杂岩的定义逐渐明确(地层破碎且有外来岩块的加入),其分布范围也有逐渐缩小的趋势。目前垦丁混杂岩的形成时代仍未达到统一,主要有以下几个观点:(1)根据Chang(1965, 1966)所做有孔虫化石的研究,认为其

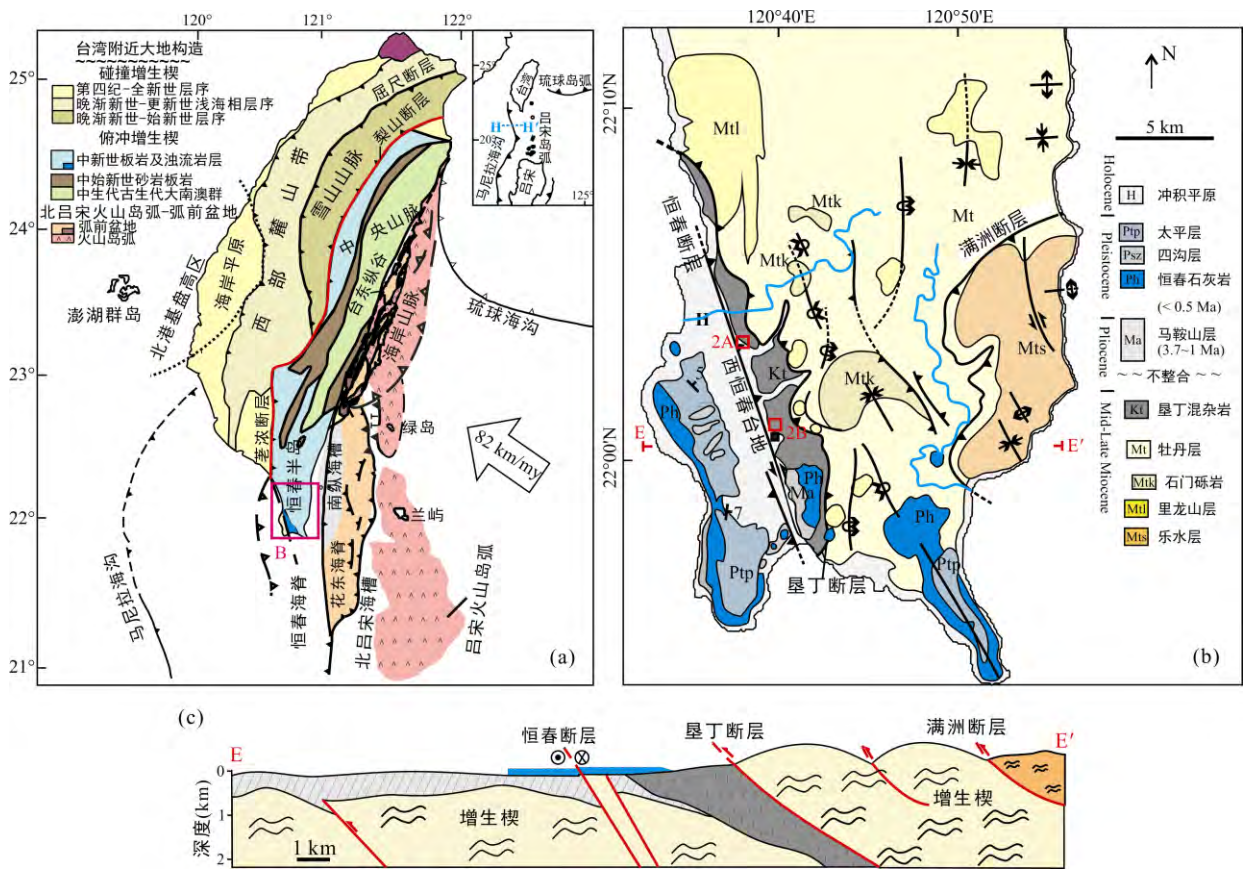


图 1 台湾及附近海域地质略图(a), 恒春半岛晚中新世俯冲增生岩体及上覆上新世-更新世斜坡盆地地质图(b), 地质剖面图(c, 修改自 Huang et al., 1997; Chang et al., 2003; Shan et al., 2013)

Fig.1 Geological sketch map of Taiwan and the surrounding areas (a), simplified geological map and cross section of the Hengchun Peninsula, southern Taiwan (b), simplified geological map and cross section of the Hengchun Peninsula, southern Taiwan (c)

形成时代为中中新世-晚中新世; (2) 纪文荣(1982)依据超微化石分布为自始新世(极少量)至中-晚中新世(大量), 指出垦丁混杂岩的形成时代是在中新世晚期或中新世与上新世之交; (3) Page and Lan(1983)依据纪文荣的工作基础, 指出垦丁混杂岩形成时代为晚中新世(NN11)-中上新世(NN15); (4) Huang et al. (1983)在垦丁混杂岩中发现晚上新世超微化石, 认为其形成时代为晚上新世(NN16)或更晚时间; (5) Huang(1984)对分布于恒春至满洲公路以南的垦丁混杂岩进行了有孔虫化石研究, 依据出现的化石组合(晚中新世(N16, N17)、上新世(N18-N19)、早更新世(N22)), 认为垦丁混杂岩形成年代为晚中新世-早更新世。

2 垦丁混杂岩结构和构造特征

恒春半岛地形复杂, 随处可见的地层倒转和断层显示恒春半岛经历了较为复杂的构造作用。本文

主要选取两条争议较少的岩体剖面(保力溪剖面 and 东门溪剖面)进行野外观察(图 2)。

Raymond(1984)对“混同层”与其相关岩体划出 4 种不同分类单元: (1) 连续单元(coherent unit), 岩体层理明显清楚, 有较好的连续性且岩体无破裂, α 级地层; (2) 破碎单元(broken unit), 岩体连续性佳, 有破碎, β 级地层; (3) 断裂单元(dismembered unit), 岩体不连续且破裂, 破裂程度 γ 级; (4) 混同层(Mélange), 岩体不连续, 含外来岩块, 破裂程度 δ 级。垦丁混杂岩主要分布于恒春半岛增生楔的西侧, 因寸草不生呈现恶地形地貌(图 3a)。砾石因抵抗风化力较强, 常突出于泥质基质中。野外观察发现, 总体上, 两条剖面多呈现破碎单元(β)、断裂单元(γ)及混杂岩(δ)三者有序的排列组合(图 2), 岩层的破裂程度有一定的分布规律, 从层序良好的正常地层单元逐渐过渡到破碎无层理的泥岩, 进而变化为破碎无层理且夹杂有外来岩块的单元, 彼此之间的接触关系应为断层或渐变接触(图 3b), 但界限因露头有限而不易

