

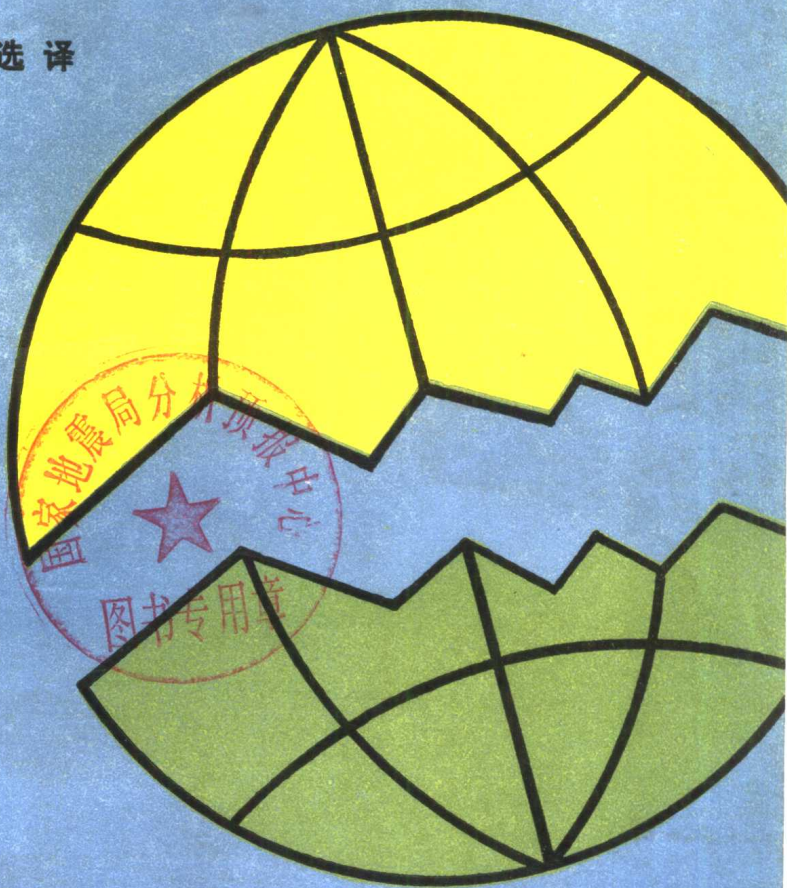
7233

56.

早期的地球

陈庆宣 孙荣光

任希飞 选译



地 质 学 出版社



早期的地球

陈庆宣 孙荣光 任希飞 选译

地质出版社

早期的地球

陈庆宣 孙荣光 任希飞 选译

责任编辑：刘海阔

地质出版社 出版

(北京西四)

地质出版社 印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：850×1168¹/₃₂ 印张：6³/₁₆ 字数：162,000

1987年12月北京第一版·1987年12月北京第一次印刷

印数：1—2,005册 国内定价：1.80元

ISBN 7-116-00080-1/P·070

统一书号：13038·新479

译者的话

前寒武纪是地球发展史上一个非常重要的时期，目前认为地球的年龄为45亿年，其中前寒武纪持续的时间长达39亿年之久，约占地球整个历史的7/8。根据近年来的研究，人们发现不能仅仅根据近6亿年来从显生宙地质历史研究所得的概念和认识，简单地运用到前寒武纪地质研究之中，必须对前寒武纪发生的各种地质事件，包括构造运动、岩浆活动、生物演化、沉积建造和岩石类型进行深入细致的工作，找出它们的规律，才有可能解决地壳的形成和演化等问题。

作为太阳系成员的地球，不是孤立的存在于宇宙之中，其它行星的研究资料，特别是地球卫星——月球的研究成果，有助于我们研究和认识地球上已经“消失”了的历史。地球岩石圈的生成、发展、演化与地球的气圈、水圈、生物圈的发展、演化密切相关，相互影响。大气成分影响着沉积作用；而生物圈对大气演变具有深远影响；反过来，大气特别是游离氧又引起了生物的巨大变革，从而使生命组织的复杂性上升到一个新水平。越来越多的研究表明，生物作用既是一种重要的地质营力，也是重要的成矿因素之一。

因此，要研究地壳起源发展和演化必须和天文地质、气圈、水圈、生物圈结合起来进行，必须大量吸收和引进这些方面的研究成果。目前国内从地学角度介绍这方面的材料还不算多，译者从温得利(B. F. Windley, 1976)编辑的《地球的早期历史》一书中，选取了有关文章介绍给读者。

