

专题26: 月球的形成和演化——基于嫦娥工程的新认识

斜长岩月壳形成和演化:月浆洋的证据

朱丹^{1,2}, 许英奎^{2,3}, 杜蔚^{1,2}

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, 贵阳 550002; 2. 中国科学院 比较行星学卓越创新中心, 合肥 230000; 3. 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 550002

月球最初形成时, 全部或者大部分组成物质处于熔融状态, 形成岩浆洋(Warren, 1985)。月浆洋假说是美国阿波罗和前苏联月球计划的最重要成果(Elkins-Tanton, 2012)。月浆洋结晶从底部开始, 初期结晶橄榄石和辉石形成月幔, 当 70%~80%月浆洋熔体结晶完成时, 斜长石开始在月浆洋底部结晶, 并漂浮到月浆洋表面, 形成斜长岩月壳(Warren, 1990)。这个标准模型框架可以解释很多月球一级地质地球化学和地球物理特征(朱丹等, 2010), 比如全球分布的斜长岩月壳和月海玄武岩都亏损 Eu 元素 (Wood, 1986)。因此斜长岩月壳的地质地球化学是月浆洋假说的基本根基。但是随着探测数据的积累以及对月球陨石的研究, 难以解释的斜长岩月壳问题越来越多(O'Hara 和 Niu, 2015), 甚至月浆洋假说也受到挑战(Niu 和 O'Hara, 2016)。比如, 月球背面斜长岩月壳比正面的厚(Wieczorek 等, 2013); 镁质斜长岩为何在月球背面分布更广(Ohtake 等, 2012); 月浆洋为何能够形成镁质斜长岩(Magnesian anorthosite) (Gross 等, 2014); 斜长岩中的斜长石为何如此富 Ca, 且成分没有变化(Nekvasil 等, 2015)。

月浆洋 Top-down 固化模型可以回答前几个问题(Zhu 等, 2017)。这个模型认为(Zhu 等, 2017): 在月浆洋开始结晶时, 月浆洋表面存在短暂的千年尺度高温大气 (>2000K) (Saxena 等, 2016; Ward, 2014)。当月浆洋表面大气温度降低到约 1200°C 时, 月浆洋表面熔体开始结晶斜长石(与橄榄石和辉石共同结晶), 由于密度比熔体更轻, 斜长石停留在原地, 而橄榄石和辉石沉入月浆洋内部(沉入过程中发生溶解, 消耗的热量使得月浆洋底部结晶橄榄石和辉石)。月球处于岩浆洋阶段时, 距离地球很近, 月球正面和背面很快被强烈的潮汐锁定(约 100 天)(Garrick-Bethell 等, 2006)。月球正面受到早期高温地球“光照”的影响, 月球正面大气温度比背面的高, 由于斜长石结晶(斜长岩月壳形成)的时间节点与表面大气温度演化密切相关, 因此背面月浆洋表面先开始结晶斜长石, 背面斜长岩月壳比正面的更原始(Mg#相对正面更高) (Zhu 等, 2017)。表面温度越低, 则斜长岩月壳越厚。这个模型类似湖泊和海洋表面结冰。区别就是硅酸盐熔体是复杂溶液, 有多种矿物同时结晶; 而水(或者盐水)是简单溶液, 通常结晶的只有冰。

本文主要研究月浆洋为何能够形成镁质斜长岩, 以及斜长岩中的斜长石为何富 Ca, 且成分没有变化。斜长岩中共生镁铁矿物(橄榄石和辉石)的 Mg# 大于 70, 定义为镁质斜长岩; 小于 70, 则定义为亚铁斜长岩(Ferroan anorthosite)。

阿波罗计划采集的月球斜长岩样品都是亚铁斜长岩(Papike 等, 1998)。月球陨石研究揭示月球高地存在镁质斜长岩, 且相当一部分样品的 Mg#>80, 最高为 90(Gross 等, 2014)。这个特征是月浆洋标准模型难以解释的: 因为基于月浆洋成分的热力学和实验岩石学结果表

基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 41490635, 41573040, 41225012, XDPB11-01)

第一作者及通信作者简介: 朱丹(1970-), 男, 研究员, 研究方向: 地球化学动力学和比较行星学. E-mail: zhudan@vip.gyig.ac.cn

明, 月浆洋开始结晶斜长石时, 与斜长石共同结晶的橄榄石和辉石的 $Mg\#$ 都小于 80。本研究对此解释如下:

