

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.039>



俯冲带玻安岩研究进展

林若澜¹, 吴涛^{1,2*}, 田丽艳³, 鲁江姑⁴

1. 浙江大学海洋学院, 浙江舟山 316022
2. 浙江大学海南研究院, 海南三亚 572025
3. 中国科学院深海科学与工程研究所, 海南三亚 572000
4. 自然资源部海底地球科学重点实验室, 浙江杭州 310012

摘要: 玻安岩(Boninite)是一种特殊的镁铁质火山岩,主要形成于与板块俯冲相关的特殊地质环境,是俯冲起始的直接地质记录。其斑晶矿物组合以橄榄石和辉石为主,不含斜长石,具有高Mg和Si含量、低Ti含量,富集大离子亲石元素和轻稀土元素,亏损高场强元素和中稀土元素。典型的玻安岩呈特殊的“U”型稀土元素配分模式。玻安岩的特殊化学成分反映了其地幔熔融的特殊条件,如高温、低压和相对富水的环境。初始岩浆形成涉及地幔的二次熔融过程,发生在地幔经历初次熔融并亏损之后。这种特殊的熔融过程为揭示地幔源区组成、熔融程度及流体在地幔熔融和俯冲起始过程中的作用提供了重要信息。本文回顾了俯冲带玻安岩的矿物学、地球化学特征及岩石成因机制,总结了其深部动力学和岩浆演化过程,并探讨其对地球动力学领域的重要意义。最后,还探讨了当前研究中的问题及未来可能的研究方向。

关键词: 玻安岩;地球化学;岩石成因;地幔熔融;俯冲起始;俯冲带。

中图分类号: P67

文章编号: 1000-2383(2025)08-2956-21

收稿日期: 2025-02-01

Progress in Subduction-Related Boninite Research

Lin Ruolan¹, Wu Tao^{1,2*}, Tian Liyan³, Lu Jianggu⁴

1. Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316022, China
2. Hainan Institute of Zhejiang University, Sanya 572025, China
3. Institute of Deep-Sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya 572000, China
4. Key Laboratory of Submarine Geosciences, Ministry of Natural Resources, Hangzhou 310012, China

Abstract: Boninite is a special type of magnesium-iron volcanic rock, primarily formed in unique geological environments associated with plate subduction. It serves as a direct geological record of the subduction initiation. The phenocryst are mainly olivine and pyroxene, with no plagioclase. Boninite is characterized by high Mg and Si, but lower Ti content. They are also enriched in large ion lithophile elements (LILEs) and light rare earth elements (LREEs), but depleted in high field strength elements (HFSEs) and medium rare earth elements (MREEs). Typical boninite exhibits a distinctive "U"-shaped rare earth element (REE) distribution pattern. The unique chemical composition of boninite reflects its unique mantle melting conditions, such as high temperature, low pressure, and relatively high water content. Primary magma was generated through re-melting processes in the mantle source, which has already undergone partial melting before. This unique melting process provides crucial insights into mantle source composition, degree of melting, and the role of fluids in mantle melting and the initiation of subduction. In this

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(No. 42072069)。

作者简介: 林若澜(2000—),女,硕士研究生,研究方向为大洋岩石地球化学。ORCID:0009-0006-8701-2793。E-mail:22334184@zju.edu.cn

* **通讯作者:** 吴涛, ORCID:0000-0001-6125-2883。E-mail:taowu@zju.edu.cn

引用格式: 林若澜, 吴涛, 田丽艳, 鲁江姑, 2025. 俯冲带玻安岩研究进展. 地球科学, 50(8):2956-2976.

Citation: Lin Ruolan, Wu Tao, Tian Liyan, Lu Jianggu, 2025. Progress in Subduction-Related Boninite Research. *Earth Science*, 50(8):2956-2976.

review, we discuss the mineralogy, geochemical characteristics, and petrogenetic mechanisms of subduction-related boninite, emphasizing its significance in geodynamics and magma evolution processes. Finally, we also summarized the current research issues and potential future directions in boninite studies.

Key words: boninite; geochemistry; petrogenesis; mantle melting; subduction initiation; subduction zone.

0 引言

玻安岩是一种具有高硅($\text{SiO}_2 > 52\%$)、高镁($\text{MgO} > 8\%$)、低钛($\text{TiO}_2 < 0.5\%$)特征的火山岩(Le Bas, 2000). 19世纪末,玻安岩首次在西太平洋的小笠原群岛(Bonin Islands)被发现并命名(Kikuchi, 1888, 1890). 20世纪70年代,随着板块构造理论的发展,玻安岩逐渐受到地质学界的广泛关注(例如:Kuroda and Shiraki, 1975; Meijer, 1980; Hickey and Frey, 1982; Umino, 1986). 作为俯冲带岩浆作用的特殊产物,对玻安岩及其相关岩石的研究不仅能为理解俯冲带地幔熔融过程提供关键线索,还可以为探讨俯冲带流体活动及地幔交代过程提供独特视角(Stern, 2012). 此外,对这类岩石成因机制与演化规律的研究是揭示壳幔物质循环、水岩相互作用及岛弧岩浆系统动力学过程的关键环节(Hawkesworth *et al.*, 1993).

玻安岩的岩石学与地球化学研究主要集中在西太平洋的伊豆—小笠原—马里亚纳(Izu-Bonin-Mariana, IBM)俯冲带,尤其是Chichijima岛(Hickey and Frey, 1982; Meijer *et al.*, 1982; Cameron *et al.*, 1983; Umino, 1986; Arculus *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1994; Dobson *et al.*, 2006). 经典的Chichijima型玻安岩表现出独特的地球化学特征:富集大离子亲石元素(LILE, 如Rb、Ba、U)和轻稀土元素(LREE), 亏损高场强元素(HFSE, 如Ta、Nb、Ti)和中稀土元素(MREE), 并呈现特殊的“U”型稀土元素配分模式(Dobson *et al.*, 2006).

关于玻安岩的成因,已发表的岩石学、地球化学和模拟实验研究(例如Crawford *et al.*, 1989; Van der Laan *et al.*, 1989; Pearce *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1994; Kushiro, 2007; Mitchell and Grove, 2015; Pearce and Reagan, 2019; Whattam *et al.*, 2020)表明,其岩浆形成于相对较低的压力(0.3~1.7 GPa)和较高的温度(1 130~1 275 °C). 通常认为,玻安岩的岩浆源于富镁的地幔源区,主要是经过高度熔体抽取的残留方辉橄榄岩(沈芳宇, 2021). 这些难熔的方辉橄榄岩受富含不相容元素

的流体交代,在低压高温条件下再次发生部分熔融,从而生成玻安岩岩浆(Crawford *et al.*, 1989; Pearce *et al.*, 1992; Reagan *et al.*, 2010; Dilek *et al.*, 2014; 沈芳宇, 2021).

玻安岩可以形成于多种构造环境(图1),包括板块边缘(如汤加岛弧边缘北部的近海沟扩张区和断裂带, Falloon and Crawford, 1991; Falloon *et al.*, 2008; Mata 海山, Resing *et al.*, 2011; Glancy, 2014)、弧前(如IBM岛弧和汤加岛弧弧前区域, Arculus *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1994; Reagan *et al.*, 2017)、岛弧(如新不列颠岛弧的Sulu Ridge, Woodhead *et al.*, 1998; 汤加Tofua岛弧的A火山(A火山是一座完全位于海底的火山,位于汤加岛弧中部; Cooper *et al.*, 2010)、碰撞带(如西俾斯麦岛弧与巴布亚新几内亚边缘碰撞的部分, Johnson *et al.*, 1985; Woodhead *et al.*, 2010; Cunningham *et al.*, 2012)、陆内裂谷(例如: Srivastava, 2006, 2008)以及洋底高原(例如, Ingle *et al.*, 2007). 但大多数年龄 < 2 Ga的玻安岩形成于板块俯冲带的起始阶段(例如: Meijer, 1980; Hickey and Frey, 1982; Cameron *et al.*, 1983; Bloomer and Hawkins, 1987; Crawford *et al.*, 1989), 是俯冲起始阶段最重要的地质记录之一, 为重建地球板块构造的动态过程(如岛弧形成、大洋板块俯冲和大陆边缘演化)提供了关键证据(Van der Laan *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1994; Shervais *et al.*, 2019, 2021; Pearce and Reagan, 2019). 因此,玻安岩的成因与俯冲带流体活动、地幔交代作用密切相关,为理解俯冲带的地球动力学过程提供了独特视角(Reagan *et al.*, 2010). 对揭示板块俯冲过程中的壳—幔相互作用、深部物质循环及岩浆演化机制具有重要意义(Pearce *et al.*, 1992; Stern *et al.*, 2012).

近几十年来,学者们围绕玻安岩开展了大量研究. 玻安岩独特的化学成分(如高MgO、低TiO₂、高Cr和Ni)不仅记录了地幔源区的高度部分熔融过程,还暗示了俯冲板块流体的显著贡献(Hickey *et al.*, 1982; Li *et al.*, 2019), 这些特征为揭示俯冲带

岩浆作用的独特性提供了关键证据. 进一步结合其同位素组成(如 Sr-Nd-Pb-Hf), 可揭示地幔源区的不均一性, 从而探讨俯冲板片物质对岩浆演化的具体影响(Reagan *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2022). 此外, 玻安岩的形成机制与俯冲板片释放的水及挥发分密切相关: 通过其挥发分含量(如 H_2O 、Cl)和矿物组合(如含水矿物相)研究, 可有效约束俯冲流体的来源、迁移效率及其对地幔熔融的影响(Stern *et al.*, 1992), 这对阐明地球深部水循环与俯冲带动力学耦合机制至关重要. 综上, 玻安岩研究不仅为理解俯冲带岩浆活动的时空演化提供了关键切入点, 还为地球深部物质循环、板块构造和地壳演化提供了科学依据(Pearce *et al.*, 1992; Zheng *et al.*, 2012). 本文将从岩石学、地球化学特征及成因机制等角度, 系统总结研究进展与存在问题, 并展望未来可能的研究方向.

1 俯冲带玻安岩形成的地质背景

俯冲带玻安岩主要分布在与板块俯冲相关的岛弧和弧前环境中, 例如西太平洋的 IBM 弧、西南太平洋的 New Caledonia 和汤加岛弧、塞浦路斯以及阿曼蛇绿岩(Cameron, 1985; Ishikawa *et al.*, 2002; Cooper *et al.*, 2010; Cluzel *et al.*, 2016; Reagan *et al.*, 2017). 西太平洋 IBM 带是目前玻安岩研究程度较为成熟的区域. 研究表明, IBM 弧前地区保存了一套与蛇绿岩相似的岩石组合(Bloomer and Hawkins, 1983; Stern and Bloomer, 1992; DeBari *et al.*, 1999; Reagan *et al.*, 2010, 2013, 2017). 以马利亚纳弧前为例, 岩石组合自下而上为: 地幔橄榄岩、辉长岩、席状岩墙、弧前玄武岩, 以及玻安岩—安山岩—流纹岩和高镁安山岩组合, 随后为岛弧拉斑玄武岩与钙碱性岩石. 类似地, Chichijima 弧前经深海钻探揭露的岩层序列依次为: 地幔橄榄岩、辉长岩、大规模的席状岩墙、枕状玄武质熔岩(弧前玄武岩)、继而是玻安岩及高镁安山岩, 最终被岛弧拉斑玄武岩和钙碱性岩石所覆盖(Reagan *et al.*, 2013; Ishizuka *et al.*, 2014; 肖庆辉等, 2016). 总体而言, 这套岩石组合始于弧前玄武岩的喷发, 随后是介于弧前玄武岩与玻安岩间的过渡型岩石, 进而是玻安岩的产出、玻安岩至高镁安山岩的过渡岩石以及高镁安山岩喷发, 此类高镁安山岩在弧的不同位置与典型的岛弧熔岩同时爆发, 最后伴随整个俯冲作用过程的是拉斑玄武岩和钙碱性熔岩的大规

模喷发. 这些活动在时间上是连续的, 被认为记录了俯冲作用起始阶段复杂的岩浆演化过程(Ishizuka *et al.*, 2006, 2014; Reagan *et al.*, 2013; 肖庆辉等, 2016; 黄子航和肖媛媛, 2022).

玻安岩也广泛分布于许多 SSZ 型(supra-subduction zone, SSZ)蛇绿岩中, 例如 Troodos 蛇绿岩(Cameron, 1985; Osozawa *et al.*, 2012)、Koh 和 Betts Cove 蛇绿岩(Bédard, 1999)以及 New Caledonia 蛇绿岩(Cluzel *et al.*, 2016). 位于塞浦路斯的 Troodos 蛇绿岩是全球保存最完好、研究最深入的蛇绿岩之一, 被认为起源于特提斯洋俯冲起始阶段(沈芳宇, 2021; Pan *et al.*, 2024). 在 Troodos 蛇绿岩中, 玻安质枕状熔岩和透明质碎屑岩(Troodos 熔岩的第三组)沿 Arakapas 断裂带南部以及 Limassol 森林蛇绿岩外围形成了大量露头(Cameron, 1985; Flower and Levine, 1987; Sobolev *et al.*, 1993; Golowin *et al.*, 2017b). 此外, 位于 Troodos 蛇绿岩外围的 Mamonia 复合体及塞浦路斯西部 Akamas 地区的蛇绿岩中也发现了小规模玻安岩(Cameron, 1985; Golowin *et al.*, 2017b).

