

存在初始“传导盖层”的月球岩浆洋演化与月壳成因*

许英奎¹ 李雄耀¹ 朱丹^{2**} 王世杰^{1,3}

XU YingKui¹, LI XiongYao¹, ZHU Dan^{2**} and WANG ShiJie^{1,3}

1. 中国科学院地球化学研究所月球与行星科学研究中心, 贵阳 550081
 2. 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, 贵阳 550081
 3. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081
1. Lunar and Planetary Science Research Center, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China
 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China
 3. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

2015-06-09 收稿, 2015-09-28 改回.

Xu YK, Li XY, Zhu D and Wang SJ. 2016. Evolution of lunar magma ocean and crust formation under initial conductive lid. *Acta Petrologica Sinica*, 32(1):1-9

Abstract The early state of the Moon is thought to be Lunar Magma Ocean (LMO). Studies of LMO not only have significant meaning for recognizing the internal structure of the Moon, but also can be indicative for the origin of the Moon and planets. The dominated model of the LMO suggests that after 80% of the LMO solidified, plagioclase starts to crystallize and floats to the surface to form anorthositic crust and the whole solidifying time for the LMO is only several million years. The dominated model has discrepancy with the Apollo observations that crystallization age of anorthosites span 270Myr. To solve this problem, we focus on the temperature gradient in the LMO and apply mass transport under thermal gradient to its evolution. Chemical heterogeneity can occur in the initially homogenous silicate melt under thermal gradient, which is named thermal diffusion. Our working model is: the LMO is stratified in composition, and the lunar crust is formed from the upper part-the partially crystallizing zone. Calculations of An of plagioclase and the speed of diapirs also support this crust-forming model.

Key words Moon; Magma ocean; Anorthositic crust; Thermal diffusion

摘要 月球早期经历了岩浆洋阶段, 岩浆洋的研究对认识月球内部构造有着重要意义。月球岩浆洋演化主导模型认为: 岩浆洋结晶到 80% 左右, 斜长石开始结晶, 并上浮形成斜长岩月壳。该模型与观察事实存在两点矛盾: 1) 基于该模型计算结晶的斜长石 An 牌号比高地样品斜长石 An 牌号测试结果低; 2) 该模型散热速率计算指示岩浆洋在几个百万年时间内固化, 而同位素体系对月球岩石样品定年结果表明月壳的结晶年龄十分古老, 并且结晶区间跨越了 270Myr, 这与主导模型之间存在矛盾。为解决以上两点矛盾为目的, 本文论证岩浆洋在演化之初顶部存在冷却“盖层”, 并将硅酸盐熔体在温度梯度下的热扩散效应引入岩浆洋演化模型。热扩散效应指均一的物质在温度梯度下发生分异的过程。本文工作模型是: 由于月球的重力常数小, 不能有效的保持大气, 因此月球的岩浆洋表面温度很低。此时岩浆洋自上而下存在一个过渡的瞬态固化“盖层”(淬火层), 岩浆洋自上而下存在温度梯度, 岩浆洋在该梯度下发生热扩散效应(Soret 效应), Soret 效应导致上部结晶斜长石的熔体富 Ca 和贫 Na, 因此结晶的斜长石 An 牌号高。

关键词 月球; 岩浆洋; 斜长岩月壳; 热扩散

中图法分类号 P691

* 本文受国家自然科学基金项目(41490634, 41490635, 41373068, 41503065)资助。

第一作者简介: 许英奎, 男, 1987 年生, 博士, 助理研究员, 地球化学专业, E-mail: xuyingkuai@vip.gyig.ac.cn

** 通讯作者: 朱丹, 男, 1970 年生, 博士, 研究员, 主要从事地球化学动力学和行星科学研究, E-mail: zhudan5269@163.com

1 岩浆洋起源与主导演化模型

1.1 岩浆洋研究的意义

月球的探测和科学研究除了重大的政治、国家安全、经济意义,以及对科学技术的巨大牵动作用之外,也是认识地球形成和生命起源的一个重要窗口(林杨挺, 2010)。我国成功发射月球嫦娥一号、二号、三号探测器,标志着我国进入世界具有独立深空探测能力的国家行列。岩浆洋作为月球早期演化的一个重要阶段,其演化过程不仅决定着月球内部结构和构造,斜长岩月壳和 KREEP 岩(富 K, REE, P 等不相容元素的岩石)的成因,以及可能导致月球正背面的差异演化和月核磁场等一系列问题,还对认识类地行星起源和演化有重要的指示意义。

1.2 岩浆洋概念提出及证据

Apollo 探月期间正式提出岩浆洋概念(Wood *et al.*, 1970)。Wood *et al.* (1970)系统分析了 Apollo 11 返回的月球高地岩石样品,发现其中含有较多的斜长岩和浅色辉长岩,且长石以钙长石为主。环绕月球的人造卫星遥感探测结果, Apollo 及 Luna 计划采回的月球样品及月球陨石研究一致表明月球高地岩石含斜长石 82% ~ 92% (Tompkins and Pieters, 1999; Warren, 1990)。因为自然界没有与斜长岩等化学成分相同的岩浆(Lewis, 2011),月球岩浆洋平衡结晶形成的岩石,其中钙长石平均含量不可能超过 55% (Longhi and Pan, 1988)。因此一种可能的机制就是:斜长石密度低于残余岩浆洋密度,斜长石结晶并上浮形成月球斜长岩月壳(Wood, 1986)。月球岩浆洋理论的另一重要证据,是月海玄武岩普遍存在 Eu 负异常(Wood, 1986)。这是由于富集 Eu 斜长石的形成,导致月幔 Eu 的亏损。月球起源大碰撞理论、月球核幔分离 Hf-W 同位素体系等方面的研究也一定程度上支持月球早期阶段为岩浆洋(Agnor *et al.*, 1999; Borg *et al.*, 2011; Chambers, 2004; Yin *et al.*, 2002)。

1.3 月壳形成主导模型

目前,该领域的主导模型是岩浆洋演化岩石学与流体力学模型,其建立在流体力学、热力学、岩石学和地球化学数据的基础上(Solomatov, 2007)(图 1)。图 1 示意性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,此时岩浆洋的温度梯度是绝热的(图 1a);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,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

