

地 球 的 年 龄

翁 文 波

地球的起源、年龄、演变是地球史中的重大问题，其中地球的年龄又是地球史中最具体的时间尺度。随着核物理的发展，地球年龄问题的研究有了很大的进展。

在核物理发展以前，人们没有很好的方法来精确地计算地球的年龄。1899年，乔里(Joly)建议用海水中含盐量来计算海洋的年龄。他假定原始海水是淡的，并假定每年由江河的流水带进海洋的盐份接近常数，这样就可以把今日全部海水内的含盐量被除于每年流入量，求得海水达到今日鹹度的年数。据估计，每年有 1.5×10^{14} 克的钠流入海洋，而海水中钠的总量估计为 1.29×10^{22} 克。二者相除得 80×10^6 年或八千万年。现在所知的地球年龄比这个数大得多。

1913年，何尔姆斯(A. Holmes)利用沉积岩的形成过程求其年龄。据估计，地球上沉积岩的总体积约为 30×10^7 立方公里，现代沉积岩每年增加 0.8 立方公里。因之最古的沉积岩可算出为 350×10^6 年，或三亿五千万年。现在所知的地球年龄还是比这个数大得多。

我们掌握了原子核放射性衰变规律以后，就能够比较准确地测定岩石、陨石的年龄。但岩石和陨石的年龄并不等于地球的年

龄，我们还有许多问题要解决，才能接触到地球形成的年代。其中一个主要的问题是几种放射性同位素在地球元素形成、地球形成、地壳分异初期时的相对丰量。

放射性衰变的一种最终产物是铅。铅的同位素的原始相对丰量已可以用二种方法来推算。一种方法用隕铁中的成份作为近似值；另一种方法用古老岩石的成份通过外推法计算。

近来我们^[1]建议利用同位素的周期性来推测原始的相对丰量。这一方法不但可用于铅，并且可以用于更为重要的铀、钍等放射性元素。

同位素的周期性

同位素的周期性早在本世纪二十年代已被提了出来。1963年我们提出了一个表示同位素周期性的方案。现在将略加改进的方案简述于下：

同位素周期性可概括为源点同位素表(表1)。表中原点同位素可用它的原子质量数 A_0 和原子序号(或核的质子数) Z_0 来表示。在这一表中，纵向分为三个宇称组，又细分为 I...X 等组。横向分为二个类和十一个行。第一类源点同位素向前推进时，有

表1 同位素周期性源点表

字 称 组		一		二			三				
组 别		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
	行	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0	A_0 Z_0
第 一 类	1			20 10							
	2			24 12							
	3			28 14							
	4		8 4	32 16	50 24						
	5		12 6	36 18	54 26	86 38	100 44	138 58			
	6	4 <u>2</u> $N_0=2$ ●	16 <u>8</u> $N_0=8$ ●	40 <u>20</u> $N_0=20$ ●	58 <u>28</u> $N_0=50$ ●	90 40	104 46	142 <u>60</u> $N_0=82$ ◎	176 72	210 <u>84</u> $N_0=126$	244 96
第 二 类	7			44 42	62 30	94 <u>42</u>	108 48	146 62	180 74	214 86	248 98
	8				68 32		114 <u>50</u>	152 64	186 76	220 88	254 100
	9				74 34		120 52	158 66	192 78	226 90	260 102
	10				80 36		126 54	164 68	198 80	232 92	266 104
	11				$N_0=44$ ◎		132 56	170 70	204 <u>82</u> ●	238 94	272 106

$\Delta Z_0 = 2$, $\Delta A_0 = 4$ 的规律; 第二类, 有 $\Delta Z_0 = 2$, $\Delta A_0 = 6$ 的规律。这是同位素的 4、6 基本周期。

表 1 反映了原子核壳层模型的许多唯象属性。在表 1 中原子核的幻数用“——”符号表明 (N_0 为源点同位素的中子数), 奇质子同位素的字称换向点用“●”符号表明。例如第 V 组第 6 行的源点同位素的原子序号为 $Z_0 = 40$, 表中有“●”符号。这表示原子序号在 40 以下的 $_{37}\text{Rb}^{83}$ 、 $_{37}\text{Rb}^{85}$ 、 $_{39}\text{Y}^{89}$ 、 $_{39}\text{Y}^{91}$ 等基态字称是负的, 而原子序号在 40 以上的 $_{41}\text{Nb}^{93}$ 、 $_{41}\text{Nb}^{95}$ 、 $_{43}\text{Tc}^{99}$... 等基态字称是正的。同样, 奇中子同位素的字称换向点用“◎”符号表示。地球上缺失元素的前一序号在表中用“~”符号表示。以上这些奇异数绝大部分位于第一类末 (即第 6 行) 或第二类末 (即第 11 行)。

