

全球构造与地球动力学的岩石学方法 ——以大洋玄武岩研究为例

一、引言

我感谢主编给我机会写一篇关于“全球大地构造”的短文。我的研究方向是岩石学和地球化学,并不是“全球大地构造学”,但我的研究用岩石学和地球化学作为手段来探索“全球构造”过程,因此本文代表一个“业余爱好者”个人研究的部分积累。这里,我以全球大洋玄武岩的研究为例,介绍如何用岩石学和地球化学方法来理解地幔玄武岩浆的起源并由此获得地球动力学的一系列重要信息。首先,介绍岩浆形成的基本概念,扼要回顾实验岩石学的重要结果;然后,从全球尺度分析大洋中脊玄武岩(MORB)和洋岛玄武岩(OIB)的岩石学数据;最后,用最基本的概念讨论地幔岩浆作用和地球动力学意义。

玄武岩浆的起源在宏观上是相对比较简单物理过程。因此,地幔熔融一定会在其产物(玄武岩或地幔残余橄榄岩)留下能够反映物理过程的岩石化学烙印。我的工作方法之一是在全球规模上寻找这些烙印,即岩石地球化学组成和某些全球地质现象或变量间的相关关系,从而找到岩浆起源和演化的物理控制因素。这种以寻找全球规律为指导思想的科学方法有助于真正理解岩石的成因和地质、地球物理过程,并获得具有普遍意义的模型。“Global Pattern Recognition”(“全球规律识别”)是这一方法最为贴切的英文表述。同时,我强调基本概念。基本概念对了,结论就可能是正确的;如果基本概念错了,最终结论正确的概率很小,即便对了,也是碰巧,没有科学意义。

最后,我希望本文的年轻读者能体会到原创科学家要具备敢想的气魄(“Think Big”),敢于争论的胆识和能力,以及敢于向传统观念和权威挑战的勇气。同时也要明白,“诚实客观”和“开放思维”是科学发现和真正解决科学问题的两把缺一不可的钥匙。另外,我希望年轻读者正确认识“记忆”和“思

牛耀龄

中国科学院海洋研究所,青
岛 266071

英国杜伦大学(Durham
University, UK)

牛耀龄. 2013. 全球构造与
地球动力学的岩石学方
法——以大洋玄武岩研究
为例. 见:丁仲礼(主编).
固体地球科学研究方
法. 北京:科学出版社.
791~804

考”的关系。近些年来,流行的教学方法鼓励学生“要思考,不要死记硬背”,这貌似合理,但其效果只是误导,因为不记东西就无法思考,而思考的过程有助于记忆,记忆有助于更深层次的思考,从而形成科学思维的良性循环。此外,我们鼓励追踪国际“前沿”和研究“热点”,这似乎先进,但实际上成了“赶时髦”,无意中鼓励我们模仿别人,不知不觉地放弃了我们原创的机会,在某种程度上也抹杀了我们原创能力的发现和发展。其实有许许多多最基本的地球科学问题(包括本文的几个例子)尚未解决,我希望年轻读者培养认识问题和解决问题的能力,为中国的地球科学研究从大国迈向强国做贡献。

二、玄武岩浆成因的基本概念

岩浆的形成指固体岩石变成岩浆的过程。玄武岩浆是地幔橄榄岩熔融的产物。因为现今地幔的热状况并不允许全部熔融,所以玄武岩浆是地幔橄榄岩部分熔融(而不是全部熔融)的结果。因此,部分熔融有两种产物——熔体和残余,熔体代表源岩中易熔组分,而残余是难熔耐火组分。与源岩相比较,熔体富含 SiO_2 而贫 MgO ,且 MgO/FeO 较低,同时富含“不相容”化学元素,而残余则相反。熔体开始冷凝并含有矿物晶体时,我们叫它岩浆。岩浆侵入到地壳或喷出到地表凝固结后形成岩浆岩(又叫火成岩)。

我们从全球地幔地震波速随深度的变化可知,整个地幔呈固态,看不到有任何规模岩浆的存在,因为地震横波速度总是大于零($V_s > 0$)。位于岩石圈(Lithosphere)之下的软流圈(Asthenosphere)是玄武岩浆产生的源区,但在可检测到的规模上 $V_s > 0$,说明地幔总体上不具备玄武岩浆产生的条件。我们会通过以下概念来理解为什么玄武岩浆只产生在几个特殊的地质环境。需要注意,人们常把地震波低速带(LVZ)和软流圈等同起来,这实际上不妥,因为软流圈地幔在全球普遍存在,而 LVZ 只发育在大洋地幔和很少的几个大陆边缘岩石圈之下。

理论上,固体岩石发生部分熔融形成岩浆有四种可能的机制(Niu, 2005a):①加热;②减压;③添加挥发分;④加压。通过加热使岩石熔融最易理解,但这对于玄武岩浆的形成不重要。加压导致地幔岩发生熔融在热力学上合理,并对地幔化学分异很有意义,但对岩石学研究的意义尚不重要(Niu, 2005a; Niu *et al.*, 2011)。减压和添加挥发分是地幔橄榄岩熔融形成玄武岩浆的两个基本机制。

前三种机制在 P - T 相图中能很易理解。如图 1 所示,如果岩石处在固相线之下 A 的位置,它不熔,保持固态。如果岩石处在液相线以上 C 的位置,它全部熔融。如果岩石处在固相线和液相线之间 B 的位置,它会部分熔融。其部分熔融的程度取决于岩石在 B 区的具体位置,从靠近固相线的约 0% 到靠近液相线的约 100%。因为全部熔融是不可能的,液相线在讨论岩浆起源时不适用。因此,我们注重固相线的讨论。实际上,对于多相地幔橄榄岩来说, P - T 相图中的固相线并不是简单的直线,但这一简化了的“直线固相线”有助于演示岩浆起源的概念。

为了使地幔发生熔融产生玄武岩浆,我们把地幔橄榄岩从 A 的位置移动到固相线之上。这里有三种途径(图 2):①对源岩加热,即水平地把源岩从 A 右移到“干”固相线之上($\Delta T > 0$);②对源岩减压,即垂直地把源岩从 A 位移到“干”固相线以上($\Delta P < 0$);③固相

