

西太平洋典型弧后盆地的地质构造、 岩浆作用与热液活动*

曾志刚^{1,2①} 张玉祥^{1,3} 陈祖兴^{1,3} 马 瑶¹ 王晓媛^{1,2} 张丹丹^{1,3} 李晓辉^{1,3}

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071; 2. 青岛海洋科学与技术国家实验室
海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266061; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要 本文研究了西太平洋典型弧后盆地冲绳海槽和马努斯海盆的区域地质背景、岩浆岩、喷口流体、热液柱、沉积物及多金属硫化物。结果表明, 冲绳海槽在构造和地球物理特征上南北分异, 从北向南地壳厚度减薄, 南部重力异常变化大, 发育条带状磁异常, 中部则具有最高的热流值。马努斯海盆的重力异常变化较小, 磁力异常呈东西向展布, 海底扩张中心附近出现磁异常条带。马努斯海盆已出现洋壳, 冲绳海槽的地壳属于过渡性地壳, 在中南部的地堑中可能已出现洋壳。

冲绳海槽与马努斯海盆玄武岩的岩浆是由源区地幔部分熔融产生的原始岩浆与板块俯冲组分混合构成。中酸性岩与基性岩具有相同的岩浆物质来源, 是玄武质岩浆结晶分异的产物。与马努斯海盆火山岩相比, 冲绳海槽火山岩存在不同程度的地壳混染。

冲绳海槽的喷口流体为富含金属元素(Mn、Fe、Zn、Pb)的酸性高温(高达 320°C)流体, 其热液柱中的 Zn^{2+} 、 Cd^{2+} 、 Pb^{2+} 、 Cu^{2+} 离子浓度明显高于正常海水。马努斯海盆的热液柱呈现出 CH_4 、Mn、Al、 $\delta^3\text{He}$ 正异常及 pH 负异常的特征。与马努斯海盆 PACMANUS 热液区的喷口流体(220~276°C、pH=2.5~3.5)相比, DESMOS 热液区的喷口流体温度(88~120°C 或 120°C 以上)相对较低, 酸性更强(pH≤2.1), 二者较低的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 和 δD 值表明, 岩浆演化过程中有酸性挥发分进入岩浆流体。冲绳海槽与马努斯海盆含金属沉积物的分布及其元素含量特征具有差异, 相应地, 两个弧后盆地含金属沉积物中的微生物群落也不同。冲绳海槽和马努斯海盆热液区均具富 Zn 型、Ba-Pb-Zn 型、Si-硫化物型和 Si-硫化物-硫酸盐型热液产物。与冲绳海槽的多金属硫化物相比, 马努斯海盆中多金属硫化物的 Pb 和 Au 含量较低。

关键词 海底热液活动; 岩浆作用; 地质构造; 冲绳海槽; 马努斯海盆; 弧后盆地

中图分类号 P738 **doi:** 10.12036/hyjsxk20160725003

* 资助项目: 典型弧后盆地热液活动及其成矿机理(2013CB429700); 海底热液活动研究(41325021); 热液系统的物质能量输运及其动力学解析(XDA11030302); 泰山学者工程专项(ts201511061); 青岛海洋科学与技术国家实验室“鳌山人才”计划项目(2015ASTP-OS17)

① 通讯作者: 曾志刚, 男, 研究员, 从事海底热液活动研究。E-mail: zgzheng@qdio.ac.cn

收稿日期: 2016-07-25, 收修改稿日期: 2016-07-30

西太平洋从北太平洋的阿留申海沟向南经西太平洋的日本海沟、马里亚纳海沟,一直延伸到南太平洋新西兰南部的普伊塞哥(Puysegur)海沟,贯穿南北(秦蕴珊和尹宏, 2011), 其中分布着全球约 75% 的弧后盆地(石学法和鄢全树, 2013)。例如, 在陆壳基底上扩张而成的冲绳海槽和日本海(Letouzey and Kimura, 1985; Jolivet et al., 1994); 在洋壳基底上发育形成的马里亚纳海槽和劳海盆(图 1)。

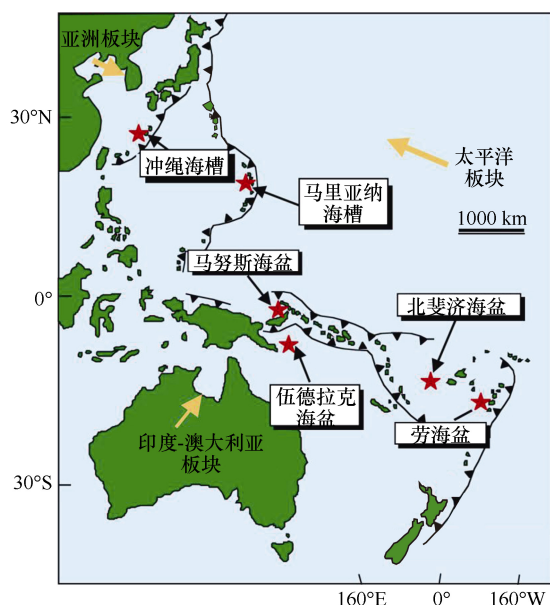


图 1 西太平洋弧后盆地分布图 (http://www-odp.tamu.edu/publications/prelim/193_prel/193PREL.PDF)

Fig.1 The distribution of back-arc basins in the western Pacific

弧后盆地可以构成大洋与大陆的天然边界, 是活动大陆边缘沟-弧-盆体系的重要组成部分, 其形成与板块俯冲有关。目前, 有两种模式用于阐述弧后盆地的扩张机制(Tamaki and Honza, 1991; 任建业和李思田, 2000), 即: ①与地幔对流有关的主动扩张模式(Karig, 1971; Miyashiro, 1986); ②与俯冲带后撤有关的被动扩张模式(Carlson and Melia, 1984)。Taylor(1995)进一步将弧后盆地的演化分为 4 个阶段: ①初始裂谷阶段(initial rifting), 岛弧开始裂开; ②持续拉张阶段(continued stretching),

裂谷持续扩张, 如冲绳海槽北部; ③初始扩张阶段(initial spreading), 幔源熔体涌出, 扩张中心开始形成, 如冲绳海槽中南部; ④成熟扩张阶段(mature spreading), 形成成熟的海底扩张中心, 如马努斯海盆、马里亚纳海槽中部和北斐济海盆。此外, 西太平洋弧后盆地自中生代末期或新生代早期开始形成以来, 经历了三个扩张幕(任建业和李思田, 2000): ①第一扩张幕发生于始新世, 如西菲律宾海盆; ②渐新世至中新世为第二扩张幕, 如南海和四国海盆; ③晚中新世至第四纪为第三扩张幕, 如冲绳海槽和马里亚纳海槽。

不同的扩张阶段及复杂的动力学背景造就了西太平洋弧后盆地复杂的地形地貌与构造特征(Jolivet et al., 1989; 任建业和李思田, 2000)。一方面, 尽管构造特征各异, 许多弧后盆地的重力异常特征基本上与地形起伏特征相对应(Kogan, 1976); 另一方面, 具有成熟扩张中心的弧后盆地发育条带状磁异常与大洋盆地的条带状磁异常类似, 如劳海盆、西菲律宾海盆和四国海盆, 表明弧后盆地扩张中心与大洋中脊体系具有相似的地壳增生模式(Weissel et al., 1981)。不仅如此, 一些不成熟的弧后盆地虽然也发育磁异常条带, 但不规则, 如马里亚纳海槽(Weissel et al., 1981)。

作为现代海底热液活动的主要发育场所之一, 西太平洋弧后盆地具有高的热流值(Taylor, 1995), 尤其是那些年轻的弧后盆地, 如马里亚纳海槽、冲绳海槽等(Watanabe et al., 1977)。另外, 弧后盆地岩浆作用频繁(石学法和鄢全树, 2013), 不仅为热液活动提供了热源, 而且其产物火山岩也是揭示弧后盆地地幔源区类型及熔融程度、岩浆起源及其演变机制, 以及地壳性质转变等地球内部动力学过程的重要载体。不仅如此, 海底热液循环系统中反应带内海水与岩石在高温下相互作用, 可以改变海水和岩石的化学物理性质, 并使遭受改变的海水演变为热液流体。热液流体在海底面的

喷口释放,很快被周围海水稀释 $10^4\sim 10^5$ 倍 (Lupton et al., 1985), 稀释过程中发生一系列的沉淀、氧化反应,同时喷出的流体以热液柱的形式挟带着颗粒物上升几百米甚至 1000m (Gendron et al., 1993), 直至达到中性浮力面,然后向侧面扩张,最终形成一个明显的、具有几千米空间尺度的特殊水文及物理化学层 (Lupton and Craig, 1981; Baker and Massoth, 1987; Speer and Rona, 1989)。喷口热液流体与周围海水混合形成热液柱,并在周围海水中扩散,这种过程是地球深部物质及能量向海洋环境输运的表现之一,调查研究该过程也是全面了解地球上各圈层之间物质和能量交换过程及交换量的一个不可缺少的环节。因此,在深入了解喷口热液流体与热液柱之间耦合关系的基础上,建立地球深部物质和大洋水体的混合及其循环模式,揭示地球深部岩浆作用对大洋水环境的影响,明晰热液体系内各组分之间的相互作用、最终归宿及其对洋底成矿的影响,将有助于示踪热液活动和把握海底热液循环的深部过程。目前,在对各个热液活动区流体和热液柱调查研究的过程中,更多的是注重其各自的特点(曾志刚, 2011),对喷口流体与热液柱之间耦合关系的研究相对较少。

喷口热液流体或热液柱上浮和扩散,以及海底多金属硫化物堆积体的后期蚀变及遭受搬运均可导致含金属沉积物的形成(Boström et al., 1969),且含金属沉积物的分布及其特征在不同热液区具有差异,其中的微生物种类和丰度也因含金属沉积物的不同而具有独特性。此外,弧后盆地热液区存在着热液成矿和蚀变过程,运用矿物、地球化学手段,探讨热液蚀变过程中蚀变矿物组合特征、元素的相对变化及迁移(Whitbread and Moore, 2004; Urqueta et al., 2009),有助于认识弧后盆地热液蚀变强度、热液成矿和蚀变过程中元素迁移规律及其成矿作用过程。总之,西太平洋弧

后盆地具有复杂的地质构造特征、岩浆作用和热液活动过程,其扩张机制目前尚存争议,研究弧后盆地的地质构造特征、岩浆作用与蚀变过程,对于认识西太平洋边缘海的构造演化、洋陆板块的相互作用和热液成矿机理具有重要意义(Karig, 1971; Hilde et al., 1977; Watts et al., 1977; 秦蕴珊和尹宏, 2011)。

本文在对典型弧后盆地冲绳海槽和马努斯海盆区域地质背景、岩浆岩、喷口流体、热液柱、沉积物,以及多金属硫化物研究的基础上,初步揭示热液区及邻区的地球物理特征、岩石类型及岩浆岩的成因、喷口流体与热液柱的耦合关系、含金属沉积物及其微生物群落结构的特征,以及热液成矿和蚀变过程中元素富集的特点。

1 典型弧后盆地热液区及其邻区的地质构造背景

1.1 扩张历史与扩张阶段

冲绳海槽和马努斯海盆是西太平洋两个正在活动的典型弧后盆地,均存在着海底热液活动(Glasby and Notsu, 2003; Reeves et al., 2011)与岩浆作用(Sinton et al., 2003; Yan and Shi, 2014)。其中,冲绳海槽位于琉球岛弧和东海大陆架之间,从台湾北部的宜兰平原延伸至九州西南部的海域,在形状上呈向 SE 凸出的弧形,与琉球海沟、琉球岛弧组成一个完整的沟-弧-盆体系(图 2 见文后彩图)。马努斯海盆位于西南太平洋俾斯麦海(Bismarck Sea)的东北部,新爱尔兰岛和新大不列颠岛之间,在构造位置上处于北部不活动马努斯海沟和南部活动新不列颠海沟之间(图 3 见文后彩图)。冲绳海槽仍处于弧后扩张的早期阶段(Sibuet et al., 1998),而马努斯海盆虽然也较年轻,但已经形成海底扩张中心(Martinez and Taylor, 1996),因此这两个弧后盆地代表了西太平洋弧后盆地不同的扩张阶段。

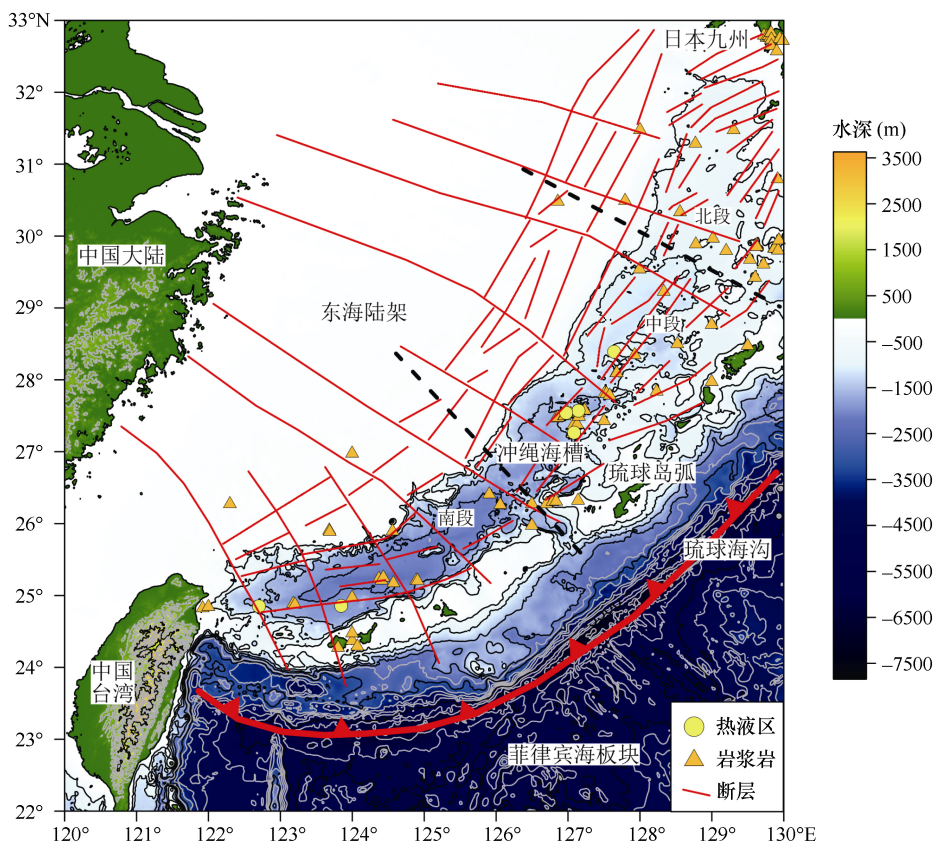


图2 冲绳海槽及邻区构造和地形图

Fig.2 Tectonic and topographic map of the Okinawa Trough and adjacent region

断层引自尚鲁宁等, 2016; 岩浆岩资料引自数据库 PetDB (<http://www.earthchem.org/petdb>)及 GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>); 热液区位置引自曾志刚, 2011

冲绳海槽的扩张与菲律宾海板块的俯冲有关(Lee et al., 1980; Kimura, 1985), 其扩张可分为三个阶段(Sibuet et al., 1995, 1998)。第一阶段, 裂谷作用发生于中中新世至晚中新世, 表现为琉球非火山活动带和台湾-新畿褶皱带的抬升, 之后发生构造沉降, 发育正断层(Letouzey and Kimura, 1986)。在该扩张阶段, 冲绳海槽北部的扩张距离约为 50km, 南部的扩张距离约为 75km(Sibuet et al., 1995)。第一阶段扩张之后, 冲绳海槽经历了一段 5Ma 左右的构造稳定期(Kimura, 1985)。菲律宾海板块的俯冲在晚中新世可能发生中断(Uto, 1995), 并在晚中新世的末期(约 6Ma)重新俯

冲(Seno and Maruyama, 1984), 俯冲方向由北北西变为北西(Nakamura et al., 1985; Nakada and Kamata, 1991), 板块的俯冲速率也可能由 4~5cm/a 变为 6~8cm/a(Seno et al., 1993)。第二阶段, 裂谷作用开始于上新世-更新世之交, 断层切割晚上新世-早更新世的沉积地层, 形成掀斜式正断层, 且断层方向沿海槽逐渐发生改变, 在该阶段冲绳海槽北部的扩张距离约为 25km, 南部的扩张距离约为 6km, 此时冲绳海槽基本成型(Sibuet et al., 1995)。第三阶段开始于晚更新世, 并持续至今(Furukawa et al., 1991), 小规模正断层切割晚更新世地层, 海槽北部的扩张距离约为 6km, 南部的扩张

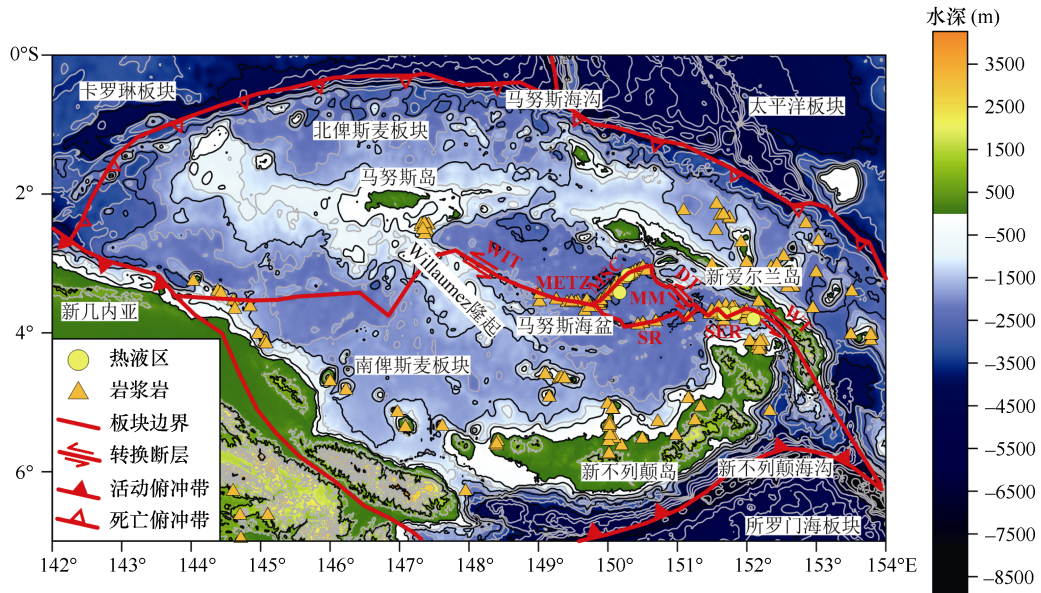


图3 马努斯海盆及邻区构造和地形图

Fig.3 Tectonic and topographic map of the Manus Basin and adjacent region

MM: 马努斯微板块; MSC: 马努斯扩张中心; METZ: 马努斯扩张转换带; WIT: Willaumez 转换断层; DT: Djaul 转换断层; WT: Weitin 转换断层; SR: 南部裂谷; SER: 东南裂谷。板块边界、断层、俯冲带资料引自 Thal 等, 2014; 岩浆岩资料引自数据库 PetDB(<http://www.earthchem.org/petdb>)及 GEOROC(<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>); 热液区位置引自曾志刚, 2011

