

岩浆洋分异与月壳

朱 丹^{1,2*}, 王世杰³, 朱成明⁴

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 3. 中国科学院 地球化学研究所 天体地球化学研究组, 贵州 贵阳 550002; 4. 中国科学院 地球化学研究所 地球深部物质与流体作用地球化学研究室, 贵州 贵阳 550002)

摘 要: 回顾了岩浆洋概念最初的由来, 具体阐述了月浆洋冷却结晶形成斜长岩月壳的过程。根据行星演化、核-幔分异及地球化学方面等方面提供的证据, 论证了岩浆洋是行星早期演化必然经历的一个阶段。已有的岩浆洋结晶模型都认为岩浆洋中的岩浆在成分上是均一的。根据目前实验火成岩石学方面的进展, 认为这个前提不存在, 提出了月浆洋 Soret 分异的一个新假说。此模型为今后研究岩浆洋分异提供了一个新思路, 并指出了今后的研究方向。

关键词: 岩浆洋; 核幔分异; W 同位素; Soret 效应

中图分类号: P184 **文献标识码:** A **文章编号:** 0379-1726(2010)01-0063-10

Differentiation of the lunar magma ocean and formation of the lunar crust

ZHU Dan^{1,2*}, WANG Shi-jie³ and ZHU Cheng-ming⁴

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;
2. Guangzhou Institutes of Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;
3. The Research Center for Luna and Planet Sciences, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;
4. The Laboratory of the Earth's Interior and Geofluid Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

Abstract: We review the original idea of the magma ocean in this paper, and describe in more detail how the anorthositic lunar crust formed through crystallization of the lunar magma ocean during cooling. The magma ocean hypothesis is consistent with several lines of evidence including planet formation, core-mantle differentiation and geochemical observations, and it is proved as an inevitable stage in the early evolution of planets. The magma ocean is assumed to be homogeneous in previous models during crystallization. Based on the recent advance in experimental igneous petrology, we question this assumption, and propose that an gabbrotic melt, from which the anorthositic lunar crust crystallized, can be produced by Soret effect, rather than by magma fractionation. This novel hypothesis supplies with a different view for the future researches.

Key words: magma ocean; core-mantle differentiation; W isotope; Soret effect

0 引 言

尽管人类已经登上月球, 能够利用现代高精密望远镜观察遥远的星系, 不过对自己居住星球的内部了解却非常有限。人类迫切地想了解所居住星球

的起源, 地质学家通过研究古老克拉通中零星保留的太古宙岩石和矿物, 对 25 亿年前地球的地壳和地幔特征有了一个初步了解。但是对 38 亿年前冥古宙的地球演化, 了解非常有限^[1]。获得这些信息的一个重要渠道就是比较行星学研究成果, 其中一个重要的研究对象就是月球^[2]。从科学研究的角度讲, 探测

收稿日期(Received): 2009-08-31; 改回日期(Revised): 2009-09-07; 接受日期(Accepted): 2009-10-07

基金项目: 国家自然科学基金(40873055, 40772059); 中国科学院知识创新工程方向性项目(KZCX2-YW-Q04-06)

作者简介: 朱丹(1970-), 男, 博士, 副研究员, 主要从事火成岩和岩浆动力学研究工作。

* 通讯作者(Corresponding author): ZHU Dan, E-mail: zhudan@vip.gyig.ac.cn, Tel: +86-851-5891238

和研究月球的主要目的之一是想了解地球的起源以及生命的起源。

探测和研究月球最重要的成果之一就是产生了岩浆洋概念,由此概念推断出:月球的月核、月幔和月壳是岩浆洋分异的直接产物^[3]。由于月球缺乏水,水又是板块构造的“润滑剂”^[4-5],所以岩浆洋分异的结果都被完整地保存下来了。月球是研究行星早期分异最理想的对象,对认识地球(行星)内部的化学组成和演化具有重要的意义。

1 岩浆洋概念的由来和证据

1.1 岩浆洋概念

早在 19 世纪 Lord Kelvin 就假设地球曾经处于完全熔化状态,并由此假设计算地球的年龄^[6]。正式提出岩浆洋概念(或者称为假说)是 Apollo 探月期间^[7]。Wood *et al.* 系统分析 Apollo 探月返回的月球高地岩石样品钙长岩,这些钙长岩含有非常多的钙长石。早期围绕月球运行的人造卫星通过遥感证实月球高地岩石平均含钙长石 82%~92%,而且分布规模是全球尺度的^[8]。最近日本“月亮女神”号月球探测器高分辨遥感进一步证实月球高地岩石的钙长石含量可达 100%^[9]。地质学和岩石学研究证明,来自月幔岩浆结晶形成的岩石,其中钙长石的含量不可能超过 55%。另外,因为钙长石的液相线温度极高(钙长石在 10^5 Pa 压力下的熔点为 1552°C),自然界不可能有钙长岩质岩浆^[10]。所以一定有其他的机制或者过程使得月球高地的钙长石富集了^[11]。这种

富集机制是:因为钙长石的密度低于结晶的玄武岩岩浆,在岩浆结晶时钙长石将漂浮在岩浆的顶部。

月球高地的海拔高是因为它主要由低密度钙长石组成,因此月球高地月亮漂浮在高密度月幔中。假定月球高地是由纯钙长石组成,密度为 2.76 g/cm^3 ,月幔的密度为 3.35 g/cm^3 ,月球高地平均海拔高于月海 2.6 km ,平均月海玄武岩厚 1 km ,也就是月球高地露出月幔的平均厚度为 $2.6+1=3.6\text{ km}$ 。根据重力均衡原理,可计算得到月球高地月亮厚度为 20.4 km (图 1)。

由月亮高地的厚度,根据火成岩石学结晶分异模型可以大致估算出至少 30% 的月球物质(相当于从月球表面到月球 200 km 深度范围)曾经发生了熔融。这些熔融物质中的钙长石全部从熔体中完全有效地分离,才能形成如此多的月亮量。实际上这种分离很不完全,30% 只是最小估算值,月球需要发生熔融的物质质量很有可能超过 30% 月球体积。所以月球在形成时发生过广泛的熔融事件,厚度超过 200 km 的月球表层物质都是熔化状态,月球表面完全是岩浆“海洋”,这就是月球岩浆洋概念的由来^[7]。

1.2 岩浆洋的证据

对于行星早期分异,岩浆洋概念是各种地质和地球物理模型的基石^[12]。目前月球高地斜长岩依然是岩浆洋存在最直接的证据之一。随着科学手段的不断创新,岩浆洋存在的证据除了月球斜长岩高地外,还有以下几方面。

