

热力学计算模拟对月球镁质岩套源区的约束

鞠东阳^{1,2} 杜蔚^{1,3*} 李瑞^{1,2} 庞润连¹

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 550081;

2.中国科学院大学,北京 100049; 3.中国科学院比较行星学卓越创新中心,合肥 230026

摘要: 镁质岩套是月球上最重要的岩石之一。通常认为该类岩石的母岩浆来自月幔翻转引起的深部物质的减压熔融或者月壳底部的混合杂化。但是,这两类模型分别面对无法重现样品中橄榄石的 Cr_2O_3 含量过低等地球化学特征,也无法解释镁质岩套与其他月球样品年龄重合的问题。本文采用热力学计算方法,通过改变源区物质组成、熔融程度、熔融方式及结晶方式等参数,对两种模型进行了一系列的正演研究。结果表明,月球的镁质岩套有多种成因:月幔物质减压熔融形成的熔体通过平衡结晶可以形成镁质岩套,并满足样品中橄榄石 Cr_2O_3 含量的制约;减压熔融模型可以解释某些月球样品年龄的重合,但是成分较为单一,而混合杂化模型形成的镁质岩套成分范围较广。

关键词: 热力学计算; 镁质岩套; 减压熔融; 混合杂化; 月壳年龄

中图分类号: P691 文章编号: 1007-2802(2021)05-1154-12 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2021.40.078

Constraints on the Source of the Lunar Mg-Suite by Thermodynamic Simulation

JU Dong-yang^{1,2}, DU Wei^{1,3*}, LI Rui^{1,2}, PANG Run-lian¹

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081,

China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Chinese Academy of Sciences Center for

Excellence in Comparative Planetology, Hefei 230026, China

Abstract: Mg-suite is one of the most important lunar samples. It is generally believed that the parent magma of Mg-suite was sourced from the decompression melting of cumulates deep inside the moon caused by the overturning of lunar mantle or the hybridization of the bottom part of lunar crust. However, these two models neither can reproduce geochemical characteristics of relatively low Cr_2O_3 content in olivine of the Mg-suite, nor explain the chronological overlap of Mg-suite with other lunar samples. In this study, we have carried out thermodynamic simulations to test the two hypothetical models by changing parameters including the compositions of source materials, melting degrees, melting and crystallization modes. Our simulating results indicate that the lunar Mg-suite could be multiple origins: (1) the Mg-suite could be formed by the equilibrium crystallization of the melt derived from the decompression melting of lunar mantle materials, with its olivine containing low Cr_2O_3 content; (2) the decompression melting model can only be used to explain the overlapped ages of some lunar samples, but the lunar Mg-suite shows little variation on composition, while the compositions of Mg-suites calculated by using the hybridization model vary in a relatively wide range.

Key words: thermodynamic calculation; Mg-suite; decompression melting; hybridization; age of lunar crust

0 引言

通过对阿波罗月球样品的分析,很多学者都支持月球经历过岩浆洋阶段,并通过岩浆洋的结晶分异过程形成了初始圈层结构的观点(Wood et al.,

1970; Smith et al., 1970)。在岩浆洋冷却结晶过程中,富镁的橄榄石最先结晶,之后是辉石和斜长石,斜长石由于密度较小而上浮形成原始月壳(Warren, 1985)。随着月球岩浆洋结晶的进行,熔体越来越富铁,因此月幔上部是以富铁辉石为主的高密度

收稿编号: 2021-067, 2021-04-23 收到, 2021-05-13 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(41773052, 41973058)

第一作者简介: 鞠东阳(1996-),男,硕士研究生,研究方向: 实验地球化学. E-mail: judongyang@mail.gyig.ac.cn.

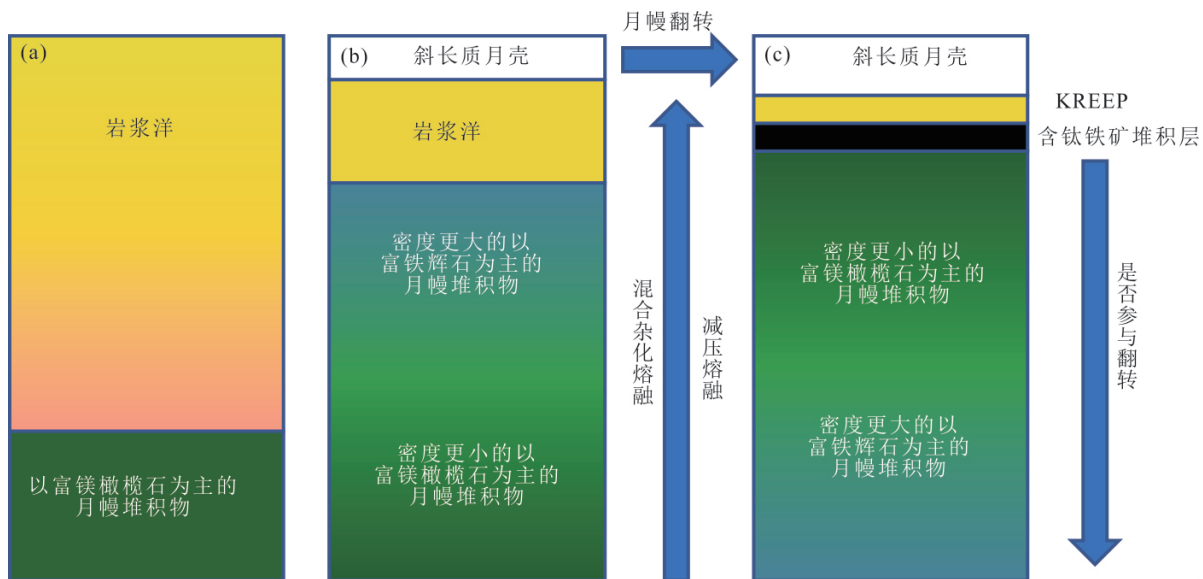
* 通信作者简介: 杜蔚(1980-),女,博士,研究员,研究方向: 实验地球化学及比较行星学. E-mail: duwei@mail.gyig.ac.cn.

层,岩浆洋结晶达到 95%左右时出现钛铁矿,残留的月球岩浆洋富含钾(K)、稀土元素(REE)、磷(P)及不相容元素,形成最原始的克里普岩(urKREEP)岩浆(Warren, 2005)。由于月幔上部的富铁堆积物以及钛铁矿堆积层密度较大,导致月幔因重力不稳而发生翻转(Hess and Parmentier, 1995; Elkins-Tanton et al., 2002)。月幔翻转造成岩浆洋早期和晚期结晶堆积物发生不同程度的部分熔融和混合,形成的熔体上升至月球浅部甚至表壳,这一过程能够解释月球表面很多岩石单元的成因(Shearer and Papike, 1993, 1999; Elkins-Tanton et al., 2002; Elardo et al., 2011; Shearer et al., 2015; Xu et al., 2020)。

镁质岩套是月球上一类特殊的岩石样品,其矿物主要组成包括富钙的斜长石和富镁的镁铁质矿物,其中斜长石的 An 在 80 以上,镁铁质矿物的 $Mg^{\#}$ 较高,通常在 78 以上(Papike et al., 1998)。通过对镁质岩套样品物质组成、年代学和形成过程的研究,可以揭示其源区物质来源、温-压条件和氧逸度等性质,对进一步了解月球内部物质,特别是深部月幔的物质组成和优化月球演化模型等都有着非常重要的作用,也因此受到广泛关注(Longhi et al., 2010; Elardo et al., 2011; Prissel et al., 2014; Shearer et al., 2015; Prissel and Gross, 2020)。阿波罗计划所获得的镁质岩套样品普遍富集稀土元素。相对

于月海玄武岩,镁质岩套中橄榄石的 Ni、Co 和 Cr 含量较低,但 $Mg^{\#}$ 最高可达 95 (Shearer and Papike, 2005; Longhi et al., 2010; Elardo et al., 2011),指示其母岩浆对应的 $Mg^{\#}$ 约为 84 (Elardo et al., 2011),而实验研究表明其源区橄榄石的 $Mg^{\#}$ 可能高达 89 (Hess, 1994)。总之,镁质岩套样品富镁、钙和稀土元素的化学特征指示其同时具备原始母岩浆和月球岩浆洋结晶分异残留岩浆的特征。