距离约为 5km(Sibuet et al., 1995), 海槽南部可能已经发生海底扩张(Sibuet et al., 1987; Park et al., 1998)。总体来讲, 冲绳海槽仍处于弧后扩张的早期阶段, 但是海槽内部从南到北扩张程度并不均衡。Yan 和 Shi(2014)根据冲绳海槽的岩浆岩特征指出, 冲绳海槽的北部仍处于陆壳拉伸阶段, 中部处于裂谷阶段, 而南部已进入初始海底扩张阶段。

马努斯海盆也经历了复杂的扩张历史, 最典型的特征是俯冲带在晚中新世以后发生了极性反转, 即由太平洋板块的向南俯冲转变为所罗门海板块的向北俯冲(Martinez and Taylor, 1996)。在晚中新世(距今约 10Ma)之前, 太平洋板块沿马努斯海沟向西南俯冲, 形成了一条连续的第三纪岛弧链, 这条岛弧链后来演变成了今天的马努斯岛、新爱尔兰岛、新不列颠岛及新几内亚大陆的休恩半岛。在距今大约 10Ma, 翁通-爪哇海底高原与新爱尔兰

岛、马努斯海沟和北所罗门弧发生碰撞, 导致太平洋板块沿马努斯海沟的俯冲停止(Martinez and Taylor, 1996)。与此同时, 碰撞导致新爱尔兰-北所罗门岛弧发生逆时针旋转及俯冲极性倒转, 所罗门海板块开始沿新不列颠海沟向北俯冲(Kamenetsky et al., 2001; Sinton et al., 2003; Beier et al., 2015)。在距今 3.5~4Ma, 新不列颠岛弧-休恩半岛与新几内亚大陆碰撞之后发生逆时针旋转, 导致俾斯麦海盆张开(Taylor, 1979; Falvey and Pritchard, 1985), 在距今约 3.5Ma, 东马努斯海盆形成。同时, 新不列颠-休恩半岛与新几内亚大陆碰撞带的向东推进形成了 3 个大型左旋转换断层(Willaumez、Djaul、Weitin 转换断层), 造成马努斯微板块发生顺时针旋转(Martinez and Taylor, 1996)。在距今小于 0.78Ma, 马努斯海盆抬升, 在马努斯微板块北端的扩张转换带(ETZ)及马努斯扩张中心(MSC)开始出现海底

扩张(Martinez and Taylor, 1996; Park et al., 2010)。现在马努斯海盆仍以较快的速度扩张(115~145mm/a), 是世界上扩张速度最快的海盆之一(Martinet et al., 2003)。此外, 位于马努斯海盆东部边缘的东南裂谷岩浆活动较活跃, 但是缺乏发育良好的磁异常条带及线性构造, 表明其仍处于扩张的早期阶段(Sinton et al., 2003)。

1.2 地形与构造特征

冲绳海槽南北扩张程度的不均衡导致了从北向南地形和构造特征的差异。许多学者提出冲绳海槽具有南北分段的特征, 可以吐噶喇断裂带和宫古断裂带(或庆良间断裂带)为界, 将冲绳海槽分为北中南 3 段(金翔龙和喻普之, 1987; 刘光鼎, 1992; Shinjo et al., 1999; 张训华和尚鲁宁, 2014; Yan and Shi, 2014)。冲绳海槽的地势整体上由北北东向南南西倾斜, 北部水深 200~1000m, 中部水深 1000~2000m, 南部更深, 最大水深约为 2300m(张训华和尚鲁宁, 2014)。海槽地堑的宽度在南部为 60~100km, 向北部变宽, 最大宽度为 230km (Sibuet et al., 1987)。海槽南部沉降速率更快, 轴部地堑发育更好, 海槽北部沉降速率相对较慢, 槽内断裂比较分散, 裂谷坡度较缓(Gungor et al., 2012)。不仅如此, 断裂构造已成为冲绳海槽最重要的构造特征。冲绳海槽发育两组断裂带(尚鲁宁等, 2016)(图 2), 一组平行于海槽走向(纵向断裂), 呈北东向, 另一组垂直于海槽走向(横向断裂), 为北西向。纵向断裂主要为张性断裂, 海槽沉积层内多发育密集的正断层, 但缺少深切基底的大型断层。纵向断裂明显受到横向断裂的控制, 在海槽的中部和南部比较稀疏, 多分布在海槽两侧的岛坡、陆坡, 以及海槽轴部附近, 在北部则较为密集, 槽内发育多条左行雁列式断裂(尚鲁宁等, 2016)。纵向断裂在海槽正北端呈北东向, 有学者认为, 这些断裂的东端与日本九州的中央裂谷带相连(Fabbri et al., 2004)。

Kimura 等(1991)从海槽中段到北段划分出 5 段活动的中央裂谷, 这些裂谷沿海槽轴部呈雁列式分布, 它们在早更新世已经开始活动, 到晚更新世以来形成了现在的裂谷地貌。位于海槽两侧的断层切割了上中新统到下更新统的地层, 而切割下更新统以上地层的断层则局限分布于中央裂谷附近, 说明早更新世以来的扩张集中于海槽的轴部。横向断裂的规模较大, 断面近于直立, 切割槽内纵向断裂及台湾-新畿褶皱带, 从琉球岛弧向西北穿过海槽进入东海陆架, 有的甚至延伸到中国大陆的东部(尚鲁宁等, 2016)。

马努斯海盆的地形明显受构造作用的控制, 形态上近似菱形(Kamenetsky et al., 2001), 水深 2000~2700m(Taylor, 1979)。马努斯海盆的扩张形成了几个重要的构造单元(Martinez and Taylor, 1996)(图 3): 马努斯微板块、Willaumez 转换断层、Weitin 转换断层、Djaul 转换断层、马努斯扩张转换带、马努斯扩张中心、东南裂谷和南部裂谷。马努斯微板块位于马努斯海盆的中部, 形状也近似一菱形, 其边界非常复杂: 北部边界为马努斯扩张中心, 东南边界为南部裂谷, 东北边界为 Djaul 转换断层, 西南边界则为一挤压构造带。Willaumez、Djaul、Weitin 三大左旋转换断层为北西—南东走向, 呈左阶雁列式分布。西侧的 Willaumez 转换断层位于 Willaumez 隆起带的东部边缘, 而后者构成了马努斯海盆的西部边界。东侧的 Weitin 转换断层从东南裂谷火山脊的最东端向东南延伸, 穿过了新爱尔兰岛的南端。马努斯扩张中心长度约为 120km, 北东走向, 呈“S”形, 其南端向西弯曲, 东北端向东弯曲, 不发育转换断层及其他横切断层, 扩张速率快, 南端的平均扩张速率大于 92mm/a。马努斯扩张转换带长度约为 90km, 北西走向, 东南端与马努斯扩张中心的西南端相接, 形成一个“V”形, 西北端与 Willaumez 转换断层相连。南部裂谷为宽阔的断裂带, 发

育一个水深超过 2400m 的地堑, 裂谷向西逐渐变窄。东南裂谷则位于 Djaul 和 Weitin 两个转换断层之间, 由一系列地堑组成。

1.3 地球物理特征

1.3.1 重力场特征

冲绳海槽自由空间重力异常为北东走向, 北部的空间异常变化较大, 在最北端发育北东向低异常圈闭; 中部空间异常值为 20mGal, 伴有高的正异常圈闭; 南部空间异常值为 1~20mGal, 伴有低值圈闭(孟祥君等, 2015)。冲绳海槽的布格重力异常呈北北东走向, 北部异常较为平缓, 到南部变化较大, 形成以南部为中心、北北东走向的椭圆形异常圈闭; 深部布格重力异常在东海陆架与冲绳海槽的过渡地区变化较大, 形成北北东走向的异常梯度带(江为为等, 2003)。

整个俾斯麦海的布格重力异常变化较小, 异常值为 150~180mGal, 向陆地逐渐减小。但是在 Willaumez—马努斯隆起带和新汉诺威—马努斯隆起带两个区域存在布格重力异常的低值, 异常值分别为 130mGal 和 150mGal (Connelly, 1976)。马努斯扩张中心的自由空间重力异常随水深的变浅而逐渐降低, 而均衡重力异常与其地形关系不大。南部裂谷的东部具有高的均衡重力异常值, 并且这种高异常值向东穿过 Djaul 转换断层一直延续到东南裂谷; 该异常高值区与东南边缘岛弧的异常低值区之间形成一条狭窄的重力异常梯度带 (Martinez and Taylor, 1996)。

1.3.2 磁力场特征

冲绳海槽的磁异常表现为北北东向的负异常, 南北段有块状正异常的叠加, 具有明显的南北分段的特点, 海槽南段以正磁异常为主, 北段则以负磁异常为主(孟祥君等, 2015)。在海槽轴部, 磁异常梯度大、频率高(江为为等, 2003)。另外, 有学者提出在海槽的中南段存在条带状磁异常, 并将此作为海底扩张的证据(Lee et al., 1980; Kimura, 1985; Sibuet et

al., 1987; 梁瑞才等, 2001)。

俾斯麦海的磁力异常具有明显的东西向展布趋势, 且在东部的马努斯海盆区域表现为广阔的负磁异常背景上叠加着强烈的正磁异常(Connelly, 1976)。在马努斯扩张中心附近存在条带状磁异常, 并且能够与地磁转向年表相对应(Taylor, 1979), 最老的地壳对应布容期和松山期之交, 推断海底扩张开始的时间约为 0.78Ma(Martinez and Taylor, 1996)。

1.3.3 热流特征

冲绳海槽的热流值具有高且变化大的特征, 低者小于 10mW/m², 高者可达 10⁵mW/m² (Yamano et al., 1989; Kinoshita and Yamano, 1997)。总体而言, 高热流值主要集中在海槽中段, 并沿海槽轴部分布, 热流值多处于 10²~10³mW/m²; 南、北段的热流值相对较低, 但局部也有高热流分布(栾锡武和张训华, 2003)。如此高的热流值, 可能与活跃的热液活动及岩浆作用有关, 也表明了冲绳海槽现代构造活动强烈。由于缺乏马努斯海盆的热流数据, 这里暂不予以介绍。

1.4 岩浆作用与热液活动

冲绳海槽的岩浆作用呈带状分布, 类型复杂, 总体上可分为 3 种类型(Sibuet et al., 1998): ①冲绳海槽东部边缘的岛弧型岩浆作用, 由一系列海底火山及火山岛组成, 属于现今琉球岛弧的火山前缘; ②当前正在活动的冲绳海槽弧后岩浆作用, 主要出现在海槽中部和南部的几个雁列式分布的中央地堑中, 火山岩的年龄一般小于 1Ma, 有些地堑有新鲜玄武岩喷出; ③斜切弧后火山带, 一条位于海槽中部, 另一条位于海槽西南端, 可能分别与 Daito 海脊和加瓜海脊的俯冲有关。冲绳海槽的热液活动分布在中部和南部, 以中部居多(曾志刚, 2011)(图 2)。海槽中部的热液区包括: ①夏岛(Natsushima)84-1 热液区, 位于夏岛(Natsushima)84-1 海丘, 是冲绳海槽第一个被发现的热液区; ②Jade 热液区, 位于 Aguni 地

堑东端的伊是名海洼; ③Minami- Ensei Knoll 热液区, 位于 Minami-Ensei 海丘; ④Clam 热液区, 位于伊平屋海脊东段北坡的海洼中; ⑤伊平屋北热液区, 位于伊平屋北海丘。南部的热液区包括: ①Hatoma Knoll 热液区, 位于 Hatoma 海丘; ②Dai-Yon Yonaguni 热液区, 位于海槽南端的 Dai-Yon Yonaguni 海丘; ③唐印热液区, 位于 Yu hua 海山。

马努斯海盆内岩浆作用活跃, 主要沿一系列裂谷及扩张中心分布, 如东马努斯海盆、南部裂谷、马努斯扩张中心、扩张转换带及一些海山; 岩浆岩成分类型复杂, 包括岛弧型岩浆岩、洋中脊型玄武岩(MORB)、弧后盆地玄武岩(BABB), 以及一系列中酸性火山岩(Sinton et al., 2003)。马努斯海盆发育多处海底热液活动区, 其分布在 30~2500m 的水深范围内, 多数位于东马努斯海盆, 少数位于马努斯海盆的中部(曾志刚, 2011)(图 3)。马努斯海盆中部的 Vienna Wood 热液区, 位于马努斯扩张中心的东北端, 烟囱体具有现代洋中脊热液硫化物的特征。东马努斯海盆的热液区包括 PACMANUS 热液区、Desmos 热液区及 Susu Knoll 热液区, 其中 PACMANUS 热液区规模最大, 靠近 Pual 海脊的顶部, 包括 Rogers Ruins、Roman Ruins、Snowcap、Maker 14、Satanic Mills 和 Tsukushi 等热液点(Binns et al., 2007)。

1.5 地壳结构与地壳性质

马努斯海盆具有成熟的海底扩张中心(Martinez and Taylor, 1996), 发育洋中脊特征的条带状磁异常(Taylor, 1979), 并有 MORB 型玄武岩产出, 地球物理资料显示, 马努斯海盆的地壳具有类似洋壳的结构(Connelly, 1976), 表明马努斯海盆中已经出现洋壳。然而, 冲绳海槽的地壳性质仍存在争议(张训华和尚鲁宁, 2014)。为此, 可从两方面分析冲绳海槽的地壳性质, 一是海槽的中部和南部地壳是否已出现洋壳, 二是海槽其他部分的地

壳属于厚度减薄的陆壳, 还是结构、组成逐渐向洋壳转化的过渡性地壳?

利用地球物理资料对冲绳海槽地壳厚度的估算结果表明, 海槽的地壳厚度从北向南逐渐变薄, 北部为 21~28km, 中部为 16~21km, 南部为 13~20km, 与东海陆架(26~30km)和琉球岛弧(20~30km)的地壳厚度相比, 海槽中部和南部的地壳已经发生了明显的减薄(张训华和尚鲁宁, 2014), 这与广角反射/折射地震探测揭示的冲绳海槽地壳速度结构表现出南北差异一致(张训华和尚鲁宁, 2014)。海槽北端地壳分为 4 个主要的速度层(Ludwig et al., 1973; Iwasaki et al., 1990; Nakahigashi et al., 2004), 自上而下为 1.6~3.5km/s(沉积层)、3.5~5.0km/s(声学基底层)、5.7~6.2km/s(上地壳层)和 6.5~7.0km/s(下地壳层)。中段地壳也分为 4 个速度层: 1.6~3.2km/s(沉积层)、4.1~4.4km/s(声学基底层)、~6.0km/s(上地壳层)和 ~6.8km/s(下地壳层), 但是没有探测到下地壳的底界, 表明该地区可能存在地震波速较低的异常上地幔(李乃胜等, 1998)。海槽南部的地壳结构存在较大的不均一性, 自上而下分为 1.8~3.5km/s(沉积层)、4.5~4.9km/s(基底层)、5.8~6.4km/s(上地壳层)和 7.0~7.2km/s(下地壳层), 上下地壳的界限不明显, 且从海槽边部到中央, 地壳层明显变薄, 而沉积层则具有明显增厚的趋势(Hirata et al., 1991)。总之, 冲绳海槽各段上部地壳结构与东海陆架盆地的地壳结构有相似性(栾锡武等, 2001), 但是中南段的下部地壳结构表现出洋壳的特征, 如南部下地壳 7.0~7.2km/s 的速度层与辉长质岩层相当(Christensen, 1978), 显示冲绳海槽的地壳组成也在逐渐发生改变。从岩浆岩特征来看, 冲绳海槽的玄武岩及中酸性岩的 Sr-Nd 同位素组成明显比陆壳岩石的 Sr-Nd 同位素亏损, 具有地幔来源的特征(Shinjo et al., 1999; Shinjo and Kato, 2000; 黄朋等, 2006b; Zeng et al., 2010)。这些火山岩在冲绳海槽广泛分布

(Yan and Shi, 2014), 其对应的深成侵入岩及岩浆演化所形成的分异结晶相则可能构成了冲绳海槽地壳的新生组分。以上内容表明, 冲绳海槽的大部分地壳在厚度减薄的同时, 地壳成分也发生了改变, 在地壳属性上已不是传统意义上的陆壳, 应属于过渡性地壳。

冲绳海槽中南段中央地堑的地壳虽然比正常大洋地壳厚度大, 但不能排除这些区域出现洋壳的可能性。另外, 地壳厚度也不是区分洋壳和陆壳的唯一标准, 如大洋盆地中受地幔柱影响的某些地区, 其洋壳厚度超过了18km(White et al., 1992)。一些学者认为, 冲绳海槽中南段地堑中发育的磁异常条带, 表明了这些地区已出现洋壳(Lee et al., 1980; Kimura et al., 1986; 梁瑞才等, 2001)。但是, 这些磁异常条带也可能是由基性岩脉的侵入造成的, 而与海底扩张无关(Sibuet et al., 1987)。因此, 对于海槽内是否出现洋壳仍需更多的地球物理和岩石学调查研究资料证明。

2 典型弧后盆地岩浆岩的成因

2.1 火山岩类型

冲绳海槽从北向南, 各区段的火山岩类型存在明显差异。北段主要出露流纹岩和英安岩(Yan and Shi, 2014); 中段主要出露流纹岩和玄武岩, 伴有少量的安山岩(Shinjo et al., 1999; Shinjo and Kato, 2000); 海槽南段主要出露玄武岩或玄武质安山岩(李巍然等, 1997; Shinjo et al., 1999; 马维林等, 2004), 其南端主要分布中酸性火成岩(Chen et al., 1995; Chung et al., 2000)。

东马努斯海盆受到俯冲带和扩张中心的双重影响(Moss and Scott, 2001; Ortega-Osorio and Scott, 2001; Yang and Scott, 2002)。岩浆岩在组分上表现为玄武岩至流纹岩的连续序列(Binns and Scott, 1993; Yang and Scott, 2005), 显著区别于马努斯扩张中心的洋中脊型玄武岩(Kamenetsky et al., 2001)。

