

文章编号: 1000-4734(2012)03-0321-20

陨石学及天体化学研究某些新进展

王道德, 王桂琴

(中国科学院 广州地球化学研究所 同位素地球化学国家重点实验室 广东 广州 510640)

摘要: 陨石是来自含气体-尘粒的太阳早期星云凝聚和吸积的原始物质, 大多数原始物质因吸积后的作用过程而改变(如月球、地球及火星样品), 但有一些却完整的保存下来(如球粒陨石或球粒陨石中的难熔包体)。这些原始的物质通常依据同位素丰度特征来识别, 依据其矿物-岩石学特征和成因可将已知的陨石划分许多更小的类型。陨石学及天体化学的新近进展包括: 新近识别的陨石群; 发现新类型球粒陨石及行星际尘粒中发现前太阳和星云组分; 利用短寿命放射性核素完善了早期太阳系年代学; 洞察宇宙化学丰度、分馏作用及星云源区及通过次生母体的作用过程阐释星云和前星云的记录。本文概述了早期太阳系内从星云到陨石的演化过程。依据这些资料, 对早期太阳系所经历的多种核合成的输入、瞬时加热事件与星云动力学有一些新的认识, 以及认识到小星子和行星体系的演化比以前预期的更快速。

关键词: 陨石; 早期太阳系; 太阳星云; 天体化学

中图分类号: P148; P185.83 **文献标识码:** A

作者简介: 王道德, 男, 1932年生, 研究员, 从事陨石学和天体化学研究。E-mail: wangdd@gig.ac.cn

太阳系由其中心的太阳、8个行星、3个矮行星、165个已知行星及矮行星的天然卫星、4个环状体系、约100个小行星(直径大于1 km)及万亿个彗星(直径大于1 km)、太阳风及大的行星际尘粒云构成。太阳占太阳系质量的99.86%, 但角动量仅约0.5%, 低角动量是由于行星系形成过程中动量转移到环绕太阳的吸积盘造成的。太阳成分由70%的氢、28%的氦和2%重元素组成。太阳的能量是通过其中心的核聚变产生的, 主要是氢原子结合形成氦, 其巨大能量在太阳表面释放, 因此可见到太阳光。截止2006年9月为止, 已确认的小行星有136500个。目前收集的地外物质样品主要来自: 阿波罗宇航员收集的月岩和月壤、包括南极考察队收集的南极陨石在内的所有陨石、航天器收集的“宇宙尘”、宇宙飞船收集的太阳风原子、星团太空船收集的彗星尘粒和恒星际尘粒等^[1], 其中行星际介质内的宇宙尘和行星际尘粒小于100 μm, 其粒度达1 mm的称之为“微陨石”。每一类样品都具有独特的历史和来自独立的环境。大多数陨石是来自形成于太阳系

最早几个百万年的主小行星带的母体, 它们记录了行星形成过程中在太阳星云内发生的作用过程, 而行星际尘粒则来自小行星和彗星, 其余的陨石来自火星和月球。研究陨石的重要性表现在它们含有最古老的太阳系物质, 陨石母体既有原始的又有高度演化的, 并记录一些太阳和银河效应, 有一些陨石还含有太阳系形成以前的包体, 并含有在早期太阳星云及巨大星际云内颗粒边界产生的有机物质。本文简要论述陨石分类及天体化学研究的某些新进展。

1 主要陨石类型的化学组成

虽然大多数球粒陨石含有相同的矿物, 但其比例和组成在6个球粒陨石化学群(CI、CM2、CV3、H、L、LL)中是不同的(表1)。球粒陨石分类主要依据金属铁和硅酸盐(FeO)的比例及总铁(Fe、FeO和FeS)的含量。高温形成的无球粒陨石基本上不含金属或硫化物, 但它们富含难熔亲石元素, 按其组成的矿物, 将其划分为特殊的陨石群, 依据其氧化铁和钙含量(FeO和CaO)至少可区分10个无球粒陨石群。有一些无球粒陨石明显地属于同一母体, 但是来自不同的区域, 如HED(Howardites-Eucrites-Diogenites)来自灶神星,