2 玻安岩的地球化学分类

玻安岩最早是通过研究 Bonin 群岛中的新鲜火山岩样品而定义的. 因为这些现代新鲜样品保存了原始地球化学和矿物学信息, 能够有效避免蚀变和后期地质作用的干扰. 其命名和初步定义基于以下特征: 高镁含量($MgO > 8\%$), 低钛含量($TiO_2 < 0.5\%$)及特定的微量元素分布(如轻稀土元素亏损和重稀土元素富集). 2000 年, 国际地质科学联合会(IUGS)首次正式定义玻安岩, 其标准为 $MgO > 8\%$ 、 $SiO_2 > 52\%$ 和 $TiO_2 < 0.5\%$ (Le Bas, 2000). Pearce and Robinson (2010)指出, 岩浆通过结晶作用可能跨越 IUGS 定义的玻安岩边界. 为此, 他们调整了玻安岩的矩形边界, 使其更接近玻安岩的结晶趋势. 然而, 玻安岩常经历蚀变作用, 并且许多是在海底环境中喷发的, 这些过程都有可能使其 SiO_2 和 MgO 含量发生改变(Shervais *et al.*, 2021). 为解决这些问题, Pearce and Reagan (2019)重新探讨了 IUGS 最初的玻安岩分类方案, 并在全球玻安岩分布的基础上更新了其分类标准. 他们的方案结合了蚀变作用的影响和玻安岩的独特岩石学特征, 将边界沿橄榄石(Ol)至斜方辉石(Opx)的结晶控制线外推(Shervais *et al.*, 2021). 玻安岩的左侧边界起始

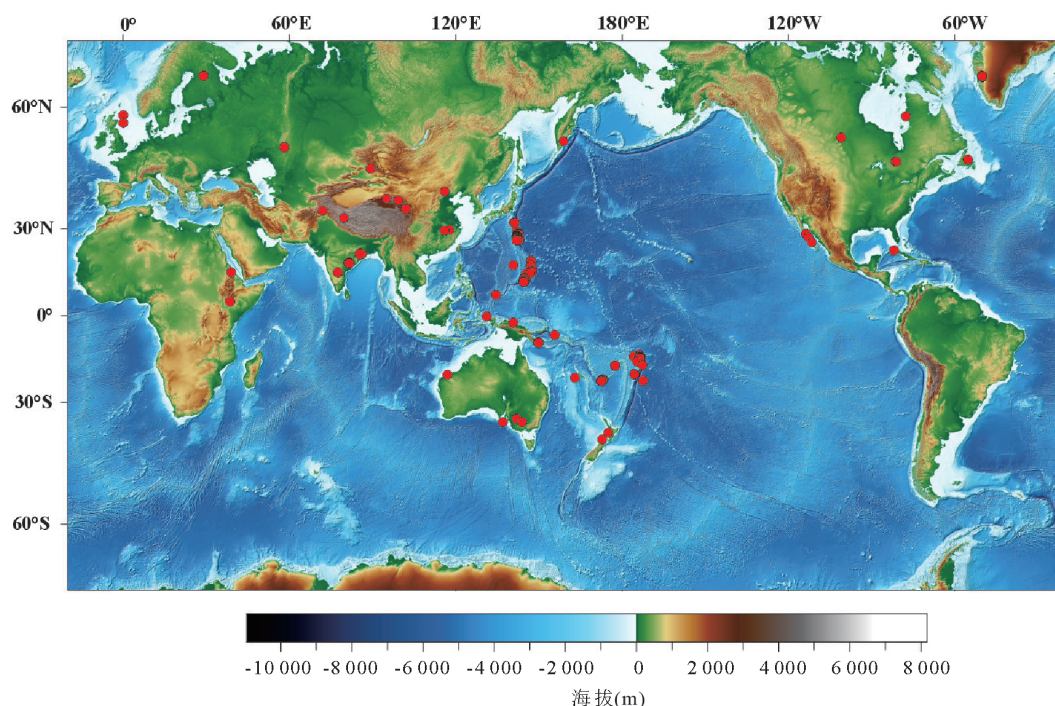


图1 全球玻安岩分布图

Fig.1 Map of global boninites distribution

玻安岩数据来自GEOROC数据库(<https://georoc.eu/>)

于 $\text{SiO}_2=52\%$ ($\text{Si}8=52$, $\text{Si}8$ 指 MgO 含量为 8% 时的 SiO_2 含量), 以符合 IUGS 定义. 该边界沿负斜率延伸, 反映橄榄石结晶分异趋势, 并指向橄榄石的成分 ($\text{MgO}=50\%$, $\text{SiO}_2=41\%$), 与 Troodos 地块和 Chichijima 岛推测的原始岩浆平衡的橄榄石成分接近 (图 2) (Pearce and Reagan, 2019). 右侧边界起始于 $\text{SiO}_2=63\%$, 符合 IUGS 安山岩—英安岩的定义, 并接近玻安岩的高硅极限. 此边界从 $\text{MgO}=8\%$ 向斜方辉石成分 ($\text{MgO}=32\%$, $\text{SiO}_2=57\%$) 延伸, 以反映 $\text{Si}8=63$ 的玻安岩通常由斜方辉石结晶主导的特征 (图 2). 上边界取决于原始岩浆成分、温度及晶体堆积程度, 设置在 $\text{MgO}=32\%$, 匹配斜方辉石的 MgO 值, 仅极少数玻安岩样品因高晶体堆积比例会超过该值 (Pearce and Reagan, 2019). 图 2 中界定了玻安岩的化学成分范围, 需要注意的是, 只有投影点位于图 2a 和 2b 中两个玻安岩区域内的样品才可归类为玻安岩 (Pearce and Reagan, 2019; Pearce and Arculus, 2021).

高镁安山岩 (HMA) 通常与玻安岩共同出现在俯冲带弧前环境 (Pearce and Reagan, 2019; Pearce and Arculus, 2021). 因此, 明确区分和识别这两类岩石显得尤为重要. Pearce and Reagan (2019) 将 HMA 划定在玻安岩的下限 [图 2 中的临界点为 (52,

8) 至 (63, 8)] 与玄武质安山岩、安山岩及英安岩的上限 [图 2 中的临界点为 (57, 4) 至 (70, 1.5)] 之间. 在岩相学上, HMA 与玻安岩的主要区别在于 HMA 具有斜长石斑晶, 而玻安岩没有. HMA 的地球化学特征表现为 MgO 含量低于玻安岩 ($<8\%$)、 SiO_2 含量最高可达 70% , 全碱含量 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 为 $4\%\sim 7\%$ (Pearce and Reagan, 2019; 陈佳卉, 2020). 此外, HMA 富集相容元素 (Ni 、 Cr)、不相容元素 (K 、 Sr 、 Ba) 和轻稀土元素 ($\text{La}/\text{Yb}>3$), 但显著亏损高场强元素 (Nb 、 Ta) (陈佳卉, 2020; Yu *et al.*, 2021). 其形成通常与俯冲带的演化过程密切相关, 其出现被认为标志着俯冲带进入成熟阶段 (Li *et al.*, 2020; Ma *et al.*, 2021; Shervais *et al.*, 2021; 王浩然等, 2025).

基于地球化学成分, 目前玻安岩的分类主要有两种方法. 第一种方法由 Crawford *et al.* (1989) 提出, 根据主量元素 CaO 和 Al_2O_3 的比值, 将玻安岩分为低 Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3<0.75$) 和高 Ca ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3>0.75$) 两种类型. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.75$ 被选为划分临界点, 反映了玻安岩地幔源区从尖晶石二辉橄榄岩向方辉橄榄岩的转变 (Crawford *et al.*, 1989). 低 Ca 玻安岩进一步被分为 3 种子类型: 子类型 1 的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值 <0.5 ; 子类型 2 的比值 <0.55 , 并具有碱

金属元素含量较高等独特的地球化学特征;子类型 3 的比值介于 0.50 至 0.75 之间. 研究发现,子类型 2 通常不产于大洋环境,因此在大洋环境中,玻安岩主要表现为低 Ca($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0.5$,如新喀里多尼亚的 Nepoui)、中 Ca($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.50 \sim 0.75$,如 Chichijima 岛)和高 Ca 玻安岩(如塞浦路斯 Troodos 蛇绿岩)(Arculus *et al.*, 1992). 这一分类方法反映了玻安岩源区的亏损程度和熔融条件(Valetich *et al.*, 2021),但因 Ca 元素容易受后期地质作用改造,在鉴别年代较古老的火山岩时存在一定局限性(Pearce and Reagan, 2019).

第二种分类方法由 Kanayama *et al.*(2013) 提出,该方法通过在 SiO_2 -MgO 图上绘制一条区分线,将玻安岩划分为高硅玻安岩(HSB)和低硅玻安岩(LSB). 该区分线连接了 SiO_2 -MgO 图上 $\text{MgO} = 20\%$ ($\text{SiO}_2 = 55\%$)和 $\text{MgO} = 8\%$ ($\text{SiO}_2 = 59\%$)的两个点. 来自 IBM 弧前 Bonin 群岛和西太平洋蛇绿岩(如巴布亚新几内亚、新喀里多尼亚)的玻安岩呈现高硅玻安岩的化学成分趋势,这些趋势主要由橄榄石和斜方辉石的结晶分异控制. 而来自汤加岛弧、关岛以及新特提斯蛇绿岩(如 Oman 和 Troodos)的玻安岩则表现出低硅玻安岩的趋势,其化学成分受橄榄石、斜方辉石和单斜辉石结晶分异的共同影响(Kanayama *et al.*, 2013). 这一方法被广泛应用于 IBM 带玻安岩的研究(如 Reagan *et al.*, 2017; Pearce and Reagan, 2019),并经过不同程度的修改. 然而,截至目前,该方法尚未获得 IUGS 的正式认可(Valetich *et al.*, 2021). 在 Pearce and Reagan

(2019)更新的分类标准中,他们以 $\text{Si}8 = 57$ 为临界点,将 LSB 与 HSB 区分开,其分界线与玻安岩的左右边界平行(图 2).

3 玻安岩的矿物学和岩石学特征

玻安岩通常呈灰黑色,具有斑状结构,斑晶比例从 $<1\%$ 至 50% 不等,常见气孔构造. 其矿物组合主要由橄榄石和辉石组成,含少量尖晶石. 值得注意的是,玻安岩高硅高镁的化学组成特征,直接反映在其矿物学特征及斑晶组合上,表现为含有橄榄石和辉石(尤其是斜方辉石)斑晶,而缺少斜长石斑晶. 事实上,是否存在斜长石斑晶,成为区分玻安岩与玄武岩及安山岩的重要标志(Pearce and Arculus, 2021).

低硅玻安岩的斑晶主要为橄榄石、斜方辉石和铬尖晶石,基质为单斜辉石微晶和玻璃,偶见斜长石微晶(Scholpp, 2020; Whattam *et al.*, 2020; 见图 3a). 单斜辉石较为常见,其成分主要在富 Mg 和富 Ca 两端元之间变化(Whattam *et al.*, 2020);尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 相对较低($\text{Cr}^\# = 100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$),通常为 $65 \sim 85$, Pearce and Arculus, 2021). 高硅玻安岩的斑晶主要为低钙辉石(斜顽辉石和顽火辉石)、橄榄石和铬尖晶石,基质为斜方辉石和单斜辉石微晶(见图 3b);橄榄石晶体通常为半自形至他形,而辉石和铬尖晶石通常为自形. 低硅和高硅玻安岩中的斜方辉石均具有低 Al_2O_3 (分别为 $0.72 \sim 1.45$ 、 $0.26\% \sim 1.61\%$)和 TiO_2 (一般 $\leq 0.06\%$)的特征. 在

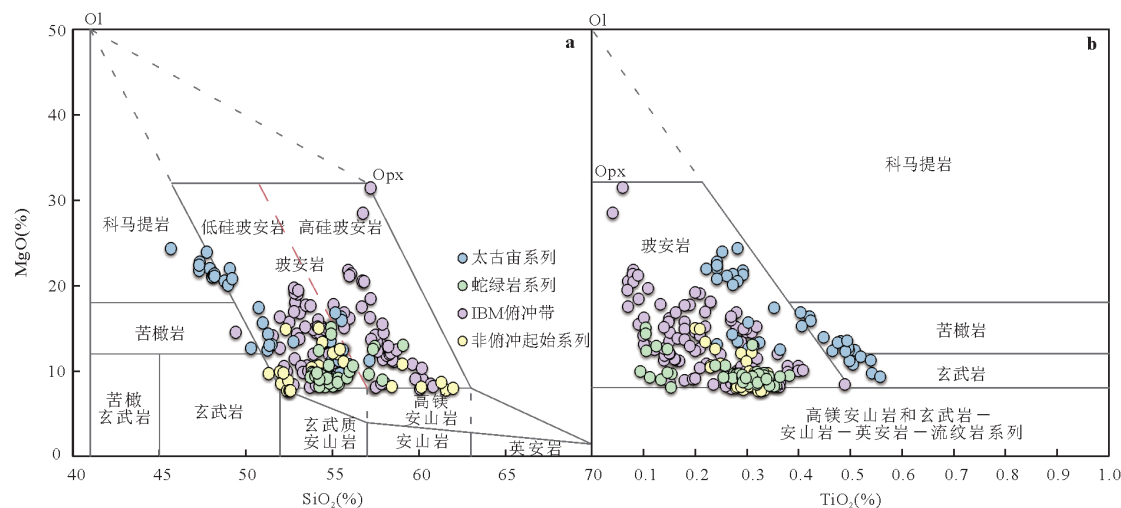


图 2 使用 Pearce and Reagan(2019)的方法和划分定义的玻安岩分类图

Fig.2 Boninite classification plots using methods and division definitions from Pearce and Reagan (2019)

玻安岩数据来自 GEOROC 数据库(<https://georoc.eu/>)

低硅玻安岩中, Cr_2O_3 的含量为 0.07%~0.70%, 而在高硅玻安岩中为 0.05%~0.90% (Whattam *et al.*, 2020). 此外, 在玻安岩中, 橄榄石和辉石斑晶通常具有明显的环带结构(如正环带、反环带、振荡环带及扇形环带等), 这些特征表明玻安岩经历了复杂的结晶历史 (Ohnenstetter *et al.*, 1992; Whattam *et al.*, 2020; Scholpp *et al.*, 2022).