任何同位素都可根据最相接近的源点同位素, 用座标来表示。设有一个同位素的原子质量数为 A , 原子序号为 Z , 我们可以找

出最相接近的源点同位素 A_0 、 Z_0 , 并列: $A = A_0 + a$ 、 $Z = Z_0 + z$ 。 a 、 z 即为这一同位素的座标, 可用 (a, z) 符号表示。为划一座标起见, 规定对第一类源点同位素 a 只能取 -2 、 -1 、 0 、 $+1$ 等四个数, 对第二类源点同位素只能取 -2 、 -1 、 0 、 $+1$ 、 $+2$ 、 $+3$ 等六个数。

在这样的规定下, 我们可以看出一些简单规律。例如除了 Ru^{96} 、 Sn^{124} 、 Tc^{130} 、 Xe^{136} 、 N^{150} 五个例外, 所有稳定同位素的 z 值必为: -2 、 -1 或 0 。所有奇 Z 稳定同位素的 z 值为 -1 。所有双重 β 衰变同位素, 如 K^{40} , 只限于 $(-2, -1)$ 、 $(0, -1)$ 、 $(+2, -1)$ 等三个座标。

放射性同位素 β 衰变中质量差 (或 Q 值) 可以从其座标 (a, z) 作估计。经验公式为

$$Q_{\beta^-} = \frac{93.1}{A} \left\{ -2z - 1 + 0.82a + \frac{4.6A\delta}{A + 70} \right\} - E_c$$

$$Q_{EK} = \frac{93.1}{A} \left\{ +2z - 1 - 0.82a + \frac{4.6A\delta}{A + 70} \right\} + E_e \text{ 百万电子伏特}$$

式中 Q_{β^-} 为 β^- 衰变中的质量差, Q_{EK} 为电子俘获或正电子衰变中的质量差, E_e 是原子质量数 A 的函数。式中 δ 值由下式决定:

$$\delta = \begin{cases} 0 & \text{奇 } a \\ +1 & \text{偶 } a \begin{cases} \text{奇 } z \\ \text{偶 } z \end{cases} \\ -1 & \end{cases}$$

为了表示同位素周期性的定量性质, 我们取 500 种左右 β 衰变同位素的已知 Q 值, 用上式求出 E_e 函数的观察值, 并对原子质量数 A 作图 (图 1)。图中黑点代表从 Q_{EK} 求得的点, 圆圈代表从 Q_{β^-} 求得的点。从图可以看出, 二种观察点不但各自形成规律, 并且在绝大部分区间是互相符合的。这充分说明了同位素周期规律的一定客观性。但这并不否定进一步调整源点同位素表或经验公式, 仍可能使客观规律反映得更为明显。

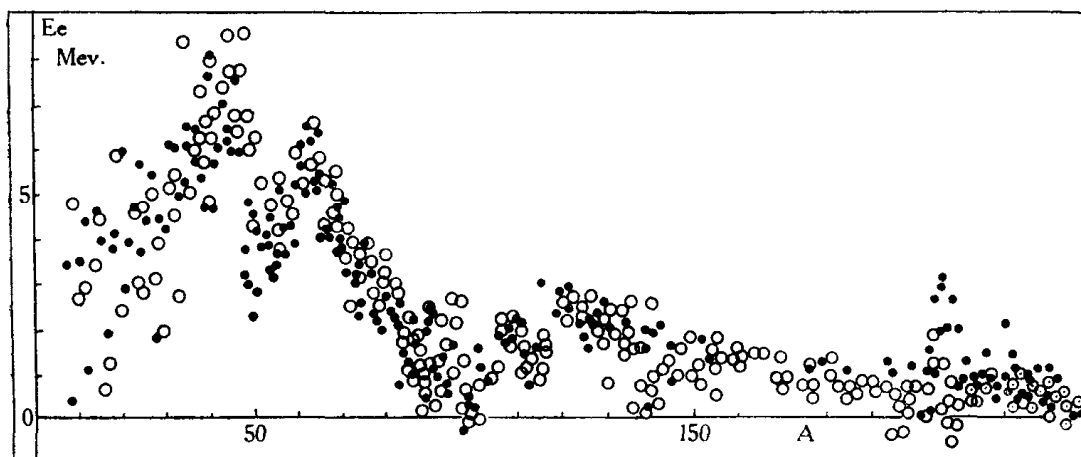


图 1 E_e 函数的观察点

地球元素的年龄

我们设想地球上的元素在宇宙中生成以后, 虽然经过复杂的化学分异, 但没有经过充分的同位素的分异过程。如果知道了一些适当半衰期的放射性同位素的原始相对丰量, 就可求出地球元素的年龄。

