

板内洋岛玄武岩(OIB)成因的一些基本概念和存在的问题

牛耀龄^{①②③}

① Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK;

② 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

③ 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871

E-mail: Yaoling.Niu@durham.ac.uk

2009-08-07 收稿, 2009-10-10 接受

摘要 板内洋岛玄武岩岩浆作用在成因上通常被认为与“热点”或“地幔柱”有关。因此, 在讨论地幔柱假说时人们不可避免地要讨论为什么洋岛玄武岩(OIB)在地球化学上高度富集。然而 OIB 源区物质的来源至今并不十分清楚, 且颇有争议。最流行的观点认为 OIB 源区物质是循环的古洋壳(ROC)。ROC 模型的诸多问题之一在于, OIB 高度富集(如 $[La/Sm]_{PM} \gg 1$)而洋壳则相当亏损 ($[La/Sm]_{PM} < 1$), 故循环洋壳不可能是 OIB 的源区物质。另一个流行的观点认为 OIB 中富集的组分来自循环陆壳(RCC, 陆源沉积物)。尽管陆壳(CC)和 OIB 富集很多不相容元素(如 $[La/Sm]_{PM} \gg 1$), 但是 CC 极度富 Pb 而贫 Nb, Ta, P 和 Ti。CC 的这一独特的地球化学性质强度很大, 若的确是 OIB 源区重要组成的话, 那它一定会在 OIB 有所显示, 然而 OIB 并不具有这种 CC 特征, 因此 CC 不会是 OIB 的富集组分。板块运动和地幔对流允许玄武岩的地幔源区中有 ROC 和 RCC 存在, 但它们对洋岛玄武岩岩浆作用的贡献微不足道。OIB 不仅富集不相容元素, 而且越不相容的元素越富集。这表明 OIB 中的富集组分是岩浆起源的, 而且最有可能与熔融程度很低的熔体的交代作用有关。在 seismic wave low velocity zone(LVZ)中最初可能会形成一些富 H_2O 和 CO_2 熔体。这些熔体由于浮力作用上升, 聚集在 LVZ 顶部形成一富熔体层, 交代正在生长的岩石圈, 形成交代脉岩等。喷发的 OIB 熔体可能含有 3 个组分: (a) 占主导地位的来源于深部的“肥沃”易熔 OIB 源区物质; (b) LVZ 顶部的熔体层; (c) 被同化的岩石圈中早期形成的交代脉岩。很有可能源于深部的“肥沃”易熔物质本身就是(或包含有)循环的古老大洋岩石圈底部的交代橄榄岩。在解释全球 OIB 数据所显示的多种地幔同位素端元的成因时, 我们必须牢记: (a) 最初的假设认为地核熔离后的原始地幔(PM)在成分上是均一的, 且地幔同位素不均一性与地核无关; (b) 在正确认识俯冲带变质作用对元素迁移/分异的影响之前不能用 OIB 同位素来推断源区物质的性质和组成; (c) 确保模型和假设与最基本的岩石学和主量/微量元素特征相吻合。

关键词

洋岛
板内岩浆作用
地幔不均一性
地幔交代作用
地震波低速带

如果事实与理论不符, 那就改变事实。

——爱因斯坦

这是爱因斯坦广为流传但不知出处的一句话。与此相近有出处的话来自我个人的书面交流: “所有

事实都有半衰期, 真理也是如此”(Michael J. O'Hara, 1984, 2007); “岩石成因学的历史就是不断改写岩石成因的历史”(Peter J. Wyllie, 2005)。我认为, 这些话对我们每一位做科学的人来说都具有很好的警示作

用。其实许多所谓的事实并不是事实,而是解释、经验甚至是流传已久的传说。就概念而言,区别解释和事实并不难,但付诸行动并非易事。比如,野外观察的现象未必都能当作事实,因为它的含义是由观察者决定的。最普遍的问题是,我们常常不由自主地把一些权威解释当成事实或者理所当然的认为这些解释是正确的。这既不健康又阻碍了科学的发展。更糟的是,当发现权威解释有错时,我们没有勇气去挑战它(也许原因很复杂),也没有勇气承认先前在支持权威解释时自己所犯的错误。

以上所述对科学研究具有普遍意义,尤其和本文专题有关——板内洋岛玄武岩(OIB)起源的研究历史和当前观点。这个命题是当代固体地球岩石学和地球化学最基本的问题之一,我自己也深入其中。认识到大洋玄武岩地幔源区的不均一性以及 OIB 比分布广泛的 MORB 更富集不相容元素这两个特点, Hofmann 和 White^[1]提出“古洋壳地幔柱”理论,明确指出 OIB 的地幔源区物质是循环洋壳(即 ROC 模型)。ROC 模型普遍被认为是正确的,这在过去的 27 年里影响了很多,几乎整个领域,在某一时期也包括我自己。我第一个做出了洋底玄武岩高质量的微量元素数据。这些数据的某些方面可以用 ROC 模型来解释: Niu 和 Batiza^[2] “Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern equatorial Pacific mantle”。但是我很快认识到这些数据整体上与 ROC 解释不符。从最基本的岩石学、地球化学和矿物物理学^[3-5]上来说, ROC 都不可能是 OIB 的主要源区物质。Hofmann 及其合作者^[6,7]又发表了一系列文章来极力维护 ROC 模型,却没有对 Niu 和 O'Hara^[4]提出的许多基本质疑做任何回应。

在这里,我提供一些新论点并用已有数据和已知观察来讨论 OIB 源区物质的性质和它们的岩石学成因。我并不期望所有的读者都赞同我的观点,但是我努力让读者体会到我的观点是客观的,我的结论是建立在对观察的合理解释上,并且经过认真思考,经得起逻辑推敲的。

1 引言

原始地幔(PM)是整个地球的硅酸盐部分。如果我们假定 PM 在成分上均一,我们必须解释为什么洋中脊玄武岩(MORB)的地幔源区中同位素和不相容元素都要比 OIB 的地幔源区更加亏损。地球演化早

期^[8-10]MORB 地幔由于大陆地壳的抽取而变得亏损,因此 OIB 源区比 MORB 源区富集。但是, OIB 源区不仅仅是富集些,而且比 PM 还富集不相容元素^[4,11-13]。并且岛与岛之间、岛群与岛群之间,不相容元素的丰度和比值及放射性同位素的比值变化很大。因此, OIB 的地幔源区物质在任何尺度上都是不均一的。

如果假定整个地幔(或其绝大部分)都是处于固体状态且在固体状态下元素几乎不分馏^[14],那么我们可以合理地认为发生在上地幔和地壳中的地球过程(例如岩浆作用,变质作用,差异风化,迁移和沉积作用等)是引起元素分馏的原因。这些浅部或近地表的已分馏物质可通过俯冲带被带到大洋玄武岩的地幔源区。从这个意义上讲,是板块构造和壳幔循环导致了地幔物质的不均一性。在认识地幔物质不均一性的众多努力当中, Hofmann 和 White^[1]的 ROC 模型是从板块构造的角度上来看问题的。他们认为“洋壳在俯冲带回到地幔...最终,由于内部的加热而变得不稳定(在核幔边界处(CMB),见文献[15]),形成热底辟穹窿,导致地幔柱,最终引起热点火山作用,形成洋岛玄武岩。”他们同时强调循环的古洋壳——OIB 的源区,相对于更加“亏损”的 MORB 源区更加富集 K, Rb, U, Th 和轻稀土元素。尽管在一些细节上存有争议, ROC 模型的主体思想自 1982 年以来已被固体地球科学家们普遍接受,当然这不包括 Niu 及其合作者^[3,4]以及他们的赞同者。

