

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2021.057>



俯冲循环组分对大洋地幔不均一性的定量约束

胡 航¹, 余 星^{1*}, 韩喜球^{1,2}

1. 自然资源部第二海洋研究所自然资源部海底科学重点实验室, 浙江杭州 310012
2. 上海交通大学海洋学院, 上海 200240

摘要: 大洋地幔内部存在广泛的不均一性, 其成因可有多种模式, 其中俯冲循环作用对地幔组成的变化具有重要影响。为明确各循环组分对亏损地幔的改造作用及其在富集源区中的相对贡献, 系统总结了不同循环组分(远洋沉积物、俯冲洋壳、陆壳)的平均微量元素特征, 计算了各循环组分在俯冲过程中经历的化学变化。基于改造后的循环组分, 开展与亏损地幔源区的混合和熔融模拟。结果表明, HIMU型玄武岩可以由纯俯冲洋壳($\leq 10\%$)与亏损地幔($\geq 90\%$)混合形成的源区, 经较低程度熔融($0.5\% \sim 1.5\%$)形成; 而EMI型玄武岩可以由俯冲洋壳($\leq 10\%$)、俯冲剥蚀的下陆壳物质($\leq 3\%$)、亏损地幔($\geq 90\%$)混合形成的源区, 经较低程度熔融($1\% \sim 2\%$)形成; EMII型玄武岩可以由俯冲洋壳($\leq 10\%$)、GLOSS-II(全球俯冲沉积物)或上陆壳物质($\leq 0.8\%$)与亏损地幔($\geq 90\%$)混合形成的源区, 经较低程度熔融($1\% \sim 1.5\%$)形成。

关键词: 地幔不均一性; 俯冲洋壳; 俯冲沉积物; 亏损地幔; 部分熔融; 地球化学。

中图分类号: P542

文章编号: 1000-2383(2022)07-2616-15

收稿日期: 2021-03-10

Quantitative Constraints of Subduction Cycle Components on Oceanic Mantle Heterogeneity

Hu Hang¹, Yu Xing^{1*}, Han Xiqiu^{1,2}

1. Key Laboratory of Submarine Geosciences & Second Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Hangzhou 310012, China
2. School of Oceanography, Shanghai Jiao Tong University, Shanghai 200240, China

Abstract: There is a wide range of heterogeneity in the oceanic mantle, which can be caused by a variety of models, among which the subduction cycle has an important influence on the composition of the mantle. In order to clarify the relative contribution of each cyclic component to the reformation of depleted mantle and the enrichment source region, in this paper it systematically summarizes the average trace element characteristics of different cyclic components (pelagic sediments, subducted oceanic crust, continental crust), and the cyclic components undergone chemical changes during subduction are calculated. Based on the modified cyclic components, the mixing and melting simulations with depleted mantle sources are carried out. It is found that the HIMU basalt can be formed by a low degree of melting ($0.5\% - 1.5\%$) in the mantle formed by the mixing of pure subducted oceanic crust ($\leq 10\%$) and depleted mantle ($\geq 90\%$). The EMI basalts can be formed by a low degree of melting ($1\% - 2\%$) in the mantle formed by the mixing of subducted oceanic crust ($\leq 10\%$), low continental crust ($\leq 3\%$) and depleted mantle ($\geq 90\%$). The EMII

基金项目: 国家自然科学基金项目(Nos. 42172231, 41872242); 大洋“十三五”资源环境专项(No. DY135-S2-1-02); 自然资源部第二海洋研究所基本科研业务费专项(Nos. JT2001, JG2001)。

作者简介: 胡航(1997—), 男, 研究生, 地球化学专业。ORCID: 0000-0003-2305-9104. E-mail: huhang@sio.org.cn

* 通讯作者: 余星, E-mail: yuxing@sio.org.cn

引用格式: 胡航, 余星, 韩喜球, 2022. 俯冲循环组分对大洋地幔不均一性的定量约束. 地球科学, 47(7): 2616—2630.

Citation: Hu Hang, Yu Xing, Han Xiqiu, 2022. Quantitative Constraints of Subduction Cycle Components on Oceanic Mantle Heterogeneity. *Earth Science*, 47(07): 2616—2630.

basalts can be formed by a low degree of melting (1%–1.5%) in the mantle formed by the mixing of subducted oceanic crust ($\leq 10\%$), GLOSS-II(global subducting sediment) or upper continental crust ($\leq 0.8\%$) and depleted mantle ($\geq 90\%$).

Key words: mantle heterogeneity; subducted oceanic crust; subducted sediment; depleted mantle; partial melting; geochemistry.

0 引言

20世纪60年代以来,随着大洋调查以及洋底玄武岩研究的深入,对大洋地幔的认识从最初的均一亏损地幔模式,逐渐发展为双层地幔模式和多端元不均一地幔模式(White, 1985; Hofmann, 2004),即大洋地幔中除了亏损地幔端元,还存在富集组分。关于富集组分的来源,前人提出多种模型,如俯冲循环模型(即大洋俯冲板块-地幔相互作用模型)、拆沉下陆壳模型和地幔交代模型。俯冲循环模型认为洋壳及上覆沉积物通过俯冲作用进入亏损地幔而使地幔重新富集(郑永飞等, 2013);拆沉下陆壳模型认为来自下陆壳的榴辉岩物质通过拆沉作用进入上地幔,从而导致亏损的上地幔重新富集(Anderson, 2006; Gao *et al.*, 2008);地幔交代模型认为亏损地幔受低熔融程度熔体或流体交代而富集(Niu and O'Hara, 2003)。

相比于下陆壳拆沉和地幔交代模型,俯冲作用的物质循环机制和动力学过程非常清晰,因此俯冲循环模型最直观且最易接受。不过,俯冲物质组成复杂,包含了大洋岩石圈地幔、洋壳、沉积物以及陆壳成分等,而且随着俯冲深度和温度的增加,俯冲物质会发生复杂的脱水作用(郑建平等, 2019),导致最终进入亏损地幔的俯冲组分存在多解性和不确定性,制约了对俯冲作用改造地幔源区的细节过程的认识(张国良等, 2017)。本文梳理了前人对大洋地幔组成的认识过程,基于俯冲循环模型讨论地幔不均一性成因及尺度。通过对俯冲组分与亏损地幔进行混合模拟和熔融模拟,讨论全球典型的 HIMU 型、EM 型(包括 EM I 和 EM II)洋岛玄武岩的成因,探讨了板块俯冲过程在大洋地幔不均一性成因的地位和作用。

1 大洋地幔不均一性:认识与发展

Gast *et al.*(1964)通过研究大西洋 Gough 岛以及 Ascension 岛 OIB 的 Sr、Pb 同位素组成,认为 OIB 的上地幔源区存在着区域性的 U/Pb 和 Rb/Sr 差异;Hart(1971)通过研究新鲜洋底玄武岩微量元素特征,认为 OIB 与 MORB 来自不同地幔类型,

MORB 来自早期经历熔体抽提或分异而亏损 Rb、Cs、Ba 等元素的地幔源区;他们通过洋岛玄武岩(OIB)和洋中脊玄武岩(MORB)的地球化学研究,发现这些玄武岩存在同位素差异,指示源区组成的不均一。Wasserbburg and Depaolo(1979)在前人基础上结合海洋和陆地拉斑玄武岩的 Sr、Nd 同位素特征,提出了双层地幔模型,认为下地幔相对原始,上地幔相对亏损。随着大洋玄武岩数据的不断积累,双层地幔模型不能解释不同区域间 OIB 的成分差异,OIB 难以用统一的原始下地幔起源来解释。Zindler *et al.*(1982)通过研究印度洋、大西洋、太平洋 MORB 及洋岛玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素特征,认为地幔中存在三种不同的端元,分别为“富集型地幔”(EM)、“亏损型或 MORB 型地幔”(DM)和相对于其他端元表现为高 U/Pb、Th/Pb 及低 Th/U 的第三种端元(HIMU)。

大量的洋底玄武岩(OIB、MORB)地球化学特征都表现出不同于 EM、HIMU、DM 型玄武岩的中等放射性 Sr、Nd、Pb 同位素特征,Zindler and Hart(1986)根据玄武岩同位素数据的分布特征识别出普遍地幔端元(PREMA)并将其解释为地幔平均组成或各端元的混合组分(图 1)。Hart *et al.*(1992)通过研究大洋玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素特征,将 PREMA 端元识别为 FOZO,同时认为其表现出较高的 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 特征是由上升的地幔柱中携带的下地幔物质导致的。Farley *et al.*(1992)通过研究 Samoa 洋岛玄武岩亦识别到了具有异常高的 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 的组分将其称为原始氦地幔(PHEM)。Hanan and Graham(1996)通过研究 MORB 的 Pb 同位素特征也识别出了地幔中的一种普遍端元将其称为“C”。PREMA 端元的玄武岩相比于 EM 型玄武岩在给定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 下具有较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及中等的放射性 Pb 同位素组成,同时表现出较高的 $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ 。White(2015)认为地幔中确实存在一种普遍的地幔端元,而 PREMA、FOZO、PHEM、C 其实指代相同的地幔端元,并认为采用 PREMA 名称最为合适,同时指出 PREMA 并不等于原始地幔而是地幔中不同组分(亏损地幔,循环的富集物质)在地幔对流下被充分搅拌混合形成,其中原始地幔的物质贡献极为

