中 国 科 学
1986 年 10 月　　B 辑　　第 10 期

深海宇宙尘的痕量元素丰度特征

柴之芳　毛雪瑛　马淑兰　　彭汉昌　陆　康
（中国科学院高能物理研究所，北京）（国家海洋局第一海洋研究所，青岛）
肖 小 月　　欧阳自远
（中国科学院地球化学研究所，贵阳）

摘　　要

用仪器中子活化分析研究了选自深海沉积物中各种硅质、铁质和玻璃质小球中的 Os, Ir, Ru, Re, W, Mo, Ni, Co, Fe, Cr, Au 和一些稀土元素的丰度. 考察了元素之间的相关性以及相对于 C1 型陨石的富集或亏损因子. 根据这些小球所含的高浓度的难熔亲铁元素等，可判定它们来自地外物质. 由实验结果归纳出了一些适用于鉴别小球是否为地球外起源的化学判据.

一、引　　言

早在一百年前，Murray 和 Renard 就在深海沉积物中发现有各种铁质、硅质和玻璃质的小球[1]. 研究这些小球并探索其来源，对了解太阳系的起源和演化以及星际尘埃物质的性质具有重要的科学价值，因此近年来已引起人们越来越大的兴趣和重视[2-4]. 然而，迄今为止，一般多采用扫描电子显微镜观察其形貌[5]，用电子探针法测定小球中的常量组份. 用高灵敏度且具多元素分析能力的中子活化法研究宇宙尘中的痕量元素丰度及其相关性，在国内尚未见报道，在国外也为数不多[6,7]，这主要是因为选样以及实验技术上的困难所致.

本工作的目的是用具有高灵敏度及多元素分析能力的中子活化分析法，在单颗微粒测定的基础上，研究由我国在北太平洋调查中从深海沉积物中收集到的各类硅质、铁质和玻璃质小球中的痕量元素丰度，重点放在具有地球外物质指示作用的那些元素. 研究它们在不同小球中的丰度分布、相关性和富集(或亏损)因子，从而试图归纳出可用来判别小球来源的若干化学标志.

二、实　　验

1. 样品

表 1 列出了本工作所研究的各种取自深海沉积物中的硅质、铁质和玻璃质小球的重量、粒径、地理位置及其简单描述. 其中除 MA-B-1-C，MA-C-1-C 和 MA-D-1-M 为日本山越和

本文 1985 年 3 月 18 日收到，1985 年 8 月 9 日收到修改稿.

表 1 从深海沉积物中选出的硅质、铁质和玻璃质小球之简单描述

实验号	样 号	地理位置	性质*	重量 (μg)	粒径** (μm)	比重*** (g/cm³)	简单描述
8405-9	赤-1	179°59.31′W,0°00.85′N 水深 5228.4m	S	257	640 550	2.3	椭球形,灰色
8405-2	赤-2	同 上	S	37	390	1.2	球形,褐色
8405-4	赤-3	同 上	S	82	420	2.1	球形,褐色
8405-5	赤-4	同 上	S	125	470	2.3	球形,灰褐色
8405-3	赤-5	同 上	S	101	450	2.1	球形,褐色
8405-6	M9-6	170°2.78′W,9°59.7′N 水深4342.8 m	S	239	610	2.0	椭球形,灰黑色
8405-7	M9-7	同 上	S	119	460	2.4	椭球形,灰黑色
8405-8	M2-1	175°2.55′W,10°58.69′N 水深 4552.6m	S	138	490 420	2.8	椭球形,灰色
8405-11	M2-2	同 上	S	68	350	3.0	扁圆形,灰黑色
8405-1	M2-3	同 上	S	139	460	2.8	球形,浅黑色
8408-11	M1-3	178°3.58′W,10°57.51′N 水深 4769.5m	S	101	410	2.8	球形,浅黑色
8408-7	M21-43	157°55.10′E,22°4.72′N 水深 5390.0m	S	81	400 360	2.8	球形,灰褐色
8408-8	M21-44	同 上	S	48	480	0.84	椭球形,灰色
8408-9	M21-46	同 上	S	132	460	2.6	球形,灰褐色
8408-2	M6-4	176°22.74′W,9°59.56′N 水深 5188.5m	S	265	550	3.1	球形,灰色
8408-3	M6-6	同 上	S	96	440	2.9	球形,灰色
8403-1	MA-B-1-C	155°0.2′W,20°00′N 水深 4500m	S	73	420	1.9	球形,黑色
8403-2	MA-C-1-C	146°02.6′W,11°00.7′S 水深 4912m	S	220	580	2.2	球形,黑色
8408-10	M1-2	178°3.58′W,10°57.51′N 水深 4769.5m	I	118	350	5.4	球形,黑色
8408-12	M1-5	同 上	I	123	400	3.8	球形,黑色
8408-1	M6-2	176°22.74′W,9°59.56′N 水深 5188.5m	I	303	510	4.5	球形,黑色
8408-5	M21-39	157°55.10′E,22°4.72′N 水深 5390m	I	77	320	4.6	球形(有空穴),黑色
8403-3	MA-D-1-M	155°02′W,20°00′N 水深 4500m	I	83	380	3.0	球形,褐色
8405-10	M3-7	171°2.51′W,11°00.25′N 水深 5478.9m	G	87	390	2.9	玻璃球,无色透明

* S, I 和G分别表示硅质、铁质和玻璃质.