一些作者提出俯冲下去的陆源物质应该是造成 OIB 富集不相容元素的原因^[16-18]。另一些人则强调使 OIB 富集的重要途径是地幔交代作用^[3,4,19-28]。

2 循环洋壳太亏损,不可能是 OIB 的主要源区物质

Niu 和 O'Hara^[4]从简单的岩石学、微量元素/同位素和矿物物理学方面阐述了古循环洋壳不可能是 OIB 的主要源区物质。需要指出的是,尽管其量可能很小但我们仍不能排除 OIB 源区当中存在循环洋壳物质的可能性。假定:(1) 板块构造始于 30 亿年前(未知,见文献[29]),(2) 最老的洋壳在俯冲于地幔之前不老于 250 Ma,(3) 洋壳平均厚度为 5 km,那么 30 亿年以来循环洋壳的总量会是整个地幔的~1.5 wt%(如果地幔对流涉及整个地幔)或者上地幔的~6 wt%(如果地幔对流仅局限于上地幔)。因此,纯粹从统计学

的角度来讲, OIB 源区中应该存在有古老俯冲洋壳的物质. 然而, 洋壳的物质在地幔条件下密度很大, 很难理解密度如此大的物质是如何整体上升到 OIB 源区的^[4].

另一方面, 如果从化学地球动力学角度仔细分析一下一些被人们普遍接受的观点, 我们很容易看出用 ROC 模型来解释 OIB 简直是不可能的. 图 1 展示了这种分析. 熔融不相容元素相当亏损的 ROC 怎么能产生不相容元素高度富集的 OIB 呢(图 1 的步骤 4)? 图 2 比较了 OIB 平均组成(文献 [19, 30] 不同方法获得, 但很相近)和 N-MORB 平均值^[19]及洋壳平均值^[4]. 显然, 洋壳(进入地幔后是 ROC)不可能是 OIB 的源区. 实际上, 计算已经表明 ROC 和 PM 部分熔融都不能产生 OIB^[12,13,31]. 也就是说, OIB 所需要的源区物质必须比 PM 还要富集^[3,4,12,13,19,20] (如 $[La/Sm]_{PM} \geq 1$), 更不用说不相容元素相当亏损的洋壳了(如 $[La/Sm]_{PM} < 1$).

Hofmann 及其合作者^[6,7,32]不理睬这些最基本的, 简单明了的分析, 仍然坚持用 ROC 模型来解释 OIB. Sobolev 等人^[32]认为夏威夷火山岩中橄榄石熔体包裹体记录了古循环辉长岩(下洋壳)中的斜长石信息. 然而, 寄主橄榄石是从地壳岩浆房里正在冷却演化的熔体中结晶出来的液相线矿物, 被包裹的熔体不可能是与

地幔矿物达到平衡的原生岩浆^[4]. 因此, 用橄榄石熔体包裹体来反演地幔源区或地幔过程时应当谨慎, 避免基本概念的错误.

Sobolev 等人^[6]认为, 夏威夷熔岩中橄榄石 Ni 含量很高反映了在地幔源区中存在大量的 ROC. ROC 首先熔融产生 SiO₂ 饱和熔体, 该熔体与方辉橄榄岩反应产生没有橄榄石的辉石岩. 源区中橄榄石的缺失可解释母岩浆中的高 Ni 含量, 因此浅部岩浆房富 Ni 熔体可结晶出高 Ni 橄榄石斑晶. 尽管这样的解释似乎有道理, 但简单的相平衡研究要求夏威夷玄武岩源区中必须有橄榄石存在^[33]. 并且, 橄榄石 Ni 分配系数和质量平衡分析证明 Sobolev 等人^[6]夏威夷熔岩和橄榄石的计算方法和解释是错误的^[34]. 最重要的是, 前述 OIB 源区无橄榄石模型根本不能解释夏威夷 OIB 高度富集不相容元素的基本特征(图 2).

Sobolev 等人^[7]进一步强调橄榄石斑晶的 Ni 含量可以用来估计大洋和大陆玄武岩地幔源区中 ROC 的比例. 他们观察到喷发在厚岩石圈上(> 70 km)的玄武岩当中橄榄石 Ni 含量高, 薄岩石圈(< 70 km)玄武岩中橄榄石 Ni 含量低, MORB 橄榄石 Ni 最低. 实际上这是因为岩石圈厚度控制了熔融时的压力, 或者说是“顶盖效应”^[35]. 也就是说, 熔融压力或者熔体平衡的最终深度随着岩石圈(顶盖)厚度的增加而

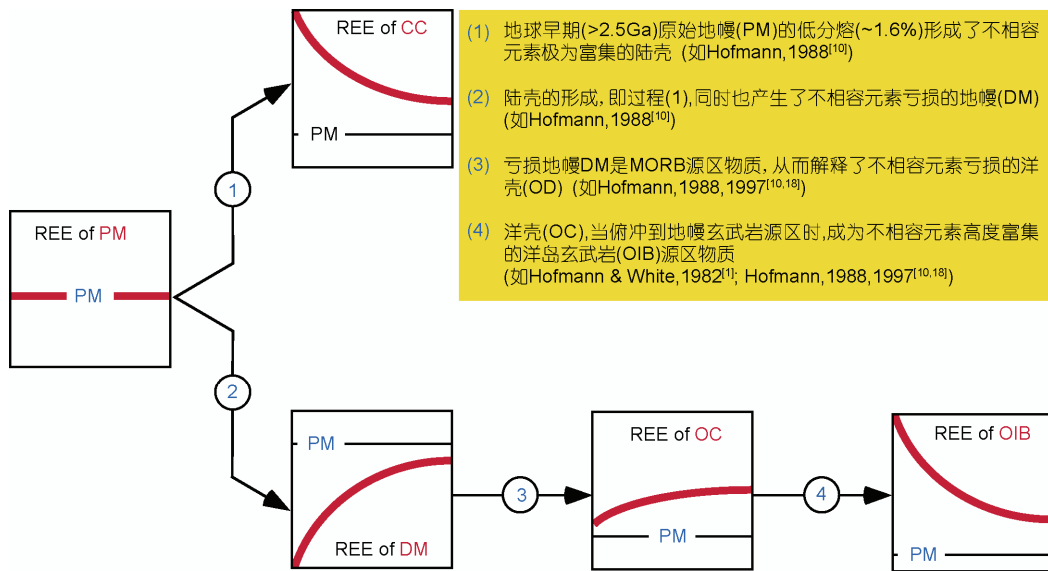


图 1 稀土配分示意图

描绘了继 Hofmann^[10,18]之后解释陆壳(CC)和洋壳(OC)成分互补成因的流行观点. 注意: 尽管自 Hofmann 和 White^[1]以来, 过程④普遍流行, 但不相容元素高度亏损($[La/Sm]_{PM} < 1$)的 OC 部分熔融无法产生不相容元素高度富集的 OIB ($[La/Sm]_{PM} \gg 1$)^[4]