参加本书翻译的有陈庆宜、孙荣光、任希飞，全书由陈庆宜统校。由于我们知识有限，本书所涉及的学科较多，不当之处在所难免，敬希读者批评指正。

目 录

地-月系的发展及其对地球早期地质的影响	
.....	<i>J.V.Smith</i> (1)
地核的成分和地球的 早期化 学史.....	<i>V.R.Murthy</i> (30)
早期陆壳的发展——前太古代、始太古代及以后各代	
.....	<i>D.M.Shaw</i> (47)
从年龄和同位素资料看太古代地壳演化	
.....	<i>S.Moorbath</i> (83)
西格陵兰晚太古代—早元古代古地磁极的位置	
.....	<i>W.F.Fahrig, D.Bridgwater</i> (100)
太古代大气圈和地球氧气聚集的演变	
.....	<i>M.Schidlowski</i> (122)
地球起源不均匀增生模式中大气演变的意义	
.....	<i>J.C.G.Walker</i> (135)
地球大气起源的稀有气体线索.....	<i>D.E.Fisher</i> (150)
海水的演变.....	<i>H.D.Holland</i> (163)
从沉积碳、硫、铀和铁的分布所证明的太古代及其后	
大气圈和水圈在成分上的基本相似性	
.....	<i>M.M.Kimberley, E.Dimroth</i> (177)
概略评价太古代生命的证据.....	<i>J.W.Schopf</i> (187)

地-月系的发展及其对地球早期地质的影响

J. V. Smith*

(一) 引言

地-月系文献中所记载的论点,由于人们的朴实幼稚和巧辩,被搅得混乱不堪。这篇短文不可能把所有看法都包括进来。我审慎地挑选了一些最近能看到的文章。关于月球,我不想引用已为大家所熟知的资料,请读者参阅月球科学会议文集和月球杂志。在其它杂志上发表的有争论的看法和参考材料我都比较充分地提出来。我要强调一下,我是偏向于造成熔融行星的灾变过程,同时也承认发生过非灾变的冷过程。请注意我心理上的偏爱,我赞成 Smith 等 (1970a, b) 提出的月球的岩石模式: 富含斜长石的岩石和玄武岩组成的月亮, 富含橄榄石和辉石的月幔和富铁月核 (图1)。也请参看 Wood 等人的著作 (1970)。〔这篇稿子在第六次月球科学会议以前写就,预印本曾略为提到一下。Taylor (1975) 所著《月球科学—后阿波罗一览》一书是在本稿最后修订时出版的,我浏览了一遍,发现它对月球的性质作了全面研究,还附有 Taylor-Jakes 提出的部分熔融月球化学模式。〕

在一个富水环境中长期进行的风化作用和变质作用,加上连续不断的火成活动和大陆漂移,把早期地壳破坏殆尽。我们原来希望从一个不活跃的月球获得地球上已经消失的证据是有一定道理的。可是,这两个天体化学成分不同,动力环境不同,这就需要我们慎重考虑了。一九七五年,我们本来是可以月球的化学

* 美国芝加哥, 芝加哥大学地球物理科学系

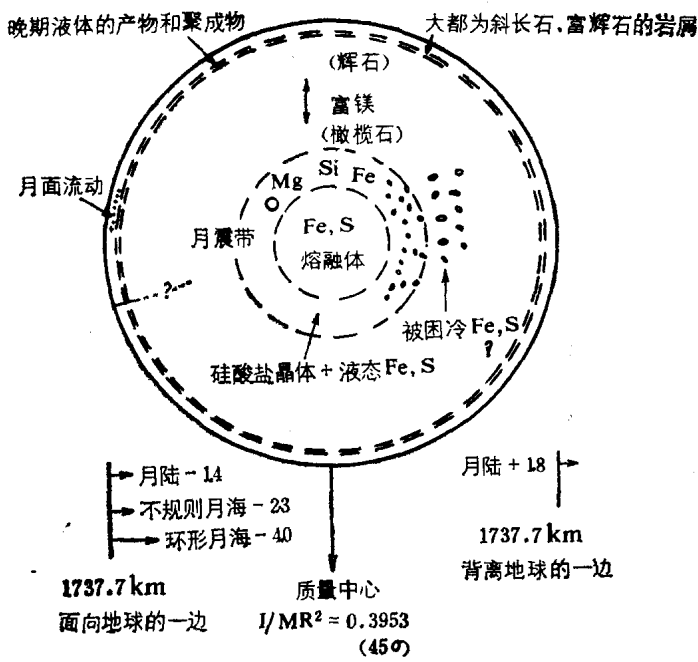


图 1 近代月球模式 (Smith, 1974)