** 有些小球为明显的椭球体,故给出两个粒径值,表示椭球体的长、短轴.

*** 比重根据体积和重量计算而得,故有一定误差,尤其是对具有空腔构造的小球,误差更大,例 8405-2 和 8408-8.

雄赠送外,其余均从向阳红 16 号船 1983 年对北太平洋调查所取得的深海沉积物中选出. 将采得的沉积物泥浆样置于高压水龙下过 0.063mm 孔径铜筛冲洗去泥,然后烘干为砂样. 若为红粘土砂样,直接在实体显微镜下挑选;若为钙质软泥或硅-钙质软泥,因生物介壳多,故先用三溴甲烷进行分离,然后再在显微镜下挑选. 硅质和铁质小球一般呈灰色、褐色或黑色,有些铁质小球具有强烈的金属光泽. 有球状、椭球状、鸡蛋状、液滴状、瘤状或其它不规则形状. 硅质小球的表面不如铁质小球光滑,一般粗糙不平,可见明显的平行条纹. 同铁质小球相比,硅质小球的硬度小、性脆、无磁性. 玻璃质小球呈透明,但可清楚看到,在小球中有呈金属光泽的聚集体. 各类小球的形貌、扫描电子显微镜、电子探针和矿物学研究的结果可见文献[8].

将经超声波清洗过的待分析小球包在高纯铝箔中，备用。

2. 分析

将上述样品与初级化学标准和标准参考物质一起，置于中国科学院原子能研究所重水堆中照射 60h，中子通量为 8×10^{13} 中子/$cm^2\cdot s$. 将照射过的样品冷却 1 天后，用大体积 Ge(Li) 探测器测量其 γ 放射性，为获得足够的计数统计，需相当长的计数时间. 对天然本底放射性和因标准与样品测量位置不同而引起的一些效应作了相应的校正. 对可能存在的核干扰以及 γ 谱线干扰作了考虑. 详细的实验方法可见我们其它的文章，如文献[9].

三、结果与讨论

本工作测得的深海沉积物中硅质和玻璃质，以及铁质小球的元素浓度分别列于表 2，3中. 表中还列出了各类陨石以及地壳中这些元素的丰度，以资比较. 表 3 中包括了 4 颗实验室模拟铁质小球的元素定量结果[10].

1. 硅 质 小 球

(1) 难熔亲铁元素 Os 和 Ir

本实验测得的硅质小球中之铱的浓度（见表 2)与 Yamakoshi 等[7]和 Ganapathy 等[6]的结果相符，都比地壳中 Ir 的平均浓度高 10^3—10^4 倍，而接近各类球粒陨石的 Ir 的平均丰度，这就给予这些小球的地球外来源以有力的支持. 有意义的是，硅质小球的 Ir 含量之最大值与陨石中的丰度相当，但有一部分小球(例 M2-1，M6-4，M6-6，M21-44 和 M21-46 等)的 Ir 含量却比陨石的低一个量级（M2-2 的更低，小于 0.01ppm). 我们认为 Ir 的这种亏损可能有下列两个原因：1)大气层中的烧蚀作用，这会导致硅酸盐相与金属相的分离，我们对吉林陨石的高温熔融模拟实验就是一个例证[10]. 从本工作这些硅质小球看，赤-4，M2-1，M2-2，M6-4，M21-46 可能就是属于这一原因. 因为这些小球中除 Ir 浓度低外，Ni，Co 甚至还有 Fe 也几乎程度不同地亏损. 以 M2-1 为例，Ir 相对于 Cl 的亏损因子约为 0.08，而 Ni 为 0.07，Co 为 0.2，亏损也很严重. 2）也许这种亏损是原初的，反映了陨石母体中 Ir 分布的不均匀性. 以 M21-44 为例，该小球的 Ni 和 Co 的丰度与 Cl 的一致，但 Ir 的亏损因子却达 0.19. 我们很难设想，在大气层的烧蚀过程中，有一种选择性地只使 Ir 亏损、而不会使其它元素丢失的物理或化学的变化过程. 从我们对 Allende 和 Leoville（均为 C3V 型)陨石的微观中子活化研究得出，Ir 这些贵金属元素的浓度在微米级尺度时极不均匀，变化范围可达 1 到 2 个量级[11]，恰与本工作得到的小球中 Ir 浓度范围相符.

根据目前的认识，Ir 等元素在陨石中有可能处于“Fremdlinge”[1] 和铂金属块中[12]，它们的贵金属相关性并不服从常见的平衡型，而表现为非平衡态. 这种观点可用来说明 Ir 与其它贵金属元素之间的相关性.

表 2 中列出了少数几个小球的 Os 含量(对 M21-43，还测得 Ru 含量为 4.98ppm，因只有一个数据，故未列入). 从 Ir-Os-Ru 的相关性看，M2-3 和 MA-B-1-C 的 Os/Ir 比分别为 1.2 和 1.7，与地球外物质的 0.9—2.0 相当，M21-43 的 Os/Ru 比为 0.5，亦与地球外物质的 0.6

---

1) 原文为德文，意为奇怪的外来之物[12].