目前,关于镁质岩套的成因还存在争议,有多种成因模型,如撞击起源、岩浆洋直接结晶起源、岩浆洋后期结晶堆积物的重新熔融起源、岩浆洋早期结晶堆积物减压熔融起源,以及混合杂化熔融起源(Shearer et al., 2006, 2015)。撞击起源无法解释可能带来的亲铁元素含量增加,而且针对撞击过程的数值模拟结果也不支持这一过程能够形成镁质岩套(Vaughan et al., 2013)。岩浆洋直接结晶形成镁质岩套的模型不符合所有的地球化学观测数据,而岩浆洋后期结晶堆积物的重新熔融则无法形成高 $Mg^{\#}$ 的镁铁质矿物,因此均被排除(Shearer et al., 2015)。减压熔融模型和混合杂化模型则可以解释镁质岩套的矿物和化学组成(图 1),并且都得到部分月球样品和实验数据的支持:①在减压熔融模型中,月幔翻转引起深部富镁堆积物绝热上升而发生减压熔融,所产生的熔体与岩浆洋后期结晶堆积物的同化混染或者单独结晶形成镁质岩套(Warren,



修改自 Prissel 和 Gross(2020)。(a) 月球岩浆洋发生结晶分异,月幔深部形成以富镁橄榄石为主的堆积物;(b) 岩浆洋的持续结晶使得上层形成以富铁辉石为主的堆积物;(c) 岩浆洋结晶的最后阶段形成含钛铁矿堆积层和残留的 KREEP 层,由于重力作用发生翻转,富镁月幔堆积物被带到上月幔,可能单独减压熔融或者与斜长岩和 KREEP 成分混合

图 1 两种不同的月球镁质岩套成因模型

Fig.1 Two different petrogenesis models of the lunar Mg-suite

1985; Shervais and McGee, 1998; Morgan et al., 2006; Prissel and Gross, 2020); ②在混合杂化成因中, 深部富镁堆积物在月幔翻转过程中与月球浅部堆积物 KREEP 及斜长石等混合杂化, 在月幔浅部(可能是月壳底部)发生熔融形成镁质岩套的源区(Longhi et al., 2010; Elardo et al., 2011, 2020; Prissel et al., 2014; Shearer et al., 2015)。

镁质岩套的源区物质中是否必须含有 KREEP 岩成分也是近年来争论较大的问题。对月球陨石 NWA 10401 的研究显示, 该样品同样具有镁质岩套的矿物学特征, 但是贫稀土元素, 指示镁质岩套的源区物质不一定需要 KREEP 成分参与, 可能直接来自月幔深部堆积物部分熔融形成的熔体(Gross et al., 2020)。月球样品的年代学研究结果显示, 镁质岩套的年龄为 (4345 ± 15) Ma, 与斜长岩的形成年龄 (4359 ± 9) Ma、 urKREEP 年龄 (4350 ± 34) Ma 和月海玄武岩源区的年龄 (4336 ± 10) Ma 重合(Borg et al., 2020), 也对镁质岩套的混合杂化模型中 KREEP 成分的参与程度提出了质疑。Prissel 和 Gross(2020)认为, 月幔深部富镁堆积物减压熔融产生的熔体是更普遍的镁质岩套源区, 并且这种不需要 KREEP 及斜长石参与的成因模型可以解释镁质岩套与斜长岩、 urKREEP (KREEP 的源区) 年龄上的重合。但是, 该模型对月幔发生翻转的时间有严格的限制, 月幔翻转的机制和规模等问题还需要进一步研究。

另外, 实验研究认为, 岩浆洋早期结晶的富镁堆积物相对亏损 Ni 和 Co, 推测由月幔深部堆积物低程度熔融形成的熔体的结晶形成的橄榄石, 可以符合镁质岩套中橄榄石 Ni 和 Co 含量的约束(Longhi et al., 2010; Elardo et al., 2011), 但该模型无法满足镁质岩套中橄榄石 Cr 含量的约束(Elardo et al., 2011)。Prissel 和 Gross(2020)采用 pMELTS 软件计算了月幔深部富镁堆积物的绝热减压熔融过程, 结果显示熔体结晶产物的 An 和 $\text{Mg}^\#$ 与镁质岩套的一致, 但无法确定是否满足镁质岩套中橄榄石 Cr_2O_3 含量较低的约束。这主要是因为, 在 MELTS 算法的参数设置中, Cr 的主要赋存矿物是尖晶石, 而橄榄石不含 Cr, 因此其模拟计算结果显示月球深层堆积物的减压熔融过程均有尖晶石参与, 这与相同成分的月球岩浆洋平衡结晶实验结果不符。Elardo 等(2011)的实验结果显示, 尖晶石只在 TWM 成分及 1 GPa 条件下出现, 而 LPUM 成分的岩浆洋结晶分异过程中未形成尖晶石, 该实验结果与本文模拟月球岩浆洋结晶过程的热力学计算结果一致。由于 Cr 在橄榄石与熔体之间的分配系数小于 1 (Se-

ifert and Ringwood, 1988; Elardo et al., 2011), 因此, 如果月幔深部堆积物的主要矿物——橄榄石含有少量 Cr_2O_3 , 在不存在尖晶石的情况下, 部分熔融形成的熔体将具有较高的 Cr_2O_3 含量, 这些熔体结晶将很难形成镁质岩套中橄榄石的 Cr 含量低于月幔深部堆积物中橄榄石 Cr 含量的情况。因此, 减压熔融模型无法解释镁质岩套的 Cr_2O_3 含量的特征, 除非部分熔融形成的熔体重新结晶过程中有少量的低铝富铬尖晶石对 Cr_2O_3 含量进行制约。这一复杂的熔融和结晶过程需要新的实验或理论计算对其进行量化验证。

综上所述, 镁质岩套的两种成因模型的差异取决于源区物质是否需要 KREEP 成分的参与, 还是直接来自月幔深部堆积物部分熔融形成的熔体; 而减压熔融模型的成立需要满足镁质岩套中橄榄石 Cr_2O_3 含量约束。因此, 本文采用热力学计算方法对两种不同的镁质岩套成因模型进行正演模拟。通过对不同源区成分、熔融程度和熔融方式所产生的熔体进行不同方式的结晶过程模拟, 引入 Cr 在橄榄石与熔体之间分配系数, 讨论不同源区物质组成以及熔融程度对熔体和结晶产物成分的影响, 以此对月球样品中的镁质岩套的两种成因模型进行探讨, 对其形成过程进行量化制约。

1 热力学模型的建立

本文主要针对月球样品中镁质岩套的成因进行热力学计算, 模型的建立分为两部分: 不同源区物质的熔融过程(月幔深部堆积物减压熔融或者月幔堆积物与浅部物质混合杂化熔融)和熔体的不同方式的结晶过程(平衡结晶和分离结晶)。部分熔融过程采用 rhyolite-MELTS_v1.0.x 程序进行计算(Gualda and Ghiorso, 2015), 结晶部分采用 Magfox 和 Magpox 程序进行模拟计算(Longhi, 1991, 1992, 2002; Davenport et al., 2014)。

1.1 熔融过程的计算模拟

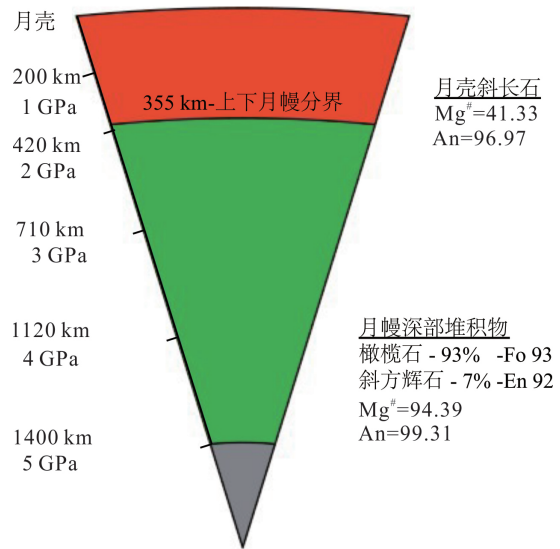
部分熔融过程正演模型的建立需要考虑一系列的参数, 包括源区的物质成分、温-压条件及熔融方式等。其中, 不同成因模型中涉及的源区的物质成分不同, 涉及的端元成分包括月幔深部富镁堆积物、KREEP 岩和斜长岩。减压熔融成因只需考虑深部富镁堆积物的成分, 而混合杂化成因除了考虑深部富镁堆积物成分, 也涉及月壳斜长石和 KREEP 岩的成分, 不同成因模型涉及的熔融温-压条件和熔融方式也不一致。