据Smith等的模式 (1970a, b) 面向地球一边的盆地为月海玄武岩充填, 背向地球边的盆地未被充填。约在700公里到1000公里深度的月震认为是固体硅酸盐月幔中的Fe、Ni、S液体所致, 但也可能源于硅酸盐的熔融, ——如果近年来的温度估计是正确的话。如果Fe、Ni、S液体富硫化物, 则假定的月核半径可大到700公里。相对于平均半径为1737.7公里的质量中心球体的月面形象的位移示于图底 (Kaula第, 1974)

和地貌资料来对它的岩石和地球化学模式进行严格检查的,但是, 由于地层和地球物理资料不全使之受到严重挫折。对水星、火星和金星的探索大都局限于它们的形态和总体性质方面, 不过, 就是这两方面的资料对于硅酸盐可能发生过大规模分异, 也许会还分出一个富集金属的地核的这种说法显然是有利的。可以把有关冷却太阳云化学分异的理论计算, 以及增生和分裂的动力模式同对陨星的直接观测, 对小行星和慧星的望远镜观测结合起来, 奠

定行星演化的基础。把所有这些证据结合起来，可以得出一个看来可行的模式——高温和强烈撞击会阻止40亿年前稳定地壳的建成。另外，从月貌和月龄的关系，可以对过渡期地球进行合理的推断，在这个过渡期中早期地壳经受了撞击和重熔而残存下来。

(二) 地月的一般特征

地球的密度、地震性质（要求不规则地壳、地幔和地核）、地磁、上地壳的一般化学性质，以及关于下地壳和上地幔的推测（从沉积物经花岗岩、玄武岩、麻粒岩到橄榄岩和纯橄榄岩类岩石），从37亿年以来残存的早期地壳的年代表，是地球受到撞击的证据，以上这些都是地球上已经确立的事实。我们推测出来的外层100—200公里的性质，以及水圈和大气的性质都表明地球温度未曾上升很高，上升时间也不长，不致于使一切挥发成分 H_2O 、 CO_2 和碱金属逸失，尽管根据惰性气体资料（如Ringwood的挥发模式：见Rinywood (1975) 所举参考文献），可能有一定的损失。这些残余挥发物原来是怎样储存下来的，后来又是怎样运移的，这还不很清楚（如云母到200公里深度还可能稳定，辉石在很大深度可以保存钠和钾）。定性地讲，我们观察到的外层100—200公里的性质，很容易用下面这一点来解释，就是温度达到了硅酸盐的熔点，而挥发性元素可以在角闪石、云母、方柱石、液体、玻璃等等之中保存下来。我们所推论的中地幔的性质，同它以铁镁硅酸盐为主的成分是一致的，这些铁镁硅酸盐可能主要以紧密结构氧化物的混合物形式出现（如斯石英和方镁石）。对下地幔和地核的推测就更难确定，但一个含硫的富铁地核是很可能的。上面这个模式，给我们搭了一个架子，足够我们讨论这个问题之用了。

我们已知关于月球的事实如下：月球比重（3.34克/厘米³）；惯性矩（约0.395，这暗示着它几乎均匀的性质，它的重心近于中心）；非对称性（质量中心较之容积中心靠近地球2公里）；表

面形态（高原、不规则形和环形海、盆地，各种大小的目坑，线性构造和皱纹）；阿波罗样品的耐熔和还原性质，亲金属元素含量低，富含长石的角砾岩和玄武岩很普遍；月海玄武岩的结晶年龄从39亿年到31亿年，有一些可能属早期月亮碎片的年龄早于40亿年，但不十分可靠（Schaeffer和Husuin, 1973; Jessberger 等, 1974）；月球模式的年龄表明，大约在45亿年前，多数月岩起源于一个单一分异源；月震微弱；月亮岩石的剩余磁性，质量异常，特别是玄武岩充填的环形盆地中心的正异常以及晚期月坑的负异常。

