DOI:10. 19826/j. cnki. 1009-3850. 2021. 02006

## 如何判定俯冲增生杂岩中的高度肢解的 洋底高原 – 海山系统

肖庆辉<sup>1</sup>,刘 勇<sup>1</sup>,程 杨<sup>2</sup>,邱瑞照<sup>3</sup>,范玉须<sup>4</sup>,裴 斐<sup>5</sup>,杨 斌<sup>5</sup> (1. 中国地质科学院地质研究所,北京 100037;2. 中国冶金地质总局矿产资源研究院,北京 101300;3. 中国地质调查局发展研究中心,北京 100037;4. 中国煤炭地质总局勘查研究总 院,北京 100039;5. 中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083)

**摘要:**巨型洋底高原或海山系统到达俯冲带发生俯冲以后会在俯冲过程中发生肢解,在增生杂岩带中形成面目全非 的小型洋底高原 – 海山系统的断块或碎片,使得在增生杂岩带中识别古老洋底高原 – 海山系统变得十分困难。为 此,本文提出了基于洋板块地层、岩石学和地球化学联合研究的新方法及其识别标志,重新审定增生杂岩中洋底高 原或海山的成因。

关 键 词:洋板块地质;俯冲增生杂岩带;洋底高原;海山 中图分类号:P736 文献标识码:A

在过去的二三十年,人们一直利用地球化学判 别图解评估判定包括洋底高原和海山系统在内的 岩浆火山单元形成的构造环境与岩石成因(例如, Winchesterand Floyd, 1977; Pearce et al., 1984; Rollinson, 1992; Polat et al., 1999)。但是,早在30 多年前, Ogawa and Taniguchi (1987) 曾通过野外详 细实测剖面和构造解析工作重塑过海山进入俯冲 带破裂、肢解直至混杂过程,该过程会形成面目全 非的难于识别的小型洋底高原 - 洋岛 - 海山系统 的断块或碎片,地球化学判别图解的有效应用受到 了质疑或被重新评估。为此,日本等国都提出了研 究判定增生杂岩中发生肢解的洋底高原-洋岛-海山系统的新方法。近十余年来,通过中、大比例 尺区域地质填图调查以及洋板块地层专题研究又 发现:在古老增生杂岩带中广泛分布着与地幔柱成 因相关的洋底高原-洋岛-海山系统,其数量与规 模不亚于洋中脊和洋内岛弧(Safonova, 2011)。洋 底高原-洋岛-海山系统与洋中脊和洋内岛弧共 同构成洋板块地层主体(刘本培等,1993;董学发 等,2016;范建军等,2018),并具有控制古老造山带 大洋俯冲,引起大洋俯冲带后撤和俯冲反转,促进 大陆增生的地球动力学意义。洋板块地层主体在 洋板块地质再造研究中具有举足轻重的作用,成了 判别增生杂岩带中地层是否是洋板块地层的决定 性标志(徐斐和周祖翼,2003;潘桂棠等,2008, 2019;李廷栋等,2019;李光明等,2020;张克信等, 2021)。因此,重新审定增生杂岩中洋底高原 – 海 山成因意义重大,势在必行。

本文针对当前我国洋底高原 – 海山研究中的 薄弱环节,提出了一套基于洋板块地层、岩石学和 地球化学联合研究思路和重新审定增生杂岩中洋 底高原 – 海山成因的新方法,重点介绍如何判定增 生杂岩中的发生高度肢解后形成面目全非的难于识 别的小型洋底高原 – 海山洋板块断块和碎片的成因。

## 1 未发生肢解的现代洋底高原或海山 系统的基本特征

在现代洋底广泛分布着一种面积广大、以镁铁 质-超镁铁质岩石为主的海山,洋岛和洋底高原, 它们虽然在洋底的产状与规模不一样,但它们的形

收稿日期:2020-11-03;改回日期:2021-02-20

作者简介:肖庆辉(1939—),男,研究员,博士生导师,从事区域地质和大地构造以及花岗岩研究。ORCID:0000-0002-8539-7574. E-mail:qing-huixiao@126.com

资助项目:地调"全国陆域及海区地质图件更新与共享"项目(No. DD20190370)

成都与地幔柱具有十分密切的关系,其深部结构基本相同,也是洋壳的重要组成部分(图1,2),是判定 洋板块地层的重要标志,我们在此把它们统称为洋 底高原 – 洋岛 – 海山系统,简称海山系统。 洋底高原 - 海山系统的地球动力学意义在于 它制约大洋俯冲,引起大洋俯冲带后撤或俯冲反 转,促进大陆增生,把大洋物质增生到大陆上,构成 古老大陆的重要组成部分,促使洋壳平俯冲及高原



图 1 洋底高原 - 海山系统的地幔柱成因及其与增生杂岩和岛弧的关系图(据 Safonova et al., 2016)

Fig. 1 The genesis of mantle plume of the ocean floor plateau-seamount system and its relationship with accretionary complex and island arc (after Safonova et al., 2016)



图 2 古洋底高原 - 海山系统厚的地壳剖面示意图(据 Isozaki, 1997)

Fig. 2 Schematic diagram showing the thick crustal structure of the Paleo-oceanic plateau-seamount system (after Isozaki, 1997)