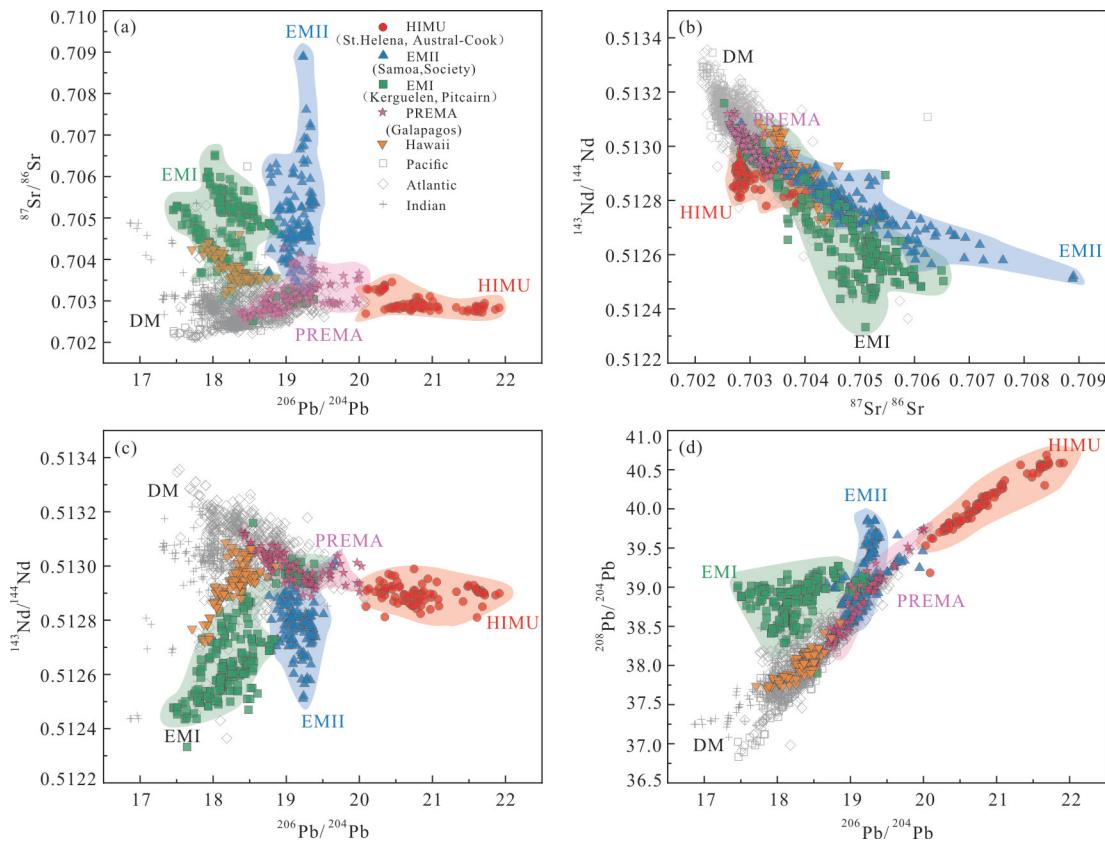


图 1 典型大洋玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成

Fig. 1 Sr-Nd-Pb isotopic compositions of typical oceanic basalts

洋岛玄武岩及 MORB 同位素数据来源于 Earthchem 数据库

有限。现今地幔中不同端元常用名称为：亏损型地幔端元(DM)，高 U/Pb 地幔端元(HIMU)，富集型地幔端元(EMI, EMII)，普遍地幔端元(PREMA)。

MORB 被认为是亏损的软流圈地幔减压熔融形成，携带相对均一的亏损地幔端元(DM)的地球化学特征。随着 MORB 数据的积累，不同区域的 MORB 表现出较大的成分差异，全球的亏损型大洋玄武岩被识别为印度洋型及太平洋-大西洋型，表明 DM 也存在不均一性(Kempton, 2003; Zhang *et al.*, 2013)。印度洋型 MORB 相对于太平洋型 MORB 表现为具有较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 以及较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ，表明印度洋上地幔中存在一种具有相对高的 Rb/Sr、Th/U 和低的 U/Pb、Sm/Nd 的组分，这种特征被识别为 DUPAL 异常。DUPAL 异常的成因具有多种解释，Rehkämper and Hofmann (1997) 将其解释为印度洋上地幔受到循环洋壳及不同比例的远洋沉积物的混入。Escriv *et al.* (2004) 通过研究印度洋玄武岩的 Os 同位素特征，认为印度洋玄武岩表现出高于亏损地幔的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ，以及异于太平洋-大西洋型

MORB 的 Sr-Nd-Pb 同位素特征是由拆沉的下陆壳物质(高 Re/Os、Th/U、Rb/Sr，低 U/Pb、Sm/Nd)循环进入上地幔与亏损地幔混合导致的。已有研究多聚焦于富集地幔的成因机制，对亏损地幔端元内的不均一性现象需要进一步探究。

2 俯冲循环模型与地幔不均一尺度

亏损地幔再富集是地幔不均一性的主要表现形式，引起再富集的机制有很多，本文着重讨论俯冲循环模型。俯冲带是地球不同圈层之间物质及能量交换的重要场所，俯冲物质主要包括大洋岩石圈(蚀变玄武岩、辉绿岩、辉长岩和橄榄岩)、洋壳携带的沉积物，以及可能的陆壳物质(田原等, 2021)。Armstrong (1968) 根据 Sr-Pb 同位素特征首先提出了地壳物质俯冲进入地幔的模型以解释大洋玄武岩同位素的多样性。Allègre and Turcotte (1986) 提出俯冲的大洋岩石圈被地幔对流拉伸而呈带状，可以构成地幔的大理石蛋糕模型(Marble-cake model)，其中洋壳携带的沉积物随着大洋岩石圈一同进入地幔，也可以改造地幔源

区。俯冲隧道理论认为俯冲带上覆的陆壳组分可以被俯冲板片剥蚀与下伏板块的物质混杂一同进入亏损地幔,是导致亏损地幔再富集的重要循环组分(Von Huene *et al.*, 2004; 张建新, 2020)。

俯冲作用引起的地幔不均一受控于俯冲物质的规模以及源区混合效率。有学者认为俯冲大洋岩石圈最终俯冲到地幔深部,停留在660 km上下地幔边界处,在长达1~2 Ga时间内与周围地幔达到热平衡状态,之后受浮力作用上涌形成地幔柱(Ringwood and Irfune, 1988; Yan *et al.*, 2020)。全地幔对流模型认为循环物质可以穿越660 km的不连续面,当俯冲深度大于720 km时玄武质洋壳转化为钙钛矿组合,与岩石圈地幔(方辉橄榄岩)分离,其密度大于周围地幔而俯冲进入地幔底部且在地幔对流作用下不会与周围地幔完全均一化,而是形成广泛的小尺度不均一性(Hirose *et al.*, 2005; 黄士春和郑永飞, 2017; Brunelli *et al.*, 2018; Cheng *et al.*, 2021)。因此,很多学者认为致密的洋壳会逐渐进入下地幔底部,在核幔边界长期堆积、聚集保持稳定数十亿年,并形成地球物理所观测到的大型剪切波低速省(LLSVP)(Brandenburg *et al.*, 2008; Jones *et al.*, 2020)。

受地幔对流作用的影响,地幔的不均一性可以小到矿物尺度、大到板块尺度。Kim *et al.*(2017)认为大量远离热点的E-MORB的存在,说明亏损地幔普遍充斥有小尺度的俯冲物质。Sobolev *et al.*(2011)发现了熔融包裹体中微米级尺度上的不均一性,熔融包裹体间的La/Sm、Sr/Ce差异很大,甚至大于岩石整体含量的差异。洋脊段尺度的地幔不均一性最早由Schilling(1973)在研究Reykjanes洋脊的玄武岩组成时发现。Poreda *et al.*(1986)根据He、H同位素认识到了Reykjanes洋脊与冰岛热点的源区不均一,这种洋脊与热点的源区不均一性被后来的V同位素等研究再次证明(Novella *et al.*, 2020)。更大尺度的不均一性也可被识别,印度洋玄武岩表现出与太平洋及大西洋不同的Sr-Nd-Pb同位素特征(Dupré and Allègre, 1983),之后被识别为南半球地球化学异常(Dupal异常),主要分布于全球范围内赤道至60°S之间。相对于Dupal异常,LLSVP是目前地球上最大尺度的地幔不均一特征,表现为地球物理上的两个大型剪切波低速区,分别为Jason和Tuzo,位于太平洋和非洲下方(Dziewonski *et al.*, 2010)。

3 俯冲前俯冲物质组成特征

俯冲物质一般包括大洋岩石圈和沉积物,以及可能从上盘剥蚀的陆壳物质(图2)。大洋岩石圈上层洋壳部分由海底扩张过程中上涌地幔减压熔融形成的玄武质岩浆岩组成,包括玄武岩、辉绿岩和辉长岩等,下层的上地幔是熔融残余的亏损岩石圈地幔,主要为方辉橄榄岩及二辉橄榄岩(Ringwood, 1982)。一般认为岩石圈地幔在部分熔融形成MORB后比软流圈地幔更加亏损,在基于循环俯冲模型讨论亏损地幔再富集的过程中常常聚焦于洋壳部分而忽略岩石圈地幔部分。洋壳浅表层的玄武岩会在海底发生蚀变作用,洋中脊附近的玄武岩还遭受热液蚀变作用。通过热液作用,蚀变洋壳可以富集U,亏损Pb以及Na、K、Rb等碱金属元素(Michard and Albarede, 1985)。在远离洋中脊区域,玄武岩可以持续发生低温蚀变,海水中的Sr大量进入洋壳(Coggon *et al.*, 2010),而Li、K、Rb、Cs等碱金属元素在低温蚀变过程中重新在上部蚀变洋壳中富集;考虑碱金属元素在大洋辉长岩中初始丰度较低,而在低温蚀变洋壳中丰度较高,因此洋壳总体变得更富集U、Rb、K、Cs等元素。而高场强元素及Th、Ti等元素活动性较弱,丰度基本保持不变(Staudigel, 2003)。