表 2　用 INAA 测得的深海沉积物中硅质和玻璃质小球的痕量元素浓度

实验号	样　号	Os	Ir	Ni(%)	Co	Fe(%)	Cr	Au	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu	Sc
8405-9	赤-1		0.65	0.14	283	32.0	1390	0.021	0.31		0.19	0.058	<0.5	<0.05	9.89
-2	赤-2		0.13	1.6	778	32.8	6370								6.83
-4	赤-3		0.31	1.1	728	35.5	6260	0.024	0.39		0.27	0.36		0.19	7.36
-5	赤-4		0.16		53.4	20.4	2100		0.78		0.41	0.05	0.58	0.13	14.6
-3	赤-5		0.18	1.1	538	30.0	4170	0.064	0.38		0.12	0.15			6.99
-6	M9-6		0.28	1.1	727	33.0	4845	0.015	0.57		0.16		0.31	0.20	8.32
-7	M9-7		0.47	0.12	300	32.9	1700	0.0076	0.22		0.11	0.24	<0.5	0.44	12.8
-8	M2-1		0.038	0.065	102	28.4	5970	0.0046	0.24		0.11	0.16	<0.5	<0.05	7.25
-11	M2-2			0.050	126	32.5	6310		0.42		0.20	0.053	0.49	0.13	10.0
-1	M2-3	1.4	1.21	1.2	663	36.3	3830	0.055	0.42		0.16	0.052			7.55
8408-11	M-1-3		0.991	1.58	660	30.3	4147	0.13	1.05	1.9	0.53	0.84	0.66	0.11	9.00
-7	M21-43	2.53	0.789		72.6	21.5		0.0089	0.53	2.6	0.33	0.71	0.40		11.0
-8	M21-44		0.090	1.04	727	31.0	5319		1.02		0.27	1.23	0.54	0.14	8.24
-9	M21-46		0.0588	0.12	492	30.9	4800		1.06	2.2	0.66	0.45	0.72	0.067	7.37
-2	M6-4		0.0207		16.2	11.0	1579		0.17		0.042	0.42	1.07	0.049	7.05
-3	M6-6		0.0259	0.61	524	28.8	2611		0.22		0.068	0.64		0.057	6.03
8403-1	MA-B-1-C	1.00	0.62	0.384	306	25.2	2020	0.085	0.68		0.48	0.62	0.34	0.10	7.50
8403-2	MA-C-1-C	0.81	0.14	1.30	258	26.9	3350		0.45		0.43	0.23	0.22	0.064	9.00
8405-10	M3-7	3.3	2.2	<0.01	6.0	0.99	<20	<0.001	1.93	6.4	1.34	0.99	1.4		43.0
	C1	0.34—0.61	0.45—0.63	0.98—1.15	470—530	18.40	2400	0.140	0.245	0.638	0.154	0.058	0.165	0.025	5.1
	C2	0.54—0.71	0.55—0.76	1.23—1.28	530—600	21.90	3100	0.180							7.4
	C3	0.69—0.85	0.56—0.78	1.33—1.45	620—650	25.15	3500	0.180	0.51	1.30	0.34	0.11	0.31	0.05	9.0
	H	0.66—0.88	0.64—0.84	1.63—1.91	810—930	27.61	3400	0.230							7.2—7.6
	L	0.43—0.63	0.32—0.70	1.10—1.27	500—570	21.81	3800	0.160							7.4—8.2
	LL	0.32—0.50	0.25—0.63	0.91	450—560	20.03	3700	0.170							7.8—8.5
	E	0.63—0.85	0.53—0.70	1.53—1.81	830—890	25.5—33.0	3300	0.320							7.0—7.2
	地壳	$<10^{-4}$	$<10^{-4}$	0.0075	25	0.63	100	0.004							22

注：1. 单位除已证明外，均为 ppm.

2. C1, C2, C3, H, L, LL 和 E 型陨石的数据取自 Mason B. 编的 *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*, Gordon & Breach, New York (1971). 地壳数据引自中国科学院贵阳地球化学所编的“地球化学简明手册”.

3. 计数统计误差(1σ)为：Os(±10—20%), Ir(±1—5%), Ni(±1—5%), Co(±1—3%), Fe(±0.5—1.0%), Cr(±0.5—3.0%), Au(±1—5%), La(±10—30%), Ce(±50—70%), Sm(±5—10%), Eu(±50—70%), Yb(±30—50%), Lu(±50—70%) 和 Sc(±1—2%).