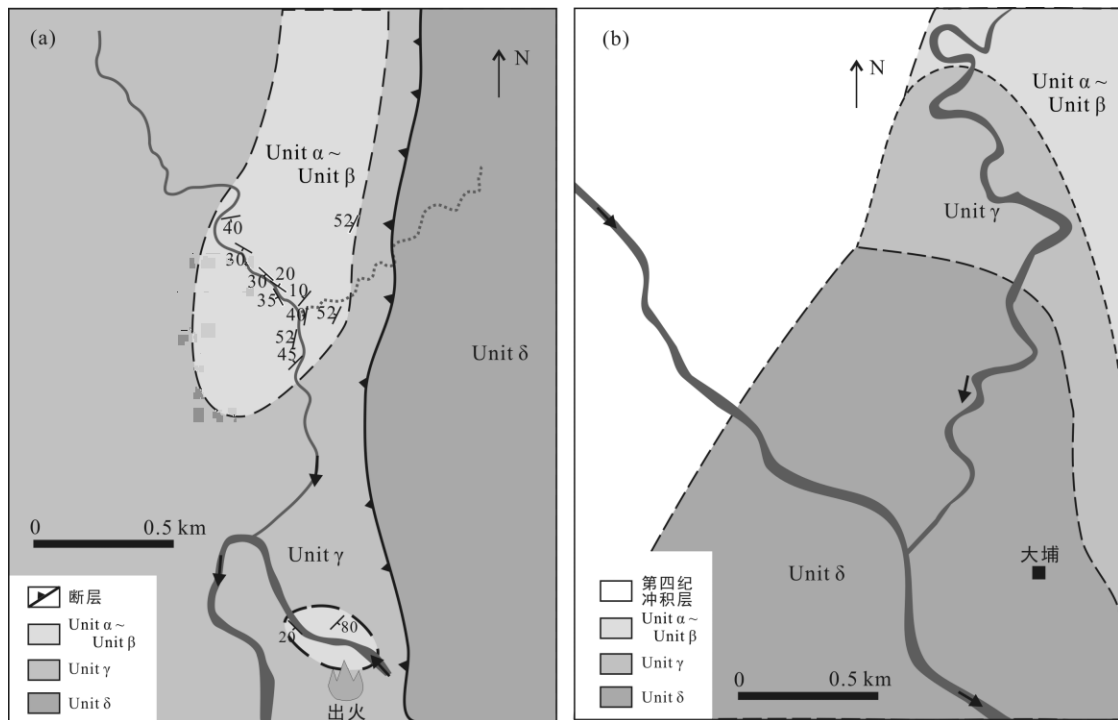


图 2 东门溪(a)及保力溪(b)地区地质图(修改自陈盈璇, 2005)

Fig.2 Geological maps of the Dongmen river (a) and Paoli river (b) areas

观察。剖面中断裂单元(γ)占有主体地位, 混杂岩(δ)虽然内部夹杂有外来岩块(如辉长岩、玄武岩、尖晶岩等), 但岩块数量不多, 且没有发现完整或者不完整的蛇绿岩套, 外来岩块均散落于泥质基质中。沿着东门溪近南北向的支流向上游观察, 可见破碎无层理的泥岩地层中偶夹杂有层序良好的砂页岩互层, 且这种现象交替出现, 砂岩厚度变化范围约为 5~50 cm, 亦见有火山角砾岩夹层, 夹层底部可见牡蛎化石(图 3c), 部分砂岩表面可见有海胆的遗迹化石。

混杂岩(δ)中夹杂岩块与基质间多为构造接触, 泥质基质中含有各种大小不等且岩性不一的岩块, 大到几千米、几十千米, 小到几厘米, 岩块的种类很多, 包括泥岩、粉砂岩、砂岩、枕状玄武岩、辉长岩、辉绿岩、火山角砾岩、火山集块岩及尖晶岩等(图 3d-g)(Page and Lan, 1983; Chu et al., 1988)。岩块一般变形较弱, 有些沉积岩的岩块还可保留有原岩的层理, 如砂岩岩块常具有标准的浊流岩构造(图 3h)。

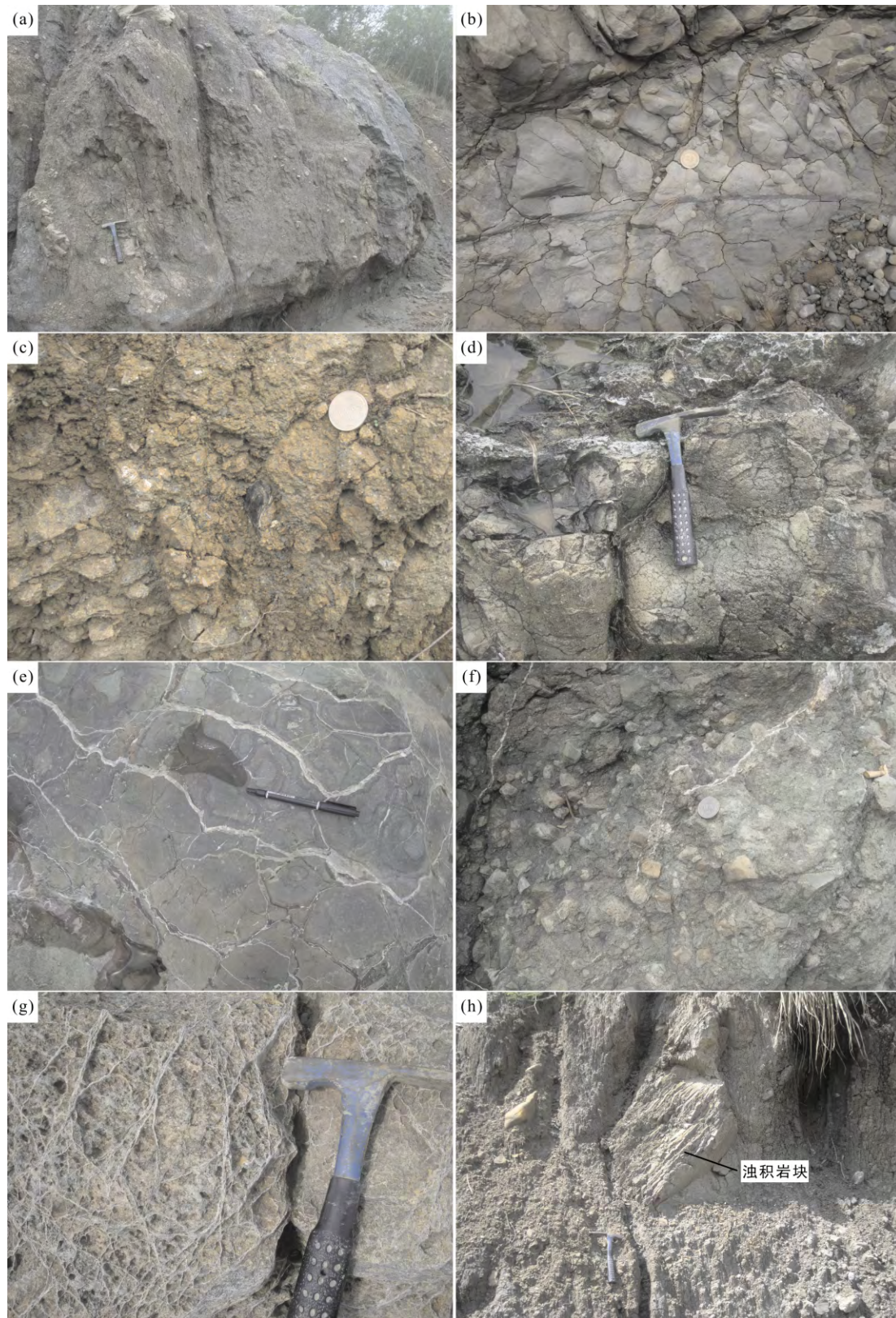
垦丁混杂岩(δ)和断裂单元(γ)的露头呈现出强烈的剪切作用, 泥岩基质中鳞片状节理发育, 节理面因受到剪切作用而被摩擦发亮并具有明显的擦痕或条痕(图 4a, b)。泥岩破碎无层理, 大量的鳞片状节理表面与破碎砂岩岩块中均含有自生性的白色地开石(dickite)黏土矿物, 这种现象是在层理良好的正常

