

地 球 学 教 程

〔英〕 J. A. 雅各布斯

吴佳翼 陈养正 等译
郑治真 孟桂芝 等校

地 震 出 版 社

1979

译 者 的 话

地球学是一门古老的学科，近十多年来却焕发出美妙的青春。由于地球科学中新技术的采用，尤其是宇宙飞行和登月，人们对地球、月球、水星、火星、金星等的认识有了飞跃的发展。对地球认识的每进一步，无疑都有助于对地震成因的了解和地震预报的研究，而地震预报的最终解决也必将依赖于地球学中各方面的研究成果。我们希望本书的翻译出版能对地震预报的进展和地球学知识的普及起到一定作用。本书的内容较广泛，各章中都附有大量文献，是一本较好的教科书。参加本书翻译的有欧阳珽(第一章)，冯忠孝(第二章)，许忠淮(第三章)，王谦身(第四章)，朱连(第五章)，祁贵仲、周雷铤(第六章)，陈养正、刘永恩(第七章)，陈养正、吴佳翼(第八章)，陈颀(第九章)，吴佳翼(第十章)，刘克人(序言和附录)，最后由吴佳翼同志汇总，参加校对的有郑治真、孟桂芝、冯忠孝。由于我们水平有限，难免有错误和不妥之处，望同志们批评和指正。

译 者

1978年5月

J. A. Jacobs

A Textbook on Geonomy

1974

ADAM HILGER
LONDON

地 球 学 教 程

〔英〕 J.A.雅各布斯

吴佳翼 陈养正 等译

郑治真 孟桂芝 等校

*

地 球 学 教 程 出 版

北京三里河路84号

北 京 印 刷 二 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行

各 地 新 华 书 店 经 售

*

787×1092 $\frac{1}{16}$ 15 印张 370 千字

1979年6月第一版 1979年6月第一次印刷

统一书号：13180·49 定价：1.50元

序 言

在过去的十年里，我们对地球、太阳系（特别是月球、火星和金星）和延伸到最远距离的空间的认识已经有了惊人的发展。本书主要论述地球的物理学（和化学）。这是离不开地球和太阳系的起源这样一个大问题的。因此，第一、二章专门介绍这方面的主要成果。本书的初稿是在一九七二年十二月完成的，试图就当时对地球的认识作一介绍。但是这个学科发展很快，因此，当本书出版的时候，有些部分难免已经过时。限于篇幅，对内容作一定的选择是必要的——如果某个方面的讨论比其它的内容详细一些，它可能是反映了作者个人的兴趣，并不表明它对整个地球学领域的重要性。然而，希望在叙述上作适当的平衡。又因为这个学科拥有大量著作，所以不得不略掉许多参考文献——但希望比较重要的文章一篇也不要被忽视掉。

对本书书名我作了很多考虑。对于论述固体地球的地质学和地球物理学研究的行星科学的分支，一些地球物理学家建议取名为“地球学”（Geonomy）。这本书从某种意义上讲，比起所采用的名字所能涉及的内容更为广泛，因为它部分地述及到行星科学广阔的领域。另一方面，由于它只简略地论述了地壳的地质学，从这个意义上讲，内容又是比较狭窄的。尽管如此，我还是以这本书的拥护者想使“地球学”这个词更有意义的心情写了这本书，并且选择了这个名词——“地球学”，希望这本书的用途变得更为广泛。

J. A. Jacobs

目 录

序 言

第一章 太阳系.....	(1)
1.1 放射性衰变及地球年龄	(1)
1.2 恒星及宇宙物质成份: 元素的起源	(3)
1.3 太阳系的起源	(5)
1.4 引力常数 G 随时间的变化	(7)
1.5 陨石	(8)
第二章 水星、月球、火星和金星	(17)
2.1 引言	(17)
2.2 行星雷达天文学: 水星的自转速率	(17)
2.3 太阳风	(18)
2.4 月球	(20)
2.4.1 月球的起源.....	(21)
2.4.2 月球的磁场.....	(26)
2.4.3 月震活动性.....	(27)
2.4.4 月球的温度.....	(29)
2.5 火星	(30)
2.6 金星	(37)
第三章 地震学和地球内部物理学.....	(39)
3.1 地球的地震活动性	(39)
3.2 弹性波理论	(42)
3.3 边界的影响	(44)
3.4 走时与速度-深度曲线.....	(45)
3.5 地球的主要分层	(48)
3.6 面波	(50)
3.7 地球的自由振荡	(51)
3.8 地球内部物理性质的变化	(53)
3.9 地球内部的密度分布; 最新测定结果	(55)
第四章 地球的形状和重力	(62)
4.1 地球的转动	(62)
4.2 地球的形状	(64)
4.3 卫星观测	(68)
4.4 重力异常——地壳均衡	(73)

4.5 质瘤	(76)
4.6 古重力学	(78)
第五章 地磁和高空物理	(80)
5.1 引言	(80)
5.2 均匀磁化圆球的磁场	(83)
5.3 地磁场的球谐分析	(85)
5.4 长期变化和西向漂移	(89)
5.5 地磁场的成因	(91)
5.6 地核的能学	(94)
5.7 地磁的短期变化	(97)
第六章 古地磁学.....	(100)
6.1 引言	(100)
6.2 岩石的磁化	(101)
6.3 地磁场的倒转	(104)
6.4 古地磁资料的统计分析	(112)
6.5 极移和大陆漂移	(114)
第七章 地热史.....	(116)
7.1 引言	(116)
7.2 热流测量	(117)
7.3 地球内部的热源	(123)
7.4 地球的内核	(124)
7.5 地热史	(129)
7.6 地幔的导电率	(134)
第八章 板块构造.....	(137)
8.1 引言	(137)
8.2 断层	(138)
8.3 地震方面的证据	(143)
8.4 地磁方面的证据	(147)
8.5 地热方面的证据	(151)
8.6 板块运动的力学	(154)
第九章 地球的流变学.....	(160)
9.1 引言	(160)
9.2 地球对应力的响应	(161)
9.3 地幔的粘滞性	(165)
9.4 冲击波的资料	(167)
9.5 状态方程	(168)
第十章 地幔、地核的构造和组成	(170)
10.1 引言.....	(170)

10.2	莫霍洛维奇契不连续面.....	(170)
10.3	地幔.....	(173)
10.4	过渡层.....	(176)
10.5	地核.....	(178)
附录		(186)
附录 A: 罗奇极限.....		(186)
附录 B: 球谐分析.....		(187)
B1: 球谐函数.....		(187)
B2: 球极坐标中拉普拉斯方程的解		(190)
附录 C: 方程 (3.35) 的推导.....		(191)
参考文献		(192)