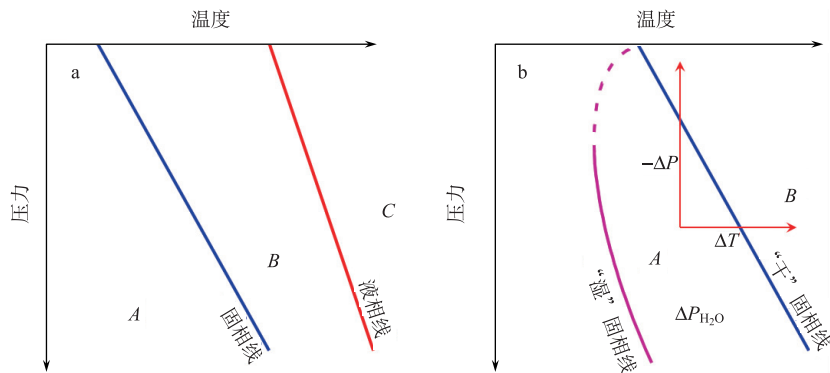


图1 固体岩石部分熔融形成岩浆可能机制 P - T 示意相图

- a. 在温度(T)-压力(P)图中解释固相线和液相线的概念。岩石处在固相线之下 A 的位置总是固体,不发生熔融,代表地幔的总体条件;岩石处在液相线之上 C 的位置,全部熔融;而岩石处在固相线和液相线之间 B 的位置只能部分熔融,其熔融程度从 0% (在固相线附近)到 100% (在液相线附近)。因为当今地幔温度达不到液相线,所以在考虑岩浆起源时不考虑液相线。b. 解释岩浆成因的三种基本机制,即减压熔融($-\Delta P$)、加热熔融($+\Delta T$)和加水($+\Delta H_2O$)

线反映地幔源岩的物理性质,它在 P - T 相图中的位置和形态取决于它的化学组成。对于处在 A 位置的岩石,在无水条件下,是固态的,不发生熔融,但当源区加水(或其他挥发分)后,处于 A 位置的源岩因位于新的“湿”固相线之上而发生熔融,产生岩浆。

图 2 示意玄武岩浆产生的几种熟知的地质环境。环绕全球约 6 万公里的大洋中脊(拉张板块边界)是占全球 2/3 固体地球表面洋壳的发祥地。这里,板块扩张引起洋脊下软流圈地幔被动上升,通过“减压熔融”产生岩浆,最终通过冷凝固晶形成洋壳。这一过程

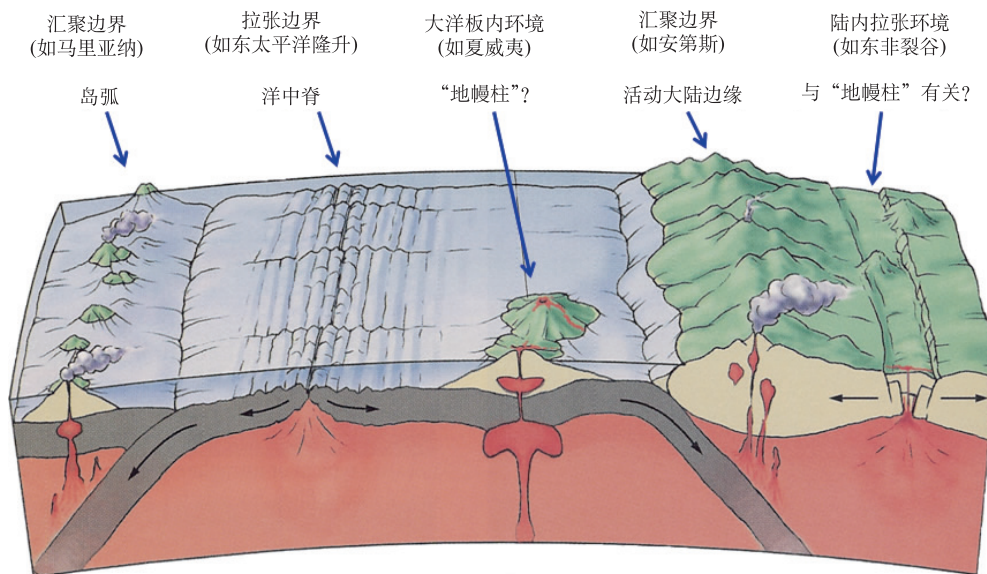


图2 全球与幔源玄武岩浆起源的重要大地构造环境示意图(据 Davidson *et al.*, 1996)

同样可以解释弧后盆地扩张中心岩浆的产生。大陆裂谷环境岩浆的产生原理也一样,但大陆岩石圈的“同化混染”可影响岩浆的组成。有人认为大陆裂谷(如东非大裂谷)的成因与地幔柱有关(见下)。与环绕太平洋俯冲带(汇聚板块边界)有关的岩浆作用被认为是“加水熔融”的结果。大洋岩石圈变质脱水,水进入地幔楔,导致地幔源岩溶点降低,产生“岛弧”玄武岩浆。西太平洋岛弧岩的原始岩浆是源于地幔楔的玄武岩浆,但因含水高,可以冷却演化到温度较低的安山质甚至流纹质熔岩。这一过程可同样地解释东太平洋大陆弧(活动大陆边缘,如安第斯山脉)岩浆的成因。要强调的是,在这里原始岩浆也是源于地幔楔的玄武岩浆,但因大陆地壳甚厚,喷出的岩浆往往是改造后的(强烈同化混染的)中酸性岩浆。而且,酸性程度甚高的岩浆是受玄武岩浆加热引起地壳重熔的产物。

远离板块边界的“板内”玄武岩浆作用通常被称为是“热点岩浆作用”,热点被认为是深源地幔柱的地面表现形式。位于太平洋板块内部的夏威夷“地幔柱”(图2)和北美板块内部的黄石“地幔柱”分别是大洋板内和大陆板内玄武岩浆作用的典型代表。对于地幔柱的成因目前争论激烈(Niu, 2005a; Davies, 2005; Foulger, 2005)。一般认为,地幔柱起源于核幔边界(CMB)的热边界层,以固态上升到上地幔软流圈深度发生减压熔融,产生玄武岩浆(Campbell and Davies, 2006)。与洋脊地幔的被动上升不同,地幔柱是因热浮力而主动上升的。有些板内玄武岩浆作用明显与地幔柱无关,这包括许许多多分散在大洋环境的海山(Batiza, 1982)和包括横跨大西洋-非洲被动大陆边缘的喀麦隆火山链(Halliday *et al.*, 1998)在内的大陆板内玄武岩浆作用。中国东部中-新生代玄武岩浆活动是我们最为熟悉的大陆板内玄武岩浆作用,对其成因虽有争议,但我个人认为其是板块作用的特殊产物(Niu, 2005a),即与平卧在地幔过渡带的古太平洋板块脱水(中生代)和软流圈物质东流过程中的局部减压熔融有关(新生代)。应该指出的是,这种过渡带的脱水作用与俯冲带的变质脱水有本质的差别,因此中国东部中-新生代玄武岩的地球化学特征与俯冲带玄武岩不同,而更具有类似 OIB 的典型板内玄武岩的地球化学特征(见图3),尤其是自 110Ma 以来的玄武岩浆作用。