表 3　用 INAA 测得的深海沉积物中铁质小球的痕量元素浓度

实验号	样　号	Os	Ir	Ru	Re	W	Mo	Ni (%)	Co	Fe (%)	Cr
8408-10	M1-2	17.3	14.4	27.3	1.82	3.94	13.0	6.52	3184	94.8	402
-12	M1-5	7.88	5.30	11.6	0.188	0.94	3.50	3.84	2852	70.4	386
-1	M6-2	<0.1	0.0345			15.5		0.615	46.6	86.3	147
-5	M21-39	<0.1	0.0465			3.59			3.30	75.0	103
8403-3	MA-D-1-M	15.4	14.1	14.1	2.1	1.3		1.35	1540	71.0	1001
8309-7	ND-7	0.15	0.29			3.2		1.81	1090	81.6	24.5
-8	ND-8	0.22	0.33			2.9			226	84.6	21.9
-9	ND-9	1.1	1.9					11.7	5845	81.5	
-12	JL-12	2.7	3.1					9.45	3010	77.1	1025
六面体铁陨石H		≤0.025—50	2.3—59	9.1—23.7	≪0.1—4.8	0.28—2.7	5.9—7.5	5.52—5.68	3400—6600	93.6	28—169
极粗粒八面体铁陨石 O_{gg}		0.25—4.5	1.1—5.5	3.8—16.6	0.0023—0.85		5.9—8.1	5.57—6.71	4600—50000	92.3	12.5—29
粗粒八面体铁陨石 O_g		2.1—2.6	0.05—6.0	3.8—16.6	0.007—0.43	0.96—1.9	4.9—8.1	6.15—8.80	4600—5400	91.2	8.3—14.2
中粒八面体铁陨石 O_m		0.58—16	0.01—19	2.5—13.4	0.0023—1.3	0.76	4.1—10	6.26—10.8	4500—5900	90.7	5.1—6.3
细粒八面体铁陨石 O_f		0.1—5.1	0.4—4.0	1.9—12	0.0048—1.7		3.2—11	7.48—13.4	4000—5700	90.5	49—355
极细粒八面体铁陨石 O_{ff}				0.5—0.8	0.0054—0.72		4.8—8.5	7.66—16.7	5700—6100	86.8	
富 Ni 角砾铁陨石D		0.16—4.0		13.3—34.8	0.004—3.4		2.2—30	9.30—36.1	6300—10100	79.6	

注：1.单位除已证明外，均为 ppm.

2.铁陨石的数据取自 Mason, B. 编的 *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*, Gordon & Breach, New York (1971).

3.计数统计误差(1σ)为：Ru(±20%)，Re(±35%)，W(±10—20%)，Cr(±3—10%)，Zn(±10—20%)，Sc(±5—10%)，其余与硅质小球的相近.

相近，这些数值都充分表现了这些小球的地外来源，并呈现很好的平衡粒子型．然而仍以 M 21-43 为例，Os/Ir 比值比 C1 型的高 20 余倍，对此，我们认为也只能用上述第二个原因来解释．

(2) Ni 和 Co

由表 2 可见，硅质小球中 Ni 的丰度大体上落在 0.05 到 1.6% 范围内，其最大值与陨石物质的相当，而最低值也比地壳值高得多，因此，小球中 Ni 的浓度也同 Ir 一样，可用来作为判别小球是否为地外成因的一个重要化学判据．

图 1 示出了 Ni 与 Ir 的相关性．Yamakoshi 等人[7]认为，Ir 似乎与 Ni 无关．从本实验结果看，在 Ni 与 Ir 的相关图上，大致可分成三个区域．位于第一区域的小球之 Ni/Ir 值为 2×10^4 左右，与地外物质之比值(图中直线所示)相符．处于第二区域的小球之 Ni/Ir 比值落在地外线的右下方，表现为 Ir 的亏损，造成这种现象的可能原因。我们已在上一小节中作了讨论．第三区的小球之 Ni/Ir 比值位于地外线的上方，表现为 Ni 的亏损．Blanchard 等[13]也都观察到这种 Ni 的亏损现象．一种流行的解释是大气层中的烧蚀作用．我们用吉林陨石熔融实验探讨了 Ni 在高温条件下的亏损情况[10]．在熔融形成的三颗吉林硅质小球中，一颗 Ni 无亏损，另两颗 Ni 亏损，但与此相应，Ir 也亏损，没有观察到只有 Ni 丢失，而其它元素浓度不受影响的小球．因此，我们认为大气层烧蚀可以解释一部分 Ir，Ni (还包括 Co 等) 均亏损的硅质小球的元素丰度，而很难解释 Ni 的选择性亏损．对少数这种小球的 Ni 丰度异常，是否仍应借助原初的地外异常论．至于在海洋环境中 Ni 的选举性侵蚀，目前还只不过是一种假设，缺少足够的实验证据[6]．

除少数几个小球外，大多数硅质小球的 Co 含量处于 100 至 800ppm 范围内，与陨石范围值接近，而比地壳物质约高一个量级，这又提供了一个识别地外成因小球的化学判据．

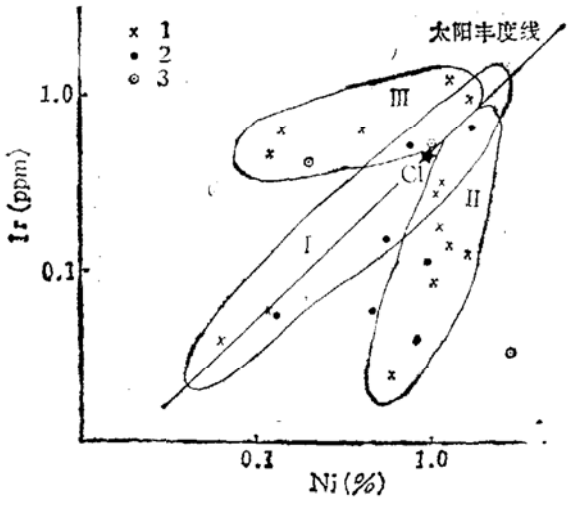

图 1 硅质小球的 Ir-Ni 相关性
(1——本工作，2——Yamakoshi, et al.,[17]，3——Ganapathy[6])