隆升(陆鹿等,2016;袁四化等,2020),因此,引起了 国内外学者对洋底高原-海山系统的重视。

多数洋底高原 - 海山系统的岩石组成基本相 似,其主体部分由火成岩组成。顶面位置常有少量 的海相沉积岩。火成岩以镁铁质 - 超镁铁质岩为 主,上部以拉斑玄武质熔岩为主,其次为下部镁铁 质-超镁铁质的堆晶岩和侵入体(图2)。玄武岩熔 岩多数具有枕状构造,也经常可见块状构造的玄武 熔岩。而玄武岩的 MgO 含量多数小于 11 wt%, 而 MgO 小于3 wt% 的玄武岩则很少,例如翁通 - 爪哇 洋底高原和凯尔盖郎洋底高原便是如此。常见的 镁铁质-超镁铁质堆积岩和侵入岩包括以橄榄石 和辉石为主要矿物的超镁铁质堆积岩、层状构造辉 长岩类堆晶岩以及块状构造辉长岩(Farnetaniet al., 1996; Kerr et al., 1998)。在一些洋底高原中还发现 一些高镁熔岩,如苦橄岩和科马提岩,这些岩石在 加勒比-哥伦比亚地区的洋底高原以及增生至美 洲大陆之上的古老洋底高原残片中最为常见。在 整个加勒比-哥伦比亚地区洋底高原中,高镁熔岩 常见于南哥伦比亚库拉索岛、委内瑞拉尼科亚半岛 及哥斯达黎加和海地地区(Kerr et al., 1997),其中 最为著名的是位于哥伦比亚西南地区的高格纳岛 (Gorgona Island)之上的具有鬣刺构造的科马提岩 (Kerr et al., 1998)。一般认为,以无水苦橄岩和科 马提岩为代表的高镁熔岩来源于高温地幔源区,并 靠近地幔柱柱头的中心位置,通常形成于地幔柱诱 使的喷发作用的早期,代表地幔柱起源的原始岩浆 组成特征(Arndt et al., 1997)。因此, 洋底高原中高 镁岩石的产出对于洋底高原的成因研究具有重要 的指示意义。

Kerr et al. (1998)和 Kerr(2014)根据对加勒比 -哥伦比亚地区洋底高原的研究,建立了更为完善 且准确的洋底高原结构模型(图3)。该结构模型认 为,原始洋底高原的下部主体由超镁铁质-镁铁质 堆晶岩及大规模镁铁质侵入岩构成,其基底的位置 靠近莫霍面,为橄榄堆积岩和辉石堆积岩,向上为 层状构造堆晶辉长岩,再向上为均质辉长岩。洋底 高原的上部主体由大规模巨厚熔岩层构成,熔岩层 的底部常常以地球化学组成不均一的科马提岩和 苦橄岩为特征,向上则主体为枕状构造玄武岩,其 次为块状构造玄武岩。在熔岩层中还时常分布一 些小规模的辉长岩侵入体,其直径约为10 km,成分 类似于下部大规模侵入的辉长岩岩基,说明二者之 间成因相关,具有统一的岩浆源区。



图 3 洋底高原结构示意图(据 Kerr et al., 1998) Fig. 3 Schematic diagram showing the structure of ocean floor plateau (after Kerr et al., 1998)

古造山带中海山系统的洋板块地层(OPS)中洋 壳相较于洋底高原更容易鉴别。日本西南部和中 亚造山带的增生杂岩中的海山都由大量的洋岛玄 武岩(OIB)、碱性玄武岩和礁灰岩序列组成。中亚 造山带标准海山通常具有典型的二元结构:大洋碳 酸盐岩帽盖沉积物上覆在玄武岩之上,玄武岩可以 分为洋中脊玄武岩、洋底玄武岩、洋底高原玄武岩 和洋岛玄武岩(OIB)。标准海山还具有特定的碳酸 盐岩帽盖以及斜坡相、斜坡山前带和海底各种构造 环境的洋板块地层(OPS)沉积物单元,依次可分为 碳酸盐岩帽盖层--斜坡相 OPS 单元---山麓和海底 沉积岩三个单元。碳酸盐岩帽盖层可能包含块状/ 微晶灰岩,通常含化石。斜坡相一般由少量的层状 灰质泥岩、钙质泥岩和角砾岩组成。山麓沉积则由 泥岩、硅质页岩、条带状燧石岩等互层(图1)。造山 带中的海山露头一般比岛弧小得多,它们常常被错 误认为是弧后盆地或岛弧,为了避免这方面的错 误,其鉴别标志如下(图4):

(1)海山一般具双层结构,底座为玄武岩,顶盖 为灰岩。

(2)海山沉积物一般具有在海山或岛弧斜坡上 面向下滑塌形成的沉积构造标志。如同沉积的 Z 型褶皱作用,角砾化,厚度的变化明显等特征。

(3)在增生柱的逆冲岩席内部,可以看到海山 碎块和浊积岩、蛇绿岩和超高压变质岩掺和在一起 的混杂现象。在这些岩石中,变形作用可能使线理 和推覆构造重新定向。

(4)海山玄武岩具有独特的地球化学特点: TiO<sub>2</sub>含量中到高,一般 > 1.5 wt%;轻稀土含量从中 到高,(La/Sm)<sub>N</sub> > 1.3;重稀土分异程度中等到高; Nb 比 La 相对富集,  $(Nb/La)_{PM} > 1$ ,  $(Nb/Th)_{PM} > 1$ 。

(5)海山的玄武熔岩是一个地幔柱在其活动期间的产物,因此,在造山带内的这些海山玄武岩可能是不同时代的。

(6)由几个海山构成的海山链中,较老海山的 玄武岩的不相容元素一般比年轻的海山少得多。



图 4 海山 OPS 的相单元及其建造系统(据 Kanmera and Sano, 1991; Safonova et al., 2016)

Fig. 4 Sedimentary facies of seamount OPS and their formations (after Kanmera and Sano, 1991; Safonova et al., 2016)

## 2 巨大的洋底高原 – 海山系统在俯冲 带被肢解或缩减过程

巨大的洋底高原或海山系统到达俯冲带发生 俯冲以后会被肢解形成俯冲增生杂岩带中的小型 海底高原或海山断块或碎片。如果肢解强烈则变 成玄武岩、灰岩、辉长岩等不同岩性断块或碎片(图 5)。目前在中亚和东亚的 30 多个增生杂岩中发现 的洋底高原 – 海山系统洋板块地层(OPS)物质都是 被肢解或缩减的洋底高原 OPB 型和洋岛 OIB 型玄 武岩和灰岩的海山碎片(Safonova et al., 2009)。而 在俯冲增生杂岩单元内,被肢解的小型海底高原或 海山则构成一个个以断层为界的具有原始相连性 的洋板块地层岩片(或岩石组合),而多数是以断块 或岩席形式产出。在俯冲增生杂岩单元内是经历 了多次重复构造挤压缩短形成的不对称双重构造 (Matsuda and Isozaki,1991;Kimura and Hori,1993), 这些俯冲增生杂岩主要形成于海沟内壁之下的叠 瓦状 OPS 岩片,甚至也可以保存在蓝片岩单位内 (Sedlockand Isozaki,1990;Isozaki and Blake,1994; Kimura et al.,1996)。然而,大规模海底滑坡和/或 构造侵蚀等作用过程通常又会破坏原生的双重构 造,并将海底高原 – 海山系统 OPS 物质混合形成混 杂岩,而这些各种大小和形状奇异的岩块和透镜岩 块通常又被称为滑塌岩。