地层中(如牡丹层)极少见到的。泥岩基质中夹杂的岩体内部可见因高压流体充填的泥岩脉体(图 4c)。散落于 γ 及 δ 地层单元内的砂岩块表面(最多深至 10 cm)常见有因水压破裂造成的阶梯状正断层(图 4d)。保力溪中玄武岩外来岩块中有塑形流动的充填痕迹(图 4e)。砂页岩互层的正常沉积层序中, 砂岩层呈香肠状分布(图 4f)。在混杂岩(δ)的砂岩块中, 经常具有不规则及垂直于砂岩层面的脉状充填物(图 4g), 外来岩块中也常见有网状脉体充填(图 4h)。在显微镜下, 网状构造的网纹中矿物颗粒有被剪碎的现象, 并再经胶结而重新愈合(林益正, 1993)。

3 讨论

3.1 垦丁混杂岩成因

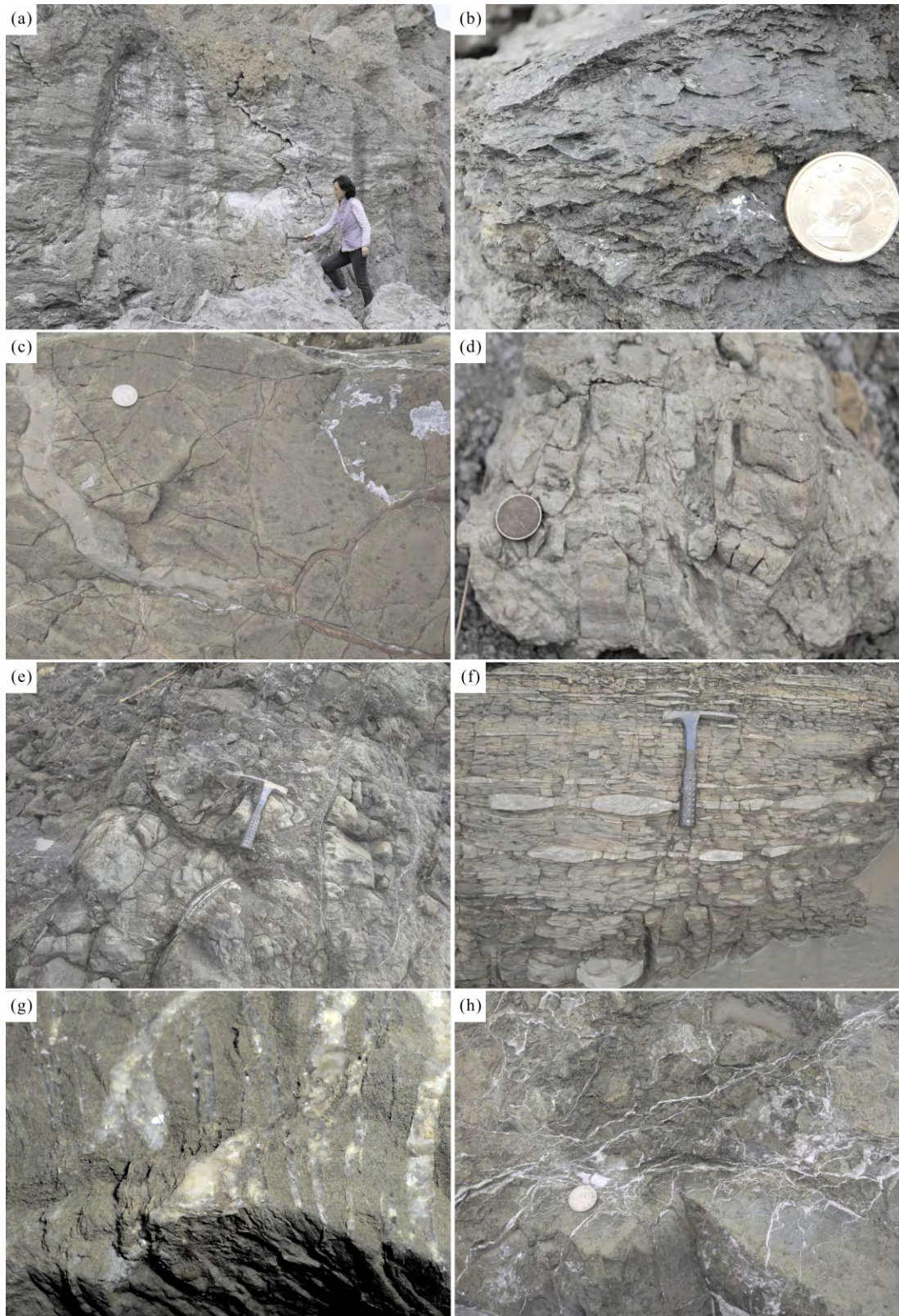
构造成因混杂岩常常更受学者重视, 因为它们保存有古板块边界拆离带的运动学和动力学信息(Tokiwa, 2009), 是厘定古俯冲系统的重要证据。而沉积成因混杂岩常保存最初增生楔生长过程中与增生楔相关的构造倾斜事件信息(Yamamoto et al., 2009)。两者的构造意义不同, 但无论如何, 垦丁混杂岩的成因研究都有着至关重要的意义。1968年, 许靖华通过对 Franciscan mélangé 的研究建议将 olistostrome 与 mélangé 区别开来。前者是有一定层