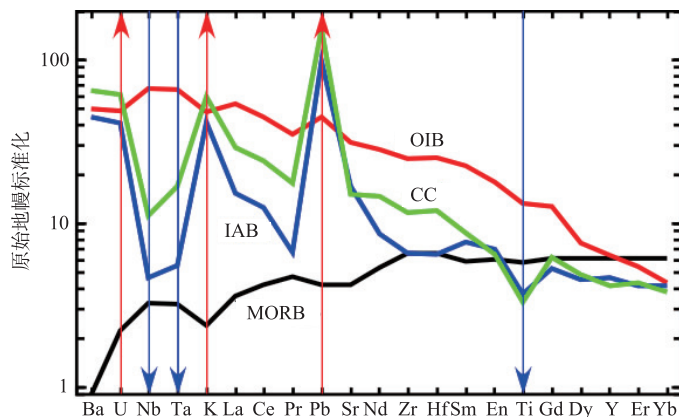


图3 原始地幔标准化(Sun and McDonough, 1989)的不相容元素相对丰度模式图用以比较全球主要大地构造环境下玄武岩的主要特征,包括洋脊玄武岩(MORB)、洋岛玄武岩(OIB)和岛弧玄武岩(IAB)。CC示意平均大陆地壳组成作为参考

加热熔融不是玄武岩浆形成的有效机制,但对幔源玄武岩浆底侵到陆壳产生花岗岩类岩浆十分重要。

三、主要地质环境玄武岩的特征和成因解释

图3比较了主要地质环境玄武岩“不相容”元素的基本特征和差异。不相容元素指在地幔熔融形成玄武岩浆过程中(或岩浆演化过程中)选择进入熔体(而不是固体矿物)的化学元素。图3中从右向左,元素的不相容程度递增。显然,大洋中脊玄武岩(MORB)具有不相容元素亏损的特征而洋岛玄武岩(OIB)具有不相容元素富集的特征。MORB不相容元素的亏损被解释为其地幔源区不相容元素的亏损;MORB亏损地幔被广泛认为是地球演化早期不相容元素富集的大陆地壳(CC)从地幔分离的缘故(Hofmann, 1988)。岛弧玄武岩(IAB)与平均大陆地壳的相似性(即亏损Nb, Ta, Ti和相对富集Ba, U, P等)被认为大陆地壳的形成和增生与俯冲带岩浆作用有关(Taylor, 1967),但也有全新解释(Niu and O'Hara, 2009)。OIB富集不相容元素被认为是深部富集地幔的产物。值得注意的是,以上对这些玄武岩基本特征的成因认识仍然是解释,无一是经过检验的事实。我以为目前对MORB和IAB的流行解释还算合理,但还需严格检验,然而对OIB成因的流行解释问题甚多,对后者我已有详尽的讨论(Niu and O'Hara, 2003; Niu, 2009; Niu *et al.*, 2011, 2012),在此不赘。

四、地幔橄榄岩部分熔融实验结果的意义

Jaques和Green(1980)关于地幔橄榄岩部分熔融的实验研究为现代地幔熔融和玄武岩成因的定量研究奠定了基础(Klein and Langmuir, 1987; McKenzie and Bickle, 1988; Niu and Batiza, 1991; Niu, 1997; Niu *et al.*, 2011)。他们的实验结果表明,在给定“源区”橄榄岩组成的情况下,原始岩浆的部分熔融程度与熔体中 Na_2O 、 TiO_2 等不相容元素的含量成反比,与 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 成正比;而原始岩浆产生的压力与熔体中 FeO 、 MgO 含量成正比,与 SiO_2 含量成反比。同时岩浆中这些元素(及比值)又有对源岩的继承性,即随源岩中含量的升高而升高。

五、全球 MORB 组成与海底扩张速度的关系及洋脊动力学

海底扩张引起洋脊下软流圈地幔物质被动上升,发生减压熔融,这些熔体演化冷凝形成洋壳。减压熔融的程度(F)与开始熔融的深度(P_0)和熔融终止的深度(P_f)有关,即与减压熔融的垂向区间($P_0 - P_f$)成正比。 P_f 是软流圈地幔上涌的速度(即热提供的速率)和洋底热损失的共同结果。因为洋底的温度是常数($0 \sim 3^\circ\text{C}$),软流圈地幔上升的速率决定了 P_f 和 $P_0 - P_f$ 。软流圈地幔上升越快, P_f 越浅, $P_0 - P_f$ 就越大,部分熔融程度就越高,产生的熔体就越多,洋壳厚度就越大。洋脊扩张速率越大,软流圈地幔上升就越快,因此, P_f 一定会随洋脊扩张速率的增大化而变浅,同时 $P_0 - P_f$ 区间变大。全球洋脊扩张速

率变化很大,从小于 20mm/a 到大于 160mm/a, 所以部分熔融程度、洋壳的厚度一定会随洋脊扩张速率的增加而增大和变厚。这一推理即符合逻辑又与基本物理概念一致,但多年来人们认为大洋地壳-地幔 Moho 面的深度在全球范围内基本不变,也不随洋脊扩张速率的变化而变化,因此,地幔熔融程度和洋壳厚度不随扩张速率的变化而变化。

为此,我和一位法国合作者分析了全球 MORB 组成与洋脊扩张速率的关系,发现 MORB 的 Al_8 值(MORB 中 Al_2O_3 校正到 $MgO=8\%$ 时的值)与洋脊扩张速率成反比而 Ca_8/Al_8 与洋脊扩张速率成正比(图 4)。图 5 是上述推论的示意表达,即随洋脊扩张速率的减小 P_f 增加, P_o-P_f 区间减小、部分熔融程度(F)降低、洋壳变薄。