IODP 352 航次在伊豆一小笠原弧前海沟开展了 4 个站位的钻探工作, 主要目标是恢复该地区出露的火成岩地壳的完整地层剖面 (Scholpp *et al.*, 2022). 该航次中发现的玻安岩斑晶主要包括含铬尖晶石包裹体的顽火辉石和橄榄石, 以及在玻璃或基质中形成的针状低钙单斜辉石(从斜顽辉石到易变辉石)晶体; 演化的玻安岩(如玄武质玻安岩, 其具有玻安岩的微量元素组成和玄武岩的 SiO_2 含量) 由于结晶分异作用, 可能含有高钙单斜辉石(普通辉石)、少量斜长石微晶和磁铁矿 (Reagan *et al.*, 2015, 2017). 这些矿物组合的特征与 IBM 带其他区域发现的玻安岩相似 (Umino, 1986; Dobson *et al.*, 2006). 此外, 在 Chichijima 岛以及 IODP 352 航次 U1439C 钻孔中的玻安岩样品 (Dobson *et al.*, 2006; Scholpp *et al.*, 2022) 均发现辉石边部 Ca 的过度生长 (overgrowth), Chichijima 玻安岩的辉石基质 (Dobson *et al.*, 2006) 呈骨骼或羽状结构, 这些特征是晶体快速结晶的岩相学证据.

玻安岩作为一种镁铁质岩浆岩, 其结晶序列通常受岩浆的成分、冷却速率、压力以及可能存在的流体相(如 H_2O 、 CO_2) 控制, 矿物组合和结构由相平衡状态决定. 例如, SiO_2 不饱和矿物(如镁橄榄石)与 SiO_2 过饱和矿物(如石英)不能在平衡条件下共生, 它们分别代表了岩浆熔体中不同硅酸盐成分的饱和状态. 玻安岩熔体中 SiO_2 含量增加, 可能导致镁橄榄石转变为顽火辉石, 从而达到新的平衡状态 (Pearce and Arculus, 2021). 高硅玻安岩与低硅玻安岩矿物结晶的差异主要与低钙辉石和高钙辉石的结晶有关. 在相同 MgO 含量条件下, 高硅玻安岩表现出较高的 SiO_2 含量和较低的 CaO 含量, 促使低钙辉石成为主要结晶相; 低硅玻安岩则呈现相反的趋势, 导致高钙辉石相对富集 (Pearce and Arculus, 2021). 一般情况下, 高硅玻安岩先结晶铬尖晶石和镁橄榄石, 随后斜方辉石很快取代橄榄石成为结晶相, 最后是单斜辉石 (Pearce and Arculus, 2021). Kanayama *et al.* (2013) 认为, 高硅玻安岩岩浆的形

成与俯冲带衍生熔体向地幔楔的迁移密切相关, SiO_2 的输入在这一过程中起重要作用. 俯冲板片产生的熔体通常由沉积物或玄武岩部分熔融形成, 富含 SiO_2 , 并在进入地幔楔后与高度亏损的方辉橄榄岩反应, 导致地幔楔成分发生显著变化. 由于方辉橄榄岩在早期熔融作用后已高度亏损, Al_2O_3 含量很低, 进一步的部分熔融和反应更倾向于形成高硅矿物(如斜方辉石), 而非富铝矿物(如斜长石). 此外, 高 Si 熔体的来源可能本身 Al 含量较低, 特别是当其主要来源于富 Si 的沉积物部分熔融时, 这一局限性进一步加剧了玻安岩的低 Al_2O_3 特征. 前人对火山弧岩浆岩中捕获的地幔包体进行详细分析, 发现玻安岩的源区与典型上地幔橄榄岩相比, 斜方辉石含量异常丰富, 这一特征被认为是地幔橄榄岩与富含 Si 的俯冲衍生熔体之间的相互作用形成 (Bénard *et al.*, 2017). 低硅玻安岩先结晶橄榄石, 接着是单斜辉石, 之后是斜方辉石, 随着温度进一步下降, 可能形成斜长石微晶 (Shervais *et al.*, 2021). 斜长石微晶无法在高硅玻安岩中结晶, 因其 CaO 和 Al_2O_3 含量较低且水含量较高, 表明玻安岩形成时冷却速度较快, 斜长石晶体来不及结晶 (Dobson and O'Neil, 1987; Pearce and Reagan, 2019; 黄子航和肖媛媛, 2022). 目前关于低硅玻安岩和高硅玻安岩低压结晶的实验研究仍较为匮乏 (Shervais *et al.*, 2021).

4 玻安岩的地球化学特征

玻安岩最独特的主量元素特征是其 SiO_2 含量与安山岩相当, 但 MgO 含量接近玄武岩和科马提岩 (Pearce and Arculus, 2021). 表 1 列出了典型玻安岩的主量元素组成. 其中, 与 LSB 相比, HSB 的 CaO 含量较低 (~4.68%~6.48%), Na_2O 含量略高 (~2.25%~2.64%). 此外, 玻安岩中 FeO 和 Fe_2O_3 的含量相对较低, 总和通常小于 10%, 而 K_2O 、 MnO 和 P_2O_5 的含量也普遍较低.

在微量元素组成上, 典型的玻安岩富集大离子亲石元素(如 Rb 、 Ba 、 Pb 、 Sr 等)、LREE 和 HREE, 并亏损 Ta 、 Nb 、 Ti 高场强元素和 MREE, 同时富集流体不易迁移元素(如 Zr 和 Hf) (图 4, 图 5). 这些微量元素特征表明, 玻安岩地幔源区受到俯冲板片含水熔体和富水流体的共同贡献 (黄子航和肖媛媛, 2022). 在稀土元素上, 不同地区的玻安岩表现出不同的模式. 与俯冲过程相关的玻安岩(如马里亚纳海沟玻安岩)通常俯冲过程中最不活跃的元素(如

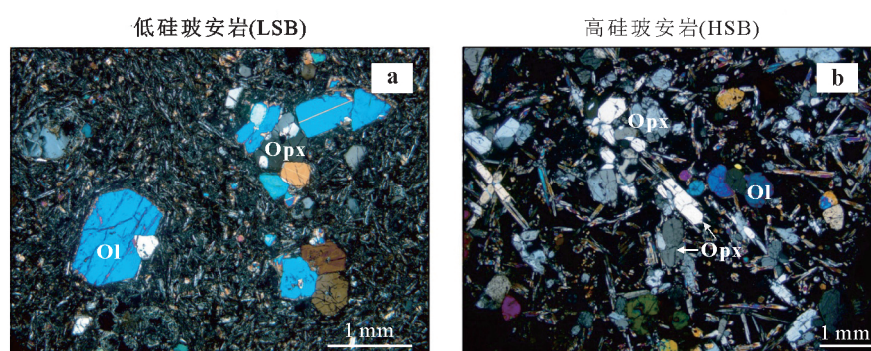


图3 IODP 352 钻探在 Bonin 弧前外侧获得的玻安岩显微照片(正交偏光)

Fig.3 Photomicrograph of boninites obtained from IODP Expedition 352 in the Bonin outer forearc (orthogonal polarized light) 修改自 Pearce and Arculus (2021); a. 低硅玻安岩以橄榄石为主,斜方辉石次之,基质以单斜辉石和斜长石微晶为主;b. 高硅玻安岩的斑晶是斜方辉石和少量橄榄石,基质主要是斜方辉石和单斜辉石微晶

Ti 和 HREE) 含量较低,反映地幔源区亏损特点,而俯冲过程中最活跃的元素(如碱金属和碱土金属)含量相对较高(Pearce and Arculus, 2021). 经典的 Chichijima 玻安岩和许多蛇绿岩中的玻安岩呈现出“U 型”或“勺型”稀土元素配分模式(图 5),富集 LREE,强烈亏损 Nb,并显示 Zr/Sm 比值正异常和 Ti 负异常. 与 LREE 和 HREE 相比,MREE 较为亏损. 其原因是俯冲板片在角闪岩相条件下熔融时保留了 MREE,而高温使锆石溶解,进而将 Zr 和 Hf 贡献给俯冲板片成分(Pearce and Arculus, 2021). 因此,这些岩浆的形成需要源自俯冲沉积物的熔体及角闪岩相蚀变洋壳熔体的共同贡献(例如, Pearce *et al.*, 1992). 相比之下, Bonin 弧前玻安岩呈现出相对平坦的球粒陨石归一化 MREE-HREE 模式,表现出 LREE 亏损和中等的 Zr/Sm 比值正异常. 这些特征表明需要来自角闪岩相蚀变洋壳的部分熔融组分加入,但由于 Sm 含量极低,排除了石榴石角闪岩相和榴辉岩相熔融的可能性(Shervais *et al.*, 2021). 由于 Sm 含量很低,排除石榴石角闪岩相和榴辉岩相熔融的可能. 马里亚纳海沟玻安岩则表现出 LREE 富集, HREE 较亏损的特征,富含 LREE 的流体可能来源于洋岛玄武岩地幔源区,也可能是俯冲板块的贡献(Bloomer and Hawkins, 1987). 与 IBM 带不同, Troodos 蛇绿岩中的玻安岩则表现出中等的 LREE 亏损和 HREE 富集.

Pb 元素在亏损地幔中的含量很低,但在俯冲沉积物和蚀变洋壳中含量很高(Pearce and Arculus, 2021). 玻安岩具有明显的 Pb 元素富集,主要源自俯冲过程中再富集的流体和熔体(Pearce and Arculus, 2021). 在 IBM 俯冲带,玻安岩中含 Pb 的俯冲物

质可能是太平洋洋壳蚀变物质,包括其热液沉积物、太平洋中上层沉积物、太平洋火山沉积物和洋岛玄武岩(Pearce and Arculus, 2021).

玻安岩中同位素的比值(如 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 等)可以揭示亏损的地幔性质和来源,以及俯冲(或其他)组分对玻安岩成因的贡献(Pearce and Arculus, 2021). 例如, Umino *et al.* (2017) 根据 Chichijima 岛和关岛玻安岩中的 Os 同位素比值($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$)提出,其地幔源区曾经历过前寒武纪的亏损事件. Chichijima 玻安岩 Pb 同位素比值($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)表明,其成因与俯冲源区成分有关,源区包含蚀变洋壳物质及深海沉积物. 蛇绿岩系列的玻安岩与 IBM 俯冲带玻安岩的 Pb 同位素比值部分重叠,表明其板片成分部分来源于俯冲源区(图 6). 其他玻安岩样品的源区组成可能来源于不同的俯冲物质成分,说明玻安岩岩浆源区在不同地质背景下具有多样性(Pearce and Arculus, 2021).