1.1.1 源区的物质成分 镁质岩套的形成无论是

否需要 KREEP 成分,都需要月幔深部富镁堆积物的参与,以解释其较高的 $Mg^{\#}$ 。由于月球岩浆洋的初始成分和深度控制了岩浆洋的结晶过程,对深部堆积物的组成有重要制约,因此这些参数的选择在岩浆洋结晶计算模拟中非常重要(Charlier et al., 2018)。泰勒全月球模型(Taylor Whole Moon, TWM)和月球原始上地幔模型(Lunar Primitive Upper Mantle model, LPUM)分别代表了月球岩浆洋成分的两类端元模型(Taylor, 1982; Longhi, 2006)。这两个成分模型中的 $Mg^{\#}$ 值不同,LPUM 相对更富镁,其 $Mg^{\#}$ 为 90,而 TWM 的 $Mg^{\#}$ 为 84。二者的难熔元素含量也不同,LPUM 的 CaO 和 Al_2O_3 含量(质量分数)分别为 3.2% 和 3.9%,TWM 的则为 4.6% 和 6.1%,TWM 组分的难熔元素含量是地幔的 1.5 倍左右,而 LPUM 组分的难熔元素含量与原始上地幔相似。Elardo 等(2011)针对 LPUM 和 TWM 两种不同月球岩浆洋初始成分,在 4 GPa 压力条件下进行了模拟月球岩浆洋结晶过程的平衡结晶实验。Prissel 和 Gross(2020)采用 Elardo 等(2011)实验产物的前 50%(体积分数)作为深部富镁堆积物成分,并以此进行绝热减压熔融模拟,结果显示 TWM 组分的深部富镁堆积物熔融并不能结晶出高 $Mg^{\#}$ 的橄榄石(Prissel and Gross, 2020),因为 TWM 组分的 $Mg^{\#}$ (84)要低于 LPUM 组分的 $Mg^{\#}$ (90)。再结合同位素地球化学方面的研究,地月成分应具有相似性(Touboul et al., 2007, 2009; Zhang et al., 2012; Dauphas et al., 2014; Dauphas, 2017)。另外,关于月球的起源,认同度较高的是高能量的大撞击假说,合理推测大撞击会产生足够的热量使月球早期发生较大程度甚至全月球的熔融(Steenstra et al., 2016, 2020; Lock et al., 2018; Hosono et al., 2019),岩浆洋初始深度应可达到月球的核幔边界。

因此,本文采用 LPUM 成分作为月球岩浆洋的初始物质组成,利用计算初始深度达到月球核幔边界(1400 km)岩浆洋的结晶过程,并以该岩浆洋早期结晶产物(前 50%)作为月幔深部富镁堆积物成分,以其结晶的斜长石的平均成分作为月壳中斜长石的成分(图 2)。其月幔深部的堆积物主要是以富镁的橄榄石($Mg^{\#}$ 在 93 左右,体积分数为 93%)和少量的斜方辉石(体积分数为 7%)组成。为了方便与实验结果对比,本文采用的 KREEP 成分与 Elardo 等(2020)的实验研究相同,为高钾 KREEP 岩(Taylor and Warren, 1989)。在混合杂化成因假说

中,不同端元(月幔堆积物、斜长石和 KREEP 成分)的混合比例无法确定,因此本文设置了五种不同的混合情况(表 1),通过不同源区成分熔融产生的熔体及其结晶产物对镁质岩套的成因进行制约。



通过对初始成分 LPUM 初始深度达到月球核幔边界的月球岩浆洋结晶过程进行数值模拟,以岩浆洋前 50%(体积分数)的结晶产物视为月球深部月幔堆积物

图 2 月球岩浆洋深部堆积物和月壳斜长石的成分

Fig. 2 The compositions of cumulates in deep lunar mantle and plagioclase of lunar crust

1.1.2 熔融发生的温-压条件 由于深部富镁堆积物的减压熔融主要发生在上月幔,因此本文将减压熔融的压力范围设置为 0.2~2.0 GPa,对应月球内部深度约为 40~410 km。假设当时月球内部的温度梯度与月球深部堆积物从岩浆洋底部上升的绝热温度梯度一致,以岩浆洋底部的固相线温度 1647 °C(Prissel and Gross, 2020)作为月球内部绝热地温梯度的起点,通过计算每 0.05 GPa 压力间隔所对应的绝热温度建立月球内部的温度梯度。由此推算,2.0 GPa 对应的温度为 1585 °C,而月壳底部的温度(0.2 GPa)为 1508.46 °C。混合杂化发生在月壳底部,因此熔融发生的压力为 0.2 GPa。但是,由于混合杂化模型中混入的 KREEP 成分的比例未知,导致无法准确估算 KREEP 所含的放射性元素衰变释放的热,所以混合杂化成因的岩浆温度无法确定。本文通过设置不同的温度,讨论不同熔融程度产生的熔体对镁质岩套成分的影响。

月幔深部堆积物的减压熔融过程可能是批式熔融(batch melting),即熔体一直与残留堆积物通

表 1 本文采用的初始成分

Table 1 Selected starting compositions of relevant samples in this study

月幔深部 堆积物 ^①	斜长石 ^①	高钾 KREEP ^②	成分 1	成分 2	成分 3	成分 4	成分 5
月幔堆积物:斜长石:KREEP 成分比例			75:25:0	50:50:0	25:75:0	47.62:47.62:4.76	45.45:45.45:9.10
SiO ₂	43.32	45.10	50.27	43.77	44.21	44.66	44.50
TiO ₂	0.03	0.00	2.00	0.02	0.01	0.01	0.11
Al ₂ O ₃	0.56	34.67	15.12	9.09	17.62	26.14	17.50
Cr ₂ O ₃	0.30	0.00	0.18	0.23	0.15	0.08	0.15
FeO	5.28	0.40	10.29	4.06	2.84	1.62	3.20
MnO	0.08	0.00	0.14	0.06	0.04	0.02	0.05
MgO	49.84	0.16	8.29	37.42	25.00	12.58	24.20
CaO	0.57	19.01	9.79	5.18	9.79	14.40	9.79
Na ₂ O	0.0033	0.63	0.94	0.16	0.32	0.47	0.35
K ₂ O	0.0015	0.04	0.96	0.01	0.02	0.03	0.07
总计	99.99	100.00	97.98	99.99	100.00	100.00	99.90
Mg [#]	94.4	41.3	59.0	94.3	94.0	93.3	93.1
An	99.3	97.0	87.3	97.2	97.0	97.0	96.5

注: 氧化物含量为质量分数(%) ; 数据来源: ①对 LPUM 成分岩浆洋的模拟结果; ②Taylor 和 Warren(1989)。

过元素交换而保持平衡状态,也可能是分离熔融(fractional melting)即熔体形成之后立即与残留堆积物发生分离而无法维持平衡。如果整个体系在熔融过程一直保持化学平衡状态,则月球深部堆积物在 0.2 GPa 产生的熔体就是镁质岩套的母岩浆;对于分离熔融,本文假设当熔融质量超过 0.5% 即发生熔体与残留物质的分离。混合杂化模型中熔融发生的深度被限定在了月亮底部(0.2 GPa),并且由于斜长石和 KREEP 的存在降低了深部堆积物的固相线温度,再加上放射性元素释放的高热量,因此混合杂化模型的熔融方式设为批式熔融。

本文涉及的批式熔融和分离熔融过程均采用 rhyolite-MELTS_v1.0.x 程序进行计算,在 0.2~2.0 GPa 的压力区间内,以 0.05 GPa 为间隔进行熔融过程模拟计算,不同压力条件下的对应温度如表 2 所示。由于该程序的源代码并没有考虑橄榄石含有一定量的 Cr₂O₃,本文根据 Cr 在橄榄石与熔体的分配系数 $D_{\text{橄榄石/熔体}}^{\text{Cr}}$ 为 0.38~0.50 的实验结果(Elardo et al., 2011) 选择平均值为 0.44 的分配系数来计算熔融过程中熔体的 Cr₂O₃ 的含量变化。

1.2 结晶过程的计算模拟

在结晶过程的正演模拟中,采用 Magfox 和 Magpox 程序对熔融过程产生的各种成分的熔体分别进行分离结晶和平衡结晶的热力学计算模拟。Magfox 和 Magpox 程序包建立在一系列实验岩石学和实验地球化学数据之上,可以有效地模拟月球条件下的结晶过程(Longhi et al., 2010)。相对于 pMELTS 程序, Magfox 和 Magpox 程序能够更准确地模拟还原条件下高 Mg[#] 硅酸盐体系的结晶情况(Prissel and Gross, 2020)。

已有的研究显示,月球镁质岩套形成的压力还存在很大争议。Prissel 等(2014)通过橄榄石和斜长石的共结晶实验将镁质岩套形成的压力限制在 0.3 GPa 以内。利用辉石和尖晶石的结晶关系限定的镁质岩套形成的压力为 0.1~0.2 GPa。根据不同样品中斜方辉石和单斜辉石的结晶情况以及橄榄石中的 CaO 含量和 Mg[#] 推测镁质岩套的结晶深度小于 1 km (Shearer et al., 2015)。由于在无水条件下,压力对 0.0001~0.3 GPa 矿物相平衡关系影响很小(Prissel et al., 2014) 本文选择以 0.0001 GPa 作为熔体的结晶压力,并对这一条件下结晶的矿物及其组成进行分析,判断斜长石和橄榄石共结晶区间的成分是否与镁质岩套成分一致。