(a) 保力溪混杂岩露头; (b) 断裂单元与混杂岩构造接触线, 黑色断层泥间夹杂有断层角砾岩; (c) 东门溪火山沉积岩夹层, 夹层中见有牡蛎化石; (d) 玄武岩岩块; (e) 安山质集块岩; (f) 火山角砾岩; (g) 尖晶岩; (h) 泥岩中的浊积岩, 浊积岩保留有原来的沉积构造。

图 3 垦丁混杂岩野外地质照片

Fig.3 Photographs of the Kenting Mélange from the Hengchun Peninsula



(a) 保力溪泥质基质中发育大量的裂隙及出现在裂隙表面的白色地开石; (b) 泥质基质中光滑的鳞片状构造; (c) 玄武岩内部充填的泥岩岩脉; (d) 混杂岩中砂岩岩块表面常有阶级状正断层; (e) 玄武岩内部的塑性流动痕迹; (f) 保力溪中砂页岩互层中的砂岩呈香肠状结构; (g) 垂直于砂岩层面的方解石脉; (h) 网状破裂。

图 4 垦丁混杂岩野外地质照片

Fig.4 Photographs of the Kenting Mélange from the Hengchun Peninsula

位和层序的沉积体,且规模相对较小。后者是一种构造混杂体,层理破碎不清,规模较大(张抗, 1994; 吴国干等, 2005; Hsü, 1968, 1974)。垦丁混杂岩露头长约 20 km, 宽最大可达 1 km, 从分布规模上,其成因更偏向后者。

垦丁混杂岩中的岩块根据岩性可分为三大类:基性、超基性岩块,主要包括尖晶岩、玄武岩、辉长岩等;沉积岩岩块,如砂岩块、泥岩块等,砂岩块表面常出现水压破裂作用下的阶级断层;安山质火山岩岩块,包括火山角砾岩和火山碎屑浊积岩。这些岩块是牡丹层中少见的(不包括尖山等飞来峰),因此垦丁混杂岩的岩石组成与牡丹层不尽相同。垦丁混杂岩的泥质基质中,自生性黏土矿物地开石(dickite)常沿着鳞片状节理面发育,但在层理良好的浊流层以及恒春西台地中却极少发现,因此可以推断垦丁混杂岩的形成过程并不同于正常层序地层。火成岩地区的地开石是由酸性热液所形成的,沉积岩地区则是由深处地下水受热上升所产生,表明垦丁混杂岩的形成环境应受到一定的构造作用并产生断裂带,使得深处地下水涌形成地开石,热水的来源可能与潜伏于中新世沉积岩之下温热的安山岩质火山岩体有关,此潜伏的火山岩体是海洋地壳上的火山岛屿与亚洲大陆板块碰撞的结果(Lin and Wang, 1989)。此外,混杂岩中夹杂的玄武岩岩块中,可见有非泥岩夹层的泥岩脉,岩脉长度约为 1 m,是高压作用的重要证据(图 4c)。网状构造为砂岩体受到构造应力作用引起碎裂作用(cataclasis)与粉碎作用(comminution)而产生,因此网状构造需要发生在碎裂剪切带(cataclastic shear zone)(吴维毓, 1997)。石香肠状砂岩块常可见于构造混杂岩中(图 4f)。石香肠状砂岩块以及大量方解石脉体的出现(图 4g, h)均反映研究地区经历过拉伸的应力环境(Kimura et al., 2012; Yamamoto et al., 2012; Wakita, 2012; Kitamura and Kimura, 2012)。玄武岩内部的塑性流动构造同样显示其受到剪切作用,且充填物状态为流动状态而非固体状态(图 4e)。若垦丁混杂岩是沉积成因,则不会出现水压破裂、同变形破裂充填脉体及塑性流动充填等现象,除非变形发生于富含热液流体以及水-岩相互作用地表深处,进一步的原位变形 $P-T$ 条件可以由原生流体包裹体测温得知。所以垦丁混杂岩的形成应为构造成因而非沉积成因。

此外,垦丁混杂岩形成年代为晚中新世(绝大部分)-早更新世(Huang et al., 1984),牡丹层沉积时代亦为晚中新世,指示垦丁混杂岩与牡丹层之间紧密

的关联性。部分学者提出垦丁混杂岩是由中新世沉积作用所造成的(Tsan, 1974; Page and Lan, 1983),或者是由上新世-更新世俯冲作用所形成(Biq, 1972)。然而沉积成因无法解释混杂岩中上新世-更新世浮游性有孔虫与浅海相底栖性有孔虫的存在。若垦丁混杂岩是由上新世-更新世俯冲作用形成,应普遍发现上新世-更新世浮游性有孔虫与深海相底栖性有孔虫,然而垦丁混杂岩内化石群集绝大部分为中新世有孔虫,所以上新世-更新世俯冲作用及沉积成因并不成立。垦丁混杂岩中夹杂的基性-超基性岩块来源,最可能是现在正在消失的南海(Page and Lan, 1983; Pelletier and Stephan, 1986)。这些岩块经历了不同程度的变质作用,变质程度从低绿片岩相到角闪岩相不等(Page and Lan, 1983),反映了局部的变质作用。Page and Lan (1983)根据混杂岩中基性、超基性砾岩岩块的地球化学分析,发现其具有较低 P_2O_5 (<0.2%) 和 TiO_2 (<1.2%), 投点落入或者接近洋中脊玄武岩范围,与岛弧拉斑玄武岩及碱性玄武岩有明显区别。Pelletier and Stephan (1986)通过对 27 个基性岩块(辉长岩,辉绿岩)的地球化学分析,发现其主量和微量元素,如 Cr, Ni 及 V 均反映岩块的洋壳属性。此外依据外来的岩浆岩角闪石的 K-Ar 定年,得出其年龄为早中新世(22~23 Ma),与南海海洋地壳的年龄(17~32 Ma)一致。因此以上证据均表明这些基性-超基性岩块来自海洋地壳,也就是南海。但是欧亚大陆被动大陆边缘原沉积有巨厚的沉积物,使得在刮积过程中,很难刮削到下伏的海洋地壳,且剖面中并未见到蛇绿岩套,因此枕状玄武岩、火山角砾岩可能是来自南海海洋盆地中的海山(陈盈璇, 2005),这点从震测剖面中看到的南海海洋壳上分布有大量的海山可以证明(Lin et al., 2009)。剖面中的尖晶岩等超基性岩块,应与马尾断层活动有关。