巨大的洋底高原 - 海山系统在俯冲带被肢解 形成俯冲增生杂岩带中的小型断块或碎片以后,又 会在深部俯冲的变形变质作用过程中,被进一步分 解和/或破碎成更小的碎片。因此,洋底高原 - 海 山系统的 OPS 在增生杂岩中的地层连续性是罕见 和有限的,即使在较老的增生杂岩中表观上连续的 层状燧石单元内也是如此(Yao et al., 1980)。特别 是,在研究变形增生杂岩时,由于枕状玄武岩与燧 石之间或燧石与碎屑岩之间的接触面已被构造变 形变质改造过,因此,在野外对主要 OPS 之间的接 触面要认真观察(Isozaki et al., 1988; Wakita, 1988; Isozaki and Blake, 1994)。

洋底高原 - 海山系统中的 OPS 微体化石虽然 被分解到了不同的碎片中,但是,洋底高原-海山 系统 OPS 的微体化石通常以数量大和连续产出方 式出现在整个增生杂岩带剖面中较小的碎片中,因 此,可以利用小的碎片中的微体化石去追踪再造洋 底高原 - 海山系统破碎块之间的亲缘关系以及它 们的分布范围。微体化石在化石分带研究方面也 比宏体化石更有利,特别是在远离陆地边缘的开阔 海洋环境中,在这些环境中,各种小型浮游生物繁 衍。对于 OPS 的深度,牙形石分带是最有力的工 具。经研究,寒武纪到三叠纪层状燧石的沉积速率 极低。另一种最有力的微体化石是放射虫,然而, 放射虫分带的分辨率仍然不如牙形石的分带分辨 率高。对于洋底高原或海山 OPS 的前侏罗纪环礁 灰岩来说,牙形石也是最可靠的标准化石,然而,它 们的发育常受到相的强烈控制。相往往消除了高 分辨率定年的可能性。对于石炭系和二叠系, 鲢生 物地层学是实用的,其与高分辨率牙形石分带的相 互关系已完全建立。对于年龄较大的古生代地层, 三叶虫和角石化石都是很好的候选物,而不是牙形 石。对于化石贫乏的前寒武纪,需要其他测年技 术,以后再讨论。



图 5 洋底高原 - 海山系统到达俯冲带以后被肢解形成俯冲增生杂岩带中小型岩片示意图(据 Isozaki et al., 1990) Fig. 5 A schematic illustration showing accretionary small and medium-sized rocks in the subduction zone formed by dismemberment of the huge ocean floor plateau-seamount system (after Isozaki; et al., 1990)

## 3 被混入到肢解的洋底高原或海山系 统中的蛇绿岩的判别标志

在过去二三十年中,包括洋底高原或海山系统 岩浆在内的岩浆岩形成的构造环境,一直是基于地 球化学的判别图解确定的(Winchesterand Floyd, 1977; Pearce et al., 1984; Rollinson, 1993; Polat et al., 1999),但最近地球化学判别图解的准确性受到 了质疑。一些学者将地球化学数据投到 10MnO-TiO<sub>2</sub>-10P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、Zr/4-2Nb-Y 和 Zr-Ti/100-3Y 构造判别 图解上(图 6; Safonova et al., 2015, 2016; Meschede, 1986;Pearce and Cann,1973),发现 Mikabu 玄武岩, 它们是在同一玄武岩单位内取样的,却投在岛弧 IAT 和洋中脊 MORB 两个领域上,这在地质学和岩 石学方面是不可能的;Gifu 玄武岩样品部分投在洋 岛环境上,另一部分却投在 MORB 区域上(Safonova et al.,2015,2016)。因此,如果没有地质和岩石学 数据的支持,这些图解是不可靠的。

为了检验地球化学的判别图解在不同年龄洋 中脊和洋底高原 - 洋岛环境中形成的玄武岩的应 用,Safonova et al. (2016)把 650 份玄武岩分析数据 集中投到三角形地球化学判别图解上,结果表明:古



图 6 日本西南部玄武岩构造环境地球化学判别图(据 Safonova et al., 2016)

Fig. 6 Geochemical diagrams showing tectonic settings of basalt rocks in southwestern Japan (after Safonova et al., 2016)