1.2.1 行星形成的证据

当岩浆洋概念首次提出时^[7],能量成为最大的

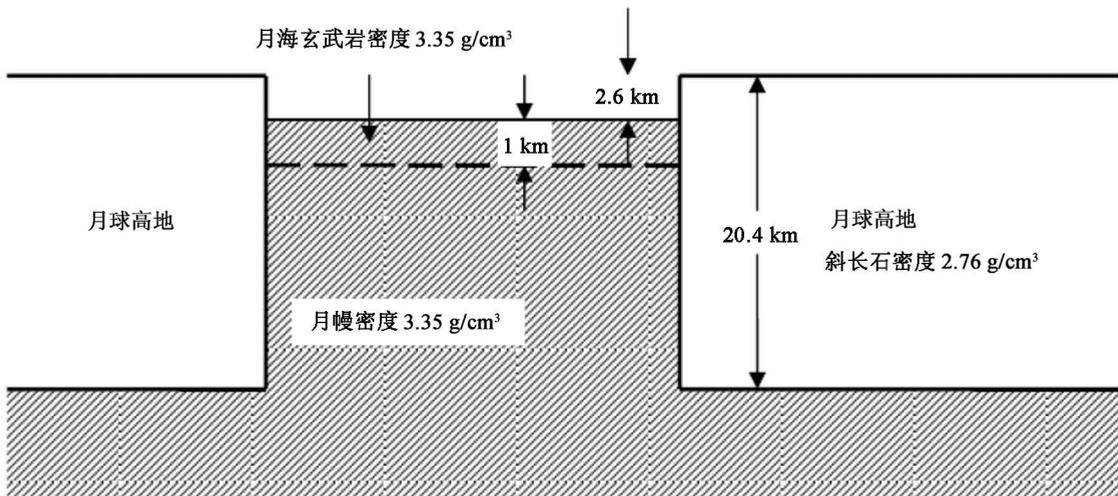


图 1 月球重力均衡示意图(据文献[11])

Fig. 1 Sketch map showing the isostasy of the lunar crust (from Reference [11])

疑问。因为全月球尺度的熔融需要很多能量,这些能量不知从何而来(当时月球形成的大碰撞理论^[13-14]还没有被广泛接受)。目前行星形成的理论证实行星在增生的最后阶段的大碰撞,能够提供足够的能量使行星发生大规模的熔融,甚至使整个行星都发生熔融^[15-18]。同时 Hf-W 同位素体系也证实行星增生是个快速过程^[19],为行星主增生晚期形成岩浆洋提供了证据(图 2)。目前有很多证据和理论研究都表明火星、水星、金星和地球都经历过岩浆洋演化阶段^[21-25]。

1.2.2 核幔分离证据

核幔分离能够作为岩浆洋的证据包括以下两方面。

(1)短寿命同位素体系。Hf-W 体系(¹⁸²Hf 经过放射性衰变变成 ¹⁸²W,半衰期为 9 Ma)表明类地行星和小行星的核幔分离是非常快速的^[26-27](图 2)。这要求行星形成时发生大规模熔融甚至整个行星都发生熔融^[20]。

(2)地幔亲铁元素丰度。亲铁元素包括 Ni、Co、Mo、W、P、Os、Ir、Pt、Au、Rh、Ru、Re 和 Pd,其中铂族元

素是强亲铁元素,相对于硅酸盐相,强亲铁元素在金属相中有非常高的分配系数 ($D_{\text{金属相}/\text{硅酸盐相}} > 10^4$)^[28]。如果核幔分离是在岩浆洋状态下发生的,并且达到平衡,结果就是几乎所有强亲铁元素都进入地核,而地幔非常亏损;地幔和月幔的确都非常亏损强亲铁元素^[29-30],表明了岩浆洋的存在^[31-32]。

1.2.3 其他地球化学证据

前面已经讨论过,快速分异可以作为岩浆洋存在的证据。不但 W 同位素说明了岩浆洋的快速分异,一些其他同位素体系如 Lu-Hf 和 Sm-Nd 体系都证实了月球和其他行星的分异是一个快速过程^[33-34]。同时一些微量元素和主元素分配系数的高温高压实验^[35-37]也证实了岩浆洋的存在。

1.3 岩浆洋的类比证据：木卫 1 上的岩浆洋

行星的岩浆洋演化阶段可以与木卫 1 类比^[38]。木卫 1 是距离木星最近的卫星,质量与月球相当。木星对它强大的潮汐作用^[39],使它的地表热流达到 3 W/m^2 ^[40]。这个热流值是地球大洋地壳热流值的 30 倍,也是洋中脊热流峰值的 3 倍^[41]。木卫 1 的热流相当于甚至超过地球冥古宙的热流,因此火山作用在木卫 1 上非常强烈^[42],可以推断地壳下是岩浆洋^[43]。

2 岩浆洋分异模型

2.1 岩浆洋流体力学模型

由于硅酸盐固相线和液相线温度随压力分布的梯度比其绝热线大,因此岩浆洋结晶是从岩浆洋底部开始的^[25]。对于一个单相对流体系,如软流圈或者岩浆洋,体系的温度分布是绝热的和等熵的。这个温度分布称为绝热地温或者对流地温,表达式为^[44]:

$$\partial T / \partial z = g \alpha_T T / C_p$$

式中: T 为温度, z 为深度, g 为重力加速度, α_T 为热膨胀系数, C_p 为热容。地球的岩浆绝热地温梯度通常为 $1^\circ\text{C}/\text{km}$, 软流圈的绝热地温梯度为 $0.6^\circ\text{C}/\text{km}$ 是由于固体岩石的热膨胀系数比岩浆小^[45]。从这里可以看出,由于重力加速度不同,月球、地球、火星等类地行星的绝热地温是不同的。

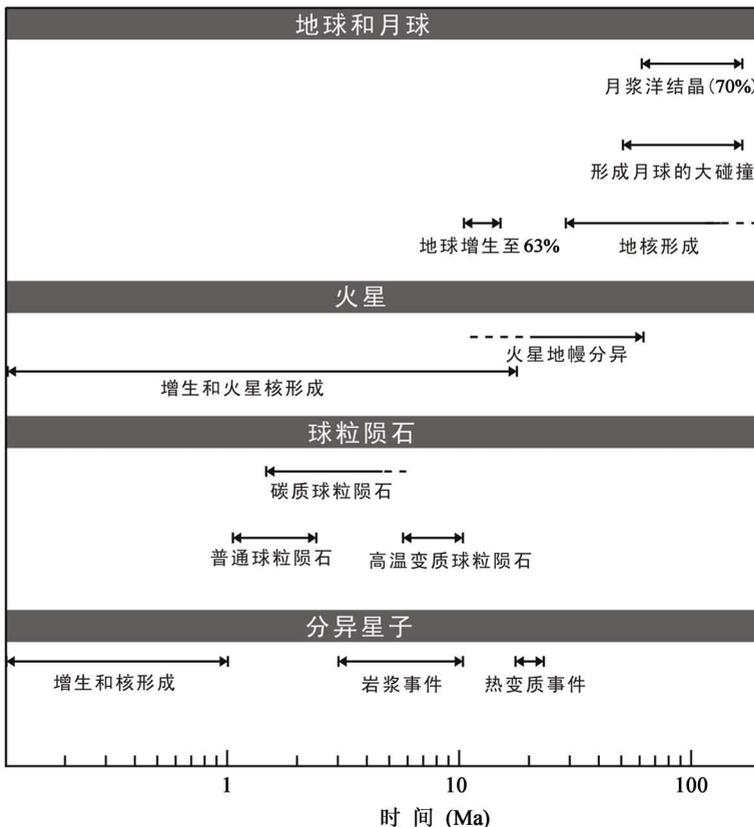


图 2 W 同位素记录的太阳系行星增生、核幔分异等事件 (据文献[20])