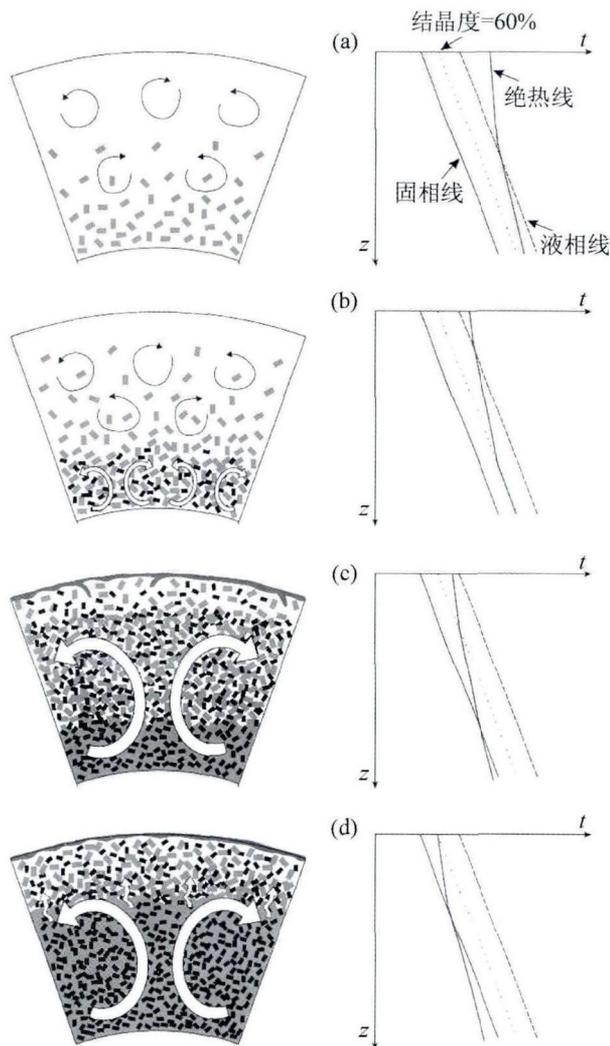


图 1 岩浆洋流体力学模型(据 Solomatov, 2007)

Fig. 1 Fluid-dynamic model of magma ocean(after Solomatov, 2007)

流体是相对稳定的)(图 1b);当岩浆洋底部温度低于固相线时,对流变成固体对流(图 1c);当整个岩浆洋的结晶度 > 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 1d)。

结晶的矿物顺序上,目前比较被学者接受的结晶序列为: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(Taylor, 1982)。早期结晶的橄榄石、斜方辉石、单斜辉石构成月球的下地幔;当结晶度达到约 80% 时,斜长石开始成为液相线矿物,由于其密度比玄武岩岩浆低而上浮形成月壳,克里普岩是岩浆洋结晶最后阶段形成的(Shearer and Papike, 1999);由于晚期结晶的固相中富含钛铁矿,并且结晶的橄榄石和辉石较早期更富 Fe,导致其密度比深部月幔更大,并据此推断出月幔可能发生倒转过程。主导模型主要根据经典的火成岩结晶分异理论和密度差异导致的结晶下沉和上

浮来解释岩浆洋演化。作为一个独立的初始条件,主导模型认为岩浆洋是无盖层(或具有极薄的不稳定盖层)演化,因此热散失速度很快,整个岩浆洋固化的时间尺度大约是几个到几十个百万年(Solomatov, 2007; Zahnle *et al.*, 1988)。如果根据(Elkins-Tanton, 2013; Hamano *et al.*, 2013)的研究结果,将类地行星岩浆洋分为 I 类和 II 类(I 类行星指距离太阳超过某一临界值的行星,其岩浆洋演化时间短,行星可以富水; II 类行星指距离太阳在该临界值之内,岩浆洋演化时间长,行星内部不含水),那么地球,月球和火星岩浆洋都属于 I 类岩浆洋,固化时间最多不超过 10Myr。

1.4 主导模型遇到的困难

主导模型解释了许多月球地质观察事实,同时也遇到了很大的挑战。其中最难解释的是斜长岩年龄问题(Gross *et al.*, 2014)。通过各种同位素体系对月球岩石样品定年结果表明斜长岩年龄范围从 $4560 \pm 70\text{Ma}$ (Alibert *et al.*, 1994) 到 $4290 \pm 60\text{Ma}$ (Borg *et al.*, 1999), 长达 270 个百万年的斜长石结晶区间与主导模型预测的岩浆洋在几个到几十个百万年时间(Elkins-Tanton, 2008; Hamano *et al.*, 2013; Zahnle *et al.*, 1988) 内固结的结论相违背。也有少量岩浆洋散热模拟结果支持岩浆洋固化的时间可以长达 200Myr, 即使这样,斜长石年龄的问题依然存在: 因为斜长石是岩浆洋整体固结达到 80% 左右才开始成为液相线矿物(Wood, 1986), 即 200Myr 的最后几十个百万年区间里才会持续结晶斜长石。因此,不仅长达 270Myr 的结晶区间难以解释,为什么最古老的斜长石(4560Ma)在岩浆洋演化之初(时间起点以太阳系形成开始计时,距今 4560Myr)就已形成同样是个难以解释的问题。在解释斜长石年龄问题上,需要提出一个让斜长石提前结晶(并非结晶度达到 80% 左右才开始结晶),并且结晶持续时间相对较长的演化模型。目前只有(Elkins-Tanton, 2012)对该问题进行了定性解释,她认为岩浆洋在开始阶段快速冷却结晶到 80%, 斜长石开始结晶之后由于上浮形成了盖层并且减缓了散热速率,因此最后 20% 的残余岩浆洋冷却时间达到了 200Myr。但是目前该模型仅是定性解释,未能够把散热速率,固结时间和斜长石年龄相联系并量化计算,因此岩浆洋是否可以极快的冷却到 80%, 斜长石是否可以有效的上浮并将冷却速率减缓到最后 20% 要花费 200Myr 等问题都尚未解决。

为了解决斜长岩古老的年龄,较长的结晶区间和当前主导模型之间的矛盾,本文提出岩浆洋在温度梯度和“传导盖层”下演化的工作模型。该工作模型与主导模型的主要区别是: 由于月球的重力常数小,不能有效的保持自己的大气(Abe, 1997)。因此岩浆洋与太空空间存在着巨大温差,所以导致其表面形成冷却“盖层”,“盖层”之下由于温度达到斜长石液相线,斜长石可以较早结晶,并且斜长石结晶贯穿于整个岩浆洋冷却过程中。本文采集已发表的物质在温度梯度下的热扩散数据,通过计算和 MELTS 模拟的方法,定量