3.2 垦丁混杂岩的构造意义

20 世纪 90 年代以前,因时代及技术的局限性,研究者纯粹从陆上地质的观点出发,认为利吉混杂岩为南海洋壳沿马尼拉海沟向东俯冲形成的俯冲杂岩体(Biq, 1971)。台东纵谷即为马尼拉海沟所在的位置,代表菲律宾海板块与欧亚板块的边界(Suppe, 1981)。90 年代以后开展的海洋地质调查发现台湾东南海域的海底地形自西向东的五个地形单元:恒春海脊、南纵海槽、花东海脊、台东海槽及兰屿-绿岛海脊(Chen and Juang, 1986),可与台湾陆上地形单元一一对应(Huang and Yin, 1990; Huang et al.,

1992)。恒春海脊代表恒春半岛的南延部分,南纵海槽可以向北延伸至花东纵谷,花东海脊与利吉混杂岩相连,台东海槽为位于增生楔与火山岛弧之前的弧前盆地,兰屿-绿岛则为吕宋火山岛弧北段部分(Huang and Yin, 1990; Huang et al., 1992)。海陆一一对应关系表明台湾东部利吉混杂岩并非过去的俯冲边界,而是同中国西藏雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩套一样,发育于弧前盆地而非增生楔内部(王成善等, 1999; Huang and Yin, 1990; Malavieille et al., 2002)。利吉混杂岩的形成机制主要为碰撞构造成因,因弧陆斜向碰撞作用,弧前盆地发生向东的背逆冲以及后期向西逆冲加覆至中央山脉东缘,在两期逆冲作用中,来自增生楔的物质、弧前盆地基底(菲律宾海板块洋壳)的蛇绿岩以及火山岛弧的物质分别被剪切进入利吉混杂岩(Chang et al., 2000, 2001; Huang et al., 2000, 2006, 2008)。此外,海洋地质的开展确定了恒春半岛主体部分为增生楔刮积体,并非同西部麓山带性质一样为被动大陆边缘沉积(Biq, 1972; 何春荪, 1975; Lin et al., 2009)。欧亚大陆边缘存在被动大陆边缘向主动大陆边缘转化的过程(Shan et al., 2013)。黄奇瑜(2005)指出垦丁混杂岩为中央山脉-恒春半岛上俯冲增生岩体内,唯一出露的马尼拉海沟俯冲杂岩体,代表南海海洋地壳沿马尼拉海沟向东俯冲于菲律宾海板块之下的痕迹(Biq, 1972; Huang et al., 1997; 黄奇瑜等, 2005),为台湾地区发生弧陆碰撞构造事件(5~6 Ma)以前的板块边界(黄奇瑜, 2005)。

构造成因的混杂岩常常与板块的俯冲边界有关,它的分布范围与陆间海盆和板块缝合带密切相关,比如日本 Mugi Mélange 混杂岩是由于菲律宾海板块向欧亚板块俯冲、碰撞时形成的(Kimura et al., 2012; Kitamura et al., 2012)。苏门答腊岛 Bobonaro Mélange 构成亚洲板块和澳大利亚板块之间缝合带的一部分(Harris et al., 1998)。增生楔常常被向陆倾斜的一些规模较大逆断层切过,这些断层为板块边界拆卸断层的分支,常称为“大马尾断层”(Fukao, 1979; Tobin and Kinoshita, 2006)。马尾断层发育于下伏板块的顶部,终止于增生楔体近陆侧部分的浅部(Fukao, 1979; Moore et al., 2007; Park et al., 2002; Collot et al., 2008)。在俯冲系统中,随着板块的消减,俯冲板块上的沉积物有部分因逆冲板块的阻挡和挤压而储积在板块边界上,构成增生楔前缘,部分原沉积于海洋地壳上的远洋-半远洋沉积物连同部分洋壳碎片被刮积进入俯冲通道,之后卷入增生楔的底部,形成构造混杂岩。与板块边界相关的构造混杂岩多呈

狭长带状,大致平行于俯冲海沟(Festa et al., 2010; Kitamura and Kimura, 2012),如日本南开海槽 IODP (NanTroSEIZE)钻探揭示 Mugi Mélange 原形成于 Shimento 增生楔底部(Yamamoto et al., 2012; Kitamura and Kimura, 2012),后因马尾断层/脱序断层的逆冲作用携带至地表浅处,呈 SWW-NEE 方向带状展布,并平行于南开海沟。又如现代帝汶岛 Bobonaro 混杂岩呈带状分布,长约 2000 km,平行于 Java 海沟,震测剖面显示 Bobonaro 混杂岩形成于印度洋洋地壳俯冲于亚洲板块之下的过程中,代表了亚洲板块与澳大利亚板块之间的缝合带(Harris et al., 1998)。其构造演化类似于与台湾形成相关的马尼拉俯冲系统,不同的是其形成机制囊括了构造成因、沉积成因和泥底辟成因三种机制,且其中滑塌成因与泥底辟成因也占有重要的作用(Masson et al., 1991; Harris et al., 1998)。同样垦丁混杂岩体宽约 1 km,长约 20 km,呈 NW-SE 方向狭长带状分布,大致平行于马尼拉海沟北段,具有俯冲板块边界相关混杂岩的典型特征。台湾西南海域震测剖面中显示有清晰的俯冲通道和增生楔刮积体,增生楔底部出现区域性的反射盲区,推测为俯冲混杂岩。因此垦丁混杂岩应形成于俯冲通道上部增生楔的底部,在高压作用下,发生剪切变形和水岩交换作用,之后随着马尾逆冲断层上升到地表浅部。俯冲阶段(未发生弧陆碰撞之前,21°20'N 以南),马尾断层发育规模较小(Ku and Hsu, 2009)。弧陆碰撞初期(21°20'N~22°40'N)使得马尾断层快速发育,从而增生楔深部物质沿着断层通道更容易进入地表(Ku and Hsu, 2009; Lin et al., 2009; 黄奇瑜等, 2012),后因风化剥蚀作用出露地表,代表在南海洋壳沿马尼拉海沟向东俯冲于菲律宾海板块之下形成的混杂堆积岩体,形成位置靠近于板块边界处(图 5)。大量化石资料显示垦丁混杂岩主要形成于晚中新世,并一直持续到早更新世(黄奇瑜, 1985),时间跨度较大,类似日本 Mugi Mélange 的化石年代分布(Sakaguchi et al., 2011)。垦丁混杂岩中上新世-更新世浮游有孔虫很可能是卷入的增生楔上部斜坡盆地沉积(图 5)。