洋壳中下部的玄武岩、辉绿岩、辉长岩等蚀变作用较弱,可以不考虑微量元素变化。因此,全洋壳的组成取决于蚀变洋壳的成分和各洋壳组分的比例(表1)。蚀变洋壳、N-MORB和辉长岩等各组分的重稀土元素(HREE)与高场强元素(HFSE)含量差异较小,蚀变洋壳相对下部的N-MORB和辉长岩富集Rb、U、Cs,亏损Th(图3a)。通过各洋壳组分的混合可以获得全洋壳成分,全洋壳成分主要取决于发生蚀变的洋壳及新鲜洋壳的比例。Stracke *et al.*(2003)认为全洋壳由25%的蚀变洋壳、25%的新鲜MORB成分以及50%的辉长岩成分组成;Willbold and Stracke(2006)将全洋壳组成修正为10%的蚀变洋壳、40%的新鲜MORB成分和50%的辉长岩成分;Porter and White(2009)认为蚀变发生在洋壳表面1 200 m范围内,合理的蚀变洋壳比例为20%。本文采用Stracke *et al.*(2003)的全洋壳组成模式。

俯冲的沉积物一般分为远洋沉积物和陆源沉积物。Plank and Langmuir(1998)提出了全球俯冲沉积物(GLOSS)概念,认为GLOSS由17%的生物成

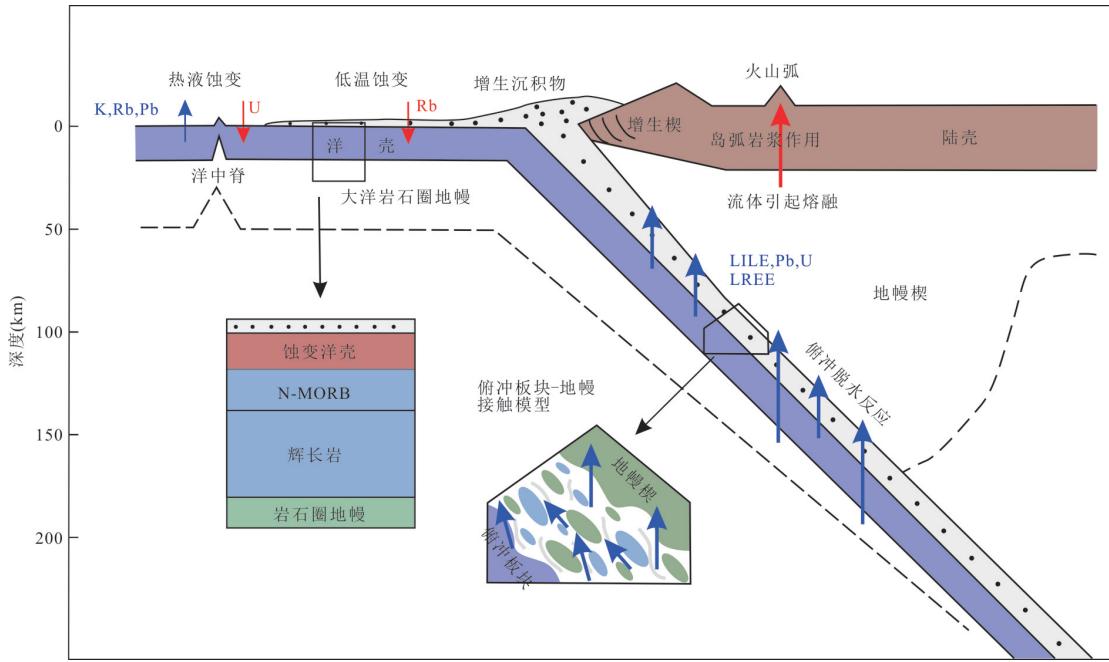


图 2 俯冲循环模型: 海底蚀变及俯冲脱水过程中的成分变化(据 Bebout, 2007 修改)

Fig. 2 Subduction cycle model: composition changes during seafloor alteration and subduction dehydration (modified after Bebout, 2007)

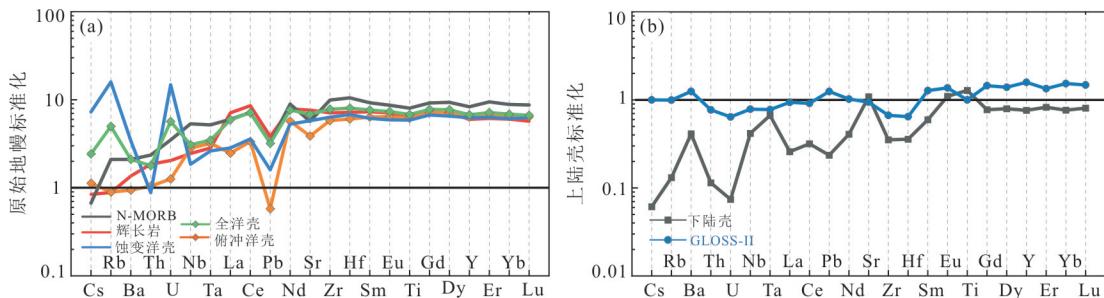


Fig. 3 Comparative diagrams of trace element contents in different oceanic crust components and subducted sediments

a. 原始地幔标准化的各洋壳组分, 原始地幔源自 McDonough and Sun(1995); b. 平均上陆壳标准化的俯冲沉积物及下陆壳成分, 陆壳成分源自 Rudnick and Gao(2003)

因组分、7% 的钙质碳酸盐和 76% 的陆源物质组成。根据 Plank(2014)提供的最新全球俯冲沉积物(GLOSS-II)数据, 其成分整体与上陆壳(UCC)相似, 略富集 Pb、Ba 和 HREE, 同时由于生物相的稀释而亏损 Th、U、HFSE 等。相对于下陆壳, GLOSS-II 明显富集微量元素(图 3b)。GLOSS-II 可以提供俯冲沉积物的平均组成, 但不同沉积环境的沉积物类型和成分存在差异。碎屑相沉积物常赋存碱金属元素(K、Rb、Cs)、U 及高场强元素, 生物碳酸盐岩相受生物生产力影响而富集 Sr、Ba, Fe-Mn 氧化物稀土元素与 Th 元素(Plank, 2014; 赵仁杰等, 2020)。陆源沉积物常富集 Pb, 热液沉积物可由洋壳淋滤作用

而富集 Pb(Barrett *et al.*, 1987)。壳内分异过程导致上陆壳与下陆壳的地球化学特征截然不同, 相比下陆壳, 上地壳富集强不相容元素(Rb、U、Th)(Rudnick and Gao, 2003)。同时具有相对更高的 Rb/Sr、U/Pb 和 Th/Pb, 在长期的演化后具有高于下地壳的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 以及 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb。

4 俯冲过程俯冲物质变化

大洋板块俯冲过程中常伴随着一系列复杂的物理、化学变化, 控制着俯冲物质的地球化学组成。大洋板块富含流体俯冲常伴随着强烈的俯冲脱水作用, 俯冲过程中随着温度压力的增加, 矿物晶格

表1 不同循环组分的微量元素(10^{-6})组成
Table 1 Trace element (10^{-6}) compositions of different cyclic components

	蚀变洋壳 ^a	新鲜玄武岩 ^b	大洋辉长岩 ^c	全洋壳 ^d	俯冲洋壳 ^e	上陆壳 ^f	下陆壳 ^f	GLOSS-II ^g	俯冲沉积物
Cs	0.153	0.014 08	0.018 77	0.051	0.025	4.9	0.3	4.9	2.79
Rb	9.58	1.262	0.562	2.99	0.57	84	11	83.7	55.24
Ba	22.6	13.87	9.5	13.87	6.59	628	259	786	534.48
Th	0.07	0.187 1	0.155 2	0.142	0.088	10.5	1.2	8.1	5.59
U	0.3	0.071 1	0.043 6	0.115	0.027	2.7	0.2	1.73	1.19
Nb	1.22	3.507	1.695	2.03	1.95	12	5	9.42	6.97
Ta	0.097	0.192	0.11	0.129	0.124	0.9	0.6	0.698	0.51
La	1.84	3.895	4.79	3.83	1.68	31	8	29.1	22.12
Ce	6.01	12.001	14.89	11.95	5.89	63	20	57.6	44.35
Pb	0.240 4	0.489	0.601	0.48	0.09	17	4	21.2	18.44
Nd	6.62	11.179	10.22	9.55	7.45	27	11	27.6	21.80
Sr	115	113.2	157.8	136	81	320	348	302	163.08
Zr	66.5	104.24	77.6	82	64	193	68	129	68.37
Hf	1.92	2.974	2.12	2.28	1.78	5.3	1.9	3.42	1.88
Sm	2.5	3.752	3.09	3.11	2.69	4.7	2.8	6	4.80
Eu	0.91	1.335	1.14	1.13	1.04	1.0	1.1	1.37	1.10
Ti	7 080	9 690	8 052	8 212	7 735	3 840	4 920	3 840	2 918.40
Gd	3.65	5.007	4.1	4.24	4.03	4.0	3.1	5.81	4.71
Dy	4.40	6.304	5.0	5.19	5.01	3.9	3.1	5.43	4.40
Y	26.9	35.82	26.9	29.1	28.5	21	16	33.3	26.97
Er	2.77	4.143	2.8	3.14	3.13	2.30	1.9	3.09	2.50
Yb	2.69	3.90	2.77	3.03	2.99	1.96	1.5	3.01	2.44
Lu	0.425	0.589	0.402	0.45	0.45	0.31	0.25	0.459	0.37
Rb/La	5.21	0.324	0.117	0.781	0.339	0.263	0.032	0.277	0.339
U/Pb	1.248	0.145 4	0.072 5	0.24	0.3	0.159	0.05	0.082	0.645
Th/Pb	0.291	0.383	0.258	0.296	0.978	0.618	0.3	0.382	0.303
Th/U	0.233	2.632	3.559 6	1.235	3.26	3.89	6.0	4.68	4.697