2 热力学计算结果

2.1 不同熔融过程形成的熔体成分特征

通过 rhyolite-MELTS_v1.0.x 程序计算得到了月球深部堆积物发生熔融形成的熔体成分(表 2)。其中, Melt A 和 Melt B 是不同温-压条件下形成的熔体。由于批式熔融过程中熔体与残留固相之间一直维持化学平衡,因此减压熔融形成的熔体总量与深层堆积物到达月亮底部时候发生熔融的程度相对应。在 0.2~4.0 GPa 的绝热上升过程中,批式熔融形成的熔体量等于深层堆积物在 0.2 GPa 和 1508.2 °C 条件下熔融形成的熔体,即质量分数为 5.5%、Mg[#] 为 89.7 (Melt A)。Melt B 代表减压熔融过程中发生分离熔融的情况,月幔深部堆积物上升过程中发生减压熔融产生的熔体总量(质量分数)为 3.95%、Mg[#] 为 88.8~90.0。

表 2 熔融产生的熔体成分
Table 2 Compositions of melts produced during the melting process

熔体 编号	源区 成分	<i>p</i> /GPa	<i>t</i> /°C	熔融 程度/%	熔体成分/%													Mg [#]	An
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	总计				
Melt A	月幔	0.2	1508.20	5.5	55.38	0.51	8.41	0.56	4.68	0.11	22.95	7.30	0.06	0.03	100.00	89.7	99.0		
Melt B-1	月幔	1.8	1575.18	0.5	45.04	1.98	9.93	0.67	5.03	0.11	22.40	14.29	0.27	0.32	100.03	88.8	97.1		
Melt B-2	月幔	1.3	1548.93	0.6	46.17	1.38	10.77	0.66	4.97	0.11	22.46	13.36	0.17	0.00	100.06	89.0	98.9		
Melt B-3	月幔	1.0	1538.92	0.6	47.47	0.89	11.24	0.66	4.93	0.12	22.60	12.01	0.09	0.00	100.00	89.1	99.3		
Melt B-4	月幔	0.8	1531.83	0.5	48.75	0.61	11.42	0.65	4.87	0.12	22.66	10.91	0.05	0.00	100.04	89.2	99.6		
Melt B-5	月幔	0.6	1524.29	0.5	50.40	0.38	11.37	0.65	4.78	0.12	22.69	9.66	0.03	0.00	100.07	89.4	99.8		
Melt B-6	月幔	0.4	1516.20	0.6	52.54	0.22	10.91	0.60	4.65	0.12	22.69	8.28	0.01	0.00	100.00	89.7	99.9		
Melt B-7	月幔	0.2	1508.20	0.7	55.26	0.11	9.76	0.54	4.52	0.11	22.76	6.77	0.01	0.00	100.00	90.0	99.9		
Melt C-1	1	0.2	1279.00	10.0	50.15	0.20	19.95	0.04	1.64	0.07	12.31	15.12	0.36	0.10	99.01	93.0	97.5		
Melt C-2	2	0.2	1278.00	10.0	50.21	0.14	19.86	0.04	1.74	0.07	12.22	15.17	0.32	0.17	99.01	92.6	97.5		
Melt C-3	3	0.2	1278.00	10.0	50.15	0.07	19.90	0.04	2.04	0.06	12.10	15.05	0.31	0.20	99.01	91.3	97.4		
Melt C-4	4	0.2	1243.00	10.0	52.36	1.03	18.79	0.09	1.82	0.07	10.82	14.13	0.30	0.52	99.01	91.4	96.1		
Melt C-5	5	0.2	1231.00	10.0	52.03	1.83	18.16	0.10	2.08	0.07	10.22	14.26	0.31	0.85	99.01	89.8	94.8		
Melt C-6	2	0.2	1292.00	50.0	48.45	0.03	22.05	0.00	1.70	0.05	12.73	14.44	0.46	0.04	99.01	93.0	97.1		
Melt C-7	3	0.2	1294.00	50.0	47.78	0.01	22.16	0.00	1.79	0.03	12.91	14.74	0.46	0.05	99.01	92.8	97.0		
Melt C-8	5	0.2	1274.00	50.0	48.72	0.40	21.91	0.01	2.40	0.06	12.05	13.63	0.52	0.21	99.01	89.9	95.8		

注: Melt A 和 Melt B 1-7 熔体源区成分均为月幔深部堆积物成分。

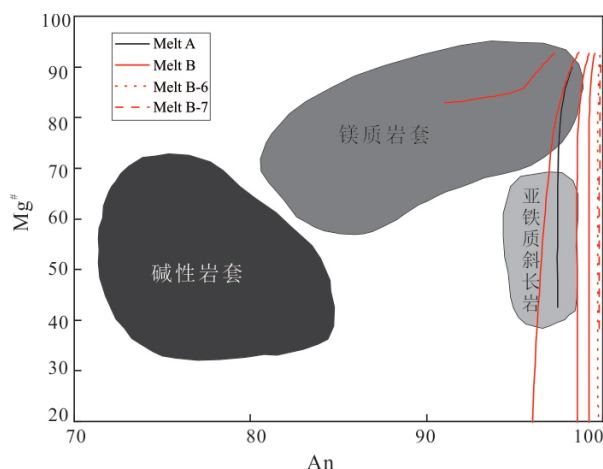
Melt C 是混合杂化模型形成的熔体成分。由于斜长石和 KREEP 成分的加入降低了源区物质的固相线温度,如果采用与减压熔融过程中相同的温度条件,那么在月亮底部(0.2 GPa)所有的混合成分都会产生质量分数大于 50% 的熔体。本文的计算结果显示,不同的源区成分(不同比例混合的月幔深部堆积物、斜长石和 KREEP 成分),发生相同程度的部分熔融形成的熔体成分差异较大。Melt C-1 对应源区成分为月幔深部堆积物和斜长石比例为 75:25,无 KREEP 成分的参与,部分熔融程度达到 10% 时形成的熔体的 Mg[#] 为 93.04; Melt C-2 和 Melt C-6 对应的源区成分为月幔深部堆积物和斜长石比例为 50:50,无 KREEP 成分的参与; Melt C-3 和 Melt C-7 对应的源区组成为月幔深部堆积物和斜长石比例为 25:75,也无 KREEP 成分的参与。随着斜长石比例的增加,发生相同程度的部分熔融形成的熔体的 Mg[#] 降低。Melt C-4 的源区成分加入了 KREEP,月幔深部堆积物、斜长石和 KREEP 成分的比例为 47.62:47.62:4.76; Melt C-5 和 Melt C-8 对应源区成分为月幔深部堆积物、斜长石和 KREEP 成分的比例为 45.45:45.45:9.10。对比 Melt C-2、Melt C-4 和 Melt C-5 的模拟结果可知,随着 KREEP 成分的增加,发生相同程度的部分熔融形成的熔体的 Mg[#] 也在降低。但是,如果初始物质组成相同,随熔融程度的增加(质量分数为 10%~50%)会造成熔体 Mg[#] 的增大(表 2)。而所有熔体的 Mg[#] 均大于 89,则意味着都可以结晶出符合镁质岩套成分的橄榄石。

在减压熔融模型的低程度熔融中,熔体的 Mg[#] 与熔融程度呈正相关,与混合杂化成因熔体的 Mg[#] 随熔融程度变化的趋势相同。如果在部分熔融过程中熔体只与橄榄石保持平衡,即熔融程度较高时,熔体的 Mg[#] 随熔融程度的增加而减小;但是在熔融程度较低时,即辉石等矿物没有完全熔融,熔体的 Mg[#] 与熔融程度呈正相关。由于混合杂化成因的源区混合了一定比例的斜长石,因此在熔融程度较高的情况下也没有完全消耗其它矿物,所以熔体 Mg[#] 的变化趋势也与熔融程度呈正相关。不同熔融方式成因熔体中的 Na₂O 含量与熔融程度呈正相关, K₂O 含量与熔融程度呈负相关。在减压熔融过程中,通过分离熔融形成的熔体在 Melt B-4 之后, Na₂O 含量降低至 0.05%,几乎被完全消耗,而 K₂O 在 Melt B-1 之后就被完全消耗了。Na₂O 和 K₂O 含量特别低的熔体结晶形成的长石组分接近纯的钙长石,这与镁质岩套成分的斜长石 An 分布范围较大的观察事实不符。另外,在熔融过程中, Cr-尖晶石一直稳定存在于残余固相中,主要归因于 MELTs 算法内设置的橄榄石不含 Cr,导致尖晶石作为 Cr 的矿物载体稳定存在。如前文所述,本文选择平均值 $D^{Cr} = 0.44$ 作为橄榄石与熔体的 Cr₂O₃ 分配系数,重新计算熔融过程中熔体中的 Cr₂O₃ 含量。