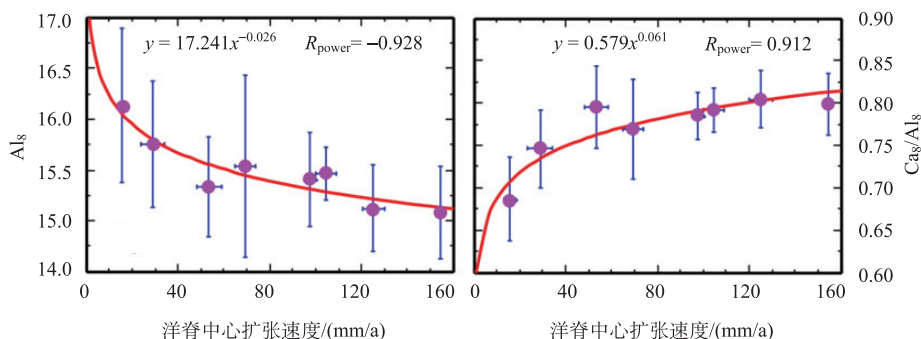


图 4 全球洋脊玄武岩(MORB)组成[以 Al_8 (校正到 $MgO=8\%$ 时 Al_2O_3 的含量)和 Ca_8/Al_8 为例]与洋脊扩张速度的关系(据 Niu and Hekinian, 1997)

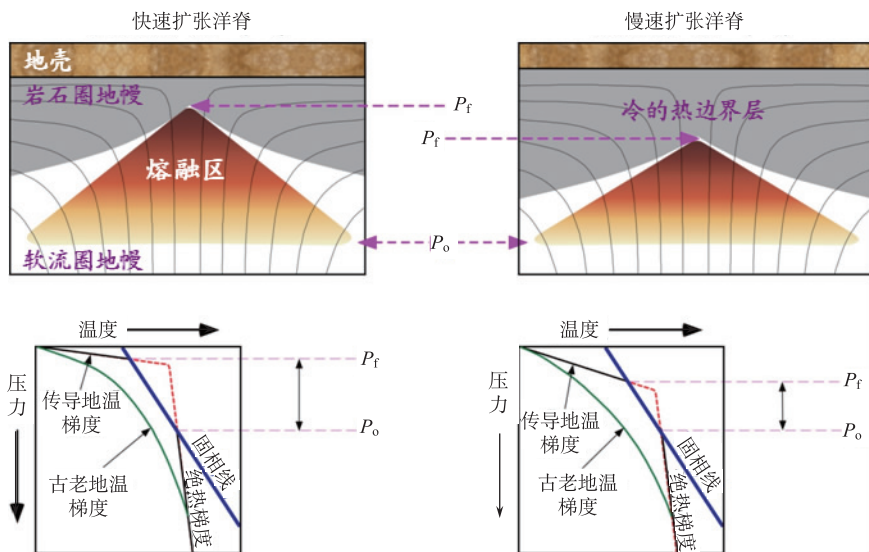


图 5 图 4 中 MORB 组成与洋脊扩张速度的关系

基本概念包括洋脊下软流圈地幔因板块扩张而沿绝热梯度(Adiabat)被动上升,在 P_o 处与固相线相交,开始发生减压熔融,减压熔融继续到 P_f (进入顶部冷的热边界层,即 CTBL)停止,熔融残余继续上升后背离洋脊侧向流动; P_f 或 CTBL 的厚度(从 P_f 到壳-幔界面)是软流圈地幔绝热上涌和洋脊(海底)冷却热平衡的结果;因为海底的温度接近 $0^\circ C$,是个常量,因此,软流圈地幔绝热上涌(热源)决定 CTBL 的厚度,上涌越快,CTBL 越薄, P_f 越浅,减压熔融区间 P_o-P_f 越大,部分熔融程度越高,洋壳越厚(Niu and Hekinian, 1997)

六、全球 MORB 组成与洋脊水深的相关关系及成因

Klein 和 Langmuir (1987) 首次指出全球 MORB Fe_8 和 Na_8 (校正到 $\text{MgO}=8\%$ 时 FeO 和 Na_2O 的含量), 并用这些参数来推测洋脊软流圈地幔部分熔融程度、压力(深度)以及地幔潜在温度(T_p , 软流圈地幔绝热梯度直线投影到地表的温度)。然而, 这些参数, 尤其是 Fe_8 不能用来推测地幔过程(如熔融深度、地幔温度等), 因为与 Fe_8 对应的全球 $\text{Mg}^\# (= \text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}]) = 0.56 \sim 0.68$, 太低, 反映岩浆是岩浆房冷却高度演化的结果(Niu and O'Hara, 2008)。要使 MORB 组成能反映地幔过程, 我们必须校正岩浆演化的效应到 $\text{Mg}^\# = 0.72$ 或更高, 因为 $\text{Mg}^\# \geq 0.72$ 的熔体与地幔橄榄石平衡, 记录地幔过程, 图 6 是这一结果(Niu and O'Hara, 2008)。除 SiO_2 外, 所有主量元素氧化物(TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$)校正到 $\text{Mg}^\# = 0.72$ (亦即, 图 6 中的下标 72)均显示与全球洋脊水深有重要的相关关系。

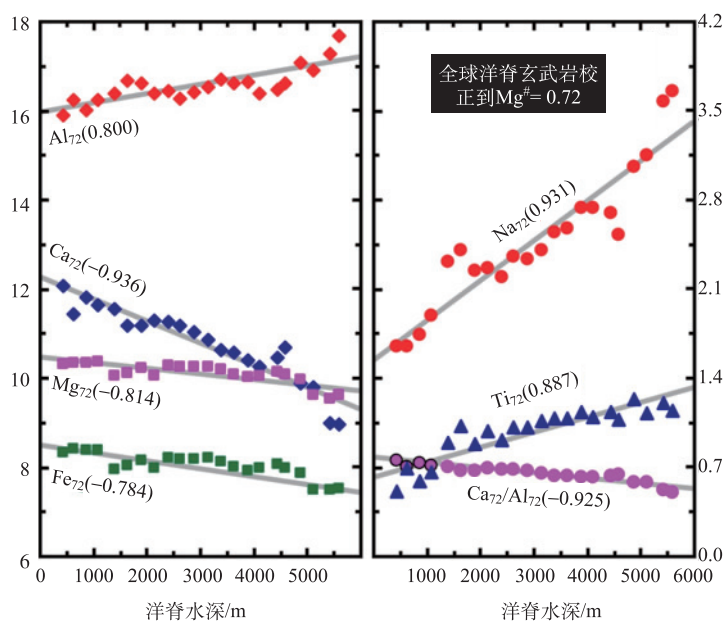


图 6 全球 MORB 组成与洋脊水深的相关关系图

Al_{72} 、 Ca_{72} 等是相应氧化物校正到 $\text{Mg}^\# = 0.72$ 时在 MORB 中的含量, 用来获取地幔熔融条件的信息(Niu *et al.*, 1999; Niu and O'Hara, 2008); 这 22 个数据点代表全球 MORB 喷发洋脊水深每 250m 间隔的平均值; 全球 MORB 平均值与洋脊水深的相关关系反映软流圈地幔化学组成的变化和与之有成因关系的地幔熔融条件