月震资料很少，而且大多局限于靠近正面的传播路径。最近有人划分出四个带或五个带（Nakamura 等, 1974），它们的月震性质与下述事实是相符合的：（1）富于斜长石的月亮厚50—60公里，从表面的碎石块到深处的固结岩石（请注意固结岩石的震速与颗粒大小无关）；（2）橄榄石-辉石上月幔厚250公里（注意橄榄石的震速只略高于辉石）；（3）中月幔厚500公里，其泊松比较高（0.33—0.36）；（4）下月幔剪切波衰减很快，可能是部分熔融引起的；（5）月核半径170—360公里，P波速低，也许是由富铁熔融体形成的。这些详细情节依不同模式而转移，但是600—1000公里深外还有月震，而且剪切波传播微弱，这就明确支持这一种看法：月球内部是热的，部分有熔融。背地球那一面的月亮可能要厚一些，大约100公里。采用一个富橄榄石的月幔和一个富铁月核最容易解释月震资料，哪怕在目前它不过是一个初步尝试。我们从太阳风的摄动可以估算出来导电率随深度变化的剖面。推测月球温度剖面，需要有一个矿物学模式，还需要估计铁的氧化状态。不管细节如何，如果月幔是由橄榄石或辉石所组成，其中铁处于还原状态，就可以容许温度高到玄武岩质的富铁和硫的液体的熔融范围，并包括这一温度范围在内（Duba和Ringwood, 1973; Schwerer 等, 1974）。用早期月核中的电动机作用说明它的磁性，那是最简单的，不过有许多关于动力学和能源的问题尚未解决（Sonett和Runcorn, 1973）。对月球内部成分及月球演化，

Solomen, Toksöz (1973) 和 Dainty 等人 (1974) 都有所评述。

把所有资料综合起来, 利用下面几点, 有人提出了一个可能的模式 (Smith 和 Steele, 1975): (1) 月球增生时间大约在 45 亿年以前, 后来靠外来物体降落月球的增生量只是很小的一部分: 它原来的总体成分主要是富镁橄榄石和辉石, 富钙斜长石, 约 5% 铁、硫、镍, 少量双氧化物, 磷灰石等等, 这就是说月球的耐熔和低铁的性质, 需要从增生过程中承袭下来; (2) 大约 45 亿年前月球总体发生晶体-液体分异, 从而产生非对称性的、富斜长石的月壳, 富橄榄石的月幔和液体铁、镍、硫月核; (3) 月球早期的强烈撞击一直延续到 40 亿年前左右, 在这个阶段月亮加厚, 足以支撑明显的冲击盆地; (4) 从 45 亿年到 40 亿年, 月亮发生强烈

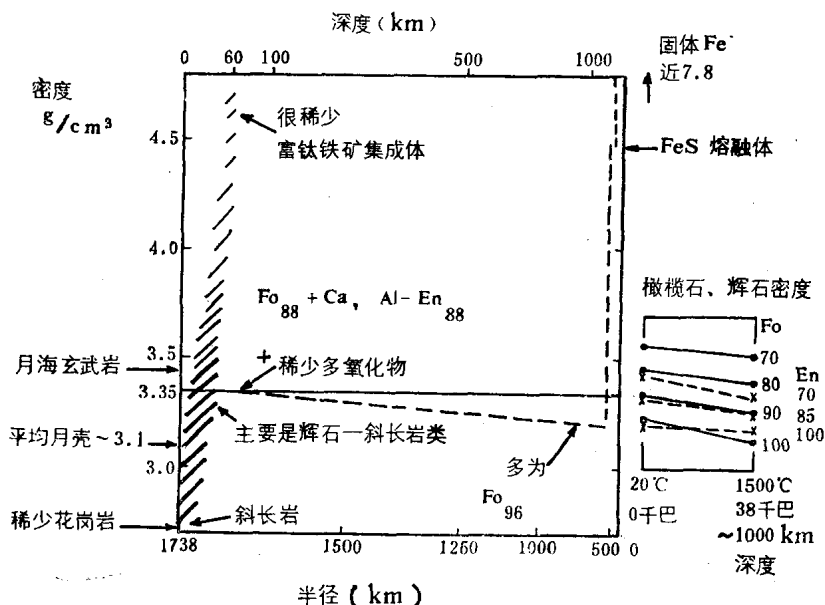


图 2 近代月球可能横剖面

表示简译月震资料的密度剖面 and 岩石类型的位置 (Smith 和 Steele, 1975) 半径长度以 r^3 绘制, 以示各带密度在总密度中的作用。富铁月核的密度可从液体 FeS 的 4.5 到固态 Fe 的 7.8。橄榄石和低钙辉石的密度示于右侧小图。月幔底部富橄榄石, 到顶部变为橄榄石加辉石。月壳以含有斜长石和辉石的岩石为主, 但也有少量富钨花岗岩和富钛铁矿的集成体