化计算该模型。

2 物质的热扩散与岩浆洋传导盖层

2.1 温度梯度、Soret 效应与热迁移

提出岩浆洋概念的目的是为了了解斜长石漂浮在月球表面形成月壳的地质现象(Wood, 1986)。后来随着对行星形成机制认识的逐渐深入(Chambers, 2004), 岩浆洋是行星形成和早期演化的一个重要阶段(Chambers, 2014), 已经被普遍接受(Elkins-Tanton, 2012; 朱丹等, 2010)。行星(卫星)质量大小不同,对其原始大气的保持能力也不同(大质量行星可以保持大气)(Genda and Abe, 2003, 2005)。小质量的行星或者卫星,在岩浆洋演化阶段没有大气,因此岩浆洋表面温度就会很低(Abe, 1997)。岩浆洋表面与岩浆洋内部就存在温度梯度,发生物质的热扩散(Thermal diffusion)。温度梯度下物质的热扩散包括两种作用: Soret diffusion(Soret 效应)和 Thermal migration(热迁移)。

Soret 效应: 单相系统在温度梯度下自发进行的质量扩散(Soret, 1879)。

硅酸盐岩浆高于液相线温度的 Soret 效应已经研究的较为深入。其氧化物的 Soret 效应扩散性质如图 2 所示:

与 Soret 效应相对应的另一个概念称为热迁移。在低于硅酸盐岩浆液相线情况下,由于不同温度下矿物溶解度的不同,导致熔体内部成分出现分异,形成一种熔体内部物质从高浓度向低浓度区域扩散的驱动力,此驱动力下进行的物质迁移称为热迁移(Huang *et al.*, 2009; Leshner and Walker, 1988)(图 3 和图 4 分别为 Thermal migration 相图和实例)。Soret 效应和热迁移统称物质在温度梯度下的热扩散。

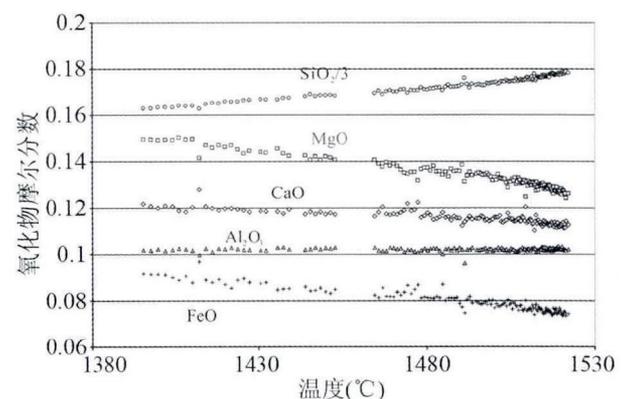


图 2 熔体硅酸盐的 Soret 效应(据 Richter *et al.*, 2009) 实验样品玄武岩在活塞圆筒高温高压装置中放置 100h, 压力为 1.7GPa, 温度梯度为 1360 ~ 1520°C。均一的硅酸盐熔体在温度梯度下达到稳定状态, MgO、CaO、FeO 倾向于在低温端富集, SiO₂ 倾向于在高温端富集

Fig. 2 Soret diffusion of silicate melts (after Richter *et al.*, 2009)

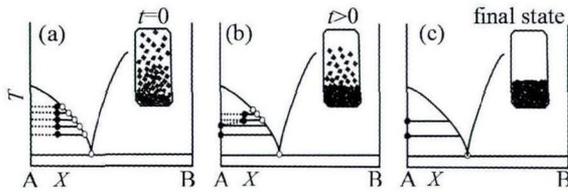


图3 二元封闭系统 A-B 的热迁移相图(据 Leshner and Walker, 1988)

初始成分为 X 的物质组成放置在惰性金属囊中,置于温度梯度下(固相线-液相线之间)。图 a 所示,系统在温度梯度下很快达到局部平衡,即晶体和局部熔体组分平衡,A 相是液相线唯一矿物,液相中 A 组分自上而下逐渐减少,B 组分自上而下逐渐增加;图 b 展示的为中间状态,液相中 A 组分向低温端扩散,为了保持局部平衡,A 固相将在低温端持续结晶,高温端液相中 A 组分的减少又导致固相 A 在高温端持续溶解。与此相对应,液相中 B 组分持续从低温端向高温端扩散。因此,固相 A 就从高温端“巧妙”的迁移到了低温端;图 c 表示热迁移已经结束。晶体 A 已经全部迁移到低温端,中间的部分结晶区全部被消除,整个系统分为上部液相区和下部固相区

Fig. 3 Phase diagram for thermal migration of binary closed system of A and B (after Leshner and Walker, 1988)

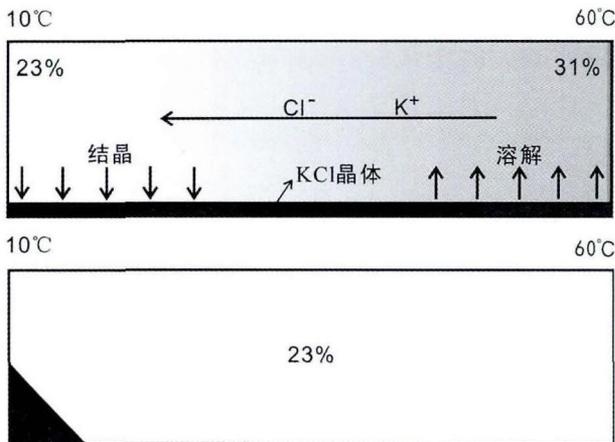


图4 KCl 溶液在温度梯度下的热迁移效应示意图

KCl 溶液的溶解度与温度相关,因为容器底部存在 KCl 晶体,因此溶液处处达到 KCl 饱和。高温端比低温端 KCl 浓度大(一个大气压条件,10°C 和 60°C 下 KCl 溶解度分别为 23% 和 31% (孙志娟等, 2007)),浓度梯度导致溶液中 K^+ 和 Cl^- 持续从高温端向低温端扩散(上图),低温端的过饱和导致结晶的发生,高温端的不饱和导致晶体的溶解,最终 KCl 晶体全部迁移堆积在低温端(下图)