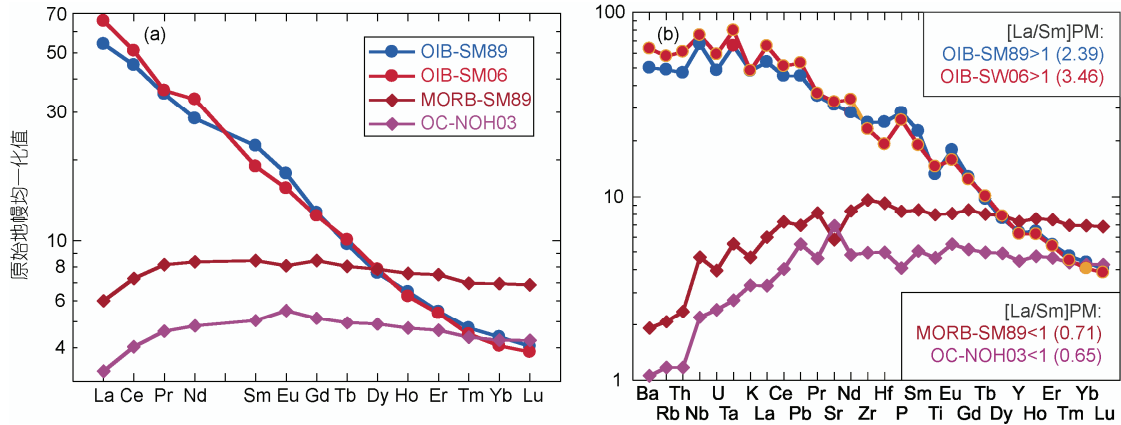


图2 原始地幔(PM^[19])标准化 OIB 平均成分^[19,30]和 N-MORB^[19]、标准 OC^[4] 稀土配分对比图(a)、不相容元素丰度图(b)
显然, OC 太亏损(如[La/Sm]_{PM}< 1), 不可能是富集(如[La/Sm]_{PM}>> 1)OIB 的源区物质

增加^[12,31,36], 而橄榄石 Ni 分配系数随着压力的增加而减小^[37,38]. 因此, 厚岩石圈上的母岩浆是高压高 Ni 熔体, 而薄岩石圈上的母岩浆是低压低 Ni 熔体. 所以浅部岩浆房中结晶出来的橄榄石斑晶的 Ni 含量与母岩浆中 Ni 含量成正比, 厚岩石圈之上玄武岩 Ni 含量高, 而薄岩石圈之上玄武岩 Ni 含量低. ROC 在 OIB 源区中的量随岩圈的增厚而变多^[7]也许有可能, 但这缺乏基本物理推理和科学基础. 相对而言, 简单的相平衡控制则更合乎逻辑.

总之, 从统计学上讲大洋玄武岩源区可以存在 ROC 物质. 因此, 尽管密度很大的 ROC 如何从下地幔(全地幔对流)或者从过渡带(如果地幔对流仅局限于上地幔)整体上升到大洋玄武岩源区的机制仍未解决, 大洋玄武岩中出现 ROC 的地球化学痕迹不足为奇. 然而, 如 Niu 和 O'Hara^[4]所阐述, ROC 模型存在的基本概念问题太多, 几乎无法解释 OIB 的任何主要特征. 读者可从文献[4]中看到 ROC 模型的诸多问题, 尤其是 OIB 中缺少俯冲带变质作用和岩浆作用的地球化学痕迹. 在这里我只强调循环洋壳太亏损(如[La/Sm]_{PM}< 1), 不可能是不相容元素高度富集的 OIB 的主要源区物质(图2). 我特意展示图3(文献[5])希望能有一场真正的客观的科学大讨论.

3 陆源沉积物“陆壳特征”极强, 不适合作为 OIB 源区物质

许多学者认为 OIB 富集不相容元素与俯冲的陆

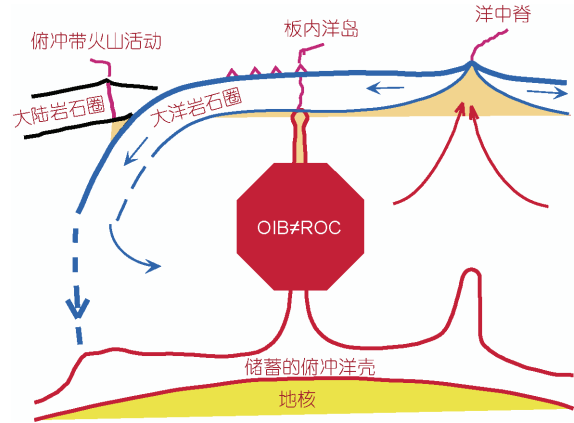


图3 Hofmann 和 White^[1]原图改编的卡通图^[5]
强调循环洋壳作为 OIB 的主要源区物质是不可能的. 据文献[4, 5]

源沉积物有关^[16~18,39~43]. 从地幔对流和壳幔循环的板块构造角度来说, 陆源沉积物很有可能被运移到大洋玄武岩的源区中. 问题在于这些沉积物是否就是 OIB 中见到的富集组分. 在 REE 配分图(图4(a))上, 平均 OIB^[19,30]与陆壳整体成分^[44]和全球俯冲沉积物成分(GLOSS^[45])很相近, 但是参照其他元素(图4(b))我们很容易看到问题. CC 和 GLOSS 具有亏损 Nb, Ta, P 和 Ti, 富集 Pb 的特征, 这种“陆壳特征”很明显. 如果陆源沉积物真是 OIB 中的富集组分的话, 则会把这种特征赋予 OIB. 但实际上, OIB 相对富集 Nb(vs. Th)和 Ta(vs. U), 而不是亏损(图4(b)); 文献[2]. 具有明显“陆壳特征”的“似-OIB”至今仅在印度洋的 Naturaliste 海台^[46]及太平洋 Savai'i 洋岛的个别熔岩中观察到^[47], 但其确切成因有待进一步研究.

值得注意的是,最近 Rapp 等人^[48]做了陆源沉积物的高压(16 ~ 23 GPa)试验. 他们发现高压稳定的矿物组合中含有 15%~30%的 K-hollandite 并且这种矿物相在很大程度上控制了全岩不相容元素、大离子亲石元素(LILEs, 如 Rb, Ba, Sr, K, Pb, La, Ce 和 Th)的含量. 他们进一步指出若将 K-hollandite 与皮特克恩岛 EM-1 型洋岛玄武岩及其相关海山和 Gausberg 钾镁煌斑岩进行元素丰度和比值对比,可以看出在这些熔岩的源区中存在高度循环的陆源沉积物. 他们认 EM-1 型 OIB 储库,尤其是 Gausberg 钾镁煌斑岩,不相容微量元素特征普遍与深达过渡带的含 K-hollandite 大陆沉积物有关. 但是他们没有考虑 Nb, Ta, Zr, Hf 和 Ti 就下此结论. 分析他们的实验数据,可以很容易看出所谓的具有高压矿物组合的高压陆源沉积物本质上与 BCC 和 GLOSS 的微量元素特征一致(图 5). Willbold 和 Stracke^[30]已经指出 OIB 端元如 EM1, EM2 和 HIMU^[49]不可能仅仅从微量元素上识别出来. 因此, Rapp 等人^[48]的实验结果不能支持他们的结论. 如果俯冲物质能够在俯冲带改造后幸存的话,大陆沉积物在地幔条件下仍然可以保持他们的微量元素特点(见后文).

总之,尽管把陆源沉积物做为 OIB 源区的富集组分很方便,但是 OIB 的确没有 CC 或者 GLOSS 的元素地球化学特征(见图 4). Rapp 等人^[48]的试验数据不支持他们的结论. 实际上,不论大陆沉积物是否被压缩(如在地幔条件下)他们都有相同的特征不足为奇,因为实验舱是个封闭体系,所分析的绝大多数元素没有带入和带出.