注:a. 蚀变洋壳微量元素组成,数据来自 Staudigel *et al.*(1995, 1996);b. 平均N-MORB微量元素组成,数据来自 Hofmann(1988);c. 平均大洋辉长岩微量元素组成,数据来自 Hart *et al.*(1999);d. 全洋壳组分由25%N-MORB、25%蚀变洋壳、50%辉长岩组成;e. 俯冲洋壳是在全洋壳的基础上经历俯冲脱水后的洋壳成分,元素活动性据 Stracke *et al.*(2003);f. 平均上陆壳成分、下陆壳成分,数据源于 Rudnick and Gao (2003);g. 全球俯冲沉积物数据源于 Plank(2014),俯冲沉积物成分根据 Johnson and Plank(2000)的900 °C元素活动性参数计算得出.

中的水逐渐释放发生俯冲脱水反应. 在脱水程中亲流体元素(Cs、Rb、Ba、LREE)进入流体造成亏损,而金红石作为俯冲高压环境中的稳定相选择性地保留了高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf)(Klemme *et al.*, 2005). 沈骥等(2019)研究认为板块俯冲作用将地表碳酸盐携带进入地球深部,在弧前60 km深度碳酸盐(方解石)会发生溶解,其富含的轻Mg同位素大量进入流体. 魏春景和郑永飞(2020)进一步指出俯冲洋壳中基性岩及超基性岩在弧前俯冲阶段(90~100 km)脱水很少,而在弧下俯冲阶段(100~

200 km)发生强烈的脱水. 俯冲脱水过程会导致U/Pb、Th/Pb的明显分馏,Pb多富集于硫化物中,在浅部即大量进入流体,而富集于碳酸盐中的U则在较深的部位进入流体,因而残余板块的Th/U比值和Th/Pb比值升高. 由于Pb比U亏损程度更大,残余板块具有较高的U/Pb(Kelley *et al.*, 2005). 也有研究表明板块俯冲过程中随着温度和压力条件的变化,不仅发生脱水同时也发生部分熔融作用形成中酸性岩浆即埃达克岩,部分熔融过程中不相容元素以及轻稀土元素大量亏损(Spandler and Pirard,

2013). 魏春景等(2017)指出俯冲洋壳主体为基性岩, 变质基性岩熔融主要受角闪石分解反应控制, 在没有外来流体注入的条件下只能形成很少的(1%~2%)熔体。Hernández-Uribe *et al.*(2019)进一步指出, 大部分俯冲过程中新鲜及蚀变的玄武岩很少熔融, 即使有熔融也只发生在少部分温度足够高的俯冲板块顶部, 认为俯冲过程中的脱水反应在微量元素循环进入地幔楔的过程中发挥了更大的作用, 而不是板块的熔融行为。板块俯冲过程中发生脱水反应的认识较为统一, 俯冲板块的部分熔融仅发生在异常热的俯冲条件下, 因而极少发生(熊小林等, 2020)。

俯冲的镁铁质洋壳密度较大, 进入地幔深部超过折返极限后在地幔温压条件下会发生相变(郑永飞和陈伊翔, 2019)。橄榄石转变为尖晶石, 辉石转变为石榴石, 绿泥石和绿帘石分解成角闪石, 再分解成石榴石和单斜辉石, 玄武质洋壳经历变质作用转变为榴辉岩、石榴辉石岩、角闪岩(Ringwood, 1982; 王春光和许文良, 2019)。榴辉岩比橄榄岩易熔, 由榴辉岩形成的富Si熔体与橄榄岩反应, 可将其转化为不含橄榄石的富Si辉石岩, 熔融形成拉斑型玄武岩, 或者将其转变为含少量橄榄石的贫Si辉石岩, 熔融形成碱性玄武岩(Sobolev *et al.*, 2005; Kogiso *et al.*, 2006)。因此在大理石蛋糕模型中, 残余板块经历复杂的流体及熔体交代作用继续俯冲进入地幔, 在地幔对流的作用下被拉伸减薄, 转变为条带状的辉石岩脉广泛分布于地幔, 辉石岩在地幔中长期居留后发生部分熔融形成OIB特征的玄武质岩浆(郑永飞等, 2013)。

5 基于俯冲循环模型的 HIMU、EM 成因解释

HIMU 和 EM 型玄武岩具有明显不同的放射性同位素特征, HIMU 具有极高的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 以及较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, EM 则同时具有较高的放射性成因 Sr、Pb 同位素(图 1)。不同的放射性同位素组成指示了 HIMU 型玄武岩和 EM 型玄武岩源区组成的差异, 两者具有不同的初始微量元素组成。不同的初始母子体同位素比值经长时间衰变作用而引起同位素的分离。由此推断 HIMU 源区应该具有较高的初始 U/Pb、Th/Pb, 较低的初始 Rb/Sr, 而 EM 源区具有较高的初始 U/Pb、Th/Pb 和 Rb/Sr 比值。

HIMU 源区常被解释为由俯冲洋壳与亏损地幔混合所形成。综合 St. Helena、Austral-Cook 等典型 HIMU 玄武岩组成, 可以推断 HIMU 源区相对于亏损地幔具有富集微量元素的特征, 相对于 La 等轻稀土元素, Cs、Rb、Ba、Th、Nb、Ta、U 等强不相容元素略亏损, 其中 Cs、Rb、Ba、U、Pb 等亲流体元素相对高场强元素更亏损(图 5a)。经过海底蚀变、俯冲脱水的俯冲洋壳也具有富集高场强元素、亏损亲流体元素特征, 很自然地被认为在 HIMU 源区中扮演重要组分。另一方面, HIMU 型玄武岩的微量元素及放射性同位素比值相对集中, 指示较均一的地幔源区组分(图 4)(Stracke, 2012)。而沉积物的加入则会显著改变源区的同位素和微量元素组成, 因此 HIMU 源区的形成过程主要受古俯冲洋壳的影响, 而基本不受沉积物组分的影响(Porter and White, 2009)。Kawabata *et al.*(2011)通过研究 St. Helena 玄武岩的主量元素特征, 与经交代而富 Fe 的橄榄岩部分熔融形成的熔体主量元素特征相似, 通过计算低压分馏校正后其原生岩浆 MgO 含量为 14%~20%, 认为其不能由地幔橄榄岩部分熔融形成, 推断其源区存在古俯冲洋壳组分。同时 St. Helena 玄武岩具有低(Rb, Ba, U)/Nb 及 Ce/Pb 特征, 基本排除了沉积物对源区的影响。Herzberg *et al.*(2014)通过研究 Mangaia 洋岛 HIMU 型玄武岩橄榄石斑晶 Fe/Mn 与 Mg[#]的相关性识别出两类协变趋势, 而橄榄岩熔融形成的玄武岩 Fe/Mn 值较低。结合 Ni、Th、Pb 等微量元素特征认为 HIMU 型源区玄武岩存在由俯冲洋壳形成的辉石岩, 但主要为橄榄岩。

EM 型玄武岩与 HIMU 型玄武岩微量元素分布特征基本相似, 表明俯冲洋壳也是 EM 型源区的重要组成部分。但 EM 型玄武岩相对更富集强不相容元素(Rb、Ba、Cs), 且 Rb/Sr、Rb/La、Ba/Nb、Th/U 较高, 相对亏损 Nb、Ta, 且 Nb/La、Nb/Rb 比值较低, 同时其 Ce/Pb、U/Pb 及 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 较低(图 1, 图 4a, 图 5b)。因此, 可以推断 EM 源区相对 HIMU 源区更富集 Rb、Ba、Cs、Pb 而亏损 Nb、Ta。EM 源区需要有除俯冲洋壳之外的富集组分加入, 这一富集组分很可能是俯冲沉积物。俯冲沉积物具有远高于俯冲洋壳的碱金属(Rb、Ba)及 Th、Pb 含量。EM 源区的形成是俯冲洋壳及沉积物与亏损地幔混合的产物, Weaver(1991)认为 EM I 型源区由远洋沉积物混入形成, EM II 型源区由陆源沉积物混入形成; 但