2.2 冲绳海槽火山岩年龄

确定弧后盆地火山岩的年龄对研究岩浆活动的时代、旋回, 以及对探讨弧后盆地的构造成因和演化历史具有重要意义。

对于冲绳海槽年轻的火山岩, 前人主要采用 K-Ar 法(Kimura et al., 1986; Ishikawa et al., 1991; 李巍然等, 1997; Zeng et al., 2010)和 U 系组分测年法(陈丽蓉等, 1993; 黄朋等, 2006a)测定其年龄, 并划分岩浆喷发期次。浮岩作为冲绳海槽内分布最为广泛的火山岩, 其形成时代最年轻。陈丽蓉等(1993)用铀系不平衡法成功测出了浮岩的年龄, 结果表明, 在距今大约 7 万年、3 万年及 1 万年分别有岩浆喷发, 说明从晚更新世到现在, 冲绳海槽存在着多次火山活动。U 系测年结果显示, 海槽北部酸性浮岩的年龄为 (17.7 ± 2.1) ka 和 (88.7 ± 5.9) ka, 中部酸性浮岩的年龄为 (53.7 ± 3.6) ka 和 (55.4 ± 3.7) ka(黄朋等, 2006a), 酸性熔岩(流纹岩)的形成年龄为 0.22Ma(Kimura et al., 1986)和 (0.112 ± 0.019) Ma(Ishikawa et al., 1991)。海槽内玄武岩形成年龄相比酸性浮岩较老, 海槽南部玄武岩的年龄主要为 (0.505 ± 0.453) Ma(Ishikawa et al., 1991)和 0.37Ma(马维林等, 2004), 中部玄武岩的测年结果为 (0.29 ± 0.78) Ma 和 (0.42 ± 0.19) Ma(Kimura et al., 1986), 以及 (1.58 ± 0.42) Ma 和 0.3Ma(李巍然等, 1997)。用 K-Ar 法测得东海陆架北部边缘玄武岩的年龄为 3.65~3.86Ma(Zeng et al., 2010), 显示了冲绳海槽早期岩浆活动及裂开的年代。此外, 由于菲律宾海板块俯冲始于 8Ma(Hall, 2002), 暗示着现有对冲绳海槽岩浆活动的年代学研究主要集中在弧后扩张期后形成的火山岩, 这限制了对我们对冲绳海槽初期构造演化史的认识。

2.3 岩浆起源

俯冲背景下形成的火山岩, 其岩浆物质来源相对复杂, 不仅涉及上覆地幔楔, 且受到板块俯冲组分的影响, 包括俯冲蚀变洋壳、深海沉积物(Plank, 2005)和俯冲流体, 甚至在岩

浆上升过程中还可能混染了陆壳物质。因此,研究岩浆源区的地幔类型及部分熔融程度,源区是否存在富集流体或沉积物的改造,以及壳幔相互作用程度,已成为理解弧后盆地火山岩成因的重要前提。

2.3.1 源区地幔类型

目前,关于冲绳海槽火山岩的源区地幔类型仍存在不同看法。例如,黄朋等(2006b)分析了冲绳海槽北段和中段火山岩的 Sr-Nd 同位素组成,认为冲绳海槽岩浆物质来源于 PREMA 地幔源区。Shinjo 等(1999)研究了冲绳海槽玄武岩的 Sr-Nd 同位素特征,表明海槽中段玄武岩的地幔源区具有 E-MORB 特征。马维林等(2004)对比研究了海槽中部和南部的玄武岩,提出海槽南部源于近亏损或富集型的地幔,中部源区地幔性质为过渡型。曾志刚等(2009)认为,冲绳海槽北部的玄武岩是由印度洋型地幔与富集的次大陆岩石圈相互作用形成的。Hoang 和 Uto(2006)认为,太平洋 MORB 型地幔与 EM II 型地幔物质混合形成了海槽中部的源区地幔,并受到少量或无 EM I 型地幔物质的影响。Yan 和 Shi(2014)认为,冲绳海槽西南段玄武质岩石的源区地幔主要为亏损地幔(可能为印度洋 MORB 型地幔),但受到了 EM II 型地幔物质的影响,而冲绳海槽中段源区地幔可能包含以下 3 种地幔物质的混合: DMM(印度洋型地幔混染了极少量的太平洋型地幔)、EM I 和 EM II 型地幔,北段则主要为 DMM(PREMA 型地幔)与 EM II 型这两个地幔源区物质的混合。

上述内容表明,冲绳海槽火山岩的源区地幔类型主要有亏损地幔和富集地幔两种。其中,亏损地幔主要包括印度洋型地幔和太平洋型地幔,而富集地幔主要为 EM I 和 EM II 两种类型。EM II 型地幔可能是随菲律宾海板块俯冲循环的深海沉积物造成了该源区的富集,而 EM I 型地幔则是板块俯冲脱水流体交代次大陆岩石圈形成的富集型

源区地幔(Yan and Shi, 2014)。此外,以上研究均基于冲绳海槽年轻的火山岩,目前仍缺乏 8Ma 以前及海槽基底的岩石样品分析结果,致使对菲律宾海板块俯冲前该区域的地幔性质尚不明确,且冲绳海槽地幔楔本身是否就存在 EM I 和 EM II 型富集地幔,还有待进一步研究。不仅如此,这种富集型地幔特征也有可能是岩浆在向上运移过程中混染地壳物质造成的,而非板块俯冲所挟带的沉积物造成源区的富集,即是否涉及源区混染和地壳混染的问题也需分析和辨别。为此,Chen 等(1995)曾利用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 ϵNd 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的混合模拟,判别出龟山岛安山岩是地壳混染而非源区混染,且认为亏损地幔混染 30%左右的地壳物质即可形成冲绳海槽西南端龟山岛的安山质岩浆。

另外,印度洋-太平洋型地幔是在西太平洋地区并存的两大块地幔域,其最明显的界线在澳大利亚-南极不整合线处(Australian-Antarctic Discordance)(Klein et al., 1988)。印度洋型地幔是亏损地幔(太平洋型地幔)受到大陆下地壳物质不同程度混染而形成的(Escrig et al., 2004; Hanan et al., 2004; Meyzen et al., 2005),其本身就是受俯冲流体交代过的地幔楔,通过地幔对流的形式进入洋脊的下方(Kempton et al., 2002)。因此,印度洋型地幔是受过富集组分不同程度混染后的太平洋型地幔(李正刚, 2015),所以相比于太平洋型地幔,印度洋型地幔具有更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和更低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值(图 4; Hart, 1984; Mahoney et al., 1992)。如果源区是太平洋型地幔但受到俯冲组分的改造,也可能表现出印度洋型地幔的“假象”,这表明用 Sr-Nd 同位素组成区分两种地幔比较困难,遗憾的是,目前对冲绳海槽火山岩的同位素组成研究主要集中于 Sr-Nd 同位素(孟宪伟等, 1999; Shinjo et al., 1999, 2000; 马维林等, 2004; 黄朋等, 2006b)。此外, Nd-Hf 同位素体系受俯冲组分影响较小,是区

分两种地幔域最有效的手段(Hergt and Woodhead, 2007; Pearce et al., 2007), 而截至目前在冲绳海槽鲜有报道。与冲绳海槽玄武岩相比, 马努斯海盆的玄武岩具有更高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值和更低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 落入印度洋型 MORB 区域附近(图 4 见文后彩图), 其铅同位素组成

具有印度洋型 MORB 和太平洋型 MORB 特征(图 5 见文后彩图), 暗示马努斯海盆存在地幔的不均一性。而且, Beier 等(2010)认为, 东马努斯海盆的岩浆源于印度洋型地幔和俯冲组分的混合, 其中俯冲源组分来自所罗门海洋壳(95%)和俯冲沉积物(5%)。

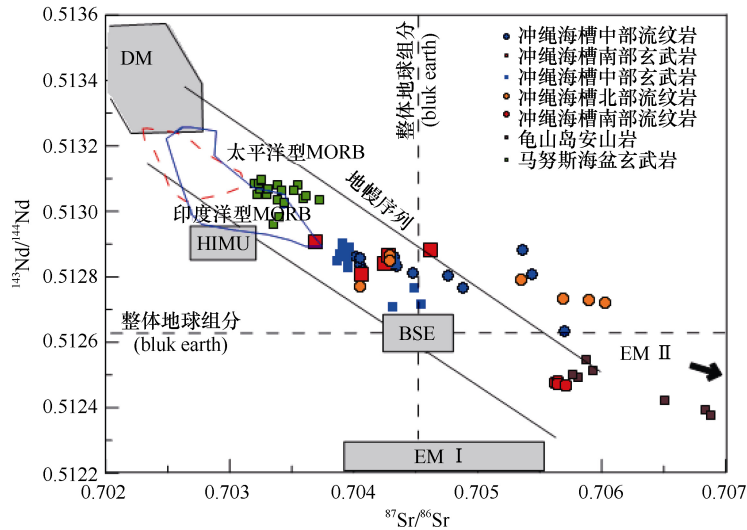


图 4 冲绳海槽、马努斯海盆火山岩样品 Sr-Nd 同位素图解

Fig.4 Nd and Sr isotopic compositions of volcanic rocks in the Okinawa Trough and Manus Basin.

冲绳海槽北部流纹岩引自 Zeng et al., 2010; 冲绳海槽中部、南部玄武岩引自 Shinjo et al., 1999; 海槽中部流纹岩引自 Shinjo and Kato, 2000; 南部流纹岩引自陈祖兴等, 数据未发表; 龟山岛安山岩引自 Chen et al., 1995; 马努斯玄武岩引自 Sinton et al., 2003; 地幔演化线引自 DePaolo, 1981; O'Nions et al., 1977; DM、HIMU、EMI 和 EMII 引自 Zindler and Hart, 1986; 印度洋型 MORB 和太平洋型 MORB 引自 Shinjo et al., 1999

2.3.2 地幔部分熔融程度

目前, 主要认为冲绳海槽玄武质岩石是来自部分熔融的上地幔物质(翟世奎和干晓群, 1995; Shinjo et al., 1999; 马维林等, 2004; 张家强等, 2000)。导致上地幔物质发生部分熔融的原因主要有两种: 一种类似于洋中脊地区地幔物质的绝热减压熔融(McKenzie and Bickle, 1988), 如张家强等(2000)根据对海槽中段玄武岩及其碱性熔体包裹体的研究指出, 造成海槽上地幔物质部分熔融的因素主要是构造条件, 即构造裂隙引起的地幔物质上涌, 从而导致减压熔融。另一种是由于板块俯冲带

入或释放的流体降低了地幔物质熔点导致的部分熔融(Peate et al., 2001), 如于增慧等(2001)通过对浮岩岩浆包裹体的研究认为, 造成海槽上地幔物质部分熔融的因素主要是俯冲板片脱水。与此不同, Beier 等(2010)认为, 马努斯海盆岩浆形成的主要机制是减压熔融作用, 而非俯冲流体诱发的部分熔融。

目前, 对导致冲绳海槽上地幔物质部分熔融的因素尚未统一, 但根据玄武岩中微量元素的模拟计算, 可对上地幔物质的部分熔融程度有初步的认识。从冲绳海槽玄武岩源自尖晶石二辉橄榄岩的部分熔融可见(图 6

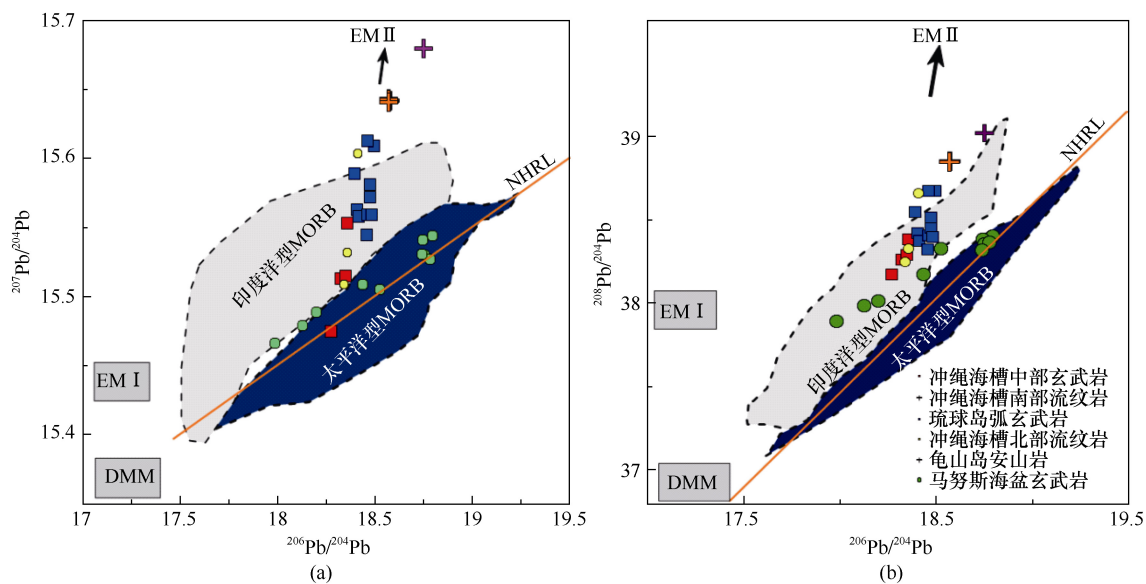


图5 冲绳海槽、马努斯海盆火山岩铅同位素组成(Yan and Shi, 2014)

Fig.5 Conventional Pb isotope diagram of the Okinawa trough and Manus basin volcanic rocks, modified by Yan and Shi(2014)
(a) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解; (b) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解。冲绳海槽北部流纹岩引自 Zeng et al., 2010; 中部玄武岩引自 Hoang and Uto, 2006; 南部流纹岩(数据未发表); 琉球岛弧玄武岩引自 Shinjo et al., 2000; 龟山岛安山岩引自朱秋红, 2005; 马努斯玄武岩引自 Sinton et al., 2003; 底图引自 Yan and Shi, 2014

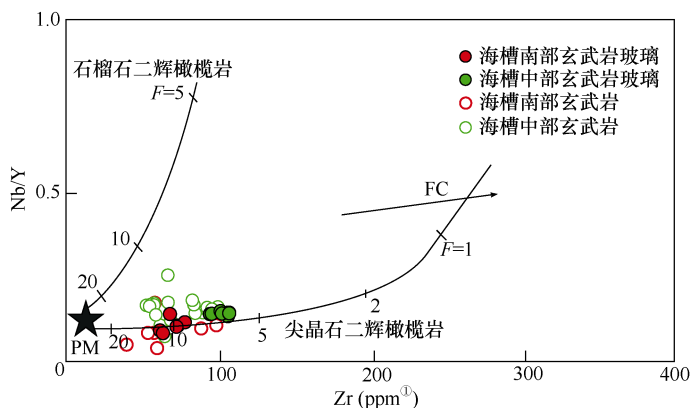


图6 冲绳海槽玄武岩 Zr-Nb/Y 图解

Fig.6 Zr-Nb/Y diagram of basalts from the Okinawa Trough

见文后彩图), 南部玄武岩部分熔融程度(7%~18%)大于中部(6%~14%), 熔融压力(深度)也大于中部(国坤, 2016)。中、南部玄武岩部分熔融程度的不同, 可能与扩张程度的差异有关。在东马努斯海盆, 岩浆岩受俯冲组分影响的特征显著, 具有非常低的高场强元素(HFSE)

含量, 这些特征是轻微亏损地幔熔融形成的熔岩所不具备的, 因此其不可能由相对亏损程度较低的地幔源区物质熔融产生的(Sinton et al., 2003)。另外, 东马努斯海盆岩浆岩较低的 Y 和 Zr 含量及其异常的 Sr 和 Pb 同位素比值等特征, 也不可能由低程度的上地

① 1ppm=1mg/kg。

幔物质部分熔融作用形成(Sinton et al., 2003)。

2.3.3 俯冲组分的影响

弧后盆地的形成与板块俯冲作用有关。一方面板块俯冲作用导致了弧后地幔的次生对流, 从而引起弧后张裂, 形成弧后盆地; 另一方面俯冲板块的脱水去气作用促进了上覆地幔物质的部分熔融, 同时俯冲组分的加入改变了地幔楔的组成(国坤, 2016)。在冲绳海槽玄武岩微量元素平均值 N-MORB 标准化蛛网图上, 大离子亲石元素(LILE, 如 Ba、Rb、K、Sr)和 Pb 元素表现出富集的特点, 而高场强元素(HFSE, 如 Nb、Ta、Zr、Hf)呈现出亏损的特征(国坤, 2016), 这是受板块俯冲作用影响的岩浆岩所具有的典型微量元素的分布模式(Pearce and Stern, 2006)。与冲绳海槽类似, 马努斯海盆的岩浆岩也表现出相对于高场强元素(HFSE)和稀土元素(REE)强烈富集 Pb 和大离子亲石元素(LILE)的特点, 表明其地幔源区中也存在一定量的俯冲组分(Park et al., 2010)。

俯冲组分主要包括俯冲洋壳、俯冲流体及俯冲沉积物(Tatsumi and Takahashi, 2006; Ge et al., 2015)。首先, 可以排除俯冲洋壳对冲绳海槽和马努斯海盆岩浆岩的直接贡献, 因为洋壳的部分熔融会产生埃达克质的岩石(Defant and Drummond, 1990), 目前在冲绳海槽和马努斯海盆尚未有该类型岩石的报道。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [图 5(a)]和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解[图 5(b)]中, 冲绳海槽玄武岩呈现出一个向 EM II 型地幔演化的趋势。EM II 型地幔与上部大陆地壳有亲缘关系, 反映出沉积物的再循环(Shinjo et al., 2000), 也表明俯冲沉积物对冲绳海槽岩浆源区的贡献。

对于如何鉴别俯冲流体与俯冲沉积物的贡献, 本文常采用不同活动性质的微量元素比值来示踪, 如用 Ba/La、Pb/Ce、Ba/Th 比值(流体迁移元素/熔体迁移元素)识别含水流体, 用 La/Sm、Th/Nd 比值(熔体迁移元素之间的

比值)识别沉积物熔体(Plank, 2005), 用 Pb/Nb、Ba/Nb 比值(俯冲迁移元素/俯冲不迁移元素)讨论俯冲组分的加入程度(Pearce and Peate, 1995; Pearce et al., 2005; Elliott et al., 1997; 国坤, 2016)。Shinjo 等(1999)研究发现, 与冲绳海槽中部玄武岩相比, 南部玄武岩受俯冲组分影响更大。Beier 等(2010)认为, 东马努斯海盆岩浆存在俯冲沉积物的影响(图 7 见文后彩图), 且马努斯海盆玄武岩受俯冲沉积物影响程度大于冲绳海槽玄武岩。