Fig. 4 Thermal migration of KCl solution under thermal gradient

2.2 物质在温度梯度下的热扩散与岩浆洋演化

由于热传导速度比化学扩散速度高几个数量级(Bowen, 1921),热传导速度通常为 $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{ cm}^2/\text{s}$,而化学扩散速度通常在 $10^{-9} \sim 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ 范围。因此在地球上,温度梯度

存在的时间很短,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(朱丹等, 2010)。而月球的岩浆洋从底部到顶部存在较大的温度梯度,并且只要岩浆洋存在,温度梯度就存在(Solomatov, 2007; 许英奎, 2014; 朱丹等, 2010),因此在漫长可观的温度梯度下,热扩散效应应该对岩浆洋的演化产生影响。而岩浆洋演化领域迄今为止的模型,尚未对热扩散效应对岩浆洋成分演化的影响进行评估。

2.3 初始传导盖层(Conductive lid)

作为岩浆洋演化初始条件,岩浆洋表面是否存在传导盖层,冷却盖层的厚度是多少,是否可以稳定存在,这是该领域目前未达成共识的问题。较多的模型假定岩浆洋在演化过程中无盖层或者具有极薄的盖层(统称无盖层模型)(Abe, 1997; Elkins-Tanton, 2012; Elkins Tanton *et al.*, 2002),极薄的盖层由于密度大,厚度薄,无法稳定存在。仅有少量模型假设岩浆洋存在稳定盖层(Hofmeister, 1983; Plesa *et al.*, 2014; Solomon and Longhi, 1977),并且盖层的厚度也没有定量化约束(虽然 Anne M. Hofmeister 坚称不止是几米)。

本项目研究认为月球岩浆洋在初始状态和演化过程中一直存在稳定盖层。理由有以下三点:

1) 无盖层模型的一个重要论据是岩浆洋演化之初会通过去气作用形成原始大气层,原始大气层会对其覆盖之下的岩浆洋产生“毛毯效应”(Blanketing effect),导致岩浆洋表面温度高于岩浆液相线(Abe, 1997),因此表面不会生成固化盖层。该论据适用于地球和火星这类富含挥发分,质量较大的行星。但是月球亏损挥发分(Xu *et al.*, 2014; 胡森等, 2012)(虽然月球是否极度贫水仍处于争论之中,但相比地球而言月球贫水是不争的事实),并且由于引力小无法维持大气层,因此早期月球岩浆洋不存在“毛毯效应”,岩浆洋表面和冰冷的太空直接接触,温度低于固相线即可产生固化盖层;

2) 无盖层模型的另外一个论据是即使岩浆洋表面淬火形成了传导盖层,也会因为厚度太薄无法承受下部的对流冲击力而破碎下沉。然而(Plesa *et al.*, 2014)计算得出了相反的结论。他们假定火星岩浆洋表面温度为当今火星表面温度(约 -23°C),通过计算温度和粘度的相关关系,盖层的活化能和塑性屈服强度,得出全球性的盖层下沉是不可能的,即在岩浆洋演化的整个过程中都存在一个停滞盖层(Stagnant lid);

3) 岩浆洋的类比证据-木卫一(Io)。Io 是太阳系中火山活动最频繁的星体,由于木星对其强大的潮汐力,使得其表面热流值达到 3 Wm^{-2} ,火山热点温度高达 1600°C ,据此推测其内部是岩浆洋状态(Keszthelyi *et al.*, 2004; Lainey *et al.*, 2009; Van der Stroom, 1980),而其表面是固结的盖层。