Fig. 2 Timing of events in the first 100 Ma of the solar system as determined mostly by Hf-W chronometry (from Reference [20])

对于多相体系,比如半固化岩浆洋,相变对热膨胀系数和热容是有影响的^[46-47]。计算岩浆洋地温的方法有参数化方法^[46-47]和热力学方法^[48-49]。

岩浆洋流体力学模型是岩浆洋的物理模型(流体力学、热力学)、岩石学模型、地球化学模型结果的综合^[50]。由于缺乏一些基本参数如岩浆洋的大小^[51]、经历时间^[52]和超高温-超高压实验数据等^[53-54],岩浆洋的很多科学问题还没有明确结论。图3示意性地给出岩浆洋演化的整个过程:当岩浆洋底部温度低于岩浆液相线时,发生部分结晶。此时,岩浆的粘度决定对流强度(对流是由于热不稳定造成的),岩浆洋的温度梯度是绝热的(图3a);随着岩浆洋底部进一步冷却,当底部结晶度达到一定程度(结晶度=60%时,岩浆体系的行为更接近固体的行为),此时岩浆洋底部的对流类型已经发生变化。岩浆洋底部对流是重力不稳定性造成的,或者称为瑞利-泰勒不稳定性(Rayleigh-Taylor instability)。原因是岩浆洋底部的温度梯度与固相线梯度大致相同,大于绝热温度梯度(对于对流体系来说,绝热分布的流体是相对稳定的)(图3b);当岩浆洋底部低于固相线时,对流变成固体对流,性质类似地球软流圈对流(图3c);当整个岩浆洋的结晶度大于60%时,岩浆洋的冷却速度和结晶完全由固体对流和熔体渗透控制(图3d)^[50]。

2.2 月浆洋岩石学模型

月浆洋矿物结晶顺序与月浆洋的初始成分、压力(规模)以及岩浆对流属性等因素密切相关。月浆洋的初始成分是斜长石成为岩浆液相线结晶矿物的关键制约因素。目前对月浆洋的初始成分的估算结果还不一致:根据 Warren 估算的月浆洋成分($Al_2O_3 = 7\%$),月浆洋结晶到达57%,斜长石开始成为液相线结晶矿物^[55];而根据 Snyder *et al.* 估算的月浆洋成分($Al_2O_3 < 5\%$),月浆洋结晶到达70%~80%,斜长石才开始成为液相线结晶矿物^[56]。由于初始成分不同,根据月亮质量平衡计算得到的岩浆量也不同,因此有深月浆洋和浅

月浆洋岩石学模型(图4)^[51]。多数学者熔融实验认同的月浆洋结晶顺序为:橄榄石→斜方辉石±橄榄石→橄榄石+单斜辉石±斜长石→单斜辉石+斜长石→单斜辉石+斜长石+钛铁矿^[57]。对于深月浆洋模型,早期结晶的橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和钛铁矿堆积构成月球的下地幔,后期结晶的斜长石和单斜辉石堆积构成月球上地幔,克里普岩石是月浆洋最后阶段形成的(图4b)^[58];浅月浆洋岩石学模型预测的下月幔没有发生熔融,月浆洋的深度只有400 km(图4c)^[56]。

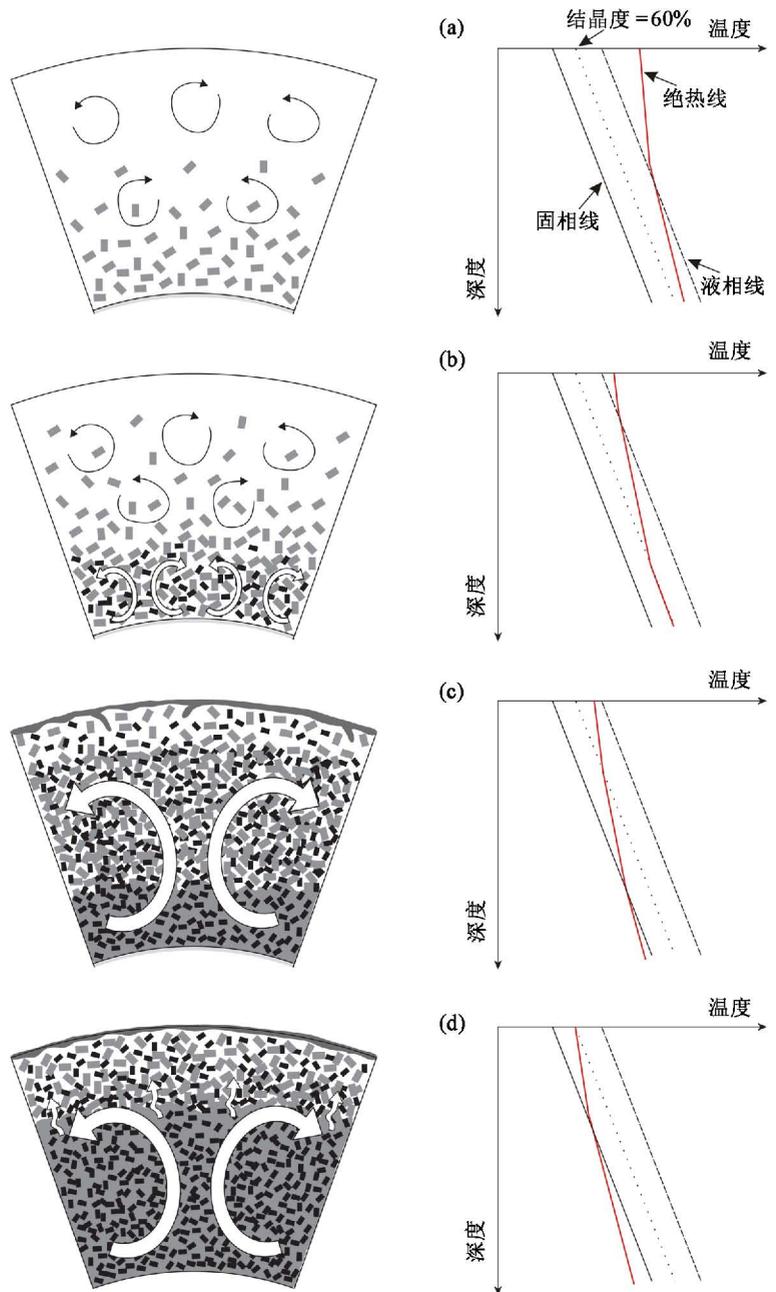


图3 岩浆洋流体力学模型(据文献[50])

Fig. 3 Fluid-dynamic model for the terrestrial magma ocean (from Reference [50])