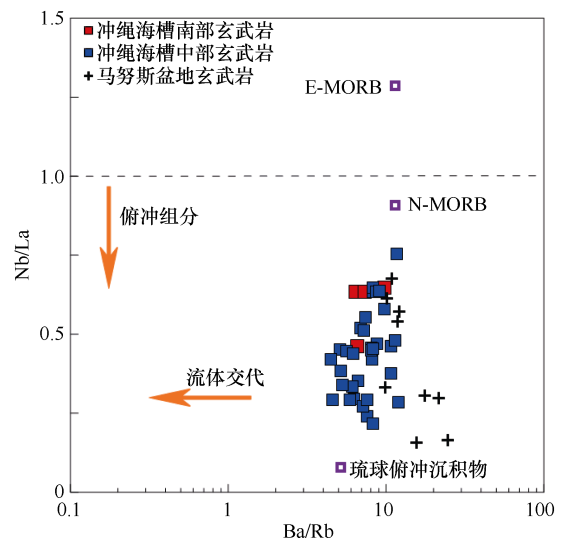


图7 Ba/Rb-Nb/La 俯冲组分判别图解

Fig.7 Ba/Rb vs. Nb/La of volcanic rocks
冲绳海槽玄武岩引自 Shinjo et al., 1999; 马努斯玄武岩
引自 Sinton et al., 2003; 底图据 Wang et al., 2004

2.4 演化机制

岩浆演化方式主要有 3 种: 结晶分异作用、同化混染作用及岩浆混合作用。对于冲绳海槽的玄武岩, 马维林等(2004)认为, 冲绳海槽中、南部玄武岩在岩石学、岩石化学方面的差异, 以及各自源区地幔性质的不均一与各自的岩浆演化程度有关, 且中部岩浆结晶分异程度较高, 同化混染较弱, 而南部岩浆结晶分异程度较弱, 同化混染较强。李巍然等(1997)研究冲绳海槽南部的橄榄拉斑玄武岩

认为,其初始岩浆源自上地幔,分异程度低,混染作用弱,是冲绳海槽海底扩张导致地幔物质快速上涌的结果,而海槽中部的玄武质岩浆起源于上地幔尖晶二辉橄榄岩的部分熔融,且岩浆在上升过程中不同程度地受到地壳物质的同化和混染作用(张家强等, 2000)。对于冲绳海槽的中酸性火成岩,目前大多数学者支持其酸性火成岩和基性火成岩具有统一的岩浆物质来源,酸性火成岩是玄武质岩浆结晶分异的产物(孟宪伟等, 1999; Shinjo and Kato, 2000; 于增慧等, 2004; 黄朋等, 2006b; Zeng et al., 2010), 其在演化过程中受到了不同程度的地壳混染, 如 Shinjo 和 Kato(2000)提出 I 型流纹岩由玄武质岩浆结晶分异而成, II 型流纹岩由玄武质岩浆经同化混染和分离结晶作用(AFC)形成, 且混染程度低; 黄朋等(2006b)认为, 形成冲绳海槽北中部酸性火成岩的岩浆主要源于地幔, 且结晶分异作用是岩浆演化过程中最主要的地质作用, 但岩浆不同程度地受到了上地壳与/或俯冲板片物质的混入。此外, Zeng 等(2010)研究认为, 冲绳海槽北部的流纹岩是通过玄武质岩浆混染地壳的富集组分形成的。

可见, 在冲绳海槽, 无论形成玄武岩还是流纹岩的岩浆都不同程度地受到了地壳混染的影响。对于火山岩记录的明显“地壳信号”, 其形成机制可能有两种: ①幔源岩浆在上升过程中混染了地壳的物质; ②随着板块俯冲下去的沉积物造成源区的富集, 即地壳混染与源区混染(James, 1981; Chen et al., 1995)。冲绳海槽岩浆演化中地壳混染扮演着不可或缺的角色, 而马努斯海盆的岩浆活动则以分离结晶作用为主(Beier et al., 2015)。

3 喷口流体与热液柱的耦合关系

3.1 喷口流体

海底热液喷口流体一般偏酸性, 温度相对较高, 化学组成多样, 明显受深部来源物质

和海水的影响。按温度可将喷口流体分为高温($>300^{\circ}\text{C}$)流体、中温($100\sim300^{\circ}\text{C}$)流体和低温($<100^{\circ}\text{C}$)流体(Glasby and Notsu, 2003)。喷口流体的温度变化范围较大, 低可至 3°C (Von Damm, 1995), 高可达 464°C 。在西太平洋, 海底高温热液系统主要出现在弧后盆地扩张中心(如劳海盆、北斐济海盆、马里亚纳海槽和冲绳海槽), 其 pH 低至 1.52。在劳海盆和马努斯海盆中, 喷口流体在相对高温的情况下具有高 Cl 浓度的特点。关于喷口流体的成因, 普遍接受的是海水与岩石或/和沉积物相互作用的产物, 其与岩浆的侵位深度、岩浆房及输出物质的物理化学特征、构造格架和流体运移的动力学特征有关。

3.1.1 冲绳海槽喷口流体特征

冲绳海槽的热液活动区主要集中分布于断裂构造发育、岩浆活动频繁的中部。在热液活动区, 流体一般沿海底的断裂和裂隙喷出或涌出(翟世奎等, 2001)。伊是名海洼东北坡的 Jade 热液区被丰富的块状硫化物、硫酸盐烟囱体或热液丘状体所占据, 个别黑烟囱体喷出温度高达 320°C 的热液流体, 含细粒的硫化物颗粒, 而大多数低温($<220^{\circ}\text{C}$)烟囱体中流出的是“清澈的”流体。位于伊平屋海脊东部的 Clam 热液活动区, 清澈的热液流体从烟囱体或热液丘状体(高 $1\sim2\text{m}$)的裂隙中溢出, 最高温度可达 220°C 。南奄西海丘热液活动区与 Jade 热液区相似, 分布着 3 个较大的烟囱体群, 所喷出的热液流体最高温度为 280°C 左右, 接近于当地海水的沸点 285°C 。Hatoma Knoll 热液区的流体温度变化范围为 $195\sim236^{\circ}\text{C}$ (Kishida et al., 2004)。

冲绳海槽的海底热液流体中普遍富含 Li、K、Rb、Ba、Mn、Fe、Zn、Pb、 SiO_2 、 H_2S 等多种组分, 为富含金属元素的酸性高温流体, 且含有较丰富的 NH_3 , 反映出该热液流体曾与沉积物中的有机质发生过反应。同时, 冲绳海槽酸性火山岩与海水的相互作用使得热

液流体中的 K 相对富集(Sakai et al., 1990)。此外, 冲绳海槽喷口流体中 CO_2 含量与 Mg 含量呈现出负的线性关系, 进一步证实了该区存在岩浆去气作用和流体-岩石相互作用。

Jade 热液区所喷出的热液流体含有大量的 CO_2 气泡。其中, 86% 的 CO_2 气泡为岩浆成因, 其余的来自硫化氢、甲烷及氢气之间的平衡反应。冲绳海槽热液流体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值异常高, 接近于海水或海槽区的沉积物, 说明在热液循环过程中, 除了热液与基底火山岩的反应外, 热液在喷出海底之前还发生了与沉积物的蚀变反应和与海水的混合作用。

Zeng 等(2013)报道了冲绳海槽西南端龟山岛热液区的黄泉流体、白泉流体, 以及由两泉流体分别喷出形成的热液柱中硼(B)的含量和同位素组成。结果表明, 黄泉中的 B 含量从 0mbsl(水平面以下米数)的 4.01mg/L 到 8.2mbsl 的 4.52mg/L(图 8), 且黄泉(喷口流体温度为 108°C)中 B 的最大含量为 4.64mg/L, $\delta^{11}\text{B}$ 为 $36.22\text{‰}\pm 0.09\text{‰}$ 。白泉中的 B 含量从 0mbsl(水平面以下米数)的 3.97mg/L 到 15.1mbsl 的 4.59mg/L(图 8), 且白泉(喷口流体温度为 51°C)中 B 的最大含量 4.59mg/L, $\delta^{11}\text{B}$ 为 $33.27\text{‰}\pm 0.22\text{‰}$ 。

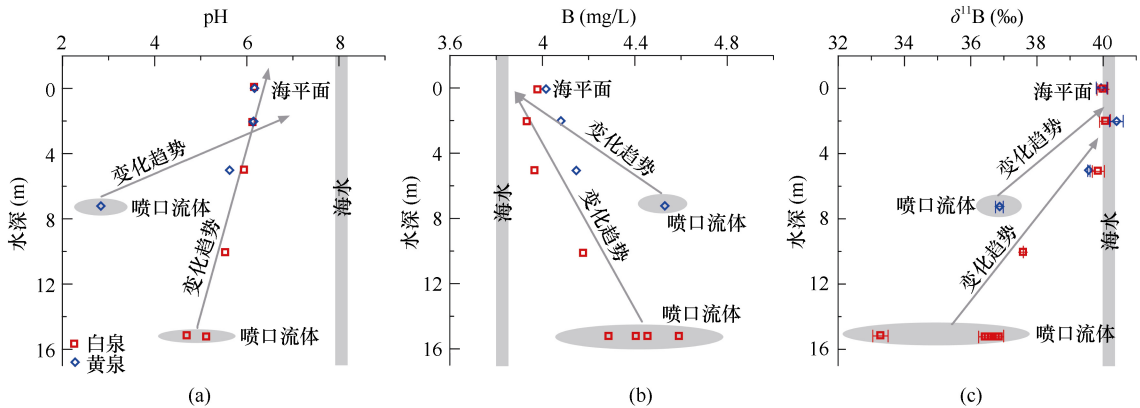


图 8 白色泉和黄色泉中从喷口流体到热液柱的 pH 变化图(Zeng et al., 2013)

Fig.8 Variation of pH (a), boron concentration (b), and $\delta^{11}\text{B}$ value (c) from hydrothermal fluid to plume in the white spring and the yellow spring (from Zeng et al., 2013)

(a) pH 变化图; (b) B 含量变化图; (c) $\delta^{11}\text{B}$ 值变化图

Wang 等(2013)对龟山岛热液区热液流体中 pH 和稀土元素的特征进行了分析, 结果显示, 龟山岛黄泉流体的 pH 较低, 白泉流体由于附近孔隙较发育, 导致其 pH 高于黄泉流体。龟山岛热液区中热液流体的 ΣREE 浓度为 813~1212ng/L, 热液流体中 REE 的富集反映了热液流体与周围岩石之间存在着相互作用, 尽管如此, 实验研究表明, 热液流体并未完全继承宿主岩石中 REE 的配分模式, 其组成主要受流体物理化学性质(如温度、pH、氧化还原组成、有效配体)、富含稀土元素矿物的沉

淀和溶解、次生矿物形成, 以及矿物颗粒表面吸附等因素的控制(Wang et al., 2013)。

龟山岛热液区中黄泉热液流体具有轻微的 Eu 负异常, 可能与其相对低温(108°C)有关(Wang et al., 2013)。此外, 温度是控制 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 氧化还原电位的重要因素, 低温更利于 Eu 以 +3 价的形式存在。而且研究表明, 低温酸性流体($<120^\circ\text{C}$)中 REE 主要以 3 价自由离子的形式存在(Craddock et al., 2010)。因此, 在低温条件下, 龟山岛热液区黄泉热液流体中的 Eu 和其他 REE 相同, 主要表现为 +3 价,

从而使得 Eu 异常减弱或几乎消失。白泉附近的裂隙较为发育,相对富氧的海水不断下渗,与海底下的流体混合,增强了流体的相对氧化性,降低了流体的温度,从而使龟山岛热液区白泉流体的温度(51°C)比黄泉流体更低,处于相对氧化的状态,致使白泉流体中的 Eu 主要以+3 价存在,进而导致无 Eu 异常(Wang et al., 2013)。

3.1.2 马努斯海盆喷口流体特征

马努斯海盆内分布着 4 个正在活动的热液区和 1 个停止活动的热液区(Binns et al., 2007)。其中, PACMANUS (Papua New Guinea-Australia-Canada-MANUS)热液区位于东马努斯海盆西部,是已知东南裂谷带上最大的热液区,分布着多个热液活动点,每个热液点的直径为 100~200m。尽管 PACMANUS 热液区各热液点之间距离只有几百米,但是不同热液点之间喷口流体的温度、化学组成都有明显的差异(Roberts et al., 2003; Reeves et al., 2011)。硫化物烟囱体喷口喷出的黑色-灰色流体的温度为 220~276°C,且端元流体酸性非常强(pH=2.5~3.5, 25°C),并具有较高的 K/Ca 比值,其 Mn、Fe、Pb 的含量也较洋中脊热液流体的含量高。同时, PACMANUS 热液区喷口流体的盐度也具有较大的变化范围,暗示流体经历了相分离过程,表明烟囱体下部的温度可能超过 350°C(Bach et al., 2003)。此外, PACMANUS 热液区喷口流体的 δD_{H_2O} 呈现负值,说明在 Pual 火山脊下部有岩浆组分加入(Reeves et al., 2011)。某些喷口流体的 pH(25°C, 2.6~2.7)较低,CO₂ 含量较高(达 274mmol/kg), $\delta^{34}S_{H_2S}$ 值(低至-2.7‰)较低,均说明在岩浆演化过程中有酸性挥发分进入热液流体(Reeves et al., 2011)。

在东马努斯海盆 DESMOS 热液区则发现了富含硫酸盐的低温(88~120°C 或 120°C 以上)酸性(pH≤2.1)热液流体,并在喷口附近观测到了大量的硫酸盐(≥32.8mmol/L, 高于其在

海水中的值 28mmol/L)和单质硫沉淀,且该处的热液流体具有极低的 $\delta D(H_2O, -8.1‰)$ 和 $\delta^{34}S(H_2S, -5.6‰)$ 值(Gamo et al., 1997),显示出岩浆中出溶的 SO₂ 发生了歧化反应,并与岩浆流体混合。此外, DESMOS 热液区中的热液流体可能与陆上火山作用相关的酸性热液流体的起源类似(Gamo et al., 1997)。而且,与 Mg 含量为 0 的典型热液流体端元不同, DESMOS 热液流体中富含 Mg(46~52 mM),这可能是由于酸性流体使 Mg 从镁硅酸盐矿物中溶解出来的结果。

3.2 热液柱

热液喷口喷出的热液流体会以热液柱的形式在海水中漂移一段时间。虽然每个热液区的喷口流体化学特征不完全相同,但共同点是这些喷口流体的物理化学性质都明显不同于周围的海水。当热液流体夹带周围海水上升形成热液柱时,虽然热液流体被稀释或者期间发生某些物理化学反应,但热液柱仍能显示出与周围海水明显不同的化学特征(曾志刚, 2011)。热液柱与周围海水的不同主要表现为物理、化学方面的异常,即温度、盐度、浊度异常,以及 NH₄⁺、CH₄、H₂、Mn 和 Fe 等异常。此外,按照热液柱能否形成中性浮力面,可将其分为两大类:成熟热液柱,即深水热液柱;非成熟热液柱,即不具中性浮力面的热液柱。关于热液柱的形态,一般认为可呈椭圆柱体、透镜体和不规则状,或者类似一个旋转的透镜或漩涡。

热液柱的上升高度一般为 200~400m,其结构与喷口流体的活动状况及水深有关。在深水环境,喷口流体持续喷出,所形成的热液柱具有典型的“颈”和“帽”结构;若喷口流体阶段性喷出,加之不同阶段的喷口流体在流速、流量和组成上有差别,可使同一地段的热液柱在“颈”和“帽”上呈现多层结构。喷口流体喷出海底形成热液柱后,热液柱与周围海水在相互混合的同时,也会产生热液柱的扩散和

旋转运动, 形成独特的温度、浊度、光透射和盐度等物理特征, 并会对上覆水体产生影响, 这种影响也可通过热液柱的水体化学特征反映出来, 如 He 同位素组成、 CH_4 、 NH_4^+ 、Mn 和 Fe 含量等。此外, 影响热液柱分布、扩散的因素有很多, 主要为海流、Rossby 半径、热液柱上升高度、潮汐流和海底地形等(曾志刚, 2011)。

3.2.1 冲绳海槽热液柱特征

在冲绳海槽的调查采样中, 曾分别对现代海底热液喷溢点和附近非热液喷溢点上方的水体进行采样。可以看出, 热液喷溢点上方海水中的 Zn^{2+} 、 Cd^{2+} 、 Pb^{2+} 、 Cu^{2+} 离子浓度明显高于非热液喷溢点上方水体中相应离子的浓度。

冲绳海槽西南端龟山岛热液区白泉和黄泉热液柱中 B 含量及其同位素研究(Zeng et al., 2013)的结果显示, 白泉热液柱 B 含量(3.94~4.17mg/L)相对黄泉热液柱(4.01~4.14mg/L)显示出稍微大的范围(图 9), 两泉热液柱中 B 含

量均比远离龟山岛热液区海水中的 B 含量(3.81mg/L)稍高。黄泉热液流体中 B 含量范围(4.10~4.64mg/L)大于白泉热液流体中 B 含量范围(4.28~4.59mg/L)(图 9), 两泉热液流体中 B 含量都明显高于周围海水, 且两泉喷口流体中的 B 含量明显高于各自对应的热液柱中 B 的含量(图 9)。不仅如此, 黄泉热液柱中 $\delta^{11}\text{B}$ 值为 $40.37\text{‰} \pm 0.21\text{‰}$, 白泉热液柱中 $\delta^{11}\text{B}$ 值为 $40.05\text{‰} \pm 0.15\text{‰}$, 两种热液柱中 $\delta^{11}\text{B}$ 值相似, 它们稍低于周围海水中的 $\delta^{11}\text{B}$ 值 $40.05\text{‰} \pm 0.01\text{‰}$ 。黄泉喷口流体中 $\delta^{11}\text{B}$ 值处于 $36.22\text{‰} \pm 0.09\text{‰}$ 与 $36.84\text{‰} \pm 0.11\text{‰}$ 之间, 而白泉喷口流体中的 $\delta^{11}\text{B}$ 值范围较宽, 为 $33.27\text{‰} \pm 0.22\text{‰}$ 至 $36.73\text{‰} \pm 0.24\text{‰}$ (图 9)。此外, 龟山岛热液区喷口流体和热液柱中的 B 含量和 $\delta^{11}\text{B}$ 值与东劳海盆扩张中心喷口流体(B 含量范围: 5.49~11.99mg/L, $\delta^{11}\text{B}$ 值范围: 17.4~30.2‰)相比, B 含量和 $\delta^{11}\text{B}$ 值范围较小。