生代和中生代洋底高原 - 洋岛系统和洋中脊玄武 岩的投点远离古生代和中、新生代洋底高原 - 洋岛 系统和洋中脊玄武岩的区域,并在它们的现代类似 物各自领域之外(Pearce and Cann, 1973; Meschede, 1986);古生代和中生代洋中脊和洋底高原-洋岛 系统的重要部分也投在各自的区域之外,分别在岛 弧 IAT 和 N-MORB 领域。所有这些差异都可能是 由于洋底高原或海山系统在俯冲带俯冲以后被肢 解或缩减过程中受岩浆和构造变质作用所致。因 为一些元素,特别是大离子亲石元素,不仅在后岩 浆过程中,包括海底的高温热液蚀变条件下、区域 变质和变形过程中都会活化迁移(例如, Humphris and Thompson, 1978; Thompson, 1991; Volkova et al., 2009)。此外,一些岩浆在岩浆房可能与围岩发生 同化混染,或者在岩浆上升过程中被地壳物质混 染,这主要的问题是由于忽视或忽略地质关系(包 括相关岩石组合)和岩石学(岩相学的)特征(包括 主要矿物结晶的顺序)而引起的。地质和岩石学特 征与地球化学不同,是不能改变的。因此,为了避 免错误的结论,本文提出了一种新的解决方法。一 旦我们利用地球化学判别图解出现多解或错误的 结论时,可根据洋板块地层(OPS),以及利用日本西 南部四个增生杂岩即:秋吉(Akiyoshi)、美浓-多目 (Mino-tamba)、秩父(Chichibu)和四万十川 (Shimanto)增生杂岩的洋中脊(MORB)和洋底高原 - 洋岛(OIB)的玄武岩岩石学和地球化学识别方法 与经验来识别增生杂岩中洋中脊(MORB)和洋底高 原-洋岛系统(OIB)玄武岩的成因。新方法的工作 重点是构建 OPS 剖面中与玄武岩相关的不同岩性 组合类型的关系和微体化石年龄以及玄武岩中主 要斑晶橄榄石、辉石、斜长石的结晶顺序、组成和它 们的关键地球化学特征,用这些特征来判断它们是 形成于洋中脊(MORB)、洋岛(OIB)还是岛弧(IAB)

第1步:大比例尺填图和专题研究

环境中。其具体研究方法如下:

大比例尺填图和专题研究以获取增生杂岩地 质资料,地质资料必须重新纳入识别玄武岩起源的 "程序"。首先是要结合岩浆(玄武岩)和洋板块地 层(OPS)中沉积岩地质资料综合判别。地球化学特 征因受各种地质作用改造而会发生改变,但地质和 岩石学特征不同于地球化学,是不能改变的,因此, 为了避免由于忽略地质关系(包括相关岩石组合) 和岩石学(岩相学的)特征(包括主要矿物结晶的顺

序)而得出错误的结论,本文把地质资料重新纳入 识别玄武岩起源的"程序"中。填图和专题研究的 关键是建立和识别 OPS 和增生杂岩物质类型。OPS 就是板块从洋中脊到俯冲带运移时在洋板块上面 形成的火成岩和沉积岩的岩石组合。本文根据玄 武岩和相伴 OPS 沉积物的关系、它们的岩石成因及 地球化学特征,提出玄武岩构造环境的重建方案。 根据日本西南部的增生杂岩,可分为五种类型的 OPS:(1)砂岩/页岩;(2)砂岩/页岩和燧石;(3)砂 岩/页岩、燧石和 MORB; (4) 砂岩/页岩、燧石、 MORB 和辉长岩(±橄榄岩);(5)海山 OPS,包括 OIB、帽状碳酸盐岩、斜坡碎屑和页岩/燧石。其中, 玄武岩与某一类型 OPS 的组合关系(表1)必须首 先进行评估,例如,洋中脊拉斑玄武岩通常与深海 燧石相伴有关,洋岛玄武岩则与第5种类型的 OPS 沉积物有关,但岛弧拉斑玄武岩和钙碱性熔岩可能 与陆源类沉积物和陆架碳酸盐共同发育。

第2步:玄武岩岩石矿物结晶顺序的系统研究

玄武岩矿物结晶顺序既是判别原生玄武岩岩 浆熔体的碱性、拉斑性或钙碱性特征,又是判别地 幔橄榄岩熔融程度高低的关键性标志。原生玄武 岩浆熔体的碱性、拉斑性或钙碱性成分,分别是典 型的洋底高原 – 洋岛系统、洋中脊和岛弧的标志性 岩石特征,它们的性质一般通过岩石地球化学来决 定,也可以通过其主要斑晶即橄榄石(Ol)、单斜辉 石(Cpx)和斜长石(Pl)及其组成的结晶顺序来识 别。碱性和钙碱性镁铁质熔岩的结晶顺序特征是 Ol→Cpx→Pl 顺序演替,而拉斑质熔体结晶顺序特 征是 Ol→Pl→Cpx 顺序演替。另外,还可以利用富 钛矿物确定碱性熔岩。

要特别注意的是,碱性(OIB)和钙碱性(IAB) 玄武岩浆结晶顺序特点都是以OI→Cpx→PI顺序演 替为特征,但碱性(OIB)和钙碱性(IAB)单斜辉石 和其他主要矿物的成分却是不同的。碱性(OIB)玄 武岩的单斜辉石一般是钛辉石(Ti-Augite),具有特 征的劈理与玫瑰色到无色的多色性特点,其他斑晶 常常富钛、富钠,有钛辉石、铁闪石和钛黑云母等 (Agata, 1994; Ichiyama et al., 2008),而钙碱性(IAB) 玄武岩的单斜辉石 Ti 含量却极低(Komiya et al., 2002; Safonova et al., 2008)。洋中脊和俯冲带上盘 拉斑玄武岩含有霓石、贫钙单斜辉石。此外,OIBs 很容易根据其与典型的洋岛沉积相(表1)的联系而 与 IAB 区分开来。斑晶的结晶顺序演替也可以进行

#### 表1 洋底高原与其它构造背景下类似岩石组合的区别标志(据陆鹿等,2016)

#### Table 1 The discriminants of rock assemblages from oceanic plateau with other tectonic settings (after Lu et al., 2016)