的角砾岩化作用以及晶体-液体分馏；(5)从40亿到30亿年前盆地月幔上隆，岩屑和下伏岩石分离，壳、幔界面早期集成体重熔产生玄武岩，泛滥于海盆之中；(6)从30亿年前到现在，月壳，上月幔固结、收缩并有少量火山作用 (Muehlberger, 1974)；(7)液体留存于下月幔和月核之中；(8)射流减弱。〔注意月球无需同时完全熔融，用逐渐部分熔融伴随复杂的晶体-液体分馏，就很容易解释月球的温度剖面。〕图2是现今月球的一个可能模式。

(三) 有关月球的几个重要问题

(1) 熔融程度

许多最早的月球模式采用的是一个冷月球，在这个冷月球中近月表发育有一个熔融带，它向内只移动很小一段距离。现在多数模式都接受早期（约45亿年）熔融，足够产生50公里厚、富于斜长石的月壳这一个概念。但是不少模式只提月球外部熔融，而原始增生物质则保存于月心之中〔1974年 Taylor和 Jakeš 把两种可能性都考虑了〕。

(2) 月亮分异的时间和撞击的性质

Taylor (1975) 评述了早期盆地的一般特点。这些盆地看起来好象是在整个月球上零乱发生的。有一些模糊的迹象表明较早的盆地被后期盆地破坏了一部分。面向地球一边的月盆地有玄武岩，背地球一面的月盆地多数没有玄武岩，少量的不算。请参看 Stuart-Alexander 和 Howard (1970)，Wilhelms 和 McCauley (1971) 以及 Wilshire和Zackson根据月面形态所做的盆地地层：注意高康大 (Gargantuan) 盆地 (Cadogan, 1974)，它在雨海冲击以前，盖覆着月球北西象限的一大部分。这些月貌特点，要求在早期就发育起全月球壳，这个早期月壳在月海玄武岩喷出以前，被庞大射体的冲击所毁坏。

关于月亮分异的实际的时间以及撞击的性质的问题是有争论的。Tera等 (1974) 以及Tera和Wasserbury (1974) 根据铀-铅

资料,认为月壳大约形成于44.2亿年以前,在40亿到38亿年一场‘月球末期大变动’中发生广泛变质作用,这场大变动使月球面向地球的一面为岩屑所覆盖,这些岩屑是月面受到外来落体冲击形成盆地时产生的。Jessberger等(1974)利用角砾岩和分出来的矿物的高分辨率氩资料,认为盆地是在40亿到39亿这一亿年中形成的。Schaeffer和Husain(1974)也用小片标本的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄提出,月球末期大变动仅仅是由来自雨海的大量喷射物体造成的。他们还提出,盆地是在几亿年的时间内发育起来的:如酒海在 42.5 ± 0.5 亿年,危海、湿海在42.0到40.5亿年,雨海在 39.5 ± 0.5 亿年,东海在 38.5 ± 0.5 亿年。Nunes等(1974)认为两期模式不足以说明许多月球标本的U-Pb演化情况,他们提出:在45亿到39亿年间月球的撞击历史很复杂,其盆地年龄与Schaeffer和Husain提出的年龄相近似,月海玄武岩没有从早期岩石中把铅保留下来。Kirsten和Horn(1974),Nunes和Tatsumoto(1975),Tera和Wasserburg(1975)提出了另外一些资料和争议。

要解决这一纷争,关键在于明确这些喷射物质的归宿,它们是属于哪些盆地的。McGetchin等(1973)提出了一个喷射物厚度 t 的半经验公式, $t = 0.14R^{0.74}(\gamma/R)^{-3.0}$ 。式中 R 为月坑半径, γ 为至月坑中心的距离(均以米为单位)。