2.2 部分熔融形成熔体的结晶产物

对于减压熔融过程中形成的熔体 Melt A 及 Melt B 分别进行分离结晶计算模拟。熔体 Melt A 最先结晶的橄榄石的 Mg[#] 为 96.1,橄榄石和斜长石

最开始共结晶的 $Mg^{\#}$ 和 An 分别为 89.9 和 98.3, 橄榄石和斜长石总体成分的范围分别为 $Mg^{\#}$ 为 89.9~42.5, An 为 98.3~97.4 (图 3 黑色实线)。熔体 Melt B-1 在橄榄石结晶之后结晶单斜辉石, 在整个结晶阶段都不结晶斜长石。熔体 Melt B-2 液相线橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 96, 橄榄石和斜长石共结晶的 $Mg^{\#}$ 和 An 分别为 92.8~82.9 和 97.3~91.0 (图 3 左起第一条红色实线)。Melt B-3 熔体成分中的 K_2O 被完全消耗, Na_2O 的含量也降低到了 0.17%, 因此随着分离结晶的进行, 斜长石 An 的降低程度远低于橄榄石的 $Mg^{\#}$, 橄榄石和斜长石的 $Mg^{\#}$ 和 An 范围分别为 92.8~0 和 98.628~95.5 (图 3 左起第二条红色实线)。在 Melt B-3 熔体之后 (即 Melt B-4 到 Melt B-7), Na_2O 和 K_2O 含量的持续降低使得斜长石的 An 值全部都在 99 以上, 完全偏离了月球样品所约束的斜长石成分范围。综上所述, 月幔深部堆积物上升过程中发生减压熔融, 通过批式熔融或者低程度部分熔融形成的熔体经过分离结晶形成的橄榄石和斜长石成分与月球镁质岩套样品相近。



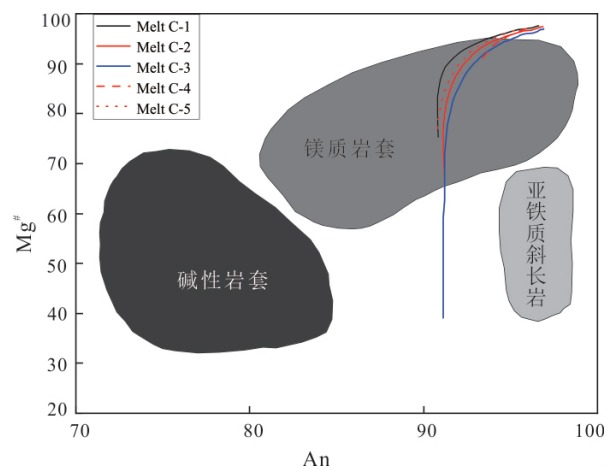
灰色区域代表月球不同斜长岩的成分区域 (Shearer et al., 2015); 黑色实线代表减压熔融过程中批式熔融的熔体, 红色曲线代表分离熔融的熔体, 该部分熔体从左至右序号依次增加 (从 Melt B-2 到 Melt B-7), 由于 Melt B-6 和 Melt B-7 位置过于接近因此用不同虚线来区分

图 3 减压熔融熔体结晶产物中橄榄石 $Mg^{\#}$ 与斜长石 An 的对比

Fig. 3 Comparison of olivine $Mg^{\#}$ and plagioclase An in the crystallization products of melts derived from the decompression melting

本文假设混合杂化过程全部是批式熔融, 因此产生的熔体不会出现分离熔融后期 Na_2O 和 K_2O 含量被完全消耗的情况。从 Melt C-1 到 Melt C-5 分别

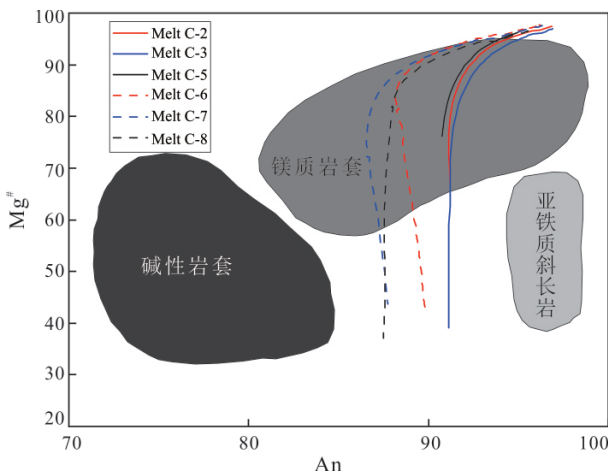
代表源区成分不同的熔体 (表 2), 结晶产物中橄榄石的 $Mg^{\#}$ 与斜长石的 An 的对比如图 4 所示。从 Melt C-1 到 Melt C-3 不包含 KREEP 成分, 并且熔融程度全部为 10%。其中, 熔体 Melt C-1 结晶橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 97.6~75.3、斜长石的 An 为 96.6~90.9; 熔体 Melt C-2 结晶橄榄石的 $Mg^{\#}$ 的为 97.5~66.6、斜长石的 An 为 96.8~91.2; 熔体 Melt C-3 结晶的橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 97.0~39.1、斜长石的 An 为 96.9~91.1。熔体 Melt C-4 和 Melt C-5 源区成分中添加了一定比例的 KREEP 成分 (质量分数分别为 4.6% 和 9.1%) 熔融程度均为 10%。其中, 熔体 Melt C-4 结晶的橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 97.0~90.6、斜长石的 An 为 95.9~93.3; 熔体 Melt C-5 结晶的橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 96.6~76.2、斜长石的 An 为 95.2~90.8。混合杂化过程中, 批式熔融程度达到 50% 形成的熔体为 Melt C-6 到 Melt C-8。其中, 熔体 Melt C-6 结晶的橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 97.6~42.8、斜长石的 An 为 96.3~89.8; 熔体 Melt C-7 结晶的橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 97.6~66.0、斜长石的 An 为 96.3~86.9; 熔体 Melt C-8 结晶的橄榄石的 $Mg^{\#}$ 为 96.5~37.1、斜长石的 An 为 95.5~87.5 (图 5)。由此可见, 混合杂化成因模型中, 不同熔融程度产生的熔体, 其结晶形成的橄榄石和斜长石与月球样品中镁质岩套的变化范围一致。



不同灰色区域代表月球不同斜长岩的成分区域 (Shearer et al., 2015); 黑色、红色和蓝色实线代表源区成分分别为成分 1、2 和 3 情况下熔体的结晶产物, 红色虚线代表添加了一定量的 KREEP 成分, 按照比例不同分别为成分 4 和 5, 所有熔体的熔融程度均为 10%

图 4 不同源区成分批式熔融形成的熔体结晶产物中橄榄石 $Mg^{\#}$ 与斜长石 An 的对比

Fig. 4 Comparison of olivine $Mg^{\#}$ and plagioclase An in crystallization products of melts formed through the batch melting from different source regions



不同灰色区域代表月球不同斜长岩的成分区域 (Shearer et al., 2015); 黑色、红色和蓝色曲线代表源区成分分别为成分 2、3 和 5 情况下熔体的结晶产物, 实线和虚线分别代表熔融程度为 10% 和 50% 的情况

图 5 批式熔融过程中不同熔融程度熔体结晶产物中橄榄石 Mg[#] 与斜长石 An 的对比

Fig. 5 Comparison of olivine Mg[#] and plagioclase An in crystallization products of melts formed through the batch melting of different degrees

3 讨论

3.1 镁质岩套中的橄榄石对减压熔融模型的约束

对比镁质岩套和减压熔融产生的熔体经过分离结晶形成的橄榄石的 Mg[#] 和斜长石的 An, 可见月幔深部堆积物的减压熔融形成的熔体经过分离结晶可以形成镁质岩套, 至少可以覆盖部分镁质岩套的成分区域(图 3)。但是, 镁质岩套中橄榄石的其它元素丰度也对镁质岩套的成因存在约束作用。比如, 与月海玄武岩相比, 镁质岩套中的橄榄石除了 Mg[#] 明显高外, 其 Cr₂O₃ 含量明显偏低。大部分镁质岩套橄榄石的 Cr₂O₃ 含量都低于 1500×10⁻⁶, 部分低于 700×10⁻⁶, 这一数据明显低于月球岩浆洋结晶分异形成的深部堆积物的 Cr₂O₃ 含量(2000×10⁻⁶~4000×10⁻⁶) (Elardo et al., 2011)。由于 Cr 在橄榄石和熔体之间的分配系数小于 1, 在部分熔融过程中 Cr 更倾向进入熔体 (Seifert and Ringwood, 1988), 因此月幔深部堆积物部分熔融形成的熔体的 Cr₂O₃ 含量应该高于深部堆积物中的橄榄石。而在不考虑产生其它含 Cr 矿物的情况下, 这部分熔体重结晶形成的橄榄石的 Cr₂O₃ 含量应高于源区(月幔深部堆积物)中橄榄石的 Cr₂O₃ 含量。因此, 减压熔融成因无法解释镁质岩套中橄榄石 Cr₂O₃ 含量较低的事实。如果在月幔深部堆积物熔融过程中残