第一章 太 阳 系

1.1 放射性衰变及地球年龄

放射性现象是1896年 Henri Becquerel 发现的。虽然大多数自然界的元素具有稳定原子核的同位素,但也有若干同位素具有不稳定的原子核。这些不稳定原子自发地裂变或“衰变”,经过衰变的同位素结果成为不同元素的核。放射性衰变的基本方程是 Rutherford 于1900年发现的:

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad (1.1)$$

这里, P 是在 t 时刻母原子的数目, λ 是衰变常数。方程 (1.1) 的积分为:

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (1.2)$$

P_0 是在 $t = 0$ 时母原子的数目。

放射性衰变的速率常以半衰期 $T_{\frac{1}{2}}$ 表示,它是放射性核衰变了一半的时间。由方程 (1.2) 有

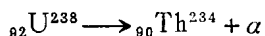
$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{1}{\lambda} \ln 2 \simeq \frac{0.693}{\lambda} \quad (1.3)$$

由方程 (1.2) 解出 t 得:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D}{P} \right) \quad (1.4)$$

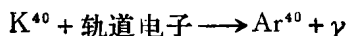
这里 D 等于 $P_0 - P$, 是 t 时刻子原子 (daughter atoms) 的数目。

一放射性核可以用几种方式衰变。它可放射 α 粒子。 α 粒子是 He^4 原子的核,是由相互紧密地束缚在一起的二质子及二 neutron 组成的。在 α 衰变中,子产物形成一新元素的核,它的原子序数比母元素的序数少 2,它的质量数少 4。例如:



放射性衰变的另一种形式是 β 衰变,一个负电子从不稳定母核中被放射出来。核的电荷将增加 1,核的质量基本不变。

衰变的另一种方式是电子俘获。在这过程中核从最内壳层 (K 壳层) 俘获一个轨道电子,并且这电子与质子结合使它变成中子。电子俘获使原子序数减少 1,而质量数无显著改变。在电子俘获中产生的核可能处于激发状态,这时能以电磁辐射量子 (γ 射线) 的形式放射出过剩能量而衰变到低能态。有些核的衰变方式不止一种,最重要的一个是 K^{40} , 它以两种方式自发衰变,即



及



由于“普通的” Ca^{40} 分布广泛，故仅仅衰变的 $\text{K}^{40} - \text{Ar}^{40}$ 分支被广泛地用于年龄测定。

方程 (1.4) 依赖于两个假设： λ 为常数，因而系统中子或母元素数量的唯一改变是起

因于放射性衰变。第二个假设是系统在它整个历史过程中保持为封闭系，但这个假定常常靠不住。另一方面，包含在 α 及 β 衰变中的能量比起可能的外部影响来说是巨大的， λ 等于常数的假定对这些跃迁看来是正确的。实验室中已测量到电子俘获的情况下， Be^7 衰变速率由于外界参数变动而有很小的改变（仅百分之 0.07）。但 Be^7 的电子俘获过程包含很低的能量，并且在 K^{40} 的情况下认为衰变常数能够变化的看法是很靠不住的。

为了测定地球年龄，放射性同位素必须满足三项要求：半衰期必须与地球年龄（45 亿年）有相近的量级，在地球岩石中必须有适当的丰

表 1.1 半衰期及衰变常数

同位素	λ (10^{-10} 年 $^{-1}$)	$T_{\frac{1}{2}}$ (10^9 年)
K^{40}	$\lambda_a = 0.585$	11.8
	$\lambda_B = 4.72$	1.47
	$\lambda = 5.31$	1.31
Rb^{87}	0.147 或 0.139	47.0 或 50.0
U^{238}	1.54	4.51
U^{235}	9.72	0.713
Th^{232}	0.499	13.9
Re^{187}	0.161	43.0

(引自 York 和 Farquhar, 1971)

度；子产物必须非常丰富。表 1.1 给出通常使用的同位素的半衰期，表 1.2 是在这些岩类中放射性元素的丰度。 K^{40} 到

Ca^{40} 及 Ar^{40} 的双重衰变已经讨论过了。 Rb^{87} 衰变到 Sr^{87} 并放射出低能 β 粒子。

U^{238} ， U^{235} 及 Th^{232} 通过三个分离的放射性中间产物序列而分别到达稳定的终端物 Pb^{206} ， Pb^{207} 及 Pb^{208} 。我们为了由方程 (1.4) 得到年龄，必须测定存在于样品中的母及子同位素含量。这可由质谱仪来完成。这里不讨论实验的细节，York 和

Farquhar (1971) 对这个技术及结果作了很好的叙述。

地球年龄的最低值是由最古老的地球岩石的年龄确定的。表 1.3 给出了地球大陆地壳已存在 30 亿年以上的证据。关于石陨石 $\text{K}-\text{Ar}$ 年龄的研究，现在已有许多报告，一般认为在 40—50 亿年之间，其中认为在 40—48 亿年间的占明显的优势。陨石的 $\text{Rb}-\text{Sr}$ 研究表明它们主要的化学分异发生在约 43—47 亿年前。对不同陨石体的铅同位素分析也得到 45 亿这一年龄值。

由铅同位素比例的演化理论也可估计地球年龄〔见 York 和 Farquhar (1971) 对这些方法的总结〕。表 1.4 给出近年来由陨石及地球上的铅两种资料，用这种方法所作的估计，它指出地球年龄为 45 亿年左右。所有这些估计均假定地球上的铅在过去某时具有与现在铁陨石同样的同位素组份。

表 1.2 普通岩石中放射性元素和“普通子体”元素浓度的粗略估计

	U (p.p.m.)*	Th (p.p.m.)	Pb (p.p.m.)	K %	Rb (p.p.m.)	Sr (p.p.m.)
花 岗 岩	4	15	20	3.5	200	300
玄 武 岩	1	3	4	0.75	30	470
超镁铁岩	0.02	0.08	0.1	0.004	0.5	50
页 岩	4	12	20	2.7	140	300

* 百万分之一
(引自 York 和 Farquhar, 1971)

表1.3 大于30亿年的矿物及全岩年龄

地 点	方 法	矿 物	年龄(10^9 年)
苏联科拉半岛	K-Ar	黑云母	3.46
苏联乌克兰	K-Ar	黑云母	3.05
斯威士兰	Rb-Sr*	全 岩	3.07 ± 0.06
			3.44 ± 0.30
南非德兰士瓦省	Rb-Sr*	全 岩	3.20 ± 0.07
刚 果	Rb-Sr*	微斜长石	3.52 ± 0.18
美国明尼苏达	U-Pb	锆 石	≈ 3.3
美国蒙大拿	U-Pb	锆 石	≈ 3.1