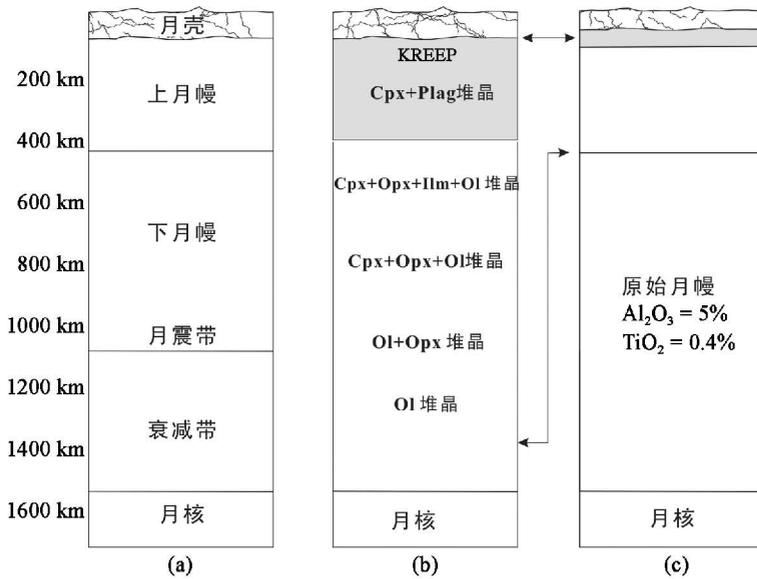


图 4 月岩浆洋岩石学模型(据文献[51])

Fig. 4 Petrological model of the lunar magma ocean
(from Reference [51])

(a) 月球的地球物理结构; (b) 深月岩浆洋岩石学模型; (c) 浅月岩浆洋岩石学模型。其中 KREEP 为克里普岩, Cpx 为单斜辉石, Opx 为斜方辉石, Plag 为斜长石, Ilm 为钛铁矿, Ol 为橄榄石。

3 岩浆洋概念受到的挑战

岩浆洋概念是月球物理模型和岩石学模型的基础, 尽管岩浆洋概念已经被科学家广泛接受, 但依然有很多问题没有解决。比如月岩浆洋是一个如此庞大的系统, 它的冷却、结晶分异非常复杂, 有很多因素控制, 其中某些因素还不是很清楚^[59]。并且模拟地球上的岩浆房冷却过程本身就是一个挑战(岩浆房过程涉及很多复杂的相互作用的动力学过程, 岩浆传热冷却和结晶分异会导致各种类型的不稳定性, 这种不稳定性又会导致不同的对流)^[60-61], 就更不用说岩浆洋了。另外在火成岩石学中, 斜长岩地体的成因过程就还存在很多争论^[10]。因此岩浆洋的研究实际上还只是处于初步发展阶段, 有很多科学问题还没有明确答案。

对斜长岩月壳是月岩浆洋结晶的产物这个论断就有不同的看法^[59, 62, 63]。Longhi 的实验证明斜长岩月壳也可能是月岩浆洋的间接产物: 月岩浆洋可以先结晶富辉石的堆晶, 这些堆晶在随后的月球演化中发生部分熔融, 产生的熔体完全可以结晶出与月壳成分相同的斜长岩。这些斜长岩通过底辟上升, 于是就形成了斜长岩月壳^[63]。这个论断最近也得到了月壳¹⁴²Nd 同位素的支持(¹⁴⁶Sm 经过放射性衰变变成

¹⁴²Nd, 半衰期为 103 Ma)^[62]。

4 Soret 效应

对现存地球最古老岩石的灭绝核素 ¹⁴⁶Sm-¹⁴²Nd 体系和长半衰期 ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd 体系(半衰期为 1060 亿年)的联合研究表明, 冥古宙亏损地幔在太阳系形成后 35 ~ 75 Ma 之内就已经形成^[64]。在灭绝核素 ¹⁴⁶Sm-¹⁴²Nd 体系中, 元素 Nd 比 Sm 不相容性强, 熔融过程将导致源区的 Sm/Nd 比值增高, 而熔体的 Sm/Nd 低。因此, 在 ¹⁴⁷Sm 还未灭绝的太阳系约 500 Ma 早期历史时期中, 熔体和源区应该分别表现为 ¹⁴²Nd 不足和过剩, 也就是富集和亏损特征。几乎所有的地球样品都显示 ¹⁴²Nd 过剩特征^[65], 在很多月球、火星和陨石样品中也有同样特征^[66-68]。从行星的体积大小来看, 地球岩浆洋固化需要的时间肯定

超过火星岩浆洋的固化时间 60 ~ 100 Ma^[69-70]。假设地球岩浆洋固化的时间下限为 100 Ma, 这就有一个时间上的矛盾, 亏损地幔形成早, 而岩浆洋结晶晚。不仅如此, 同位素和微量元素上也存在一些矛盾^[71], 如形成的高 Sm/Nd 比值的亏损地幔, 应该表现出高 Lu/Hf 比值特点(元素 Lu 比 Hf 不相容性强), 实际却并非如此^[71]。这些都是经典火成岩石学熔融和结晶理论很难解释的。一种可能解释就是岩浆洋还未固化就已经发生了分异, 这种分异就是熔体处于温度梯度下的分异, 又称 Soret 分异。

Soret 效应是指在热梯度作用下, 处于化学平衡状态的液相系统中某些组分自发产生浓度梯度的过程, 也称为热扩散。由于热传导速度比化学扩散速度快好几个数量级^[72], 热传导速度通常为 $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$, 而化学扩散速度通常在 $10^{-5} \sim 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{s}$ 范围。因此在地球上, 岩浆房中的岩浆来不及达到可观的化学扩散就已经固化了。硅酸盐体系实验结果和理论分析都表明 Soret 效应与结晶分异导致岩浆体系的化学分异在规模上是可以比拟的^[59, 73]。不过这些实验结果不能用来解释自然界火成岩的化学分异^[74], 因为这些实验都是在硅酸盐熔体的液相线之上进行的(低温端也高于液相线), 实验结果与自然界不一致。比如图 5 中 MgO 是在高温端亏损而在低温端富集, SiO₂ 是在高温端富集而在低温端亏

损,这与自然界基性-超基性岩浆从高温向低温演化时,熔体 MgO 是越来越低的,而 SiO₂ 是越来越高的实验结果(图 5)相反。在自然界中,即使是在岩浆洋,这种岩浆也是不存在的。自然界岩浆应该是近液相线的或者低于液相线, Soret 分异必须考虑相平衡的影响^[74]。目前比较接近自然界情况的火成岩分异的 Soret 效应实验是 Huang *et al.* 最近的实验^[75],不过他们使用的实验初始物质是安山岩(中性岩, MgO 含量偏低),还不太适合用来解释岩浆洋(超基性)的 Soret 分异。

目前已经建立的岩浆洋分异的热力学和流体力学模型都有一个基本假设,即岩浆洋成分是均一的^[25,51]。下面以地球岩浆洋为例分析这个假设是否成立。

假设初始地球岩浆洋的深度为 500 km,成分均一,为原始地幔成分。为了使岩浆洋底部保持完全熔融状态,岩浆洋底部的温度需要比表面高约 500 °C(地球上岩浆的绝热线 ≈ 1 °C/km),这就形成了温度梯度。前面已经指出,硅酸盐熔体在温度梯度下会发生分异^[75]。根据公式 $\omega = \sqrt{kt}$,其中 ω 为特征扩散距离,取值 500 km, k 为 Soret 扩散系数,取值为 3×10^{-5} m²/s^[76], t 为时间,估算分异的时间约为 20 ~ 30 Ma(由于岩浆洋在初始阶段强烈对流调整,实际时间应该比估算值小)。由于岩浆洋结晶的时间是足够长的(图 2),能够形成可观的分异,因此岩浆洋成分均一的假设应该是不正确的。