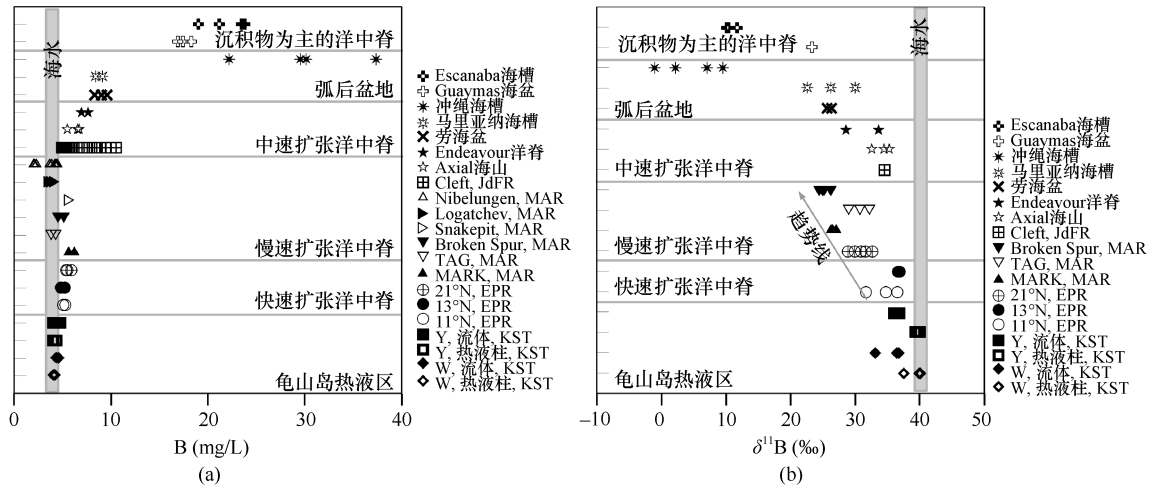


图 9 海底热液系统中热液流体和热液柱中的 B 含量和 $\delta^{11}\text{B}$ 值图(Zeng et al., 2013)

Fig.9 Boron concentrations and $\delta^{11}\text{B}$ values of hydrothermal fluids and plumes from seafloor hydrothermal system (modified from Zeng et al., 2013)

Y: 黄泉; W: 白泉; KST: 龟山岛; EPR: 东太平洋海隆; MAR: 大西洋中脊, JdFR: 胡安德富卡洋脊; 趋势线表示热液流体中 $\delta^{11}\text{B}$ 值随扩张速率的减小而增大

3.2.2 马努斯海盆热液柱特征

马努斯海盆分布着多处热液活动区, 首次东马努斯海盆发现热液区是基于热液柱

中异常的 CH_4 和 ^3He 含量。东马努斯海盆的热液柱呈现明显的多层结构(Gamo et al., 1993): 深层热液柱水深约为 1700m, 浅层热

液柱水深约为 1100m, 中层热液柱水深为 1400m 左右。热液柱表现出 CH_4 、Mn、Al、 $\delta^3\text{He}$ 的正异常及 pH 的负异常, 但是不同深度的热液柱具有不同的物理和化学特征。深层热液柱具有更强的 CH_4 、Mn、Al 正异常(比背景值高约 100 倍), 且其 pH 负异常也更明显(异常值约为 -0.1)。深层热液柱的 CH_4/Mn 比值(0.02~0.05)比浅层热液柱的 CH_4/Mn 比值(0.29)低一个数量级, 与全球其他地区的热液柱相比, 该地区的深层热液柱也具有较低的 CH_4/Mn 比值。同时, 该区域深层热液柱具有非常高的 Al 正异常, 甚至比 TAG 热液区的热液柱高两个数量级, Gamo 等(1993)认为, 其归因于喷口流体具有非常低的 pH, 从而能够溶解大量的 Al, 而 Resing 和 Sansone(1996)则认为, 高 Al 异常与岩浆作用有关。不仅如此, 深层热液柱还表现出温度正异常, 异常最大值为 0.03°C 。而且不同时间的观测结果表明, 深层热液柱的存留时间较长, 至少可稳定存在 4 年, 而浅层热液柱的出现具有间歇性。Resing 和 Sansone(1996)认为, 浅层热液柱的间歇性出现与火山喷发或地震活动有关。此外, 马努斯海盆中部也存在深层热液柱(约为 2400m), 表现出 CH_4 和 Mn 的正异常, 但是无 Al 和 pH 的异常。

3.3 冲绳海槽喷口流体与热液柱之间的关系

3.3.1 热液柱颗粒物对喷口流体与热液柱关系的指示

已有研究表明, 热液柱中颗粒物的粒径变化范围为 $<0.05\mu\text{m}$ 或 $0.05\sim 59.5\mu\text{m}$, 组成复杂, 可以由 Fe-羟基氧化物、Fe 氢氧化物、Fe 氧化物、有机质、碎屑矿物颗粒和富含多元素(Fe、Ni、Cr、Sr、Al、Cu、Zn、Si、K、Ca、S 等)的颗粒物组成。热液柱中的颗粒物主要有两种形成过程: ①首先 Fe 和 Cu 元素以硫化物颗粒物的形式在上浮热液柱中存在; ②随后 Fe 的氧化导致 Fe 氢氧化物颗粒的形成(Edmond and German, 2004)。热液柱中颗粒物

的微量元素主要有初始喷口流体和周围海水两个来源(German et al., 2002), 这些元素可分成 3 类: ①亲铜元素等以硫化物形式沉淀并在热液柱中快速消失, 该过程是由于元素优先沉降或者是由于氧化分解; ②在海水中主要以氧阴离子形式存在的元素与 Fe 氢氧化物共沉淀, 并表现出不变的元素/Fe 比值; ③颗粒物活性元素, 如 Be、Y、Th 和 REE, 与 Fe 的曲线表现出正弯曲, 表明这些元素从海水中被持续吸收到沉降的氢氧化物颗粒上(Klinkhammer et al., 1983; Olivarez and Owen, 1991; Rudnicki and Elderfield, 1993; Edmond and German, 2004), 指示了喷口流体与海水的混合。

3.3.2 冲绳海槽西南端龟山岛热液区 B 元素及其同位素对喷口流体与热液柱关系的指示

Zeng 等(2013)对冲绳海槽西南端龟山岛热液区喷口流体及热液柱的研究发现, 喷口流体 pH 范围为 2.29~5.11, 而热液柱的 pH 范围为 5.51~6.15。热液柱和喷口流体的 pH 明显低于周围海水的 pH (8.02), 且从海底喷口流体至海表面的热液柱 pH 显示出增加的趋势(Zeng et al., 2013)。热液柱和喷口流体 B 含量与 pH($R^2=0.95\sim 0.99$, $P<0.01$)和 $\delta^{11}\text{B}$ ($R^2=0.91\sim 0.97$, $P<0.01$)呈显著负相关。从喷口流体到热液柱, pH、B 含量和 B 同位素组成显著相关, B 含量随着 pH 的增加而减少, 这一关系暗示热液柱 $\delta^{11}\text{B}/\text{B}$ 和 pH/B 比值在从喷口处的流体到热液柱的小距离范围内($<15\text{m}$)处于一个稳定的值, 表明热液柱中 B 含量和 B 同位素组成能够用来描述海水环境中热液柱化学组成的变化。

4 含金属沉积物及其微生物群落结构特征

4.1 含金属沉积物特征

含金属沉积物常分布于扩张洋中脊两翼或者轴部地区, 以及正在发生海底热液活动或者以前产生过海底热液活动的区域, 其富

含 Fe、Mn、Cu、Pb、Zn 和 As, 亏损 Al 和 Ti(杨耀民等, 2011)。含金属沉积物在各个大洋中均有分布, 以热液活动区为中心, 呈辐射状分布于热液区及其邻近区域, 且含金属沉积物在太平洋分布最广泛, 厚度最大, 印度洋和大西洋次之, 北冰洋极少。

4.1.1 冲绳海槽含金属沉积物

由于冲绳海槽的现代海底热液产物类型及热液流体的成分与其他海区(如洋中脊、劳海盆等)不同, 加之热液系统的差异性, 以及冲绳海槽内具有丰富的陆源、火山源和生物源沉积, 使得冲绳海槽的含金属沉积物具有显著特性。在冲绳海槽南部, 热液柱中的 Mn 优先进入氧化相, 形成细粒富 Mn 的热液沉淀物, 并进入沉积物中, 形成富 Mn 的沉积物(Hsu et al., 2003)。翟世奎等(2007)对冲绳海槽中部的沉积物进行了地球化学研究, 结果表明, 冲绳海槽的海底热液活动导致其区内沉积物中富集多种微量元素, 且 Mn、Pb、Sb 和 Hg 元素

尤为富集。

4.1.2 西南太平洋含金属沉积物

在西南太平洋弧后盆地(马努斯海盆、北斐济盆地和劳海盆)中, 含金属沉积物稀少、厚度较薄, 且主要分布于热液活动区。同时, 由于非生物成因物质的高沉积速率所产生的稀释作用, 致使含金属沉积物中热液物质含量低。以 Al 元素的沉积速率作为成岩物质的指标, 那么其堆积速率可达 $20\sim 250\text{mg}/(\text{cm}^2\cdot\text{ka})$, 甚至更高(Walter et al., 1990; Daesslé et al., 2000; Daesslé and Cronan, 2002), 且西南太平洋中 Al 的沉积速率明显高于东南太平洋含金属沉积物的沉积速率, 东南太平洋的含金属沉积物的平均沉积速率为 $1.75\text{mg}/(\text{cm}^2\cdot\text{ka})$ 。此外, 西南太平洋中热液活动区非碳酸盐成因的沉积物中, Fe、Mn 和其他元素的高含量(表 1)与富含金属元素的热液流体相关, 其与东太平洋海隆的含金属沉积物相比, Fe、Mn 和 Cu 含量较低。

表 1 西南太平洋热液活动区非碳酸盐成因的沉积物中的化学元素平均含量

Tab.1 Average contents of chemical elements in carbonate-free matter of sediments from the areas of hydrothermal activity in the Southwest Pacific

元素	劳海盆	北斐济海盆			马努斯海盆	轴向海山
		全样	<2 μm	>2 μm		
Si(%)	25.4	24.1	20.5	25.2		19.8
Al(%)	6.5	7.8	7.4	7.9	9.8	5.25
Ti(%)	0.40	0.51	0.61	0.48		0.56
Fe(%)	7.7	8.9	13.6	7.4	7.5	11.9
Mn(%)	1.4	0.93	1.88	0.61	1.4	3.13
Cu(ppm)	230	300	491	240	153	204
Zn(ppm)	140	179	356	128	192	
Pb(ppm)	51	69	126	51	55	
Cd(ppm)		0.58	1.4	0.32		
As(ppm)	40	19	55	9.3		
Ni(ppm)	96	129	192	111	116	272
Co(ppm)	35	75	136	55		63
Cr(ppm)	42	74	106	65		104
V(ppm)	250					208
Ba(ppm)	580					8450
Li(ppm)	11	20	24	19		

资料来源: Cronan, 1983; Walter et al., 1990; McMurtry et al., 1991; Daesslé et al., 2000, 2002; Lukashin et al., 1990

4.2 微生物群落结构特征

全球范围内洋中脊、弧后盆地,以及陆内裂谷中热液活动广泛存在(吴世迎, 2000)。在西太平洋,热液活动及热液环境中的微生物得到广泛关注。研究表明,在热液喷口周围生活着密集的嗜热微生物和超嗜热微生物(Deming and Baross, 1993),且不同区域微生物群落的种类及丰度不同。

4.2.1 冲绳海槽的微生物群落

前人对冲绳海槽微生物的研究做了大量工作。对冲绳海槽伊平屋北和脊部深海沉积物中细菌和古菌的多样性研究发现,沉积物样品中的微生物群落由细菌主导,其中变形菌门的多样性最高,随后是绿弯菌门、厚壁菌门、酸杆菌门、放线菌门、芽单胞菌门和硝化螺旋菌门,这些加起来占了总分类的 64.6%。相比之下,古菌的多样性较低,以奇古菌门为主,占据了总分类的 22.9%(Zhang et al., 2015)。

4.2.2 马努斯海盆的微生物群落

马努斯海盆的热液区不仅含有丰富的微生物类群,且存在着未被认识的新物种。格根塔娜(2010)对马努斯海盆热液区沉积物中细菌和古菌进行了多样性分析,结果显示,热液区沉积物中古菌含有 8 种类群,以深海古菌类群(MBG-B)为主。细菌类群多样性较高,一共有 15 个门类,包括变形菌门(Proteobacteria)、拟杆菌门(Bacteroidetes)、硝化螺旋菌门(Nitrospiraceae)、螺旋体门(Spirochaetaeae)、芽单胞菌门(Gemmatimonadetes)、放线菌门(Actinobacteria)、绿弯菌门(Chloroflexi)、绿菌门(Chlorobi)、疣微菌门(Verrucomicrobia)、疣霉菌门(Planctomycete)、脱铁杆菌门(Deferribacteres)及 4 个待定门类。其中,变形菌门又包括 α -、 γ -、 δ -、 β -和 ε -变形菌纲,且以 γ -和 δ -变形菌纲为主。

深海热液活动对生物群落的存亡有着重要影响。海底热液活动呈现出阶段性,并且具

有不稳定性和突变性,可能在短时间内经历喷发或消亡过程(付伟等, 2005)。Suzuki 等(2004)对西太平洋热液已停止活动的黑烟囱体样品进行了研究,发现热液停止喷发后,构成黑烟囱体结构的硫化物能提供足够的能量供一些化能自养微生物生长,形成一个与先前黑烟囱体中热液活动时期不同的微生物群落,因此推测黑烟囱体的细菌和古菌群落结构在热液喷发停止后发生了明显改变(王丽玲等, 2008)。

5 热液成矿和蚀变过程中的元素富集特点

通过总结冲绳海槽及马努斯海盆岩石样品的分布情况,并利用统计方法对多金属硫化物样品中主成矿元素包括 Cu、Pb、Zn、Au 和 Ag 及 REE 等元素进行分析和归纳,初步总结了冲绳海槽和马努斯海盆等弧后盆地热液成矿和蚀变过程中的元素富集特征。

5.1 冲绳海槽热液区金属元素富集特征

在冲绳海槽热液区,分布富 Zn 型、Pb-Zn 型、Ba-Pb-Zn 型、Si-硫化物型、Si-硫酸盐型和 Si-硫化物-硫酸盐型等至少 6 种类型的热液产物(曾志刚, 2011)。

曾志刚等(2009)对冲绳海槽 Jade 热液区的多金属硫化物中主成矿元素进行研究,结果表明,多金属硫化物中 Zn、Pb、Cu 和 Fe 含量分别达到 65%、6%、6%和 19%,且大多属富 Zn 型硫化物(图 10)。同时,冲绳海槽 Jade 热液区的多金属硫化物具有相对高 Cd 含量,低 Al、Sr、Te、Ba 和 Tl 含量,以及 Mn、Ag、Au、Hg 和 Bi 含量一致的特点。与东太平洋海隆 21°N、13°N、16°43'S、7°24'S 和 1°50'S,胡安德富卡洋脊中南勘探者洋脊,以及劳海盆的富 Zn 型硫化物相比,冲绳海槽 Jade 热液区的多金属硫化物具有相对高 Ag、Cd、Au、Hg 和 Bi 含量,低 Cr、Co、Ni、Cs、Tl 和 U 含量,以及 Mn、Sr、Ga、In 和 Ba 含量一致

的特点。此外, 冲绳海槽 Jade 热液区的多金属硫化物具有较低的 Li、Be、Sc、V、Rb、Zr、Nb、Hf 和 Ta 含量, 且远低于陆壳。

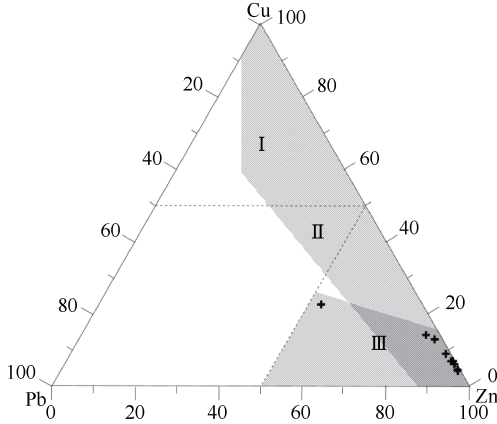


图 10 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物的 Cu-Pb-Zn 三角图(曾志刚等, 2009)

Fig.10 Cu-Pb-Zn triangle chart of polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough (Zeng et al., 2009)

冲绳海槽 Jade 热液区的多金属硫化物中元素之间存在相关性(曾志刚等, 2009)。例如, 在以闪锌矿为主的多金属硫化物样品中, Au 与 Fe、Sc 呈正相关关系($R^2>0.75$), 与 Zn、Cd 呈负相关关系($R^2>0.84$)(图 11), Ag 与 Fe、Bi 呈正相关关系($R^2>0.93$), 与 Zn、Ga、Cd、V 呈负相关关系($R^2>0.83$)(图 12)。在重晶石和黄铁矿组合样品中, Au、Ag 的含量最高, 表明多金属硫化物中的 Au、Ag 主要与 Fe-硫化物有

关, 且低温阶段有利于 Au、Ag 的富集。另外, 当矿物组合变化时, 会对上述元素之间的相关性产生明显影响。在以闪锌矿为主的多金属硫化物样品中, Zn 与 Ga、Cd 呈正相关关系($R^2>0.85$), 与 Fe、Sc、Bi 呈负相关关系($R^2>0.85$)(图 13), 同时, Fe 与 Sc、Bi 呈正相关关系($R^2>0.82$)、与 Cd、Ga 呈负相关关系($R^2>0.91$)(图 14), 均表明 Ga、Cd 等元素主要存在于 Zn-硫化物中, 而 Sc、Bi 等元素主要存在于 Fe-硫化物中。而且, 在矿物组成不同的样品中, Fe 与 Bi 及 Zn 与 Cd 之间均保持正相关关系(图 13, 图 14), 进一步说明了 Bi 和 Cd 分别存在于 Fe-硫化物和 Zn-硫化物中(Axelsson and Rodushkin, 2001; Abratis et al., 2004)。另外, 在冲绳海槽 Jade 热液区以闪锌矿为主的多金属硫化物中, 稀有元素 Zr、Nb、Hf、Ta 与 Al 元素之间均存在正相关关系($R^2>0.89$)(图 15), 且 Hf 与 U 和 Mn 元素之间也存在正相关关系($R^2>0.81$)(图 16)。矿物组合变化时, 将对稀有元素 Zr、Nb、Hf、Ta 与 Al 元素之间, 以及 Hf 与 U、Mn 之间的相关关系产生明显影响(图 15, 图 16)。

