

# 月壤 $^3\text{He}$ 资源估算及相关参量分析

李涤徽\*, 刘和光, 张卫国, 李芸, 胥传东

中国科学院空间科学与应用研究中心, 北京 100190

\* E-mail: [dhli@nmrs.ac.cn](mailto:dhli@nmrs.ac.cn)

收稿日期: 2009-04-27; 接受日期: 2009-07-20

国家自然科学基金(批准号: 40601066)和“嫦娥一号”工程微波探测仪项目资助

**摘要**  $^3\text{He}$  元素作为核燃料对于解决人类的能源危机同时保护自然环境有着非常重要的意义. 月壤蕴藏着丰富和易于提取的  $^3\text{He}$  资源. 本文系统阐述了不同学者在月壤  $^3\text{He}$  含量影响因素上的不同观点, 对几个代表性学者月壤  $^3\text{He}$  储量的估算和采用的方法进行了分析对比, 对涉及月壤  $^3\text{He}$  含量变化和储量估算的有关问题进行了详细探讨并得出结论:  $^3\text{He}$  含量在月壤至少几米的深度内可视为是均匀分布的, 不随深度的变化而变化; 月壤内通过价键与矿物结合的  $^3\text{He}$  基本上一直处于饱和状态, 月表温度的变化和太阳风通量对其含量影响很小. 在此基础上, 利用“嫦娥一号”微波探测仪辐射量温反演的月壤厚度对月壤的  $^3\text{He}$  储量进行了新的估算.

## 关键词

月壤  
 $^3\text{He}$  含量  
储量估算  
成熟度  
粒度  
组分  
太阳风通量

随着人类进入 21 世纪, 人口的快速膨胀, 生活水准的提高以及发展中国家日益增长的需求, 使得对能源的消耗大大增加, 从而给资源与环境带来空前的压力. 专家们预测, 21 世纪的 50~100 年里, 地球能源的消耗将增加 3~6 倍, 21 世纪将是化石能源起主要作用的最后一个世纪<sup>[1]</sup>. 解决上述能源危机的重要办法之一是利用核裂变和核聚变所产生的核能. 但传统的核裂变会产生大量核废料, 它对人类安全构成潜在的巨大威胁. 与传统核燃料反应过程中要释放 80% 的中子相比,  $^3\text{He}$  与氘的核聚变反应仅释放百分之几的中子, 具有大大减少放射性甚至完全没有核废料、大大降低对反应设备的损害、操作安全、极高的整体运转效率、低电耗和电力商业运作周期较短的特点<sup>[2,3]</sup>.  $^3\text{He}$ - $^3\text{He}$  反应则不产生中子, 完全没有人们担心的放射性废料和放射性<sup>[1,4]</sup>, 可以给人类提供清洁环保、用之不竭的电能<sup>[5]</sup>. 因此,  $^3\text{He}$  是一种可长期使用、安全、高效、有广阔发展前景的可控核聚变

燃料.

地球上的  $^3\text{He}$  资源一般认为是相当贫乏的. Kulcinski<sup>[2]</sup> 认为地球上实际能够获得的  $^3\text{He}$  资源一个来自地下天然气, 储量约 200 kg, 另一个来自热核武器和重水裂变工厂中氘的衰变, 约 300 kg, 二者加起来也就 500 kg, 相当有限. Murali 和 Jordan<sup>[6]</sup> 甚至认为, 用地球天然气中所含的  $^3\text{He}$  去给一个 500 MW 的中等规模的发电厂提供动力, 恐怕连几个月都不能维持. 但 Wittenberg<sup>[7,8]</sup> 的估量却相当可观, 总计达  $10^6 \sim 10^7$  t, 主要储存于大气、消减带和地幔中. 遗憾的是, 正如他自己所说, 其估算值是以多个不能被证实的假设为前提的<sup>[8]</sup>. 而且, 按照目前的技术水平获取大量地球  $^3\text{He}$ , 从经济上也是不现实和不可行的.

与地球的情况相反, 月球上不仅具有丰富的  $^3\text{He}$  资源, 而且易于获取. 月球上的  $^3\text{He}$  主要是太阳风长期作用的产物, 它所提供的能量是地球上从经济角度可获取的所有煤炭、石油和天然气加在一起的能量

的 10 倍还要多<sup>[4,5]</sup>。由于月球自诞生后的地质时期内经受了不同尺度和质量的各种月外星体的频繁、有时是很剧烈的轰击作用, 月亮被反复“耕作”, 加上长期的机械风化作用等, 表面形成了至少厚几米的细粒物质——月壤。尽管太阳风对月表的影响深度一般不超过  $1\ \mu\text{m}$ <sup>[9]</sup>, 但外星体和太阳的“辛勤耕耘”使得  $^3\text{He}$  渗入月壤表面以下至少几米的深度。初步估算, 月壤中  $^3\text{He}$  的储量有几十万吨, 甚至几百万吨<sup>[10-15]</sup>。根据 Schmitt 和 Kulcinski<sup>[15]</sup> 提供的 Pepin 等人的研究结果, 当月壤被加热至  $600^\circ\text{C}$  时, 其所含  $^3\text{He}$  的 75% 会析出, 当加热至大约  $700^\circ\text{C}$  时, 会有约 85% 的  $^3\text{He}$  跑出, 当加热至  $800^\circ\text{C}$  时, 大约 95% 的  $^3\text{He}$  会析出。Sviatoslavsky<sup>[16]</sup> 引用的 Gibson 的实验也证实, 当月壤被加热至  $700^\circ\text{C}$  时, 大约有 80%~90% 的  $^3\text{He}$  会从中扩散出。因此, 技术的角度, 从月壤中获取  $^3\text{He}$  比从地球上获取要简单得多。综合考虑月壤开采、气体提取、同位素分离和运输的成本, 大约有 250 倍的回报率<sup>[6]</sup>, 潜在的经济和环保价值是相当巨大的。

然而, 各学者在月壤  $^3\text{He}$  估算方法和估算结果上存在较大差异, 这使我们目前仍然对月壤中  $^3\text{He}$  的储量缺乏较确切的判断。幸运的是, 中国第一颗绕月探测卫星搭载的微波探测仪对全月月壤厚度的成功探测给我们提供了一个对月壤中  $^3\text{He}$  储量进行重新估算的机会。本文将在综合阐述  $^3\text{He}$  含量影响因素和对若干学者  $^3\text{He}$  储量估算方法进行分析对比的基础上, 对  $^3\text{He}$  储量估算中部分参量的运用问题进行详细探讨并提出相应的合理建议。然后, 利用微波探测仪探测的最新月壤厚度数据, 对月壤中  $^3\text{He}$  的储量进行新的估算。

## 1 月壤 $^3\text{He}$ 含量和 $^3\text{He}$ 储量估算情况

### 1.1 月壤中的 $^3\text{He}$ 含量

月壤中  $^3\text{He}$  的含量或丰度涉及太阳风通量、月壤成熟度、月壤粒度和月壤组分。后三个因素的作用是学界所公认的, 太阳风通量对  $^3\text{He}$  含量的影响目前则尚无定论。

月壤成熟度, 通常用  $\text{Is}/\text{FeO}$  比值来衡量, 和月壤的粒度呈正相关关系, 月壤的成熟度越高, 相应的  $^3\text{He}$  含量越高。根据 Taylor<sup>[17]</sup> 的研究,  $^3\text{He}$  含量与月壤成熟度之间呈中等相关, 如图 1。从图 1 可以看出,