虽然目前还没有超基性岩浆在近液相线 Soret 分异的系统数据,不过根据 Latypov 关于 Soret 效应

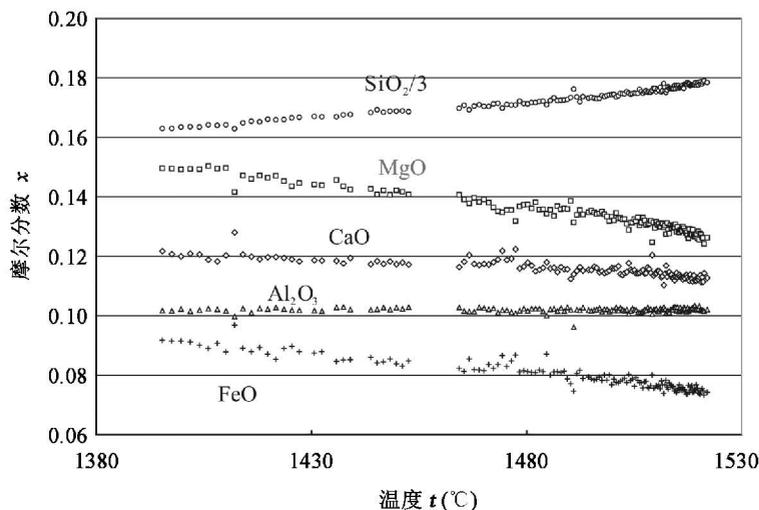


图 5 玄武岩的 Soret 实验结果(据文献[73])

Fig. 5 Experimental results of a basaltic sample during Soret fractionation (from Reference [73])

结合相平衡的推论^[74](岩浆在发生近液相线 Soret 分异时,低熔点组分向低温端迁移,而高熔点组分向高温端迁移)和 Marsh 的结晶前锋理论^[77],并结合 Huang *et al.* 实验数据的综合分析^[75],可以认为超基性岩浆在发生近液相线 Soret 分异,并达到理想平衡状态时的结果为:辉长岩质岩浆在低温端,中温区是辉石质岩浆,而在高温端是橄榄质岩浆(图 6)。在图 5 中表示的熔体虽然处于晶体之间,但是各个温度区的岩浆是相互联通的,因此只要温度梯度一直存在,熔体之间是平衡的(这里认为成分梯度贡献的化学势与温度梯度贡献的化学势方向正好相反,相互抵消,即熔体的化学梯度是由温度梯度来维持)。如果假设图 6 中的矿物晶体由于某种原因与熔体发生了分离(如岩浆洋中的晶体沉降),这并不影响熔体之间的平衡。因此推测岩浆洋的分异模型为:假设一个给定深度的岩浆洋,初始阶段成分均一。为了使岩浆洋底部保持完全熔融状态,岩浆洋底部的温度一定比表面高(地球上岩浆的绝热线 ≈ 1 °C/km),这就形成了温度梯度,岩浆会发生 Soret 分异。经过一定时间,就会形成如图 7 所示的情形:岩浆洋顶部有一很薄的淬火层(由岩浆洋地表温度等因素决定其厚度),向下依次是辉长质岩浆、辉石质岩浆、橄榄质岩浆和堆晶(这三种岩浆在同等压力下的密度相差约为 0.2 g/cm³)。此时在岩浆洋中处于熔体状态的部分应该没有对流(这里假设底部橄榄质岩浆由于温度高导致的热膨胀被成分上的密度差抵消,所以岩浆洋重力上是稳定的。不过具体情形是由各个岩浆层的平衡成分梯度,即各个岩浆层的厚度决定。这需要以后通过数值实验建立岩浆洋传热-质量传输综合模型来制约)。

这个模型与传统的岩浆洋结晶分异是有区别的。对于月球来说,斜长岩月壳是来自通过熔融状态下分异形成的辉长质岩浆结晶斜长石,并漂浮到月表形成的。这个区别可以解释以下传统岩浆洋模型不能解释的特征。

(1) 月浆洋对流? 洋中脊玄武岩在成分上是相对均一的观察事实是地幔对流的证据。而月海玄武岩在同位素和微量元素上都表现出很大的变化,由此可以认为月幔在不同深度的成分是不同的(不包括主元素),因此上月幔不存在强烈对流^[78]。月浆洋对流是传统月浆洋的流体

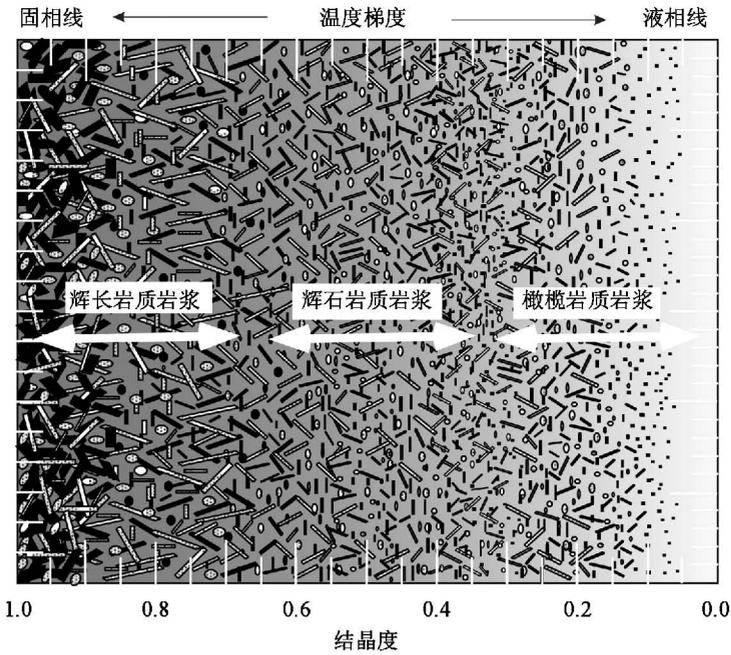


图 6 超基性岩浆结晶前锋示意图(据文献[77]修改)

Fig. 6 A sketch map showing a basaltic solidification front (modified from [77])

力学模型和岩石学模型的基本前提,对流的结果预测至少上月幔在同位素上是均一的^[24,51]。上面所述的月浆洋 Soret 分异模型能够解释上月幔成分不均一的观察事实。

(2) 月球岩石的古老年龄 这个模型可以预测斜长岩形成在月浆洋固化之前。很多月浆洋结晶的岩石学模型都表明月浆洋结晶达到 70% ~ 80% 时,斜长石才是液相线结晶矿物^[56]。Hf-W 和 ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd 同位素体系的联合研究认为月浆洋结晶达到 70% 时的时间约为 60 Ma,月浆洋完全固化约 150 Ma^[52,79],也有可能超过 200 Ma^[80](时间起点都以太阳系形成开始计时,距今 4560 Ma)。通过各种同位素体系对月球岩石样品定年表明斜长岩年龄范围从 (4560 ± 70) Ma^[81] 到 (4290 ± 60) Ma^[82],一些样品形成早于 4500 Ma 前^[81]。这就与上面月浆洋结晶年龄和传统岩石学模型矛盾。虽然利用不同的同位素体系对月球及岩石定年还有很大误差和不确定性,但是目前月浆洋分异的 Soret 模型至少提供一种途径来解释这些“过老”岩石的成因。