月浆洋 Top-down 固化模型认为: 斜长岩月壳从月球表面的岩浆结晶形成, 根据热力学和实验岩石学结果, 初始形成的都是亚铁斜长岩。此时月浆洋内部岩浆温度很高, 成分依然很原始(正在结晶的橄榄石和辉石 $Mg\#=90$)。月浆洋内部高温岩浆对流和侵入, 对部分形成的亚铁斜长岩有加热作用, 导致亚铁斜长岩发生部分熔融。部分熔融的时间很短, 并且发生熔融的斜长岩是颗粒状的岩石。由于镁铁矿物(橄榄石和辉石)的熔融速度比斜长石快(Chen 和 Zhang, 2008; Chen 和 Zhang, 2009; Yu 等, 2016), 所以是不平衡熔融(Zhu, 2018)。形成的熔体主要来自镁铁矿物, 因此熔体密度大, 沉入月浆洋内部。不平衡熔融提高了部分亚铁斜长岩中的镁铁矿物的 $Mg\#$, 因此亚铁斜长岩经过不平衡熔融就形成镁质斜长岩。这就是为何月球斜长岩中的镁铁矿物的 $Mg\#$ 可以大于 80(Gross 等, 2014)。

月球斜长岩的另一个的特征是: 其中的斜长石 An 牌号非常高, 且变化范围非常窄(96.5 ± 1.5) (Gross 等, 2014)。而共生的镁铁矿物的 $Mg\#$ 范围是 30~90(Gross 等, 2014)。这个特征很不寻常。因为正常的岩浆演化分异形成的共生镁铁矿物的 $Mg\#$ 与斜长石的 An 牌号是共变的, 也就是 An 牌号随着 $Mg\#$ 的减小而减小, 比如 Bushveld 岩体(Ashwal 等, 2005)。这个不寻常的月球斜长岩特征不能简单地归结于月球强烈亏损 Na 和 K, 因为月球高地岩石 Mg-suite 中的镁铁矿物的 $Mg\#$ 和斜长石 An 就有正常的共变趋势(Shearer 等, 2015)。本研究对此特征的解释如下:

热迁移(Thermal migration)效应是指部分结晶的硅酸盐置于温度梯度下, 低温端和高温端成分发生分异的现象(Lesher 和 Walker, 1988)。与 Soret 效应的区别是, 热迁移的低温端温度低于硅酸盐全岩的液相线。温度差仅为 40°C 的洋中脊玄武岩的热迁移实验结果表明, 低温端的斜长石 An 牌号会随着时间推移而显著变大(增大 13), 并且大于高温端结晶的斜长石(Lesher 和 Walker, 1988), 如表 1 所示。因为颗粒间熔体的 Na 和 K 受 Soret 效应控制, Na 和 K 在低温端亏损, 在高温端富集, 从而导致低温端斜长石 An 牌号不断提高(Lesher 和 Walker, 1988)。根据热迁移实验, 本研究的工作模型是: 正在形成的斜长岩月壳底部与月浆洋的高温岩浆接触, 斜长岩中的颗粒间熔体与月浆洋岩浆存在一个很大的温度梯度, 斜长岩中的颗粒间熔体处于低温端。热迁移效应的结果将会提高斜长石 An 牌号。例如, 表 2 中的熔体 1 代表 O'Neill (1991) 建议的全月球成分结晶分异到 1260°C 时的熔体成分, Charlier 等(2018)的实验结果表明 An 牌号为 96 的斜长石是此时熔体的平衡液相线矿物; 在 1060°C 时, 与熔体 2 平衡的斜长石 $An=91$; 在 1020°C 时, 熔体 3 近似代表月浆洋最晚期的演化熔体, 与熔体平衡的斜长石 $An=83$ (见表 2)。根据洋中脊玄武岩热迁移实验结果(见表 1)近似计算, 熔体 3 与熔体 2(温度差为 40°C) 构成的热迁移效应分异, 会提高与熔体 3 平衡的斜长石的 An 牌号(表 2 中的熔体 4, $An\geq 96$)。TWM 代表 Taylor (1982) 建议的全月球成分, 基于 TWM 的实验结果(Charlier 等, 2018), 计算也能得出同样的结果(表 2 中的熔体 8, $An\geq 98$)。根据 Grove 等(1992)的热力学平衡经验模型计算, 计算的结果分别为 98 和 95(见表 2)。