$^3\text{He}$  含量随着月壤成熟度的增高而增加; 同样的成熟度, 高地月壤的  $^3\text{He}$  含量明显低于月海。

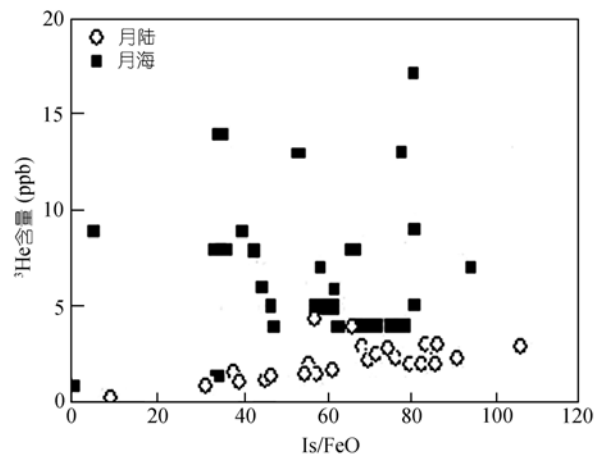


图 1  $^3\text{He}$  含量与月壤成熟度关系

据文献[17]; 1 ppb=1 ng·g<sup>-1</sup>, 下同

月壤组分或成分, 具体地说, 是钛铁矿的含量, 为便于衡量和比较, 通常也用  $\text{TiO}_2$  或  $\text{Ti}$  含量来表示。 $^3\text{He}$  含量与  $\text{TiO}_2$  含量的关系如图 2<sup>[17]</sup>。二者也为中等相关, 随着  $\text{TiO}_2$  含量的增多,  $^3\text{He}$  含量上升趋势明显。Wittenberg 等<sup>[11]</sup> 也指出, 月陆上月壤所含的 He (包括  $^3\text{He}$  和  $^4\text{He}$ ) 一般都低于 10 wppm (1 wppm=1  $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ , 下同); 月海大部分 He 含量在 25~50 wppm 之间, 只有某些月海或月海某些部分的月壤 He 含量低于 20 wppm; 而且, He 含量与被牢牢约束在钛铁矿中的 Ti 含量直接相关。月海玄武岩月壤含钛铁矿一般都高于月球高地或月陆月壤, 因此, 月海月壤的  $^3\text{He}$  含量普遍大大高于月陆月壤。图 3 为美国 Apollo 和前苏联 Luna 登月点月壤实测 He 含量的分布区间图, 也清楚表达了月海中包括  $^3\text{He}$  在内的 He 含量大大高于月陆的事实。在月壤中对 He 含量所起的作用上, 成熟度和钛铁矿含量可以相互补偿<sup>[18]</sup>, Taylor<sup>[17]</sup> 给出了  $^3\text{He}$  丰度与  $\text{TiO}_2$  含量乘以月壤成熟度的综合关系图 (图 4)。同时, 提出了它们之间的统计关系:

$$y=0.2043x^{0.645} \quad (1)$$

图 4 中的拟合曲线和 0.911 的判定系数进一步肯定了  $^3\text{He}$  丰度与  $\text{TiO}_2$  含量和月壤成熟度间的密切相关。

月壤样品的实际测量显示,  $^3\text{He}$  丰度与月壤颗粒大小相关, 粒度越小,  $^3\text{He}$  的丰度越高。Schmitt<sup>[19]</sup> 也指出, 以 Apollo 11 为例, 10084, 18 样品中小于  $20\ \mu\text{m}$  的

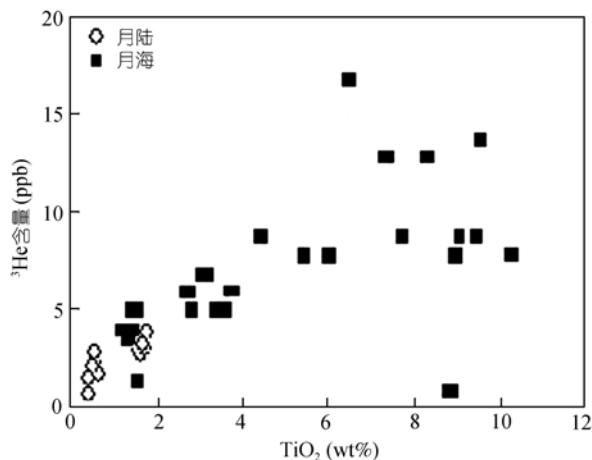


图 2 <sup>3</sup>He 含量与 TiO<sub>2</sub> 含量关系  
据文献[17]

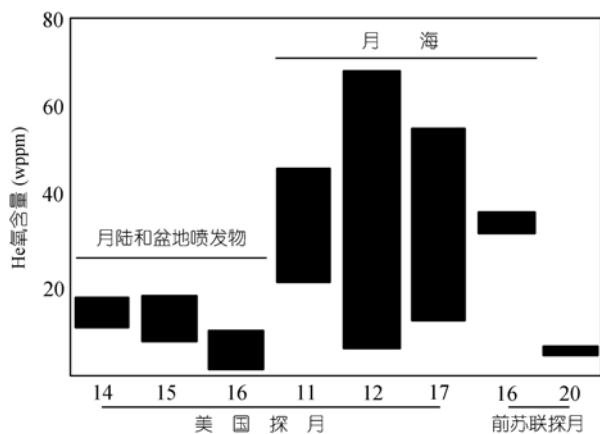


图 3 月壤样品中测得的 He 含量  
据文献[5]

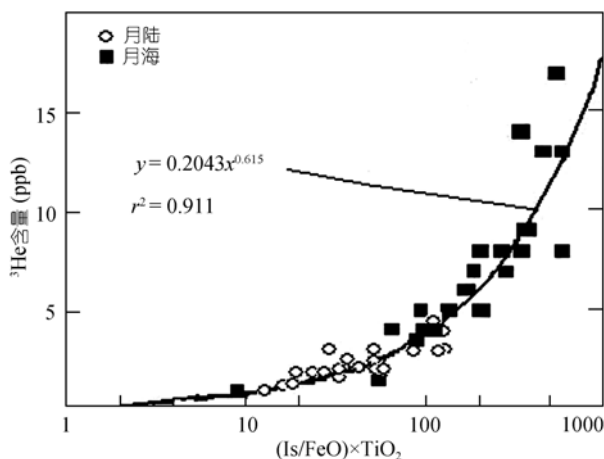


图 4 <sup>3</sup>He 含量与 (Is/FeO)×TiO<sub>2</sub> 关系  
据文献[17]

细粒月壤所含 <sup>3</sup>He 的量比整个样品所含 <sup>3</sup>He 的量高 27%~35%; 10084,47 样品中小于 1.4 μm 的颗粒, <sup>3</sup>He 丰度达到了 221 wppm; 类似地, 10087,8 样品中小于 5 μm 的颗粒, <sup>3</sup>He 丰度达到了 76.1 wppm. Cameron 和 Kulcinski<sup>[20]</sup>对月球 <sup>3</sup>He 的研究和 Cameron<sup>[21]</sup>对月球静海 <sup>3</sup>He 的研究也得出了类似的结论. 事实上, 月壤俘获 <sup>3</sup>He 的 80% 保存在占月壤总量约 50% 的粒度小于 50 μm 的月壤颗粒中, 90% 的 <sup>3</sup>He 储存于粒度小于 100 μm 的颗粒中, 而 0.1~1 mm 的颗粒储存了 <sup>3</sup>He 的其余 10%<sup>[14]</sup>.

关于太阳风通量对月壤中 <sup>3</sup>He 含量的影响, 不同的研究者看法不一. Slyuta 等<sup>[44]</sup>除持否定态度外, 在肯定 <sup>3</sup>He 含量与月壤成熟度、月壤粒度和月壤组分密切相关的基础上, 对月壤俘获和保存 He 的微观机理进行了阐述. 他们认为, 月壤和太阳风中的太阳风元素丰度比并不对应. 月壤俘获的 He 大部分都逃出了月壤, 剩下的少量 He 取决于月壤保存或约束它的能力. 月壤所俘获的 He 的丰度首先取决于月壤的成分及其性质, 与 He 的供应几乎无关. 他们指出, 由于捕捉机理不同, 俘获的 <sup>3</sup>He 有两种明显不同的基本类型: 一是弱约束的粒间 <sup>3</sup>He, 二是强约束的注入月壤颗粒内的 <sup>3</sup>He. 前者的丰度受两个关键参数控制: 与经纬度有关的太阳风的供给以及与月壤表面温度和饱和度相关的排气作用, 在机械作用下是非常不稳定的. 后者的丰度实质上由导电矿物的量和矿物晶体格子的辐射缺陷程度, 即月壤的成熟度所决定. 高导电的金属矿物如钛铁矿, 矿物表面在太阳风的辐射下, 能保持自身的晶体结构; 而非导电岩石矿物则相反, 表面层晶体结构发生改变, 变得无定形. 所以注入形式的 He 具有足够高的机械和温度稳定性, 以致在月球赤道地区月时的中午也不受影响. 在对月壤中的 <sup>3</sup>He 储量进行估算时, 他们把 <sup>3</sup>He 丰度和月壤粒度的相关性作为主要的考虑因素, 认为最无偏的 <sup>3</sup>He 丰度估计是将代表性的月壤样品作为一个整体, 不要进行部分分割和组分区分, 这样可以对钻探所揭示的各深度月壤层的 <sup>3</sup>He 平均加权丰度加以评估. 法文哲和金亚秋<sup>[15]</sup>把影响月壤中 <sup>3</sup>He 含量的因素概括为两个, 一个是太阳风粒子注入月壤中 <sup>3</sup>He 的总量; 另一个是决定月壤 <sup>3</sup>He 保持能力的月壤的脱气作用 (Outgassing). 如果太阳风对 <sup>3</sup>He 含量的影响占主要地位, 则 <sup>3</sup>He 含

量与月球表面经纬度有关; 如果月壤的脱气作用占主要地位, 则 <sup>3</sup>He 含量与月壤的表面温度以及月壤对 <sup>3</sup>He 的吸附能力有关, 而吸附能力又与月壤的结构和化学成分有关.