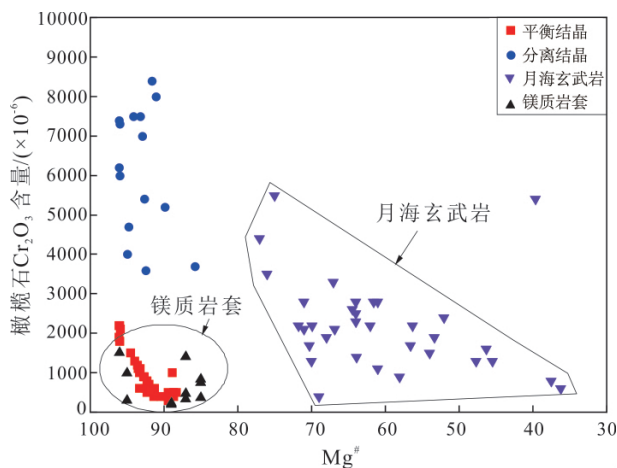
存有一定的富 Cr 矿物, 如尖晶石, 则可能对熔融过程形成的熔体中的 Cr₂O₃ 含量进行制约。本文的部分熔融计算过程考虑了低压条件下尖晶石作为残留固体相的存在。尽管这些尖晶石主要是铬尖晶石, 其 Cr₂O₃ 的质量分数高达 62.82%, 但尖晶石的整体含量很低, 最高只有 0.43%, 因此 Melt A 和 Melt B 仍具有较高的 Cr₂O₃ 含量, 熔体 Melt B-7 的 Cr₂O₃ 含量最低也达到了 0.54%, 推测这些熔体结晶形成的橄榄石将具有较高的 Cr₂O₃ 含量。在此基础上, 对月幔深部堆积物减压熔融形成的熔体进行分离结晶计算, 发现结晶矿物中并不包含尖晶石, 因此无法对体系内的 Cr₂O₃ 含量进行制约。尽管后期结晶的辉石 (Cr₂O₃ 含量在 1% 以上) 降低了熔体中的 Cr₂O₃ 含量, 但橄榄石的 Cr₂O₃ 含量仍高于 2000×10⁻⁶, 因此, 月幔深部堆积物减压熔融形成的熔体在月球底部进行分离结晶无法形成月球镁质岩套。

另外, 平衡结晶模拟结果显示, Melt A 和 Melt B 仍然可以结晶出镁质岩套, 但尖晶石作为 Cr 元素的主要赋存矿物与橄榄石共同结晶, 平衡结晶过程中形成的橄榄石的 Cr₂O₃ 含量最高不超过 2200×10⁻⁶, 绝大部分低于 1500×10⁻⁶, 与目前观测到的镁质岩套橄榄石 Cr₂O₃ 含量范围一致(图 6)。因此, 月幔深部堆积物减压熔融产生的熔体通过平衡结晶可以形成“镁质岩套”, 并且这类镁质岩套中存在一定量的尖晶石。这些尖晶石的 Cr₂O₃ 含量高于 20%, 这有别于富 Al 的粉色尖晶石, 成分上更类似于镁质岩套中普通的富铬贫铝的尖晶石 (Prissel et al., 2016)。

再有, 镁质岩套中橄榄石较低的 Cr₂O₃ 含量也可能与月核的形成过程有关。在高温和低氧逸度情况下, 如果月核中存在部分 S 或 C, Cr 则更倾向于进入金属月核中 (Chabot and Agee, 2003)。因此, 月球岩浆洋中的 Cr₂O₃ 含量或许低于目前通过月海玄武岩的 Cr₂O₃ 含量进行估算 0.5%。以往对月球岩浆洋的 Cr₂O₃ 含量的“高估”造成了月幔深部堆积物具有较高的 Cr₂O₃, 而如果月幔深部堆积物中橄榄石的 Cr₂O₃ 含量较低, 则通过深部堆积物减压熔融形成的熔体的分离结晶产生的镁质岩套也符合目前已有的样品分析结果 (Elardo et al., 2011)。由于月核的物质组成超过本文的讨论范围, 在此不做详细论述。

3.2 减压熔融模型对月幔翻转的约束

镁质岩套高度富镁的地球化学特征指示其源



镁质岩套和月海玄武岩样品数据来自: Papike 等(1976, 1998)、Shervais 等(1990)、Fagan 等(2002)、Karnier 等(2003)和 Righter 等(2005)。镁质岩套和月海玄武岩成分范围的划定据 Elardo 等(2011)

图 6 减压熔融形成的熔体结晶的橄榄石与月海玄武岩和镁质岩套中橄榄石的 Cr_2O_3 含量

Fig. 6 Cr_2O_3 contents vs. $\text{Mg}^\#$ values of olivines crystallized from melt formed through the decompression melting, and olivines from the lunar mare basalts and Mg-suite

区有月幔深部堆积物的参与,推测其形成时间应晚于月幔的翻转时间。月幔翻转主要是由月球岩浆洋演化后期形成的富钛铁矿层的不稳定引起的,而钛铁矿的结晶时间晚于斜长石,据此推测,月幔翻转的启动时间应晚于月壳的形成时间,而镁质岩套的形成年龄则晚于月壳。但是,月球样品的年代学研究结果显示,镁质岩套的年龄为 (4345 ± 15) Ma,与斜长岩 (4359 ± 9) Ma、urKREEP (4350 ± 34) Ma 和月海玄武岩源区的形成年龄 (4336 ± 10) Ma 相当(Borg et al., 2020),似乎与已有的月球岩浆洋演化模型的时间序列相矛盾,除非月球岩浆洋的固化时间非常短,且月幔翻转紧随其后。但是,Barboni 等(2017)的研究表明,月球岩浆洋的固化时间较早,约为 (4510 ± 10) Ma,结合较年轻的镁质岩套年龄推测月球岩浆洋的结晶缓慢,而之后的月幔翻转发生的时间较晚。Maurice 等(2020)模拟了月球岩浆洋缓慢冷却模型的结晶过程,得到的月球岩浆洋开始结晶的时间为 (4425 ± 25) Ma。如果年轻的斜长岩 (4359 ± 9) Ma(Borg et al., 2020)不是月球岩浆洋结晶分异形成的初始月壳,那么可以解释镁质岩套样品与月壳样品年龄间的重合性,但是该推论的合理性取决于是否可以找到形成时间早于镁质岩套 (4345 ± 15) Ma 的更古老月壳样品。

本文的热力学计算结果显示,镁质岩套的母岩浆可能是月幔深部堆积物在绝热上升过程中发生

熔融形成的熔体,不需要 KREEP 成分的参与,这可以解释镁质岩套的形成年龄与 urKREEP 相当。由于这类镁质岩套的形成过程不需要 KREEP 成分的参与,所以其空间分布不局限于风暴洋克里普地体区域(Procellarum KREEP Terrane, PKT)。当然,由于 KREEP 成分和斜长石的加入极大地降低了源区物质的熔融温度,可能导致镁质岩套在 PKT 区域形成比例更高,但镁质岩套在全月球空间分布暗示了在其它区域月幔深部堆积物的减压熔融的可能性(Shearer et al., 2015)。本文的计算结果还显示,减压熔融形成的熔体的结晶产物与亚铁斜长岩(FANs)的成分区间也有重叠(图 3),因此该部分亚铁质斜长岩的形成时间也可能较晚,可以解释镁质岩套与月壳的形成年龄重合的情况。需要指出的是,上述镁质岩套、FANs 与月幔深部堆积物减压熔融形成熔体的地球化学特征的一致性意味着月幔翻转发生的时间非常早,至少不晚于该 FANs 的形成年龄。