存在稳定传导盖层下的岩浆洋演化还未系统研究过(Elkins-Tanton, 2012)。

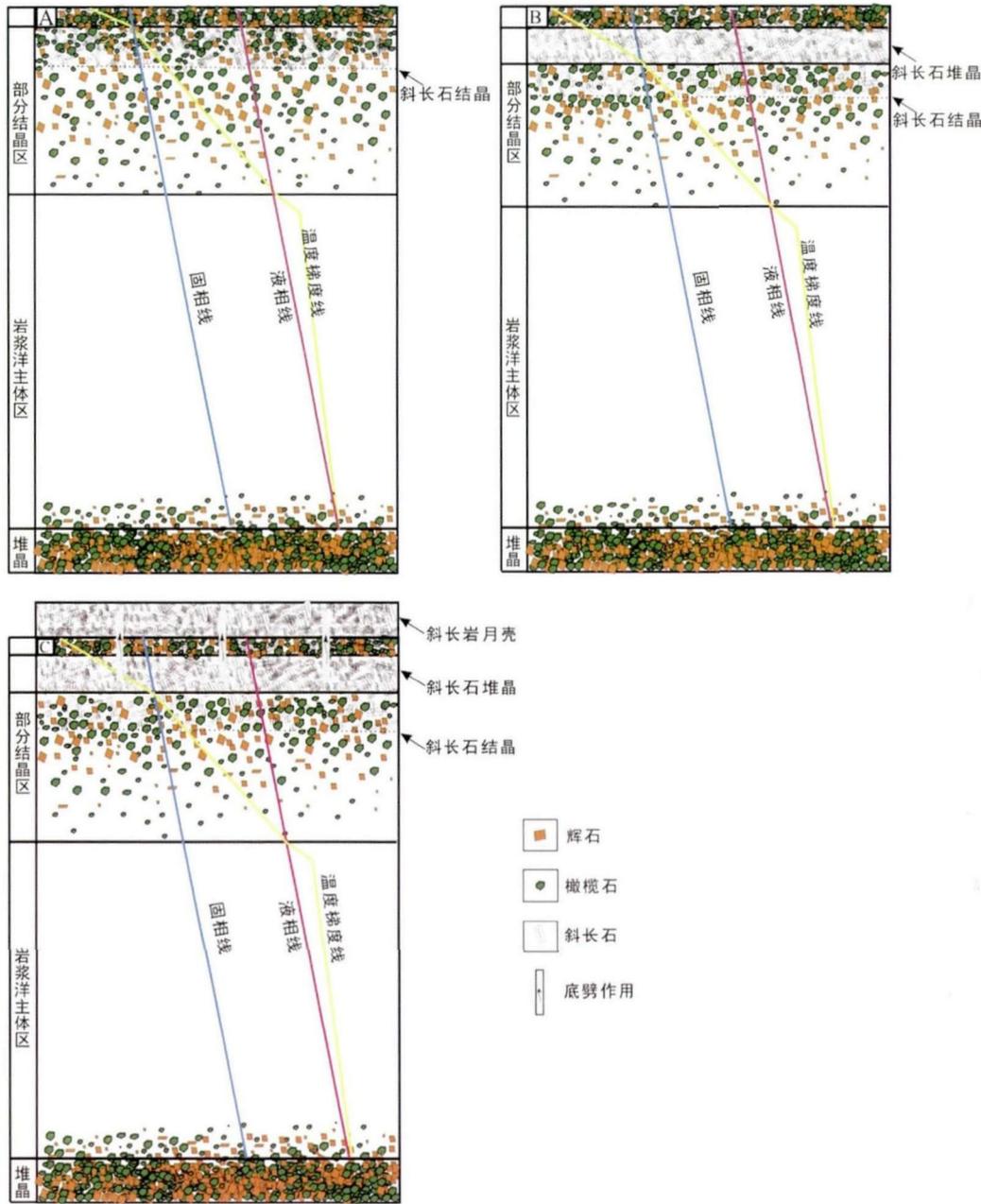


图5 岩浆洋在传导盖层下的演化模型

(a) 自上而下形成盖层, 部分结晶区, 岩浆洋主体区和堆晶区; (b) 部分结晶区晶体密度不同, 斜长石在顶部堆积, 橄榄石和辉石持续下沉(下沉过程中不会溶解, 直到下沉至岩浆洋主体区顶部发生熔融); 部分结晶区的熔体部分在垂直方向发生成分分异, 热迁移发生, 结果将导致橄榄石、辉石、斜长石等在低温端持续结晶(类似 KCl 溶液低温端持续结晶 KCl 晶体), 橄榄石和辉石持续下沉, 斜长石持续上浮堆积; 部分结晶区熔体部分叠加 Soret 效应, MgO、FeO、CaO 等持续向低温端(上部)扩散, Na₂O、SiO₂ 持续向高温端(下部)扩散, 导致不同温度层位液相线及液相线矿物成分改变; (c) 持续堆积的斜长石由于密度小, 在后期底劈上升“置换”初始的冷却盖层

Fig. 5 Evolution of magma ocean under conductive lid

3 岩浆洋分异与月壳成因模式

3.1 工作模型

基于以上论述, 我们提出岩浆洋在温度梯度和“传导盖

层”下分异演化模型, 基本过程如下(图5):

1) 初始形成的岩浆洋与真空空间接触, 巨大的温度梯度导致表面快速形成固相传导盖层, 盖层底部温度为岩浆洋初始成分的固相线(1210℃); 盖层之下到全部熔融区之间为部分结晶区, 温度梯度为固相线(1210℃)至液相线(1740℃)之差; 部分结晶区以下为全部熔融区, 该区域温度大于岩浆

表1 主导模型斜长石分离结晶 MELTS 模拟结果

Table 1 Fractional crystallizing result of dominated model by MELTS

岩浆岩组分 ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An ^c
<i>P</i> = 3 kbar, FMQ-4 ^b	45	0.2	4.45	0	0	8.05	0.135	37.8	3.55	0.12	0.007	
斜长石组分 (wt%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
<i>T</i> = 1230°C	45.50	0	35.09	0	0	0	0	0	18.34	1.06	0.005	90
<i>T</i> = 1180°C	45.85	0	34.85	0	0	0	0	0	18.06	1.22	0.02	89
<i>T</i> = 1130°C	45.98	0	34.76	0	0	0	0	0	17.95	1.26	0.04	88
<i>T</i> = 1080°C	45.25	0	35.25	0	0	0	0	0	18.52	0.91	0.07	91

注:^a 初始岩浆岩组分根据 BSM(Hauri *et al.*, 2015); ^b FMQ = 橄榄石-磁铁矿-石英氧逸度缓冲剂; ^c An = 100[Ca/(Ca + Na)]. 1230°C 和 1080°C 分别为斜长石开始结晶和结晶完成的温度

表2 Soret 分异后部分结晶区熔体部分主量元素组成

Table 2 Composition of melt in partially crystallized layer after soret diffusion

初始组分 ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
\bar{X} (wt%)	49.14	0.4	8.88	0	0	9.40	0.16	24.79	6.93	0.24	0.013
σ (ZM-13)	-0.0037	0.0042	0.0004	-	0	0.005	0.0046	0.0055	0.003	-0.003	-0.0067
ΔT (°C)	530	530	530	530	530	530	530	530	530	530	530
$X_c - X_h$ ^b (wt%)	-25.16	0.42	-3.43	0	0	20.76	0.18	24.70	3.41	-0.25	-0.02
X_c (wt%)	36.55	0.61	7.16	0	0	19.78	0.25	37.14	8.64	0.11	0
低温端校正 ^c	43.83	0.78	9.10	0	0	25.13	0.32	9.73	10.97	0.14	0.001

注:^a 根据 BSM(Hauri *et al.*, 2015) 结晶 50% 的熔体组成; ^b X_c 为冷端成分; X_h 为热端成分; Soret 系数 σ (ZM-13) 参考 (Walker and Delong, 1982); ΔT 为部分结晶区顶部温度差 (固相线 (1210°C) 和液相线 (1740°C) 之差, 根据 MELTS 计算为 530°C); σ (ZM-13) = $X_c - X_h / [\bar{X}(1 - \bar{X}) \Delta T]$ (Walker and Delong, 1982); ^c 玄武岩熔体 MgO 和 SiO₂ 含量严格受温度控制, 无法达到理想 Soret 效应预测的平衡态含量, 因此在数据处理过程中只考虑除 MgO 和 SiO₂ 之外的元素 Soret 效应

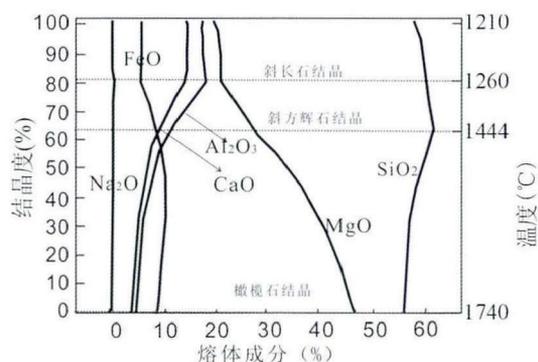


图6 岩浆岩部分结晶区在温度梯度下的热迁移浓度梯度 (MELTS 计算结果)