最近,放射性同位素(Li *et al.*, 2019)和微量元素(Shervais *et al.*, 2021)研究表明, Bonin 弧前的 LSB 地幔源区主要含有洋壳熔融物质的贡献,而 HSB 地幔源区则主要受俯冲沉积物输入影响. 从时间序列来看,早期 LSB 同位素组成由印度洋型演化为太平洋型,其 ϵ_{Hf} 值与 Sm/Hf、Ti/Hf、Nd/Hf 呈正相关,暗示富集成分主要来自蚀变洋壳熔体,沉积物贡献不显著(Li *et al.*, 2019). 相反,晚期 HSB 在 Hf 同位素上变化平缓,但在 Sr-Nd-Pb 同位素组成上有显著差异,表明源区进一步受沉积物与蚀变洋壳流体的交代作用(Li *et al.*, 2019). Li *et al.* (2019) 的研究还表明,经历部分熔融作用产生弧前玄武岩后

表 1 典型玻安岩的主量元素含量和分类
Table 1 Major element contents and classification of typical boninites

地点	1	2	3	4	5	6	7	8
子类型	HSB	HSB	HSB	HSB	HSB	LSB	LSB	LSB
	low-Ca Type 1	low-Ca Type 1	low-Ca Type 2	low-Ca Type 2	low-Ca Type 3	high-Ca	high-Ca	high-Ca
SiO ₂	61.11	57.19	58.80	56.26	58.01	54.03	55.61	52.44
TiO ₂	0.16	0.22	0.43	0.27	0.11	0.22	0.29	0.35
Al ₂ O ₃	11.47	9.74	14.64	10.57	9.74	11.27	14.30	15.41
FeO	5.99	7.70	4.71	7.53	6.76	8.03	5.67	6.20
Fe ₂ O ₃	1.50	1.93	1.18	1.77	1.69	2.01	1.42	1.55
MnO	0.13	0.17	0.12	0.17	0.14	0.18	0.16	0.15
MgO	11.57	15.84	9.70	14.86	15.43	13.99	9.22	9.07
CaO	5.11	4.68	6.48	6.17	6.69	9.40	11.82	13.22
Na ₂ O	2.25	2.34	2.64	1.61	1.07	0.77	1.33	1.49
K ₂ O	0.66	0.14	1.19	0.73	0.37	0.09	0.19	0.09
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.10	0.06	0.01	0.02	0.00	0.04
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
<i>Diagnostics</i>								
CaO/ Al ₂ O ₃	0.45	0.48	0.44	0.58	0.69	0.83	0.83	0.86
Ti8	0.18	0.27	0.45	0.32	0.13	0.26	0.30	0.36
Si8	62.05	59.24	59.24	58.06	59.95	55.60	55.93	52.72

注:地点信息:1. 马里亚纳海沟(Bloomer and Hawkins, 1987);2.New Caledonia(Cluzel *et al.*, 2016);3. 日本西南部 Setouchi 带(Tatsumi *et al.*, 2003);4.Chichijima(Dobson *et al.*, 2006);5.Bushveld 侵入体(Hatton and Sharpe, 1989);6. 汤加北部 Lau 盆地(Falloon *et al.*, 2008);7. Troodos 地块上部枕状熔岩(Cameron, 1985);8.Manihiki 高原(Golowin *et al.*, 2017a);氧化物含量以重量百分比(%)表示;分析数据中的总铁含量按 FeO 和 Fe₂O₃(比例为 4:1)分配,并在分类前将总量调整为 100%,以遵循 IUGS 制定的方案;高硅玻安岩(HSB)、低硅玻安岩(LSB)的定义依据 Pearce and Reagan(2019)(见图 2);高钙和低钙及其进一步细分为 Type 1~3 的分类见文章第三节;Ti8 和 Si8 是将 TiO₂和 SiO₂值投影到 MgO=8% 的玻安岩下边界的结果,投影方法参考 Pearce and Reagan(2019)

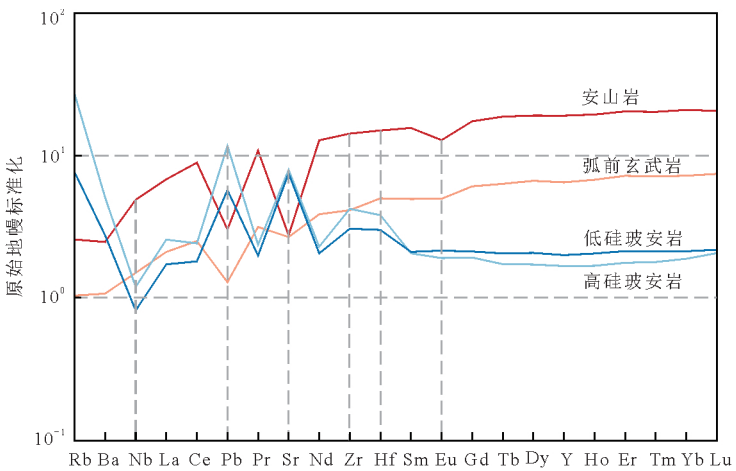


图 4 IODP 352 航次玻安岩及其相关岩石玻璃原始地幔标准化微量元素图
Fig.4 Primitive mantle normalized concentrations of incompatible trace elements in boninite glasses and associated rock glasses from IODP Expedition 352
原始地幔值来自 Sun and McDonough (1995), LSB 和 HSB 富集大离子亲石元素(如 Rb、Ba、Sr),流体不易迁移元素(如 Zr 和 Hf),亏损 Nb 等高场强元素,高硅玻安岩总体含量较高,数据源自 Reagan *et al.*(2023).

的残余地幔,受俯冲的太平洋板块角闪岩相熔体交代,促进熔融形成 LSB. 随着俯冲板块持续下沉和后撤,侧向俯冲逐渐形成,增生的沉积物进入地幔,释放流体,促使地幔楔进一步熔融生成 HSB. 硼(B)

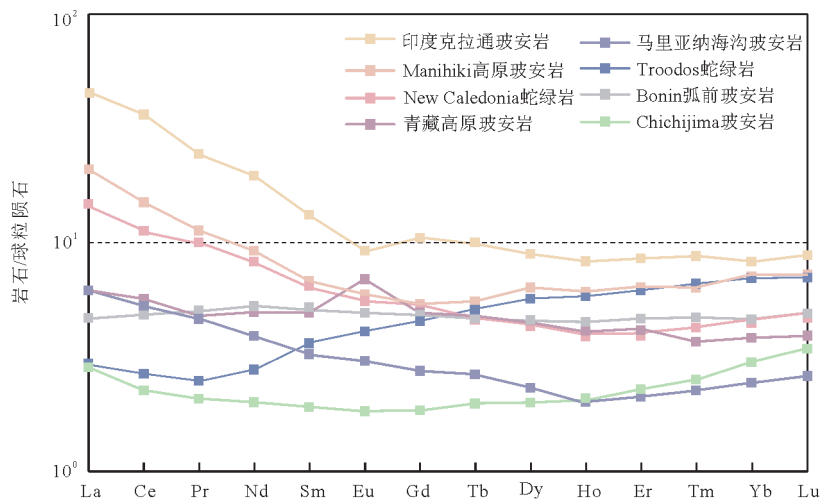
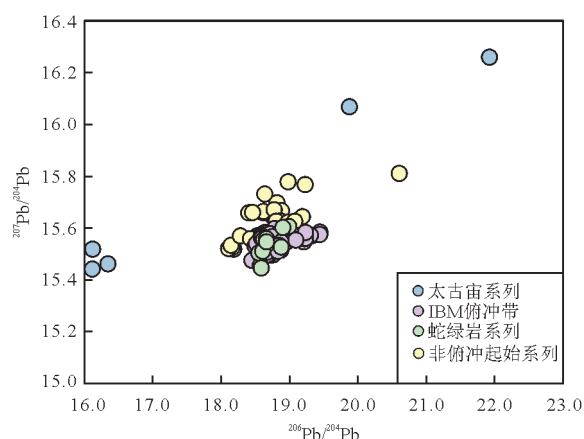


图5 不同区域的玻安岩的球粒陨石归一化稀土元素模式图

Fig.5 Normalized rare-earth element models of chondrites from boninites from many regions

球粒陨石归一化值来自 Sun and McDonough (1989); 数据来源于: Bloomer and Hawkins (1987); Srivastava (2006); Cluzel *et al.* (2016); Golowin *et al.* (2017a); Reagan *et al.* (2017); Woelki *et al.* (2018); Pearce and Arculus (2021); Zhao *et al.* (2021); 图中展示的数据均为各个区域玻安岩的平均成分

图6 不同系列玻安岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图Fig.6 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ maps of different series of boninites

玻安岩数据来自 GEOROC 数据库 (<https://georoc.eu/>)

元素作为微量元素,在不同的板块组分中具有明显的丰度和同位素差异,在示踪板块—地幔物质交换中具有重要地位,为理解俯冲起始的热演化提供了关键信息 (Pearce *et al.*, 1992; Li *et al.*, 2019, 2022). LSB 源区中更高且更不均一的 δB 表明最初的板块提供的物质来自蚀变较少的洋壳,很有可能是下地壳的辉长岩 (Li *et al.*, 2022). LSB 中的 Sm/Hf 、 Ti/Hf 和 Ba/Nb 比值表明,板块的熔融温度约在 $900\sim 950\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Li *et al.*, 2022). HSB 源区含有更高的 B 含量和更低、更均一的 δB ,这与沉积物和玄武岩贡献一致,可能是在约 $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ 下生成的含水流体

(Li *et al.*, 2022). 这种变化表明,受到早期俯冲的地壳和岩石圈冷却的影响,板块与地幔开始发生冷却 (Li *et al.*, 2022). 与大多数 FAB 相比,HSB 的 δO ($5.6\text{‰}\sim 6.2\text{‰}$) 和 δD 值 ($-63\text{‰}\sim -51\text{‰}$) 较高,表明其板块熔体来源于蚀变玄武岩和沉积物 (Coulthard *et al.*, 2021).

玻安岩 Fe 同位素组成的研究表明, Bonin 玻安岩的 δFe 较轻 ($-0.046\text{‰}\pm 0.003\text{‰}$ 至 $+0.078\text{‰}\pm 0.031\text{‰}$, 平均值为 $+0.03\text{‰}\pm 0.03\text{‰}$), 而 Troodos 玻安岩的 δFe 较重 ($+0.046\text{‰}\pm 0.010\text{‰}$ 至 $+0.091\text{‰}\pm 0.016\text{‰}$, 平均值为 $+0.06\text{‰}\pm 0.01\text{‰}$). 这归因于 Troodos 玻安岩地幔源区较重的铁同位素组成,反映其地幔亏损程度较轻 (Xiao *et al.*, 2023). 结合微量元素研究发现,随着 Yb 的减小, La/Sm 比值从 Troodos 玻安岩到 Bonin 的玻安岩逐渐增大,说明板块熔体对地幔亏损的贡献程度变大 (Xiao *et al.*, 2023). 对于 Troodos 玻安岩,在 Zr/Sm 比值不变的情况下, Ba/La 比值变化较大,表明流体 (相对于含水熔体) 对 Troodos 玻安岩的形成有重要贡献,这与 Bonin 玻安岩中有俯冲熔体的加入不同 (Xiao *et al.*, 2023). Bonin 玻安岩可能由亏损难熔地幔源区部分熔融产生,并加入约 $5\%\sim 10\%$ 的沉积物和洋壳熔体;而 Troodos 玻安岩则可能是由 5% 的洋壳和沉积物来源的流体交代后形成的难熔地幔源区部分熔融产物,其地幔源区很可能在其早期演化历史中已经受到流体的交代作用 (Xiao *et al.*,

2023). 基于 Bonin 和 Troodos 中的玻安岩 Fe 同位素研究,我们认为,不同构造背景的玻安岩在同位素组成上有所差异,这也为玻安岩的成因提供了约束.然而,前人关于这方面的工作做得较少,未来需要对不同地区不同地质背景的玻安岩开展更深入的研究,以便得到更普适性的结论.

5 玻安岩的形成与演化

5.1 玻安岩岩浆的形成

玻安岩独特的特征揭示了其成因环境特点.例如,玻安岩的地球化学特征(如较高的 SiO_2 、 MgO 含量以及较低的 TiO_2 含量)暗示其源自极度亏损的地幔源区,早期熔融过程中大量不相容元素被优先抽离(Bloomer *et al.*, 1987; Shervais *et al.*, 2021).此外,玻安岩富含挥发分(如 H_2O 、 CO_2 等),与其在富含流体的俯冲带环境中形成相符.这些挥发分不仅能降低地幔熔融所需温度,增加地幔熔融程度,还对岩浆的粘度等性质产生重要影响.玻安岩的特性不仅揭示了复杂成因,还凸显了其作为特定地质环境标志的意义.

根据 Duncan and Green(1987)的研究,玻安岩的生成通常经历两阶段熔融过程:第一阶段熔融始于相对饱满的地幔,地幔因板块运动、地幔柱上升或其他地球动力学过程加热或减压,导致部分熔融,最易熔的部分首先熔融并分离,形成玄武质岩浆.这一部分熔融过程改变了残余地幔的成分,使其变得亏损.第二阶段熔融是玻安质岩浆形成的关键.尽管第一阶段已被提取大部分易熔融组分,但随着地质条件变化(如温度的升高、压力降低,或流体(特别是 H_2O)加入),亏损的地幔仍能经历第二次熔融.这次熔融条件更加苛刻,产生的岩浆因此具有独特的化学成分,富 Si、Mg 等元素,但贫 Ti 等元素.研究表明,这两期地幔熔融事件通常单独发生:第一阶段熔融多发生在洋中脊或地幔柱,地幔橄榄岩因减压或高温熔融;第二阶段熔融常与俯冲带环境相关,受俯冲板块释放流体或熔体影响,地幔橄榄岩可能发生再次熔融(Pearce and Reagan, 2019; Pearce and Arculus, 2021).然而,玻安岩岩浆的形成并非总是遵循这一模式.在大洋俯冲带以外的构造背景下,玻安岩的形成过程同样表现出地幔亏损、再富集作用及第二阶段熔融等特征,但这些过程在具体表现和驱动机制上各具独特性.例如,Manihiki 高原的似玻安岩岩石的形成与地幔柱有关.与俯冲

带的构造背景不同,人们普遍认为,Manihiki 高原是通过地幔柱熔融形成的(例如 Hoernle *et al.*, 2010). Manihiki 高原形成的地幔潜能温度约超过 1450°C (Herzberg *et al.*, 2007; Herzberg and Asimow, 2015). Manihiki 高原熔岩的年龄和地质位置表明,它们起源于高原形成阶段,其岩浆 $>1430^\circ\text{C}$ 的形成条件也与异常热地幔柱的形成条件相一致,是由先前已经亏损的地幔物质,在遇到异常高温的地幔柱时被重新熔融而形成的(Golowin *et al.*, 2017a). 日本西南部濑户内带中新世喷发的玻安岩和高镁安山岩,虽然与俯冲带的初始形成密切相关,但与典型的邻近海沟快速扩张环境有所不同. IBM 带弧前玻安岩的形成过程与近海沟的海底扩张事件有关,由于近海沟海底扩张事件产生了洋壳,在扩张开始时是玄武岩成分,扩张后期是低硅玻安岩成分.相比之下,日本西南部濑户内海同样是俯冲起始背景,但没有直接的海底扩张证据,伸展作用本身能够促使地幔部分区域的物质亏损,发生部分熔融,最终形成玻安岩(Tatsumi, 2006). 再如,古元古代及太古宙中晚期的玻安岩形成环境已被确定为克拉通裂谷(Smithies, 2002). 这一过程中,地幔亏损、再富集作用和二次熔融的发生并非连续.地幔亏损阶段标志着克拉通的形成,而再富集作用则涉及典型克拉通岩石圈的俯冲熔融交代,可能与克拉通增生有关.第二阶段熔融则通过裂谷作用或地幔柱对克拉通底部及边缘的影响,活化先前交代并亏损的地幔,促进了玻安岩的形成(Griffin *et al.*, 1999; Pearson and Wittig, 2002; Pearce and Reagan, 2019; Pearce and Arculus, 2021). 在青藏高原西部发现的玻安质火山岩与由“地幔柱作用”和“陆内裂谷作用”形成的玻安质岩石有所不同(Zhao *et al.*, 2021). 这些玻安质火山岩形成于拉萨地体与羌塘地体碰撞后,碰撞导致岩石圈地幔增厚并分层,从而引发亏损地幔、大陆地壳和少量海洋沉积物的熔融(Zhao *et al.*, 2021). 熔融产生的岩浆源区均一化后,演化出的岩浆通过主断层上升至地表,最终形成了这些岩石(Zhao *et al.*, 2021). 这些例子表明,在全球不同构造背景下建立玻安岩的成因模型既复杂又充满挑战.