3.3 熔融方式和熔融程度以及源区成分对镁质岩套成分的影响

减压熔融成因模型的源区成分只有月幔深部堆积物,但在绝热上升过程中可能经历不同的熔融方式。由于月幔深部堆积物的 Na_2O 和 K_2O 偏低,因此,熔体 Melt A 中 Na_2O 和 K_2O 的质量分数仅分别为 0.06% 和 0.03%。这些贫钠、高镁熔体的分离结晶形成的橄榄石 $\text{Mg}^\#$ 变化比斜长石 An 变化更显著,呈现近似垂直的 $\text{Mg}^\#$ 变化趋势(图 3 中黑色实线)。对于分离熔融产生的熔体 Melt B,其 Na_2O 和 K_2O 含量呈现逐渐下降的趋势而体系的 $\text{Mg}^\#$ 逐渐上升。Melt B-1 在橄榄石结晶之后只出现单斜辉石,并没有产生斜长石,这可能与其熔体成分中的 CaO 含量过高(质量分数 14.39%)有关。熔体 Melt B-2 含有 0.17% 的 Na_2O ,因此分离结晶趋势落在镁质岩套范围内。而对于之后的分离熔融熔体 Melt B-3 到 Melt B-7,由于熔体成分中 Na_2O 和 K_2O 含量过低而呈现与批式熔融熔体 Melt A 相同的结晶趋势。因此,高程度分离熔融产生的熔体近似结晶出纯钙长石,并不适合作为镁质岩套的母岩浆(图 3)。

相较于减压熔融,混合杂化成因模型的源区成分比较复杂,包括月幔深部堆积物、斜长石以及 KREEP 成分,而这些成分的混合比例并不明确。考虑到不同成分中放射性元素释放的热量不同以及来自月幔深部较热的堆积物贡献的热量也未知,目前没有很好的方法对混合杂化成因模型在月壳底部的温度进行约束。本文假设源区物质中月幔深

部堆积物、斜长石和 KREEP 成分的混合比例分别为 75:25:0、50:50:0、25:75:0、47.6:47.6:4.8 和 45.4:45.4:9.2(表 1 中成分中的 1-5), 熔融程度设置为 10%和 50%两组。在低程度熔融下,斜长石并没有被完全消耗,所以熔体成分差异不大(表 2), 结晶产物的化学组成也非常相近(图 4)。

通过对三类源区成分——月幔深部堆积物、斜长石和 KREEP 成分混合比例分别为 50:50:0、25:75:0和 45.4:45.4:9.2(表 1 中的成分 2, 成分 3 和成分 5), 进行熔融程度为 10%和 50%的计算模拟发现,由于较高熔融程度(50%)过程中有较高比例斜长石参与熔融,因此熔体的成分与较低程度熔融(10%)产生的熔体成分差别较大,但不同源区成分在相同熔融程度下熔体成分的差异并不大(图 5)。可见,混合杂化模型中熔体的成分受熔融程度影响较大,而源区的物质组成,特别是 KREEP 成分参与的比例对熔体的成分影响不大。此外,由于混合了斜长石成分,熔体中的 Na_2O 和 K_2O 含量均有所增加,所以大部分混合杂化成因模型下的熔体可能不会结晶出类似 FANs 成分的斜长岩。同时,由于 Na_2O 和 K_2O 含量的增加,混合杂化成因模型下的熔体结晶产物可以覆盖更广泛的镁质岩套成分。结合上文关于三类岩石年龄的探讨可知,由混合杂化模型形成的镁质岩套,其形成年龄应略晚于初始斜长质月壳以及 KREEP 的行程时间,即形成于岩浆洋完全结晶之后。

需要指出的是,由于本文所采用的两种计算软件都不涉及富铝尖晶石与斜长石共结晶的热力学计算,因此,针对混合杂化模型中形成的熔体只进行了分离结晶计算。结果显示,该混合杂化过程中 10%和 50%熔融程度产生的熔体经过分离结晶形成的橄榄石和斜长石都满足镁质岩套的成分约束。关于这类熔体经过平衡结晶是否仍然可以形成镁质岩套,需要对两种软件进行参数更新才能开展进一步的计算。

4 结论

本文利用热力学计算模拟方法正演了月球镁质岩套的形成过程。通过改变源区物质组成、熔融程度或熔融及结晶方式等参数,对月幔深部堆积物上升过程中发生的熔融及其对月壳底部的 KREEP 层和月壳的混染过程进行量化,得到以下认识:

(1) 月球镁质岩套的形成过程不一定需要 KREEP 岩的参与。月幔深部堆积物绝热上升减压熔融形成的熔体可以作为月球镁质岩套样品的源

区;这种成因模型不仅满足橄榄石 $\text{Mg}^\#$ 与斜长石 An 的约束,平衡结晶形成的橄榄石的 Cr_2O_3 含量也与镁质岩套中橄榄石的 Cr_2O_3 含量一致。

(2) 月幔深部堆积物绝热上升减压熔融产生的熔体不仅可以结晶出镁质岩套的成分,也可以形成亚铁质斜长岩。这种成因机制可以解释部分月球样品年龄的重合性。

(3) 混合杂化成因模型通过源区物质的不同比例混合以及不同程度的熔融形成范围更广泛的镁质岩套。但是,该模型无法形成亚铁质斜长岩,推测以混合杂化方式形成的镁质岩套的年龄相对较晚。

致谢:感谢 Longhi J.和 Davenport J.所建立的热力学模拟程序,感谢课题组成员对本文研究工作的支持和帮助!

参考文献 (References):