(3) ¹⁴²Nd 过剩特征 由于对微量元素在此状态下的行为还一无所知,图 7 所示的模型目前还不能解释微量元素和同位素地球化学方面的问题。不过可以推测一些不相容微量元素和同位素体系如 Sm-Nd 和 Lu-Hf 在此状态下的行为应该有别于传统结晶分异的行为。假设在辉长岩质岩浆中的 Sm/Nd

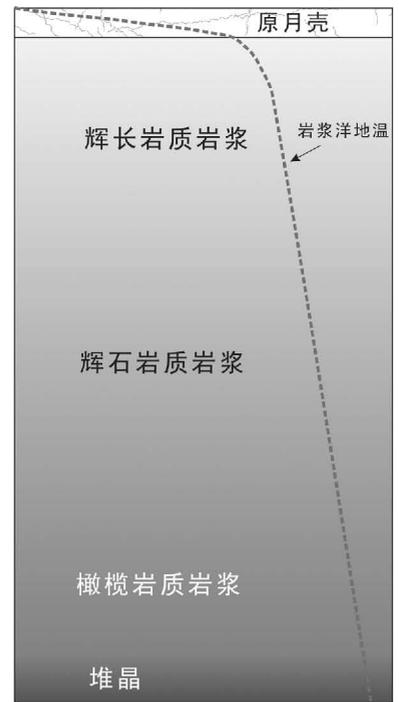


图 7 推测的岩浆洋 Soret 分异模型示意图

Fig. 7 A sketch map showing the Soret fractionation in a terrestrial magma ocean

比值大于岩浆洋初始组成物质的 Sm/Nd 比值,斜长岩就会显示 ¹⁴²Nd 过剩特征。

(4) 行星初始组成物质 这个模型对制约组成行星的初始物质是否是球粒陨石^[83-85]和非球粒陨石^[62,86]也应该是个新的研究思路。

5 今后研究方向

月球的研究当然离不开地球物理数据采集和陨石、月球样品的地球化学分析数据,不过在缺乏这些数据的情况下,应该积极开展以下研究。

(1) 岩浆洋分异的地球化学模型使用的分配系数很多都是在比较低的温度和压力下得到的,并且实验用的硅酸盐熔体也不是超基性^[54]。因此这些地球化学模型对岩浆洋分异的制约还非常弱^[37,53],今后开展超高温、高压实验研究是一个很重要的方向。

(2) 关于 Soret 效应实验。前面已经讨论过,已有的岩石学 Soret 分异实验数据还不能用来解释岩浆洋的分异作用^[74]。今后开展硅酸盐熔体近液相线 Soret 分异实验研究是一个很重要的方向(包括微量元素行为)。不过由于这种实验平衡比较难,需要很长的时间^[75],改进实验设备和提高实验技巧也是一

个值得努力的方向。

(3)关于传热-质量传输综合模型。已有岩浆洋的热力学和流体力学模型都默认岩浆洋成分上是均一的,也就是都没有考虑 Soret 效应^[22, 25, 46, 50, 51, 87]。另外,图 6 所示的岩浆洋 Soret 分异模型同时还是一个对流问题,是否存在对流需要具体模拟各个岩浆层的厚度。因此通过数值实验建立岩浆洋传热-质量传输综合模型,是当前需要开展的工作之一。

(4)关于理论计算。压力梯度是否导致岩浆分异? 固体物质材料在压力梯度下会发生化学分异,岩浆在压力梯度下也可能会发生化学分异(与苏海滨私人通讯)。不过对于流体岩浆来说,要在很小的空间尺度上产生很大的压力差,难度太大,实验不太可能实现;不过这些参数可以通过分子动力学计算获得(与刘耘、段振豪等私人通讯)。

中国科学院地质与地球物理研究所林杨挺研究员和张毅刚研究员对文章提出了宝贵修改意见,在此表示感谢。

参考文献 (References):

- [1] Halliday A N. The origin and earliest history of the Earth[M] // Holland H D, Turekian K K. Treatise on Geochemistry Volume 1: Meteorites, Comets, and Planets. Amsterdam: Elsevier, 2003: 509-557.
- [2] Warren P H. The Moon[M] // Holland H D, Turekian K K. Treatise on Geochemistry Volume 1: Meteorites, Comets, and Planets. Amsterdam: Elsevier, 2003: 559-599.
- [3] Cameron A G W. The impact theory for the origin of the Moon [M] // Hartmann W K, Phillips R J, Taylor G J. Origin of the Moon. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1986: 609-616.
- [4] Mierdel K, Keppler H, Smyth J R, Langenhorst F. Water solubility in aluminous orthopyroxene and the origin of Earth's asthenosphere[J]. Science, 2007, 315(5810): 364-368.
- [5] Bolfan-Casanova N. Geochemistry: Fuel for plate tectonics[J]. Science, 2007, 315(5810): 338-339.
- [6] Lord Kelvin. On the secular cooling of the Earth [J]. Trans R Soc Edinb, 1864, 23: 167-169.
- [7] Wood J A, Dickey J S, Marvin U B, Powell B N. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon[C] // Levinson A A. Proc Apollo 11 Lunar Sci Conf (Vol. 1). New York: Pergamon Press, 1970: 965-988.
- [8] Hartmann W K, Phillips R J, Taylor G J. Origin of the Moon [M]. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1986: 781p.
- [9] Ohtake M, Matsunaga T, Haruyama J, Yokota Y, Morota T, Honda C, Ogawa Y, Torii M, Miyamoto H, Arai T, Hirata N, Iwasaki A, Nakamura R, Hiroi T, Sugihara T, Takeda H, Otake H, Pieters C M, Saiki K, Kitazato K, Abe M, Asada N, Demura H, Yamaguchi Y, Sasaki S, Kodama S, Terazono J, Shirao M, Yamaji A, Minami S, Akiyama H, Josset J L. The global distribution of pure anorthosite on the Moon[J]. Nature, 2009, 461(7261): 236-240.
- [10] Winter J D. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology [M]. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 2001: 401-407.
- [11] Wood J A. Moon over Mauna Loa: A review of hypotheses of formation of earth's moon[M] // Hartmann W K, Phillips R J, Taylor G J. Origin of the Moon. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1986: 17-55.
- [12] Warren P H. The magma ocean concept and lunar evolution[J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 1985, 13: 201-240.
- [13] Hartmann W K, Vail S M. Giant impactors: Plausible sizes and populations[M] // Hartmann W K, Phillips R J, Taylor G J. Origin of the Moon. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1986: 551-566.
- [14] Canup R M, Asphaug E. Origin of the Moon in a giant impact near the end of the Earth's formation[J]. Nature, 2001, 412(6848): 708-712.
- [15] Chambers J E. Planet Formation[M] // Holland H D, Turekian K K. Treatise on Geochemistry Volume 1: Meteorites, Comets, and Planets. Amsterdam: Elsevier, 2003: 461-475.
- [16] Agnor C B, Canup R M, Levison H F. On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planet formation[J]. Icarus, 1999, 142(1): 219-237.
- [17] Chambers J E. Planetary accretion in the inner solar system[J]. Earth Planet Sci Lett, 2004, 223(3/4): 241-252.
- [18] Halliday A N, Kleine T. Meteorites and the timing, mechanisms and conditions of terrestrial planet accretion and early differentiation[M] // Lauretta D S, McSween H Y Jr. Meteorites and the Early Solar System II. Tucson: The University of Arizona Press, 2006: 775-801.
- [19] Yin Qingzhu, Jacobsen S B, Yamashita K, Blichert-Toft J, Telouk P, Albarede F. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites[J]. Nature, 2002, 418(6901): 949-952.
- [20] Kleine T, Touboul M, Bourdon B, Nimmo F, Mezger K, Palme H, Jacobsen S B, Yin Q Z, Halliday A N. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of asteroids and terrestrial planets [J]. Geochim Cosmochim Acta, 2009, 73(17): 5150-5188.
- [21] Fegley B Jr. Venus[M] // Davis A M. Treatise on Geochemistry, Volume 1. Meteorites, Comets, and Planets. Amsterdam: Elsevier, 2003: 487-507.
- [22] Elkins-Tanton L T, Hess P C, Parmentier E M. Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes[J]. J Geophys Res, 2005, 110, E12S01, doi:10.1029/2005JE002480.
- [23] Brown S M, Elkins-Tanton L T. Compositions of Mercury's earliest crust from magma ocean models[J]. Earth Planet Sci Lett, 2009, 286(3/4): 446-455.
- [24] Marinova M M, Aharonson O, Asphaug E. Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy[J]. Nature, 2008, 453(7199): 1216-1219.
- [25] Solomatov V S. Fluid dynamics of a terrestrial magma ocean[M] // Canup R, Righter K. Origin of the Earth and Moon[M]. Tucson:

- University of Arizona Press, 2000: 323 – 338.
- [26] Kleine T, Muenker C, Mezger K, Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry[J]. *Nature*, 2002, 418(6901): 952 – 955.
- [27] Jacobsen S B. The Hf-W isotope system and the origin of the Earth and Moon[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2005, 33: 531 – 570. doi: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122614
- [28] Borisov A, Palme H. The solubility of iridium in silicate melts: New data from experiments with Ir₁₀Pt₉₀ alloys[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59(3): 481 – 485.
- [29] Palme H, O'Neill H St C. Cosmochemical estimates of mantle composition[M] // Holland H D, Turekian K K. *Treatise on Geochemistry Volume 2: The Mantle and Core*. Amsterdam: Elsevier, 2003: 1 – 38.
- [30] Day J M D, Pearson D G, Taylor L A. Highly siderophile element constraints on accretion and differentiation of the Earth-Moon system[J]. *Science*, 2007, 315(5809): 217 – 219.
- [31] Höink T, Schmalzl J, Hansen U. Dynamics of metal-silicate separation in a terrestrial magma ocean[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2006, 7, Q09008, doi: 10.1029/2006GC001268
- [32] Kegler P, Holzheid A, Frost D J, Rubie D C, Dohmen R, Palme H. New Ni and Co metal-silicate partitioning data and their relevance for an early terrestrial magma ocean[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 268(1/2): 28 – 40.
- [33] Taylor D J, McKeegan K D, Harrison T M. Lu-Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 279(3/4): 157 – 164.
- [34] Carlson R W, Boyet M. Short-lived radionuclides as monitors of early crust-mantle differentiation on the terrestrial planets[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 279(3/4): 147 – 156.
- [35] Wood B J. Accretion and core formation: Constraints from metal-silicate partitioning[J]. *Phil Trans Math Phys Eng Sci*, 2008, 366 (1883): 4339 – 4355.
- [36] Olson P, Weeraratne D. Experiments on metal-silicate plumes and core formation[J]. *Phil Trans Math Phys Eng Sci*, 2008, 366 (1883): 4253 – 4271.
- [37] McFarlane E A, Drake M J, Rubie D C. Element partitioning between Mg-perovskite, magnesiowuestite, and silicate melt at conditions of the Earth's mantle[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, 58(23): 5161 – 5172.
- [38] Lunine J I. Physical conditions on the early Earth[J]. *Phil Trans Roy Soc Lond B Biol Sci*, 2006, 361(1474): 1721 – 1731.
- [39] Lainey V, Arlot J-E, Karatekin O, van Hoolst T. Strong tidal dissipation in Io and Jupiter from astrometric observations[J]. *Nature*, 2009, 459(7249): 957 – 959.
- [40] Veeder G J, Matson D L, Johnson T V, Davies A G, Blaney D L. The polar contribution to the heat flow of Io[J]. *Icarus*, 2004, 169(1): 264 – 270.
- [41] Stein C A, Stein S. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99(B2): 3081 – 3095.
- [42] Geissler P E. Volcanic activity on Io during the Galileo era[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2003, 31: 175 – 211.
- [43] Lopes R M C, Kamp L W, Smythe W D, Mouginiis-Mark P, Kargel J, Radebaugh J, Turtle E P, Perry J, Williams D A, Carlson R W, Doute S. Lava lakes on Io: Observations of Io's volcanic activity from Galileo NIMS during the 2001 fly-bys[J]. *Icarus*, 2004, 169(1): 140 – 174.
- [44] McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *J Petrol*, 1988, 29 (3): 625 – 679.
- [45] McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rock[J]. *J Petrol*, 1984, 25(3): 713 – 765.
- [46] Abe Y. Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean[J]. *Phys Earth Planet In*, 1997, 100(1–4): 27 – 39.
- [47] Miller G H, Stolper E M, Ahrens T J. The equation of state of a molten komatiite: 2. Application to komatiite petrogenesis and the Hadean mantle[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96(B7): 11849 – 11864.
- [48] Asimow P D, Hirschmann M M, Stolper E M. An analysis of variations in isentropic melt productivity[J]. *Phil Trans Math Phys Eng Sci*, 1997, 355(1723): 255 – 281.
- [49] Ghiorso M S. Thermodynamic models of igneous processes[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1997, 25(1): 221 – 241.
- [50] Solomatin V. Magma Oceans and Primordial Mantle Differentiation [M] // Schubert G. *Treatise on Geophysics Volume 9: Evolution of the Earth*. Amsterdam: Elsevier, 2007: 91 – 119.
- [51] Shearer C K, Hess P C, Wieczorek M A, Pritchard M E, Parmentier E M, Borg L E, Longhi J, Elkins-Tanton L T, Neal C R, Antonenko I, Canup R M, Halliday A N, Grove T L, Hager B H, Lee D-C, Wiechert U. Thermal and magmatic evolution of the Moon[J]. *Rev Mineral Geochem*, 2006, 60(1): 365 – 518.
- [52] Touboul M, Kleine T, Bourdon B, Palme H, Wieler R. Tungsten isotopes in ferroan anorthosites: Implications for the age of the Moon and lifetime of its magma ocean[J]. *Icarus*, 2009, 199(2): 245 – 249.
- [53] Ringwood A E. Earliest history of the Earth-Moon system[M] // Newsom H E, Jones J H. *Origin of the Earth*. New York: Oxford University Press, 1990: 101 – 134.
- [54] Presnall D C, Weng Yi-Hua, Milholland C S, Walter M J. Liquidus phase relations in the system MgO-MgSiO₃ at pressures up to 25 GPa, constraints on crystallization of a molten Hadean mantle[J]. *Phys Earth Planet In*, 1998, 107(1–3): 83 – 95.
- [55] Warren P H. Anorthosite assimilation and the origin of the Mg/Fe-related bimodality of pristine Moon rocks: Support for the magmasphere hypothesis[J]. *J Geophys Res*, 1986, 91(B4): D331 – D343.
- [56] Snyder G A, Taylor L A, Neal C R. A chemical model for generating the sources of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56(10): 3809 – 3823.
- [57] Taylor S R. *Planetary Science: A Lunar Perspective*[M]. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1982: 502p.
- [58] Shearer C K, Papike J J. Magmatic evolution of the Moon[J]. *Am Mineral*, 1999, 84(10): 1469 – 1494.
- [59] Walker D, Leshar C E, Hays J F. Soret separation of lunar liquid