实验岩石学为揭示玻安岩成因提供了关键约束.通过模拟亏损的地幔的部分熔融过程,实验岩石学研究发现,单斜辉石是熔融作用早期阶段的关键矿物(Hirose and Kushiro, 1998; Pearce and Rea-

gan, 2019). 在中等程度熔融条件下(如大洋中脊), 地幔橄榄岩部分熔融产生玄武质岩浆后, 残留物转变为贫单斜辉石的二辉橄榄岩或方辉橄榄岩(单斜辉石低于5%时). 随着熔融程度升高, 单斜辉石逐渐消耗, 地幔残余物转化为以橄榄石、斜方辉石及少量的尖晶石为主的方辉橄榄岩(Pearce and Reagan, 2019). 在探究玻安岩成因的实验中, 研究人员选取代表性的方辉橄榄岩残余物作为初始材料, 在无水、低压条件下进行部分熔融实验, 成功合成了玻安岩(Falloon and Danyushevsky, 2000; Wood and Turner, 2009; Pearce and Reagan, 2019). 这些实验结果有力地支撑了Falloon and Danyushevsky (2000)的观点, 即单斜辉石亏损后的熔融成分对玻安岩的成因至关重要(Pearce and Arculus, 2021).

也有研究表明, 玻安岩可能是两种不同熔体的混合(Pearce and Arculus, 2021). 这两种熔体分别对应地幔熔融过程中的两个关键阶段(图7): 第一阶段发生在单斜辉石消失之前(约地幔橄榄岩熔融达到20%~25%后), 此时产生的熔体富含单斜辉石成分, 称为“单斜辉石饱和熔体”. 该阶段的熔体反映了地幔橄榄岩成分的直接熔融产物, 含有较高的Ca和较低的Si含量. 随着熔融程度的升高, 单斜辉石逐渐消耗, 残余地幔以橄榄石和斜方辉石为主, 产生的熔体称为“单斜辉石不饱和熔体”, 富含Mg和Si, Ca含量较低. Wood and Turner(2009)也强调了这一点, 特别是在描述“单斜辉石饱和”熔体特征时. 玻安岩生成的关键在于“单斜辉石不饱和”熔体的高占比. 这种熔体富含Si、低Ca, 主导岩浆混合时, 能形成具有高Si、低Ca特征的玻安岩. 第二阶段熔融在高水含量和低压下发生, 留下含橄榄石残余物, 产生比预期更富含 SiO_2 的熔体(例如, Kushiro, 2007). 玻安岩的产生不仅依赖特定的地幔熔融条件和残留矿物组合, 还需要特定熔体类型之间的比例混合, 其中“单斜辉石不饱和”熔体的高占比是决定其独特化学成分和矿物学特征的关键因素(Pearce and Arculus, 2021). Pearce and Reagan (2019)的玻安岩熔融实验表明, LSB由带有残余单斜辉石的地幔源区产生. 单斜辉石耗尽后, 地幔继续熔融, 产生了同时包含单斜辉石饱和与不饱和状态的岩浆. HSB的地幔源区为方辉橄榄岩, 单斜辉石含量较少, 以单斜辉石不饱和熔体为主, 并需要水的加入才能形成(Pearce and Reagan, 2019).

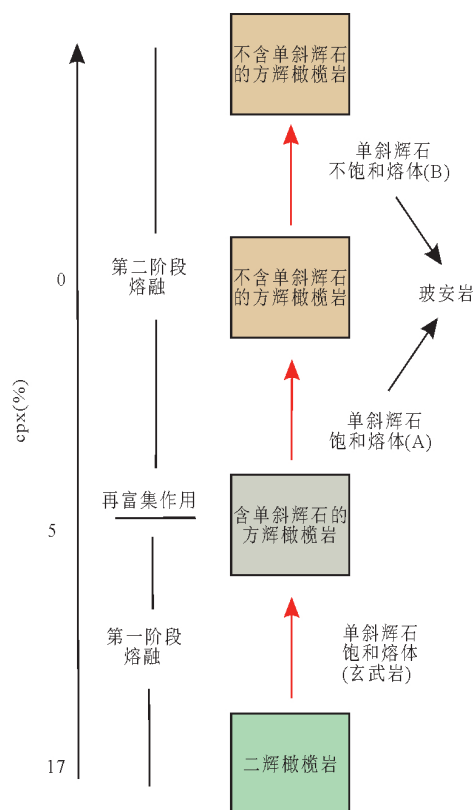


图7 玻安岩成因机制图

Fig.7 Diagram illustrating the mechanisms of boninite genesis 修改自 Pearce and Arculus(2021); 第一阶段熔融地幔源区为含有橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的二辉橄榄岩, 这一熔融阶段产生玄武岩熔体且留下的残余物中单斜辉石含量很少($<5\%$). 此阶段熔体保持单斜辉石饱和. 第二阶段熔融, 在流体输入、高温或减压作用下, 更深的地幔残余物再次熔融. 起初产生的仍是单斜辉石饱和的玄武岩熔体(成分A), 但随着单斜辉石亏损, 生成Si、Mg含量高且不含单斜辉石的熔体(成分B)

5.2 深部岩浆房过程

玻安岩的岩浆演化始于亏损的地幔的部分熔融, 这一过程通常与俯冲带活动相关: 含水及其他挥发分的大洋板块俯冲进入地幔, 降低固相线, 引发部分熔融. 玻安岩岩浆迁移并穿过地壳的路径称为“通道系统”(plumbing system)(Pearce and Arculus, 2021). 在这个系统中, 岩浆可能与穿过的岩石或岩浆房发生反应, 经历混合和结晶作用. 较早结晶的矿物(如橄榄石、辉石)可能分离形成岩浆房底部的堆晶, 改变残留岩浆成分. 同时, 岩浆可能与围岩发生反应, 吸收或释放特定元素, 进一步调整其化学成分, 衍生出多种玻安质岩浆类型. 由于其相对较低的粘度(Pearce and Arculus, 2021), 玻安岩浆能够迅速上升至地壳浅层乃至喷发到地表, 保留了岩浆的原生特征, 形成富含玻璃质和微晶矿物的

岩石结构.一旦到达地表或接近地表,岩浆快速冷却并开始结晶,形成玻安岩.整个岩浆演化过程受到多种因素的控制,包括地幔成分、温压条件、挥发分含量、地壳结构和构造背景等,这些因素共同作用决定了玻安岩的最终岩石类型和地球化学特征.岩浆通道系统的大部分证据来自地质观察与地球化学特征相结合,例如塞浦路斯完整的蛇绿岩. IODP352 钻孔玻安岩研究中观察到的矿物化学特征以及辉石和橄榄石的环带结构表明,玻安岩结晶发生在一个动态且持续演化的岩浆系统中(Scholpp *et al.*, 2022). 随着岩浆上升及压力和温度的降低,结晶很可能是由于过冷却发生的(Scholpp *et al.*, 2022). 该系统偶尔经历了原始玻安岩岩浆补给事件,导致原始岩浆和新产生的岩浆混合. 这些补给事件升高了岩浆温度,并导致演化岩浆中关键元素(如Mg、Ni、Cr)的富集(Scholpp *et al.*, 2022).

大多数玻安岩(包括与俯冲起始有关的玻安岩)的地幔潜能温度接近大洋中脊玄武岩的地幔潜能温度(1 300~1 400 °C),其压力估计值在0.5~1.0 GPa(约20~35 km)(Pearce and Arculus, 2021). 例如,Umino *et al.*(2015)获得的 Chichijima 低硅和高硅玻安岩(48~46 Ma)温度分别为1 345 °C(压力约0.56 GPa)和1 421 °C(压力约0.85 GPa). 从岩浆房深度来看,部分区域的玻安岩是地球上产生的最浅的高镁岩浆之一(Pearce and Arculus, 2021).

岩浆混合作用在玻安岩岩浆中十分常见,通常发生在地壳岩浆房中或喷发期间. Umino(1986)提供了 Chichijima 枕状熔岩层序的矿物学和地球化学证据,表明原始与演化的玻安岩岩浆在喷发前发生混合作用(Pearce and Arculus, 2021). IODP 352 航次 U1439C 孔和 U1442A 孔岩芯中玻安岩岩浆的混合作用显著(图8),两个岩芯均保留了较长(10 cm 至1 m)的岩浆混合结构剖面,其中两种不同的玻安岩熔体交织在一起(Reagan *et al.*, 2015, 2017; Shervais *et al.*, 2021). 在标准薄片上,也观察到岩浆混合的证据,以及富斑晶和较少斑晶的玻安岩熔体之间的不完全混合(例如,Reagan *et al.*, 2015). 岩芯中的“混合”层位与矿物(辉石、橄榄石)环带结构样品的地层位置相对应. 这些岩相学和化学地层学证据表明玻安岩的岩浆系统是动态的,包括多个小型浅层岩浆房,这些岩浆房在空间和时间上重叠,有时喷发时形成混合岩浆,有时交叉混合或部分混合(Shervais *et al.*, 2021).

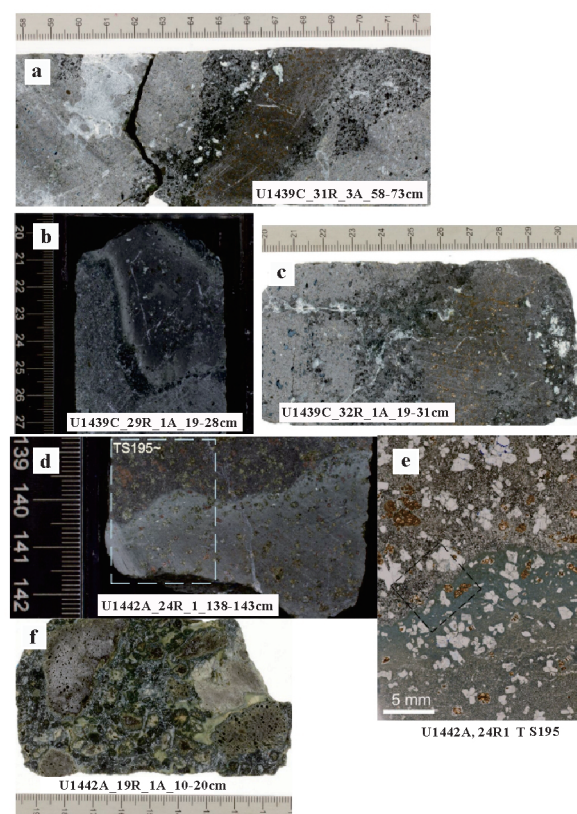


图8 IODP 352航次U1439C孔和U1442A孔岩芯玻安岩岩浆混合证据

Fig.8 Evidence of boninitic magma mixing in core samples from Holes U1439C and U1442A of IODP Expedition 352

引自 Shervais *et al.* (2021); a~c. U1439C 岩浆混合结构: a. 浅色 HMA 与深色 LSB 混合; b. 浅色的低铬 HMA 与深色的高铬 LSB 的冷却边缘接触; c. 浅色 HMA 与深色 LSB 混合; d. Cr 含量相近的 HSB 岩浆呈尖形接触: 深色熔体斑晶较多, 浅色熔体边缘玻璃化, 厚约 5 mm, 内部玻璃化较少; e. TS195 薄片(f 图中的虚线矩形位置, TS195 为薄片名称)的放大图像, 两个 HSB 熔体之间的呈尖状接触; f. 玻璃碎屑角砾岩与玻安岩碎屑混合; HSB. 高硅玻安岩; HMA. 高镁安山岩; LSB. 低硅玻安岩

5.3 玻安岩成因模型

不同地质时期形成的玻安岩的构造背景不同: 0~2 Ga 以 IBM 型俯冲起始玻安岩为主, 2~3 Ga 以克拉通内玻安岩—高镁玄武岩组合为主, 3~4 Ga 则以来自亏损地幔柱的玻安岩—高镁玄武岩组合和低钛玄武岩为主(Pearce and Reagan, 2019). 其中, 大洋板块俯冲起始的玻安岩尤为特殊(Arculus *et al.*, 2019). Stern and Bloomer(1992)将玻安岩的形成纳入大洋内俯冲起始的地球动力学模型, 并通过地球动力学模拟和新数据进一步将模型完善. 该模型聚焦于西太平洋 IBM 地区始新世的俯冲起始过程, 关键步骤是俯冲板块的初始回撤(图9). 这一

例,始新世时期形成的玻安岩跨越了5 000 km,从日本东部一直延伸至南太平洋汤加地区,这可能受到了当时某个大规模地质事件的深远影响(Pearce and Arculus, 2021). Dilek and Furnes(2011)进一步阐述了这一观点,指出多个含有玻安岩的地层单元以蛇绿岩带的形式分布于全球多个关键构造带.例如,中白垩世期间,从地中海希腊地区到阿拉伯半岛阿曼的连续蛇绿岩带,记录了板块边缘活动的广泛影响.同样,早古生代期间,从北美延伸至挪威的阿巴拉契亚—卡利多尼德带也记录了类似的区域性玻安岩生成事件,深刻揭示了古大陆聚合与分裂的复杂过程.在如此大规模的地质构造背景下,俯冲的开始需要一种或多种全球性驱动力的作用.对于始新世玻安岩的广泛分布,普遍认为与印度—欧亚板块的剧烈碰撞事件有关,该事件形成了现今的喜马拉雅山脉(Dilek and Furnes, 2011).而中白垩世蛇绿岩带的形成则可能与大西洋的部分扩张有关.相比之下,古生代时期广泛分布的玻安岩及其相关俯冲带的驱动因素仍不明确(Pearce and Arculus, 2021).