4 地幔交代作用及其产物是 OIB 富集特征的最佳物源

OIB 源区物质比原始地幔更富集不相容元素 ($[La/Sm]_{OIB\ Source} > [La/Sm]_{PM}^{[3-5,12,13,19,20]}$), 并且越不相容的元素越富集(图 6). 这些观察表明 OIB 源区经历了熔融程度较低的熔体的富集过程,亦即,地幔交代作用. 地幔交代作用指地幔橄榄岩(原始地幔或者前期熔融残留)被熔融程度较低(low-F)、富含挥发分(H₂O 和 CO₂)和不相容元素的熔体渗透,叠加和富集的过程. 这种 low-F “交代熔体”是在研究地幔熔体^[19,50,51],地幔包体^[52-56],出露于陆壳的块状橄榄岩^[26,57,58]中的交代矿物(如角闪石,金云母)和脉岩(如

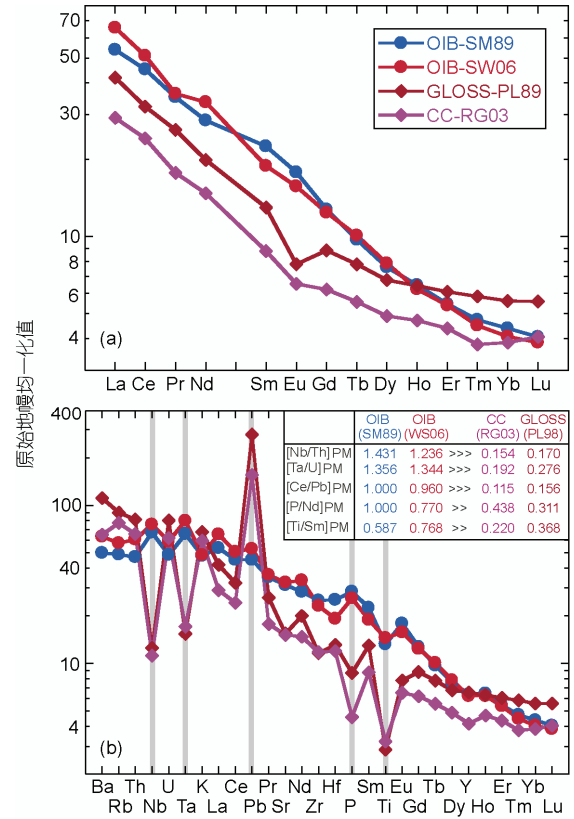


图 4 原始地幔^[19]标准化 OIB 平均成分^[19,30]和标准陆壳(CC^[44])、标准全球俯冲物质(GLOSS^[45])稀土对比图(a)、不相容元素丰度图(b)

很明显,CC(陆源沉积物)和 GLOSS 都有“陆壳特征”(富集 Pb, 亏损 Nb, Ta, P 和 Ti)因此不能作为 OIB 的主要源区物质. 若有区别的话, OIB 是富集而不是亏损 Nb(vs. Th)和 Ta(vs. U)

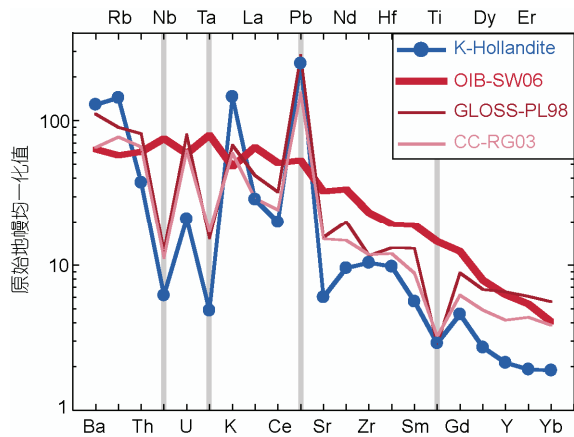


图 5 作者结论与其实验数据相悖

与 Rapp 等人^[48]结论相反,地幔条件下出现 K-hollandite(富集不相容元素的主要矿物相)的陆源沉积物仍然保留了它们微量元素的“陆壳特征”而和 OIB^[19,30]大不相同. 因此,陆源沉积物(CC^[44])不可能是 OIB 和碱性幔源岩浆的富集源区物质. GLOSS^[45]用作对比

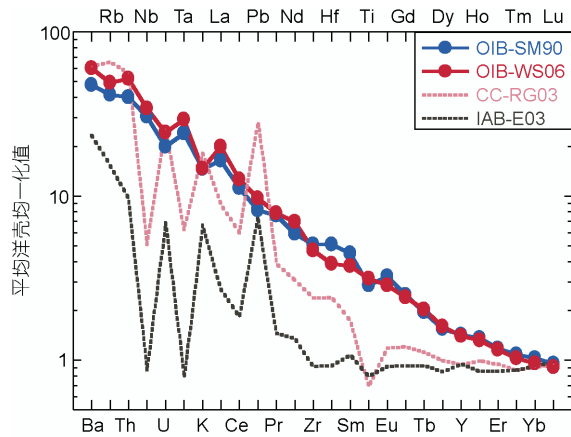


图6 洋壳^[4]标准化的元素图

展示出 OIB 中越不相容的元素越富集, 表明 OIB 中的富集组分来源于熔融程度较低的岩浆(即, 地幔交代作用)。OIB 平均成分与图 2 和图 4 中相同^[19,30]。标准 CC 成分^[44]和岛弧玄武岩(IAB^[83])用作对比

石榴子石辉岩, 辉岩和角闪岩)以及洋岛玄武岩中的地幔包体时推断出来的^[59,60]。

但是, 在什么地方, 在怎样的条件下, 这种 low-

F 熔体交代作用在地幔中是如何发生的等问题则讨论的不够充分。俯冲带上部的地幔楔是合适的选择(见文献[24]), 但是那里的交代介质会有岛弧岩浆的特征($[Nb/Th]_{PM(IAB)} \ll 1$, $[Ta/U]_{PM(IAB)} \ll 1$), 而 MORB 和富集不相容元素的 OIB 都是 $[Nb/Th]_{PM(MORB, OIB)} \geq 1$, $[Ta/U]_{PM(MORB, OIB)} \geq 1$ ^[2,11,23]。的确, 大洋岩石圈底部和地震波低速带(LVZ)顶部的交界处是地幔交代作用的理想位置^[3,4]。图 7 展示了大洋岩石圈挥发分(如 H₂O, CO₂)和不相容元素^[3,4]。位于这个深度的熔体由于浮力作用将会聚集在 LVZ 顶部形成一在成熟之前(~70 Ma)由于 LVZ 物质(红箭头)从底部加入随时间变化而增厚的过程。“起始”熔体的形成和存在即是 LVZ 的需要又是 LVZ 的特征^[4,28,61-64], 它富集富熔体层(绿色, 图 7)。在岩石圈生长过程中, 最上面的 LVZ 物质形成尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩新生岩石圈。来自富熔体层的 low-F 熔体汇集上升结晶出液相线矿物加入橄榄岩围岩(显性交代作用)^[56], 形成“堆晶”岩脉(如石榴辉石岩、角闪辉石岩和角闪岩岩