比较对象	主要区别标志
显生宙洋壳 (洋中脊)	<ul> <li>(a) 在洋壳和相对深水喷发的洋底高原中,玄武岩枕状构造均为常见标志,但在有的洋底高原中,由于浅水喷发而缺乏枕状构造,如凯尔盖朗洋底高原</li> <li>(b) 由于洋底高原可以喷出在相对近水面甚至水面之上的位置,因此有时可见一些浅水标志,例如砾石堆积、古土壤层、气孔杏仁构造、火山砾石、凝灰层以及一些浅水改造痕迹等;在洋壳中很少发育火山碎屑岩</li> <li>(c) 洋壳中的沉积岩仅为深海沉积,而洋底高原中的沉积岩有时具有浅水沉积特征(非必然,如翁通-爪哇洋底高原)</li> <li>(d) 洋底高原具有水平的球粒陨石标准化稀土配分模式((La/Nd)<sub>N</sub>≈1),而洋壳则具有轻稀土元素亏损的特征</li> <li>(e) 洋底高原火山熔岩的 MgO 含量整体高于洋壳,并且含有一些高镁熔岩,例如科马提岩和苦橄岩,而洋壳则很少含有高镁熔岩</li> <li>(f) 洋底高原的岩石组成序列中不含席状岩墙群,代之以存的是一些水平扩展的岩床和岩席;而在洋壳中,席状岩墙群则是 典型的组成单元</li> <li>(g) 洋底高原火山熔岩的 Nb/Y 比高于洋壳</li> </ul>
火山弧	(a) 洋底高原组成岩石的(La/Nb) <sub>PM</sub> <1,而火山弧的(La/Nb) <sub>PM</sub> >1 (b) 近水面喷发的洋底高原会在局部位置短暂地发育一些火山碎屑岩,而火山弧位置发育的火山碎屑堆积则更为广泛,并 且其组成岩石的演化程度更高 (c) 火山弧喷出熔岩中很少发育高镁熔岩 (d) 有的玄武熔岩发育枕状构造,但不是所有玄武熔岩都发育 (e) 火山弧喷出熔岩的稀土元素组成主体表现为轻稀土富集的特征 (f) 火山弧玄武质熔岩亏损 Nb 和 Ta
洋岛	<ul> <li>(a)许多洋岛火山岩具有较强的分异程度,可发育流纹岩、响岩以及对应的火山碎屑岩,但并非所有洋岛都是如此,例如夏威夷洋岛;另外,有的洋底高原的火山熔岩也可能会发生明显分异,例如冰岛和凯尔盖朗洋底高原</li> <li>(b)洋岛喷出熔岩具有相对富集的不相容微量元素,因此轻稀土元素相对富集而重稀土元素相对亏损,反映其熔浆来自于石榴子石稳定区的深部熔融作用;相比,多数洋底高原具有相对较平的稀土配分模式,反映浅部熔融或高度熔融作用</li> <li>(c)洋岛喷出熔岩的(Sm/Yb)<sub>N</sub>、Nb/Zr、La/Y比值高于洋底高原</li> <li>(d)洋岛喷出熔岩中很少发育高镁熔岩,有时存在枕状构造,但不常见</li> </ul>
弧后盆地	<ul> <li>(a) 弧后盆地喷出熔岩与洋壳相似,常见枕状构造,并且稀土元素组成主体具有相对较平的配分模式,因此需要结合其它标志将其与洋底高原加以区分</li> <li>(b) 由于弧后盆地靠近岛弧或大陆边缘弧,因此含有丰富的火山碎屑堆积</li> <li>(c) 由于弧后盆地下面地幔物质的温度(约1280℃)相比洋底高原(&gt;1400℃)要低,因此很少有高镁熔岩喷出</li> <li>(d) 在给定的 MgO 含量的情况下,弧后盆地火山熔岩的 Ni 和 Cr 的含量要低于洋底高原</li> <li>(e) 弧后盆地熔岩中挥发组分及大离子亲石元素(例如 Rb、Ba、Th)要高于洋底高原,其 Ba/Nb 和 Th/Nb 也相对较高</li> <li>(f) 弧后盆地熔岩的 Nb/Yb 要低于洋底高原熔岩</li> </ul>
大陆溢流 玄武岩省	(a)由于在地幔柱及岩浆底侵作用下的隆升,大陆溢流玄武岩省很容易发生后期剥蚀,从而使得所见的大陆溢流玄武岩省 多表现为一些残余的岩脉及岩浆上涌通道 (b)与洋底高原相比,大陆溢流玄武岩省以陆上喷发为特征,其熔岩缺乏枕状构造,内部会夹有陆源沉积、风化层,有的熔岩 甚至直接喷发在风化面之上 (c)由于大陆溢流玄武岩省的喷发要穿越大陆岩石圈,因此其熔岩在喷发的过程中会遭到大陆物质的混染,具有大离子亲 石元素富集特征,Ba/Nb 相对增高(>10) (d)大陆溢流玄武岩省中多数玄武岩的(La/Nb) <sub>PM</sub> 比值远大于1,仅10%的玄武岩 <1,而洋底高原玄武岩的(La/Nb) <sub>PM</sub> 比 值则 <1 (e)由于大陆溢流玄武岩省的成因与洋底高原相同,均为地幔柱作用下岩浆快速猛烈喷发-侵入而形成,因此大陆溢流玄武 岩的稀土元素组成也应以水平配分模式为特征,但由于受到大陆物质的混然,大陆溢流玄武岩省中部分岩石的稀土元素组 成则表现出轻稀土富集的特征 (f)大部分大陆溢流玄武岩的La/Sm和Sm/Yb要比洋底高原高,反映大陆溢流玄武岩的部分熔融程度要比洋底高原的低 (g)由于大陆物质的混染,大部分大陆溢流玄武岩亏损高场强元素,特别是Nb、Ta元素,其Nb/La和Ta/La比值一般小于洋 底高原及洋岛玄武岩
裂解大陆 边缘	(a) 在洋盆或裂谷两侧裂解大陆边缘,喷出熔岩在形态上常常构成向海倾斜的镜像层,即所谓的 SDRS (b) 有的玄武熔岩发育枕状构造,但不是所有玄武熔岩都发育 (c) 在地球化学方面,裂解大陆边缘熔岩往往表现出明显的大陆物质混染的特征,例如会含有较高的不相容微量元素,其同 位素比值 $\varepsilon_{M}(i) 和 \varepsilon_{H}(i) 会相对降低出现负值(d) 玄武岩的(La/Nb) PM 比值部分 <1,部分则 >1(e) 与大陆溢流玄武岩相同,裂解大陆边缘玄武熔岩的稀土元素组成既有表现为水平模式$