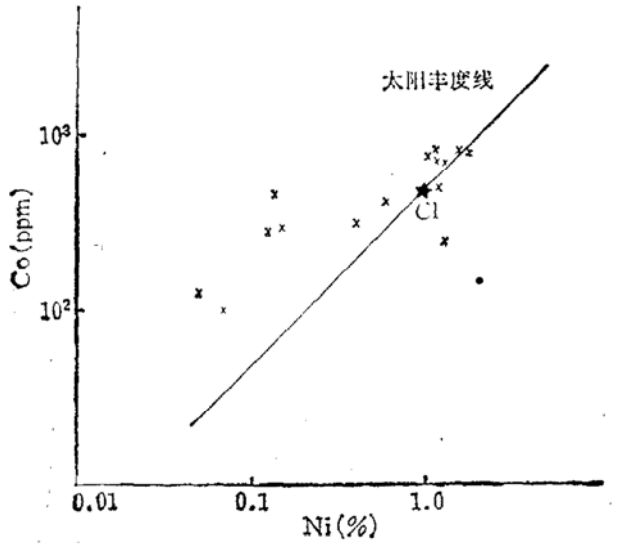

图 2 硅质小球的 Co-Ni 相关性
(×——本工作)

赤-4，M6-4 和 M21-43 的 Co 含量低，这与它们的 Ni 含量低相对应．图 2 示出了 Co 和 Ni 的相关性．由图可见，Co-Ni 与 Ir-Ni 情况不同，呈现为很好的线性关系，Yamakoshi 等[7]也有类似的报道．这说明小球中的 Co 与 Ni 处于同一相，它们在物理和化学过程中的行为是

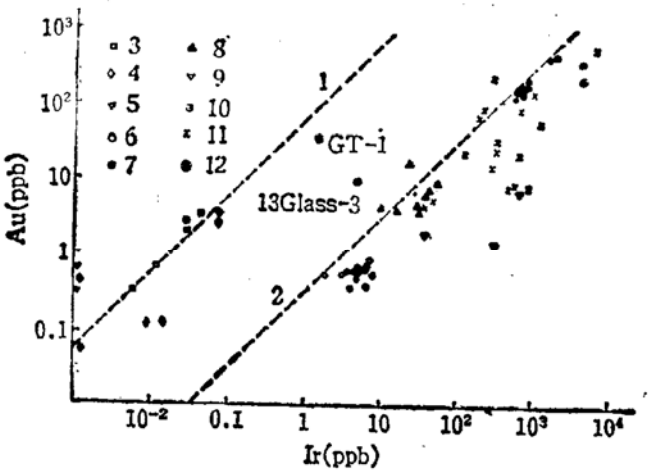

图 3　Ir-Au 之相关图

(1——地壳物质线 Ir/Au = 0.02，2——地球外物质线 Ir/Au = 3.3，地壳物质：3——加拿大地盾，4——大洋底玄武岩，5—— BCR-1，6——作为上地幔代表的超铁镁质结核，7——Orgueil 碳质球粒陨石，8——丹麦 Fishclay C-T 界线粘土，9——Ganapathy 等[6]，10——Yamakoshi 等[7]，11——本工作，12——玻璃质小球)

一致的. 然而应当指出的是，由于镍的不同程度的亏损，使硅质小球的 Co-Ni 相关性与太阳丰度线有一定的偏离.

硅质小球的 Co/Fe 比值，一般在几到 20×10^{-4}，也可作为一个判据，我们将在别处加以介绍.

(3) Au

硅质小球的金的变化范围较大，约跨两个量级，其最大值约与球粒陨石的相当，亏损因子基本上在 10 到 100 之间. 引起 Au 亏损的原因可能是：(1)金这个元素有一定的挥发性[1]；(2)海水对 Au 的浸取作用；(3)烧蚀分离. 此外，也有可能是由原初异常所引起的. 对此，我们已另文作了讨论[14].

一般讲，地外物质的金含量比地壳的高，然而，由于 Au 的亏损，所以用 Au 的绝对丰度作为判别地外物质的标志往往有模棱两可之难. 为此，我们尝试用 Au 与 Ir 的相关性作为判据. 图 3 绘出了本工作测得的硅质小球的金含量随 Ir 的变化关系. 由图可见，硅球的 Ir/Au 点基本上落在地外物质线附近，这充分说明了 Ir/Au 比值的可用性.

(4) Cr

本实验测得的硅质小球的 Cr 含量，除 M21-43 外，一般在 1000 到 6000ppm，与球粒陨石的相近. Yamakoshi 等[7]和 Ganapathy 等[6]的结果也是如此.