MORB 化学组成与洋脊水深的这种关系说明二者肯定存在成因上的联系, 但如果我们总是从“因果”关系来讲, 就很难理解。为什么洋脊水深(0~5500m 水深变化)会导致 MORB 组成变化, 而后者明显与地幔过程有关。其实从图 7 的解释不难看出, MORB 化学组成与洋脊水深的关系是同一起因的两个不同结果。

因: 全球洋脊之下软流圈地幔物质组成的变化;

果一：全球洋脊水深的变化；

果二：全球 MORB 组成的变化。

“因”控制了地幔矿物学、岩石学和软流圈地幔平均密度的变化,从而在重力上补偿了全球洋脊水深约 5km 的变化(“果一”),也控制了全球 MORB 组成的主要变化(“果二”)。“果二”是两个因素共同作用的结果:①直接继承软流圈地幔源区物质组成的变化;②间接地由地幔物质组成的变化而导致部分熔融过程的进一步增强,即洋脊地幔部分熔融程度随洋脊水深的递增而降低。具体地讲,随洋脊水深的增加,洋脊玄武岩 Al_2O_3 、 Na_2O 、 TiO_2 升高而 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 CaO/FeO 和 MgO 降低,反映地幔源区橄榄岩的相应变化(即从相对亏损的浅脊下软流圈地幔到相对富集的深脊下软流圈地幔)。这一化学组成上的变化决定了源区矿物组成的变化(图 7),后者依次决定了软流圈地幔密度的变化,进而决定了全球洋脊水深的变化。亦即从浅脊下软流圈地幔到深脊下软流圈地幔,因为密度的增加,地幔上涌幅度减小,热损失到更大深度,减压熔融停止在更大深度,减压熔融区间(P_0-P_f)缩短,部分熔融程度(F)降低,岩浆产出量减少,洋壳厚度变小(图 7)。

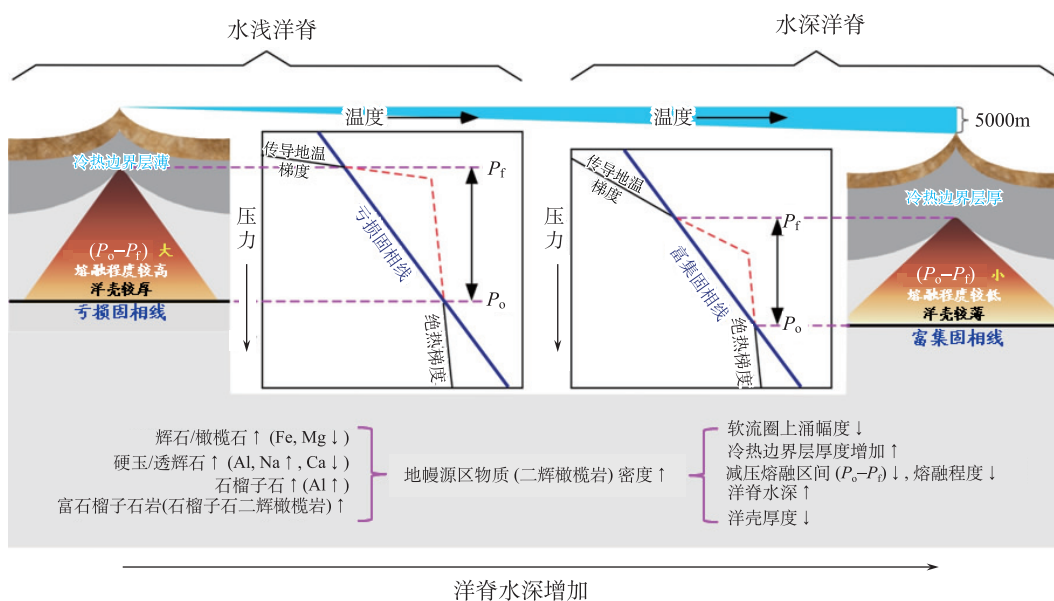


图 7 图 6 MORB 组成与洋脊水深的关系解释图

基本概念：洋脊水深的变化反映洋脊下软流圈地幔密度的变化,后者又反映地幔化学组成和矿物组成的变化,即地幔源区化学组成的变化决定了矿物和密度的变化,从而决定了洋脊水深的变化。MORB 组成既继承了源区的化学组成,又有与源区组成有关的地幔熔融过程的增强(Niu *et al.*, 2011)

七、OIB 组成与大洋岩石圈厚度的相关关系及成因

从以上全球 MORB 组成与扩张速度和洋脊水深的相关关系及物理意义(图 7)不难看出,直接决定部分熔融程度(F)的关键因素是减压熔融终止的深度(P_f),即受控于洋脊

下浅部冷的热边界层(cold thermal boundary layer, CTBL),我们不妨称它为“盖层”,其控制作用为“盖层效应”。如果“盖层效应”对地幔熔融和玄武岩浆的成因确实很重要的话,那么检验这一假说最理想的途径是研究全球洋岛玄武岩的变化是否受控于岩石圈厚度的变化。这是因为全球洋脊下 CTBL 厚度的变化很小,而大洋岩石圈的厚度变化很大,从洋脊下的几公里到成熟岩石圈的约 90km。如图 8 所示,大洋岩石圈厚度(T_{LT})随年龄的变化而变化,喷发在年轻、较薄岩石圈之上的 OIB 应该记录部分熔融程度高、压力低的特征,而喷发在较老、较厚岩石圈之上的 OIB 应该具有部分熔融程度低、压力高的特征。