识别,例如,在日本可以用 Mino-Tamba 增生杂岩和 Mikabu带(日本)的OIBs型玄武岩来说明,其特征 是在辉石斑状结构和辉绿结构中都清楚地看到斑 晶的结晶顺序为 Ol→Cpx→Pl。而 MORB 典型的结 晶顺序则为 Ol→Pl ± Cpx。单斜辉石不是 MORB 拉 斑玄武岩典型的,可能根本不存在(Wilson, 1989)。 一般来说,大洋拉斑玄武岩(MORBs)可以通过与相 关沉积物(燧石与陆源沉积物)的岩性组合关系、缺 乏 Cpx 斑晶和有较高含量的 TiO,和 Nb 来与岛弧拉 斑玄武岩区分开。因此,如果能看到玄武岩在 OPS 岩性组合中的位置及其岩石学和地球化学相互吻 合一致,那么,岩石的组成可能没有改变,就可以利 用地球化学数据进行构造重建。然而,如果斑晶的 组成(例如钛辉石)和/或地质数据(例如洋岛相)的 组成表明是碱性熔岩,但全岩岩石地球化学数据组 成却令人困惑(如 Mino-Tamba),就应得出结论,其 组成可能发生了变化。因此,应该更好地避免单一 使用地球化学判别图,而是要使用基于洋板块地 层、岩石学和地球化学新方法,并检查关键元素比 值和多元元素模式。

根据地幔橄榄岩的部分熔融程度可以判别蛇 绿岩是否是洋底高原 – 洋岛系统起源。根据蛇绿 岩中地幔橄榄岩的部分熔融程度,蛇绿岩起源可分 为三种类型:(I)斜长石型,又称洋中脊型,如利古 里亚蛇绿岩;(II)单斜辉石型;(III)斜方辉石型,如 Horokanai和 Pap则是洋底高原 – 洋岛系统蛇绿岩 起源。洋底高原起源蛇绿岩到达俯冲带发生俯冲 以后会被肢解形成俯冲增生杂岩带中的小型海底 高原或海山洋板块断块或碎片,很难利用洋底高原 起源的一般判别标志去识别它。这时就要采用蛇 绿岩中地幔橄榄岩的部分熔融程度和主要矿物的 结晶顺序来判别其是否是洋底高原 – 洋岛系起源。

根据地幔橄榄岩的部分熔融程度划分的这三 种类型蛇绿岩通过对蛇绿岩中堆晶岩的岩相学观 察来定义的,即通过堆晶岩中斜长石、单斜辉石和 斜方辉石的结晶顺序来定义的。在火山岩中,采用 了反映矿物结晶顺序差异的矿物组合来定义蛇绿 岩起源类型。例如,洋中脊玄武岩与其他洋岛玄武 岩不同的辨别标志是:没有辉石斑晶,K<sub>2</sub>O含量少于 0.2 wt%,球粒陨石标准化稀土丰度的模式平坦,并 具有特异 Ti-Zr-Y 比值;尽管是斑状程度很高,但 MORB 从不含有普通辉石斑晶,而普通辉石也只出 现在斜长石结晶之后。



图 7 日本俯冲增生杂岩玄武岩的二元判别图解(据 Safonova et al., 2016)

IAB—岛弧玄武岩; MORB—大洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; OPB—洋底高原玄武岩; SSB—俯冲带上盘玄武岩

Fig. 7 Geochemical discriminant diagrams of tectonic settings for Japanese accretionary basalts (after Safonova et al., 2016)

#### 第3步:关键地球化学特征

在上述地质和岩石学的支持下,应用地球化学的构造判别图解也是一个强有力的工具。从TiO<sub>2</sub>的角度来看,单斜辉石TiO<sub>2</sub>含量也反映了上述三种蛇绿岩类型起源的差异:例如,(I)类蛇绿岩TiO<sub>2</sub>平均含量为0.8 wt%,而(III)类蛇绿岩TiO<sub>2</sub>平均含量 只有0.1 wt%,(II)类蛇绿岩的TiO<sub>2</sub>平均含量0.4 wt%。所有这些因素都强烈地表明:(I)类斜长石型蛇绿岩是洋中脊成因,但其他的两种类型蛇绿岩则 是洋底高原 – 洋岛系统起源。岩石学成因表明,这 两种类型蛇绿岩是由部分熔融程度比洋中脊成因 高得多的地幔橄榄岩熔融形成的,因此,与正常洋 中脊玄武岩(1280℃)相比,洋底高原 – 洋岛系统形 成于更高的潜在地幔温度下,相当于夏威夷热点或 冰岛的温度(1530℃)。如果洋壳异常厚,则会形成

双峰式火山岩,例如冰岛洋底高原 – 洋岛系统就存 在大量的英安岩,其形成是由于 Moho 附近的岩石 被下伏镁铁熔体底侵而发生部分熔融。在传统的 判别图(Meschede, 1986)中,这些酸性岩石被投到 钙碱性岛弧区域内,许多岩石学家就据此得出了冰 岛洋底高原-洋岛蛇绿岩为岛弧成因,起源于上盘 俯冲带蛇绿岩的错误结论。然而,这种经验判别图 不能把英安岩与钙碱性岩石明显区分开,因为仅仅 是岩浆混合作用就会导致出现明显的钙碱性特征。 与所谓的配分图上的其他不相容元素相比,钙碱性 特征唯一的判别特征应该是 Nb 和 Ta 亏损。热点、 海隆或洋底高原的火山由拉斑玄武岩和碱性岩系 列组成。碱性玄武岩与 MORB 拉斑玄武岩的辨别 标志是:碱性玄武岩的辉石结晶要比斜长石早,而 且具有更高的 TiO,和 MgO 组成,这反映了地幔橄榄 岩的部分熔融程度高于正常洋中脊。碱性玄武岩 从矿物组成上含钛辉石、铁闪石和钛黑云母、碱长 石以及全岩地球化学成分的不同区别于拉斑玄武 岩。另外,也可以利用(La/Nb)<sub>PM</sub>-(Th/Nb)<sub>PM</sub>、 (Gd/Yb)<sub>N</sub>-(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>)等二元判别图解区别洋底 高原 - 洋岛系统玄武岩 (图 7: Safonova et al.,  $2016)_{\circ}$ 