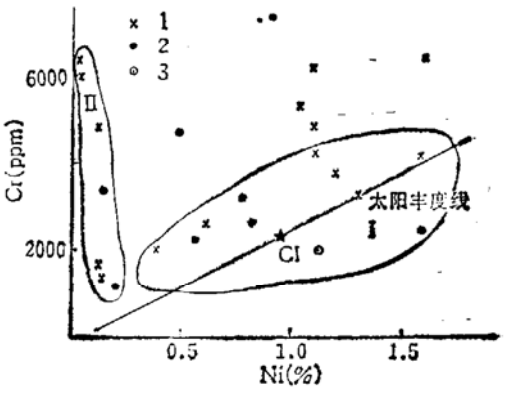

图 4　硅质小球的 Cr-Ni 相关性

(1——本工作，2—— Yamakoshi, et al.,[7] 3——Ganapathy[6])

1) 对此尚有不同意见，例见 Ehmann W. D. 等人[15].

与地壳物质相比，硅质小球中 Cr 的丰度要高一个量级以上．因此，Cr 的丰度显然亦可用作判别硅质小球来源的一个辅助标志．此外，对于判别小球的类型及其母源特征，Cr 的丰度也是一个重要的指标[16]．

Yamakoshi 等人[7]曾指出，Cr 与 Ni 无相关性．为此，我们亦考察了 Cr 随 Ni 的变化关系．由图 4 可见，大部分硅质小球的 Cr-Ni 相关性似乎可分成两个区域．一个区域中的硅质小球均位于太阳丰度线附近，而另一区域为 Ni 亏损区．实际上，位于这两个区域以外的硅质小球也显示为亏损 Ni．在本实验中，尚未发现铬亏损的小球(M21-43 的情况例外，将另行讨论)．

(5) REE (包括 Sc)

由于硅质小球重量轻、且稀土含量低，故表 2 中给出的稀土元素数据只限于 La, Sm, Eu, Yb 和 Lu，且结果的误差一般高达 50%或更大．也正因为如此，见诸于正式报道的 REE 数据迄今还很少[7]．

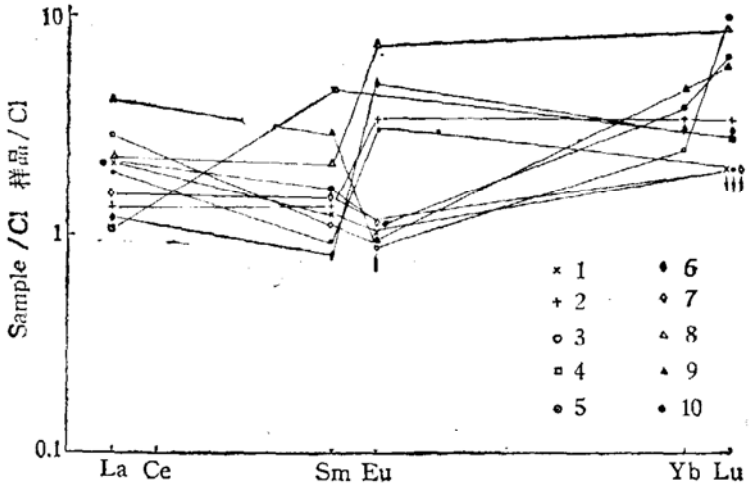

图 5 硅质小球的 REE 丰度模式

(1——M2-3, 2——M2-1, 3——M2-2, 4——M6-6, 5——M9-6, 6——M9-7, 7——E-1, 8——E-3, 9——E-4, 10——E-5)

图 5 示出了一些有代表性的硅质小球相对于 C1 归一化后的稀土元素分布模式．由图可见，这些曲线的富集因子大体上在 1 到 10 之间，稀土总量在 ppm 级，表现为化学上未经明显分馏的图型，从而为这些小球的地外来源提供了证据．

本工作测得的硅质小球中 Sc 的含量约从 6 到 12ppm，很好地落在球粒陨石范围内，而与地壳值相差甚远．钪丰度分布范围窄这一性质使它也可作为一个判别小球地外来源、甚至是铁质小球、还是硅质小球的指示性元素．

2. 铁 质 小 球

由表 3 结果可见，铁质小球的含铁量一般在 70—100%，与铁陨石的丰度相当，比表 2 中列出的硅质小球的高几倍，因此铁的丰度可简单地用作判别小球类型的依据．然而，应当指出的是，从海洋沉积物中选出的一些含铁量高的铁质小球并不来自地外，而是由自然污染或人工污染所产生的．

(1) 难熔亲铁元素 Os, Ir, Ru, Re, W 和 Mo

对于以 Fe 和 Ni 为主的铁质小球，这些难熔亲铁元素是最重要的指示性元素．本工作研究的铁质小球的难熔亲铁元素丰度变化范围很大，约达两个量级左右，但大体上都落在铁陨石的丰度范围内．这些元素的丰度特征与它们在母体中的分布以及大气层中的烧蚀作用等因素有关．近来，Brownlee 等人[17]指出，在氧化环境下，高温烧蚀有可能使化学性质较贵的元素（例 Os，Ir 等）与较贱的 Fe 和 Ni 相分离．因此可推测 M1-2，M1-5 和 MA-D-1-M 这三颗小球，与 M6-2 和 M21-39 经历了不同的物理化学过程．当然，它们之间难熔亲铁元素丰度不同的解释并不是唯一的．