对 Jade 热液区闪锌矿的流体包裹体的研究表明, 均一温度为 270~360°C, 盐度变化不大。该流体可以使 Pb、Zn、Fe 和 Cu 等元素迁移, 导致在海底下网脉区形成复杂的黝铜矿/砷铜矿和含硫砷铜矿(曾志刚, 2011)。

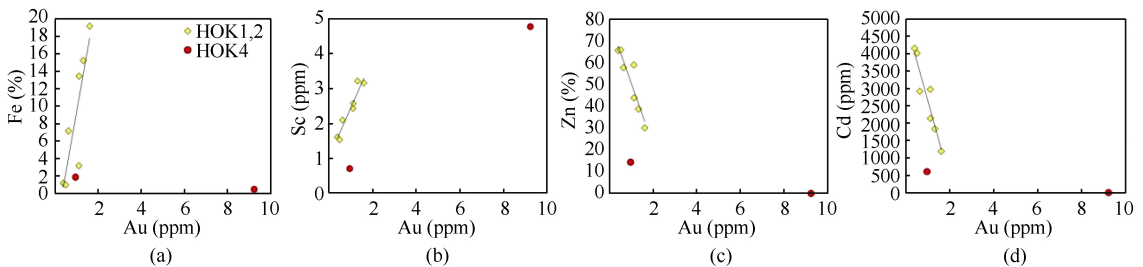


图 11 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中 Au 与 Fe、Sc、Zn、Cd 的相关性
1ppm=10⁻⁶, 下同

Fig.11 Correlations between Au and Fe, Sc, Zn, Cd in polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough

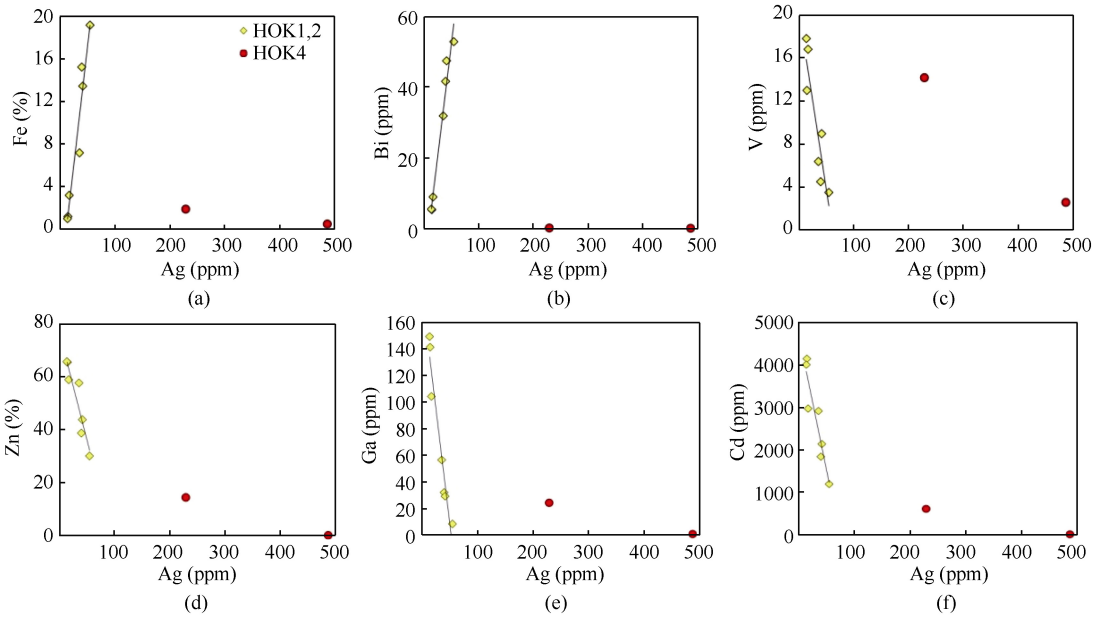


图 12 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中 Ag 与 Fe、Bi、V、Zn、Ga、Cd 的相关性

Fig.12 Correlations between Ag and Fe, Bi, V, Zn, Ga, Cd in polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough

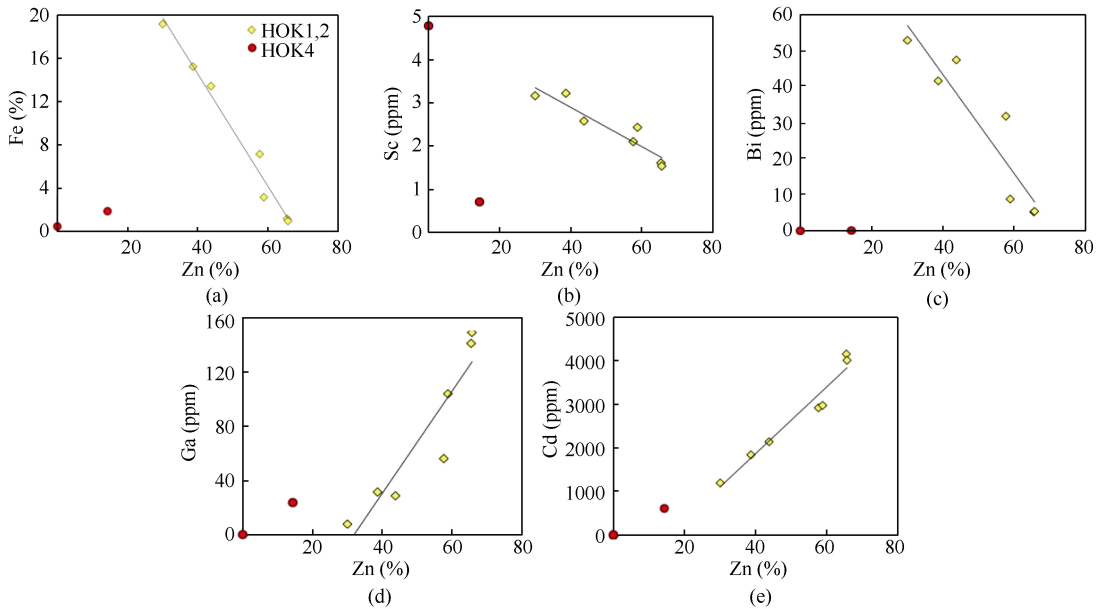


图 13 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中 Zn 与 Fe、Sc、Bi、Ga、Cd 的相关性

Fig.13 Correlations between Zn and Fe, Sc, Bi, Ga, Cd in polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough

冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物的稀土元素组成中, 其轻重稀土元素分馏明显, LREEs 之间的分馏程度要比 HREEs 之间的分

馏程度高, 具 LREEs 富集程度相对较高的特点。结合硫酸盐矿物(重晶石和硬石膏)的硫同位素组成测定结果, 表明冲绳海槽 Jade 热液

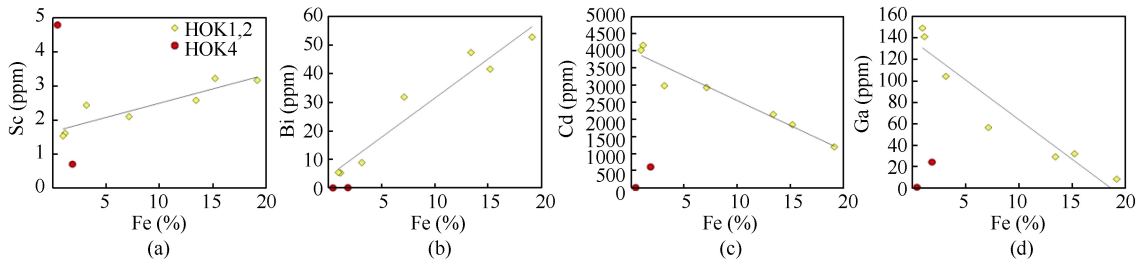


图 14 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中 Fe 与 Sc、Bi、Ga、Cd 的相关性

Fig.14 Correlations between Fe and Sc, Bi, Cd, Ga in polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough

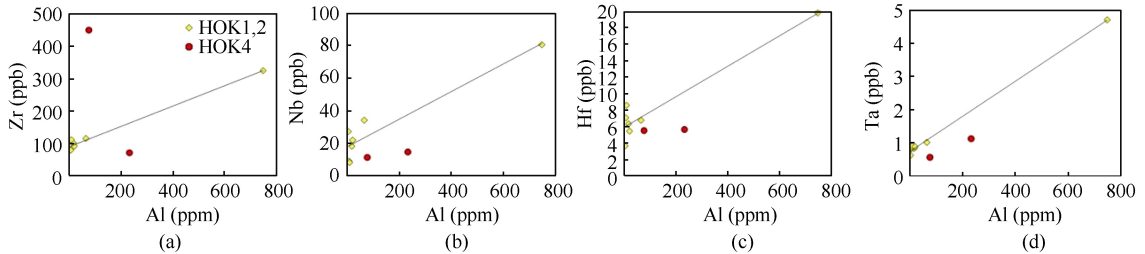


图 15 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中 Al 与 Zr、Nb、Hf、Ta 的相关性

1 ppb=10⁻⁹, 下同

Fig.15 Correlations between Al and Zr, Nb, Hf, Ta in polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough

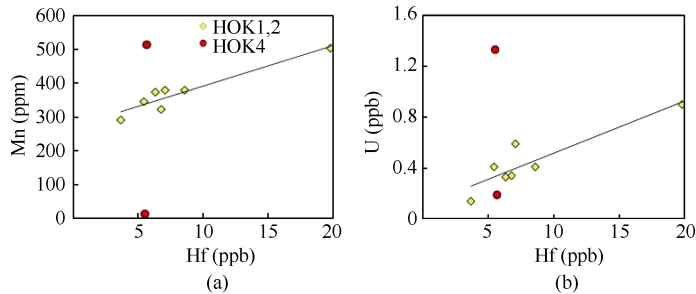


图 16 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中 Hf 与 Mn、U 的相关性

Fig.16 Correlations between Hf and Mn, U in polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough

区中含硫酸盐矿物的多金属硫化物形成时,海水与流体相互作用,可导致所形成的含硫酸盐矿物的多金属硫化物具有 LREEs 相对富集的特点(图 17)。此外,冲绳海槽的伊平屋脊,烟囱体主要由碳酸盐、硅酸盐及少量硫化物组成,呈黑色或白色。黑色富硫化物部分,其 REEs 含量比白色部分高 2~3 个数量级,具有 Eu 正异常和 LREE 富集的特征,显示出与无沉积覆盖洋脊喷出的高温流体相似的 REEs 特

征。白色部分的 Eu 异常比黑色部分的大,表明 Eu²⁺比热液流体中的 3 价 REEs 更活跃,可以通过交代方解石晶格中的 Sr²⁺进入烟囱体的白色部分中。碳酸盐形成时,热液流体中 HREE 含量可能比周围海水的低,导致烟囱体白色部分中的 HREEs 略低(Hongo and Nozaki, 2001)。

5.2 马努斯海盆热液区金属元素富集特征

在东马努斯海盆的 PACMANUS 热液区中,至少分布富 Cu 型、富 Zn 型、Ba-Zn-Pb

型、Si-硫化物型和 Si-硫化物-硫酸盐型 5 种类型的热液产物(曾志刚, 2011)。

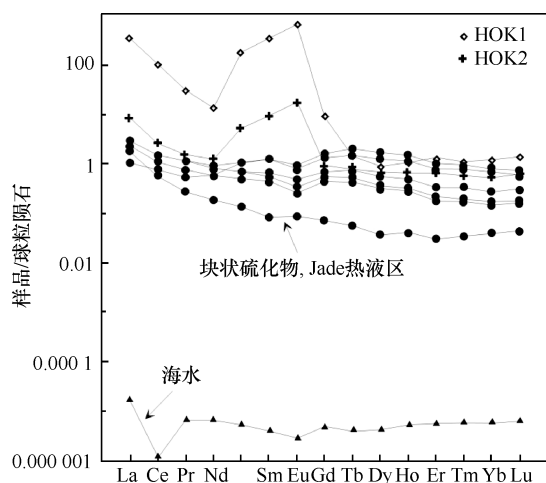


图 17 冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物的球粒陨石标准化 REE 配分模式(曾志刚等, 2009)

Fig.17 Chondrite-normalized REE patterns of polymetallic sulfide at Jade site in the Okinawa Trough (Zeng et al., 2009) 海水和 Jade 热液区块状硫化物的数据分别引自 Piepgras 和 Jacobsen(1992)与曾志刚等(2001)的文献报道

热液产物中, 硬石膏具有富集 MREE 和 HREE, 以及变化的 Eu 异常的特征。在 PACMANUS 热液区, 流体中逐渐增高的氟化物及增高的硫酸盐浓度可能影响其 REE 的络合, 同时, 硬石膏中 REE 的变化反映了流体中存在着岩浆挥发分(HF , SO_2)的加入, 大部分硬石膏中没有显示出正 Eu 异常, 则表明该区流体比典型洋中脊热液系统更加氧化, 而较大的 REE 含量变化及配分模式可能与流体组分的变化及 REE 的络合方式有关(Bach et al., 2003)。PACMANUS 热液区硬石膏中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值为 0.7050~0.7086, Mg 浓度为 $20\mu\text{mol/L}$, Sr 浓度与海水类似(Douville et al., 1999), 说明硬石膏是在热液流体与海水 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70918$) 不同程度混合(2%~86%)的过程中形成的(Roberts et al., 2003)。

5.3 Cu、Au 元素的富集规律

众所周知, 不成熟弧后盆地中岩浆流体

的出熔可以直接影响金属元素, 如 Cu、Ag 等进入海底热液系统, 且不同弧后盆地热液区中的岩浆物质供应程度存在差异。Li 等(2016)通过对马努斯海盆 Eastern Ridge(ER)和劳海盆 Valu Fa Ridge(VFR)中硫化物堆积体 Cu 和 Au 的富集特征进行对比研究发现, 当大量金属元素进入出熔的蒸汽相时, 可以产生富含金属元素的岩浆流体(Jenner et al., 2010)。VFR 地区缺乏 Cu-Au 富集的硫化物堆积体是由于 Cu-Au 亏损的岩浆演化产生了较少的含金属岩浆流体, 但是在 ER 地区, 岩浆 Cu-Au 富集, 因此有可能产生富含金属元素的岩浆流体, 从而形成 Cu-Au 元素富集的硫化物堆积体(Li et al., 2016)。

高的氧逸度可以有效避免硫化物的饱和程度, 从而成为 Cu 在演化岩浆中富集的主要因素(Li et al., 2016)(图 18)。由于沉积物的熔

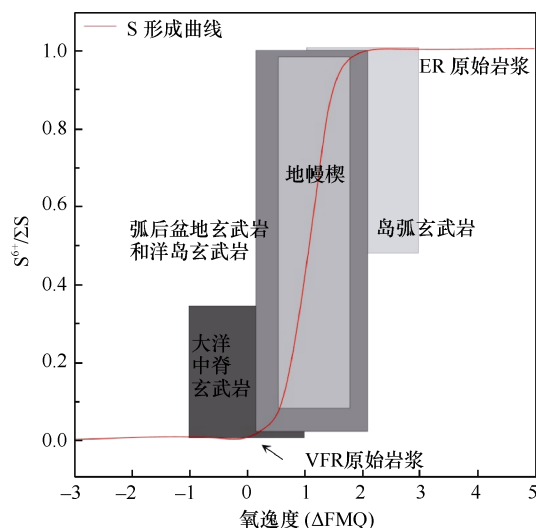


图 18 ER 和 VFR 原始岩浆的氧逸度与 $\text{S}^{6+}/\Sigma\text{S}$ 相关图(修改自 Li et al., 2016)

Fig.18 Projection of oxygen fugacity ($f\text{O}_2$) for the primary ER and VFR magmas in the $\text{S}^{6+}/\Sigma\text{S}$ (modified from Li et al., 2016)

VFR 岩浆的氧逸度落入 MORB 和 BABB 的下限区域。根据 S 形成曲线(Jugo et al., 2010)计算的 $\text{S}^{6+}/\Sigma\text{S}$ 值不超过 0.42, 表明硫化物在流体中是主要相, 认为 Cu 在 VFR 岩浆中的连续亏损是由硫化物从岩浆中连续迁移造成的

化在地幔中比在蚀变洋壳释放的含水流体中表现出更为高效的运输氧化物的能力(Parkinson and Arculus, 1999; Evans and Tomkins, 2011), 因此俯冲相关的岩浆由于大量沉积物的输入应具有较高的氧逸度。事实上, 这些岩浆与富 Cu-Au 硫化物堆积体的形成相关。例如, 与富 Cu-Au 硫化物堆积体相关的东马努斯海盆(Binns and Scott, 1993)和南克马德克群岛(De Ronde et al., 2011)等。这些硫化物堆积体都临近陆地并且在靠近海沟位置都有陆源沉积物不同程度的富集(Plank and Langmuir, 1998)。

水的含量和结晶压力的结合是影响 Cu 元素富集的次要因素(Li et al., 2016)。由于 Cu 元素的富集与斜长石结晶同步, 而高的水含量和高压抑制了斜长石的结晶, 同样也抑制了 Cu 在岩浆演化过程中的富集。因此, 浅的岩浆房与较深的岩浆房相比具有低的岩浆水含量和较低的压力, 从而更有利于 Cu 的富集(Li et al., 2016)。

劳海盆和马努斯海盆中 Cu 的行为具有显著差别(Li et al., 2016)。在马努斯海盆 ER 区, Cu 最初表现出不相容性, 而在富 Cu 岩浆流体中含量增加至最初的 5 倍。相反, 在劳海盆 VFR 区岩浆中, Cu 表现为相容性, 并随岩浆演化含量逐渐减少, 产生贫 Cu 的岩浆流体。由于 Cu 在两个盆地中的不同行为, 导致 ER 和 VFR 中最初岩浆的氧逸度有所差别(Li et al., 2016)。硫化物在 VFR 岩浆分异早期阶段就达到饱和, 而相对氧化的 ER 岩浆由于 Cu 在熔体中的迁移却没有经历早期硫化物饱和阶段。初始岩浆的氧逸度不同, 可能是由沉积物熔体输入地幔源区的不同导致的。另外, 研究发现, 直到斜长石结晶, Cu 的含量才会发生显著的增加, 表明高水含量和高压抑制了斜长石的结晶, 也不利于 Cu 在发生演化的氧化性岩浆中富集(Li et al., 2016)。

通过对马努斯海盆和劳海盆中 Cu 与 Au 的行为进行研究, 表明 Cu 和 Au 在岩浆演化

过程中具有相似的行为特征(Li et al., 2016)。另外, 海底浅部岩浆房具有低的岩浆水含量, 更可能产生 Cu-Au 富集的岩浆流体, 从而形成富含 Cu-Au 的硫化物堆积体(Li et al., 2016), 这对海底资源勘探具有一定的指示作用。