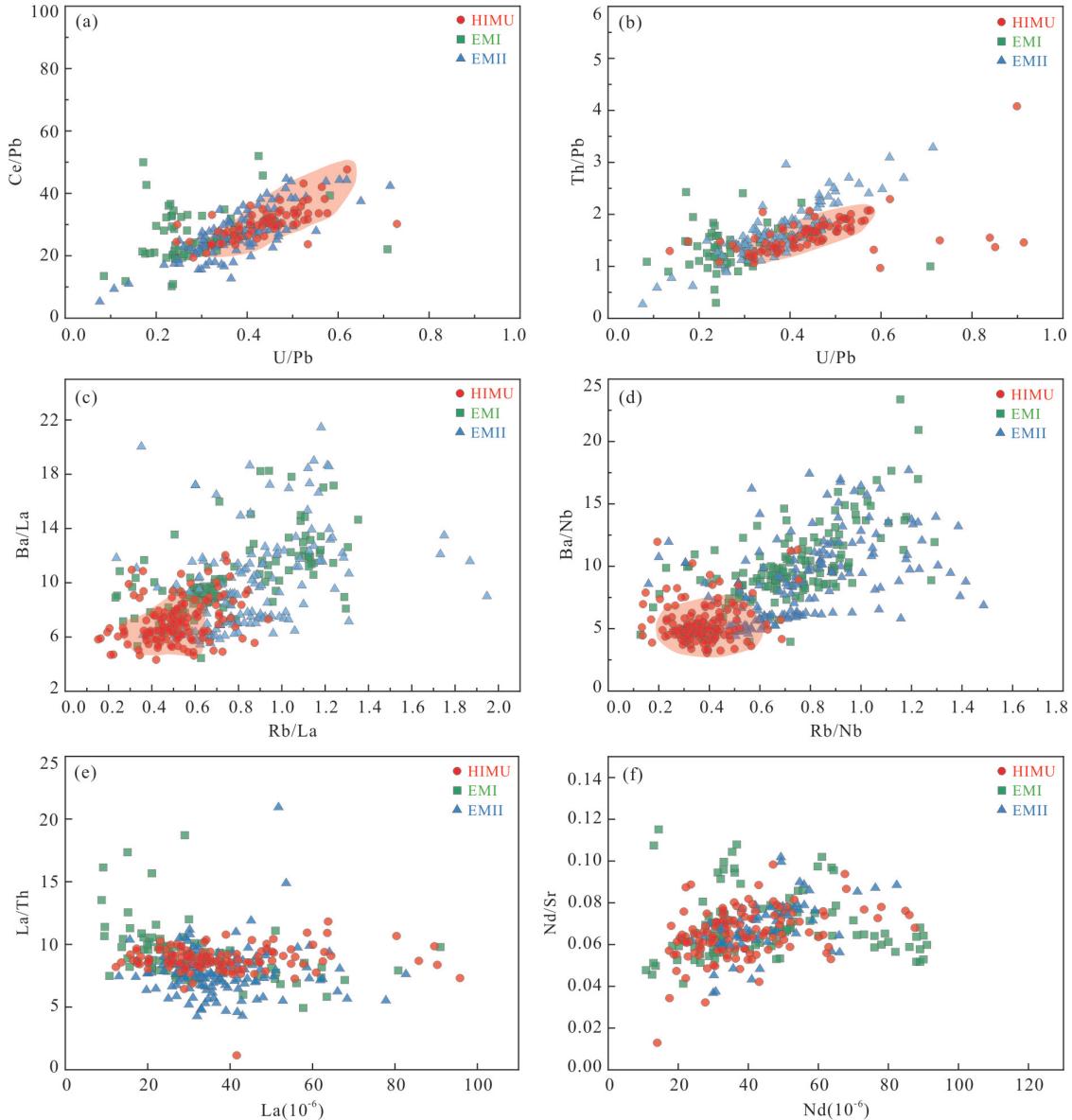


图4 洋岛玄武岩微量元素比值相关图(数据来源见图1)

Fig. 4 Correlation of trace element ratios of oceanic island basalts(data source is shown in Fig.1)

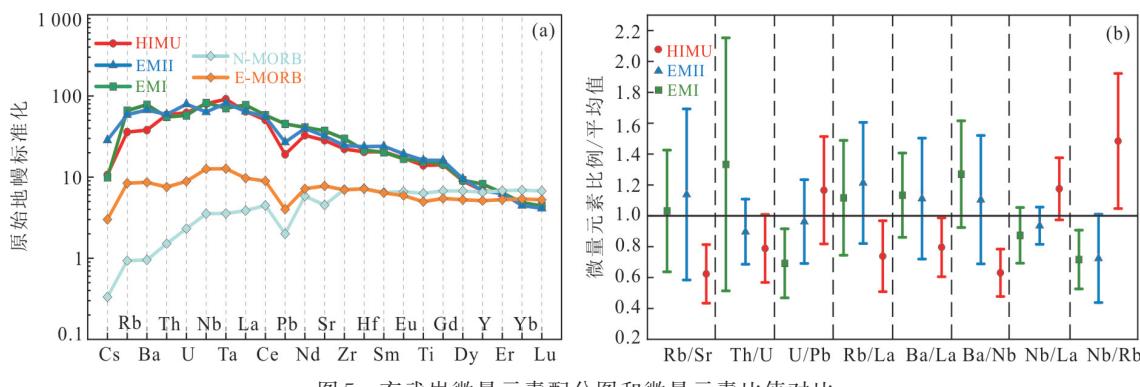


图5 玄武岩微量元素配分图和微量元素比值对比

Fig. 5 Trace element pattern and comparison of trace element ratios in basalts

a. 洋岛玄武岩数据为收集数据的平均值,N-MORB、E-MORB数据来自Sun and McDonough(1989); b. 元素比值为各类型洋岛玄武岩的平均值标准化到三种类型玄武岩的平均值

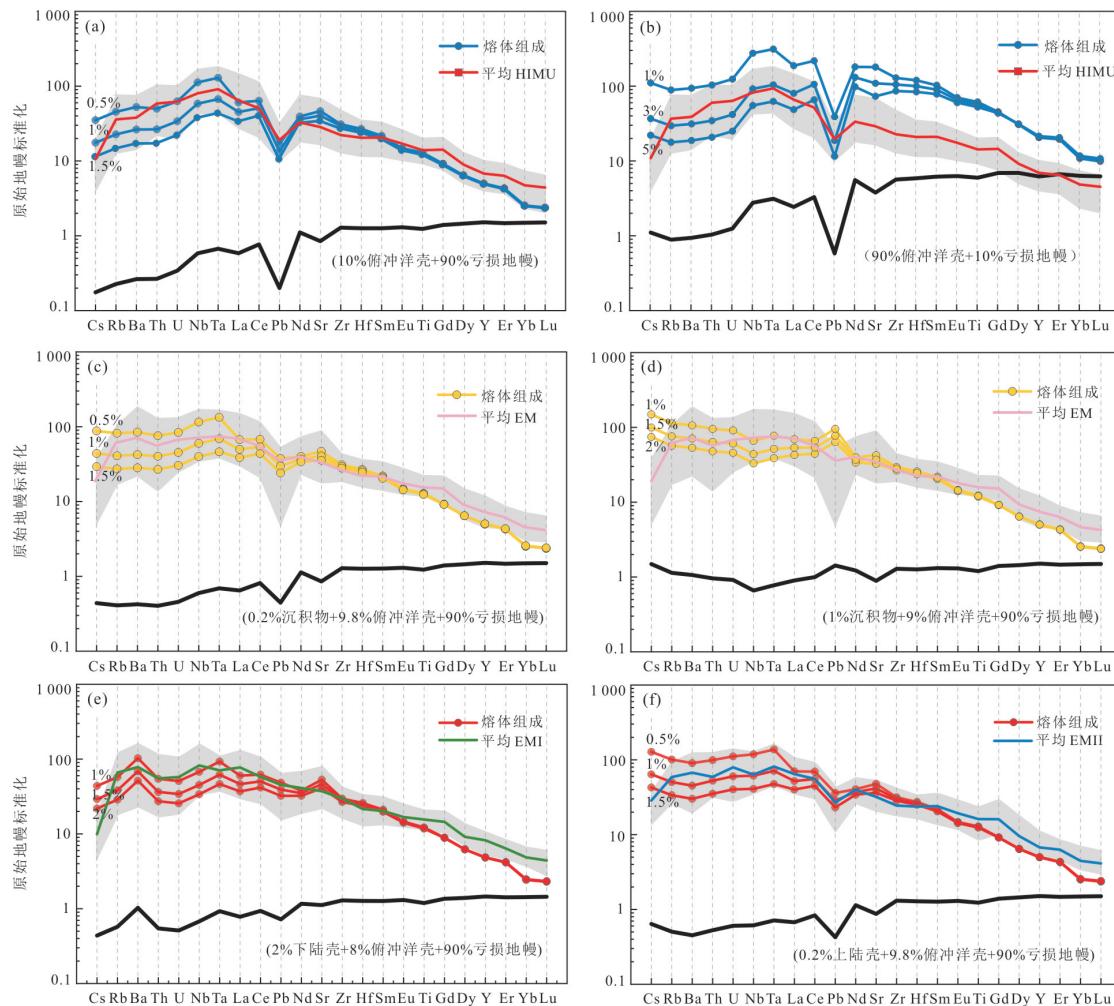


图 6 定量模拟源区及熔体微量元素特征

Fig. 6 Quantitative simulation of trace elements in source and melt

熔融模式为石榴石-橄榄岩源区的分离部分熔融, DM 组成来自 Salters 和 Stracke (2004); 微量元素的熔融分配系数来自 Stracke *et al.* (2003)