* $\lambda = 1.39 \times 10^{-11} \text{年}^{-1}$

(引自 York 和 Farquhar, 1971)

表1.4 综合陨石及地球铅数据估计的地球年龄

作 者	年龄(10^9 年)
Patterson, Tilton 和 Inghram (1955)	4.5
Patterson (1956)	4.55 ± 0.07
Ostic, Russell 和 Reynolds (1963)	4.53 ± 0.03
Tilton 和 Steiger (1965)	4.75 ± 0.05
Ulrych (1967)	4.53 ± 0.04

(引自 York 和 Farquhar, 1971)

1.2 恒星及宇宙物质成份：元素的起源

我们对宇宙化学成份的知识来自对太阳、恒星、星际气体射线的谱分析及直接对月球样品和陨石的化学分析（见图1.1）。虽然不同元素的丰度差异很大，可以认为只有十种元素

（所有的 $Z < 27$ ）在数量上是很重要的，其中最轻的元素氢和氦远远超过其他八种元素。除氢和氦以外，宇宙的化学成分几乎到处一样。除某些例外，元素的丰度随原子序数的增加（直到大约 $Z = 30$ ），而迅速呈指数衰减。较重的元素几乎为常数值。元素的绝对丰度可能依赖于核的性质而不是依赖于化学性质，且与核的固有稳定性有关。地球物质像陨石物质一样，与恒星物质主要的不同在于气体元素贫乏。这并不奇怪，它可能是导致太阳系形成的一些事件的结果。

人们相信，元素形成于恒星内部，通过氢核聚变及氦核“燃烧”过程而形成低质量元素（重氢、锂、铍及硼可能是例外：它们似乎产生于低温下高能粒子的辐照）。但这些过程不能解释重质量元素的存在，它们的生成需要由中子来轰击轻核。如果轰击充分慢（s-过程），形成的元素能在随后的中子补充之前衰变（通过 β 粒子发射）到较稳定核。在 r-过程中，

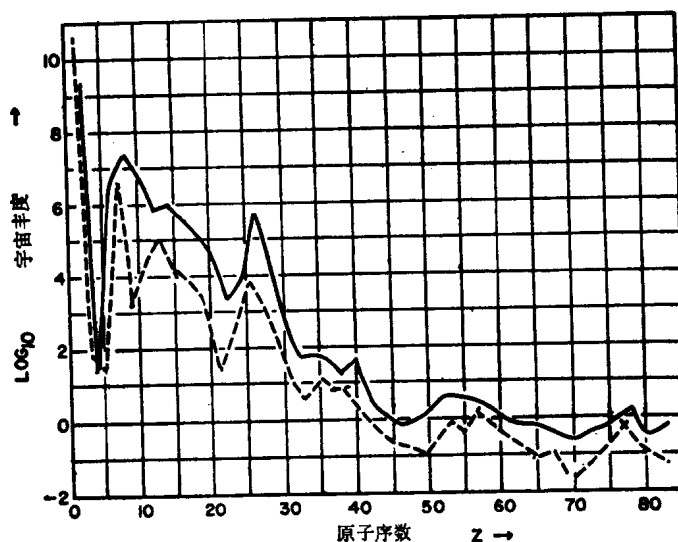


图1.1 元素的宇宙丰度（对 Si 取 10^6 作标准）
实线表示原子序数为偶数的元素，虚线代表原子序数为奇数的元素

中子补充进行得快得多, 因此 β 衰变没有发生的机会。这个过程详情已作过充分研究 (例如 Fowler 和 Stephens, 1968)。作为一个例子, 只有 r -过程才能产生铀后元素。

与元素形成机制同样重要的问题是什么时候形成的问题。由放射性测量已得到这个问题的一些答案。 I^{129} 通过 β 放射衰变到 Xe^{129} , 半衰期为 1640 万年。这个半衰期如此之短, 以致现在不存在天然的 I^{129} 。但这个同位素在其他元素形成时会产生。可期望, 行星物质的凝聚会把任何存在的碘混合进来, 但未必混合了很多氙。在凝结物内部形成的 Xe^{129} 将被俘获, 并且今天能观测到——在若干陨石中已发现非常少量的过剩 Xe^{129} 。在这领域工作的先驱 (Reynolds, 1963) 为了研究陨石中氙同位素的丰度, 已创造了一个专有名词“氙学”(xenology)。

由 $Xe^{129}-I^{129}$ 方法所算得的绝对形成间隔一般在四千万至三亿年之间, 随假设的核合成模式而异。相对形成间隔变化是很小的, 但很难估定, 因为不同实验室用不同的方法处理资料。Podosek (1970) 将全部伯克利资料, 使用共同的分析方法, 发现十五个不同的陨石具有在 1500 万年以内的形成间隔。但是有些样品之间存在实际上的差别。现在可用 $Xe^{129}-I^{129}$ 方法确定短至几百万年的陨石形成时间 (或更正确地说是冷却时间) 之间的差别。当把这资料与现在由 $Rb^{87}-Sr^{87}$ 法 (Papanastassiou 和 Wasserburg, 1969) 得到的更精确的不同陨石结晶时间的资料结合在一起, 可以得到关于太阳系早期发展史方面有价值的资料。

陨石中, 产生于已绝灭的放射性核而又能够决定形成间隔的其它稀有气体成份是重氙同位素 $Xe^{131-136}$, 它们由 Pu^{244} 裂变产生。这些裂变 Xe 成分比过剩 Xe^{129} 更难鉴别, 因而直到由一种含铀高 (化学上类似于钍) 俘获 Xe 含量很低的富钙无球粒陨石获得精确同位素资料以前, 均未发现裂变 Xe (Rowe 和 Kuroda, 1965)。陨石开始保存氙时的比值 Pu^{244}/U^{238} , 不仅给出陨石体形成终止期的一个独立测量, 而且在星系的原子核合成理论中也是重要的。