收稿日期: 2011-07-19

基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 40873054); 国际极地年中国行动计划

表1 南极陨石和非南极陨石的平均化学组成 ($w_b/\%$)

Table 1. Mean chemical compositions of Antarctic chondrites and non-antarctic meteorites

组分	LL ^(a)	LL ^(b)	L ^(a)	L ^(b)	H ^(a)	H ^(b)	C ^(a)	CI ^(b)	CM2 ^(b)	CV3 ^(b)	E ^(a)	EUC ^(b)
SiO ₂	39.30	40.60	38.67	39.72	35.16	35.60		22.69	28.97	34.00	33.66	48.56
TiO ₂	0.11	0.13	0.10	0.12	0.08	0.12	0.15	0.07	0.13	0.16	0.10	0.74
Al ₂ O ₃	2.63	2.24	2.45	2.25	2.29	2.14	2.84	1.70	2.17	3.22	2.48	12.45
Fe ₂ O ₃	1.02		0.75		3.25		6.08	13.55			1.33	
FeO	18.31	17.39	14.75	14.46	10.67	10.30	16.49	4.63	22.14	26.83	6.86	19.07
MnO	0.32	0.35	0.32	0.34	0.28	0.31	0.23	0.21	0.25	0.19	0.27	0.45
MgO	25.62	25.22	25.31	24.73	23.61	23.26	22.15	15.87	19.88	24.58	18.20	7.12
CaO	1.82	1.92	1.79	1.85	1.62	1.74	2.04	1.36	1.89	2.62	1.15	10.33
Na ₂ O	0.92	0.95	0.87	0.95	0.74	0.86	0.37	0.76	0.43	0.49	0.69	0.29
K ₂ O	0.11	0.10	0.09	0.11	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.03
H ₂ O(-)	0.18	0.20	0.09	0.37	0.22	0.12	2.04	6.10	1.67	0.10	0.96	0.08
H ₂ O(+)	0.53	0.51	0.30	0.09	0.87	0.32	6.88	10.80	8.73	0.15	4.13	0.30
P ₂ O ₅	0.26	0.22	0.26	0.22	0.23	0.27	0.26	0.22		0.25	0.31	0.05
Cr ₂ O ₃	0.49	0.54	0.49	0.53	0.42	0.52	0.47	0.32		0.50	0.38	0.36
FeS	5.96	5.79	6.47	5.76	5.92	5.43	7.44	9.08	5.76	4.05	13.93	0.14
Fe	1.88		6.33		13.40		3.01				13.86	
总 Fe	20.60		22.4		27.7		24.80				28.97	
Fe ^o		2.44		7.03		15.98		0.16	0.14	0.16		0.13
Ni		1.07		1.24		1.74		0.29		0.29		0.01
Co		0.05		0.06		0.08				0.01		0.00
C		0.22		0.12		0.11		2.80	1.82		0.43	0.00
S								0.10				
NiO								1.33	1.71			
CoO								0.08	0.08			
CoS										0.08		
NiS										1.72		
SO ₃								5.63	1.59			
CO ₂								1.50	0.78			
合计		99.92		99.99		99.99		98.86	99.82	99.84		100.07
Σ Fe		19.63		21.93		27.45		18.85	21.64	23.60		15.04
Ca/Al		1.16		1.12		1.11		1.08	1.18	1.10		1.12
Mg/Si		0.80		0.80		0.82		0.90	0.89	0.93		0.19
Al/Si		0.062		0.064		0.006		0.085	0.085	0.107		0.29
Ca/Si		0.072		0.071		0.073		0.092	0.100	0.118		0.325
CaTi/Si		0.004		0.004		0.004		0.004	0.006	0.006		0.0019
Σ Fe/Si		1.03		1.18		1.60		1.78	1.60	1.48		0.66
Σ Fe/Ni		18.64		17.73		15.84		18.12	16.15	16.85		
Fe ^o /Ni				2.29		5.67				9.21		
Fe ^o /Σ Fe				0.12		0.32				0.58		