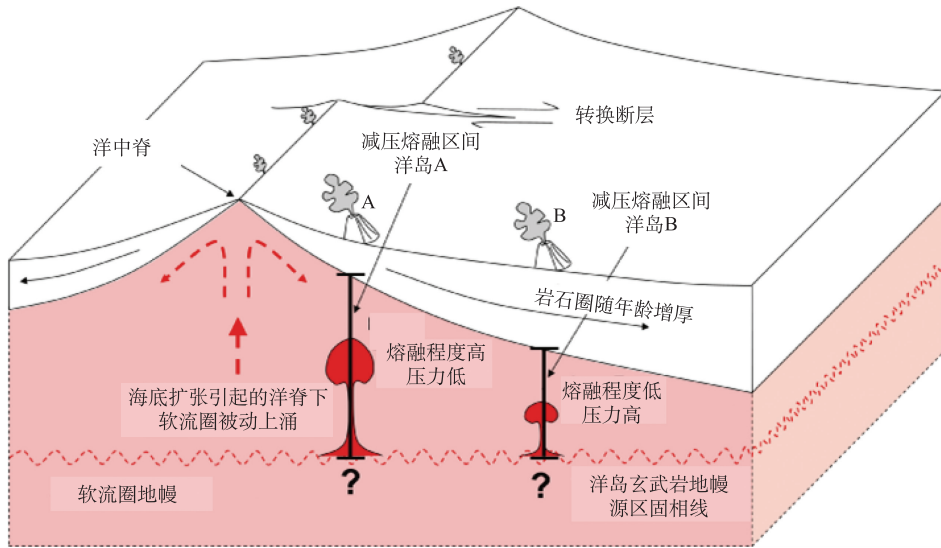


图 8 预测全球 OIB 组成一定与岩石圈厚度有关示意图

岩石圈厚度控制 OIB 源区软流圈物质减压熔融的条件,喷发在年轻、薄的岩石圈之上的 OIB 具有部分熔融程度高、压力低的地球化学特征;而喷发在年老、厚的岩石圈之上的 OIB 具有部分熔融程度低、压力高的地球化学特征。

这一现象,如被证实可称为岩石圈的“盖层效应”(Humphrey and Niu, 2009; Niu *et al.*, 2011)

图 9 显示全球 OIB 主量元素和稀土元素比值平均值与岩石圈厚度(T_{LT})的相关关系。的确,这些相关关系反映的就是盖层效应。这在图 10 展示得十分清楚。值得注意的是,地幔潜在温度的变化(T_p)和源区物质组成的变化会分别影响上涌地幔与固相线相交的深度和固相线的深度,从而影响部分熔融程度(F)、压力效应和 OIB 组成,但这两个因素的影响远远小于“盖层效应”,否则图 9 的 OIB 组成与岩石圈厚度的关系就不会存在。另外应该注意的是图 9 中 $[Sm/Yb]_N > 1$ 表明 OIB 均起源于石榴子石橄榄岩稳定域(见图 10 上部)。这是因为,重稀土元素(如 Yb)对石榴子石是相容元素,部分熔融时石榴子石作为残留相会保留重稀土元素,导致重稀土元素在熔体中相对亏损,于是 $[Sm/Yb]_N$ 增大。更重要的是 $[Sm/Yb]_N$ 随岩石圈厚度的增厚而递增(图 9),这简单地表明减压熔融在尖晶石橄榄岩稳定域还在继续(图 10),“石榴子石印记”被在尖晶石橄榄岩稳定域的熔融继续稀释。因此,随着岩石圈厚度的减薄,在尖晶石相部分熔融的程度增加,“石榴子石印记”在熔体中越加稀释,OIB 中 $[Sm/Yb]_N$ 递减(图 10)。这进一步说明,OIB 是软流