#### 4 结论

海底高原或海山到达俯冲带发生俯冲以后会 被肢解形成俯冲增生杂岩带中的小型岩片,并受岩 浆和构造变质作用改造发生化学成分的改变。在 没有地质和岩石学数据的支持的情况下,仅用地球 化学判别图解判定其成因是不可靠的。因此,为了 避免错误的结论,本文作者提出了一种新的基于地 质、岩石学和地球化学数据综合解决方法。一旦我 们利用地球化学判别图解出现多解或错误的结论 时,可以利用这种基于地质、岩石学和地球化学数 据的综合解决方法,识别增生杂岩中洋中脊 (MORB)和洋底高原 – 洋岛系统(OIB)玄武岩 成因。

谨以此文隆重庆祝潘桂棠老友和老师八十岁 诞辰!潘老先生一生从事中国青藏高原板块地质 学,特别是中国大地构造和成矿地质的地质调查和 科学研究工作,并为此做出突出贡献,获国家特别 奖。潘老先生为人正直、学风严谨,无论在学术上, 还是在学风和品质上都是一面旗帜,是我们学习的 榜样。愿潘老先生福如东海,寿比南山,继续为中 国地质科学研究工作做贡献!

#### 参考文献(References):

- Agata T, 1994. The Asama igneous complex, central Japan: an ultramafic-mafic layeredintrusion in the Mikabu greenstone belt, Sambagawa metamorphic terrain [J]. Lithos, 33(4): 241-263.
- Arndt N T, Kerr A C, Tarney J, 1997. Dynamic melting in plume heads: the formation of Gorgona komatiites and basalts [J]. Earth and Planetary Science Letters, 146(1-2): 289-301.
- Farnetani G G, Richards M A, Ghiorso M S, 1996. Petrological models of magmaevolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalt provinces[J]. Earth and Planetary Science Letters, 143 (1-4): 81-94.
- Humphris S E, Thompson G, 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater [ J ]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42 (1): 107 – 125.
- Ichiyama Y, Ishiwatari A, Koizumi K,2008. Petrogenesis of greenstones from the Mino-Tamba belt, SW Japan: evidence for an accreted Permian oceanic plateau[J]. Lithos, 100(1-4): 127-146.
- Isozaki Y, 1997. Contrasting two types of orogens in Permo-Triassic Japan: Accretionary versus collisional [J]. Island Arc, 1997, 6 (1):2-24.
- Isozaki Y, Amiscaray E A, Rillon A, 1988. Permian, Triassic and Jurassic bedded radiolarian cherts in North Palawan Block, Philippines: evidence of Late Mesozoic subduction-accretion [M]// Ichikawa K. Report No. 3 of the IGCP Project 224: Pre-Jurassic Evolution of Eastern Asia. Osaka: 79 – 93.
- Isozaki Y, Blake M C Jr, 1994. Biostratigraphic constraints on formationand timing of accretion in a subduction complex: an example from the Franciscan complex of northern California[J]. The Journal of Geology, 102(3): 283 – 296.
- Isozaki Y, Maruyama S, Furuoka F, 1990. Accreted oceanic materials in Japan [J]. Tectonophysics, 181(1-4): 179-205.
- Kanmera K, Sano H, 1991. Collisional collapse and accretion of late Paleozoic Akiyoshi seamount[J]. Episodes, 14(3): 217 – 223.
- Kerr A C, 2014. Oceanicplateaus [M]//Holland HD, Turekian KK. Treatise on Geochemistry. 2nd ed. Oxford: Elsevier, 631-667.
- Kerr A C, Tarney J, Marriner G F, et al., 1997. The Caribbean-Colombian cretaceous igneous province: the internal anatomy of an oceanic plateau [M]// Mahoney J J, Coffin M F. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Washington, DC: American Geophysical Union, 45 - 93.
- Kerr A C, Tarney J, Nivia A, et al., 1998. The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean[J]. Tectonophysics, 292(3 – 4): 173 – 188.
- Kimura G, Maruyama S, Isozaki Y, et al., 1996. Well-preserved underplating structure of the jadeitized Franciscan complex, Pacheco Pass, California[J]. Geology, 24(1): 75 – 78.

- Kimura K, Hori R, 1993. Offscraping accretion of Jurassic chert-clastic complexes in the Mino-Tamba belt, central Japan [J]. Journal of Structural Geology, 15(2): 145 - 161.
- Komiya T, Maruyama S, Hirata T, et al., 2002. Petrology and geochemistry of MORB and OIB in the Mid-Archean North pole region, Pilbara craton, Western Australia: implications for the composition and temperature of the upper mantle at3. 5 Ga [J]. International Geology Review, 44(11): 988 - 1016.
- Matsuda T, IsozakiY, 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone[J]. Tectonics, 10(2): 475 - 499.
- Meschede M, 1986. A method of discriminating between different types of mid-oceanridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. Chemical Geology, 56(3-4): 207-218.
- Ogawa Y, Taniguchi H,1987. Ophioliticmé langein the forearcareas and the development of the Mineok abelt(Japan) [J]. Sci Rep Dep Geol Kyushu UnivSer D, 15: 1-23 (in Japanese with English abstract).
- Pearce J A, Cann Y R, 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined usingtrace element analyses [J]. Earth and Planetary Science Letters, 19(2): 290 – 300.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 25(4): 956 - 983.
- Polat A, Kerrich R, Wyman D, 1999. Geochemical diversity in oceanic komatiites andbasalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle[J]. PrecambrianResearch, 94(3-4): 139-173.
- Rollinson H R, 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation [M]. Harlow: Longman Scientific & Technical.
- Safonova I Y, Buslov M M, Simonov V A, et al. 2011. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from theKatun' accretionary complex of Gorny Altai (*southwestern Siberia*) [J]. Russian Geologyand Geophysics, 52(4): 421-442.
- Safonova I Y, Simonov V A, Buslov MM, et al., 2008. Neoproterozoic basalts of the Paleo-Asian Ocean (Kurai accretionary zone, Gorny Altai, Russia): geochemistry, petrogenesis, andgeodynamics[J]. Russian Geology and Geophysics, 49(4): 254 – 271.
- Safonova I Y, Utsunomiya A, Kojima S, et al., 2009. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan [J]. Gondwana Research, 16(3-4): 587-608.
- Safonova I, Kojima S, Nakae S, et al., 2015. Oceanic island basalts in accretionary complexes of SW Japan: tectonic and petrogenetic implications[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 113:508-523.
- SafonovaI, Maruyama S, Kojima S, et al. 2016. Recognizing OIB and

MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology and geochemistry [J]. Gondwana Research, 33: 92 - 114.