自然界中曾被假定已经灭绝了的放射性 Pu^{244} , 在美国加州帕斯山矿区中的氟碳铈矿 (一个古老的前寒武纪稀土族矿物) 中发现了 (Hoffman 等, 1971)。这是它现在还存在于自然界中的第一份资料。 Pu^{244} 半衰期约为八千二百万年, 故太阳系形成于约 60 个半衰期以前。寻找自然界中 Pu^{244} 的困难在于它的平均浓度只有它原始值的 $\left(\frac{1}{2}\right)^{60}$ 倍, 因而只能希望在一些含量多几个数量级的矿物中发现它。这一发现如果被证实, 将具有深远的宇宙学意义。与 I^{129} 的原始陨石丰度一起考虑, 可得出以下结论: 从一部分星际气体崩解, 形成太阳系的气体星云时和新近形成的陨石冷却到足以保存稀有气体 Xe 时起, 大约已经过去了 1.8 亿年。Hoffman 等指出, 现代 Pu^{244} 的丰度由于宇宙线中 Pu^{244} 核的加入, 可与原始地球物质中残存的数量相当或更多。在这方面, Flesicher 和 Naeser (1972) 发现帕斯山氟碳铈矿有一个明显的白垩纪裂变径迹年龄, 因此不显出任何 Pu^{244} 的异常裂变径迹。在这个很重要的问题上, 需做进一步的工作。

Blake 和 Schramm (1973) 已提出同位素 Cm^{247} 单 r 过程 (半衰期 ~ 16 百万年) 用于测年学的可能性。因为 I^{129} 出现在早期太阳系物质中, 并且 I^{129} 及 Cm^{247} 本质上有同样的半衰期, 两种核均产生于 r 过程, 故 Cm^{247} 也应存在。现在正试图探测它的存在。

现在唯一建立的核-宇宙测年器 (nucleo-cosmochronometers) 是对核合成的 r -过程。有一个短寿命 s -过程测年器是极端重要的, 因为它能提供太阳系物质凝固和对太阳系元素丰度有影响的最后一次 s -过程核合成事件之间时间间隔 Δ 的估计 (与任何模型无关)。Blake 等

(1973) 考虑了单 s -过程 的同位素 Pb^{206} , 它通过电子俘获衰变到 Tl^{205} (具有半衰期 ~ 1500 万年)。现在的资料指明 s -过程的 Δ 与 r -过程的 Δ 相当, 这意味着 Δ 代表太阳系全部物质从整个核合成源分离出来的时间尺度。

1954年 Kohman 提出作为已绝灭的天然放射核同位素 Sm^{146} p -过程的可能性。 Sm^{146} 衰变到 Nd^{142} 放射一个 α 粒子, 其半衰期为一亿年, 但对 Nd 中同位素异常的搜寻直到最近还未成功。但近来, Notsu 等 (1973) 首先在富钙无球粒陨石 (Juvinas) 中获得绝灭 Sm^{146} 可能存在的证据。必须指出, 根据 Sm^{146} 衰变得到的形成间隔不需要与由 I^{129} 或 Pu^{244} 衰变得到的 一样, 因为后者的时间主要由 r -过程产生, 而 Sm^{146} 的时间由 p -过程产生。再者, 在 I^{129} - Xe^{129} 或 Pu^{144} - Xe 的情况下, 形成间隔的终点是保存 Xe 的起点, 而对于 Sm^{146} - Nd^{142} , 终点相当于不同相的稀土族元素被凝固作用所固定的时间。研究 Sm-Nd 同位素系统的另一可能的有利之处是提供长寿命的放射性同位素 Sm^{147} , 它可能被用于确定凝固年龄。

1.3 太阳系的起源

所有科学问题中最引人入胜的一个问题是太阳系的起源和演化。也许只有少数科学家没有考虑过这个问题。但必须明白, 无论如何也不能先天地认为对这个问题能给予确定的回答。很可能, 记载我们太阳系的诞生的环境的全部记录已经消失。因此, 我们今天所能做的只是从发生在遥远过去的假定事件试图推导它现在的状态, 故在某种意义上这个方法是一种尝试法。假定行星一般存在于某恒星附近, 比假定我们的行星系是唯一的或罕见的更为合理。仅在银河系中就约有 2000 亿个恒星。因此太阳系的起源问题是一个非常大的问题——太阳及恒星的一般演化——的一部分。

太阳系起源理论可分成两种主要类型: 一种认为起源是逐渐演化的结果; 另一种把起源归因于某种激变的作用, 通常假定在遥远的过去太阳与恒星相遇。这里不打算追述各理论的历史发展。激变论在本世纪初与 Moulton 及 Chamberlin 的名字相联系, 随后又有 Jeans 及 Jeffreys 的工作。像月球用它的引力产生了地球潮汐一样, 太阳与恒星相遇将产生太阳上的巨大气体潮汐, 按 Jeans 及 Jeffreys 的观点, 物质将被拉出太阳而形成一个长长的 气体纤维。这纤维不稳定, 不久即断裂为几部分, 每部分形成一个各别的物质聚集体, 它被冷却和压缩后发展成为行星。但这理论有很多困难。Nölcke (1930) 指出, 用这方式从太阳拉出的物质纤维将迅速散开, 它的密度将低于罗奇 (Roche) 极限*。而且气体纤维的温度将超过一百万度 ($^{\circ}\text{K}$), 在这温度下氢原子的平均速度超过 150 公里/秒。Spitzer (1939) 指出, 在几个小时内就达到逃逸速度 (见附录 A), 纤维将消散。一些物质将跑到星际空间中去, 剩下的物质将形成一个伸展的气体云, 包围着一个或几个恒星。

早期的演化假说, 可追溯到 1755 年 Kant 所提出的假说, 证明同样是不成功的。这类理论的典型是 Laplace 的星云假说。Laplace 假定, 太阳最初是一个旋转的气体星云。在它的全部引力吸引下, 它逐渐压缩, 旋转加快。当星云外层的离心力超过整个星云对它的吸引力时, 气体物质将被抛出, 被抛出的物质形成一个在星云赤道面上旋转的环。当星云继续压缩

* 在罗奇密度下, 气体云的自身引力恰与太阳的起潮力相平衡。当超过临界密度时, 存在引力稳定性并进行行星聚集过程。详见附录 A。

时,环中的物质缓慢地集中到单一的气体物质聚合体中,再进一步凝结和冷却,发展成一个围绕着中心体旋转的行星。星云进一步被压缩及增加转速的结果,另外的物质又被抛出,由上述方式形成另一个行星。后来发现,若将现在行星的物质散布在拉普拉斯环中,这些环决不会结合成行星。但更重要的是,由拉普拉斯假说可期望太阳在稳定的条件下以可能有的最大角速度旋转。事实上,虽然太阳占有太阳系总质量的0.999,但它具有的角动量却不到0.02。若将太阳系的所有角动量都集中到太阳上,它的自转周期将约为12小时,在它赤道上的离心力只约为引力的百分之五。这样,物质环不可能以 Laplace 提出的那种方式被抛出。