Plank 和 Langmuir (1998) 认为远洋沉积物和陆源沉积物地球化学特征相似, 不足以区分 EMI 和 EMII 型源区的成因差异。另一方面, 陆壳物质富集不相容元素, 具有较高的 Rb/Sr、Th/U 比值, 相对于强不相容元素 (Rb、K、La) 亏损 Nb, 其中上地壳的强不相容元素丰度高于下地壳。因此也有学者认为上覆地壳在大洋岩石圈俯冲过程中被俯冲剥蚀而大量进入地幔是 EM 源区的成因, 其中 EMI 由下陆壳物质混入形成, 而 EMII 是由上陆壳物质混入形成 (Willbold 和 Stracke, 2010)。Wang *et al.* (2018) 研究了 Pitcairn 洋岛玄武岩的 Mg 同位素, 认为其 EMI 型源区是古海相碳酸盐沉积物俯冲进入地幔形成。Boyet *et al.* (2019) 通过研究 Gough 群岛熔岩的 La-Ce 同位素特征, 认为其 EMI 源区为地幔柱上升过程中在较浅深度大陆岩石圈物质的混入形成。Yang *et al.* (2020) 根据 Ge/Si 在橄榄石与辉石中的

相容性差异, 发现辉石岩熔体具有相对橄榄岩更低的 Ge/Si, 因而认为 E-MORB 中较低的 Ge/Si 是由亏损源区经辉石岩及沉积物改造而形成的。

6 基于俯冲循环模型的源区及熔体组成定量模拟

俯冲循环模型可以从地球化学组成及机理上有效解释 HIMU 和 EM 型玄武岩成因, 但初始俯冲物质成分、俯冲过程俯冲物质成分变化、俯冲物质与亏损地幔混合比例等众多参数均会影响源区的组成。基于前文总结的各循环组分微量元素组成及不同类型大洋玄武岩的成因模式, 开展了定量模拟, 判断各类型玄武岩源区中循环组分及亏损地幔的混合比例。循环物质与亏损地幔的混合及模式为源区混合, 其中橄榄岩与榴辉岩/石榴辉石岩相对均

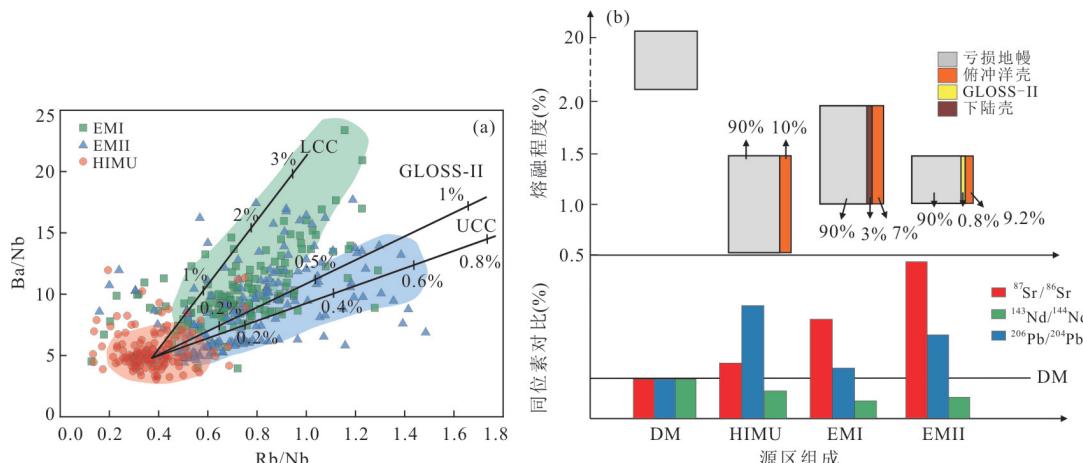


图7 Ba/Nb-Rb/Nb元素比值及模拟趋势图和源区组成模式

Fig. 7 The ratio of Ba/Nb-Rb/Nb and modeled mixing trajectories and source region composition pattern
趋势线代表在恒定的熔融程度下(1%),源区中不同比例循环物质形成的玄武岩的元素特征

一化,认为其熔体来自相对均一的富集橄榄岩(黄士春和郑永飞,2017).

HIMU型玄武岩源区由俯冲洋壳与亏损地幔按不同比例混合而成.俯冲洋壳相对亏损地幔富集微量元素,因此俯冲洋壳比例的增加会直接提高源区微量元素浓度(图6a、6b).模拟结果显示,10%俯冲洋壳与90%的亏损地幔混合熔融可以得到HIMU型玄武岩岩浆,熔融程度为0.2%~1%(图6a).而当俯冲洋壳比例过高时,熔融的岩浆重稀土含量偏高,严重偏离平均HIMU型玄武岩组成(图6b).

EM型玄武岩源区由沉积物、俯冲洋壳与亏损地幔按不同比例混合.随着源区中沉积物含量的增加,强不相容元素丰度显著提高,0.2%的沉积物和9.8%的俯冲洋壳加入90%亏损地幔源区可以模拟出EM型玄武岩源区,0.5%~1.5%的熔融程度可以产生EM型岩浆(图6c).若提高源区中的沉积物含量至1%,模拟岩浆会显示明显的Pb正异常,与平均EMI和EMII型玄武岩组成不符(图6d).

由于远洋沉积物和陆源沉积物成分相近,用GLOSS-II代表沉积物组分不能区分EMI型和EMII型源区(Plank and Langmuir, 1998).利用上陆壳和下陆壳组分进行模拟可以区分EMI和EMII,一般认为EMI由下陆壳物质混入形成,而EMII是由上陆壳物质混入形成(图6e、6f).约2%下陆壳物质混入俯冲洋壳和亏损地幔混合源区可以形成EMI型源区,在0.5%~1.5%熔融程度下形成EMI型玄武岩熔体(图6e).约0.2%上陆壳物质混入俯冲洋壳和亏损地幔混合源区可以形成EMII

型源区,在同样较低(0.5%~1.5%)熔融程度下形成EMII型玄武岩熔体(图6f).对比HIMU型玄武岩和EM型玄武岩,其Ba/Nb-Rb/Nb关系显示EM型玄武岩表现为HIMU型玄武岩与不同地壳端元或沉积物的混合(图7a).若假定源区熔融程度为1%,则EMI型玄武岩源区可由不超过3%下陆壳与HIMU型源区混合来解释,而EMII型玄武岩源区可由不超过0.8%的上陆壳物质混入HIMU型源区来解释.各源区的混合及熔融模式见图7b.

7 结论和展望

本文总结了地幔不均一性的认识过程及循环洋壳模型的发展,梳理了俯冲物质在俯冲前的组分及俯冲过程的成分变化特征,基于俯冲循环模型定性讨论并定量模拟了HIMU型和EM型玄武岩成因,为揭示大洋富集型玄武岩来源及地幔源区改造过程提供了支撑.

HIMU型玄武岩源区由俯冲洋壳与亏损地幔按不同比例混合而成.约10%俯冲洋壳与90%的亏损地幔混合熔融可以得到HIMU型玄武岩岩浆,熔融程度为0.5%~1.5%.EM型玄武岩源区由沉积物、俯冲洋壳与亏损地幔按不同比例混合,约0.2%的沉积物(GLOSS-II)和9.8%的俯冲洋壳加入90%亏损地幔源区可以模拟出平均EM型玄武岩源区,经0.5%~1.5%的熔融可以产生EM型玄武岩岩浆.利用上陆壳和下陆壳组分模拟可以区分EMI和EMII.≤3%下陆壳物质混入俯冲洋壳和亏损地幔混合源区可以形成EMI型源区,而≤0.8%

上陆壳物质混入则可以形成 EMII 型源区,前者在 1%~2%、后者在 1%~1.5% 熔融程度下可分别形成 EMI 型和 EMII 型玄武岩熔体。

HIMU、EMI 和 EMII 型玄武岩是最常见的大洋富集型玄武岩,其相对正常洋中脊玄武岩(N-MORB)具有明显不同的特征,指示了软流圈地幔的不均一性。地幔不均一性的成因模型决定了对地幔深部动力学过程及岩浆演化过程的认识,具有重要的研究意义。俯冲循环模型为解释地幔不均一性提供了一个有效途径,但实际的地质作用过程远比模型复杂。比如,不同区域不同地质背景俯冲物质来源及初始组分的差异,俯冲进入软流圈地幔的物质受到海底蚀变、俯冲脱水、相变等多种地质作用的影响,俯冲物质在软流圈的混合过程、混合比例、均一化程度以及滞留时间等问题,混合源区对流迁移至熔融区的过程及成分变化等。因此,深入研究大洋地幔的不均一性需要结合区域的地质背景和演化历史,考虑循环洋壳和沉积物的类型及组成,了解俯冲组分在俯冲过程中的物理和化学变化,了解源区混合的机理及软流圈地幔对流机制。总之,地幔不均一性研究将是地质学研究领域永恒的课题。