- Sedlock R L, Isozaki Y., 1990. Lithology and biostratigraphy of Franciscan-like chert and associated rocks inwest-central Baja California, Mexico[J]. GSA Bulletin, 102(7): 852-864
- Thompson G, 1991. Metamorphic and hydrothermal processes: basaltseawater interactions[M]//Floyd P A. Oceanic Basalts. Dordrecht: Springer, 148 – 173. versus collisional. Island Arc 6, 2-24.
- Volkova N I, Stupakov S I, Babin G A,2009. Mobility of Trace Elements during Subduction Metamorphism as exemplified by the blueschists of the Kurtushibinsky Range, Western Sayan [J]. Geochemistry International, 47(4): 380 – 392.
- Wakita K, 1988. Origin of chaoticallymixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan [J]. Bulletin of the Geological Surveyof Japan, 39(11): 675-757.
- Wilson M, 1989. Igneous Petrogenesis [M]. London: Unwin Hyman, 433.
- Winchester J A, Floyd P A, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 20: 325 – 343.
- Yao A, Matsuda T, Isozaki Y, 1980. Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan[J]. Journal of Geosciences, Osaka City University, 23: 135 – 154.
- 董学发,余盛强,唐增才,等,2016. 浙江"陈蔡增生杂岩"中洋内 弧型变基性火山岩的地球化学特征及其地质意义[J].中国地 质,43(3):817-828.
- 范建军, 李才, 王明, 等, 2018. 班公湖 怒江缝合带洞错混杂岩物 质组成、时代及其意义[J]. 地质通报, 37(8): 1417 - 1427.
- 李廷栋,肖庆辉,潘桂棠,等,2019.关于发展洋板块地质学的思考 [J]. 地球科学,44(5):1441-1451.
- 刘本培,冯庆来,方念乔,等,1993. 滇西南昌宁 孟连带和澜沧江
   带古特提斯多岛洋构造演化[J]. 地球科学,18(5):529 539.
- 李光明,张林奎,吴建阳,等,2020. 青藏高原南部洋板块地质重建及 科学意义[J]. 沉积与特提斯地质,40(1):1-14.
- 陆鹿,严立龙,李秋环,等,2016. 洋底高原及其对地球系统意义研究综述[J]. 岩石学报,32(6):1851-1876.
- 潘桂棠,肖庆辉,陆松年,等,2008. 大地构造相的定义、划分、特征 及其鉴别标志[J]. 地质通报,27(10):1613-1637.
- 潘桂棠,肖庆辉,张克信,等,2019.大陆中洋壳俯冲增生杂岩带特 征与识别的重大科学意义[J].地球科学,44(5):1544-1561.
- 徐斐,周祖翼,2003. 洋底高原:了解地球内部的窗口[J]. 地球科 学进展,18(5):745-752.
- 袁四化,潘桂棠,任飞,2020.洋岛-海山研究进展及其对于重建 洋板块的意义[J].地球科学,45(8):2826-2845.

# How to recognize the highly dismembered ocean floor plateau-seamount system in accretionary complexes?

XIAO Qinghui<sup>1</sup>, LIU Yong<sup>1</sup>, CHENG yang<sup>2</sup>, QIU Ruizhao<sup>3</sup>, FAN Yuxu<sup>4</sup>, PEI Fei<sup>5</sup>, YANG Bin<sup>5</sup>

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Institute of Mineral Resources Research, China Metallurgical Geology Bureau, Beijing 101300, China; 3. Development and Research Center of China Geological Survey, Beijing 100037, China; 4. General Prospecting Institute, China National Administration of Goal Geology, Beijing 100039, China; 5. School of Earth Science and Resource, China University of Geoscience, Beijing 100083, China)

**Abstract**: When a giant ocean floor plateau-seamount system reaches the subduction zone, it will be dismembered into small blocks in the subduction process. It is difficult to identify the ancient ocean floor plateau-sea mountain system in the accretionary complex zone. In this light of the integration of oceanic plate strata, lithology and geochemistry, a new model is suggested in this paper to recognize ancient ocean floor plateau-seamount system in accretionary complex zones.

Key words: oceanic plate geology; subduction accretionary zone; ocean floor plateau; seamount

### 投稿须知

◆《沉积与特提斯地质》只接收在线投稿,不接收纸质投稿或邮箱投稿。期刊网址 http://cjyttsdz. ijournals.cn,作者通过本刊网站"用户登录"注册、登录,进行网上投稿、查稿。如果是新作者(即第一次投稿),请先注册(用户名为邮箱),注册时请提供真实姓名、单位、联系电话、e-mail 等。如果已经拥有用户名和密码,直接登录即可。如果忘记密码可以用邮箱找回;如果需变更为新用户名,请联系编辑部。

◆本刊目前采用万方学术不端检测系统进行学术不端检测,我们将对软件检测出的可疑问题做相关调查。来稿在审理过程中,作者不应将相同内容的文章再投往他处;同时,已投他处的文章也不应再投到《沉积与特提斯地质》。

◆投稿系统"作者信息"的填写页面只对投稿作者开放一次,请务必将全部作者按顺序录入后再提交, 以保证录用证明、网刊发布与发表文章的作者信息一致。

◆据保密制度和科技期刊管理的有关规定,作者必须确保向我刊所投稿件不涉及任何敏感信息、国家秘密,可公开发表,如有涉密问题,由作者负全责。