- Barboni M, Boehnke P, Keller B, Kohl I E, Schoene B, Young E D, McKeegan K D. 2017. Early formation of the Moon 4.51 billion years ago. *Science Advances*, 3(1): e1602365
- Borg L E, Cassata W S, Wimpenny J, Gaffney A M, Shearer C K. 2020. The formation and evolution of the Moon's crust inferred from the Sm-Nd isotopic systematics of highlands rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 290: 312-332
- Chabot N L, Agee C B. 2003. Core formation in the Earth and Moon: New experimental constraints from V, Cr, and Mn. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(11): 2077-2091
- Charlier B, Grove T L, Namur O, Holtz F. 2018. Crystallization of the lunar magma ocean and the primordial mantle-crust differentiation of the Moon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 234: 50-69
- Dauphas N, Burkhardt C, Warren P H, Teng F Z. 2014. Geochemical arguments for an Earth-like Moon-forming impactor. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 372(2014): 20130244
- Dauphas N. 2017. The isotopic nature of the Earth's accreting material through time. *Nature*, 541(7638): 521-524
- Davenport J, Longhi J, Neal C R, Jolliff B J, Bolster D. 2014. Simulating planetary igneous crystallization environments (SPICEs): A suite of igneous crystallization programs. *Lunar and Planetary Science Conference*, 45: 1111
- Elardo S M, Draper D S, Shearer C K. 2011. Lunar Magma Ocean crystallization revisited: Bulk composition, early cumulate mineralogy, and the source regions of the highlands Mg-suite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(11): 3024-3045
- Elardo S M, Laneuville M, McCubbin F M, Shearer C K. 2020. Early crust building enhanced on the Moon's nearside by mantle melting-point depression. *Nature Geoscience*, 13(5): 339-343
- Elkins-Tanton L T, Van Orman J A, Hager B H, Grove T L. 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
- Fagan T J, Taylor G J, Keil K, Bunch T E, Wittke J H, Korotev R L, Jolliff B L, Gillis J J, Haskin L A, Jarosewich E, Clayton R N, Mayeda T K, Fernandes V A, Burgess R, Turner G, Eugster O, Lorenzetti S. 2002. Northwest Africa 032: Product of lunar volcanism. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(3): 371-394
- Gross J, Hilton A, Prissel T C, Setera J B, Korotev R L, Calzada-Diaz A. 2020. Geochemistry and petrogenesis of Northwest Africa 10401: A new type of the Mg-Suite rocks. *Journal of Geophysical Research*, 125(5): e2019JE006225
- Gualda G A R, Ghiorso M S. 2015. MELTS_Excel: A Microsoft Excel-based MELTS interface for research and teaching of magma properties and evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(1): 315-324
- Hess P C. 1994. Petrogenesis of lunar troctolites. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 99: 19083-19093
- Hess P C, Parmentier E M. 1995. A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: Implications for the onset of mare volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3-4): 501-514
- Hosono N, Karato S I, Makino J, Saitoh T R. 2019. Terrestrial magma-ocean origin of the Moon. *Nature Geoscience*, 12(6): 418-423
- Kamer J, Papike J J, Shearer C K. 2003. Olivine from planetary basalts: Chemical signatures that indicate planetary parentage and those that record igneous setting and process. *American Mineralogist*, 88: 806-816
- Lock S J, Stewart S T, Petaev M I, Leinhardt Z, Mace M T, Jacobsen S B, Cuk M. 2018. The origin of the Moon within a terrestrial synestia. *Journal of Geophysical Research*, 123(4): 910-951
- Longhi J. 1991. Comparative liquidus equilibria of hypersthene-normative basalts at low pressure. *American Mineralogist*, 76: 785-800
- Longhi J. 1992. Origin of picritic green glass magmas by polybaric fractional fusion. *Proceedings of Lunar and Planetary Science*, 22: 343-353
- Longhi J. 2002. Some phase equilibrium systematics of lherzolite melting: I. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(3): 1-33
- Longhi J. 2006. Petrogenesis of picritic mare magmas: Constraints on the extent of early lunar differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(24): 5919-5934
- Longhi J, Durand S R, Walker D. 2010. The pattern of Ni and Co abundances in lunar olivines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(2): 784-798
- Maurice M, Tosi N, Schwinger S, Breuer D, Kleine T. 2020. A long-lived magma ocean on a young Moon. *Science Advances*, 6(28): eaba8949
- Morgan Z, Liang Y, Hess P. 2006. An experimental study of anorthosite dissolution in lunar picritic magmas: Implications for crustal assimilation processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(13): 3477-3491
- Papike J J, Hodges F N, Bence A E, Cameron M, Rhodes J M. 1976. Mare basalts: Crystal chemistry, mineralogy, and petrology. *Reviews of Geophysics*, 14(4): 475-540
- Papike J J, Ryder G, Shearer C H. 1998. Lunar samples. *Reviews in Mineralogy*, 36: 5-1-5-234
- Prissel T C, Parman S W, Jackson C R M, Rutherford M J, Hess P C, Head J W, Cheek L, Dhingra D, Pieters CM. 2014. Pink Moon: The petrogenesis of pink spinel anorthosites and implications concerning Mg-suite magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 403: 144-156
- Prissel T C, Parman S W, Head J W. 2016. Formation of the lunar highlands Mg-suite as told by spinel. *American Mineralogist*, 101(7): 1624-1635
- Prissel T C, Gross J. 2020. On the petrogenesis of lunar troctolites: New insights into cumulate mantle overturn & mantle exposures in impact basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 551: 116531
- Righter K, Collins S J, Brandon A D. 2005. Mineralogy and petrology of the LaPaz Icefield lunar mare basaltic meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(11): 1703-1722
- Seifert S, Ringwood A E. 1988. The lunar geochemistry of chromium and vanadium. *Earth Moon and Planets*, 40(1): 45-70
- Shearer C K, Papike J J. 1993. Basaltic magmatism on the Moon: A perspective from volcanic picritic glass beads. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(19): 4785-4812
- Shearer C K, Papike J J. 1999. Magmatic evolution of the Moon. *American Mineralogist*, 84(10): 1469-1494
- Shearer C K, Papike J J. 2005. Early crustal building processes on the moon: Models for the petrogenesis of the magnesian suite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13): 3445-3461
- Shearer C K, Hess P C, Wieczorek M A, Pritchard M E, Parmentier M E, Borg L E, Longhi J, Elkins-Tanton L T, Neal C R, Antonenko I. 2006. Thermal and Magmatic Evolution of the Moon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60(1): 365-518
- Shearer C K, Elardo S M, Petro N E, Borg L E, McCubbin F M. 2015. Origin of the lunar highlands Mg-suite: An integrated petrology, geochemistry, chronology, and remote sensing perspective. *American Mineralogist*, 100(1): 294-325
- Shervais J W, Vetter S K, Lindstrom M M. 1990. Chemical differences between small subsamples of Apollo 15 olivine-normative basalts. In: *Proceedings of the 20th Lunar and Planetary Science Conference*. Houston: LPSC, 20: 109-126
- Shervais J W, McGee J J. 1998. Ion and electron microprobe study of troctolites, norite, and anorthosites from Apollo 14: Evidence for urKREEP assimilation during petrogenesis of Apollo 14 Mg-suite rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(17): 3009-3023
- Smith J V, Anderson A T, Newton R C, Oslen E J, Crewe A V, Isaacson M S, Johnson D, Wyllie P J. 1970. Petrologic history of the Moon inferred from petrography, mineralogy and petrogenesis of Apollo 11 rocks. In: *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*. New York: Pergamon Press, 1: 897-925
- Steenstra E S, Rai N, Knibbe J S, Lin Y H, Van Westrenen W. 2016. New geochemical models of core formation in the Moon from metal-silicate partitioning of 15 siderophile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 441: 1-9
- Steenstra E S, Berndt J, Klemme S, Fei Y, Van Westrenen W. 2020. A possible high-temperature origin of the Moon and its geochemical consequences. *Earth and Planetary Science Letters*, 538: 116222

- Taylor G J, Warren P H. 1989. Workshop on Moon in Transition: Apollo 14, KREEP, and Evolved Lunar Rocks
- Taylor S R. 1982. Planetary science: A lunar perspective. Houston: Lunar and Planetary Institute. 37-405
- Touboul M, Kleine T, Bourdon B, Palme H, Wieler R. 2007. Late formation and prolonged differentiation of the Moon inferred from W isotopes in lunar metals. *Nature*, 450(7173): 1206-1209
- Touboul M, Kleine T, Bourdon B, Palme H, Wieler R. 2009. Tungsten isotopes in ferroan anorthosites: Implications for the age of the Moon and lifetime of its magma ocean. *Icarus*, 199(2): 245-249
- Vaughan W M, Head J W, Wilson L, Hess P C. 2013. Geology and petrology of enormous volumes of impact melt on the Moon: A case study of the Orientale basin impact melt sea. *Icarus*, 223(2): 749-765
- Warren P H. 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13(1): 201-240
- Warren P H. 2005. "New" lunar meteorites: Implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(3): 477-506
- Wood J A, Dickey J S Jr, Marvin U B, Powell B N. 1970. Lunar anorthosites and a geophysical model of the moon. In: *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*. New York: Pergamon Press, 1: 965-988
- Xu X Q, Hui H J, Chen W, Huang S C, Neal C R, Xu X S. 2020. Formation of lunar highlands anorthosites. *Earth and Planetary Science Letters*, 536: 116138
- Zhang J J, Dauphas N, Davis A M, Leya I, Fedkin A. 2012. The proto-Earth as a significant source of lunar material. *Nature Geoscience*, 5(4): 251-255

(本文责任编辑:刘莹;英文审校:张兴春)

•亮点速读•

大陆弧主导了中古生代以来的全球化学风化作用

地表风化作用在地质时间尺度上(约1~10 Ma)对气候起着重要的调节作用。当大气CO₂浓度较高、气温升高时,就会导致海洋酸化、水体蒸发、降雨和地表径流加剧,这些因素进而导致硅酸盐矿物风化的增强和CO₂消耗的加快。相反,硅酸岩风化速率的降低将减缓寒冷气候条件下对CO₂的消耗,推动气候变暖。由此可见,风化作用在气候调节中起着"恒温器"的作用。在整个显生宙期间,周期性出现的冰室气候被不同程度地归因于与造山作用有关的风化速率增加、大陆弧岩浆的减少以及因弧-陆碰撞导致的洋壳抬升作用。实际上,这些过程并非孤立地发生,而是彼此间存在密切的联系。各种过程间的耦合关系,加上未知的滞后,使我们很难

理清单个过程对全球风化通量的具体贡献。为了解决这个问题,英国南安普敦大学 Thomas Gernon 的一个研究团队构建了一个深时贝叶斯网络(BN),即一类表示一组变量(节点)及其条件依赖性的概率图形模型(方法)。该方法被广泛应用于机器学习,用来量化单个过程对相关结果的影响强度。由于海洋碳酸盐中的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值代表了海水的Sr同位素组成[(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{sw}]因而被视为反映全球化学风化的一个重要指标。由于大陆和海洋地壳的Sr同位素组成差异很大,他们认为(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{sw}值是综合了大陆表面风化通量和海底风化通量的结果。为了验证这一想法,他们首先构建了一网络来检视400 Ma以来的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{sw}值和大气CO₂分压(pCO₂)间的

关系,证实了二者之间存在清晰的耦合关系。在考虑了地球动力学和古地理等多种因素的基础上,他们对网络模型进行了完善,并且利用这一网络分析了过去4亿年以来上述过程的关联性。他们发现大陆火山弧的长度——地球上侵蚀最快的表面特征——与(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{sw}值的相关性最强,这意味着大陆火山弧的长度对全球化学风化通量有着最强的控制作用。据此指出与火山弧风化作用密切相关的二氧化碳浓度下降对地质历史中的表面温度起着重要的稳定作用。这一认识不同于以往普遍接受的观点,即:地表温度的稳定是通过维持海底风化和大陆内部风化间的精妙平衡取得的。

[以上成果发表在国际著名地学期刊 *Nature Geoscience* 上: Gernon T M, Hincks T K, Merdith A S, Rohling E J, Palmer M R, Foster G L, Bataille C P, Müller R D. Global chemical weathering dominated by continental arcs since the mid-Palaeozoic. 2021, 14: 690-696]

(袁超 编译)