不同学者对 Apollo 和 Luna 各登月点采集样品 <sup>3</sup>He 丰度实测数据的统计情况见前面的图 3 和下面的表 1.

表 1 Apollo 和 Luna 探月各登月点 <sup>3</sup>He 丰度

登月点	<sup>3</sup> He 丰度值/ppb		
	Slyuta等 <sup>[14]</sup>	Fegley 和 Swindle <sup>[12]</sup>	Duke 等 <sup>a)</sup>
Apollo 11	15.1	9.5±1.7	9.6~40.3
Apollo 12	7.1	6.6±5.9	6.7~32.6
Apollo 14	5.7	3.7±0.8	2.4~7.2
Apollo 15	4.4	3.5±1.1	2.4~9.1
Apollo 16	1.4	1.7±0.6	1.4~17.3
Apollo 17	8.0	6.7±3.2	6.2~19.7
Luna 16	7.9	7.5±2.9	
Luna 20	3.1	2.3±0.8	
Luna 24	3.4		

a) 根据 Duke 等<sup>[22]</sup>提供的 He 含量和 Kulcinski<sup>[2]</sup>提供的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比换算

## 1.2 不同学者月壤 <sup>3</sup>He 储量估算及比较

为了开发月球的 <sup>3</sup>He 资源, 在过去 20 年左右的的时间里, 不少国内外学者如 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>、Taylor 和 Kulcinsky<sup>[13]</sup>、Slyuta 等<sup>[14]</sup>、法文哲和金亚秋<sup>[15]</sup>等对月壤中的 <sup>3</sup>He 储量进行了评估. 这里, 较早和较为系统对月壤中 <sup>3</sup>He 储量加以评估的学者当属 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>, 他们的结论后来为大量文献所引用并成为其他学者从事类似研究的重要参照. 他们取月海表面至 5 m 深度 <sup>4</sup>He 的含量为 30 wppm, 月陆表面至 10 m 深度 <sup>4</sup>He 的含量为 7 wppm; 月球表面积  $3.8 \times 10^7 \text{ km}^2$ , 假定 20% 为月海, 80% 为月陆. 考虑到地理位置对太阳风作用的影响, 月陆的平均 He 含量减半. 然后, 根据 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值(基本与太阳风相同<sup>[2]</sup>) 估算出月球表面月壤 <sup>3</sup>He 的储量为  $11 \times 10^5 \text{ t}$  (见表 2).

Slyuta 等<sup>[14]</sup>以 Clementine 的月面钛含量资料把登月点对应的区域划分为 1 类区(高钛区, 5%~10%)、2 类区(中钛区, 3%~5%)、3 类区(低钛区, 1%~3%)和 4 类区(0~1%)(如表 3); 然后利用登月点的月壤估算厚度、Shkuratov 和 Bondarenko 的月球正面月壤厚度图、Wilhelms 的全月地质图估算出这些区域的近似体积,

最后结合各登月点的 <sup>3</sup>He 丰度(表 1)、估算出全月的月壤 <sup>3</sup>He 储量. 他们估算出月球正面 1 类高钛玄武岩区月壤中 <sup>3</sup>He 的储量约为 53000 t, 全月面该类型区的 <sup>3</sup>He 储量约为 61000 t; 月球正面 2 类月海玄武岩区月壤中 <sup>3</sup>He 的储量约为 109000 t; 月球正面 3 类区月壤中 <sup>3</sup>He 的储量约为 143000 t; 4 类区主要位于月陆地区, 全月该类型区域月壤中 <sup>3</sup>He 的储量约为 2150000 t; 整个月面月壤中的 <sup>3</sup>He 储量约为 2469000 t, 如表 4.

表 2 据 Apollo 和 Luna 资料估算的月球 <sup>3</sup>He 储量<sup>a)</sup>

位置	面积百分比/%	平均 He 丰度/wppm	<sup>3</sup> He 储量/t
月海	20	30	600000
高地和盆地	80	7	500000
总量			1100000

a) 据 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>和 Kulcinski<sup>[2]</sup>

表 3 各登月点相应区域分类及估算月壤厚度<sup>a)</sup>

登月位置	估计月壤厚度/m	区域和类别
Apollo 11	4.7; 4.6; 4.4	月海区, 1 类
Apollo 12	3.7; 4.6; 5.3	月海区, 2 类
Apollo 14	8.1; 8.5	月海区, 3 类
Apollo 15	6.0; 4.4	月海区, 3 类
Apollo 16	10.1; 12.2	月陆区, 4 类
Apollo 17	7.0; 7~12; 8.5; 6~8	月海区, 2 类
Luna 16	4.0; 4.0; 1.0~5.0	月海区, 2 类
Luna 20	9.2; 0.4; 11.6	月陆区, 4 类
Apollo 11	2.0; 2.0~3.0; 3.9	月海区, 4 类

a) 据 Slyuta 等<sup>[14]</sup>修改

Slyuta 等<sup>[14]</sup>认为上述储量估算是非常保守的, 只是月球 <sup>3</sup>He 总储量的最低限, 尚未包括弱约束的 <sup>3</sup>He. 按照他们的理论估计, 月球高纬度地区月壤中弱约束 <sup>3</sup>He 的丰度大大超过高钛玄武岩月壤, 是其 2 倍或更多, 达到 44 ppb.

法文哲和金亚秋<sup>[15]</sup>对月壤中的 <sup>3</sup>He 丰度和储量等也进行了深入的研究. 他们首先计算出月球表面归一化太阳风通量、月球表面光学成熟度(OMAT)、Apollo 月壤样品 <sup>3</sup>He 含量与光学成熟度的关系以及 Apollo 月壤样品中 <sup>3</sup>He 含量与 TiO<sub>2</sub> 含量的关系等. 在此基础上, 综合考虑太阳风通量、月壤光学成熟度、钛铁矿含量对 <sup>3</sup>He 丰度的影响, 对 Johnson 等<sup>[23]</sup>的公式加以改进, 构筑了 <sup>3</sup>He 含量 C<sub>0</sub> 与归一化太阳风通量 F, TiO<sub>2</sub> 含量 S<sub>Ti</sub> 以及光学成熟度 OMAT 之间的新的函

数关系:

$$C_0=0.56 \times (S_{Ti} \times F / \text{OMAT}) + 1.62, \quad (2)$$

据此计算出全月月壤表层  $^3\text{He}$  含量的分布. 然后, 用月球表面数字高程(DEM)与 Apollo 着陆点月壤厚度的测量值, 构造出全月月壤厚度的分布. 同时, 他们考虑了  $^3\text{He}$  含量随深度的变化, 给出了月表任意一点单位面积内  $^3\text{He}$  含量  $M$  与月壤体密度  $\rho$ 、 $^3\text{He}$  含量随深度  $z$  变化  $C$  的关系:

$$M = \int_0^d \rho(z)C(z)dz. \quad (3)$$

在上述基础上, 尝试对全月月壤的  $^3\text{He}$  储量进行了估算. 他们在具体计算时取  $1.8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  作为所有月壤体密度的平均值, 考虑了月壤  $^3\text{He}$  含量或丰度随深度变化和不随深度变化两种情形. 前一情形下, 他们计算出的全月表面月壤中的  $^3\text{He}$  总储量为 650000 t, 其中月球正面为 372000 t, 月球背面为 278000 t; 后一情形下, 全月表面月壤中的  $^3\text{He}$  总量为 1270000 t, 其中月球正面为 559000 t, 月球背面为 715000 t.

其他部分学者对全月月壤  $^3\text{He}$  储量进行估算的结果和上面几位学者的结果综合成表 5. 由于月壤中  $^3\text{He}$  储量的估算存在着较多不确定因素, 各学者在介绍自己的估算方法时, 只阐述了计算的基本思路和计算结果, 没有提供详细的计算过程和大部分参量

的具体取值. 但从对估算相关参数的处理和估算结果, 我们可以看出他们之间在以下几方面不同:

(1) 月壤中  $^3\text{He}$  含量是否随深度变化. 有的认为  $^3\text{He}$  含量在所假定的深度内是均匀分布的, 如 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>, Slyuta 等<sup>[14]</sup>, Fegley 和 Swindle<sup>[12]</sup> 以及 Taylor 和 Kulcinsky<sup>[13]</sup>; 有的则认为  $^3\text{He}$  含量与深度的关系尚无定论, 综合考虑了  $^3\text{He}$  含量不随深度变化和随深度衰减两种情形, 如 Swindle 等(据文献[15]提供)、法文哲和金亚秋<sup>[15]</sup>(见表 5).