月浆洋结晶到 1060°C 时, 绝大部分的斜长岩月壳都已经形成(Charlier 等, 2018; Lin 等, 2017; Rapp 和 Draper, 2018)。这些已经形成的月壳都不可避免地受到热迁移效应的影响, 从而提高斜长石的 An。所以月球斜长岩中的斜长石 An 牌号高(平均 96), 变化范围窄(95~98), 且不与 $Mg\#$ 共变。热迁移效应不仅改变了月壳斜长石的成分(包括微量元素), 同时也改变月壳斜长岩矿物组合。阿波罗和月球陨石斜长岩样品都不含石英(Korotev 等, 2003; Papike 等, 1998), 是热迁移效应的证据。因为在热迁移效应作用阶段, 低温端贫 SiO_2 (斜长岩端)(Lesher 和 Walker, 1988; Walker 和 Delong, 1982), 导致斜长岩内部的颗粒间熔体始终贫 SiO_2 , 以致不饱和石英; 而实验岩石学结果表明月球斜长岩中“应该”含有石英(Charlier 等, 2018; Lin 等, 2017; Rapp 和 Draper, 2018)。

热迁移效应(或者 Soret 效应)在 18 世纪就被实验证实, 并且很早就 在 北 极 冰 盖 中 观 察 到 这 个 效 应(Whitman, 1926)。但它是否在地球上的硅酸盐体系中起作用, 到目前为止还没有

发现确切的地质现象。一个重要的原因是温度梯度存在的时间非常短(因为热扩散速度通常比质量扩散速度快 4 个数量级), 所以通常在热迁移效应起作用前, 岩浆就已经固化了(热迁移效应是通过质量扩散完成)。在斜长岩月壳形成阶段, 斜长岩月壳底部与月浆洋顶部熔体的温度梯度持续时间是百万年的尺度, 这个时间尺度得到斜长岩月壳年龄 (跨度超过 200Ma)(Shearer 等, 2006)和月浆洋固化的模拟结果的支持(Elkins-Tanton 等, 2011), 证实了热迁移效应的作用。热迁移效应的一个主要特征是高温端处于熔融状态, 即月球内部。因此热迁移效应导致的月球斜长石成分特征, 是支持月浆洋假说的证据。

表 1 洋中脊玄武岩热迁移实验结果根据(Lesher 和 Walker, 1988)

	$T(^{\circ}\text{C})$	实验时间 (h)	
		4.5	167.5
		An (%)	An (%)
高温端	1240	61	47
低温端	1200	45	58

表 2 月球岩浆洋阶段斜长岩颗粒间熔体受热迁移效应控制的成分(%)含量

序号	熔体	P (GPa)	$T(^{\circ}\text{C})$	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	An (%)
1	ON66 ¹	0.80	1260	42.81	1.85	13.46	24.50	0.23	4.38	10.65	0.17	-	96 ²
2	ON/02-3 ¹	0.15	1060	47.57	2.37	8.66	26.97	0.43	1.79	10.25	0.32	0.21	91 ²
3	ON/04-1.5 ¹	0.08	1020	44.47	3.59	7.22	28.29	0.51	0.70	10.37	0.37	0.33	83 ²
4	热迁移熔体	0.08	1020	44.47	3.59	7.22	28.29	0.51	0.70	10.37	0.08 ³	0	97.7 ⁵
5	TWM71 ¹	0.80	1260	42.42	3.87	13.49	21.21	0.17	6.14	10.91	0.34	-	96 ²
6	TWM/02-3 ¹	0.15	1060	46.58	4.48	8.47	26.20	0.37	2.03	10.33	0.31	0.24	91 ²
7	TWM/04-1.5 ¹	0.08	1020	44.45	3.73	7.29	28.22	0.59	0.77	10.10	0.32	0.42	85 ²
8	热迁移熔体	0.08	1020	44.45	3.73	7.29	28.22	0.59	0.77	10.10	0.16 ⁴	0	95.4 ⁵

说明: (1)根据 Charlier 等(2018)。ON、TWM 和 LPUM 分别代表不同学者建议的全月球成分(BSM)。(2)斜长石成分实验结果。(3)熔体 1 和 3 分别代表热端和冷端熔体, 根据公式 $\sigma=(X_{\text{cold}}-X_{\text{hot}})/(X_{\text{hot}}(1-X_{\text{hot}})\Delta T)$ 计算, 其中 σ 是 Soret 分异系数, ΔT 是冷端和热端的温度差; X_{cold} 和 X_{hot} 分别是冷端和热端的氧化物含量(比例), Na₂O 和 K₂O 的 σ 分别为 -2.24×10^{-3} 和 -3.08×10^{-3} 。注意: 这里只有 Na₂O 和 K₂O 受热迁移效应影响, 其他组分受热力学相平衡控制(此时熔体同时饱和橄榄石、辉石、斜长石和钛铁矿), 与同温度的实验熔体其他组分的组分相同。(4)熔体 5 和 7 分别代表热端和冷端熔体。(5)计算结果根据 Grove 等(1992)的模型。