这样的考虑产生了一个问题,太阳系在它刚形成时是否与今天的基本一样,或者说,是否发生了显著的变化。任何基于假定太阳系的角动量和总质量都保持不变的模型都不能解释现在的状况;行星的成份是高度选择的,以致其原始质量必须大大超过现在的值。太阳系起源的早期一元论的理论,像 Laplace 的理论一样,似乎肯定是不正确的,但其不正确的理由与历史抛弃它们的理由完全不同。对地球还有大气、水圈、大陆的起源问题。大陆在地质时期里是从核长大的?还是它一直有着大约相同的大小,只是曾被重新安排过?这问题将在第八章讨论。

激变论对太阳系起源不能作满意的解释,这导致对那些基于某原始系统逐渐演化的理论作重新考虑。在所有这种理论中,太阳假定在弥散的气体星云中心,它可以是太阳通过它里面的星际云或太阳从中凝结出来的气体云。作这些新的努力的有 Von Weizsacker, Kuiper, ter Haar 以及以苏联天文学家 Schmidt 为中心发展起来的天体演化学派。

直到大约1940年,所有关于太阳系起源的理论只考虑机械力(即引力)。Alfvén(1942—1945,1954)与这种观念作了根本的决裂,他提出电磁力起着关键的作用。在 Alfvén 的最初理论中假定太阳具有一普遍磁场,并且围绕着它的气体云被太阳幅射所电离。任何一种元素的电离度与温度有关,因此与距太阳的远近有关。气体云在太阳的引力吸引下落向太阳,但围绕太阳的磁场阻碍离子成份下落。这样,非电离成份通过被电离的成份而逐渐扩散。任何给定成份当它落向太阳时,先后到达能被热电离的距离,这时磁场开始起制动作用。Alfvén 提出,有四种主要的不同成份的云是由这种过程产生的。角动量被电磁力从太阳转移到气体云中去,引起气体在赤道面上集中;通过凝结,气体变成小的固体或液体,并由这些物体凝聚而形成行星。Alfvén 假定月球和火星由一个云(主要成份为氦)中的杂质凝结出来,地球、金星和水星从另一个云(主要成份为氢),四个大行星从第三个云(主要成份为碳),冥王星(或许还有海王星的一个卫星,海卫一)由第四个云(主要成份为铁和硅)凝结出来。这理论的主要困难之一是假定磁场必须比似乎合理的值大得多。特别是太阳表面的场强需为 $300,000\Gamma$ (高斯),但现在这场强小于 2Γ 。尽管有这样那样的困难,Alfvén 由于论证了电磁力的重要性,从而对太阳系起源问题作出了实际贡献。

迄今所考虑的太阳系起源理论假定行星的形成与太阳的形成无关,行星形成是在太阳成为正常恒星以后。近年来从与此不同的前提出发,即从行星的起源和形成与太阳本身的形成有关出发,已取得一些成就(例如 Hoyle, 1955, 1960; McCrae, 1960)。一些作者也已指出,地球和陨石中发现的某些元素和化合物与地球是从太阳成份的热气体云中凝结出来的看法相矛盾。在这种情况下,地球元素从周围的氢分离出来必须发生在低温条件下。

大多数关于行星起源的理论假定它们是由相对冷的均匀物质通过吸积作用(accretion)形成的。地球(可能还有其它类地行星)分为壳、幔和核,可能是行星吸积期间或以后一些

时间里发生分凝过程的结果。但近年来,已考虑到地球不均匀吸积的可能性。Larimer(1967)对太阳星云中的元素及化合物凝结顺序的计算,导致其他学者提出,不同的陨石类型,月球和地球的不同层代表由不同温度下的太阳星云中凝结出来的物质吸积出来的。以后 Clark 等(1972)认为,行星是在凝结期间吸积的,而且内部分带是行星的一个起源上的特征。他们提出现代地核的铁物质首先凝结并成为核心,硅酸盐的幔以后沉积在它上面。最后积聚的是 FeS , Fe_3O_4 , 挥发性物质及含结晶水的硅酸盐。Anderson 和 Hanks(1972)更详细地研究了凝结顺序,并且指出早期在用这个模型解释月球成份及解释地核为什么是熔融的问题上存在的困难是可以克服的。在7.3节和 10.5 节中将详细讨论地球吸积和地核形成。行星的最终大小依赖于它轨道上可提供给它的可凝物质的总量,还依赖于在太阳达到像金牛 T 型星(T-Tauri)那样高温而将内太阳系未凝结的及微小凝结粒子吹掉以前该行星附近的星云温度。

更详细讨论太阳系起源问题超出了本书范围:近来 ter Haar(1967); Herczeg(1968) 和 Williams 及 Cremin(1968)作了些评述。关于陨石,将在节1.6中简要讨论。自空间飞船成功飞行以来,我们对月球、火星、金星的知识有了巨大增长,这三个天体将在第二章分别讨论。太阳系的起源仍然是自然哲学中最古老的悬而未决的问题之一。1972年3月27日由伦敦皇家协会及皇家天文协会主办的一次会议上,有关这一课题的理论多得和该领域中的研究者数目一样,ter Haar 甚至指出,这一问题远未解决,与三百四十年前的笛卡尔时代相比无甚进展。

1.4 引力常数 G 随时间的变化

1938年 Dirac 提出引力“常数” G 应与宇宙年龄成反比地变化。后来 Brans 和 Dicke(1961)修正广义相对论,使它与马赫原理相符——在他们的宇宙论中, G 以每年 10^{11} 分之一至三的速率随时间减小(Dicke, 1962)。像宇宙年龄或星系年龄这样一些数值的修正,废弃了很多早年基于 Dirac 假说效应的计算结果。

Egyed(1965), Carey(1958), Heezen(1959); Wilson(1960)和其他一些人提出地球随时间膨胀的观点——Dearnley(1966)对这些膨胀说学者的理论作了很好的评述。Carey 的假说中认为膨胀主要发生在过去的5亿年间,在这期间地球半径的平均增长率约为每年5毫米。Egyed 推测地球半径增加的速率为每年0.4到0.8毫米。解释这个膨胀的机制之一是 Dirac 假说,引力常数 G 随时间成反比变化。在 G 逐渐减小的同时,地球内部压强减小而体积增大。Dicke(1957)指出,为了解释 Carey 的这个机制中所需的膨胀,需假定 G 以每年约 10^8 分之一的速率减小;为满足 Egyed 提出的膨胀, G 减小的速率必须是每年 10^8 分之一。