用这一模式预测雨海喷射物的厚度得:阿波罗15号800米,阿波罗14号130米,阿波罗17号100米,阿波罗16号50米。Pike(1974)估算出来的厚度更大一些。Moore等用McGetchin等人的模式,假定月球为一圆球,预测距盆地中心一千公里处的平均厚度为200米,到四千公里处降为10米,到对极点又上升至200米。

Morgan等(1974)利用月球当地岩石所含低量亲铁元素测定月面角砾岩中的陨石混染量。他们利用阿波罗和月神飞船登月点的资料,对十二个盆地的预计厚度进行了计算;利用挥发性小的亲铁元素与挥发性大的亲铁元素之比,鉴定出六种确定无疑是陨石成分,其中有五种暂定为是属于造成雨海、澄海、危海、酒海以及湿海或云海等盆地的外来天体的。他们有一种独创的但和

所采用模式有关的见解,据此他们得出结论,认为这些天体是由许许多多已经绝迹的微星或小月球组成的,其成分大约与球粒陨石相同,没有发生分异,含15—40%铁,而且一般以小于8公里/秒的速度撞击月球。这些天体在总体成分上与地球和月球都不相似,但有些天体似乎耐熔性较小,挥发物较富。Morgan等估计月壳所含陨石物质不大于2%,而且在撞击时没有耗损,因此,他们认为,从月亮生成时起(45亿年),有40到160个造盆(造成盆地)天体撞击月球,直至39亿年发生雨海撞击事件为止。这个数目比Hartmann和Wood所定的数目约大一倍,当然早期盆地有可能被毁掉了。

这个时候的月球模式可能是这样的:①在 45 ± 0.1 亿年前,一场主要变动中形成月亮、月幔,而月核是否也在这时形成不能肯定;②一直到39亿年前有各种射体强烈撞击月球,只有晚期到来的射体才留下清晰可辨的盆地,留下由溅射物组成的覆盖层。毫无疑问,关于撞击时代的鉴定和撞击的性质,还容许加以变动,而且射体密集于一处的情况也不是不可能的,特别是当微量分裂的时候。

(3) 总体化学成分

除晚期增加到月球上的微不足道的陨石物质以外,看来月亮没有发生过什么重大的不均一增生,也没有从月面丧失大量挥发物,因为许多地球化学标志元素(如Ba, Nb, Hf, Th对REE*, Taylor和Jakeš, 1974)的分离系数非常均匀。

月球的总体成分很难估计,因为月面岩石被月亮物质大大歪曲。月海玄武岩往往被视为月幔的部分熔融体,可是依然存在一些错综复杂的化学问题(Ringwood, 1974)。Smith等主张月海玄武岩混生说,Smith和Steele(1975)提出了一个壳、幔过渡带月海玄武岩的成因模式(见后)。他们认为小超基性岩体可以用主要由橄榄石组成的富镁地幔来解释。他们假定月亮厚80公里,

* REE指稀土元素——译者

其成分为：斜长石 ($A_{99.3}$) 50%，辉石 $[(E_{16.3}Fs_{2.7}WO_{10})_{98}(Al_2O_3)_2]$ 50%，月幔成分为：橄榄石 ($FO_{91}Fa_9$) 80%，辉石 $[(E_{16.6}Fs_7WO_7)_{99}(Al_2O_3)_1]$ 20%；又假定月核Fe的重量百分比为5.5，FeS重量百分比为1.0（图2），估算的月球总成分，列于表1第3栏。如果月海玄武岩确实来自月幔，那末其中橄榄石和辉石的铁含量就应该更高（如 Fe_{15-20} ）：这就是造成Taylor-Jakeš模式（第2栏）FeO含量较高的原因。

Taylor和Jakeš (1974) 提出了月球的一个化学模式，他们

表 1 月球和地球的化学成分（重量百分比）估计

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	44.9	44.0	42.5	39.8	33.7	45.2	44.6	30.7
TiO ₂	0.56	0.3	ne	0.56		0.7	0.2	0.17
Al ₂ O ₃	24.6	8.2	2.6	11.0	26.6	3.5	3.9	3.3
Cr ₂ O ₃	0.10	0.19	ne	0.17		0.4	0.5	0.7
FeO	6.6	10.5	5.6	3.5	2.3	8.0	8.4	4.7
MnO	0.1	0.1	ne	0.04		0.14	0.2	0.08
MgO	8.6	31.0	41.0	28.8	13.1	37.5	37.4	21.9
CaO	14.2	6.0	1.7	8.9	21.6	3.1	3.7	2.7
Na ₂ O	0.45	0.11	0.05	0.12	1.1	0.57	0.35	0.21
K ₂ O	0.075	0.012	ne	0.12		0.13	0.12	0.021
Fe			(5.5)	5.6				29.0
FeS			(1.0)	1.1				5.0