然而,并非所有弧—盆系统中的玻安岩都与俯冲起始有关,部分玻安岩形成于发育成熟的岛弧和弧后环境.在Lau弧后盆地的扩张中心,岛弧火山活动受到弧后环境的影响,显示出异常高的俯冲输入和更大范围的熔融,形成了具有玻安岩特征的熔体(Escrig *et al.*, 2012).在扩张中心发现的玻安岩样本显示,难熔地幔与大量含水流体成分的结合(源自火山前缘)导致了极高的熔融程度(高达38%; Escrig *et al.*, 2012).此外,该地区玻安岩的成因还受到了三维对流结构的影响(Escrig *et al.*, 2012).因此,该地区的玻安岩是由多种因素共同作用而形成的结果(Escrig *et al.*, 2012). Cooper *et al.* (2010)通过分析汤加活火山带的特定海底火山,提出了新的两阶段成因模型,解释典型大洋岛弧中玻安岩的形成.该模型指出,弧后区域的地幔经历初次熔融并亏损,随后在特定地质条件驱动下,这部分亏损的地幔物质迁移至地幔楔,受俯冲板块释放的流体作用,在弧前位置再次熔融,形成玻安岩.类似过程也可能适用于岛弧、弧前盆地和弧—陆碰撞中的玻安岩,表明尽管地质背景多样,玻安岩的形成机制具有共性(Pearce and Arculus, 2021).研究玻安岩的岩石成因能有效地约束蛇绿岩的构造背景.在蛇绿岩中,与弧前相似的岩石类型是许多

SSZ型蛇绿岩的特征之一,因此有学者认为这些蛇绿岩代表了俯冲起始时形成的弧前地壳碎片(Stern *et al.*, 2012).但塞浦路斯的Troodos蛇绿岩被认为是在靠近俯冲带的扩张中心形成的(Woelki *et al.*, 2018).在Troodos,玻安岩和拉斑玄武岩互层,源自高度亏损的地幔源区,随后该地幔通过俯冲沉积物释放的流体和熔体交代富集,最终在扩张轴下熔融(Woelki *et al.*, 2018).研究表明,Troodos岩套在弧后扩张中心形成,该中心位于弧前位置,而不是在俯冲起始时形成的(Woelki *et al.*, 2018).新喀里多尼亚的蛇绿岩中发现早始新世的玻安岩,富集LILE和LREE及高元素比值表明其地幔源区受到来自俯冲流体和熔体的作用(Cluzel *et al.*, 2016).早始新世俯冲始于“洋脊”或其附近,涉及年轻的热岩石圈;因此,源自板块的熔体可能与热且亏损的橄榄岩发生局部反应(Cluzel *et al.*, 2016).最终,较老的(更冷且含水的)岩石圈在俯冲过程中进入地幔楔,触发地幔楔的低程度部分熔融,生成玻安岩岩浆(Cluzel *et al.*, 2016).

在地球早期,玻安质岩石形成机制可能更加特殊.罕见的太古宙似玻安岩型岩石表现出与现今玻安岩相似的成分特征,可以分为至少两种类型:Whundo型和Whitney型(Smithies *et al.*, 2004).Whundo型岩石在成分上最接近现今的玻安岩,已在3.12 Ga和2.8 Ga的绿岩带层序中被发现(Smithies *et al.*, 2004).这些岩石组合主要由拉斑玄武岩、钙碱性镁铁质火山岩和中性火山岩组成,与现代岛弧的岩石组合非常相似(Boily and Dion, 2002; Smithies *et al.*, 2004).但与现今玻安岩相比,Whundo型岩石的HREE和 Al_2O_3 含量较高,表明其地幔源区富含石榴石(Smithies *et al.*, 2004).富含石榴石可能是地幔潜能温度较高的结果,普遍认为该温度比现今温度高150 °C(例如,Davies, 1995; Ohta *et al.*, 1996).在温度较高的太古宙软流圈中,减压熔融通常在更高压力下发生,增加了石榴石残留物的可能性(Smithies *et al.*, 2004).这些石榴石可能是早期熔融导致地幔亏损的残余物,随后在第二次熔融过程中或之前被去除(Smithies *et al.*, 2004).Whundo型岩石表明,3.12 Ga以来的板块构造作用与现今玻安岩基本相同.在此之前,可能存在特殊的太古宙玻安岩形成机制,包括浮力更大的大洋板块和极低效的幔源富集过程(Smithies *et al.*, 2004).

在努夫亚吉图克绿岩带(Nuvvuagittuq Greenstone Belt)发现的玻安质岩石是迄今为止报道的最古老的(3.7~3.8 Ga)玻安质岩石,并作为早期太古宙俯冲起始的证据(Turner *et al.*, 2014). Nuvvuagittuq 镁铁质岩石的地层学和地球化学特征与现代 IBM 弧前岩石非常相似,证明俯冲作用至少可以追溯到 3.8 Ga,甚至可能早至 4.4 Ga(Turner *et al.*, 2014). 这表明在地球历史上的早期(太古宙)已存在板块构造和俯冲带,这些地质过程可能为生命的演化提供了理想的场所(Turner *et al.*, 2014).

6 非俯冲带玻安岩研究

非俯冲带玻安岩的研究近年来逐渐受到关注,其形成背景多样,包括陆内裂谷、洋底高原和地幔柱活动等构造环境(Srivastava, 2006; Golowin *et al.*, 2017a; Pearce and Reagan, 2019; Zhao *et al.*, 2021). 与俯冲带玻安岩相比,非俯冲带玻安岩在岩石学特征上同样表现出高 MgO、SiO₂,低 TiO₂特征,矿物组合以橄榄石和辉石为主(Pearce and Arculus, 2021). 地球化学特征上,非俯冲带玻安岩富集 LILE(如 Rb、Ba、K)和 LREE,亏损 HFSE(如 Nb、Ta、Ti)和 MREE,但其稀土元素配分模式可能因构造背景不同而有所变化(Shervais *et al.*, 2021). 例如,印度克拉通玻安岩整体富集 REE, LREE 比 HREE 富集程度更高, LREE 模式倾斜, HREE 模式平坦(图 5). Manihiki 高原玻安岩呈不对称“勺型”稀土元素配分模式. 青藏高原的日土玻安岩系火山岩显示出相对富集 LREE、LILE 的特征,表明其地幔源区受到了大陆地壳的影响(Zhao *et al.*, 2021). 值得注意的是,青藏高原的玻安质火山岩具有明显的 Eu 正异常,而印度克拉通玻安岩显示出轻微的 Eu 负异常特征(图 5). 无论正异常或负异常,均有可能是结晶过程中斜长石参与的结果,也可能是源区特征的反映(Cluzel *et al.*, 2006; Zhao *et al.*, 2021). 形成机制方面,非俯冲带玻安岩通常与地幔柱活动或地壳伸展相关,其源区为高度亏损的地幔,在高温、低压条件下经历二次熔融,并可能受到少量地壳物质混染或流体加入的影响(Cluzel *et al.*, 2016; Pearce and Reagan, 2019). 由于本文聚焦俯冲带玻安岩,以及篇幅的原因,这方面的内容在此不做系统展开.

7 存在问题与未来研究方向

玻安岩主要形成于特定地质时期和环境,通常出现在古老的地质记录中,导致新鲜的野外样品稀缺. 因此,新鲜的玻安岩样品极为珍贵,对于深入理解其成因机制和地球化学特征至关重要. 随着深海钻探工作的推进和技术发展,未来有望获得更多来自当代深海环境和蛇绿岩序列的玻安岩样品. 深海钻探工作能够深入洋壳,提取未受风化影响的新鲜岩石样品,有助于研究玻安岩的岩浆作用和成因机制. 这些新鲜样品将极大丰富现有样品库,为玻安岩研究提供宝贵资料. 通过对这些新鲜样品的岩石学和地球化学分析,我们能更全面地了解玻安岩的形成条件和成因机制,从而推动我们对地球深部过程和板块构造运动的理解.

过去对西太平洋玻安岩的研究主要集中在其全岩主量元素、微量元素及同位素组成上,而对新鲜玻安岩的矿物学研究相对较少. 玻安岩的矿物学特征直接反映其结晶和熔融条件,因此矿物学研究为理解俯冲起始时岩浆形成和火山活动条件提供重要信息. 玻安岩的矿物组成和晶体结构记录了岩石的形成环境,并揭示地幔熔融过程中的物理化学条件. 例如,矿物组合、含量变化、晶体形态及包裹体等特征,都是指示熔融深度、温度、压力和流体成分的重要指标. 这些信息对理解玻安岩的成因机制至关重要,因此对玻安岩开展系统的矿物学研究可能是未来的重要方向. 通过深入分析玻安岩矿物学特征,我们可以更好地理解地幔熔融过程中的物理化学条件及相关地质事件,从而为解释玻安岩的成因提供更全面、精确的信息.

玻安岩中通常含有较多的斑晶,某些情况下,玻安岩形成过程中可能经历了复杂的岩浆房过程. 比如堆晶作用可能对全岩成分产生影响. 熔体包裹体不仅保留了原始岩浆的地球化学组成,还为岩浆在冷却和结晶过程中经历的条件提供了重要线索. 这些包裹体是“时间胶囊”,记录了岩浆演化的早期阶段信息. 因此,有必要对玻安岩斑晶中熔体包裹体开展系统研究.

目前关于玻安岩形成过程中地幔亏损的研究,主要聚焦于单一亏损事件. 然而,地幔的长期亏损历史及其对玻安岩成因的影响仍缺乏充分认识. 例如, Yagodinski *et al.* (2018) 研究了 IBM 弧前玄武岩的 Nd 和 Hf 同位素. 这些玄武岩的年龄仅比 Chi-

chijima 玻安岩早 0.1 Ma, 且位于远离初生海沟的位置, 因此未受俯冲作用的影响。研究表明, 在俯冲作用开始之前, 地幔源区已有一定程度的亏损, 这种亏损可追溯到早古生代。该发现说明, 地幔源区在玻安岩形成前已经历熔融事件, 这可能会对玻安岩成因产生重要影响。因此, 深入研究玻安岩地幔源区第一阶段及第一阶段前更早期的熔融事件, 对理解玻安岩成因机制具有重要意义。这类研究有助于揭示地幔亏损历史, 并为理解玻安岩的形成提供新视角。

不同地区的玻安岩可能形成于不同的地质背景和构造环境, 其形成过程涉及复杂的地幔熔融、流体活动及地壳—幔相互作用。如何归纳玻安岩形成过程中的共性与差异, 建立普遍适用的成因模型, 并明确关键成因细节, 仍是当前研究的重要课题。例如, 与俯冲起始相关的玻安岩, 如果通过添加流体降低地幔熔点形成, 实验温压计计算的温度和压力值可能直接反映真实的熔融条件。然而, 如果根据 Umino *et al.* (2015) 的观点, 玻安岩是通过减压和流体添加共同作用形成的, 则熔融可能在更深、更高温度下开始。这意味着, 考虑减压效应时, 实际熔融温度和压力可能高于简单流体添加模型的预测。因此, 为了更准确地理解玻安岩的成因机制, 需要综合考虑流体活动、减压效应及地幔和地壳的相互作用等因素。进一步研究将有助于揭示玻安岩形成的复杂过程, 进而建立更全面、精确的成因模型。