- [J]. Proc Lunar Planet Sci Conf, 1981, 12B: 991 – 999.
- [60] Oldenburg C M, Spera F J. Numerical modeling of solidification and convection in a viscous pure binary eutectic system[J]. Int J Heat Mass Tran, 1991, 34(8): 2107 – 2121.
- [61] Kuritani T. The relative roles of boundary layer fractionation and homogeneous fractionation in cooling basaltic magma chambers[J]. Lithos, 2009, 110(1 – 4): 247 – 261.
- [62] Boyet M, Carlson R W. A highly depleted moon or a non-magma ocean origin for the lunar crust?[J]. Earth Planet Sci Lett, 2007, 262(3/4): 505 – 516.
- [63] Longhi J. A new view of lunar ferroan anorthosites: Postmagma ocean petrogenesis[J]. J Geophys Res, 2003, 108(E8), 5083, doi: 10.1029/2002JE001941
- [64] Bennett V C, Brandon A D, Nutman A P. Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics[J]. Science, 2007, 318(5858): 1907 – 1910. DOI: 10.1126/science.1145928
- [65] Boyet M, Carlson R W. ^{142}Nd evidence for early (> 4.53 Ga) global differentiation of the silicate earth[J]. Science, 2005, 309(5734): 576 – 581. DOI: 10.1126/science.1113634
- [66] Foley C N, Wadhwa M, Borg L E, Janney P E, Hines R, Grove T L. The early differentiation history of Mars from ^{182}W - ^{142}Nd isotope systematics in the SNC meteorites[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2005, 69(18): 4557 – 4571.
- [67] Nyquist L E, Wiesmann H, Bansal B, Shih C Y, Keith J E, Harper C L. ^{146}Sm - ^{142}Nd formation interval for the lunar mantle [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59(13): 2817 – 2837.
- [68] Rankenburg K, Brandon A D, Neal C R. Neodymium isotope evidence for a chondritic composition of the Moon[J]. Science, 2006, 312(5778): 1369 – 1372. DOI: 10.1126/science.1126114
- [69] Brandon A. Planetary science: A younger Moon[J]. Nature, 2007, 450(7173): 1169 – 1170. doi: 10.1038/4501169a
- [70] Debaille V, Brandon A D, Yin Q Z, Jacobsen B. Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd evidence for a protracted magma ocean in Mars[J]. Nature, 2007, 450(7169): 525 – 528. doi: 10.1038/nature06317
- [71] Lee C A, Yin Qing-zhu, Lenardic A, Agranier A, O'Neill C J, Thiagarajan N. Trace element composition of Fe-rich residual liquids formed by fractional crystallization: Implications for the Hadean magma ocean[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71(14): 3601 – 3615.
- [72] Bowen, N. L. Bowen N L. Diffusion in silicate melts[J]. J Geol, 1921, 29(4): 295 – 317.
- [73] Richter F M, Watson E B, Mendybaev R, Dauphas N, Georg B, Watkins J, Valley J. Isotopic fractionation of the major elements of molten basalt by chemical and thermal diffusion[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2009, 73(14): 4250 – 4263.
- [74] Latypov R M. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation [J]. J Petrol, 2003, 44(9): 1579 – 1618.
- [75] Huang F, Lundstrom C C, Glessner J, Ianno A, Boudreau A, Li J, Ferre E C, Marshak S, DeFrates J. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: Experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation [J]. Geochim Cosmochim Acta, 2009, 73(3): 729 – 749.
- [76] Lasaga A C. Kinetic Theory in the Earth Sciences[M]. Chichester: Princeton University Press, 1998: 728p.
- [77] Marsh B D. Dynamics of magmatic systems[J]. Elements, 2006, 2(5): 287 – 292.
- [78] Turcotte D L, Kellogg L H. Implications of isotope data for the origin of the Moon[M]//Hartmann W K, Phillips R J, Taylor G J. Origin of the Moon. Houston: Lunar and Planetary Institute, 1986: 311 – 329.
- [79] Touboul M, Kleine T, Bourdon B, Palme H, Wieler R. Late formation and prolonged differentiation of the Moon inferred from W isotopes in lunar metals[J]. Nature, 2007, 450(7173): 1206 – 1209. doi: 10.1038/nature06428
- [80] Nemchin A, Timms N, Pidgeon R, Geisler T, Reddy S, Meyer C. Timing of crystallization of the lunar magma ocean constrained by the oldest zircon[J]. Nat Geosci, 2009, 2(2): 133 – 136.
- [81] Alibert C, Norman M D, McCulloch M T. An ancient Sm-Nd age for a ferroan noritic anorthosite clast from lunar breccia 67016[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1994, 58(13): 2921 – 2926.
- [82] Borg L, Norman M D, Nyquist L, Bogard D, Snyder G, Taylor L, Lindstrom M. Isotopic studies of ferroan anorthosite 62236: A young lunar crustal rock from a light rare-earth-element-depleted source[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63(17): 2679 – 2691.
- [83] O'Neill H S C, Palme H. Collisional erosion and the non-chondritic composition of the terrestrial planets[J]. Phil Trans Math Phys Eng Sci, 2008, 366(1883): 4205 – 4238.
- [84] Warren P H. A depleted, not ideally chondritic bulk Earth: The explosive volcanic basalt loss hypothesis[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72(8): 2217 – 2235.
- [85] Labrosse S, Herlund J W, Coltice N. A crystallizing dense magma ocean at the base of the Earth's mantle[J]. Nature, 2007, 450(7171): 866 – 869. doi: 10.1038/nature06355
- [86] Caro G, Bourdon B, Halliday A N, Quitté G. Super-chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon[J]. Nature, 2008, 452(7185): 336 – 339. doi: 10.1038/nature06760
- [87] Spera F J. Lunar magma transport phenomena[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56(6): 2253 – 22561.