若 G 随时间减小,则太阳辐射在过去应更强,因此小行星及陨石应有较高温度,这可能使陨石失去氩。根据陨石的 K-Ar 年龄观测, Peebles 和 Dicke(1962)指出, G 的减小不能超过每年 10^{10} 分之一。这就排除了 G 的减小能导致 Carey 和 Egyed 所提出的地球大膨胀(即 G 每年 10^{10} 分之一变化极限引起地球半径增长速率的上限约为每年0.05毫米)的可能性。Dicke(1966)从多种地球物理效应进一步推论指出, G 的减小量只能是很小的。

Egyed(1960)首次提出古地磁资料能用于计算可能的古地球半径。Carey, Heezen 和 Egyed 膨胀假说中大陆面积不增加,因此大陆稳定部分上任意两点间的距离保持不变。这样,若地球半径增加,两点间的地心角减少。假定地球古磁场是偶极子场,古地球半径 R 可由下式求出(见方程5.7)

$$R = \frac{d}{\cot^{-1}\left(\frac{1}{2}\tan I_1\right) - \cot^{-1}\left(\frac{1}{2}\tan I_2\right)} \quad (1.5)$$

这里 I_1 及 I_2 是在同一个稳定大陆板块上两个不同地点的同时代古地磁资料的磁倾角。 d 是两个磁纬间沿地表的实测距离 (Egyed, 1960)。Cox 和 Doell (1961) 已将此方法用到欧洲及西伯利亚的二叠纪资料上, 得到二叠纪时半径为现在半径的0.99倍的估计量。Ward (1963) 推广了 Egyed 的计算方法, 应用到欧洲和西伯利亚的泥盆纪、三叠纪以及二叠纪资料。他得到这时期地球半径的估计值相应地为现在半径的1.12、0.94、和0.99倍, 并不认为这些估计值与现代半径有明显区别。

应用最新的高压冲击波资料, Birch (1968) 指出, 对地幔和地核具有特定化学性质的地球来说, 当引力常数从 $2G$ 减到现在的值 G 时, 半径只增加370公里。若 Ramsey 的假设 (见节10.5) 是真实的, 则半径有较大的增加是可能的。但 Birch 指出, Ramsey 假设是很不可靠的, 并作出结论说, 若地球质量保持常数, 地球半径的变化不致超过100公里。这样, 所有资料都指出地球没有发生较大的膨胀, 并且 G 变化率的上限约为每年 10^{10} 分之一。

近来“矛盾红移”观测数目十分迅速地增加。Hoyle 和 Narlikar (1971) 给出了一种可能解释的理论, 引入了随时间减小的引力常数 G 。在后来的一篇文章中 (1972) 他们指出, 其理论暗示地球半径已经增加了, 其增长率为每年 0.1 毫米; 他们也推测在这样的膨胀下可能有的地球物理后果。Shapiro 等 (1971) 提出 $\dot{G}/G$ 的一个观测上限为 4×10^{-10} 年⁻¹。取 Hubble 常数为 5×10^{-11} 年, 预期的变化为 10^{-10} 年⁻¹, 与 Dicke (1962) 的估计很接近。

1972年 Hoyle 在皇家天文协会作的主席致词中, 用了相当多时间谈到引力常数变化的问题。Hoyle 举出了所有收集到的有利于 G 随时间减小的假设的证据。这些证据表明地球在过去温度较高, 20亿年前地球平均海平面处的温度约为 70°C 。按 Hoyle 的意见, 对可变 G 的最重要的异议是估计发生在25亿年前的、加拿大地盾的前寒武纪冰川作用。最近 Wesson (1973) 讨论了 G 是可变的这样一种现代宇宙论的地球物理意义。

1.5 陨石

我们对地球内部的组成及太阳系起源和演化的知识, 由于对地球外来物体的考察而有巨大增长。直到1969年7月20日阿波罗11号在月面静海着陆并将月球样品带回地球以前, 只有陨石是可供研究的地球外来物体。月球样品分析结果将在下章讨论。

陨石是小块的宇宙物质, 它从外部空间穿过地球大气层, 在完全被蒸发以前到达地表。每年约有1500个质量大于10公斤的陨石击中地球, 然而只有约五到十个被找到, 它们中的大多数落入海洋及无人地区。陨石可按其成份及结构分类 (如见 Mason, 1962)。那些几乎全由镍-铁组成的叫陨铁或称铁陨石; 那些主要成份为铁和镁的硅酸盐 (主要为橄榄石及辉石), 镍-铁含量较少, 称为陨石或石陨石。还有第三类叫古橄铁镍陨石 (Siderolite) 或石-铁陨石, 它含有百分之五十的镍-铁及百分之五十的硅酸盐。没有发现类似于沉积岩或变质岩的东西, 但许多陨石含有少量特殊的硫化铁 (FeS) 矿物, 叫做陨硫铁, 还有些陨石有含碳物质。

石陨石可再分为两类: 球粒陨石和无球粒陨石。所见陨石的百分之八十五或石陨石的百分之九十五是球粒陨石。虽然在陨石中已鉴别出有近50种不同矿物, 但它们一般均由几种主

要成份构成。球粒陨石由橄榄石，辉石，奥长石，陨硫铁及镍-铁微粒构成。通过显微镜从切片中看到，这些矿物，以具有不到1毫米截面的碎片杂乱地排列着，非常不像地球岩石。区分的特征是陨石球粒，一个圆形的掺杂物，典型的直径为1毫米（见图1.2）。Wood(1963