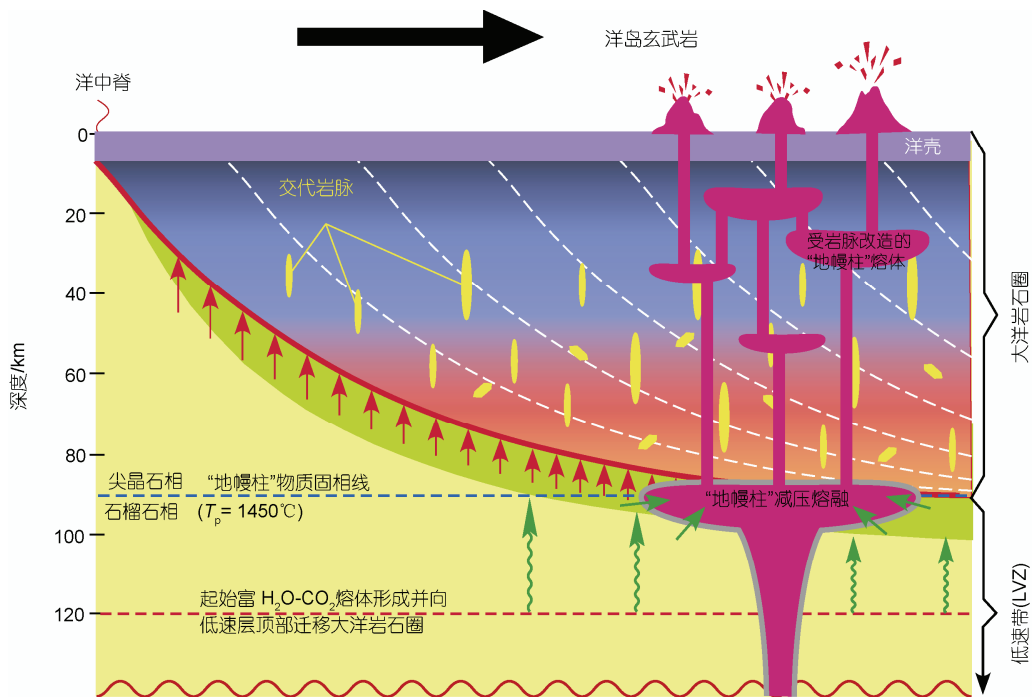


图7 岩石圈-低速带界面地幔交代示意卡通图

据 Humphreys 和 Niu^[12], 地幔交代作用可能发生在大洋岩石圈和地震波低速带(LVZ)交界处。LVZ 可能含有富熔体层^[61-64](绿色)且富集挥发分(H₂O, CO₂)和不相容元素^[4,11,28]。在岩石圈生长过程中, 这种熔体会聚集上升, 结晶出液相线矿物加入周围的橄榄岩(显性交代作用)^[56]。该熔体可继续上升结晶形成“堆晶”交代岩脉(黄色脉: 石榴辉石岩、辉石岩、辉石角闪岩、角闪岩等^[26,52-56,84]), 最终被橄榄岩围岩全部吸收(隐性交代作用)^[56]。这些“地幔柱”熔体可从熔体层(绿色)中获得额外的不相容元素。“地幔柱”熔体继续上升穿过岩石圈时可同化早期形成的交代岩脉, 使得最终喷发出的 OIB 熔体更加富集^[28]

脉;黄色岩脉),最后被橄榄岩围岩矿物所吸收(隐性交代作用)^[56]。一块地幔体(也许是“地幔柱”?)上升,减压至液相线时发生部分熔融。这些“地幔柱”熔体可从熔体层(绿色,图7)中获得额外的不相容元素使之更富集。“地幔柱”熔体可继续上升穿过岩石圈并同化早期形成的交代岩脉,使得最终喷发出的 OIB 熔体更加富集^[27,28]。

显然,喷发的 OIB 熔体可能会有 3 个组分:(a)来自深部的“肥沃”易熔幔源物质(地幔柱?),(b)熔体层(绿色),(c)同化的早期交代岩脉(图7)。我们必须认识到来自地幔深处的易熔物质(组分“a”)体积上占主导地位,成份是橄榄岩。组分“a”很有可能是再循环的,古老大洋岩石圈深部的交代橄榄岩(见图7)^[4]。组分“a”对 OIB 来说是必须的,因为它解释了玄武质/苦橄质成份和众多 OIB 不相容元素与放射性同位素耦合性^[4]的成因。这种耦合要求形成交代地幔的时间(图7)与火山喷发时间之间约有 10 亿年的间隔^[4]。

组分“b”和“c”对同时代 OIB 火山作用不是必要组分,但是若有它们加入将会产生极度富集的熔岩,比如洋岛及一些海山上常见的碱性玄武岩、碧玄岩、霞石岩。在这种情况下,由于近期的交代作用(图7)引起的元素母体和子体分馏还没有足够的时间生成放射性同位素^[4],不相容元素和放射性同位素可能会失去耦合性。例如,近期的交代作用造成了不相容元素富集和放射性同位素亏损同时出现^[22,65]。

年轻洋底(< 3 Ma)远离洋中脊的海山上出现强碱性玄武岩^[66]表明与 LVZ 有关的交代作用是个快速过程。这个现象和前面的讨论说明大洋岩石圈在它早期的~70 Ma 从底部增长的历史就是大洋地幔岩石圈交代作用的历史^[28](图7)。因此,地幔岩石圈交代作用是广泛存在的现象。如果 LVZ 存在,且岩石圈生长是从底部增加的,地幔岩石圈交代作用不可避免,这对大陆背景也同样适用。比如,中国东部近期岩石圈加厚必定伴随着这种交代作用。

5 大陆岩石圈地幔也可能有 OIB 的富集源区物质

McKenzie 和 O’Nions^[20]认为大陆岩石圈地幔(SCLM)也可能是 OIB 的重要物质源区。SCLM 在组成上总体亏损(即缺乏玄武质组分),因此在物理性质上表现为密度低,浮力大的特征。其作为 OIB 源区物质的富集组分指 SCLM 中地幔交代成因的矿物组合,

如地幔包体^[52~56]和暴露地壳的块状橄榄岩^[26,57,58]中的交代矿物(角闪石,金云母)和脉岩(石榴子石辉岩,辉岩和角闪岩)所示。因此,SCLM 中的交代作用在成因上和大洋岩石圈中的相同(见第4部分),尽管除了澳大利亚东部、中国东部和大陆裂谷地区之外,LVZ 在大陆岩石圈之下尚不发育。

理解交代 SCLM 如何介入大陆地幔岩浆作用比较直截了当,但交代 SCLM 是如何进入 OIB 源区的则不甚明了。这需要交代 SCLM 参与到地幔对流(软流圈)系统中来。SCLM 拆沉是被广泛借用的“过程”,但是低密度的 SCLM 掉进高密度的软流圈在物理上是很难实现的,尽管我们对于这个“过程”的机制仍然了解不多。我坚持认为 SCLM 底部加水弱化(hydration-weakening)是把岩石圈地幔转化成软流圈地幔最有效的机制^[67,68],如中生代以来中国东部岩石圈的减薄。中国东部地幔地震剖面上可以明显看到存在古太平洋岩石圈平卧在地幔过渡带,它提供了水源。脱水作用产生的含水熔体上升,有效地弱化了岩石圈底部使其转化成软流圈。值得注意的是,当人们借用“岩石圈拆沉”的“过程”时,所讨论的地区均与大洋俯冲有关,大洋岩石圈俯冲要么同时要么稍微早些,如安第斯南部、USA 西部、地中海西部和西藏等。另一方面,“公认的”超级地幔柱或诸多小地幔柱均存在于非洲岩石圈之下,然而非洲大陆岩石圈的减薄非常有限,且仅仅与活动裂谷带或古缝合线有关。这就是说,如果非洲大陆之下的确存在热地幔柱的话,热侵蚀并不能够有效地引起岩石圈减薄,而“加水弱化”应该是岩石圈减薄的重要和有效的机制^[67,68]——非洲板块之下没有大洋岩石圈俯冲,现在没有,近期也没有,也就是说没有水被带到非洲岩石圈之下。离非洲板块最近的板块边界是大洋中脊:南大西洋中脊、西南印度洋中脊、中部印度洋中脊和红海扩张中心(见文献[68])。

同样值得关注的是,不管中国东部和澳大利亚东部岩石圈减薄的历史和实际机制如何,它们现今的岩石圈——软流圈结构与洋盆^[69~71]之下情形相似,我个人认为这是由成熟的 LVZ 造成的,因为水和含水熔体存在。

6 交代介质的性质

交代脉岩(辉石岩、角闪岩,其他含角闪石和金云母矿物组合和粒间富集组分等)在大洋和大陆岩石圈

的深部普遍存在,说明有来自 LVZ 的交代介质. OIB 中越不相容的元素越富集(图 6)表明交代介质是富 H₂O 和 CO₂ 的硅酸盐质熔体. 最近几年,碳酸盐熔体作为交代介质很流行^[72-74],但是碳酸盐熔体和 OIB 的微量元素特征大不相同^[75-76],作为 OIB 的交代介质是不合适的.