关于其它元素及本表所列某些元素的说明，请看原始参考文献。

1. 月亮，厚60公里，Taylor和Zakeš(1974)，Taylor(1975)；
2. 全月球，化学模式，Taylor和Zakeš(1974)；
3. 全月球，简单矿物学模式：ne表示非估计数字，但TiO₂值定为0.2左右，Cr₂O₃ 0.1左右，MnO 0.1左右，K₂O 0.01左右是合适的。Fe和FeS之值是任意推测的。
4. 全月球，太阳凝聚模式Gamapathy和Andero (1974) 与 Hodges 和 Kushiro (1974)所做相平衡实验所用的成分相似。而且Ni约为0.5；
5. Allende陨石的钙、铝聚合体，Clarke等(1970)；
6. 上幔岩Ⅲ式，Ringwood (1966a)，Binder (1974)用作月球模式。而且Fe₂O₃为0.5，NiO为0.2；
7. 太古代上幔岩，Green(1975)。而且Fe₂O₃为0.7，NiO为0.3；
8. 全地球，太阳凝聚模式，Ganapathy和Anders(1974)；而且Ni约为2。

采用的材料是：(1)根据轨道遥感资料确定的月亮，各种类型岩石的观测资料，并选定这样一个岩石模式，其中斜长岩型辉长岩（往往称作高原玄武岩：注意通常是从化学意义上而不是从岩石意义上来用岩石名称的）占80%，低钾玄武岩占20%，(2)月球内部，REE负异常与月亮正异常正好相抵，它的矿物成分主要为橄榄石和辉石，它的性质服从月球总体物理性质，也与月海玄武

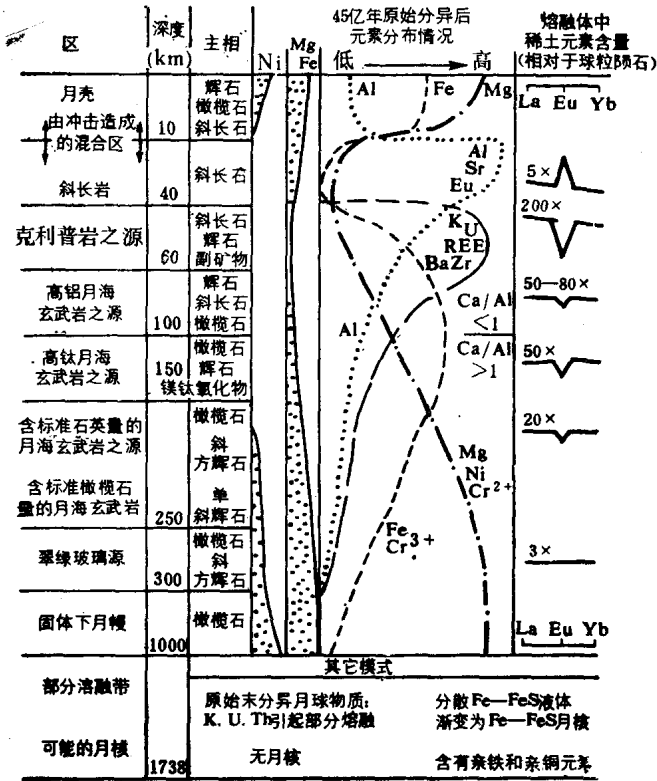


图 3 45亿年前月球的化学模式

(Taylor, Jakes, 1974)

月面岩石镍、镁高而铝低，是由于富橄榄石的冷月壳所造成的。下伏岩层熔到1000公里，可引起类似图1,2的矿物分带。冷月壳由于外来射体的冲击，与富斜长石的漂浮集成体相混合。因为岩石圈上部是分带的，这就为喷出岩——从富钾、稀土元素、磷的玄武岩到富翠绿玻璃的角砾岩——提供了越来越深的物质来源