(2) 含  $^3\text{He}$  月壤的厚度. 因为对月壤的钻探取样深度不到 3 m, 超过该深度的情形是利用其他间接研究手段推断得到的. 所以, 有的学者在估算  $^3\text{He}$  储量时比较谨慎, 将月陆、月海月壤的厚度皆定为 3 m, 如 Fegley 和 Swindle<sup>[12]</sup> 以及 Taylor 和 Kulcinsky<sup>[13]</sup>; 有的将月海和月陆各取一个平均深度, 如 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>; 有的则将地质单元或月面高程不同等因素考虑进去, 对不同地理位置的月壤厚度进行了更详细的划分, 如 Slyuta 等<sup>[14]</sup>, 法文哲和金亚秋<sup>[15]</sup>(见表 5).

(3) 太阳风通量对月壤  $^3\text{He}$  含量的影响. 在表 5 所列月壤  $^3\text{He}$  储量估算的学者中, 仅 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>, 法文哲和金亚秋<sup>[15]</sup> 纳入了这一因素, 其余学者皆未加考虑, Slyuta 等<sup>[14]</sup> 则持否定态度.

(4) 估算结果不一, 相差悬殊. 根据表 5, Fegley

表 4 月壤中  $^3\text{He}$  可能储量估算(据 Slyuta 等<sup>[14]</sup>)

类别	TiO <sub>2</sub> /wt%	面积/km <sup>2</sup>	$^3\text{He}$ /ppb	月壤厚度/m	密度/g · cm <sup>-3</sup>	$^3\text{He}$ 储量/t	占总储量/%
1	5~10	487114	15.1	4.4	1.9	61491	2
2	3~5	1518587	8.0	4.8	1.9	110796	4
3	1~3	1586312	5.7	8.1	2.0	146480	6
4	0~1	34340135	3.1	10.1	2.0	2150391	87
合计						2469158	100

表 5 一些学者估算的全月月壤  $^3\text{He}$  储量<sup>a)</sup>

资料来源	Wittenberg 等 <sup>[10]</sup>	Slyuta 等 <sup>[14]</sup>	法文哲和金亚秋 <sup>[15]</sup>		Swindle 等 (由文献[15]提供)		Fegley 和 Swindle <sup>[12]</sup>	Taylor 和 Kulcinski <sup>[13]</sup>
$^3\text{He}$ 储量/t	1100000	2469158	650000	1270000	450000	3220000	840000 ± 690000	1000000
估算考虑因素	不同地理位置 $^3\text{He}$ 含量受太阳风通量影响, 月海、月陆含 $^3\text{He}$ 月壤假定分别厚 5 和 10 m	月壤依钛含量分类, 厚度随地质单元变化	不同地理位置 $^3\text{He}$ 含量受太阳风通量影响 $^3\text{He}$ 含量随深度衰减	$^3\text{He}$ 含量不随深度变化	假定 $^3\text{He}$ 含量随深度衰减	假定 $^3\text{He}$ 含量不随深度变化	假定含 $^3\text{He}$ 月壤厚 3 m, $^3\text{He}$ 含量不随深度变化	假定含 $^3\text{He}$ 月壤厚 3 m, 月海月陆 $^3\text{He}$ 含量不同

a) 表中数据来自较新资料. 据文献[12]中描述, Taylor 在 1991 年的估算为 400000~500000 t; 据文献[15]描述, Taylor 在 1994 年的估算为 715000 t

和Swindle<sup>[12]</sup>估算的  $^3\text{He}$  储量最少不到  $2 \times 10^5$  t, 而Swindle等(据文献[15]提供)则达到  $322 \times 10^4$  t. 其他学者则介于其间, 但彼此也相差几十万吨.

## 2 $^3\text{He}$ 储量估算相关参量分析

根据计算要求, 月壤中  $^3\text{He}$  储量的计算, 只要知道所有含  $^3\text{He}$  单元不同部位  $^3\text{He}$  的单位体积含量或丰度, 然后乘以相应的体积, 再对单元内的各部位进行加和, 最后对不同计算单元进行加和即可. 综观上述诸学者对月壤中  $^3\text{He}$  储量的研究, 无论从估算所设定的一些前提、考虑的影响参量, 还是最终得出的计算结果, 都有着较大的差别. 这些不同, 是我们在目前的科学条件下还无法对月球开展大规模详细的实地研究以获得确切、完全满足计算要求的数据以及对某些问题的认识存在差异导致的. 前者我们目前仍无能为力, 后者我们则可以通过理性的分析和讨论来探索更合理和更接近实际的解决办法.

### 2.1 $^3\text{He}$ 含量与月壤深度关系问题

这是月壤中  $^3\text{He}$  储量计算的关键问题之一. 从上面的资料我们可以看出, 各学者在这方面并不统一. 理论上, 月壤中的  $^3\text{He}$  含量或丰度在横向和纵向上, 即在不同的地理位置和深度, 都是变化的. 在地理位置上的不同是由于  $^3\text{He}$  对钛铁矿的情有独钟<sup>[21]</sup>,  $^3\text{He}$  含量与  $\text{TiO}_2$  含量相关性好甚至很好, 集中体现在月海和月陆  $^3\text{He}$  含量或丰度的明显区别上, 学界争议不大.  $^3\text{He}$  含量在纵向上的变化, 由于Apollo和Luna的取样深度都不足 3 m, 而在这有限的深度内, 月壤成熟度未显示出随深度变化的趋势<sup>[24]</sup>,  $^3\text{He}$  含量也未显示出明显的增加或减少的规律性变化<sup>[11,21,25]</sup>. 图 5 为 Apollo 15, Apollo 16 和 Apollo 17  $^3\text{He}$  含量随深度的变化情况, 也说明了  $^3\text{He}$  含量与深度的联系并不紧密. 因此, 如表 5 所示, 不同学者在对  $^3\text{He}$  储量进行估算时或采取较保守的处理, 以已知Apollo和Luna最大取样深度所揭示的事实为依据, 假定月表各处月壤的厚度皆为 3 m,  $^3\text{He}$  含量在该深度以内均匀分布, 估算出  $^3\text{He}$  的储量; 或“不偏不倚”, 给出两种结果: 一种是  $^3\text{He}$  含量或丰度随着深度变化的结果, 另一种是不随深度变化的结果. 研究揭示, 太阳风作用于月球的深度远远小于  $1 \mu\text{m}$ <sup>[9,10]</sup>. 假设月球形成后没有受到

构造运动和岩浆活动的洗礼, 更重要的是没有受到规模不等的月外星体的长达 40 亿年的狂轰滥炸, 那么显然,  $^3\text{He}$  只能分布于月球的极表面, 与今天我们所看到的事实截然不同. 我们今天之所以探测到月壤至少在不小于 3 m 的深度内也富含  $^3\text{He}$ , 应归功于月外星体对月壳的持续破坏和对表层月壤的反复翻动. 毋庸置疑, 月外星体撞击月球的过程属于随机事件, 不可能对月球物质进行有序的再分配, 而只能是不同撞击程度下的不同岩性、不同尺寸的碎屑的随意叠加和搭配. 因此, 月壤密度的分布应该是随机的、无规律的; 从而,  $^3\text{He}$  含量分布附属于它的储主也应该是随机的和无规律的. 根据李涤徽等<sup>[26]</sup>不同密度模拟月壤的制备情况以及Apollo和Luna所采集月样的密度值, 月壤除了位于表层的部分, 绝大部分都经受了长期的强烈的压实作用. 这种作用包括陨石撞击部位所产生的直接压实作用和撞击引起的振动所导致的间接压实作用. 由于撞击力从直接接触的月表向下传播, 所以浅部月壤的密度就不一定比较深部位的低. 这或许能够解释大部分登月点月壤密度垂向分布上的不规则情形. 月表的每一部位接受月外星体的撞击的概率是大致相等的, 如果月外星体的撞击足够频繁、撞击次数足够多, 鉴于月球的低重力, 从月表向下一定深度月壤的粒度分布和密度应该是均匀的,  $^3\text{He}$  含量的分布也应该是均匀的. Apollo 17 的 3 m 深钻岩芯与对应月表所含太阳风元素的浓度相同<sup>[27]</sup>也证实了这一点. 所以, 月外星体轰击月球的过程, 实质上就是对月表物质不断碎裂、翻动、搅拌, 使之粒度细化、均一化的过程. 从风暴洋中 100~300 m 直径月坑的非常密集分布<sup>[28]</sup>以及Apollo和Luna在月表随机挖掘和用钻探方法所获样品中最大岩石碎屑尺寸不超过 6.5 cm 的情况可以推断, 地质历史时期, 起码在月球诞生后的 10 亿年左右的时间里, 月球受到外星体的撞击是非常大量、强烈和频繁的 ([http://es.ucsc.edu/~jhr/teaching/EART160/01Feb\\_Surfaces\\_Gradation.ppt#258,1,EART](http://es.ucsc.edu/~jhr/teaching/EART160/01Feb_Surfaces_Gradation.ppt#258,1,EART)), 月壳岩石被数百甚至上千次地破碎和研磨, 以致在月面和距月表至少几米的深度难以见到大尺寸的岩块, 而显得相对均匀<sup>[9]</sup>. 随着月球历史的延续, 月壤逐渐形成, 其厚度不断增加<sup>[29]</sup>, 并达到一个极限. Shkuratov 等<sup>[30,31]</sup>表明, 在 Apollo 11 登月点, 厚度为 0.1, 1 和