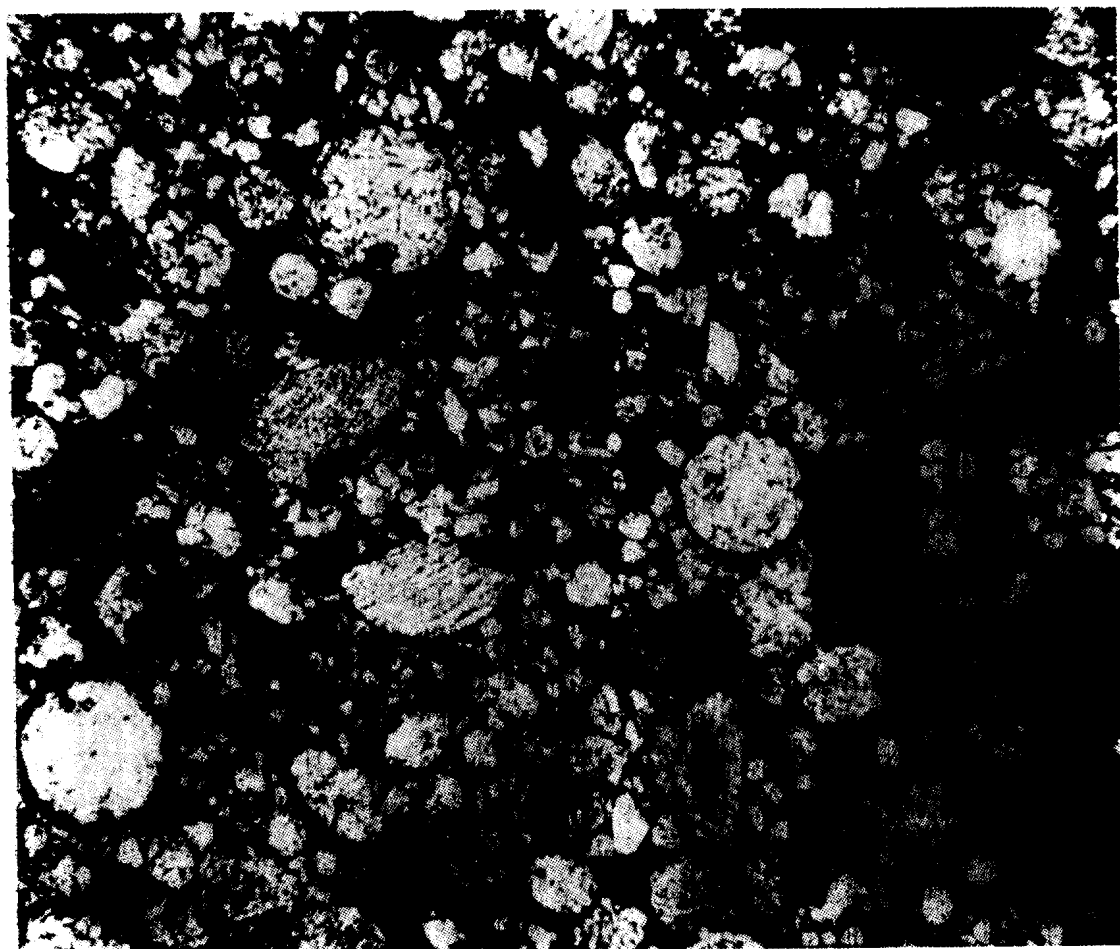


图1.2 Tieschatz (捷克斯洛伐克) 球粒陨石薄片在非极化光照射下的显微照片

相对透明的矿物显出光亮；不透明物质是暗的。圆形结构是陨石球粒。视域约为1公分（引自Wood, 1968）

a, b) 已对陨石球粒作了很好的描述，其中许多有玻璃存在的证据。它们主要是含有一些金属铁的冻结了的硅酸盐液滴，可能是原始行星物质。

由于在球粒陨石定量和定性分析方面的较大进展(如 Ahrens 等, 1969)，已能在化学基础上将球粒陨石分为七群。这几群(除顽火球粒陨石外)在主要非挥发性成份上显然都是均匀的，然而含碳球粒陨石在纹理和挥发性含量上变化很大。Van Schmus 和 Wood (1967) 根据岩石学及矿物学的标准将每个化学群分为六个岩类。在每个化学群的成员中大多数纹理和矿物学上的变化是与它们经历过不同程度热变质作用的观点一致的 (Dodd, 1969)。随着重结晶的进行，挥发性成份逐渐减少，这也支持这样一种观点：挥发性物质减损的特殊方式，特别是不同元素相关减损的方式，似乎与变质作用是不一致的。对挥发性示踪元素的资料仍不能作满意的解释。

每个球粒陨石群中都有一些陨石，它们的 Rb-Sr 年龄表明所有的球粒陨石都形成于约 46 亿年前的一个很短的时期内（少于 2 亿年）（Kaushal 和 Wetherill, 1970）。Xe-I 研究（Podosek, 1970）提出一个稍大的年龄和一个更短的形成期。陨石球粒的起源迄今尚未解决；可能的起源假说包括：星云气体的凝结，星云尘埃被光熔化，在延展体上的超速碰撞及火山作用。Larimer 和 Anders (1967, 1970) 指出，凝结模型能解释球粒陨石群中的大部分化学趋势，这种模型已被有关科学工作者广泛接受。

无球粒陨石不含有陨石球粒；他们很像地球上的岩石，如辉长岩，其中最普通的矿物是辉石及斜长石。无球粒陨石被认为是表明变质作用效应的，并想像有与地球岩石从岩浆中结晶出来相同的产生方式——它们能从已熔化的随后再结晶的球粒陨石中得到。

虽然，眼见它落地的全部陨石中有百分之九十以上是石质的，而被发现的陨石中约有三分之二是铁质的。产生这个显然自相矛盾的原因是铁质的容易被识别为陨石，而石陨石除非眼见它落地，否则很容易被漏掉，并且铁陨石比石陨石更能经受住风化。关于陨石物质元素相对丰度的更好的资料是从那些眼见它落地的陨石中获得的。硅酸盐、陨硫铁及镍-铁在陨石物质中的平均比例约为 13:1:3。

后面将看到，地球有个核，主要由镍-铁组成，被一个硅酸盐的幔所包围，这样自然猜测铁陨石来自足够大的行星的核，石陨石来自它周围的幔。已有人提出陨石可能是从火星和木星间小行星带上被偏离出来的小行星，而且小行星本身可能是以前的行星的碎片。本书不可能讨论小行星形成的问题——Anders (1965) 对此问题作了很好的评述。Alfvén 和 Arrhenius (1970)；Safronov 和 Zvjagina (1969) 以及 Sonett 等 (1970) 讨论了新近的进展。

铁陨石呈现出晶体图案，它无疑是由固体而不是液体的核形成的。铁陨石中的镍-铁成份可用在一个单一母体中分异的相化学来解释，虽然其他资料倾向于是几个（四个或更多）母体（Anders, 1964）。这些母体的直径可能在 50 到 250 公里之间。对大量陨石已测定了宇宙线照射的年龄。石陨石典型的照射年龄为 0.01 亿—1 亿年，铁陨石为 0.1 亿—1 亿年，这个年龄代表陨石从防御宇宙线的大物体中分裂出来以后的时间，它同放射性产生的年龄或形成年龄不同。任何照射年龄相同的特殊陨石群，意味着所有这些陨石来自某特殊天体上的单一碰撞，并且地球上发现的大多数陨石类型起源于有限数量的这种母体之中。