玻安岩最重要的特征和应用之一是其对识别俯冲起始过程的关键作用。板块构造的启动是地球科学研究中长期悬而未决的问题。准确识别这一过程的起点及其演化机制, 对理解地球动力学和岩石圈演化至关重要。作为一种特殊的岩浆岩, 玻安岩的形成通常与俯冲起始和地幔部分熔融密切相关, 因此可为研究板块构造的启动提供重要线索。通过研究不同时代和地区的玻安岩, 不仅可以揭示俯冲过程的物理和化学条件, 还能反映俯冲带在不同构造背景下的动力学特征。特别是在早期地质时代, 玻安岩的存在与分布可作为俯冲带启动的证据。通过对古老玻安岩的地球化学特征、矿物学特征及构造背景的分析, 可为探索板块构造的起始和发展提供新线索。此外, 玻安岩的研究还可延伸到时间尺度对比上。通过对不同地质时代的玻安岩对比分析, 可揭示板块俯冲从起始到完全建立的演变过程。这不仅为理解地球动力学历史提供了重要视

角, 还可能推动对地球内部物质循环和地壳—地幔相互作用的认识。因此, 以玻安岩为切入点, 系统研究其与板块构造起始的关系, 不仅是地球科学中的前沿方向之一, 也具有重要的理论和实践价值。这一方向不仅可深化对板块构造理论的理解, 还可能在揭示地球历史关键节点中发挥重要作用。

致谢: 本研究得到国家自然科学基金面上项目 (42072069) 的资助。

References

- Arculus, R., Gurnis, M., Ishizuka, O., et al., 2019. How to Create New Subduction Zones: a Global Perspective. *Oceanography*, 32(1): 160—174. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2019.140>
- Arculus, R. J., Pearce, J. A., Murton, B., et al., 1992. Igneous Stratigraphy and Major Element Geochemistry of Holes 786A and 786B. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results*. 125:143—169 <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.137.1992>
- Bédard, J. H., 1999. Petrogenesis of Boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of Subducted Source Components. *Journal of Petrology*, 40(12): 1853—1889. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.12.1853>
- Bénard, A., Arculus, R. J., Nebel, O., et al., 2017. Silica-Enriched Mantle Sources of Subalkaline Picrite-Boninite-Andesite Island Arc Magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 199: 287—303. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.09.030>
- Bloomer, S. H., Hawkins, J. W., 1983. Gabbroic and Ultramafic Rocks from the Mariana Trench: An Island Arc Ophiolite. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2*. American Geophysical Union, Washington, D. C., 294—317. <https://doi.org/10.1029/gm027p0294>
- Bloomer, S. H., Hawkins, J. W., 1987. Petrology and Geochemistry of Boninite Series Volcanic Rocks from the Mariana Trench. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(3): 361—377. <https://doi.org/10.1007/BF00371999>
- Boily, M., Dion, C., 2002. Geochemistry of Boninite-Type Volcanic Rocks in the Frotet-Evans Greenstone Belt, Opatica Subprovince, Quebec: Implications for the Evolution of Archaean Greenstone Belts. *Precambrian Research*, 115(1/2/3/4): 349—371. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00016-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00016-5)
- Cameron, W. E., 1985. Petrology and Origin of Primitive Lavas

- from the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(2): 239–255. <https://doi.org/10.1007/BF00379457>
- Cameron, W. E., McCulloch, M. T., Walker, D. A., 1983. Boninite Petrogenesis: Chemical and Nd - Sr Isotopic Constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(1): 75–89. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90191-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90191-7)
- Chen, J. H., 2020. Petrogenesis of the Cenozoic High-Mg Andesites in the Russian Far East: Geochemical Evidence (Dissertation). Jilin University, Jilin (in Chinese with English abstract).
- Cluzel, D., Meffre, S., Maurizot, P., et al., 2006. Earliest Eocene (53Ma) Convergence in the Southwest Pacific: Evidence from Pre-Obduction Dikes in the Ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova*, 18(6): 395–402. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00704.x>
- Cluzel, D., Ulrich, M., Jourdan, F., et al., 2016. Early Eocene Clinostatite Boninite and Boninite-Series Dikes of the Ophiolite of New Caledonia; A Witness of Slab-Derived Enrichment of the Mantle Wedge in a Nascent Volcanic Arc. *Lithos*, 260: 429–442. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.031>
- Cooper, L. B., Plank, T., Arculus, R. J., et al., 2010. High-Ca Boninites from the Active Tonga Arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10): 2009JB006367. <https://doi.org/10.1029/2009jb006367>
- Coulthard, D. A. Jr, Reagan, M. K., Shimizu, K., et al., 2021. Magma Source Evolution Following Subduction Initiation: Evidence from the Element Concentrations, Stable Isotope Ratios, and Water Contents of Volcanic Glasses from the Bonin Forearc (IODP Expedition 352). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(1): e2020GC009054. <https://doi.org/10.1029/2020gc009054>
- Crawford, A. J., 1989. Boninites and Related Rocks. Unwin Hyman, London, 465.
- Cunningham, H., Gill, J., Turner, S., et al., 2012. Rapid Magmatic Processes Accompany Arc-Continent Collision: The Western Bismarck Arc, Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(5): 789–804. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0776-y>
- Davies, G. F., 1995. Punctuated Tectonic Evolution of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3/4): 363–379. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00167-B](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00167-B)
- DeBari, S. M., Taylor, B., Spencer, K., et al., 1999. A Trapped Philippine Sea Plate Origin for MORB from the Inner Slope of the Izu-Bonin Trench. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(1/2): 183–197. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00252-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00252-6)
- Dilek, Y., Furnes, H., 2014. Ophiolites and Their Origins. *Elements*, 10(2): 93–100. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite Genesis and Global Tectonics: Geochemical and Tectonic Fingerprinting of Ancient Oceanic Lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3/4): 387–411. <https://doi.org/10.1130/B30446.1>
- Dobson, P. F., O'Neil, J. R., 1987. Stable Isotope Compositions and Water Contents of Boninite Series Volcanic Rocks from Chichi-Jima, Bonin Islands, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(1/2): 75–86. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90108-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90108-7)
- Dobson, P. F., Blank, J. G., Maruyama, S., et al., 2006. Petrology and Geochemistry of Boninite-Series Volcanic Rocks, Chichi-Jima, Bonin Islands, Japan. *International Geology Review*, 48(8): 669–701. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.8.669>
- Duncan, R. A., Green, D. H., 1987. The Genesis of Refractory Melts in the Formation of Oceanic Crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96(3): 326–342. <https://doi.org/10.1007/BF00371252>
- Escrig, S., Bézoz, A., Langmuir, C. H., et al., 2012. Characterizing the Effect of Mantle Source, Subduction Input and Melting in the Fonualei Spreading Center, Lau Basin: Constraints on the Origin of the Boninitic Signature of the Back-Arc Lavas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(10): 2012GC004130. <https://doi.org/10.1029/2012gc004130>
- Falloon, T. J., Danyushevsky, L. V., 2000. Melting of Refractory Mantle at 1 middle Dot 5, 2 and 2 middle Dot 5 GPa under Anhydrous and H₂O - Undersaturated Conditions: Implications for the Petrogenesis of High-Ca Boninites and the Influence of Subduction Components on Mantle Melting. *Journal of Petrology*, 41(2): 257–283. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.257>
- Falloon, T. J., Crawford, A. J., 1991. The Petrogenesis of High-Calcium Boninite Lavas Dredged from the Northern Tonga Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3/4): 375–394. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90030-L](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90030-L)
- Falloon, T. J., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., et al., 2008. Boninites and Adakites from the Northern Termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 49(4): 697–715
- Flower, M. F. J., Levine, H. M., 1987. Petrogenesis of a Tholeiite-Boninite Sequence from Ayios Mamas, Troodos Ophiolite: Evidence for Splitting of a Volcanic Arc? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(4): 509–524.

- <https://doi.org/10.1007/BF00375328>
- Glancy, S.E., 2014. Petrology and Geochemistry of Boninites and Related Lavas from the Mata Volcanoes, NE Lau Basin (Dissertation). University of Hawai'i at Manoa ProQuest, Hawaii, 292.
- Golowin, R., Portnyagin, M., Hoernle, K., et al., 2017a. Boninite-Like Intraplate Magmas from Manihiki Plateau Require Ultra-Depleted and Enriched Source Components. *Nature Communications*, 8: 14322. <https://doi.org/10.1038/ncomms14322>
- Golowin, R., Portnyagin, M., Hoernle, K., et al., 2017b. The Role and Conditions of Second-Stage Mantle Melting in the Generation of Low-Ti Tholeiites and Boninites: The Case of the Manihiki Plateau and the Troodos Ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(11): 104. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1424-3>
- Griffin, W. L., Shee, S. R., Ryan, C. G., et al., 1999. Harzburgite to Lherzolite and back Again: Metasomatic Processes in Ultramafic Xenoliths from the Wesselton Kimberlite, Kimberley, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(2): 232—250. <https://doi.org/10.1007/s004100050481>
- Hatton, C.J., Sharpe, M.R., 1989. Significance and Origin of Boninite-Like Rocks Associated with the Bushveld Complex. In: Crawford, A.J., ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, 174—207.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., et al., 1993. Mantle and Slab Contributions in ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21: 175—204. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001135>
- Herzberg, C., Asimow, P. D., 2015. PRIMELT3 MEGA. XLSM Software for Primary Magma Calculation: Peridotite Primary Magma MgO Contents from the Liquidus to the Solidus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(2): 563—578. <https://doi.org/10.1002/2014gc005631>
- Herzberg, C., Asimow, P. D., Arndt, N., et al., 2007. Temperatures in Ambient Mantle and Plumes: Constraints from Basalts, Picrites, and Komatiites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2):2006GC001390. <https://doi.org/10.1029/2006gc001390>
- Hickey, R. L., Frey, F. A., 1982. Geochemical Characteristics of Boninite Series Volcanics: Implications for Their Source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(11): 2099—2115. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90188-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90188-0)
- Hirose, K., Kushiro, I., 1998. The Effect of Melt Segregation on Polybaric Mantle Melting: Estimation from the Incremental Melting Experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 107(1/2/3): 111—118. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00129-5](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00129-5)
- Hoernle, K., Hauff, F., van den Bogaard, P., et al., 2010. Age and Geochemistry of Volcanic Rocks from the Hikurangi and Manihiki Oceanic Plateaus. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(24): 7196—7219. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.030>
- Huang, Z. H., Xiao, Y. Y., 2022. Comparison in Geochemical Characteristics and Genesis Models of Different Boninites between Qilian Orogen and Izu-Bonin Arc System. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 42(4):135—145(in Chinese with English abstract).
- Ingle, S., Mahoney, J. J., Sato, H., et al., 2007. Depleted Mantle Wedge and Sediment Fingerprint in Unusual Basalts from the Manihiki Plateau, Central Pacific Ocean. *Geology*, 35(7): 595. <https://doi.org/10.1130/g23741a.1>
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S., 2002. Boninitic Volcanism in the Oman Ophiolite: Implications for Thermal Condition during Transition from Spreading Ridge to Arc. *Geology*, 30(10): 899. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)0300899:bvitoo>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)0300899:bvitoo>2.0.co;2)
- Ishizuka, O., Kimura, J. I., Li, Y. B., et al., 2006. Early Stages in the Evolution of Izu-Bonin Arc Volcanism: New Age, Chemical, and Isotopic Constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1/2): 385—401. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.007>
- Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M. K., 2014. Izu-Bonin-Mariana Forearc Crust as a Modern Ophiolite Analogue. *Elements*, 10(2): 115—120. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.115>
- Johnson, R. W., Jaques, A. L., Hickey, R. L., et al., 1985. Manam Island, Papua New Guinea: Petrology and Geochemistry of a Low-TiO₂ Basaltic Island-Arc Volcano. *Journal of Petrology*, 26(2): 283—323. <https://doi.org/10.1093/petrology/26.2.283>
- Kanayama, K., Katamura, K., Umino, S., 2013. New Geochemical Classification of Global Boninites. IAVCEI 2013 Scientific Assembly Abstract 4W_1B-P13.
- Kikuchi, Y., 1890. On Pyroxene Components in Certain Volcanic Rocks from Bonin Island. *The Journal of the College of Science*, 3:67—89.
- Kikuchi, Y., 1888. Geological Summary of the Bonin and Volcano Islands. *Toyo Gakugeizasshi*, 5:64—69(in Japanese).
- Kuroda, N., Shiraki, K., 1975. Boninite and Related Rocks of Chichijima, Bonin Islands, Japan. Research Report(10). Shizuoka University, Shizuoka, 145—155.
- Kushiro, I., 2007. Origin of Magmas in Subduction Zones: a Review of Experimental Studies. *Proceedings of the Japan Academy Series B, Physical and Biological Sciences*, 83