既然认为交代介质是富 H₂O, CO₂ 的“起始”硅酸盐熔体,我们必须讨论 H₂O, CO₂(或其他还原形式,如 CH₄)的来源. 很多直接或间接的证据表明地幔中有大量挥发分^[77],一些可能是初始的,一些可能经过了板块构造循环. 例如,俯冲带脱水作用必然是不完全的^[67,78],中国东部之下地幔过渡带的古太平洋岩石圈经历了等压加热和脱水之后成为最可能的水源. 脱水作用应该是中国东部下 LVZ 形成的主要原因,类似于洋盆下的上地幔结构. 在地幔深处,挥发分可能存在于其他稳定“无水”矿物相中,而在上地幔软流圈则可以“自由气相”存在并引发“起始”熔融和 LVZ 的形成.

7 放射性同位素分析

我尚未涉及放射性同位素不是因为它们不重要,而是因为至少在过去的 25 年中针对地幔不均一性和 OIB 源区多样性的讨论过多地关注放射性同位素却没有多大进展^[18,49,79]. 我认为,用来解释 OIB 源区同位素不均一性的模型是否可靠要看它能否通过最基本的岩石学、主量/微量地球化学性质的检验(Niu 和 O'Hara^[4]具体讨论过这些问题). 如果一个模型经不起最基本的岩石学、地球化学检验,那么它对同位素不均一性的解释则毫无意义. 如果一个模型不能解释简单的同位素体系如 Rb-Sr, Sm-Nd 和 Lu-Hf, 那么它对更复杂的同位素系统如 U-Pb 和 Th-Pb 的解释也没有意义.

全球 MORB 和 OIB 数据表明虽然地幔物质组成变化很大,且历史复杂,但地幔同位素 Sr-Nd, Sr-Hf, Nd-Hf 的近线性关系可用两个端元的混合来解释,即由一个富集端元(富放射性 Sr 和贫放射性 Nd, Hf)和一个亏损端元(贫放射性 Sr, 富放射性 Nd, Hf)的混合. 正是因为基于对 OIB 中 Pb 同位素的考虑,我们才意识到全球地幔同位素的变化^[18,49,79]及其多端元性(如 DM, EM1, EM2, HIMU)(图 8). 地球早期大陆地壳从地幔的“熔离”导致了亏损的 MORB 地幔(DM)^[8-10],但是 OIB 端元的形成仍然是个谜. 这些端元中同位

素比值的不同反映了它们地幔源区放射性母体和子体比值(P/D, 如 Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb 和 Th/Pb)的差别,从而导致了它们随时间演化而具有不同的同位素比值(图 8). 假定:(1) 地核与地幔同位素不均一性无关,(2) PM 在地核形成后成分上均一,(3) 地幔深部固态下由于元素扩散速率很慢^[14]几乎没有 P-D 的分馏,那么任何 P/D 分馏都是上地幔和地壳过程(如部分熔融、岩浆分异、交代作用、差异风化、迁移和沉积作用)造成的. 这些被浅部和地表作用改造过的物质(SSPM)俯冲下去之后必定成为造成地幔成分不均一性的主要介质. 这种不均一性被广泛认为与特定的俯冲组分有关:

(1) 俯冲的上地壳高 Rb/Sr、低 Sm/Nd 陆源沉积物与 EM2 型熔岩有关;(2) 俯冲的远洋沉积物、亏损的大洋岩石圈和被交代的大陆岩石圈与 EM1 型熔岩有关;(3) 俯冲的高 U/Pb 和具有其他合适 P/D 比值的蚀变洋壳与 HIMU 地幔源区有关^[18,30,39,40,49,80-82]. 尽管这些解释似乎合理,它们仍然有第 3 部分和第 4 部分所提到的问题. 而且,不严格了解俯冲带变质作用对元素分异的影响,这些解释无法验证,因此难能有效. 图 9 说明俯冲 SSPM 经过俯冲带时可以(也一定会)被改造,所以任何有关俯冲带变质作用的有效模型都应该能定量地描述不同原岩在不同条件下元素的分配规律. 也就是说,我们不能单纯地用 OIB 同位素来推断最初俯冲沉积物(多种类型)或者蚀变洋壳

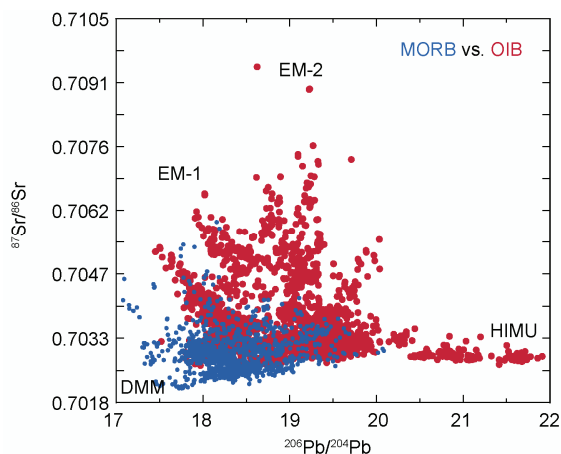


图 8 全球 OIB 和 MORB 数据在 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 图上划分出地幔同位素端元

数据来自 Stracke 等人^[85]的数据库及 Regelous 等人^[86,87]、Wendt 等人^[88]、Niu 等人^[23]已发表的数据

的化学组成. 我们必须获取并鉴定出这些“俯冲物”通过俯冲带之后的化学特性. 因此, 研究俯冲带变质作用的地球化学结果是认识地幔同位素不均一性的关键.

8 总结

(1) 近年来固体地球化学最基本的进展之一是在大洋玄武岩尤其是 OIB 的研究中认识到了地幔化学和同位素组成上的不均一性. 全球尺度上 Sr-Nd-Hf 同位素之间的相对简单变化可认为是由亏损 MORB 源区和富集组分混合造成的. 但要解释 Pb 同位素, 还须考虑诸多地幔端元(如, DMM, EM1, EM2 和 HIMU). 我们目前对这些地幔同位素端元成因的认识由于多种原因还远远不够.

(2) 其中一个原因是我们全力用板块构造来解释其成因, 并假定: (a) 原始地幔(PM, 地核熔离之后的产物)成分均一, (b) 地幔同位素的不均一性与地核无关. 这些假设是必要的, 但至少对 U-Pb 和 Th-Pb 同位素系统不一定正确.

(3) 另一个很明显的原因是我们毫无意识地假定 P/D 比值在俯冲带变质作用中保持不变, 并把具有特定 P/D 比值的进入俯冲带的 SSPM 当成是某一 OIB 同位素端元的源区物质. 这种假设是不正确的, 因为有板片脱水(变质)作用及其诱发的俯冲带岩浆作用. 因此, 认识俯冲变质作用的地球化学效应是进一步认识地幔同位素不均一性的关键.