U^{235} 和 U^{238} 的源点同位素都属于第三宇称组中的第二类。它们的相应座标各为 $(+3, 0)$ 和 $(0, -2)$ 。根据同位素的周期性, 我们列出与 VII、VIII 组第二类源点同位素有关的 $(+3, 0)$ 、 $(0, -2)$ 和 $(0, 0)$ 同位素的相对丰量, 如表 2。

表 2 一些 $(+3, 0)$ 、 $(0, -2)$ 和 $(0, 0)$ 同位素的相对丰量(%)

$(+3, 0)$		$(0, -2)$		$(0, 0)$	
Sm ¹⁴⁹	13.84	Nd ¹⁴⁶	17.80	Gd ¹⁵³	0.20
Gd ¹⁵⁵	14.73	Sm ¹⁵²	26.63	Dy ¹⁵⁸	0.09
Dy ¹⁶¹	18.88	Gd ¹⁵⁸	24.87	Er ¹⁶⁴	1.56
Er ¹⁶⁷	22.94	Dy ¹⁶⁴	28.18	Yb ¹⁷⁰	3.03
Yb ¹⁷³	16.13	Er ¹⁷⁰	14.88	W ¹⁸⁰	0.135
W ¹⁸³	14.4	Hf ¹⁸⁰	35.44	Os ¹⁸⁴	1.59
Os ¹⁸⁹	16.1	W ¹⁸⁶	28.4	Pt ¹⁹²	0.78
Pt ¹⁹⁵	33.7	Os ¹⁹²	41.0	Hg ¹⁹⁸	10.02
Hg ²⁰¹	13.22	Pt ¹⁹⁸	7.23		
中位值	16.1		26.6		1.17
平均值	18.2		24.9		2.18
方差根	4.1		8.9		3.4
数据数	9		9		8

因中位值接近平均值，可以假定分布近似正态的。这样就可用数理统计中的 t 法求出 $(+3, 0)$ 和 $(0, -2)$ 同位素的相对丰量的区别有 90% 以上的置信水平。 $(+3, 0)$ 和 $(0, 0)$ 的区别有 97% 以上的置信水平。

从以上数值可估计 U^{235} 和 U^{238} 在原始状态下的丰量比值。我们利用了这一方法，估计在原始状态下 U^{238}/U^{235} 的可能值近似正态分布 $N(1.3, 0.5)$ 。相应中位值为 1.3。85% 置信区间为 0.53 — 2.03。

取 U^{235} 和 U^{238} 的半衰期各为 0.713×10^9 年和 4.51×10^9 年，目前地球上的相对丰量为 0.715% 和 99.28%，求得地球元素的年龄为：

中位值： 5.63×10^9 年
 85% 置信区间： 4.75×10^9 — 6.81×10^9 年
 K^{40} 的座标为 $(0, -1)$ 。在这个座标的稳定或长半衰期同位素，除 K^{40} 外只有三个。它们的相对丰量为：

V^{50} 0.24%
 La^{138} 0.089% (半衰期 2×10^{11} 年)
 Lu^{176} 2.60% (半衰期 2.4×10^{10} 年)

它们的相对丰量都是较小的。在这三个同位素中，只有 V^{50} 是完全稳定，并且和 K^{40} 同属于一个宇称组，同一个类。如假定 K^{40} 的原始相对丰量也是 0.24%，那么取半衰期为 3.32×10^9 年，现 K^{40} 的相对丰量为 0.0119%， K^{39} 的相对丰量未变，可得钾元素的年龄为： 5.6×10^9 年。

地壳的年龄

地球物质，脱离了生成元素的母体后，经过空间旅行，来到地球的轨道上。这些物质又经过元素分异过程，形成地壳。地壳中放射性元素和其子母同位素的比值都是可以

测定的。如果我们知道一种衰变最终元素的同位素原始相对丰量，就可求出从地球前身或本身元素分异的年龄。现代地球化学研究对象之一就是铅同位素的原始相对丰量。下面介绍三种估计铅同位素原始相对丰量的方法。