References

- Allègre, C. J., Turcotte, D. L., 1986. Implications of a Two-Component Marble - Cake Mantle. *Nature*, 323(6084): 123—127. <https://doi.org/10.1038/323123a0>
- Anderson, D. L., 2006. Speculations on the Nature and Cause of Mantle Heterogeneity. *Tectonophysics*, 416(1—4): 7—22. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.07.011>
- Armstrong, R. L., 1968. A Model for the Evolution of Strontium and Lead Isotopes in a Dynamic Earth. *Reviews of Geophysics*, 6(2): 175—199. <https://doi.org/10.1029/rg006i002p00175>
- Barrett, T. J., Taylor, P. N., Lugoqski, J., 1987. Metalliferous Sediments from DSDP Leg 92: The East Pacific Rise Transect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(9): 2241—2253. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90278-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90278-X)
- Bebout, G. E., 2007. Metamorphic Chemical Geodynamics of Subduction Zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3—4): 373—393. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.050>
- Boyet, M., Doucelance, R., Israel, C., et al., 2019. New Constraints on the Origin of the EM-1 Component Revealed by the Measurement of the La-Ce Isotope Systematics in Gough Island Lavas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20: 2484—2498. <https://doi.org/10.1029/2019GC008228>
- Brandenburg, J. P., Hauri, E. H., Van Keken, P. E., et al., 2008. A Multiple-System Study of the Geochemical Evolution of the Mantle with Force-Balanced Plates and Thermochemical Effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1—2): 1—13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.08.027>
- Brunelli, D., Cipriani, A., Bonatti, E., 2018. Thermal Effects of Pyroxenites on Mantle Melting below Mid-Ocean Ridges. *Nature Geoscience*, 11(7): 520—525. <https://doi.org/10.1038/S41561-018-0139-Z>
- Cheng, Y., Xiao, Q. H., Li, T. D., et al., 2021. An Intra-Oceanic Subduction System Influenced by Ridge Subduction in the Diyanmiao Subduction Accretionary Complex of the Xar Moron Area, Eastern Margin of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Earth Science*, 32(1): 253—266. <https://doi.org/10.1007/s12583-021-1404-4>
- Coggon, R. M., Teagle, D. A. H., Smith-Duque, C. E., et al., 2010. Reconstructing Past Seawater Mg/Ca and Sr/Ca from Mid-Ocean Ridge Flank Calcium Carbonate Veins. *Science*, 327(5969): 1114—1117. <https://doi.org/10.1126/science.1182252>
- Dupré, B., Allègre, C. J., 1983. Pb-Sr Isotope Variation in Indian Ocean Basalts and Mixing Phenomena. *Nature*, 303(5913): 142—146. <https://doi.org/10.1038/303142a0>
- Dziewonski, A. M., Lekic, V., Romanowicz, B. A., 2010. Mantle Anchor Structure: An Argument for Bottom up Tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1—2): 69—79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.013>
- Escríg, S., Capmas, F., Dupré, B., et al., 2004. Osmium Isotopic Constraints on the Nature of the Duopal Anomaly from Indian Mid-Ocean-Ridge Basalts. *Nature*, 431(7004): 59—63. <https://doi.org/10.1038/nature02904>
- Farley, K. A., Natland, J. H., Craig, H., 1992. Binary Mixing of Enriched and Undegassed (Primitive?) Mantle Components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan Lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(1): 183—199. [https://doi.org/10.1016/0016-821X\(92\)90178-X](https://doi.org/10.1016/0016-821X(92)90178-X)
- Gao, S., Rudnick, R. L., Xu, W. L., et al., 2008. Recycling Deep Cratonic Lithosphere and Generation of Intraplate Magmatism in the North China Craton. *Earth and*

- Planetary Science Letters*, 270(1—2): 41—53. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.008>
- Gast, P. W., Tilton, G. R., Hedge, C., 1964. Isotopic Composition of Lead and Strontium from Ascension and Gough Islands. *Science*, 145(3637): 1181—1185. <https://doi.org/10.1126/science.145.3637.1181>
- Hanan, B. B., Graham, D. W., 1996. Lead and Helium Isotope Evidence from Oceanic Basalts for a Common Deep Source of Mantle Plumes. *Science*, 272(5264): 991—995. <https://doi.org/10.1126/science.272.5264.991>
- Hart, S. R., 1971. K, Rb, Cs, Sr and Ba Contents and Sr Isotope Ratios of Ocean Floor Basalts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 268:573—587. <https://doi.org/10.1098/rsta.1971.0013>
- Hart, S. R., Blusztajn, J., Dick, H. J. B., et al., 1999. The Fingerprint of Seawater Circulation in a 500-Meter Section of Ocean Crust Gabbros. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23—24): 4059—4080. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00309-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00309-9)
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., et al., 1992. Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence. *Science*, 256(5056): 517—520. <https://doi.org/10.1126/science.256.5056.517>
- Hernández - Uribe, D., Hernández - Montenegro, J. D., Cone, K. A., et al., 2019. Oceanic Slab-Top Melting during Subduction: Implications for Trace-Element Recycling and Adakite Petrogenesis. *Geology*, 48(3): 216—220. <https://doi.org/10.1130/G46835.1>
- Herzberg, C., Cabral, R. A., Jackson, M. G., et al., 2014. Phantom Archean Crust in Mangaia Hotspot Lavas and the Meaning of Heterogeneous Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 396: 97—106. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.065>
- Hirose, K., Takafuji, N., Sata, N., et al., 2005. Phase Transition and Density of Subducted MORB Crust in the Lower Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1—2): 239—251. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.035>
- Hofmann, A. W., 1988. Chemical Differentiation of the Earth: The Relationship between Mantle, Continental Crust, and Oceanic Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 297—314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X)
- Hofmann, A. W., 2004. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. In: Holland, H.D., Turekian, K.K., eds., *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.016>
- 10.1016/B0-08-043751-6/02123-X
- Huang, S.C., Zheng, Y.F., 2017. Mantle Geochemistry: Insights from Ocean Island Basalts. *Scientia Sinica Terra*, 47(10): 1125—1152 (in Chinese).
- Johnson, M. C., Plank, T., 2000. Dehydration and Melting Experiments Constrain the Fate of Subducted Sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(1):1—26. <https://doi.org/10.1029/1999GC000014>
- Jones, T. D., Maguire, R. R., Van Keken, P. E., et al., 2020. Subducted Oceanic Crust as the Origin of Seismically Slow Lower-Mantle Structures. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7: 1—16. <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00327-1>
- Kawabata, H., Hanyu, T., Chang, Q., et al., 2011. The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-Recycling Model for HIMU OIB. *Journal of Petrology*, 52(4): 791—838. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr003>
- Kelley, K. A., Plank, T., Farr, L., et al., 2005. Subduction Cycling of U, Th, and Pb. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(3/4): 369—383. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.005>
- Kempton, P. D., Pearce, J. A., Barry, T. L., et al., 2003. 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. <https://doi.org/10.1029/2002gc000320>
- Kim, J., Pak, S. J., Moon, J. W., et al., 2017. Mantle Heterogeneity in the Source Region of Mid-Ocean Ridge Basalts along the Northern Central Indian Ridge (8° S— 17° S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4): 1419—1434. <https://doi.org/10.1002/2016gc006673>
- Klemme, S., Prowatke, S., Hametner, K., et al., 2005. Partitioning of Trace Elements between Rutile and Silicate Melts: Implications for Subduction Zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(9): 2361—2371. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.11.015>
- Kogiso, T., Hirschmann, M. M., 2006. Partial Melting Experiments of Bimimetic Eclogite and the Role of Recycled Mafic Oceanic Crust in the Genesis of Ocean Island Basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3—4): 188—199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.016>
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 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)