(4) 最重要的原因是现今解释地幔同位素不均一性的所有努力基本上仅仅考虑同位素而已, 并没有岩石学和元素地球化学的可行性基础. 比如, U/Pb 可能较高的蚀变洋壳被认为是 HIMU 熔岩的源区, 高 Rb/Sr 的俯冲陆源沉积物被认为是 EM2 的源区. 但是, OIB 同位素端元(如 EM1, EM2 和 HIMU)从不相容元素上虽然与洋壳和陆壳完全不同, 但彼此之间是很难区分开的.

(5) 循环洋壳(MORB、席状岩墙和下地壳辉长岩, 单独或整体)太亏损($[La/Sm]_{PM} < 1$), 不可能是不相容

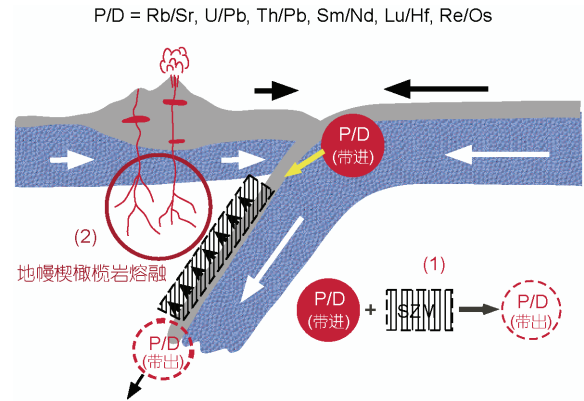


图9 俯冲物质在俯冲带元素分异示意卡通图

图中说明俯冲物质 P/D(放射性母体/子体)比值进入俯冲带之后会发生变化, 因为地幔楔部分熔融产生岛弧岩浆(2)必须要有俯冲带(脱水作用)变质作用(SZM)存在(1). 因此, $P/D(\text{带进}) \neq P/D(\text{带出})$. 并且从俯冲带出来的物质的 P/D 比值“P/D(带出)”决定了 OIB 中可识别的地幔源区的同位素成分. 也就是说, 用板块构造(如壳-幔循环)来解释地幔同位素变化时, 用 OIB 同位素来推断浅部(岩浆作用和交代作用)或地表(陆表或洋底风化作用)源区物质 P/D 比值之前必须要考虑俯冲带变质作用对元素的分异效应^[4]

元素相当富集($[La/Sm]_{PM} \gg 1$)的 OIB 的源区物质.

(6) 尽管循环陆源沉积物与 OIB 有相似之处, 都富集不相容元素(如 $[La/Sm]_{PM} \gg 1$), 但陆源沉积物具有典型的“陆壳特征”(Pb 富集, Nb, Ta, P 和 Ti 亏损), 而全球 OIB 并不具备这一特征, 因此不可以是 OIB 的主要源区物质.

(7) OIB 可能有 3 种组分: (a) 来自深部的“肥沃”易溶的 OIB 源区物质, (b) 形成于大洋岩石圈和 LVZ 边界、聚集在 LVZ 中的熔体层, (c) 岩石圈中早期形成的交代熔体岩脉. 组分“a”是橄榄岩, 占主导地位, 可能本身来自循环的古老大洋岩石圈深部的交代橄榄岩.

(8) 这里讨论的诸多问题对于远离板块边界的大陆背景玄武质岩浆作用也同样适用, 但至少要有 3 个区别: (a) 岩石圈顶盖效应对熔体成分的影响尤其明显, 特别是那些喷发在加厚岩石圈之上的岩浆, (b) 被同化的交代脉岩要老并反映在同位素上, (c) 不可避免地受不同程度陆壳混染.

致谢 感谢英国 Leverhulme 基金会、我的合作者和多年来在地幔不均一性上讨论各类问题的朋友和同行(Rodey Batiza, Pat Castillo, Roger Hékinian, Al Hofmann, Emma Humphreys, Charlie Langmuir, John Mahoney, Mike O’Hara, Marcel Regelous, John Sinton, Alex Sobolev, Ed Stolper, Marge Wilson, Peter Wyllie, Youxue Zhang); 徐义刚和匿名审稿人提出的建设性意见. 本文由黄慧翻译, 作者校对.

参考文献

- 1 Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 57: 421—436
- 2 Niu Y L, Batiza R. Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern equatorial Pacific mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 148: 471—484
- 3 Niu Y L, Regelous M, Wendt J I, et al. Geochemistry of near EPR seamounts: Importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 199: 327—345
- 4 Niu Y L, O'Hara M J. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. *J Geophys Res*, 2003, 108, doi: 10.1029/2002JB002048
- 5 Niu Y L, O'Hara M J. "Mantle plumes" are NOT from ancient oceanic crust. 2007, <http://www.mantleplumes.org/NotFromCrust.html>
- 6 Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. A olivine-free mantle source of Hawaii shield basalts. *Nature*, 2005, 434: 590—597
- 7 Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle derived melts. *Science*, 2007, 316: 412—417
- 8 Armstrong R L. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. *Rev Geophys*, 1968, 6: 175—200
- 9 Gast P W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim Cosmochim Acta*, 1968, 32: 1055—1086
- 10 Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 297—314
- 11 Niu Y L, O'Hara M J. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos*, 2009, 112: 1—17
- 12 Humphreys E R, Niu Y L. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, 2009, 112: 118—136
- 13 Prytulak J, Elliott T. TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 263: 388—403
- 14 Hofmann A W, Hart S R. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1978, 38: 44—62
- 15 Christensen U R, Hofmann A W. Segregation of subducted oceanic crust in the convecting mantle. *J Geophys Res*, 1994, 99: 19867—19884
- 16 Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. HIMU EM—The French Polynesian connection. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 110: 99—119
- 17 White W M, Duncan R A. Geochemistry and geochronology of the Society Islands: New evidence for deep mantle recycling. *Amer Geophys Union Geophys Monogr*, 1996, 95: 183—206
- 18 Hofmann A W. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 1997, 385: 219—229
- 19 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics in ocean basalt: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spec Publ*, 1989, 42: 313—345
- 20 McKenzie D, O'Nions R K. The source regions of oceanic island basalts. *J Petrol*, 1995, 36: 133—159
- 21 Halliday A N, Lee D C, Tommasini S, et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 133: 379—395
- 22 Niu Y L, Waggoner D G, Sinton J M, et al. Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°—19°S. *J Geophys Res*, 1996, 101: 27711—27733
- 23 Niu Y L, Collerson K D, Batiza R, et al. Origin of enriched, type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N. *J Geophys Res*, 1999, 104: 7067—7087
- 24 Donnelly K E, Goldstein S L, Langmuir C H, et al. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 226: 347—366
- 25 Workman R K, Hart S R, Jackson M, et al. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the enriched mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochem Geophys Geosyst*, 2004, 5, doi: 10.1029/2003GC00623
- 26 Pilet S, Hernandez J, Sylvester P, et al. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 236: 148—166
- 27 Pilet S, Baker M B, Stolper E M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, 2008, 320: 916—919
- 28 Niu Y L. The origin of alkaline lavas. *Science*, 2008, 320: 883—884
- 29 Stern R J. 板块构造启动的时间和机制? *科学通报*, 2007, 52: 489—501
- 30 Willbold M, Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 2006, 7, doi: 10.1029/2005GC001005.
- 31 Niu Y L, Humphreys E R, Stolper E M, et al. Origin of intra-plate basaltic volcanism—New perspectives. *J Petrol*, 2010
- 32 Sobolev A V, Hofmann A W, Nikogosian I K. Recycled oceanic crust observed in "ghost plagioclase" within the source of Mauna Loa lavas. *Nature*, 2000, 404: 986—990