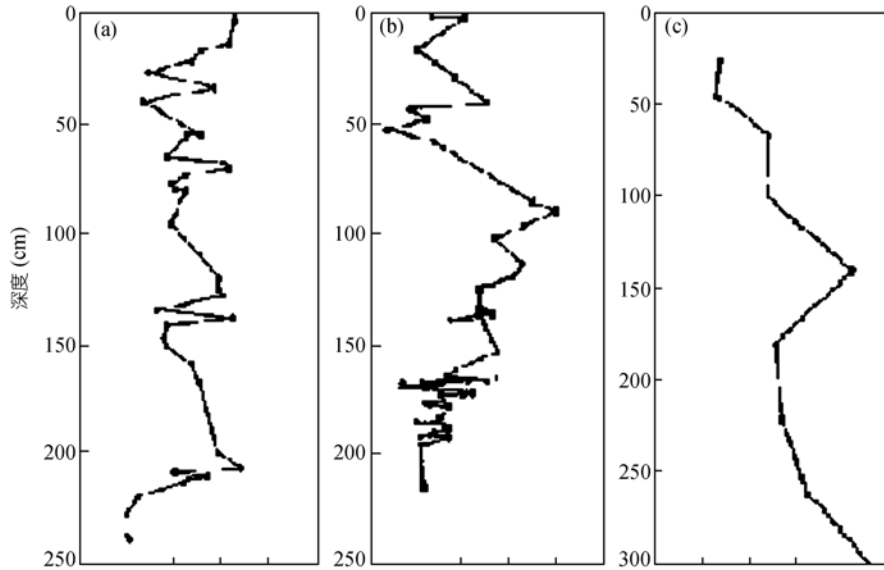


图 5 Apollo 15(a), Apollo 16(b)和 Apollo 17(c)  $^3\text{He}$  含量随深度的变化  
据文献[12]

3~4 m的月壤层是分别混合了约 2000, 100, 10 次的结果. 因此, 综合月球的低重力梯度、月球物质被高度粉碎和混合的状况、 $^3\text{He}$ 含量与 $\text{TiO}_2$ 和月壤成熟度的关系, 在对一个较大地貌单元内的  $^3\text{He}$ 储量进行估算时, 将  $^3\text{He}$ 含量或丰度在一定深度内视作一个不随月壤深度变化的量, 可能更为符合实际情况. 基于: ①大部分月壤主要来自于下伏的基岩, 其成分变化都相当有限<sup>[9]</sup>, ②撞击所导致原始喷发物的侧向迁移距离相当短<sup>[9]</sup>, ③产生月壤的主要营力为中小量级的陨石体<sup>[32]</sup>, ④先成月壤的缓冲作用, 我们可以推断, 粒度较均匀月壤的厚度应该大多在几米左右.

## 2.2 太阳风通量对月壤 $^3\text{He}$ 含量的影响

太阳风长期不断地通过辐射等离子体流的方式向包括月球在内的它所“看的见”的天体输送多种元素, 月壤中的  $^3\text{He}$ 就是其从太阳风中俘获的多种元素之一. 上面提及, Slyuta等<sup>[14]</sup>依据月壤捕捉  $^3\text{He}$ 的不同机理, 准确地说, 应该是  $^3\text{He}$ 和月壤的不同关系, 将其划分为弱约束的粒间  $^3\text{He}$ 和强约束的注入月壤颗粒内的  $^3\text{He}$ . 这符合  $^3\text{He}$ 保存的理论与实际, 比较合理. 从Slyuta等<sup>[14]</sup>描述的两类  $^3\text{He}$ 的影响因子看, 前者 and 后者有本质的不同. 前者并非月壤的捕捉物或俘虏, 而是主动进入月壤空隙的投靠者, 其活动性很大程

度上不受月壤本身地球化学性质的约束, 仅受到月球引力的微弱影响, 是典型意义上的太阳风的沉积物. 它在月壤中的含量(设为 $A_1$ )一般情况下是太阳风通量(设为 $\psi$ )、月壤孔隙度(设为 $p$ )、与深度( $z$ )相关的月壤温度( $T$ )的函数, 即

$$A_1=f(\psi, p, T). \quad (4)$$

$A_1$ 的增大是有限度的, 不同孔隙度的月壤在不同的温度下对  $^3\text{He}$ 有不同的饱和度, 即它是一个受孔隙度和温度支配的变量, 一个动态的量. 在未达到饱和的情况下, 太阳风通量 $\psi$ 、月壤孔隙度 $p$ 和月壤温度 $T$ 中的任何一个都可以影响 $A_1$ 的大小. 在达到饱和后,  $A_1$ 的大小主要受孔隙度 $p$ 和温度 $T$ 控制, 这两个因素决定着月壤是“吸气”还是“排气”.  $A_1$ 的大小与 $p$ 成正比, 与 $T$ 成反比; 孔隙度越大,  $^3\text{He}$ 含量越高, 温度越高, 则  $^3\text{He}$ 含量越低. 由于 $A_1$ 的高低并不受月壤化学性质的束缚, 恰如Slyuta等<sup>[14]</sup>所说, 在机械作用下是非常不稳定的, 尤其月球频繁地遭受月外星体的强烈轰击. 事实上, 即使没有机械作用, 该类  $^3\text{He}$ 含量也是很很不稳定的. 因为它总是处于一种游离态, 月表温度的剧烈变化对它的寄身空间有显著影响. 温度的上升和下降使月壤颗粒的体积发生变化, 从而导致月壤孔隙度的改变, 使月壤产生排气作用或吸气作用. 该类  $^3\text{He}$ 在月壤中的深度主要由月壤孔隙的连通性所

决定. 由于月球表面的月壤绝大部分粒径很小、粒度较均匀、颗粒接触紧密, 孔隙连通性很差, 这类  $^3\text{He}$  一般只存在于月壤的表面. 即使轰击所产生的翻动作用也不可能将其带入月壤深处.

Slyuta等<sup>[4]</sup>所说的强约束的  $^3\text{He}$ 是大多数文献中普遍提及的种类, 通常参与晶格, 受月壤中矿物化学键、空穴或晶格缺陷所派生的静电引力的控制. 一般地, 月壤中该类型的  $^3\text{He}$ 含量(设为 $A_2$ )也与月表的太阳风通量 $\psi$ 有关; 同时, 取决于月壤俘获和保存或约束  $^3\text{He}$ 的能力(设为 $C$ ), 即

$$A_2=f(\psi, C), \quad (5)$$

而 $\psi$ 又与月球经纬度(分别设为 $\phi$ 和 $\theta$ )和地球磁场的影响(设为 $M$ )有关,  $C$ 又是月壤成熟度 $m$ 、月壤中 $\text{TiO}_2$ 含量 $S_{\text{TiO}_2}$ 、月壤粒度 $D$ 、温度 $T$ 和时间 $t$ 的函数. 即,

$$A_2=f(\phi, \theta, M, m, S_{\text{TiO}_2}, D, T, t). \quad (6)$$

与 $A_1$ 类似,  $A_2$ 也不是无限增大的, 月壤俘获和保存  $^3\text{He}$  的能力 $C$ 是它的瓶颈. 对于不同性质的月壤, 它有一个不同的极值, 即最大饱和极限. 而对于类似月壤, 这个极限是相对固定的. 在 $A_2$ 达到其最大值之前月壤浓集  $^3\text{He}$  的过程中, 太阳风通量 $\psi$ 对  $^3\text{He}$  含量起着重要作用. 在太阳风通量 $\psi$ 较小的情况下,  $A_2$  达到其最大值, 即  $^3\text{He}$  含量达到饱和的时间相应会较长, 甚至不可能饱和; 在太阳风通量 $\psi$ 较大的情况下,  $A_2$  达到其最大值的时间会相应缩短, 甚至很快饱和.  $^3\text{He}$  含量达到饱和后, 太阳风通量强度的大小对  $^3\text{He}$  含量的变化就失去了意义, 即  $^3\text{He}$  含量不再与太阳风通量有关, 而是主要与月壤保持  $^3\text{He}$  的能力、即月壤成熟度 $m$ 、月壤中 $\text{TiO}_2$ 含量 $S_{\text{TiO}_2}$ 、月壤粒度 $D$ 以及温度 $T$ 有关. (6)式简化为

$$A_2=f(m, S_{\text{TiO}_2}, D, T, t). \quad (7)$$

在月壤本身理化性质相对稳定的情况下, 温度可能导致的排气作用和月外星体的轰击作用即成为影响  $^3\text{He}$  含量的可能因素.