6 主要认识

(1) 西太平洋边缘海的形成和演化是国际重大科学问题, 也是深海科学研究的重要着力点之一。其中, 冲绳海槽和马努斯海盆均是正在活动的弧后盆地, 冲绳海槽处在弧后扩张的早期, 而马努斯海盆的扩张程度较高, 深入对比两个弧后盆地的地质构造特征, 有助于揭示西太平洋弧后扩张的早期演化规律。另外, 两个弧后盆地的扩张演化是多种地质作用共同影响的结果。例如, 冲绳海槽的扩张可能受到了菲律宾海板块俯冲方向和速率的改变, 以及台湾地区弧-陆碰撞等因素的控制, 马努斯海盆在双俯冲带背景下可能同时受到板块旋转形成的剪切构造应力的影响。不同控制作用的叠加造就了冲绳海槽和马努斯海盆各自地壳结构、扩张阶段、构造特征、地球物理特征、岩浆活动等方面的区域性差异, 这正是西太平洋弧后盆地体系构造演化复杂性的一个缩影。正因如此, 冲绳海槽和马努斯海盆已成为了解西太平洋弧后扩张动力学机制的天然实验室。

(2) 在冲绳海槽和马努斯海盆, 俯冲背景下形成的火山岩岩浆的来源主要为亏损地幔端元物质和富集地幔端元物质的混合, 亏损地幔端元可以是 DM、太平洋型地幔或印度洋型地幔, 富集地幔端元主要是由于俯冲组分的加入。在减压熔融或板片脱水熔融的机制下, 地幔楔发生部分熔融, 岩浆上升过程中发生分离结晶作用或有地壳的混染作用。同时, 由于冲绳海槽与马努斯海盆源区地幔的不均一性, 部分熔融程度的不同及受俯冲组分影响的差异, 导致同一弧后盆地不同区段同一类

型岩石地球化学特征的不同。在以上基础上,进一步深入了解弧后盆地岩浆岩的成因有必要着重解决 3 个问题,即岩浆的“源-运-储”问题。“源”,即岩浆的起源,对于弧后盆地主要是俯冲板片及板片之上地幔楔物质的部分熔融;“运”,即“源”部分熔融所产生的岩浆,其在上升过程中发生演化(分离结晶、同化混染或岩浆混合);“储”,则是岩浆喷出海底后能否“保藏”好,是否存在蚀变及海水的影响。

(3) 冲绳海槽的喷口流体为富含金属元素的酸性高温流体,其温度普遍高于 200°C,可高达 320°C,富含 Li、K、Rb、Ba、Mn、Fe、Zn、Pb、SiO₂、H₂S 等多种组分,并且含大量的 NH₃ 和 CO₂。冲绳海槽热液喷溢点上方海水中的 Zn²⁺、Cd²⁺、Pb²⁺、Cu²⁺离子浓度明显高于正常海水。马努斯海盆热液区不同喷口的热液流体,其温度、pH 及化学组成具有较大差异。PACMANUS 热液区的流体温度较高,为 220~276°C,酸性较强(pH=2.5~3.5, 25°C),并具较高的 K/Ca 比值、Mn、Fe 和 Pb 含量。DESMOS 热液区以富含硫酸盐的低温(≥88~120°C)、酸性(pH≤2.1)的热液流体为特征,并在喷口附近发现了大量的硫酸盐和单质硫沉淀,其热液柱则表现出 CH₄、Mn、Al、δ³He 的正异常及 pH 的负异常特征。此外,冲绳海槽西南端龟山岛热液区喷口流体和热液柱中 B、δ¹¹B 及 REE 与周围海水的不同,其 REE 的相对富集反映了热液流体与周围岩石之间产生了相互作用,且喷口流体喷出后与海水混合并不是迅速达到平衡,而是需要以热液柱的形式在海水中漂移一段时间,其距离可达几百米,甚至上千米。

(4) 海底含金属沉积物富含 Fe、Mn 元素,构成了独特的物理、化学及生态环境,孕育着独特的微生物体系。冲绳海槽和马努斯海盆的微生物群落呈现出一致性,均表现为细菌多样性高于古菌,且由细菌主导,微生物种类有差异。

(5) 在冲绳海槽和马努斯海盆均分布着富 Zn 型、Ba-Pb-Zn 型、Si-硫化物型和 Si-硫化物-硫酸盐型热液产物,与其他海区的富 Zn 硫化物相比,具高 Ag、Cd、Au、Hg 和 Bi 含量,低 Al、Cr、Co、Ni、Sr、Te、Cs、Tl 和 U 含量的特点。冲绳海槽 Jade 热液区多金属硫化物中的元素之间存在相关性,LREEs 富集程度相对较高。与冲绳海槽相比,马努斯海盆热液产物中 Pb 和 Au 的含量相对较低。

7 研究展望

20 世纪 60 年代末以来,科学家对西太平洋边缘海盆开展了大量的调查研究,取得了许多重要成果,但仍有众多研究工作亟待开展。

(1) 冲绳海槽和马努斯海盆扩张机制的研究包括以下几个方面:①菲律宾海板块俯冲方向和速率的改变对冲绳海槽扩张的控制作用;②台湾地区弧-陆碰撞对冲绳海槽南部扩张的影响机制;③冲绳海槽南北差异性构造演化的控制因素;④太平洋板块与所罗门板块俯冲对马努斯海盆扩张的控制作用。此外,争取“国际大洋发现计划”(IODP)航次的实施,获取基底岩石样品,开展年代学与岩石地球化学研究,并与地球物理解析相结合,揭示弧后盆地的形成演化机理。

(2) 弧后盆地火山岩的锆石 U-Pb 年龄和非传统同位素研究。一方面,结晶锆石可以确定火山岩的形成年龄;另一方面,如发现老的继承锆石,将对确定弧后盆地基底的年龄、探讨其形成历史与演化过程具有重要意义。同时,开展冲绳海槽和马努斯海盆火山岩的非传统同位素(如 Li、Ta 等)研究,可揭示俯冲过程中的壳-幔物质循环过程,有助于更好地理解弧后盆地火山岩的成因。

(3) 提高热液喷口实时监测传感器的性能,获取高精度的原位喷口流体的组成和物理化学特征。在此基础上,通过实测资料和室内数值模拟相结合,揭示热液柱的空间形态

特征及变化过程。

(4) 含金属沉积物是热液活动的产物之一, 其分布范围广泛, 富含 REE 等有用元素, 对其规模、资源潜力, 以及记录的热液活动信息亟待进一步调查掌握。同时, 对含金属沉积物中微生物的分布及多样性进行深入研究, 发现新的微生物种类, 将有助于了解热液环境下的生物地球化学过程。

(5) 调查弧后盆地多金属硫化物的分布及规模, 分析热液成矿系统中的物质来源及元素富集规律, 揭示热液成矿和蚀变过程中元素地球化学行为, 可为开发、利用海底多金属硫化物资源提供研究支撑。

致谢 感谢参加 HOBAB1、2、3 和 4 航次所有船、队员, 以及 973 项目(典型弧后盆地热液活动及其成矿机理)组为采集样品、数据和资料所作出的贡献。

参 考 文 献

- 陈丽蓉, 翟世奎, 申顺喜. 1993. 冲绳海槽浮岩的同位素特征及年代测定. 中国科学(B 辑), 23(3): 324-329
- 付伟, 周永章, 杨志军, 等. 2005. 现代海底热水活动的系统性研究及其科学意义. 地球科学进展, 20(1): 81-88
- 格根塔娜. 2010. 西菲律宾海比科尔陆架与马努斯海盆海底热液口沉积物微生物多样性研究. 呼和浩特: 内蒙古农业大学硕士学位论文
- 国坤. 2016. 冲绳海槽火山岩岩浆源区组合及俯冲组分影响的研究. 青岛: 中国海洋大学博士学位论文
- 黄朋, 李安春, 胡宁静, 等. 2006a. 冲绳海槽火山岩 Sr-Nd 同位素特征及 U 系年龄. 中国科学, 36(4): 351-358
- 黄朋, 李安春, 蒋恒毅. 2006b. 冲绳海槽北、中段火山岩地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 22(6): 1703-1712
- 江为为, 刘少华, 郝天珧, 等. 2003. 冲绳海槽及其邻域地球物理场与地壳结构特征. 地球物理学进展, 18(2): 287-292
- 金翔龙, 喻普之. 1987. 冲绳海槽的构造特征与演化. 中国科学(B 辑), 17(2): 196-203
- 李乃胜, 姜丽丽, 李常珍. 1998. 冲绳海槽地壳结构的研究. 海洋与湖沼, 29(4): 441-450
- 李巍然, 杨作升, 张保民, 等. 1997. 冲绳海槽南部橄榄拉斑玄武岩研究. 海洋与湖沼, 28(6): 665-672
- 李正刚. 2015. 西南太平洋 Lau 盆地孤后岩浆作用及地幔动力学研究. 杭州: 浙江大学博士学位论文
- 梁瑞才, 吴金龙, 刘保华, 等. 2001. 冲绳海槽中段线性磁条带异常及其构造发育. 海洋学报, 23(2): 69-78
- 刘光鼎. 1992. 中国海区及邻域地质地球物理特征. 北京: 科学出版社
- 栾锡武, 喻普之, 高德章, 等. 2001. 中国东海及邻近海域一条剖面的地壳速度结构研究. 地球物理学进展, 16(2): 28-34
- 栾锡武, 张训华. 2003. 东海及琉球沟弧盆系的海底热流测量与热流分布. 地球物理学进展, 18(4): 670-678
- 马维林, 王先兰, 金翔龙, 等. 2004. 冲绳海槽中部和南部玄武岩的区域性差异及其成因研究. 地质学报, 78(6): 758-769
- 孟宪伟, 杜德文, 吴金龙, 等. 1999. 冲绳海槽中段火山岩系 Sr 和 Nd 同位素地球化学特征及其地质意义. 中国科学(D 辑), 29(4): 367-371
- 孟祥君, 张训华, 韩波, 等. 2015. 冲绳海槽地区地球物理场特征及地壳结构分析. 海洋地质前沿, 31(9): 1-6
- 秦蕴珊, 尹宏. 2011. 西太平洋-我国深海科学研究的优先战略选区. 地球科学进展, 26(3): 245-248
- 任建业, 李思田. 2000. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学背景. 地学前缘, 7(3): 203-213
- 尚鲁宁, 张训华, 韩波. 2016. 重磁资料揭示的冲绳海槽及邻区断裂和岩浆岩分布. 海洋地质与第四纪地质, 36(1): 99-106
- 石学法, 鄢全树. 2013. 西太平洋典型边缘海盆的岩浆活动. 地球科学进展, 28(7): 737-750
- 王丽玲, 林景星, 胡建芳. 2008. 深海热液喷口生物群落研究进展. 地球科学进展, 23(6): 604-612
- 吴世迎. 2000. 世界海底热液硫化物资源. 北京: 海洋出版社
- 杨耀民, 叶俊, 石学法, 等. 2011. 海底含金属沉积物矿物学和地球化学及其对热液活动的指示. 中南大学学报(自然科学版), 42(S2): 65-74
- 于增慧, 翟世奎, 赵广涛. 2001. 冲绳海槽浮岩中岩浆包裹体岩石化学成分特征. 海洋与湖沼, 32(5): 474-482
- 于增慧, 翟世奎, 赵广涛. 2004. 冲绳海槽浮岩中碳、氢同位素组成特征. 海洋学报, 26(6): 58-64
- 曾志刚, 蒋富清, 秦蕴珊, 等. 2001. 冲绳海槽中部 Jade 热液活动区中块状硫化物的稀土元素地球化

- 学特征. 地质学报, 75(2): 244-249
- 曾志刚, 余少雄, 殷学博, 等. 2009. 冲绳海槽 Jade 热液区热液硫化物的元素富集与铀系同位素组成. 中国科学(D 辑): 地球科学, 39(11): 1579-1590
- 曾志刚. 2011. 海底热液地质学. 北京: 科学出版社
- 翟世奎, 陈丽蓉, 张海启. 2001. 冲绳海槽的岩浆作用与海底热液活动. 北京: 海洋出版社
- 翟世奎, 干晓群. 1995. 冲绳海槽海底热液活动区玄武岩的矿物学和岩石化学特征及其地质意义. 海洋与湖沼, 26(2): 115-123
- 翟世奎, 于增慧, 杜同军. 2007. 冲绳海槽中部现代海底热液活动在沉积物中的元素地球化学记录. 海洋学报, 29(1): 58-65
- 张家强, 孙永福, 姜晓黎. 2000. 冲绳海槽碱性玄武岩浆的起源及演化. 海洋学报, 22(6): 63-72
- 张训华, 尚鲁宁. 2014. 冲绳海槽地壳结构与性质研究进展和新认识. 中国海洋大学学报, 44(6): 72-80
- 朱秋红. 2005. 龟山岛高镁安山岩之岩浆成因. 台北: 台湾大学地质科学研究所硕士学位论文
- Abratis P K, Patrick R A D, Vaughan D J. 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. International Journal of Mineral Processing, 74(1-4): 41-59
- Axelsson M D, Rodushkin I. 2001. Determination of major and trace elements in sphalerite using laser ablation double focusing sector field ICP-MS. Journal of Geochemical Exploration, 72(2): 81-89
- Bach W, Roberts S, Vanko D A, et al. 2003. Controls of fluid chemistry and complexation on rare-earth element contents of anhydrite from the Pacmanus seafloor hydrothermal system, Manus Basin, Papua New Guinea. Mineralium Deposita, 38(8): 916-935
- Baker E T, Massoth G J. 1987. Characteristics of hydrothermal plumes from two vent fields on the Juan de Fuca Ridge, northeast Pacific Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 85(1-3): 59-73
- Beier C, Bach W, Turner S, et al. 2015. Origin of silicic magmas at spreading centres-an example from the South East Rift, Manus Basin. Journal of Petrology, 56(2): 255-272
- Beier C, Turner S P, Sinton J M, et al. 2010. Influence of subducted components on back-arc melting dynamics in the Manus Basin. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(6): Q0AC03
- Binns R A, Barriga F J A S, Miller D J. 2007. Leg 193 synthesis: anatomy of an active felsic-hosted hydrothermal system, eastern Manus Basin, Papua New Guinea//Barriga F J A S, Binns R A, Miller D J, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, TX, 193: 1-17
- Binns R A, Scott S D. 1993. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea. Economic Geology, 88(8): 2226-2236
- Boström K, Peterson M N A, Joensuu O, et al. 1969. Aluminum-poor ferromanganese sediments on active oceanic ridges. Journal of Geophysical Research, 74(12): 3261-3270
- Carlson R L, Melia P J. 1984. Subduction hinge migration. Tectonophysics, 102(1-4): 399-411
- Chen C H, Typhoon L, Yuch-Ning S, et al. 1995. Magmatism at the onset of back-arc basin spreading in the Okinawa Trough. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69(3-4): 313-322
- Christensen N I. 1978. Ophiolites, seismic velocities and oceanic crustal structure. Tectonophysics, 47(1-2): 131-157
- Chung S L, Wang S L, Shinjo R, et al. 2000. Initiation of arc magmatism in an embryonic continental rifting zone of the southernmost part of Okinawa Trough. Terra Nova, 12(5): 225-230
- Connelly J B. 1976. Tectonic development of the Bismarck Sea based on gravity and magnetic modelling. Geophysical Journal International, 46(1): 23-40
- Cronan D S. 1983. Metalliferous sediments in the CCOP/SOPAC region of the Southwest Pacific, with particular reference to geochemical exploration for the deposits. CCOP/SOPAC Technical Bulletin, 4: 1-55
- Daesslé L W, Cronan D S, Marchig V, et al. 2000. Hydrothermal sedimentation adjacent to the propagating Valu Fa ridge, Lau basin, SW Pacific. Marine Geology, 162(2-4): 479-500
- Daesslé L W, Cronan D S. 2002. Late Quaternary hydrothermal sedimentation adjacent to the Central Lau spreading center. Marine Geology, 182(3-4): 389-404
- De Ronde C E J, Massoth G J, Butterfield D A, et al. 2011. Submarine hydrothermal activity and gold-rich mineralization at Brothers volcano, Kermadec arc, New Zealand. Mineralium Deposita, 46(5-6): 541-584
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some

- modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665
- Deming J W, Baross J A. 1993. Deep-sea smokers: windows to a subsurface biosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(14): 3219-3230
- DePaolo D J. 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on earth structure and evolution. *EOS*, 62(14): 137
- Douville E, Bienvenu P, Charlou J L, et al. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5): 627-643
- Edmonds H N, German C R. 2004. Particle geochemistry in the Rainbow hydrothermal plume, Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4): 759-772
- Elliott T, Plank T, Zindler A, et al. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7): 14991-15019
- Escriv S, Capmas F, Dupré B, et al. 2004. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts. *Nature*, 431(7004): 59-63
- Evans K A, Tomkins A G. 2011. The relationship between subduction zone redox budget and arc magma fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(3-4): 401-409
- Fabbri O, Monié P, Fournier M. 2004. Transtensional deformation at the junction between the Okinawa trough back-arc basin and the SW Japan island arc. Geological Society, London, Special Publications, 227(1): 297-312
- Falvey D A, Pritchard T. 1985. Preliminary paleomagnetic results from northern Papua New Guinea: evidence for large microplate rotations//Watson S T. Transactions Third Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference. Honolulu: Association Petroleum Geologists: 593-600
- Furukawa M, Kondo S, Miki M, et al. 1991. Report on DELP 1988 Cruises in the Okinawa Trough. Part 5. Measurement of the three components and total intensity of the geomagnetic field in the Okinawa Trough. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 66(1): 91-150
- Gamo T, Okamura K, Charlou J L, et al. 1997. Acidic and sulfate-rich hydrothermal fluids from the Manus back-arc basin, Papua New Guinea. *Geology*, 25(2): 139-142
- Gamo T, Sakai H, Ishibashi J, et al. 1993. Hydrothermal plumes in the eastern Manus Basin, Bismarck Sea: CH₄, Mn, Al and pH anomalies. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 40(11-12): 2335-2349
- Ge S S, Zhai M G, Safonova I, et al. 2015. Whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of the Late Carboniferous volcanic rocks of the Awulale metallogenic belt in the western Tianshan Mountains(NW China): petrogenesis and geodynamical implications. *Lithos*, 228-229: 62-77
- Gendron J F, Cowen J P, Feely R A, et al. 1993. Age estimate for the 1987 megaplume on the southern Juan de Fuca Ridge using excess radon and manganese partitioning. *Deep Sea Research I: Oceanographic Research Papers*, 40(8): 1559-1567
- Glasby G P, Notsu K. 2003. Submarine hydrothermal mineralization in the Okinawa Trough, SW of Japan: an overview. *Ore Geology Reviews*, 23(3-4): 299-339
- Gungor A, Lee G H, Kim H J, et al. 2012. Structural characteristics of the northern Okinawa Trough and adjacent areas from regional seismic reflection data: geologic and tectonic implications. *Tectonophysics*, 522-523: 198-207
- Hall R. 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(4): 353-431
- Hanan B B, Blichert-Toft J, Pyle D G, et al. 2004. Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge. *Nature*, 432(7013): 91-94
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971): 753-757
- Hergt J M, Woodhead J D. 2007. A critical evaluation of recent models for Lau-Tonga arc-backarc basin magmatic evolution. *Chemical Geology*, 245(1-2): 9-44
- Hilde T W C, Uyeda S, Kroenke L. 1977. Evolution of the western Pacific and its margin. *Tectonophysics*, 38(1-2): 145-165
- Hirata N, Kinoshita H, Katao H, et al. 1991. Report on DELP 1988 Cruises in the Okinawa Trough: Part III. Crustal structure of the southern Okinawa Trough. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 66(1): 37-70
- Hoang N, Uto K. 2006. Upper mantle isotopic