以上现象均表明垦丁混杂岩代表俯冲系统中与板块边界密切相关的特殊岩体,但是该结论仍需要更多的证据支持,如(1)野外存在与过去板块汇聚方向一致的不对称剪切组构(Onishi and Kimura, 1995; Hashimoto and Kimura, 1999);(2)混杂岩形成的温压条件,构造混杂岩常形成于增生楔的底部,经受一定

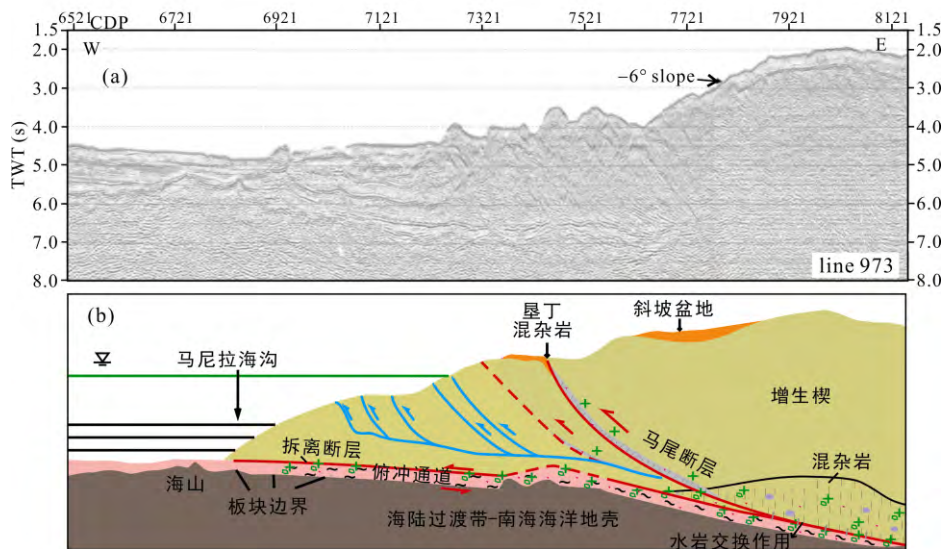


图 5 台湾西南海 D 域(~21°N, 剖面位置见图 1a 中 H-H')地震剖面图及处于弧陆碰撞初期垦丁混杂岩的构造演化图 (修改自 Lin et al., 2009)

Fig.5 Seismic profile of the offshore southwestern Taiwan(~21°N, the location see Figure 1a: H-H')and the tectonic evolution chart of the Kenting mélange in the initial arc-continent collision period

的温度压力作用, 根据充填脉体的古温度测量或镜质体反射率的鉴定, 推算混杂岩形成的古深度, 以此判断该深度是否处于俯冲带的深度范围内 (Sakaguchi et al, 2011; Kimura et al., 2012)。野外不对称剪切组构也有发现(吴维毓, 1997), 但其形成时的温压条件还需要进一步实验确定。

4 结 论

通过对台湾南部恒春半岛增生楔内部的垦丁混杂岩野外考察, 得出以下结论:

(1) 垦丁混杂岩与中新世正常地层在地理位置上相邻, 两者呈渐变或断层接触关系, 主要区别在于垦丁混杂岩比正常地层经受了更强烈的剪切变形, 呈现通体剪裂, 并夹杂基性、超基性岩等外来岩块。与垦丁混杂岩密切相关的地层单元, 距离混杂岩越远, 破裂程度越弱。

(2) 石香肠状砂岩、鳞片状节理及网状脉体充填等一系列证据显示垦丁混杂岩为中新世构造混杂岩, 而非滑塌沉积成因。

(3) 垦丁混杂岩内部所含基性、超基性岩块来自南海洋壳, 随板块俯冲刮积作用进入增生楔。后因马尾断层的逆冲作用沿断层通道进入增生楔浅部, 并经风化侵蚀出露于地表。野外观察到的混杂岩十分复杂, 且具有多样性, 只有通过多手段、多角度分析才能对其成因做出正确的判断。

致谢: 在本文完成过程中, 中国科学院海洋研究所吴时国研究员及台湾“中央大学”张中白教授审阅了全文并提出了许多宝贵意见, 在此深表谢意!

参考文献(References):

- 陈盈璇. 2005. 台湾南部恒春半岛垦丁混杂岩体的构造演化记录: 微体古生物证据. 台南: 成功大学地球科学研究所硕士论文: 84.
- 何春荪. 1975. 台湾地质概论——台湾地质图说明书. 經濟部中央地质调查所出版社: 153.
- 黄奇瑜. 2005. 台湾附近大地构造与新生代造山时空演化//九二一集集大地震: 4-42.
- 黄奇瑜, 闫义, 赵泉鸿, 刘平妹, 林彦均, 林秋婷, 谢凯旋. 2012. 台湾新生代层序: 反映南海张裂, 层序和古海洋变化机制. 科学通报, 57(20): 1842-1862.
- 黄奇瑜, 郑颖敏, 叶家正. 1985. 论恒春半岛上垦丁层之成因. 地质, 6(1): 21-38.
- 纪文荣. 1982. 台湾利吉层与垦丁层内之超微化石及其在地质构造上之意义. 地质, 4(1): 99-114.
- 林益正. 1993. 台湾东部利吉层中基质泥及砂岩块之构造分析与其构造环境之意义. 台北: 台湾大学地质研究所硕士论文: 124.
- 吴国干, 夏斌, 李文铅, 王核, 卜国民. 2005. 新疆塔克扎克勒蛇绿混杂岩中安山岩的地球化学特征及其构造环境. 大地构造与成矿学, 29(2): 242-251.
- 吴维毓. 1997. 台湾南部恒春半岛垦丁混同层之构造分析研究. 台北: 台湾大学地质学研究所硕士论文: 80.