Fig. 6 Chemical gradient of partially crystallized layer, caused by thermal migration under temperature gradient (obtained by MELTS calculation)

液相线 (因为绝热地温梯度小于随深度变化的岩浆液相线梯度, 若要保证岩浆岩深部是熔融状态, 主体熔体区温度必须要大于局部液相线温度); 岩浆岩底部为少量堆晶。

2) 部分结晶区温度跨度从固相线温度渐变至液相线温度, 自上至下结晶度从 100% 渐变为 0。结晶度大于 80% 的区域, 斜长石与辉石和橄榄石共同结晶, 由于斜长石密度较岩浆岩密度小, 可以上浮至盖层的底部堆积, 辉石和橄榄石密度较岩浆岩密度更大, 结晶之后会缓慢下沉至全部熔体区

重新熔回岩浆岩。

3) 部分结晶区结晶度的差别导致熔体成分在垂直方向的浓度梯度 (图 6), 该梯度下热迁移过程发生, 即结晶消耗的元素将在熔体中产生浓度梯度, 在该浓度梯度下由扩散作用从底部向上补充, 从底部向上补充到熔体中的元素 (例如 MgO、FeO 等) 又将打破低温端晶体与熔体的局部平衡, 导致熔体中以该元素为平衡决定组分 (指矿物结晶与溶解过程中起主要作用的元素, 参考文献 (张有学, 2010)) 的矿物过饱和 (类似 KCl 溶液低温端持续结晶 KCl 晶体)。

4) 未考虑 Soret 效应影响的主导模型预测的斜长石 An 牌号约为 88 ~ 91 (表 1)。然而 Soret 效应的发生将使得 Al₂O₃、CaO 等在低温端富集, Na₂O、SiO₂ 等元素向高温端富集 (表 2), 结晶的斜长石 Ca 含量升高 (表 3)。最终在盖层之下堆积的斜长石通过“底劈作用”上升至月表形成斜长岩月壳。

3.2 斜长石 An 牌号

月球斜长石 An 牌号是主导模型遇到的一个难以解释的问题 (许奎奎, 2014)。根据主导岩浆岩演化模型, 斜长岩月壳是岩浆岩结晶晚期斜长石上浮富集形成, 那么从岩浆岩中结晶的斜长石, 其 An 牌号应与 Luna 计划、Apollo 计划月壳斜长石样品及月球陨石中斜长石 An 牌号一致。以往诸多采样、陨石及遥感研究表明, 月球斜长石 An 牌号分布范围是 91 ~ 99 (Lewis, 2000; Wood *et al.*, 1970)。而由岩浆

表3 本文模型斜长石分离结晶 MELTS 模拟结果

Table 3 Composition of fractional crystallizing plagioclase in this study by MELTS

初始组分 ^a	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An ^c
<i>P</i> = 3kbar FMQ-4 ^b	43.83	0.78	9.10	0	0	25.13	0.32	9.73	10.97	0.14	0.001	
斜长石组分 (wt%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
<i>T</i> = 1180°C	44.83	0	35.54	0	0	0	0	0	18.86	0.75	0.0005	96.5
<i>T</i> = 1140°C	44.69	0	35.64	0	0	0	0	0	18.97	0.69	0.0009	96.8
<i>T</i> = 1100°C	44.41	0	35.83	0	0	0	0	0	19.20	0.56	0.002	97.4
<i>T</i> = 1066°C	43.74	0	36.27	0	0	0	0	0	19.71	0.26	0.003	98.8

注：^a 初始组分根据表2；^b FMQ = 橄榄石-磁铁矿-石英氧逸度缓冲剂；^c An = 100[Ca/(Ca + Na)]。1180°C 和 1066°C 分别为斜长石开始结晶和结晶完成的温度

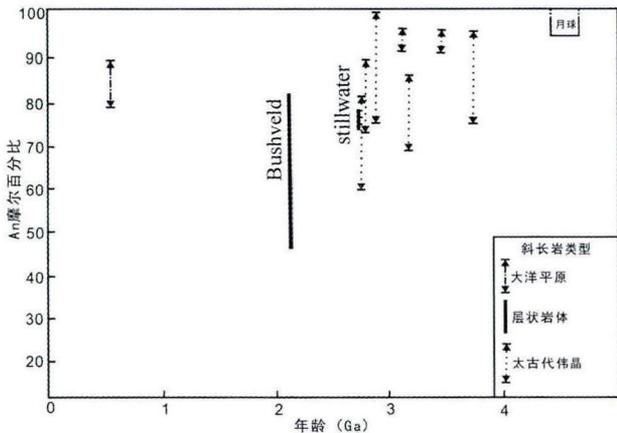


图7 典型斜长石 An 牌号及年龄 (据 Lewis, 2000; Ohtake et al., 2009)

右上角为月球斜长石 An 牌号范围

Fig.7 An and ages of typical plagioclase (after Lewis, 2000; Ohtake et al., 2009)

洋结晶分异产生的斜长石 (表1), 其 An 牌号约为 88 ~ 91, 无法解释高牌号斜长石问题 (图7)。

MELTS 是计算硅酸盐岩浆结晶和熔融过程的一款热动力学程序, 由 Ghiorso and Sack (1995) 提出, 发展至今经历了数次修改版本 (Ghiorso et al., 2002)。MELTS 模拟通过设定岩浆组分及温压, 氧逸度等初始条件, 并输入降温 (或升温) 和降压 (或升压) 环境变化条件, 演化的结果可以直观的以表格形式展现。MELTS 也是计算岩浆结晶过程斜长石组分 (An 牌号) 的一个重要手段。为评估 MELTS 计算斜长石 An 牌号的误差, Namur et al. (2012) 统计了 2500 多项实验结果 (温度跨越 670 ~ 1700°C, 压力跨越 1 ~ 105000atm) 并使用 MELTS 进行计算对照, 结果显示: 超过一半 (59%) 的计算结果误差小于 4%, 误差标准差为 0.047。本文计算过程从 1230°C 到 1080°C 每下降 4°C 进行一次计算, An 牌号变化范围为 88 ~ 91。软件本身误差不会造成稳定的 An 牌号下降。因此, 我们认为熔体成分是该偏差的主要原因。