- components beneath the Ryukyu arc system: evidence for 'back-arc' entrapment of Pacific MORB mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4): 229-240
- Hongo Y, Nozaki Y. 2001. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits and *Calypptogena* shell from the Iheya Ridge vent field, Okinawa Trough. *Geochemical Journal*, 35(5): 347-354
- Hsu S C, Lin F J, Jeng W L, et al. 2003. Hydrothermal signatures in the southern Okinawa Trough detected by the sequential extraction of settling particles. *Marine Chemistry*, 84(1-2): 49-66
- Ishikawa M, Sato H, Furukawa M, et al. 1991. Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough: Part 6. Petrology of volcanic rocks. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 66(1): 151-177
- Iwasaki T, Hirata N, Kanazawa T, et al. 1990. Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding. *Geophysical Journal International*, 102(3): 631-651
- James D E. 1981. The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 9(1): 311-344
- Jenner F E, O'Neill H S, Arculus R J, et al. 2010. The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu. *Journal of Petrology*, 51(12): 2445-2464
- Jolivet L, Huchon P, Rangin C. 1989. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins. *Tectonophysics*, 160(1-4): 23-47
- Jolivet L, Tamaki K, Fournier M. 1994. Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis. *Journal of Geophysical Research*, 99(B11): 22237-22259
- Jugo P J, Wilke M, Botcharnikov R E. 2010. Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(20): 5926-5938
- Kamenetsky V S, Binns R A, Gemmell J B, et al. 2001. Parental basaltic melts and fluids in eastern Manus backarc basin: implications for hydrothermal mineralisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(3-4): 685-702
- Karig D E. 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76(11): 2542-2561
- Kempton P D, Pearce J A, Barry T L, et al. 2002. Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187: evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic discordance and origin of the Indian MORB source. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(12): 1-35
- Kimura M, Furukawa M, Izawa E, et al. 1991. Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa trough: Part 7. Geologic investigation of the central rift in the middle to southern Okinawa trough. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 66(1): 179-209
- Kimura M, Kaneoka I, Kato Y, et al. 1986. Report on DELP 1984 cruises in the middle Okinawa Trough: Part V: Topography and geology of the central grabens and their vicinity. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 61(2): 269-310
- Kimura M. 1985. Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 2(3): 222-240
- Kinoshita M, Yamano M. 1997. Hydrothermal regime and constraints on reservoir depth of the Jade site in the Mid-Okinawa Trough inferred from heat flow measurements. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2): 3183-3194
- Kishida K, Sohrin Y, Okamura K, et al. 2004. Tungsten enriched in submarine hydrothermal fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(3-4): 819-827
- Klein E M, Langmuir C H, Zindler A, et al. 1988. Isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance. *Nature*, 333(6174): 623-629
- Klinkhammer G, Elderfield H, Hudson A. 1983. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents. *Nature*, 305(5931): 185-188
- Kogan M G. 1976. Gravity anomalies and main tectonic units of the southwest Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 81(29): 5240-5248
- Lee C S, Shor Jr G G, Bibee L D, et al. 1980. Okinawa Trough: origin of a back-arc basin. *Marine Geology*, 35(1-3): 219-241
- Letouzey J, Kimura M. 1985. Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a backarc basin developed in a continent. *Marine and Petroleum Geology*, 2(2): 111-130
- Letouzey J, Kimura M. 1986. The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a

- continental margin. *Tectonophysics*, 125(1-3): 209-230
- Li Z G, Chu F Y, Dong Y H, et al. 2016. Origin of selective enrichment of Cu and Au in sulfide deposits formed at immature back-arc ridges: examples from the Lau and Manus basins. *Ore Geology Reviews*, 74: 52-62
- Ludwig W J, Murauchi S, Den N, et al. 1973. Structure of East China Sea-west philippine sea margin off southern Kyushu, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 78(14): 2526-2536
- Lukashin V N, Cherkashev G A, Isaeva A B. 1990. Chemical composition of bottom sediments// Lisitzin A P. *Geological Structure and Hydrothermal Rocks of the Juan de Fuca Ridge*. Moscow: Nauka: 128-140
- Lupton J E, Craig H. 1981. A major helium-3 source at 15°S on the East Pacific Rise. *Science*, 214(4516): 13-18
- Lupton J E, Delaney J R, Jonhson H P, et al. 1985. Entrainment and vertical transport of deep-ocean water by buoyant hydrothermal plumes. *Nature*, 316(6029): 621-623
- Mahoney J, Le Roex A P, Peng Z, et al. 1992. Southwestern limits of Indian ocean ridge mantle and the origin of low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mid-ocean ridge basalt: isotope systematics of the central southwest Indian ridge (17°~50°E). *Journal of Geophysical Research*, 97(B13): 19771-19790
- Martinez F, Taylor B. 1996. Backarc spreading, rifting, and microplate rotation, between transform faults in the Manus Basin. *Marine Geophysical Researches*, 18(2-4): 203-224
- McKenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3): 625-679
- McMurtry G M, De Carlo E H, Kim K H. 1991. Accumulation rates, chemical partitioning, and Q -mode factor analysis of metalliferous sediments from the North Fiji Basin. *Marine Geology*, 98(2-4): 271-295
- Meyzen C M, Ludden J N, Humler E, et al. 2005. New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(11)
- Miyashiro A. 1986. Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific. *Tectonophysics*, 122(3-4): 195-216
- Moss R, Scott S D. 2001. Geochemistry and mineralogy of gold-rich hydrothermal precipitates from the eastern Manus Basin, Papua New Guinea. *The Canadian Mineralogist*, 39(4): 957-978
- Nakada S, Kamata H. 1991. Temporal change in chemistry of magma source under Central Kyushu, Southwest Japan: progressive contamination of mantle wedge. *Bulletin of Volcanology*, 53(3): 182-194
- Nakahigashi K, Shinohara M, Suzuki S, et al. 2004. Seismic structure of the crust and uppermost mantle in the incipient stage of back arc rifting-northernmost Okinawa Trough. *Geophysical Research Letters*, 31(2)
- Nakamura E, Campbell I H, Sun S S. 1985. The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts. *Nature*, 316(6023): 55-58
- O'Nions R K, Hamilton P J, Evensen N M. 1977. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 34(1): 13-22
- Olivarez A M, Owen R M. 1991. The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans. *Chemical Geology*, 92(4): 317-328
- Ortega-Orsorio A, Scott S D. 2001. Morphological and chemical characterization of neutrally buoyant plume-derived particles at the eastern Manus Basin hydrothermal field, Papua New Guinea. *The Canadian Mineralogist*, 39(1): 17-31
- Park J O, Tokuyama H, Shinohara M, et al. 1998. Seismic record of tectonic evolution and backarc rifting in the southern Ryukyu island arc system. *Tectonophysics*, 294(1-2): 21-42
- Park S H, Lee S M, Kamenov G D, et al. 2010. Tracing the origin of subduction components beneath the South East Rift in the Manus basin, Papua New Guinea. *Chemical Geology*, 269(3-4): 339-349
- Parkinson I J, Arculus R J. 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. *Chemical Geology*, 160(4): 409-423
- Pearce J A, Kempton P D, Gill J B. 2007. Hf-Nd evidence for the origin and distribution of mantle domains in the SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1-2): 98-114
- Pearce J A, Peate D W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1):

- 251-285
- Pearce J A, Stern R J, Bloomer S H, et al. 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7): Q07006
- Pearce J A, Stern R J. 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives// Christie D M, Fisher C R, Lee S M, et al. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Washington, DC: American Geophysical Union: 63-86
- Peate D W, Kokfelt T F, Hawkesworth C J, et al. 2001. U-series isotope data on Lau Basin glasses: the role of subduction-related fluids during melt generation in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 42(8): 1449-1470
- Piepgas D J, Jacobsen S B. 1992. The behavior of rare earth elements in seawater: precise determination of variations in the North Pacific water column. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5): 1851-1862
- Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3-4): 325-394
- Plank T. 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5): 921-944
- Reeves E P, Seewald J S, Saccoccia P, et al. 2011. Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4): 1088-1123
- Resing J A, Sansone F J. 1996. Al and pH anomalies in the Manus Basin reappraised: comments on the paper by Gamo T et al, "Hydrothermal plumes in the eastern Manus Basin, Bismarck Sea: CH₄, Mn, Al and pH anomalies". *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(11-12): 1867-1872
- Roberts S, Bach W, Binns R A, et al. 2003. Contrasting evolution of hydrothermal fluids in the PACMANUS system, Manus Basin: the Sr and S isotope evidence. *Geology*, 31(9): 805-808
- Rudnicki M D, Elderfield H. 1993. A chemical model of the buoyant and neutrally buoyant plume above the TAG vent field, 26 degrees N, Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(13): 2939-2957
- Sakai H, Gamo T, Kim E S, et al. 1990. Unique chemistry of the hydrothermal solution in the mid-Okinawa Trough backarc basin. *Geophysical Research Letters*, 17(12): 2133-2136
- Seno T, Maruyama S. 1984. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102(1-4): 53-84
- Seno T, Stein S, Gripp A E. 1993. A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B10): 17941-17948
- Shinjo R, Chung S L, Kato Y, et al. 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research*, 104(B5): 10591-10608
- Shinjo R, Kato Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, 54(3-4): 117-137
- Shinjo R, Woodhead J D, Hergt J M. 2000. Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3): 263-282
- Sibuet J C, Defontaine B, Hsu S K, et al. 1998. Okinawa trough backarc basin: early tectonic and magmatic evolution. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12): 30245-30267
- Sibuet J C, Hsu S K, Shyu C T, et al. 1995. Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin//Taylor B. *Backarc Basins*. New York: Springer: 343-379
- Sibuet J C, Letouzey J, Barbier F, et al. 1987. Back arc extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research*, 92(B13): 14041-14063
- Sinton J M, Ford L L, Chappell B, et al. 2003. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc Basin, Papua New Guinea. *Journal of Petrology*, 44(1): 159-195
- Speer K G, Rona P A. 1989. A model of an Atlantic and Pacific hydrothermal plume. *Journal of Geophysical Research*, 94(C5): 6213-6220
- Suzuki Y, Inagaki F, Takai K, et al. 2004. Microbial diversity in inactive chimney structures from

- deep-sea hydrothermal systems. *Microbial Ecology*, 47(2): 186-196
- Tamaki K, Honza E. 1991. Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific. *Episodes*, 14(3): 224-230
- Tatsumi Y, Takahashi T. 2006. Operation of subduction factory and production of andesite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101(3): 145-153
- Taylor B. 1979. Bismarck sea: evolution of a back-arc basin. *Geology*, 7(4): 171-174
- Taylor B. 1995. *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. New York: Springer
- Thal J, Tivey M, Yoerger D, et al. 2014. Geologic setting of PACMANUS hydrothermal area-high resolution mapping and in situ observations. *Marine Geology*, 355: 98-114
- Urqueta E, Kyser T K, Clark A H, et al. 2009. Lithogeochemistry of the Collahuasi porphyry Cu-Mo and epithermal Cu-Ag (-Au) cluster, northern Chile: pearce element ratio vectors to ore. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 9(1): 9-17
- Uto K. 1995. Volcanoes and age determination: now and future of K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 40(S): S27-S46
- Von Damm K L. 1995. Temporal and compositional diversity in seafloor hydrothermal fluids. *Reviews of Geophysics*, 33(S2): 1297-1305
- Walter P, Stoffers P, Glasby G P, et al. 1990. Major and trace element geochemistry of Lau Basin sediments. *Geologisches Jahrbuch Reihe D*, 92: 163-188
- Wang K L, Chung S L, O'Reilly S Y, et al. 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45(5): 975-1011
- Wang X Y, Zeng Z G, Chen S, et al. 2013. Rare earth elements in hydrothermal fluids from Kueishantao, off northeastern Taiwan: indicators of shallow-water, sub-seafloor hydrothermal processes. *Chinese Science Bulletin*, 58(32): 4012-4020
- Watanabe T, Langseth M G, Anderson R N. 1977. Heat flow in back-arc basins of the western Pacific// Talwani M, Pitman III W C. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*. Washington, DC: American Geophysical Union: 137-161
- Watts A B, Weissel J K, Larson R L. 1977. Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific. *Tectonophysics*, 37(1-3): 167-181
- Weissel J K, Reading H G, Stegena L. 1981. Magnetic lineations in marginal basins of the western Pacific [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 300(1454): 223-247
- Whitbread M A, Moore C L. 2004. Two lithogeochemical approaches to the identification of alteration patterns at the Elura Zn-Pb-Ag deposit, Cobar, New South Wales, Australia: use of Pearce element ratio analysis and Isocon analysis. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(2): 129-141
- White R S, McKenzie D, O'Nions R K. 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research*, 97(B13): 19683-19715
- Yamano M, Uyeda S, Foucher J P, et al. 1989. Heat flow anomaly in the middle Okinawa Trough. *Tectonophysics*, 159(3-4): 307-318
- Yan Q S, Shi X F. 2014. Petrologic perspectives on tectonic evolution of a nascent basin (Okinawa Trough) behind Ryukyu Arc: a review. *Acta Oceanologica Sinica*, 33(4): 1-12
- Yang K, Scott S D. 2002. Magmatic degassing of volatiles and ore metals into a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-arc basin, Western Pacific. *Economic Geology*, 97(5): 1079-1100
- Yang K, Scott S D. 2005. Vigorous exsolution of volatiles in the magma chamber beneath a hydrothermal system on the modern sea floor of the eastern Manus back-Arc basin, Western Pacific: evidence from melt inclusions. *Economic Geology*, 100(6): 1085-1096
- Zeng Z G, Wang X Y, Chen C T A, et al. 2013. Boron isotope compositions of fluids and plumes from the Kueishantao hydrothermal field off northeastern Taiwan: implications for fluid origin and hydrothermal processes. *Marine Chemistry*, 157: 59-66
- Zeng Z G, Yu S X, Wang X Y, et al. 2010. Geochemical and isotopic characteristics of volcanic rocks from the northern East China Sea shelf margin and the Okinawa Trough. *Acta Oceanologica Sinica*, 29(4): 48-61
- Zhang J, Sun Q L, Zeng Z G, et al. 2015. Microbial diversity in the deep-sea sediments of Iheya North and Iheya Ridge, Okinawa Trough. *Microbiological Research*, 177: 43-52
- Zindler A, Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1): 493-571

Geological Tectonics, Magmatism and Seafloor Hydrothermal Activity in the Back-Arc Basins of the Western Pacific

ZENG Zhi-Gang^{1, 2*}, ZHANG Yu-Xiang^{1, 3}, CHEN Zu-Xing^{1, 3}, MA Yao¹,
WANG Xiao-Yuan^{1, 2}, ZHANG Dan-Dan^{1, 3}, LI Xiao-Hui^{1, 3}

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

*Corresponding author, Email: zgzenq@qdio.ac.cn

Abstract The regional geological setting, magmatic rock, vent fluid, hydrothermal plume, metalliferous sediment and polymetallic sulfide of the Okinawa trough and the Manus basin in the western Pacific have been studied. The Okinawa Trough exhibits different tectonic and geophysical characteristics from the north to the south with crustal thickness decreases. The southern part of the trough shows variable gravity anomalies and linear magnetic anomalies, while the middle part owns the highest heat flow value. The gravity anomalies in the Manus Basin exhibit small variations while the magnetic anomalies show a pronounced E-W trend, and there exist linear magnetic anomalies near the seafloor-spreading center. Oceanic crust has already appeared in the Manus Basin, while the most part of the crust in the Okinawa Trough belongs to transitional crust, and oceanic crust probably appears in some grabens in the middle and southern part.

The magma source of basalts from Okinawa trough and Manus basin are both formed by partial melting of mantle source and mixed with subduction composition. Intermediate-acid volcanic rocks with the same magma source of basalt, are products of crystallization differentiation of the basaltic magma. Compared to Manus basin volcanic rocks, volcanic rocks in the Okinawa trough are affected by different degree of crustal contamination.

Vent fluid in Okinawa Trough is high temperature (up to 320°C), acid fluid and is enriched in metal elements (e.g., Mn, Fe, Zn and Pb). Concentrations of Zn^{2+} , Cd^{2+} , Pb^{2+} and Cu^{2+} in hydrothermal plume of Okinawa Trough are significantly higher than those in seawater. The Manus hydrothermal plume showed positive CH_4 , Mn, Al and δ^3He anomalies and a negative pH anomaly. Compared with the vent fluid (220~276°C, pH=2.5~3.5) of PACMANUS hydrothermal field, the vent fluid of DESMOS hydrothermal field is lower temperature (88~120°C or $\geq 120^\circ C$) and more acid (pH ≤ 2.1). The lower values of $\delta^{34}S_{H_2S}$ and δD imply the mixing of acid volatile component and magmatic fluid. The distribution and element concentrations of the metalliferous sediments from the Okinawa trough and the Manus basin are different, and the microbial community in the metalliferous sediments from the two areas also are different. The hydrothermal products are divided into four types: Zn-rich type, Ba-Pb-Zn type, Si-sulfide type and Si-sulfide-sulfate type in the Okinawa trough and the Manus basin. The Pb and Au concentrations of the polymetallic sulfides in the Manus basin are significantly lower than those in the Okinawa trough.

Key words Seafloor hydrothermal activity; magmatism; geological tectonics; Okinawa trough; Manus basin; back-arc basins