岩起源于部分熔融这一点相符合。图3表示44亿年前的月球模式。表1中1,2栏表示主要元素和少量元素在全月球的分异部分中和在60公里月亮中的推定含量。注意这个模式假设月海玄武岩起源深度要大一些,原始冷月壳的岩石镍、镁含量高,除此以外,它和图1,2,4所示模式基本相似。

Ganapathy和Anders (1974) 利用由对设想的太阳云的凝聚作用的理论研究所得到的成分(估算了太阳的温度、压力和总成分之后得来的),并结合从陨石结构和陨石化学方面所作推测,这样来推定地球和月球的总成分。他们采用了三个主要凝聚物:耐熔早期凝聚物;金属镍、铁;富镁硅酸盐。在冷却过程中,金属与 H_2S 反应形成 FeS ,与 H_2O 反应形成 FeO 进入硅酸盐中。由于重熔——可能是在撞击时产生的,挥发物逸失, FeS 还原为金属,结果就混合成富于挥发物的镁、铁硅酸盐组分。最后七种组分,是用确定了元素包括U、Th、Mn、K的观测值对地球和月球的数值,作了修正,得出下表所列之值。

Anderson (1973) 提出,整个月球是由高温凝聚物的分异产物,如阿连德陨石中的富于钙、铝的聚合体(第5栏)所组成的。然而,Seitz和Kushiro, Hodges和Kushiro 通过熔融实验发现,不管是阿连德陨石的聚合体,还是以2比3的比例将聚合体和阿连德

	月 球 (模式3和模式3a的平均值)	地 球
早期凝聚物	0.30	0.09
金属(重熔)	0.05	0.24
金属(未重熔)	—	0.07
陨硫铁	0.009	0.05
硅酸盐(重熔)	0.57	0.42
硅酸盐(未重熔)	0.07	0.11
富挥发物的物质	0.0004	0.01
Mg/(Mg + Fe)以原子表示	0.90	0.89
Fe/Si以原子表示	0.24	1.26

其最后总成分列于表1第4,8栏。

陨石全样混合起来都不合适，因为月球内部含有很多斜辉石和少量黄长石，这两者部分熔融会产生一种硅化、钙高的熔融体，与已知月岩不符。当然，我们不能排除这样一种可能性，即我们所设想未发生过分异的月球内部，具有阿连德陨石型的成分，而发生过分异的月球外部的总成分却不相同。

有关月球的化学和太阳凝聚模式，从它们所得出的 CaO 和 Al_2O_3 含量要比单从矿物上解释地震资料所要求的含量大四倍。因为在月面上观察到的含钙、铝的重要矿物只有钙长石和辉石，而且对月震资料的最简单的解译又表明斜长石的上限值最大约为60公里，所以最容易增加 CaO 和 Al_2O_3 含量的办法，是把更多的富钙、铝的辉石，放到月幔中去。可是，月球样品中，富透辉石分子的辉石又很少而且相平衡资料又说明平均月球辉石中钙含量应该低。因此，要把简单的矿物模式中的钙、铝量增加二倍以上，看来很困难。在地球化学和太阳凝聚模式中的钙、铝量，是从月球的假定含铀量估算出来的。这个含铀量是从热流测量推导出来的，为60ppb（十亿分之几）。要么这个铀量应该降低，有好多方式可以把它降低，要么太阳凝聚模式需要再检查一下。另外，富镁辉石和富钙长石震波速度很接近，这样，从矿物上对月震资料的解译就可以大不相同。我个人主观上倒是赞成暂时试用这个简单矿物模式的。

地球上地幔的地幔岩模式（表1第6、7栏）同全月球矿物模式很接近。地幔中的 CaO 和 Al_2O_3 含量较高，很容易从地球中有石榴石和富钙辉石存在（橄榄岩结核样）得到说明。如果抛开 Fe 和 FeS 重新计算一下，就可以看出全地球的太阳凝聚模式与地幔岩模式很相似。

总之，我们可以论证地球和月球的总成分是十分相似的，除月球挥发物和铁、镍、硫含量较低外。另外，月球表面亲硅酸盐的耐熔元素含量较高，而亲金属的耐熔元素含量很低。这些化学特点可用下面几点来解释：（1）月球和地球都源于太阳云差不多同一个区域，（2）或者地球聚结富铁金属的效力高于月球，或者是