根据本文模型, 我们计算了部分结晶区发生热扩散分异后的熔体成分 (表2)。由于 Soret 效应下 CaO 倾向于在低温

端富集, Na₂O 倾向于在高温端富集, 因此, 分异后顶部的熔体结晶的长石钙长石含量会增加。我们对分异后的熔体结晶演化进行了定量 MELTS 模拟 (表3), 结果表明: 结晶的斜长石 An 牌号可以达到 98.8。因此, 月亮斜长岩中存在钙长石极高的组分也是本文模型的一个佐证。

3.3 斜长石底劈上升速度

由于最初形成的盖层比其下堆积的斜长岩密度更大, 在垂直方向形成重力不稳定结构。当斜长岩堆积达到一定厚度会以底劈或盖层沉降的方式重新调整, 最终达到重力稳定结构。底劈指由于构造应力或者密度倒置引起的下层高塑性物质刺穿上覆岩层的作用。Longhi (2003) 也提出岩浆洋反复结晶熔融的斜长岩通过底劈作用到达月表形成月亮。

固体物质在密度比其大的塑性物质中的上升速度 *v*, 根据 Stocks 公式:

$$v = \frac{2}{9} g R^2 (d_c - d_s) / \eta \quad (\text{Van der Stroom, 1980})$$

其中 *g* 指月表重力加速度; *R* 为底劈体半径; *d_c* 和 *d_s* 分别指塑性物质 (盖层) 和固体物质 (斜长石) 的密度; η 指盖层粘度, 可以近似采用 (Glazner, 1994) 估算的地壳粘度 (约 10¹⁸ ~ 10²⁰ Pa × s)。

计算结果显示: 半径为 1km 的斜长岩底劈体上升的速度在 2.058 ~ 0.02km/Myr, 即斜长岩可以在几个到几百个百万年内穿过千米级的盖层到达月表形成月亮。

除了底劈作用之外, 传导盖层沉降也是调整重力不稳定结构的一种方式。典型的类比证据是: 地球太古代地幔地温梯度比如今要大许多, 最初形成的原始地壳比当前地壳更厚, 原始地壳由于重力不稳定下沉至地幔, 现今的地壳是随后深部物质上升形成的 (Johnson et al., 2014)。

4 结论

本文回顾了经典岩浆洋演化和月亮形成模型, 在经典模型难以解释的斜长岩年龄和 An 牌号问题上, 我们引进温度梯度下物质的热扩散效应, 指出岩浆洋表面存在冷却传导盖层, 该盖层之下的部分结晶区在热迁移的作用下, 持续结晶

镁铁质矿物和斜长石, 结晶的镁铁质矿物下沉至熔融区重新熔融, 而持续结晶的斜长石上浮富集形成堆晶层, 在后期通过底劈作用形成月亮。与此同时, Soret 效应导致 CaO 持续向部分结晶区上部扩散, Na₂O 持续向下部扩散, 结晶的长石中钙长石含量更高。本文模型并不否认岩浆洋在演化晚期也会结晶斜长石上浮形成月亮, 即月亮的组成可能是多来源的: 早期部分结晶区结晶的斜长岩年龄古老, 结晶时间跨度大, 钙长石含量高; 晚期分异演化的熔体结晶的斜长岩年龄较新, 钙长石含量低。

本文模型的验证除了斜长岩年龄问题和 An 牌号之外, 还需更多的证据, 做进一步的工作。

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所林杨挺研究员, 中国科学院地球化学研究所刘耘研究员和中国科学院广州地球化学研究所张兆峰研究员对本文模型提出了宝贵意见, 在此深表感谢。

References

- Abe Y. 1997. Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 100(1-4): 27-39
- Agnor CB, Canup RM and Levison HF. 1999. On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planet formation. *Icarus*, 142(1): 219-237
- Alibert C, Norman MD and McCulloch MT. 1994. An ancient Sm-Nd age for a ferroan noritic anorthosite clast from lunar breccia 67016. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(13): 2921-2926
- Borg LE, Norman M, Nyquist L, Bogard D, Snyder G, Taylor L and Lindstrom M. 1999. Isotopic studies of ferroan anorthosite 62236: A young lunar crustal rock from a light rare-earth-element-depleted source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(17): 2679-2691
- Borg LE, Connelly JN, Boyet M and Carlson RW. 2011. Chronological evidence that the Moon is either young or did not have a global magma ocean. *Nature*, 477(7362): 70-72
- Bowen NL. 1921. Diffusion in silicate melts. *The Journal of Geology*, 29(4): 295-317
- Chambers JE. 2004. Planetary accretion in the inner Solar System. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4): 241-252
- Chambers JE. 2014. Planet formation. In: Holland HD and Turekian HK (eds.). *Treatise on Geochemistry*. 2nd Edition. Oxford: Elsevier, 55-72
- Elkins-Tanton LT, Van Orman JA, Hager BH and Grove TL. 2002. Re-examination of the lunar magma ocean cumulate overturn hypothesis: Melting or mixing is required. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4): 239-249
- Elkins-Tanton LT. 2008. Linked magma ocean solidification and atmospheric growth for Earth and Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4): 181-191
- Elkins-Tanton LT. 2012. Magma oceans in the inner solar system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1): 113-139
- Elkins-Tanton LT. 2013. Planetary science: Evolutionary dichotomy for rocky planets. *Nature*, 497(7451): 570-572
- Genda H and Abe Y. 2003. Survival of a proto-atmosphere through the stage of giant impacts: The mechanical aspects. *Icarus*, 164(1): 149-162
- Genda H and Abe Y. 2005. Enhanced atmospheric loss on protoplanets at the giant impact phase in the presence of oceans. *Nature*, 433(7028): 842-844
- Ghiorso MS and Sack RO. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3): 197-212
- Ghiorso MS, Hirschmann MM, Reiners PW and Kress III VC. 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(5): 1-35
- Glazner AF. 1994. Foundering of mafic plutons and density stratification of continental-crust. *Geology*, 22(5): 435-438
- Gross J, Treiman AH and Mercer CN. 2014. Lunar feldspathic meteorites: Constraints on the geology of the lunar highlands, and the origin of the lunar crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 388: 318-328
- Hamano K, Abe Y and Genda H. 2013. Emergence of two types of terrestrial planet on solidification of magma ocean. *Nature*, 497(7451): 607-610
- Hauri EH, Saal AE, Rutherford MJ and Van Orman JA. 2015. Water in the Moon's interior: Truth and consequences. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 252-264
- Hofmeister AM. 1983. Effect of a hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution. *Journal of Geophysical Research*, 88(B6): 4963-4983
- Hu S, Lin YT, Zhang JC, Hao JL, Feng L, Zhao XC and Yang W. 2012. Lack of water: The proof from lunar meteorite. In: *The National 10th the Moon and the Comparative Planetology, Meteorites and Cosmochemistry Conference*. Guilin: CSSR (in Chinese)
- Huang F, Lundstrom CC, Glessner J, Ianno A, Boudreau A, Li JF, Ferré EC, Marshak S and DeFrates J. 2009. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: Experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(3): 729-749
- Johnson TE, Brown M, Kaus BJ and VanTongeren JA. 2014. Delamination and recycling of Archaean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience*, 7(1): 47-52
- Keszthelyi L, Jaeger WL, Turtle EP, Milazzo M and Radebaugh J. 2004. A post-Galileo view of Io's interior. *Icarus*, 169(1): 271-286
- Lainey V, Arlot JE, Karatekin Ö and Van Hoolst T. 2009. Strong tidal dissipation in Io and Jupiter from astrometric observations. *Nature*, 459(7249): 957-959
- Leshner CE and Walker D. 1988. Cumulate maturation and melt migration in a temperature gradient. *Journal of Geophysical Research*, 93(B9): 10295-10311
- Lewis DA. 2000. *Anorthosites*. Springer
- Lin YT. 2010. Key issues of the formation and evolution of the Moon. *Geochimica*, 39(1): 1-10 (in Chinese with English abstract)
- Longhi J and Pan V. 1988. A reconnaissance study of phase boundaries in low-alkali basaltic liquids. *Journal of Petrology*, 29(1): 115-147
- Longhi J. 2003. A new view of lunar ferroan anorthosites: Postmagma ocean petrogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 108(E8): 5083
- Namur O, Charlier B, Toplis MJ and Auwera JV. 2012. Prediction of plagioclase-melt equilibria in anhydrous silicate melts at 1-atm. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(1): 133-150
- 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 CM, Saiki K, Kitazato K, Abe M, Asada N, Demura H, Yamaguchi Y, Sasaki S, Kodama S, Terazono J, Shiro M, Yamaji A, Minami S, Akiyama H and Josset JL. 2009. The global distribution of pure anorthosite on the Moon. *Nature*, 461(7261): 236-240
- Plesa AC, Tosi N and Breuer D. 2014. Can a fractionally crystallized magma ocean explain the thermo-chemical evolution of Mars? *Earth and Planetary Science Letters*, 403: 225-235
- Richter FM, Watson EB, Mendybaev R, Dauphas N, Georg B, Watkins