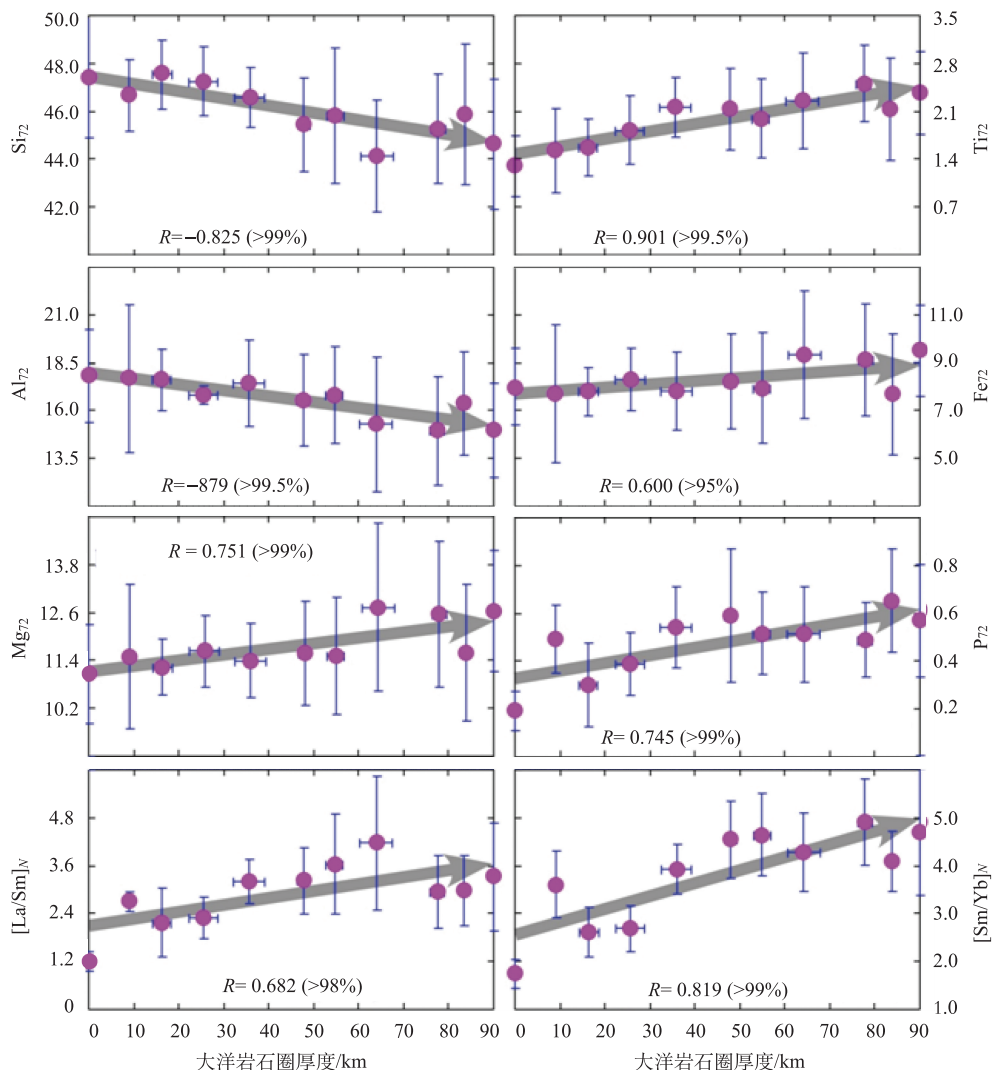


图9 全球 OIB 组成与岩石圈厚度的相关关系

下标 72 指相应氧化物校正到 $Mg^\# = 0.72$ 时在 OIB 中的含量(见图 6, Humphrey and Niu, 2009; Niu *et al.*, 2011); 这 11 个数据点代表全球 OIB 喷发时岩石圈厚度每 10km 间隔的平均值; 这些相关关系的确反映岩石圈厚度的控制(见图 8、图 10, 即“盖层效应”, Niu *et al.*, 2011)

圈地幔减压熔融的结果,而且受岩石圈盖层的遮挡,熔融在岩石圈底部(即 P_f)终止。

图 11 表明,岩石圈的厚度(亦即上图粗红线所代表的岩石圈底界深度和下图横坐标)完全可以用 OIB 平均值的一个综合函数(下图纵坐标)(见图 10)来描述。这意味着,OIB 记录的压力效应是盖层效应,即岩石圈底部的深度,而不是更深(软流圈内)或更浅(岩石圈内)的深度。所以,用玄武岩(包括斑晶)获得的地温、地压计不能用来估算岩浆起源的深度,除非盖层效应可被排除,但这有很大的不确定性,必须谨慎。

我们对 OIB 组成和岩石圈厚度(T_{LT})的关系可做进一步分析(图 9)。因为 $F \propto 1/T_{LT}$ 或

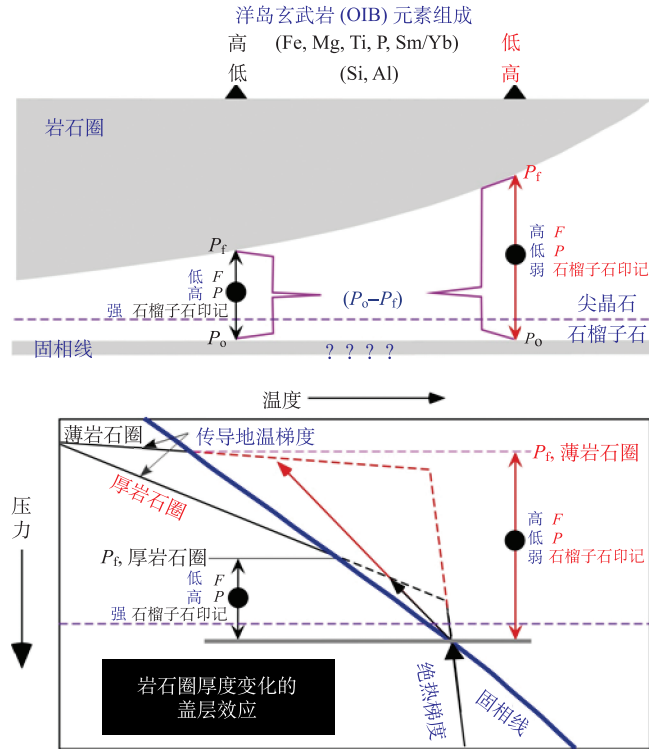


图 10 图 9 OIB 组成与岩石圈厚度的关系解释图

OIB 组成和预测的“盖层效应”一致 (Humphrey and Niu, 2009; Niu *et al.*, 2011)

$F \propto P_o - P_f$ 。有两种可能的物理过程可以解释图 9 中的关系：①在岩石圈与固相线之间，即 $P_o - P_f$ 区间，弥漫着熔体，这要求在此深部区间“橄榄岩+熔体”没有侧向流动，否则图 9 的关系就被破坏；②每个洋岛或洋岛群都有各自来源于深部的源区物质上涌供给系统，见图 12 中带有箭头的粗红线。显然①可能性不大，②更为合理，而且许多 OIB 体系（如夏威夷）具有相当长的演化历史（约 125Ma; Niu *et al.*, 2003）。这些观察和以上分析支持深源“地幔柱”假说，但是如果这些 OIB 来源于深部地幔，但并不是来源于核幔边界（CMB）的热边界层的话，那么这与经典的地幔柱解说又有不同，这一点值得注意。

八、总结

本文简单介绍了用岩石学和地球化学手段研究全球大洋玄武岩成因及获取地幔动力学信息的方法。其核心思想包括：

1) 探索、寻找各种不同地质现象、变量之间的相关关系。如果有相关关系就意味着这些地质变量间存在某种成因上的联系，但这种成因联系并不一定是因果关系。图 9 中全球 OIB 组成与大洋岩石圈厚度的关系就有因果关系（图 10、图 11），而全球 MORB 组成与洋脊水深的关系（图 6）就不是因果关系，二者是洋脊下软流圈地幔物质组成变化所引

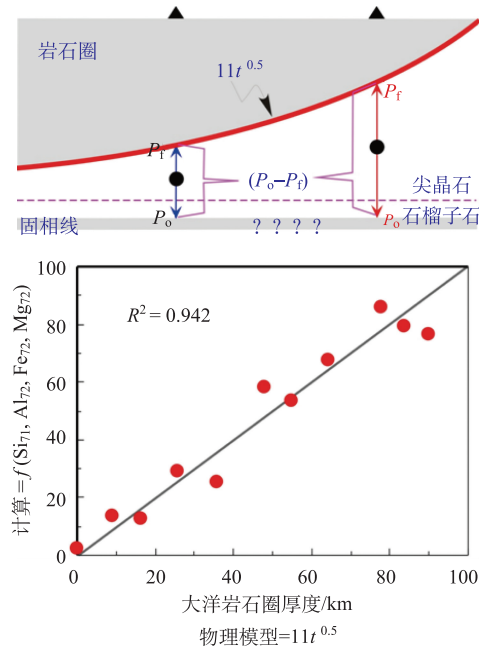


图 11 冷却模型描述岩石圈厚度及与 OIB 组成关系图

顶图强调岩石圈厚度,即岩石圈底部深度可由岩石圈冷却模型描述($T_{LT} = 11t^{0.5}$)。下图表明冷却模型描述的岩石圈底部深度(厚度,横坐标)可用 OIB 组成的一个综合变量(纵坐标)描述,有效地证明了岩石圈的“盖层效应”,同时清楚地表明 OIB 包含的压力信息仅仅是岩石圈底部的信息,而不是更浅(岩石圈内)或更深(软流圈)。所以,用建立在 OIB (包括斑晶矿物)基础之上的稳压机来估算 OIB 最终起源的深度和地幔潜在温度时要谨慎