- Michard, A., Albarede, F., 1985. Hydrothermal Uranium Uptake at Ridge Crests. *Nature*, 317(6034): 244–246. <https://doi.org/10.1038/317244a0>
- Niu, Y. L., O’Hara, M. J., 2003. Origin of Ocean Island Basalts: A New Perspective from Petrology, Geochemistry, and Mineral Physics Considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): 11–19. <https://doi.org/10.1029/2002JB002048>
- Novella, D., Maclennan, J., Shorttle, O., et al., 2020. A Multi-Proxy Investigation of Mantle Oxygen Fugacity along the Reykjanes Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 531: 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115973>
- Plank, T., 2014. The Chemical Composition of Subducting Sediments. In: Holland, H. D., Turekian, K. K., eds., Treatise on Geochemistry. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)
- Poreda, R., Schilling, J. G., Craig, H., 1986. Helium and Hydrogen Isotopes in Ocean-Ridge Basalts North and South of Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 78(1): 1–17. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90168-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90168-8)
- Porter, K. A., White, W. M., 2009. Deep Mantle Subduction Flux. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 (12): 1–23. <https://doi.org/10.1029/2009GC002656>
- Rehkämper, M., Hofmann, A. W., 1997. Recycled Ocean Crust and Sediment in Indian Ocean MORB. *Earth and Planetary Science Letters*, 147(1–4): 93–106. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00009-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00009-5)
- Ringwood, A. E., 1982. Phase Transformations and Differentiation in Subducted Lithosphere: Implications for Mantle Dynamics, Basalt Petrogenesis, and Crustal Evolution. *The Journal of Geology*, 90(6): 611–643. <https://doi.org/10.2307/30081031>
- Ringwood, A. E., Irfune, T., 1988. Nature of the 650-km Seismic Discontinuity: Implications for Mantle Dynamics and Differentiation. *Nature*, 331(6152): 131–136. <https://doi.org/10.1038/331131a0>
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H. D., Turekian, K. K., eds., Treatise on Geochemistry. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Salters, V. J. M., Stracke, A., 2004. Composition of the Depleted Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5): 1–27. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Schilling, J. G., 1973. Iceland Mantle Plume: Geochemical Study of Reykjanes Ridge. *Nature*, 242(5400): 565–571. <https://doi.org/10.1038/242565a0>
- Shen, J., Li, W. Y., Li, S. G., et al., 2019. Crust-Mantle Interactions at Different Depths in the Subduction Channel: Magnesium Isotope Records of Ultramafic Rocks from the Mantle Wedges. *Earth Science*, 44(12): 4102–4111 (in Chinese with English abstract).
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Jochum, K. P., et al., 2011. A Young Source for the Hawaiian Plume. *Nature*, 476(7361): 434–437. <https://doi.org/10.1038/nature10321>
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V., et al., 2005. An Olivine-Free Mantle Source of Hawaiian Shield Basalts. *Nature*, 434(7033): 590–597. <https://doi.org/10.1038/nature03411>
- Spandler, C., Pirard, C., 2013. Element Recycling from Subducting Slabs to Arc Crust: A Review. *Lithos*, 170–171: 208–223. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.016>
- Staudigel, H., 2003. Hydrothermal Alteration Processes in the Oceanic Crust. In: Holland, H. D., Turekian, K. K., eds., Treatise on Geochemistry. Elsevier, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03032-2>
- Staudigel, H., Davies, G. R., Hart, S. R., et al., 1995. Large Scale Isotopic Sr, Nd and O Isotopic Anatomy of Altered Oceanic Crust: DSDP/ODP Sites 417/418. *Earth and Planetary Science Letters*, 130(1–4): 169–185. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00263-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00263-X)
- Staudigel, H., Plank, T., White, B., et al., 1996. Geochemical Fluxes during Seafloor Alteration of the Basaltic Upper Oceanic Crust: DSDP Sites 417 and 418. In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., et al., eds., Subduction Top to Bottom. American Geophysical Union, Washington, D. C.. <https://doi.org/10.1029/GM096p0019>
- Stracke, A., 2012. Earth’s Heterogeneous Mantle: A Product of Convection-Driven Interaction between Crust and Mantle. *Chemical Geology*, 330–331: 274–299. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.007>
- Stracke, A., Bizimis, M., Salters, V. J. M., 2003. Recycling Oceanic Crust: Quantitative Constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3): 1–33. <https://doi.org/10.1029/2001GC000223>

- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tian, Y., Chen, L., Tang, L.M., et al., 2021. Research Progress on Mantle Evolution and Magmatism in the Yap Trench, Western Pacific. *Earth Science*, 46(3): 840—852 (in Chinese with English abstract).
- Von Huene, R., Ranero, C. R., Vannucchi, P., 2004. Generic Model of Subduction Erosion. *Geology*, 32(10): 913—916. <https://doi.org/10.1130/G20563.1>
- Wang, C.G., Xu, W.L., 2019. An Experimental of Crust-Mantle Interaction in Subduction Zones: Implications for Genesis of Mantle Heterogeneity. *Earth Science*, 44(12): 4112—4118 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. J., Chen, L. H., Hofmann, A. W., et al., 2018. Recycled Ancient Ghost Carbonate in the Pitcairn Mantle Plume. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(35): 8682—8687. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719570115>
- Wasserburg, G. J., DePaolo, D. J., 1979. Models of Earth Structure Inferred from Neodymium and Strontium Isotopic Abundances. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 76(8): 3594—3598. <https://doi.org/10.1073/pnas.76.8.3594>
- Weaver, B. L., 1991. The Origin of Ocean Island Basalt End-Member Compositions: Trace Element and Isotopic Constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2—4): 381—397. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6)
- Wei, C.J., Guan, X., Dong, J., 2017. HT-UHT Metamorphism of Metabasites and the Petrogenesis of TTGS. *Acta Petrologica Sinica*, 33(5): 1381—1404 (in Chinese with English abstract).
- Wei, C.J., Zheng, Y.F., 2020. Metamorphism, Fluid Behavior and Magmatism in Oceanic Subduction Zones. *Scientia Sinica Terra*, 50(1): 1—27 (in Chinese).
- White, W. M., 1985. Sources of Oceanic Basalts: Radiogenic Isotopic Evidence. *Geology*, 13(2): 115—118. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13;2-soobri>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13;2-soobri>2.0.co;2)
- White, W. M., 2015. Isotopes, DUPAL, LLSPVs, and Anekantavada. *Chemical Geology*, 419: 10—28. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.09.026>
- Willbold, M., Stracke, A., 2006. Trace Element Composition of Mantle End-Members: Implications for Recycling of Oceanic and Upper and Lower Continental Crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4): 1—30. <https://doi.org/10.1029/2005GC001005>
- Willbold, M., Stracke, A., 2010. Formation of Enriched Mantle Components by Recycling of Upper and Lower Continental Crust. *Chemical Geology*, 276(3—4): 188—197. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.06.005>
- Xiong, X.L., Liu, X.C., Li, L., et al., 2020. The Partitioning Behavior of Trace Elements in Subduction Zones: Advances and Prospects. *Scientia Sinica Terra*, 50(12): 1785—1798 (in Chinese).
- Yan, J., Ballmer, M. D., Tackley, P. J., 2020. The Evolution and Distribution of Recycled Oceanic Crust in the Earth's Mantle: Insight from Geodynamic Models. *Earth and Planetary Science Letters*, 537: 116—171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116171>
- Yang, S. Y., Humayun, M., Salters, V. J. M., 2020. Elemental Constraints on the Amount of Recycled Crust in the Generation of Mid-Oceanic Ridge Basalts (MORBs). *Science Advances*, 6(26): eaba2923. <https://doi.org/10.1126/sciadv.eaba2923>
- Zhang, G. L., Chen, L. H., Li, S. Z., 2013. Mantle Dynamics and Generation of a Geochemical Mantle Boundary along the East Pacific Rise - Pacific/Antarctic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 383: 153—163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.045>
- Zhang, G. L., Luo, Q., Chen, L. H., 2017. Geochemical Heterogeneity of Oceanic Mantle: A Review. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 37(1): 1—13 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J.X., 2020. The Study of Subduction Channels: Progress, Controversies, and Challenges. *Scientia Sinica Terra*, 50(12): 1671—1691 (in Chinese).
- Zhao, R.J., Yan, Q.S., Zhang, H.T., et al., 2020. The Chemical Composition of Global Subducting Sediments and Its Geological Significance. *Advances in Earth Science*, 35(8): 789—803 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, J. P., Xiong, Q., Zhao, Y., et al., 2019. Subduction-Zone Peridotites and Their Records of Crust-Mantle Interaction. *Scientia Sinica Terra*, 49(7): 1037—1058 (in Chinese).
- Zheng, Y.F., Chen, Y.X., 2019. Crust-Mantle Interaction in Continental Subduction Zones. *Earth Science*, 44(12): 3961—3983 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y.F., Yang, J.H., Song, S.G., et al., 2013. Progress in the Study of Chemical Geodynamics. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 32(1): 1—24 (in Chinese with English abstract).
- Zindler, A., Hart, S.R., 1986. Chemical Geodynamics. *Annu-*

al *Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493—571.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>

Zindler, A., Jagoutz, E., Goldstein, S., 1982. Nd, Sr and Pb Isotopic Systematics in a Three-Component Mantle: A New Perspective. *Nature*, 298(5874): 519—523.
<https://doi.org/10.1038/298519a0>

附中文参考文献

黄士春, 郑永飞, 2017. 地幔地球化学: 洋岛玄武岩制约. 中国科学: 地球科学, 47(10): 1125—1152.

沈骥, 李王晔, 李曙光, 等, 2019. 俯冲隧道内不同深度的壳幔相互作用: 地幔楔超镁铁质岩的镁同位素记录. 地球科学, 44(12): 4102—4111.

田原, 陈灵, 唐立梅, 等, 2021. 西太平洋雅浦海沟地幔演化与岩浆作用研究进展. 地球科学, 46(3): 840—852.

王春光, 许文良, 2019. 俯冲带壳-幔相互作用的高温高压实验: 对地幔不均一性成因的启示. 地球科学, 44(12): 4112—4118.

魏春景, 关晓, 董杰, 2017. 基性岩高温-超高温变质作用与

TTG 质岩成因. 岩石学报, 33(5): 1381—1404.

魏春景, 郑永飞, 2020. 大洋俯冲带变质作用、流体行为与岩浆作用. 中国科学: 地球科学, 50(1): 1—27.

熊小林, 刘星成, 李立, 等, 2020. 俯冲带微量元素分配行为研究: 进展和展望. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1785—1798.

张国良, 罗青, 陈立辉, 2017. 大洋地幔化学组成不均一性成因研究回顾及展望. 海洋地质与第四纪地质, 37(1): 1—13.

张建新, 2020. 俯冲隧道研究: 进展、问题及其挑战. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1671—1691.

赵仁杰, 鄢全树, 张海桃, 等, 2020. 全球俯冲沉积物组分及其地质意义. 地球科学进展, 35(8): 789—803.

郑建平, 熊庆, 赵伊, 等, 2019. 俯冲带橄榄岩及其记录的壳幔相互作用. 中国科学: 地球科学, 49(7): 1037—1058.

郑永飞, 陈伊翔, 2019. 大陆俯冲带壳幔相互作用. 地球科学, 44(12): 3961—3983.

郑永飞, 杨进辉, 宋述光, 等, 2013. 化学地球动力学研究进展. 矿物岩石地球化学通报, 32(1): 1—24.