- 王成善, 刘志飞等. 1999. 西藏日喀则弧前盆地与雅鲁藏布江缝合带. 北京: 地质出版社: 1-237.
- 詹新甫. 1974. 恒春半岛之地质与构造并申论中新世倾泻层. 台湾省地质调查所专刊: 99-108.
- 张抗. 1994. 滑塌堆积及其构造意义. 岩相古地理, 14 (6): 15-23.
- Barckhausen U and Roeser H A. 2004. Seafloor spreading anomalies in the South China Sea revisited // Clift P, Wang P, Kuhnt W, Wang P and Hayes P. Continent-ocean interactions within East Asian marginal seas. *AGU Geophysical Monograph Series*, 149: 121-125.
- Biq C C. 1971. Comparison of mélangé tectonic in Taiwan and in some other mountain belts. *Petroleum Geology of Taiwan*, 9: 79-106.
- Biq C C. 1972. Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region. *Proceedings of the Geological Society of China*, 15: 65-75.
- Biq C C. 1977. The Kenting mélangé and the Manila trench. *Proceedings of the Geological Society of China*, 20: 119-122.
- Bowin C, Lu R S, Lee C S and Schouten H. 1978. Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region. *AAPG Bulletin*, 62: 1643-1672.
- Briaïs A, Patriat P and Tapponnier P. 1993. Update interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 98: 6299-6328.
- 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 Melange and the Taiwan arc-continent collision. *Geological Magazine*, 138: 33.
- Chang C P, Angelier J, Lee T Q and Huang C Y. 2003. From continental margin extension to collision orogen: Structural development and tectonic rotation of the Hengchun Peninsula, southern Taiwan. *Tectonophysics*, 361: 61-82.
- Chang L S. 1965. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, based on smaller foraminifera (: Middle Part). *Proceedings of the Geological Society of China*, 8: 9-18.
- Chang L S. 1966. A biostratigraphic study of the Tertiary in the Hengchun Peninsula, Taiwan, based on smaller foraminifera (: Southern Part). *Proceedings of the Geological Society of China*, 9: 55-63.
- Chen M P and Juang W S. 1986. Seafloor physiography off southeastern taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 16: 1-7.
- Chu H T, Shen P and Jeng R C. 1988. The origin of chromitite from the Kenting mélangé, southern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, 31: 33-58.
- Collot J Y, Agudelo W, Ribodetti A and Marcaillou B. 2008. Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador south Colombia oceanic margin. *Journal of Geophysical Research*, 113, B12102.
- Cowan D S. 1982. Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California // Leggett J. Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. *Geological Society, London, Special Publications*, 10: 429-457.
- Ernst W G. 1970. Tectonic contact between the Franciscan mélangé and Great Valley sequence-crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone. *Journal of Geophysical Research* 75: 886-901.
- Festa A, Pini G A, Dilek Y and Codegone G. 2010. Mélanges and mélangé-forming processes: A historical overview and new concepts. *International Geology Review*, 52(10-12): 1040-1105.
- Fukao Y. 1979. Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2303-2314.
- Hamilton W. 1969. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 2409-2430.
- Harris R A, Sawyer R K and Audley-Charles M G. 1998. Collisional mélangé development: Geologic associations of active mélangé-forming processes with exhumed mélangé facies in the western Banda orogen, Indonesia. *Tectonics*, 17(3): 458-479.
- Hayes D E and Lewis S D. 1984. A geophysical study of the Manila trench, Luzon, Philippines: 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution. *Journal of Geophysical Research*, 89: 9171-9195.
- Hashimoto Y and Kimura G. 1999. Underplating process from mélangé formation to duplexing: Example from

- the Cretaceous Shimanto Subbelt, Kii Peninsula, southwest Japan. *Tectonics*, 18: 92–107.
- Hsü K J. 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Kanoxville paradox. *Geological Society of America Bulletin*, 79: 1063–1074.
- Hsü K J. 1971. Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 76: 1162–1170.
- Hsü K J. 1974. Mélanges and their distinction from olistostromes // Dott R H, Jr, and Shaver RH. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *SEPM Special Publication*, 19: 321–333.
- Hsu S K, Yeh Y C, Doo W B and Tsai C H. 2004. New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northeasternmost South China Sea and their tectonic implications. *Marine Geophysical Research*, 25: 29–44.
- Huang C Y. 1984. Some planktic foraminifers from the olistostromes of the Kenting Formation, southern Hengchun Peninsula. *Acta Geologica*, 22: 22–34.
- Huang C Y, Chien C W, Yao B and Chang C P. 2008. The Lichi Melange: A collision mélange formation along early arcward backthrusts during forearc basin closure, Taiwan arc-continent collision // Draut A E, Clift P D and Scholl D W. Formation and applications of the sedimentary records in arc continent collision zone. *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 and Lin C W. 1997. Tectonic evolution of the accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, 281: 31–51.
- Huang C Y and Yin Y C. 1990. Bathymetric ridges and troughs in the active arc-continent collision region off southeastern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, 33: 351–372.
- Huang C Y, Yuan P B, Lin C W and Wang T K. 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 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.
- Huang T C, Ting J S and Muller C. 1983. A note on Pliocene microfossils from the Kenting mélange. *Proceedings of the Geological Society of China*, 26: 57–66.
- Karig D E. 1973. Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu islands. *Marine Geology*, 14: 153–168
- Kimura G, Yamaguchi A, Hojo M, Kitamura Y, Kameda J, Ujiie K and Hina S. 2012. Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. *Tectonophysics*, 568: 25–38.
- Kitamura Y and Kimura G. 2012. Dynamic role of tectonic mélange during interseismic process of plate boundary mega earthquakes. *Tectonophysics*, 568-569: 39–52.
- Ku C Y and Hsu S K. 2009. Crustal structure and deformation at the northern Manila Trench between Taiwan and Luzon islands. *Tectonophysics*, 466: 229–240.
- Liu C S, Liu S Y, Kuo B Y, Lundberg N and Reed D L. 1992. Characteristics of gravity and magnetic anomalies off southern Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, 30: 123–130.
- Li P and Rao C. 1994. Tectonic characteristics and evolution history of the Pearl River Mouth Basin. *Tectonophysics*, 235: 13–25.
- Lin A T and Watts A B. 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 107(B9): 2185.
- Lin A T, Yao B C, Hsu S K, Liu C S and Huang C Y. 2009. Tectonic features of the incipient arc-continent collision zone of Taiwan: Implications for seismicity. *Tectonophysics*, 479: 28–42.
- Lin S B and Wang Y R. 1989. Mineralogy and tectonic implication of the dickites from Hengchun Peninsula, southern Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, 27: 19–32.
- Masson D G, Milsom J, Barber A J, Simumbang N and Dwiyanto B. 1991. Recent tectonics around the island of Timor, eastern Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 8(1): 35–49.
- 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.