- (1): 1–15. <https://doi.org/10.2183/pjab.83.1>
- Le Bas, M. J., 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology*, 41(10): 1467–1470. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>
- Li, H., Wang, M., Zeng, X. W., et al., 2020. Generation of Jurassic High-Mg Diorite and Plagiogranite Intrusions of the Asa Area, Tibet: Products of Intra-Oceanic Subduction of the Meso-Tethys Ocean. *Lithos*, 362: 105481. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105481>
- Li, H. Y., Li, X., Ryan, J. G., et al., 2022. Boron Isotopes in Boninites Document Rapid Changes in Slab Inputs during Subduction Initiation. *Nature Communications*, 13(1): 993. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28637-6>
- Li, H. Y., Taylor, R. N., Prytulak, J., et al., 2019. Radiogenic Isotopes Document the Start of Subduction in the Western Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 518: 197–210. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.04.041>
- Ma, Y. L., Zhong, Y., Furnes, H., et al., 2021. Origin and Tectonic Implications of Boninite Dikes in the Shiquanhe Ophiolite, Western Bangong Suture, Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 205: 104594. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104594>
- Meijer, A., Anthony, E., Reagan, M., 1982. Petrology of Volcanic-Rocks from the Fore-Arc Sites. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 60:709–729. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.60.138.1982>
- Meijer, A., 1980. Primitive Arc Volcanism and a Boninite Series: Examples from Western Pacific Island Arcs. *Geophysical Monograph Series*, 23: 269–282. <https://doi.org/10.1029/GM023p0269>
- Mitchell, A. L., Grove, T. L., 2015. Melting the Hydrous, Subarc Mantle: The Origin of Primitive Andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(2): 13. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1161-4>
- Ohnenstetter, D., Brown, W. L., 1992. Overgrowth Textures, Disequilibrium Zoning, and Cooling History of a Glassy Four - Pyroxene Boninite Dyke from New Caledonia. *Journal of Petrology*, 33(1): 231–271. <https://doi.org/10.1093/petrology/33.1.231>
- Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., et al., 1996. Field Occurrence, Geochemistry and Petrogenesis of the Archean Mid-Oceanic Ridge Basalts (AMORBs) of the Cleaverville Area, Pilbara Craton, Western Australia. *Lithos*, 37(2/3): 199–221. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00037-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00037-2)
- Osozawa, S., Shinjo, R., Lo, C. H., et al., 2012. Geochemistry and Geochronology of the Troodos Ophiolite: an SSZ Ophiolite Generated by Subduction Initiation and an Extended Episode of Ridge Subduction? *Lithosphere*, 4(6): 497–510. <https://doi.org/10.1130/l205.1>
- Pan, Q. Q., Xiao, Y., Su, B. X., et al., 2024. Tracing Material Transport during Subduction Inception: Insights from Potassium Isotopes in the Crustal Sequence of the Troodos Ophiolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 373: 259–270. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2024.04.005>
- Pearce, J. A., Arculus, R. J., 2021. Boninites. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Amsterdam, 113–129. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00152-1>
- Pearce, J. A., Reagan, M. K., 2019. Identification, Classification, and Interpretation of Boninites from Anthropocene to Eoarchean Using Si-Mg-Ti Systematics. *Geosphere*, 15(4): 1008–1037. <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>
- Pearce, J. A., Robinson, P. T., 2010. The Troodos Ophiolitic Complex Probably Formed in a Subduction Initiation, Slab Edge Setting. *Gondwana Research*, 18(1): 60–81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>
- Pearce, J. A., Peate, D. W., 1992. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23:251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- Pearce, J. A., van der Laan, S. R., Arculus, R. J., et al., 1992. Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Forearc): A Case Study of Magma Genesis during the Initial Stages of Subduction. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results*. 125:623–659. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.172.1992>
- Pearson, D. G., Wittig, N., 2002. Formation of Archaean Continental Lithosphere and Its Diamonds: The Root of the Problem. *Journal of the Geological Society*, 165(5): 895–914. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-003>
- Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., et al., 2010. Fore-Arc Basalts and Subduction Initiation in the Izu-Bonin-Mariana System. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3): 2009GC002871. <https://doi.org/10.1029/2009gc002871>
- Reagan, M. K., McClelland, W. C., Girard, G., et al., 2013. The Geology of the Southern Mariana Fore-Arc Crust: Implications for the Scale of Eocene Volcanism in the Western Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 380: 41–51. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.013>
- Reagan, M. K., Pearce, J. A., and Petronotis, K., et al., 2015. Expedition 352 Summary. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, 352: 1–32. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.352.101.2015>
- Reagan, M. K., Pearce, J. A., Petronotis, K., et al., 2017. Subduction Initiation and Ophiolite Crust: New Insights from IODP Drilling. *International Geology Review*, 59(11): 1439–1450. <https://doi.org/10.1080/00206814.>

- 2016.1276482
- Reagan, M. K., Pearce, J. A., Shervais, J. W., et al., 2023. Subduction Initiation as Recorded in the Izu-Bonin-Mariana Forearc. *Earth-Science Reviews*, 246: 104573. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104573>
- Resing, J. A., Rubin, K. H., Embley, R. W., et al., 2011. Active Submarine Eruption of Boninite in the Northeastern Lau Basin. *Nature Geoscience*, 4: 799–806. <https://doi.org/10.1038/ngeo1275>
- Scholpp, J. L., 2020. Pre-Eruptive Evolution of Izu-Bonin Boninite Melts: Mixing, Cooling, and Crystallization. Utah State University, Logan.
- Scholpp, J. L., Ryan, J. G., Shervais, J. W., et al., 2022. Petrologic Evolution of Boninite Lavas from the IBM Fore-Arc, IODP Expedition 352: Evidence for Open-System Processes during Early Subduction Zone Magmatism. *American Mineralogist*, 107(4): 572–586. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7733>
- Shen, F. Y., 2021. The Depleted Mantle Heterogeneity in Elements and Sr-Nd-Pb-Hf-Fe Isotopes and Boninite Magma Evolution (Dissertation). University of Chinese Academy of Sciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Shervais, J. W., Reagan, M. K., Godard, M., et al., 2021. Magmatic Response to Subduction Initiation, Part II: Boninites and Related Rocks of the Izu-Bonin Arc from IODP Expedition 352. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(1): e2020GC009093. <https://doi.org/10.1029/2020gc009093>
- Shervais, J. W., Reagan, M., Haugen, E., et al., 2019. Magmatic Response to Subduction Initiation: Part 1. Fore-Arc Basalts of the Izu-Bonin Arc from IODP Expedition 352. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(1): 314–338. <https://doi.org/10.1029/2018GC007731>
- Smithies, R. H., Champion, D. C., Sun, S. S., 2004. The Case for Archaean Boninites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(6): 705–721. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0579-x>
- Smithies, R. H., 2002. Archaean Boninite-Like Rocks in an Intracratonic Setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 197(1/2): 19–34. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00464-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00464-8)
- Sobolev, A. V., Portnyagin, M. V., Dmitriev, L. V., et al., 1993. Petrology of Ultramafic Lavas and Associated Rocks of the Troodos Massif, Cyprus. *Petrology*, 1(4): 331–361.
- Srivastava, R. K., 2006. Geochemistry and Petrogenesis of Neoarchaean High-Mg Low-Ti Mafic Igneous Rocks in an Intracratonic Setting, Central India Craton: Evidence for Boninite Magmatism. *Geochemical Journal*, 40(1): 15–31. <https://doi.org/10.2343/geochemj.40.15>
- Srivastava, R. K., 2008. Global Intracratonic Boninite-Norite Magmatism during the Neoproterozoic - Paleoproterozoic: Evidence from the Central Indian Bastar Craton. *International Geology Review*, 50(1): 61–74. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.1.61>
- Stern, R. J., Bloomer, S. H., 1992. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1621–1636. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1621:SZIEFT>2.3.CO;2)
- Stern, R. J., Reagan, M., Ishizuka, O., et al., 2012. To Understand Subduction Initiation, Study Forearc Crust: To Understand Forearc Crust, Study Ophiolites. *Lithosphere*, 4(6): 469–483. <https://doi.org/10.1130/L183.1>
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications*, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Sato, K., et al., 2003. The Petrology and Geochemistry of High-Magnesium Andesites at the Western Tip of the Setouchi Volcanic Belt, SW Japan. *Journal of Petrology*, 44(9): 1561–1578. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg049>
- Tatsumi, Y., 2006. High-Mg Andesites in the Setouchi Volcanic Belt, Southwestern Japan: Analogy to Archean Magmatism and Continental Crust Formation? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34: 467–499. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125014>
- Taylor, R. N., Nesbitt, R. W., Vidal, P., et al., 1994. Mineralogy, Chemistry, and Genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, 35(3): 577–617. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.3.577>
- Turner, S., Rushmer, T., Reagan, M., et al., 2014. Heading down Early On? Start of Subduction on Earth. *Geology*, 42(2): 139–142. <https://doi.org/10.1130/g34886.1>
- Umino, S., 1986. Magma Mixing in Boninite Sequence of Chichijima, Bonin Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1/2/3/4): 125–157. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90042-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90042-9)
- Umino, S., Kanayama, K., Kitamura, K., et al., 2017. Did Boninite Originate from the Heterogeneous Mantle with Recycled Ancient Slab? *Island Arc*, 27(1): e12221. <https://doi.org/10.1111/iar.12221>

- doi.org/10.1111/iar.12221
- Umino, S., Kitamura, K., Kanayama, K., et al., 2015. Thermal and Chemical Evolution of the Subarc Mantle Revealed by Spinel-Hosted Melt Inclusions in Boninite from the Ogasawara (Bonin) Archipelago, Japan. *Geology*, 43(2): 151–154. <https://doi.org/10.1130/g36191.1>
- Valetich, M. J., Le Losq, C., Arculus, R. J., et al., 2021. Compositions and Classification of Fractionated Boninite Series Melts from the Izu-Bonin-Mariana Arc: a Machine Learning Approach. *Journal of Petrology*, 62(1): 1–20. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab013>
- VanderLaan, S., Flower, M. F. J., Koster van Groos, A. E., 1989. Experimental Evidence for the Origin of Boninites: Near-Liquidus Phase Relations to 7.5 kbar. In: Crawford, A. J., ed., *Boninites and Related Rocks*, Unwin Hyman, London.
- Van der Laan, S., Arculus, R. J., Pearce, J. A., et al., 1992. Petrography, Mineral Chemistry, and Phase Relations of the Basement Boninite Series of Site 786, Izu-Bonin Forearc. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 125 Scientific Results*. 125: 171–201. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.139.1992>
- Wang, H. R., Li, C. W., Qian, Y. J., et al., 2025. The Multivariate Discriminant Analysis of High-Mg Andesitic Rock Types Based on Machine Learning. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, (1): 44–63 (in Chinese with English abstract).
- Whattam, S. A., Shervais, J. W., Reagan, M. K., et al., 2020. Mineral Compositions and Thermobarometry of Basalts and Boninites Recovered during IODP Expedition 352 to the Bonin Forearc. *American Mineralogist*, 105(10): 1490–1507. <https://doi.org/10.2138/am-2020-6640>
- Woelki, D., Regelous, M., Haase, K. M., et al., 2018. Petrogenesis of Boninitic Lavas from the Troodos Ophiolite, and Comparison with Izu-Bonin-Mariana Fore-Arc Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 498: 203–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.041>
- Wood, B. J., Turner, S. P., 2009. Origin of Primitive High-Mg Andesite: Constraints from Natural Examples and Experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1/2/3/4): 59–66. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.032>
- Woodhead, J. D., Eggins, S. M., Johnson, R. W., 1998. Magma Genesis in the New Britain Island Arc: Further Insights into Melting and Mass Transfer Processes. *Journal of Petrology*, 39(9): 1641–1668
- Woodhead, J., Hergt, J., Sandiford, M., et al., 2010. The Big Crunch: Physical and Chemical Expressions of Arc/Continent Collision in the Western Bismarck Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(1/2): 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.03.003>
- Xiao, Q. H., Li, T. D., Pan, G. T., et al., 2016. Petrologic Ideas for Identification of Ocean-Continent Transition: Recognition of Intra-Oceanic Arc and Initial Subduction. *Geology in China*, 43(3): 721–737 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, Y. Y., Yao, Y. X., Huang, Z. H., et al., 2023. Heterogeneous Mantle Source Compositions for Boninite from Bonin and Troodos, Evidence from Iron Isotope Variations. *Lithos*, 452: 107214. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107214>
- Yogodzinski, G. M., Bizimis, M., Hickey-Vargas, R., et al., 2018. Implications of Eocene-Age Philippine Sea and Forearc Basalts for Initiation and Early History of the Izu-Bonin-Mariana Arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 228: 136–156. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.047>
- Yu, Y., Huang, X. L., Sun, M., et al., 2021. High-Mg Andesitic Rocks Formed through Crustal Magmatic Differentiation. *Lithos*, 388: 106069. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106069>
- Zhao, B., Shi, R. D., Zou, H. B., et al., 2021. Intra-Continental Boninite-Series Volcanic Rocks from the Bangong-Nujiang Suture Zone, Central Tibet. *Lithos*, 386: 106024. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106024>
- Zheng, Y. F., 2012. Metamorphic Chemical Geodynamics in Continental Subduction Zones. *Chemical Geology*, 328: 5–48. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.005>

中文参考文献

- 陈佳卉, 2020. 俄罗斯远东地区新生代高镁安山岩的成因: 地球化学证据 (硕士学位论文). 吉林: 吉林大学.
- 黄子航, 肖媛媛, 2022. 祁连山伊豆一小笠原玻安岩的地球化学特征和成因模型对比. *海洋地质与第四纪地质*, 42(4): 135–145.
- 沈芳宇, 2021. 亏损地幔元素 Sr-Nd-Pb-Hf-Fe 同位素的不均一性及玻安岩的岩浆演化. 北京: 中国科学院大学.
- 王浩然, 李晨伟, 钱裕杰, 等, 2025. 基于机器学习的高镁安山岩岩石类型的多元判别分析. *成都理工大学学报(自然科学版)*, (1): 44–63.
- 肖庆辉, 李廷栋, 潘桂棠, 等, 2016. 识别洋陆转换的岩石学思路——洋内弧与初始俯冲的识别. *中国地质*, 43(3): 721–737.