- 33 Presnall D C, Gudfinnsson G H. Hawaiian volcanism-magmas from the seismic low-velocity zone. *Geochim Cosmochim Acta*, 2009, 73: a1051
- 34 Li C, Ripley E M. Recycled crust in the mantle: Is high-Ni olivine the smoking gun or a red herring? *Eos Trans AGU*, 2008, 89, Fall Meeting Supplement, Abstract V42B-07
- 35 Niu Y L, O'Hara M J. Varying Ni in OIB olivines—Product of process not source. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: a721
- 36 Niu Y L, Humphreys E R. Lithosphere thickness control on the extent and pressure of mantle melting beneath intraplate ocean islands. *Eos Trans AGU*, 2008, 89, Fall Meeting Supplement, Abstract V43F-2196
- 37 Mysen B, Kushiro I. Pressure dependence of nickel partitioning between forsterite and aluminous silicate melts. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 42: 383—388
- 38 Taura H, Yurimoto H, Kurita K, et al. Pressure dependence on partition coefficients for trace elements between olivine and the coexisting melts. *Phys Chem Mineral*, 1998, 25: 469—484
- 39 Woodhead J D, McCulloch M T. Ancient seafloor signals in Pitcairn-island lavas and evidence for large-amplitude, small length-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 94: 257—273
- 40 Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions—Trace-element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 381—397
- 41 Woodhead J D, Devey C W. Geochemistry of the Pitcairn seamounts. 1. Source character and temporal trends. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 116: 81—99
- 42 Eisele J, Sharma M, Galer S J G, et al. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 197—212
- 43 Murphy D T, Collerson K D, Kamber B S. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: Possible transition zone melts of Archaean subducted sediments. *J Petrol*, 2002, 43: 981—1001
- 44 Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust. *Treat Geochem*, 2003, 3: 1—64
- 45 Plank T, Langmuir C H. The chemical compositions of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol*, 1998, 145: 325—394
- 46 Mahoney J J, Jones W B, Frey F A, et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southern-most Kerguelen Plateau: Oceanic plateau volcanism in the southeast Indian Ocean. *Chem Geol*, 1995, 120: 315—345
- 47 Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas. *Nature*, 2007, 448: 684—687
- 48 Rapp R P, Irifune T, Shimizu N, et al. Subduction recycling of continental sediments and the origin of geochemically enriched reservoirs in the deep mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 271: 14—23
- 49 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493—571
- 50 Sun S S, Hanson G N. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib Mineral Petrol*, 1975, 52: 77—106
- 51 Lloyd F E, Bailey D K. Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences. *Phys Chem Earth*, 1975, 9: 389—416
- 52 Frey F A, Green D H. The mineralogy, geochemistry, and origin of lherzolite. *Geochim Cosmochim Acta*, 1974, 38: 1023—1059
- 53 Frey F A, Green D H. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J Petrol*, 1978, 3: 463—513
- 54 Menzies M A. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: Evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva: Nantwich, 1983. 92—110
- 55 Menzies M A, Hawkesworth C J. *Mantle Metasomatism*. London: Academic Press Geology Series, 1987
- 56 O'Reilly Y S, Griffin W L. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I, Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 433—447
- 57 Frey F A, Suen C J, Stockman H. The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 1985, 49: 2469—2491
- 58 Takazawa E, Frey F A, Shimizu N, et al. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 695—716
- 59 Frey F A. The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii, trace element evidence. *Amer J Sci*, 1980, 280A: 427—499
- 60 Sen G, Keshav S, Bizimis M. Hawaiian mantle xenoliths and magmas: Composition and thermal character of the lithosphere. *Amer Mineral*, 2005, 90: 871—887
- 61 Lambert I B, Wyllie P J. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. *Nature*, 1968, 219: 1240—1241
- 62 Lambert I B, Wyllie P J. Low-velocity zone of the Earth's mantle—Incipient melting caused by water. *Science*, 1970, 169: 764—766
- 63 Green D H. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism. *Philos Tran R Soc*

- Lond, 1971, A268: 707—725
- 64 Green D H, Liebermann R C. Phase equilibria and elastic properties of a Pyrolite model for the oceanic upper mantle. *Tectonophysics*, 1976, 32: 61—92
- 65 Mahoney J J, Sinton J M, Kurz D M, et al. Isotope and trace element characteristics of a superfast spreading ridge: East Pacific Rise, 13°–23°S. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 121: 173—193
- 66 Batiza R, Vanko D A. Petrology of young Pacific seamounts. *J Geophys Res*, 1984, 89: 11235—11260
- 67 Niu Y L. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a hypothesis for the origin of the Mesozoic and Cenozoic volcanism in eastern China. *Geol J China Univ*, 2005, 11: 9—46
- 68 Niu Y L. Continental lithospheric thinning results from hydration weakening, not “delamination”, and is a special consequence of plate tectonics. 2006, <http://www.mantleplumes.org/Hydration.html>
- 69 Simons F J, Zielhuis A, van der Hilst R D. The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography. *Lithos*, 1999, 48: 17—43
- 70 Káráson H, van der Hilst R. Constraints on mantle convection from seismic tomography. *Geophys Monogr*, 2000, 121: 277—288
- 71 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
- 72 Yaxley G M, Green D H, Kamenetsky V. Carbonatite metasomatism in the Southeastern Australian Lithosphere. *J Petrol*, 1998, 39: 1917—1930
- 73 Presnall D C, Gudfinnsson G H. Carbonate-rich melts in the oceanic low-velocity zone and deep mantle. *Geol Soc Amer Spec Paper*, 2005, 388: 207—216
- 74 Dasgupta R, Hirschmann M M, Smith N D. Water follows Carbon: CO₂ incites deep silicate melting and dehydration beneath mid-ocean ridges. *Geology*, 2007, 35: 135—138
- 75 Ionov D A, Dupuy C, O'Reilly S Y, et al. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen—Implications for trace-element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth Planet Sci Lett*, 1993, 119: 283—297
- 76 Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, et al. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 244: 234—250
- 77 Hirschmann M M. Water, melting, and the deep earth H₂O cycle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2006, 34: 629—653
- 78 Niu Y L. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath ocean ridges. *J Petrol*, 2004, 45: 2423—2458
- 79 White W M. Sources of oceanic basalts—Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, 1985, 13: 115—118
- 80 Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A, et al. Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence. *Science*, 1992, 256: 517—520
- 81 Dickin A P. *Radiogenic Isotope Geology*. New York: Cambridge University Press, 1997
- 82 Tatsumi Y. The Subduction Factory: How it operates on Earth. *GSA Today*, 2005, 15: 4—10
- 83 Elliott T. Tracers of the slab. *Geophys Monogr*, 2003, 238: 23—45
- 84 Hirschmann M M, Stolper E M. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 124: 185—208
- 85 Stracke A, Zindler A, Salters V J M, et al. Theistareykir revisited. *Geochem Geophys Geosyst*, 2003, 4, doi: 10.1029/2001GC000201
- 86 Regelous M, Niu Y L, Wendt J I, et al. An 800 ka record of the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N: Insights into magma chamber processes beneath a fast-spreading ocean ridge. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 168: 45—63
- 87 Regelous M, Niu Y L, Abouchami W. Shallow origin for South Atlantic Dupal Anomaly from lower continental crust: Geochemical evidence from the Mid-Atlantic Ridge at 26°S. *Lithos*, 2009, 112: 57—72
- 88 Wendt J I, Regelous M, Niu Y L, et al. Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: Insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 271—284