- J and Valley J. 2009. Isotopic fractionation of the major elements of molten basalt by chemical and thermal diffusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(14): 4250–4263
- Shearer CK and Papike JJ. 1999. Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, 84(10): 1469–1494
- Solomatov VS. 2007. Magma oceans and primordial mantle differentiation. In: Stevenson DJ (ed.). *Treatise on Geophysics*. Amsterdam: Elsevier
- Solomon SC and Longhi J. 1977. Magma oceanography I: Thermal evolution. In: *Proceedings of the 8th Lunar and Planetary Science Conference*. Houston, TX: 583–599
- Soret C. 1879. Concentrations différentes d'une dissolution dont deux parties sont à des températures différentes. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, 2: 48–61
- Sun ZJ, Zhang XY, Huang H and Chen HQ. 2007. The development and application of solubility parameters. *China Rubber Industry*, 54(1): 54–58 (in Chinese)
- Taylor SR. 1982. *Planetary Science: A Lunar Perspective*. Houston: Lunar and Planetary Institute
- Tompkins S and Pieters CM. 1999. Mineralogy of the lunar crust: Results from Clementine. *Meteoritics & Planetary Science*, 34(1): 25–41
- Van der Stroom AP. 1980. Analysis of the flow of goods and setting of control parameters in a network of stocks and production units. *International Journal of Production Research*, 18(5): 647–654
- Walker D and Delong SE. 1982. Soret separation of mid-ocean ridge basalt magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(3): 231–240
- Warren PH. 1990. Lunar anorthosites and the magma-ocean plagioclase-flotation hypothesis; Importance of FeO enrichment in the parent magma. *American Mineralogist*, 75(1–2): 46–58
- Wood JA, Dickey JS, Marvin UB and Powell BN. 1970. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. In: *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*. Houston, TX, 1: 965–988
- Wood JA. 1986. Moon over Mauna Loa: A review of hypotheses of formation of earth's moon. Houston. In: *Proceedings of Origin of the Moon Conference*. Houston, TX: Lunar and Planetary Institute
- Xu YK. 2014. The evolution of Lunar magma ocean and constraint on the volatiles concentration of magma. Ph. D. Dissertation. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- Xu YK, Zhu D and Wang SJ. 2014. Constraints on volatile concentrations of pre-eruptive lunar magma. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 229: 55–60
- Yin QZ, Jacobsen SB, Yamashita K, Blichert TJ, Télouk P and Albarède F. 2002. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. *Nature*, 418(6901): 949–952
- Zahnle KJ, Kasting JF and Pollack JB. 1988. Evolution of a steam atmosphere during earth's accretion. *Icarus*, 74(1): 62–97
- Zhang YX. 2010. *Geochemical Kinetics*. Beijing: Higher Education Press (in Chinese)
- Zhu D, Wang SJ and Zhu CM. 2010. Differentiation of the lunar magma ocean and formation of the lunar crust. *Geochimica*, 39(1): 63–72 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 胡森, 林杨挺, 张建超, 郝佳龙, 冯璐, 赵旭晁, 杨蔚. 2012. 月球贫水: 来自月球陨石的证据. 见: 第十届全国月球科学与比较行星学陨石学与天体化学学术研讨会会议论文集. 桂林: 中国空间科学学会
- 林杨挺. 2010. 月球形成和演化的关键科学问题. *地球化学*, 39(1): 1–10
- 孙志娟, 张心亚, 黄洪, 陈焕钦. 2007. 溶解度参数的发展及应用. *橡胶工业*, 54(1): 54–58
- 许英奎. 2014. 月球岩浆洋演化与岩浆挥发分含量的制约. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大学
- 张有学. 2010. *地球化学动力学*. 北京: 高等教育出版社
- 朱丹, 王世杰, 朱成明. 2010. 岩浆洋分异与月亮. *地球化学*, 39(1): 63–72