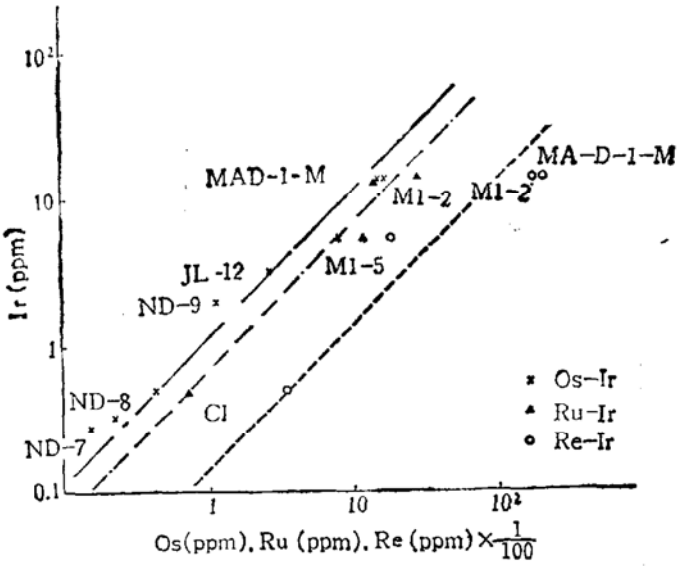

图 6　铁质小球的 Os-Ir，Ru-Ir 和 Re-Ir 之相关性

图 6 示出了 Os-Ir，Ru-Ir 和 Re-Ir 的相关性．由图可见，这些小球的难熔亲铁元素相关性良好，且与太阳丰度线靠近，这对这些小球的地球外成因提供了重要的判据．表 4 计算了 M1-2，M1-5 和 MA-D-1-M 相对于 Cl 的富集因子．

表 4　一些深海沉积物中铁质小球的难熔亲铁元素丰度相对于 Cl 的富集因子

	Os	Ir	Ru	Re	W	Mo*
M1-2	39.2	30.0	40.9	52.0	44.8	10
M1-5	18.8	11.0	16.8	5.4	10.7	2.5
MA-D-1-M	36.6	29.4	20.4	60.0	14.8	11

* Mo 富集因子偏低的一个可能原因是 Cl 的 Mo 含量偏高，例见文献[18]

除了 Mo 略偏低外，其余 5 个难熔亲铁元素的富集因子变化不大，显示出相对均匀的富集，这种特征只有在地外物质中才存在，因而是这些小球地外成因的有力证据．

(2) Ni 和 Co

和硅质小球一样，铁质小球的 Ni 和 Co 的相关性极好（见图 7），而且和太阳丰度线吻合．这意味着铁质小球中的 Ni 和 Co 处于同一相，并且在其形成的物理化学过程中行为保持一致．

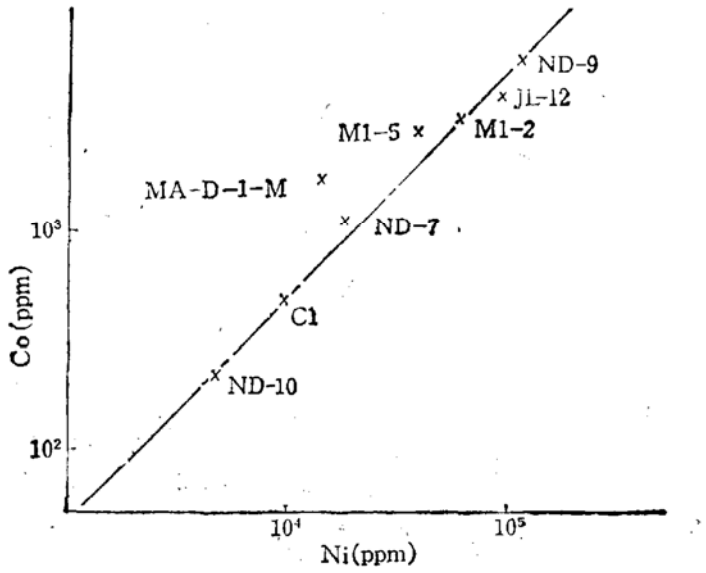

图 7 铁质小球 Ni-Co 之相关性

与铁陨石的 Ni 和 Co 的丰度、以及吉林陨石高温喷溅产生的 JL-12 铁质小球相比，M6-2，M21-39 和 MA-D-1-M（甚至 M1-5）的 Ni 和 Co 都有程度不同的亏损，然而如图 7 所示，这种亏损基本上是同步的．不像图 2 中的硅质小球，Ni 显示出比 Co 容易亏损的图象．铁质与硅质小球的这种差别值得进一步研究．