第一种方法是同位素周期性的推断法。 Pb^{204} 、 Pb^{206} 、 Pb^{207} 和 Pb^{208} 的座标各为 $(0, 0)$ 、 $(+2, 0)$ 、 $(+3, 0)$ 和 $(-2, -2)$ 。除了 Pb^{208} 外，相应源点同位素都属于第二类。仍取 VII、VIII 组第二类同位素的平均值，估计 Pb^{204} 、 Pb^{206} 、 Pb^{207} 的原始相对丰量，并用差减法求 Pb^{208} 的相对丰量。这样求得的平均值为：

Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
2.18%	18.5%	18.2%	61.1%

第二种方法假定陨铁中的铅同位素保持了原始比值。这是假定了陨铁中原来就很少含铀、钍等元素。代表性的结果^[2] 列于表 3。

表 3 铅的原始同位素比值

	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
同位素周期性法	8.5	8.4	28.0
陨 铁	9.7	10.6	30.1
古老岩石的外推法	7.88	6.97	28.1

有人认为，地球物质离开母体后曾经形成中间行星，并且经过了有效的元素分异。这样的中间行星或地球的前身破裂后的碎片才是地球外空的陨星和地球的直接物质来源。如果陨铁确来自存在较久的中间行星，那么它的铅同位素比值 $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ 、 $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ 和 $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$ 将会大于地球元素的原始比值，即大于第一种方法所得的结果。从表 3 可以看出，这样的差别

是不显著的,这就不能证实地球的前身确曾长期存在过。

第三种方法是用一系列古老岩石的铅同位素比值的外推法^[3]求出其极限。代表性的数值^[4]也列于表3,以便比较。

从铅同位素的原始相对丰量求地壳年龄时需要考虑晚期地壳分异作用、隕星下落和地下水溶解等影响。根据一些古老岩石、矿物用不同方法测定的年龄及其铅同位素的相对丰量的研究^[3,5],地壳中 Pb^{204} 有相对增加的倾向。相应的铅的增加速度估计为0.09原子铅/原子 $U^{238}/10^9$ 年。同样,地壳中 Th^{232} 和 U^{238} 的比值也有随着时间变化的倾向。考虑到这些因素,地壳的年龄估计为: $4.50 \times 10^9 - 4.55 \times 10^9$ 年。

岩石的年龄

测定岩石年龄的方法就更为直接和准确,但仍然还有一些基本问题没有得到完全解决。在钾氩法中的主要问题是古老岩石中带有原始的或不断混入的 Ar^{40} 的数值和钾的演变情况。如假定古老岩石中既没有原始的 Ar^{40} ,又没有氩的混入,钾的成分也未起变化,那么从个别岩样的分析数据,可以算出很大的年龄^[6]。但这样的假定并未被广泛地采纳^[7]。在钍铅、铀铅法中,铅同位素的保存也有问题,因之,用钍铅法测定的年龄常比铀铅法小些。虽然两者差别一般小于百分之几,但却说明了一部分铅确有同位素分异

现象^[8,9]。

用不同方法检查岩石和矿物的年龄一般还是符合的。如忽视个别只用钾氩法求得的数值,我们可以利用已综合的一些资料^[10],看出数百种矿物年龄的中位值约为 1×10^9 年或十亿年左右。最老的未超过 3.9×10^9 年。远东地区一种岩石的年龄达 2.64×10^9 年^[11],我国一种岩石的年龄达 2.508×10^9 年^[12]。

结合以上的讨论,我们可以暂时编成地球史原始期的简单年表如下:

地球物质从星体中出生 48—68 亿年
(中位值 56 亿年);

地球物质分异,地壳初步形成 45—46 亿年;

遗存至今的最老岩石 25—39 亿年。

- [1] 翁文波,地球物理学报,12 [2], 137 (1963).
- [2] Marshall R. R. et al., *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 28[3], 365 (1964).
- [3] Marshall R. R., *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 12, 225 (1957).
- [4] Schülze W., *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 26, 617 (1962).
- [5] Houtermans F. G., *Z. Naturf.*, 2a, 322 (1947).
- [6] 格尔林格等,同位素应用译丛,1, 21, 1964.
- [7] Чердышев В. В. и др., *Геохимия*, 9, 849, (1964).
- [8] Комлев Л. В., *Геохимия*, 12, 1228 (1964).
- [9] Шуколюков Ю. А., *Геохимия*, 9, 855 (1964).
- [10] Faul H., *Nuclear Geology*, 260, 1955.
- [11] Vinogradov A. P. et al., *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 26, 1283 (1962).
- [12] 程裕淇、李 璞,科学通报,1964年8月号,659页。