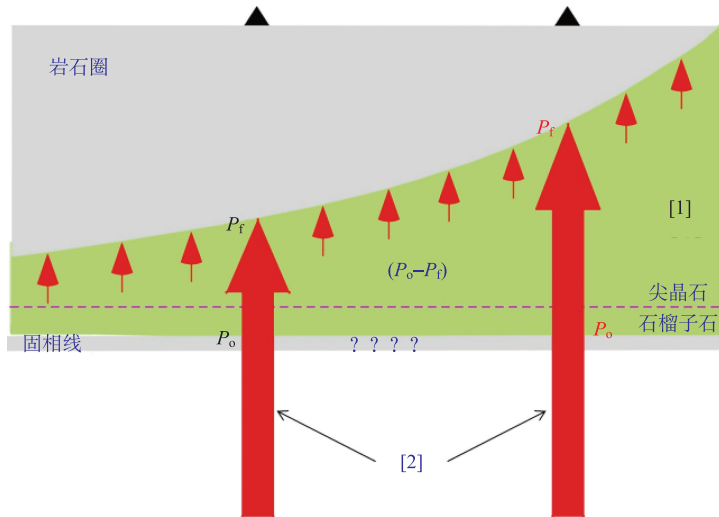


图 12 OIB 起源于地幔深处物质绝热上涌和减压熔融的结果分析图
每个洋岛或洋岛群都有各自来源于深部的源区物质上涌供给系统,这不一定支持 OIB 源于核幔边界的地幔柱,但强调 OIB 有独立、深源、持久的上涌系统

起的不同结果(图 8)。

2) 解释或理解这些相关关系的思考过程就是理解有关地质、地球现象、观察成因的过程。

3) 这个方法可用英文的“Global Pattern Recognition”表述。直译可以是“全球规律识别”,但确切地讲,应该是“识别全球地质现象呈现的规律”,更确切地讲,应该是“识别全球地质、地球现象、事件的相关关系”。从大陆漂移到海底扩张,再到板块构造以及地幔柱假说的许多方面都是“Global Pattern Recognition”的结果。运用这一方法的基本要求是培养区别主要变量与次生现象、变量的习惯和能力。我是用平均的办法来突出全球 OIB 和 MORB 的主要特征。例如,图 6 中的 22 个点是全球近一万个数据点对每一个 250m 洋脊水深间隔内数据的平均值。这个办法排除了:①全球洋脊扩张速度变化的因素;②局部地幔物质成分不均一的因素;③地幔熔融区几何形状的因素;④区域规模、局部规模“动力学地形”(非均衡)的因素。这类似于 MORB 组成对于洋脊水深求偏导数。同样的,图 9 中的 11 个点是全球两万多个数据点对每一个 10km 岩石圈厚度间隔内数据的平均值,我们不妨称之为“目的平均”。

4) 要注意,无目的的平均往往会丢失某些重要的信息。所以,要谨慎(Niu and O'Hara, 2009)。

参考文献

- Batiza R. 1982. Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 60: 195~206
- Campbell I H, Davies G F. 2006. Do mantle plumes exist? *Episodes*, 29: 162~168
- Davidson J P, Reed W E, Davis P M. 1996. *Exploring Earth*. New Jersey: Prentice Hall
- Davies G F. 2005. A case for mantle plumes. *Chinese Science Bulletin*, 50: 1541~1554
- Foulger G R. 2005. Mantle plumes: Why the current skepticism? *Chinese Science Bulletin*, 50: 1537~1540
- Halliday A N, Dickin A P, Fallick A E, Fitton J G. 1988. Mantle dynamics: A Nd, Sr, Pb and O isotope study of the Cameroon Line volcanic chain. *Journal of Petrology*, 29: 181~211
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth; the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297~314
- Humphreys E R, Niu Y L. 2009. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, 112: 118~136
- Jaques A L, Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0 - 15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 287~310
- Klein E M, Langmuir C H. 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, 92: 8089~8115
- McKenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625~679
- Niu Y L. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites. *Journal of Petrology*, 38: 1047~1074
- Niu Y L. 2005a. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a hypothesis for the origin of the Mesozoic-Cenozoic volcanism in eastern China. *Geological Journal of China Universities*, 11: 9~46

- Niu Y L. 2005b. On the great mantle plume debate. *Chinese Science Bulletin*, 50: 1537~1540
- Niu Y L. 2009. Some basic concepts and problems on the petrogenesis of intra-plate ocean island basalts (OIB). *Chinese Science Bulletin*, 54: 4148~4160
- Niu Y L, Batiza R. 1991. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: Application for axis and off-axis (seamounts) melting. *Journal of Geophysical Research*, 96: 21753~21777
- Niu Y L, Hekinian R. 1997. Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385: 326~329
- 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*, 108: 2209, doi: 10.1029/2002JB002048, 19
- Niu Y L, O'Hara M J. 2008. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: A new perspective. *Journal of Petrology*, 49: 633~664
- Niu Y L, O'Hara M J. 2009. 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*, 112: 1~17
- Niu Y L, Collerson K D, Batiza R, Wendt I, Regelous M. 1999. The origin of E-type MORB at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N. *Journal of Geophysical Research*, 104: 7067~7087
- Niu Y L, O'Hara M J, Pearce J A. 2003. Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrologic perspective. *Journal of Petrology*, 44: 851~866
- Niu Y L, Wilson M, Humphreys E R, O'Hara M J. 2011. The origin of intra-plate ocean island basalts (OIB): The lid effect and its geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 52: 1443~1468
- Niu Y L, Wilson M, Humphreys E R, O'Hara M J. 2012. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes*, 35: 310~327
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42: 323~345
- Taylor S R. 1967. The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, 4: 17~34