(3) Cr

在硅质小球一节中，曾指出 Cr 也可用来判别小球的成因．与硅质小球相比，铁质小球的 Cr 含量大致低一个量级，约为几百 ppm，这说明了 Cr 的非亲铁性，也与铁陨石的 Cr 含量相符合．表 3 中有两个小球的 Cr 含量偏高，一个是 JL-12 的 1025ppm，另一个是 MA-D-1-M 的 1001ppm．前者来自吉林陨石的金属相，后者可能也是来自某一石陨石的金属相，而不大可能来自铁陨石．因此 Cr 的丰度可用来鉴别小球的母源物质[16]．

3. 玻璃质小球

表 2 中列出了一颗有代表性的、地球外成因的玻璃质小球的结果．M3-7 这颗玻璃质小球的难熔亲铁和亲石元素的富集因子约从 5 到 20（其中 Os:8.8，Ir:4.8，Re:3.1，Sc:8.9，La:10.0，Ce:9.7，Sm:9.6，Eu:19.8，Tb:14.2 和 Yb:10.8），而一些易挥发的元素则表现为相对的亏损（例 Fe:0.056，Co:0.013，Ni，Au 和 Cr 根据它们的探测下限，亏损因子至少为 0.01，0.007 和 0.009）．Nagasawa 等人[19]也指出，玻璃质小球中 REE 和 Sc 的丰度相对于陨石的富集因子约从 2 到 7，而易挥发元素（Co，Fe，Cr，Au 和 Ni[1]）则亏损一个量级或更多．

值得指出的是，这颗无色透明、且形状极圆的玻璃小球中，镶嵌着金属聚集物．Blanchard 和 Davis[20] 在人工烧蚀铁陨石的显微观察实验中发现，烧蚀产物中有一小部分是玻璃质小球，用扫描电子显微镜观察到这些玻璃小球中嵌入有大小不一的金属微粒．从古老地层中发

1) 他们发现玻璃质小球中的 Ir 也亏损，这与我们的实验结果不符．Ir（包括 Os，Re）的富集与亏损可能取决于小球中包含的金属微粒的量．

掘出来的玻璃质小球也有这种结构[21]. 估计 M3-7 所含的 Os 和 Ir (还有 Re，为 0.11ppm，未列在数据表中)，主要(甚至全部)就处于金属区中. 在显微镜下观察，这一金属区的直径约为整个玻璃小球的十分之一，因此，如果 Os，Ir 和 Re 都集中在这一金属区，则这三个难熔亲铁元素相对于 CI 的富集因子分别为：Os:7857，Ir:4583 和 Re:3143. 这与 C3V 碳质球粒陨石中金属颗粒的富集程度相似[11].

玻璃质小球数量少、实验难度较大，现有的数据还太少，需要进一步地研究.

四、小　结

1.用仪器中子活化分析法研究了深海沉积物中一些硅质、铁质和玻璃质小球的痕量元素分布特征.

2.根据实验结果，提出了判别小球来自地外的几条化学标准：(1) 难熔亲铁元素的丰度；(2)镍的含量及其与铱的相关性；(3)钴的含量及其与镍的相关性；(4)金的含量及其与铱的相关性；(5)铬的丰度；(6)稀土和钪的丰度.

3.本工作研究的各种小球，可肯定为地外来源，但要确定其母源物质，还需积累更多的数据.

参　考　文　献

[1] Murray, J. and Renard, A. F., in *Peports of Scientific*, Results from the Voyage of H. M. S. Challenger, 3, 1891.
[2] Schmidt, R. A., in *Cosmic Dust* (Ed. Cassidy, W. A.), *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **119**(1974), 186.
[3] 山越和雄，深海底の宇宙尘，海洋出版株式会社，1979.
[4] McDonnell, J. A. M., *Cosmic Dust*, John Wiley and Sons, 1978.
[5] Millard, H. T. and Finkelman, R. B., *J. Geophys. Res.*, **75**(1970), 2125.
[6] Ganapathy, R. et al., *Science*, **201**(1978), 1119.
[7] Yamakoshi, K. et al., 14*th Lunar and Planetary Science Conf.*, 1983, 115.
[8] 彭汉昌等，科学通报，**26**(1981)，682.
[9] 马淑兰等，宇宙尘的中子活化分析，分析试验室(即将发表).
[10] 马淑兰等，科学通报，**30**(1985)10：772—774.
[11] 柴之芳，中国科学 B 辑，1985，8：766—774.
[12] ElGoresy, A. et al., *Lunar Planet. Sci.*, **IX**(1978), 283.
[13] Blanchard, M. B. et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**(1980), 178.
[14] 柴之芳等，宇宙尘中的金的丰度及其与铱的相关性，地球化学(待发表).
[15] Ehmann, W. D., in *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites* (Ed. B. Mason, Gordon and Breach), New York, 1971, 479—485
[16] Palme, H., *Spec. Pap.*, **190**(1982), 223.
[17] Brownlee, D. E. et al., *Nature*, **309**(1984), 693.
[18] Palme, H. and Rammensee, W., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**(1981), 356.
[19] Nagasawa, H. et al., 11*th Lunar Planet. Sci. Conf.*, Houston, Texas, March, 1980, 17—21.
[20] Blanchard, M. B. and Davis, A. S., *J. Geophys. Res.*, **83**(1978), 1793.
[21] 西北大学地质系矿床教研室、陕西省区调队实验室，西北大学学报，前寒武纪地质专辑，1982，1.