图6为月球中, 实质上是月壤中占有所有挥发分总量 90%以上的主要挥发分随温度变化而释出月壤的情况. 图6表明,  $\text{He}$ 组分从月壤中释放出的温度的下限大约为  $300^\circ\text{C}$ . 图7为Schmitt和Kulcinski<sup>[5]</sup>提供的 Pepin等加热月壤时  $^3\text{He}$ 含量随温度变化的情况. 图7中显示,  $^3\text{He}$ 释出的最低温度接近  $200^\circ\text{C}$ . 根据现有资料, 月球表面白天的最高温度约为  $110^\circ\text{C}$ <sup>[9]</sup>, 或  $116.4^\circ\text{C}$ <sup>[33]</sup>, 远低于  $^3\text{He}$ 脱离月壤的温度(不排除月球形成初期月表温度会略高). 因此, 月面温度的自然变化对月壤中该类  $^3\text{He}$ 的含量一般没有影响, 不会导致  $^3\text{He}$ 从月壤中排出; 在没有月外星体干扰的情况下, 月壤成熟度 $m$ 、月壤粒度 $D$ 的变化是极其缓慢的; 相对于温度, 月壤从太阳风中攫取该类  $^3\text{He}$ 的过程, 总体上是一个在达到饱和之前只“收入”、达到饱和后既不“收入”也不“支出”的过程, 即 $A_2$ 达到其最大值后是一个不随时间和温度变化的常量.

我们知道, 月壤是温度所引起的物理风化和月外星体的频繁轰击、特别是后者的强烈机械作用的杰作. 月外星体的狂轰滥炸, 尤其少数巨大星体的剧烈撞击, 会在局部位置产生高温高压, 将少量  $^3\text{He}$  排出. 但也正是由于月外星体持续频繁的轰击作用, 才使得月壤结构得以改变(诸如化学键的断裂、晶格缺陷的增多等), 粒度越来越细化、成熟度越来越高, 对  $^3\text{He}$  的俘获和保持能力越来越强,  $^3\text{He}$  含量的极限越来越高. 同时, 轰击作用还将月亮较深部位的物质翻

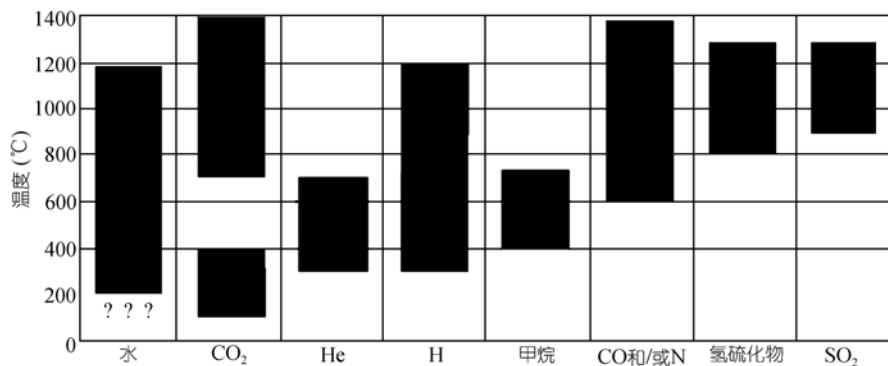


图6 含量占总量 90%以上月球挥发分释出的温度范围

据 Kulcinski G L, Extration techniques—solar wind volatiles, 2004. <http://fti.neep.wisc.edu/neep533/SPRING2004/lecture12.pdf>



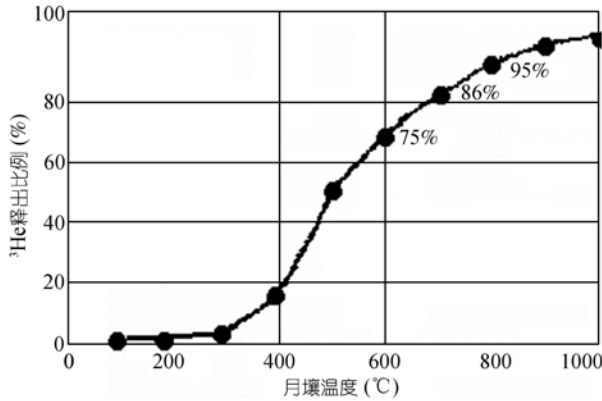


图 7 月壤加热时  $^3\text{He}$  的释出情况  
据文献[5]

到月表,使之参与  $^3\text{He}$  的俘获与保存. 这些,对  $^3\text{He}$  的储集而言,客观上都起到了积极和更有利的效果. 从这个意义上,月壤演化的过程,是一个它的  $^3\text{He}$  储集能力不断增强的过程. 太阳风通量的强度只是对尚未达到饱和极限的月壤成分以及由于轰击作用排出部分  $^3\text{He}$  和从较深部位喷射至月表的月球物质的  $^3\text{He}$  含量有重要影响,对  $^3\text{He}$  含量已经饱和的月壤是意义不大的. 如上所述,太阳风在大约 40 亿年的时间里,总共向月球投射了约 5 亿吨的  $^3\text{He}$ <sup>[2,5]</sup>, 大约为 Wittenberg 等<sup>[10]</sup> 所估算月壤储量的 500 倍. 相对于太阳风非常丰富的  $^3\text{He}$  供应,即使月球某些位置受纬度、地球磁场和月球转动的影响,对  $^3\text{He}$  的吸收略有不利,但还是比较容易满足月壤的  $^3\text{He}$  饱和极限. Starukhina<sup>[34]</sup> 资料证实,月壤中太阳风组分的饱和速度是很快. 低纬度地区,饱和时间非常短,仅需 100 年左右;甚至在极区的撞击坑内,饱和时间也不过  $10^4\sim 10^5$  年,远远短于月壤暴露于月表的时间,太阳风 keV 能量的离子足以使整个月球的月壤迅速饱和. Heiken 等<sup>[9]</sup> 也指出,月壤中太阳风元素大约 100 年的时间内即可达到饱和,甚至只需几十年. 另外,暴露于月表长达 40 亿年的古老月壤和非常年轻的月壤中所含的太阳风元素浓度大致相同<sup>[9]</sup>,这些都表明,月壤中的  $^3\text{He}$  含量除极浅表的孔隙  $^3\text{He}$  外,绝大部分是处于经常饱和状态的.

因此,我们有理由相信,太阳风通量对月壤中  $^3\text{He}$  含量的作用是非常有限的,它很大程度上只对赋存于月壤表面孔隙中的  $^3\text{He}$  的含量有影响,因为月表昼夜巨大温差产生的排气、吸气作用可能导致孔隙需

要额外的太阳风气体补充. 不过,换一个角度考虑,也许这种补充根本就无需太阳风来完成,因为按照月球的自然环境,月壤在高温时吐出的  $^3\text{He}$  应该不会移动,仍停留在其寄居的孔隙附近,温度降低时,再返回原来的寄居地(孔隙). 当然,实际情形究竟如何,有待于进一步的研究. 但有一点可以肯定,孔隙  $^3\text{He}$  只存在于月壤表面,由于含量基本处于不断的变化之中,其储量少而且不稳定. 强约束的  $^3\text{He}$  基本上已达到饱和极限,是月壤中所含  $^3\text{He}$  的主体,储量大且相对稳定,太阳风通量一般对它的含量没太大影响. 这也许正是太阳风向月球输送了 5 亿吨的  $^3\text{He}$  而我们在月壤中才发现了大约 100 万吨的主要原因. 月壤表层孔隙  $^3\text{He}$  和强约束的  $^3\text{He}$  由于栖身的空间完全不同,多数情况下互不干扰,和平共存. 可以想象,如果进行封闭取样,通常月表的  $^3\text{He}$  含量会较其下的月壤高,为  $A_2$  与即时  $A_1$  之和.