- McIntosh K, van Avendonk H, Lavier L, Lester W R, Eakin D, Wu F, Liu C S and Lee C S. 2013. Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan. *Geology*, 41(8): 871–874.
- Moore G F, Bangs N L, Taira A, Kuramoto S, Pangborn E and Tobin H J. 2007. Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation. *Science*, 318: 1128–1131.
- Onishi C T and Kimura G. 1995. Change in fabric of melange in the Shimanto Belt, Japan: Change in relative convergence? *Tectonics*, 14: 1273–1289.
- Page B M and Lan C Y. 1983. The Kenting Mélange and its record of tectonic events. *Memoir of the Geological Society of China*, 5: 227–248.
- Park J O, Tsuru T, Kodaira S, Cummins P R and Kaneda Y. 2002. Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science*, 297: 1157–1160.
- Pelletier B and Stephan J F. 1986. Middle Miocene deduction and Late Miocene beginning of collision Registered in the Hengchun Peninsula: Geodynamic implications for the evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125: 133–160.
- Raymond L A. 1984. Classification of mélanges // Raymond L A. Mélanges: Their nature, origin, and significance. *Geological Society of America Special Paper*, 198: 7–20.
- Sakaguchi A, Chester F, Curewitz D, Fabbri O, Goldsby D, Kimura G, Li C F, Masaki Y, Sreaton E J, Tsutsumi A, Ujiie K and Yamaguchi A. 2011. Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores. *Geological Society of America*, 39(4): 395–398.
- Shan Y H, Nie G J, Yan Y and Huang C Y. 2013. The transition from the passive to active continental margin: A case study of brittle fractures in the Miocene Loshui Sandstone on the Hengchun Peninsula, southern Taiwan. *Tectonics*, 32(1): 65–79.
- Suppe J. 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4: 67–89.
- Taylor B and Hayes D E. 1983. Origin and history of the South China Sea basin, in the tectonic and geologic evolution of southeast Asian Seas and Islands: Part 2. *Geophysical Monograph Series*, 27: 23–56.
- Tobin H J and Kinoshita M. 2006. NanTroSEIZE: The IODP Nankai trough seismogenic zone experiment. *Scientific Drilling*, 2: 23–27.
- Tokiwa T. 2009. Timing of dextral oblique subduction along the eastern margin of the Asian continent in the Late Cretaceous: evidence from the accretionary complex of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Island Arc*, 18: 306–319.
- Tsai Y B. 1986. Seismotectonics of Taiwan. *Tectonophysics*, 125: 17–37.
- Tsan S F. 1974. The Kenting Formation: A note on Hengchun Peninsula stratigraphy. *Proceedings of the Geological Society of China*, 17: 131–134.
- Wakita K. 2012. Mappable features of mélanges derived from Ocean Plate Stratigraphy in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes in Southwest Japan. *Tectonophysics*, 568–569: 74–85.
- Wang C H and Burnett W C. 1990. Holocene mean uplift rates across an active plate-collision boundary in Taiwan. *Science*, 248: 204–206.
- Yamamoto Y, Nidaira M, Ohta Y and Ogawa Y. 2009. Formation of chaotic rock-units during primary accretion processes: examples from the Miura-Boso accretionary complex, Central Japan. *Island Arc*, 18: 496–512.
- Yamamoto Y, Tonogai K and Anma R. 2012. Fabric-based criteria to distinguish tectonic from sedimentary mélanges in the Shimanto accretionary complex, Yakushima Island, SW Japan. *Tectonophysics*, 568–569: 65–73.
- Zhang X C, Yan Y, Huang C Y, Chen D F, Shan Y H, Lan Q, Chen W H and Yu M M. 2014. Provenance analysis of the Miocene accretionary prism of the Hengchun Peninsula, southern Taiwan, and regional geological significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 85: 26–39.

The Kenting Mélange in the Hengchun Peninsula in Southern Taiwan and its Tectonic Significance

ZHANG Xinchang^{1,2}, YAN Yi¹, HUANG Chi-Yue^{1,3}, CHEN Duofu¹ and SHAN Yehua¹

(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: The Kenting Mélange located in the Central Range-Hengchun Peninsula accretionary prism shows a chaotic block-in-matrix structure. It was considered to be mainly of sedimentary origin (olistostromes) in the early 1990s, but tectonic origin gradually becomes a mainstream point of view when a large number of marine data has been collected since 1990s. According to lots of field observation, we find these chaotic deposits consist of a variety of blocks, up to km in size, of different lithologies such as chrome-spinel, gabbros, basalt and sandstones. These blocks float in a muddy matrix commonly showing a pervasive scaly foliation. Moreover, sausage-shaped sandstone, mud veins intruded in the exotic blocks under high pressure and heterogeneous hydrofracture in the surface of sandstones can demonstrate the Kenting Mélange was a tectonic origin rather than olistostromes. The Kenting Mélange can be considered as a mega-sheared fault zone about 1 km wide and 20 km long that approximately parallel to the north part of Manila trench, it is the character of tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. In comparing the Kenting Mélange with the famous tectonic mélange in the world such as the Mugi Mélange in the Shimento Belt, Japan and the Bobonaro Mélange in the western Banda orogen, Indonesia, it is interesting to note the similarities. Moreover, seismic reflection profiles and foraminifera analysis studied before can also support the tectonic origin. In summary, a hypothesis can be proposed that the Kenting Mélange is a tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary at the front of the Taiwan accretionary prism, it formed mostly at the base of the accretionary prism by stratal detachment and fluid-assisted remobilization above a basal decollement, and then exposed through the splay fault system along with the involvement of the exotic blocks and the original continuous sedimentary strata block. The Kenting Mélange represents fault rock of subduction plate boundary during the subduction of South China Sea beneath the Philippine Sea Plate, which is located near the boundary of Philippine and Asian plates.

Keywords: Hengchun Peninsula; accretionary prism; splay fault; Mélange; subduction system