陨石（及其他地球外来样品）中稀有气体同位素丰度的测定在过去十年中已成为非常活跃的研究领域，并且从五种稳定稀有气体的研究中已得到许多太阳系早期历史的资料。一些原始气体被“捕获”，自从陨石固化以来一直保存在陨石中。这些气体与陨石中由放射性衰变及各种诱发核反应产生的稀有气体不同。已发现陨石中被“捕获”的气体有两种主要类型：太阳的或未被分馏的气体和行星的或已分馏的气体。在少数陨石中清楚发现的太阳气体，代表着被埋藏在个别矿物颗粒表部的太阳风样品（见节 2.3）。假定太阳风的这种照射发生在太阳系历史的早期，当时这些陨石的各部分仍细微地分散在空中。月球表面物质也包含有类似成份的太阳风气体。被捕获的另一类稀有气体，即行星成份气体，在含碳陨石中大量发现，但在许多普通球粒陨石中含量很少。这些气体代表存在于行星星云中（陨石形成时亦即元素及同位素分异时）稀有气体被精密保存的部分。

用于岩石测年的三种主要放射性方法也可用于陨石（如见 Anders, 1962; Reynolds, 1967）。约在本世纪六十年代末已确定，地球年龄是 45.5 ± 1.5 亿年，其计算方法是假定海洋中的铅是由某些铁陨石的陨硫铁中发现的原始铅演化而来（Patterson, 1956）。球粒陨石的

$\text{Rb}^{87}\text{-Sr}^{87}$ 分析给出约 46 亿年的年龄 (如见 Gast, 1962)。石陨石 (大多用球粒陨石分析) 的最大 K-Ar 年龄是 45—46 亿年, 但这里有约不到 10 亿年的伸缩性, 可能是由于 Ar^{40} 扩散损失引起的 (如见 Kirsten 等, 1963)。若干铁陨石中的硅酸盐掺杂物给出的 K-Ar 及 Rb-Sr 年龄在 44—47 亿年的范围内 (Bogard 等, 1968; Burnett 和 Wasserburg, 1967)。球粒陨石中由于 I^{129} 在原地衰变, 保存有放射性产生的 Xe^{129} , 这表明球粒陨石的年龄实质上就是太阳系年龄。近年来的主要进展是提高了 $\text{Rb}^{87}\text{-Sr}^{87}$ 方法的精度。这是由于高灵敏度 (和特别高的精度) 的质谱测定法以及化学提取 Rb 和 Sr 低于 10^{-9} 克污染的缘故。

Green II 等 (1971) 相信 1969 年落在墨西哥奇瓦瓦州的 Allende 陨石中包含有比太阳系更老的结晶物体。由细颗粒富碳基质组成的陨石中嵌有许多陨石球粒; 基质及陨石球粒都主要由橄榄石 (Mg_2SiO_4) 组成。Green 等用一高压透射电子显微镜对基质及陨石球粒的精细结构作了详细研究, 指出在一些陨石球粒中的橄榄石晶体有一种特殊的, 细尺度的黑斑结构。这些微细构造被解释为是普遍辐射损伤的证据。将它与其他陨石, 月球玄武岩及地球岩石的次级结构作比较后, 作者的结论是: 观察到的对陨石球粒的辐照, 发生在太阳系形成的早期阶段的物质冷吸积以前。他们相信, 这种辐射起源于原始太阳; 陨石球粒中存在辐射损伤而在基质中不存在, 这说明辐射发生在陨石球粒固化以后, 但在母陨石体形成以前。作者因此而得到的结论是: “Allende 陨石由初始的行星物质组成”。Banerjee 和 Hargraves (1972) 对三种含碳球粒陨石的天然剩余磁化强度 (NRM) 进行了研究, 结果是这些陨石形成期间周围的磁场强度在 0.2 至 1.1 奥斯特 (Oe) 之间。后一数值 (1.1 奥) 是对 Allende 陨石的; Bulter (1972) 计算了 Allende 陨石 NRM 形成时的磁场强度, 得到相同的数值。这样一个原始磁场强度值比现在行星际场约大 10^4 倍, 这有利于在太阳系形成期间需要出现很大磁场的天体演化理论。也可能 Allende 陨石是被母体所磁化, 则那个母体必须具有强磁矩。

陨石中的一个特殊种类, 即玻陨石, 值得专门叙述, 因为它的起源已热烈地讨论了很多年。玻陨石是小的、玻璃质的物体, 其大小为几厘米, 只在世界上几个特殊地区被发现。这样的玻陨石 “撒播场” (strewnfields), 有不同的物理和化学特征及不同的年龄。澳大利亚, 象牙海岸、捷克斯洛伐克及北美撒播场相应的年龄约为 70、100、1500 及 3500 万年。某些玻陨石具有很特殊的形状, 像钮扣或哑铃 (见图 1.3)。风洞实验表明, 它们可能是因高速穿透地球大气而造成的。高温将表面熔化, 物质被气流吹向后方。1967 年微玻陨石 (颗粒小于 1 毫米) 在印度洋及太平洋的深海岩心中被发现, 建立了澳大利亚、东南亚及菲律宾一带之间的地理上的联系——70 万年前的一次单一的事件至少在一万公里的范围内容撒播了玻璃质。玻陨石性质的详细研究可参阅玻陨石一书 (O'Keefe 编, 1963), 他的评论文章 (1966) 及 1969 年他在纽约科宁召开的第三届国际玻陨石讨论会上的报告, 发表在 “地球物理杂志” 第 74 卷、第 6722—6852 页, 及地球化学和宇宙化学学报第 33 卷、第 1011—1147 页。

对玻陨石的主要争论是它是否是地球外来的物质。巨大陨石与地球或月球碰撞时, 物质应熔化为玻璃。某些科学家相信, 玻陨石原来是巨大陨石击中月球表面时从月球上抛出的月球物质。被熔化的物质在太空中凝固, 其中一部分落到地球上 (Fleischer 等在 1965 年提出, 这些物质在太空中的存在时间最多为 300 年, 他的根据是在玻陨石中缺乏宇宙线诱发的裂变径迹)。但假定陨石与地球而不是与月球碰撞似乎更合理些, 玻陨石是被射向空中的在落回地面以前熔化了了的地球物质。现在已知的一些玻陨石场接近于地球上的大环形山, 这令人信服地证明德国诺德林格的里斯盆地环形山与捷克斯洛伐克的玻陨石场有关, 非洲加纳博苏特维