### 3 CELMS 月壤厚度反演结果分析与 $^3\text{He}$ 储量估算

#### 3.1 CELMS 月壤厚度反演结果分析

我们利用中国“嫦娥-1”微波探测(CELMS)资料反演的结果<sup>[35]</sup>表明,月壤厚 3.5~6 m, 平均 4~5 m. 从反演的厚度分布情况(文献[35]中的图 21)看,月海和月陆的厚度差别不是太大. 与其他学者已有的研究结果相比,在月海的厚度上比较一致,但在月陆的厚度上差距比较大. 诸多月球学者自 Apollo 和 Luna 探月以来的大量研究认为,月陆月壤通常要大于月海月壤的厚度. 其依据大体有这样几个方面: ① 月陆要早于月海几亿至十几亿年形成<sup>[36]</sup>, 经受了更多月外星体的激烈轰击; ② 从月面陨石坑的分布来看,尺度较明显的月坑基本上都分布在月球正反面的月陆上,月海中寥寥无几<sup>[37]</sup>; 而且,月海玄武岩表面尚未发现确切的冲击熔融现象<sup>[38]</sup>. 反映轰击月海的星体尺度较小,月海受到的轰击弱于月陆,月海比月陆年轻. ③ 有关研究和地质测年资料也显示,月球的较剧烈撞击事件主要发生于月球形成的早期阶段,几亿、最多至 10 亿年左右的时间里; 尔后,轰击的频度和强度都大幅度下降<sup>[36,38]</sup>([http://es.ucsc.edu/~jhr/teaching/EART160/01Feb\\_Surfaces\\_Gradation.ppt#258,1,EART](http://es.ucsc.edu/~jhr/teaching/EART160/01Feb_Surfaces_Gradation.ppt#258,1,EART)). 我们认为,这些依据是月陆形成较厚月壤

的必要条件,但并不充分,也不足以说明月陆月壤厚于月海月壤. 首先,现有结果主要是在 Apollo 钻探资料基础上利用光学资料和地基雷达资料以及月面地貌和某些地质现象推断出的,还难以肯定它的正确性. 比如,70 cm 的地基雷达探测,由于其波长较长,穿透能力较强,所穿透的物质可能包括了与其尺度接近的岩石碎屑或碎屑层,已并非通常意义上的月壤. 而 CELMS 微波探测仪的波长要短得多,与其响应的微波难以透过尺度较大的岩屑或岩屑层,只有尺度较小与我们一般定义上的月壤尺度接近的物质才能使其传输至探测仪;其次,大尺度陨石体的强烈轰击主要集中于月海形成前的月陆期,月陆被搅动的深度要远大于月海,所造成喷发物的尺度相应也比月海的大得多. 但如前所述,形成月壤的主要营力为中小陨石体. 月海诞生后,月陆、月海所受到的轰击强度是类似的,都是以制造月壤为主的中小尺度的陨石的轰击. 换句话说,月陆风化物的厚度可能要远远大于月海,但月壤的厚度二者应该还是比较接近的. 再者, $^3\text{He}$  主要赋存于粒度小于  $100\ \mu\text{m}$  的颗粒中,大尺度的风化物对月球  $^3\text{He}$  储量的估算意义也是不大的. 因此,按照目前公认的月壤定义,CELMS 的结果可能反映了月壤的真实厚度. 当然,利用月轨获得的月面微波亮温来反演月壤厚度的方法也还需要进一步的完善. 虽然它比传统的光学和地面雷达等手段更新、更近于实测,但与月球的实地勘测相比,也还是一种间接方法. 反演模型的构建、月壤介电常数和其他重要参量的取值、计算方法的运用、探测频率的选择等的合理程度和对反演精度的影响以及反演结果的可靠性,还需要未来新的探测和研究成果加以验证. 但不管怎样,CELMS 所揭示的月壤厚度至少代表了一个比月面钻探深度值要高的真实月壤厚度的下限.

### 3.2 基于 CELMS 月壤厚度反演结果的 $^3\text{He}$ 储量估算

月壤  $^3\text{He}$  储量(设为  $R$ )可视为月球上各地理位置单位体积月壤  $^3\text{He}$  的含量(设为  $A$ )与相应空间尺度(设  $z$  为对应的月壤深度,  $S$  为面积)乘积的加和. 设月球经纬度分别为  $\phi$  和  $\theta$ , 即有

$$R = \sum_{\phi, \theta} z_{\phi, \theta} S_{\phi, \theta} A_{\phi, \theta}. \quad (8)$$

事实上,我们对月球的实地探查仅限于 Apollo 和 Luna 探月中的几个采样点和 Apollo 3 个点不到 3 m 的月壤钻探. 对月壤  $^3\text{He}$  含量及其变化以及月壤厚度等的了解主要是以采样点资料为参照的光学和地基雷达等资料的外推. 如果想精确确定月面每一位置的真实理化和几何参数还是很困难的. CELMS 反演的月壤厚度结果也不例外. 因此,我们在对月壤  $^3\text{He}$  储量进行估算时运用前人的研究成果对计算过程进行了简化.

如 3.1 小节所指出的,月海形成后,月面经受的主要是中小尺度的月外星体的轰击,轰击产生的喷溅物质的能量相对以前小得多,横向迁移距离有限,月海和月陆两大地质单元除交界处外,物质很少有交换,在很大程度上均保持了各自的化学成分. 这已为 Wittenberg 等<sup>[11]</sup>诸多月球学者的研究所证实. 由于化学组分与  $^3\text{He}$  含量的密切相关,我们在估算时将月海和月陆相应划分为两个不同的计算单元. 运用 CELMS 反演的月壤厚度结果(见文献[35]),我们将月海和月陆月壤的厚度视为近似相等,平均为 4.5 m. 从而公式(8)可以简化为

$$R = z S_l A_l + z S_s A_s, \quad (9)$$

公式中的下标  $l$  和  $s$  分别代表月陆和月海. 根据 Wittenberg 等<sup>[11]</sup>的资料,月海玄武岩月壤  $^3\text{He}$  含量显得最高,从 0.01 wppm 至 0.02 wppm,但遥感技术探测到大约 50% 的月海为低钛月壤所覆盖,可以设想其也具有低的  $^3\text{He}$  含量. 月陆占据着月面的大部分,上覆月壤的  $^3\text{He}$  含量比月海低得多,仅为 0.004~0.008 wppm. 月球表面积为  $3.8 \times 10^7\ \text{km}^2$ ,月海大约占 17%,月陆占 83%. 依照前面的讨论,我们不考虑太阳风通量的影响并假设月壤的  $^3\text{He}$  丰度在计算厚度内是均匀分布的,分别取月海和月陆  $^3\text{He}$  含量的平均值作为它们各自的  $^3\text{He}$  含量值. 将数据代入公式(9),从而计算出全月月壤的  $^3\text{He}$  储量约为  $129 \times 10^4\ \text{t}$ . 其中,月海储量约  $44 \times 10^4\ \text{t}$ ,月陆约  $85 \times 10^4\ \text{t}$ .

该结果与法文哲等<sup>[15]</sup>假定月壤  $^3\text{He}$  含量不随深度变化的估算结果基本一致,与 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>的估算结果也比较接近. 下面我们对估算结果的误差范围进行一个粗略的估计.

设月海  $^3\text{He}$  含量的真值为  $A_1^*$ , 月陆的为  $A_s^*$ ,  $^3\text{He}$  储量的准确值为  $R^*$ . 故月壤  $^3\text{He}$  储量的相对误差  $e_r^*(R)$  为

$$e_r^*(R) = \sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial R^*}{\partial A_i} \right) \frac{(A_i^* - A_i)}{R} \\ = zS_1 \frac{A_1^* - A_1}{R} + zS_s \frac{A_s^* - A_s}{R}. \quad (10)$$

代入具体数值计算可得月壤  $^3\text{He}$  储量的相对误差  $e_r^*(R) \leq 0.33$ . 计算得出的较大误差主要源于月壤  $^3\text{He}$  含量的随机分布, 而目前的科技水平还无法使我们能够准确了解月壤  $^3\text{He}$  含量横向变化的具体情况. 上述月壤  $^3\text{He}$  储量的估算结果是 CELMS 反演的新的月壤厚度基础上的一个新尝试, 未来新的月壤探测和研究成果将会对它的可靠性作出验证.

## 4 结论

(1) 月壤中存在着弱约束和强约束两种状态的  $^3\text{He}$ , 前者赋存于极表层月壤的颗粒间或孔隙内, 处于一种游离状态, 含量主要受温度的影响; 后者通常参与矿物晶格, 与化学键结合紧密, 受静电引力的控制, 自由度很小, 从月表到至少若干米的深度都有分布, 是月壤中  $^3\text{He}$  的主体. 由于月表温度的变化很难使强约束  $^3\text{He}$  从月壤中释出, 所以该类型  $^3\text{He}$  在月壤中自达到饱和极限后基本上一直维持着饱和状态.

(2) 月壤演化的过程就是其粒度不断变小、趋于

均匀的过程. 根据目前月壤的演化状况, 月壤中  $^3\text{He}$  的含量在距月表至少几米的深度内, 不因深度的改变而产生明显变化. 因此在对月壤中  $^3\text{He}$  储量进行估算时可以将一定深度月壤内的  $^3\text{He}$  的含量视为均匀分布.

(3) 月壤中  $^3\text{He}$  的含量主要与月壤的粒度、成分和成熟度有关, 太阳风通量强度的大小仅对月面极表层处于动态平衡状态的孔隙  $^3\text{He}$  有作用, 而对于月壤中  $^3\text{He}$  的主体晶格  $^3\text{He}$ , 基本上没有影响. 因此, 在对月壤  $^3\text{He}$  储量进行估算时可以忽略.

(4) 各学者对月壤中  $^3\text{He}$  储量的估算差距较大, 从最低的  $6.5 \times 10^5$  t 至最高的  $3.22 \times 10^6$  t. CELMS 反演的月壤厚度, 因更近于实测, 我们利用其估算的约 129 万吨的  $^3\text{He}$  储量与目前得到较多学者认可的 Wittenberg 等<sup>[10]</sup>的估算结果颇为接近, 和法文哲等<sup>[15]</sup>经详细计算的结果几乎相同, 应该比较符合实际情况.

(5) 受科学手段的限制, 迄今的月壤厚度和  $^3\text{He}$  资源研究仍然是较粗糙的. CELMS 方法虽然比过去的方法有所突破, 但反演模型和月壤某些关键物理几何参量的选取尚缺少大量数据的支撑, 需要通过实验的方法加以解决; 依据 CELMS 厚度反演结果的上述  $^3\text{He}$  资源估算也有待后续新的探测和研究成果加以检验和修正.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

## 参考文献

- 1 Kulcinski G L, Schmitt H H. Nuclear power without radioactive waste——The promise of lunar helium-3. The Second Annual Lunar Development Conference, Return to the Moon II. Fusion Technology Institute Publications, 2000. 20—21
- 2 Kulcinski G L. A resource assessment and extraction of lunar  $^3\text{He}$ . The US-USSR Workshop on D- $^3\text{He}$  Reactor Studies, 25 September—2 October 1991, Moscow. Fusion Technology Institute Publications, 1992. 1—17
- 3 Zucchetti M. The zero-waste option for nuclear fusion reactors: advanced fuel cycles and clearance of radioactive materials. Ann Nuc Energy, 2005, 32: 1584—1593
- 4 Santarius J F, Kulcinski G L. Aerofuel——An energy source for the 21st century. Wisconsin Professional Engineer, 1989, 30: 6, 1—12
- 5 Schmitt H H, Kulcinski G L. Helium-3: the space connection. The 9th National Space Symposium, Colorado Springs CO, 1993. 13—16
- 6 Murali A V, Jordan J L. Helium-3 inventory of lunar samples: a potential future energy resource for mankind? Lunar Planet Sci, 1993, (2): 1023—1024
- 7 Wittenberg L J. Terrestrial sources of helium-3 fusion fuel——A trip to the center of the Earth. Fusion Tech, 1989, 15: 1108
- 8 Wittenberg L J. Non-lunar  $^3\text{He}$  resources. In: Madison W I, ed. The Second Wisconsin Symposium on Helium-3 and Fusion Power, 19—21 July 1993. Fusion Technology Institute Publications, 1993. 19—21

- 9 Heiken G H, Vaniman D T, French B M. Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon. New York: Cambridge University Press, 1991
- 10 Wittenberg L J, Ott S H, Santarius J F, et al. Lunar source of He-3 for commercial fusion power. *Fusion Technol*, 1986, 10: 167
- 11 Wittenberg L J, Cameron E N, Kulcinski G L, et al. A review of helium-3 resources and acquisition for use as fusion fuel. *Fusion Technol*, 1991, 21: 2230—2253
- 12 Fegley B J, Swindle T D. Lunar volatiles: implications for lunar resource utilization. In: Lewis J, Matthews M S, Guerrieri M L, eds. Resources of Near-Earth Space Tucson. Tucson: University of Arizona Press, 1993. 367—426
- 13 Taylor L A, Kulcinski G L. Helium on the Moon for fusion energy: The Persian Gulf of the 21st century. *Solar Syst Res*, 1999, 33: 338—345
- 14 Slyuta E N, Abdrakhimov A M, Galimov E M, et al. The estimation of helium-3 probable reserves in lunar regolith. *Lun Planet Sci*, 2007, XXXVIII: 2175
- 15 法文哲, 金亚秋. 月球表面月壤中  $^3\text{He}$  含量分布的定量估算. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38(2): 167—176
- 16 Sviatoslavsky I N. Lunar He-3 mining: improvements on the design of the UM mark II lunar miner. The Third International Conference on Engineering, Construction and Operations in Space, Dever CO, 1992
- 17 Taylor L A. Evidence for Helium-3 on the Moon: model assumptions and abundances. In: Kulcinski G, ed. 2nd Wisconsin Symposium on He-3 and Fusion Power. Wisconsin Center for Space Automation and Robotics, 1993. 49—56
- 18 Jordan J L. Mapping pyroclastic deposits and other lunar features for solar wind implanted helium. In: John W D, Grant H H, eds. Workshop on Lunar Volcanic Glasses: Scientific and Resource Potential. A Lunar and Planetary Institute Workshop, 1990. 43—45
- 19 Schmitt H H. Solar wind helium concentrations in undisturbed lunar regolith. *Space Resour Roundtab*, 2004, VI: 6039
- 20 Cameron E N, Kulcinski G L. Helium-3 from the Moon—An alternative source of energy. International Conference on Environmental Issues and Management of Waste in Energy and Mineral Production. Battelle Memorial Institute, 1992. 319—357
- 21 Cameron E N. Helium Resources of Mare Tranquillitatis, Technical Report. Wisconsin Center for Space Automation and Robotics, 1992
- 22 Duke M B, Gaddis L R, Taylor G J, et al. Development of the Moon. *Rev Mineral Geochem*, 2006, 60: 597—656
- 23 Johnson J R, Swindle T D, Lucey P G. Estimated solar wind-implanted helium-3 distribution on the Moon. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 385—388[[doi](#)]
- 24 Taylor L A. Formation and evolution of lunar regolith. *Lunar Planet Sci*, 2008, XXXIX: 1346
- 25 Slyuta E N, Abdrakhimov A M, Galimov E M. Does helium-3 abundance decrease in dependence on depth at Mare Crisium? The 39th Lunar and Planetary Science Conference, Lunar and Planetary Science XXXIX LPI Contribution, 2008. 1054
- 26 李涤徽, 姜景山, 吴季, 等. 模拟月壤微波介电特性的实验研究与统计分析. *科学通报*, 2005, 50(10): 1040—1049
- 27 Pepin R O, Dragon J C, Jonson N L, et al. Rare gases and Ca, Sr, and Ba in Apollo 17 drill-core fines. Proceedings of the Sixth Lunar Science Conference, March 17—21, 1975, Houston, Texas, 1975. 2027—2055
- 28 Wilcox B B, Robinson M S, Thomas P C, et al. Constraints on the depth and variability of the lunar regolith. *Meteorit Planet Sci*, 2005, 40(5): 695—710
- 29 Arnold J R. Monte Carlo simulation of turnover processes in the lunar regolith. Proceedings of the Sixth Lunar Science Conference, Houston, Texas, March 17—21. Volume 2. (A78-46668 21-91). New York: Pergamon Press, 1975. 2375—2395
- 30 Shkuratov Y G, Starukhina L V, Kaidash V G, et al.  $^3\text{He}$  distribution over lunar visible hemisphere. *Solar Syst Res*, 1999, 33: 409—420
- 31 Shkuratov Y G, Bondarenko N V. Regolith layer thickness mapping of the Moon by radar and optical data. *Icarus*, 2001, 149: 329—338[[doi](#)]
- 32 Bastin J A. The lunar surface layer. *Rep Prog Phys*, 1973, 36: 289—346[[doi](#)]
- 33 Cremers C J, Birkebak R C, White J E. Lunar surface temperatures from Apollo 12. *Earth Moon Planets*, 1971, 3(3): 346—351
- 34 Starukhina L V. Polar regions of the moon as a potential repository of solar-wind-implanted gases. *Adv Space Res*, 2006, 37: 50—58[[doi](#)]
- 35 王振占, 李芸, 姜景山, 等. 用“嫦娥一号”卫星微波探测仪亮温反演月壤厚度和  $^3\text{He}$  资源量评估的方法及初步结果分析. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39(8): 1069—1084
- 36 Stöffler D. Cratering history and lunar chronology. *Rev Mineral Geochem*, 2006, 60(1): 519—596[[doi](#)]
- 37 中国科学院贵阳地球化学研究所. 月质学研究进展. 北京: 科学出版社, 1977. 1—30
- 38 Cohen B A. Geochemical and geochronological constraints on early lunar bombardment history. *Lun Planet Sci*, 2002, XXXIII: 1984