注: (1) Σ Fe 包括陨石中所有的 Fe(金属中 Fe^o, FeS, 硅酸盐中的 Fe²⁺, Fe³⁺); (2) H₂O(-) 为松散的结合水(吸附), 加热到 110 °C 移出; H₂O(+) 为化学结合水, 仅在高于 110 °C 时丢失; (3) 数据来源: (a) 南极陨石(据文献 [2]); (b) 南极陨石和非南极陨石(Lipschutz and Schultz, [3]); (4) E-顽辉石球粒陨石; EUC-钙长辉长无球粒陨石。

(4 Vesta) , SNC (Shergotites-Nakhlites-Chassigny) 来自火星 称之为火星陨石。

已知 12 个球粒陨石群具有不同的化学成分、同位素成分、矿物学及结构特征, 它们分别来自不同的母体小行星, 球粒陨石群可依据其难熔亲石元素(RLE) 的丰度相区别^[4], 其丰度部分是球粒陨石内富 Ca-Al 包体(CAIs) 质量比例的函数, 碳质球粒陨石含最多的 CAIs 和最高的 RLE 丰度。

它们也含大量细粒基质, 主要由经过改造的星云尘粒组成, 整个太阳星云的尘粒量是有变化的: 顽辉石球粒陨石及普通球粒陨石在星云内部的低尘粒区形成, R 型球粒陨石在较大日心距离的较高尘粒带内形成, 碳质球粒陨石在远离太阳满布尘粒的区内形成。区内周围尘粒量最大值处堆积形成 CV 和 CK 球粒陨石, 并具大量的基质, CAIs 的模式丰度最高, RLE 的含量也最高。表 2 及表 3

表 2 主要球粒陨石群难熔亲石元素及 Mg 的丰度

Table 2. Refractory-lithophile-element and Mg concentrations in major chondrite groups

	CI	CM	CO	CV	CR	CK	R	H	L	LL	EH	EL
Mg (mg/g)	97	117	145	145	139	148	129	142	148	151	106	130
Al (mg/g)	8.6	11.8	14.3	17.5	12.7	16.1	11.0	11.4	12.1	12.2	8.1	9.69
Ca (mg/g)	9.2	12.7	15.8	19.0	13.8	17.2	13.2	12.4	12.9	13.1	8.5	9.94
Sc (μg/g)	5.8	8.2	9.6	11.4	8.49	11.0	7.74	7.88	8.39	8.34	5.7	6.83
La (ng/g)	236	317	387	486	342	462	298	303	320	320	235	284
Sm (ng/g)	149	200	240	295	210	284	177	191	198	198	140	163
Eu (ng/g)	56.0	76	94	113	84	108	72	74	77	76	54	68.8
Yb (ng/g)	159	222	270	322	236	311	197	208	220	225	160	194
Lu (ng/g)	24.5	33	40	48	35	44	32	31.9	32.8	33.1	24	29.7

注: 据 Rubin 2011^[4].

表 3 主要球粒陨石群的其他性质^[4]

Table 3. Selected properties of major chondrite groups.

	CI	CM	CO	CV	CR	CK	R	H	L	LL	EH	EL
平均 CI 及 Mg 指标化难熔亲石元素丰度	1	1.13	1.11	1.35	1.02	1.24	0.974	0.899	0.904	0.89	0.884	0.871
CAIs(vol%) 模式丰度	0	1.2	1	3	0.6	4	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
平均球粒表观直径 (μm)	-	270	150	910	700	870	400	300	400	570	220	550
RP + C 球粒百分数	-	1.6	3	0.3	0.7	0	1.6	7	7	7	18	13
平均基质物质模式丰度(vol%)	99	60	34	35	42	50(±)	35	12	12	12	8	10
相对于 SMOW 氧-同位素组成 (Δ ¹⁷ O‰)	-6.5	-5.2	-4.7	-4.2	-1	-4.6	2.9	0.7	1.1	1.3	0	0

分别为主要球粒陨石群难熔亲石元素及 Mg 的丰度及其它的性质。

2 球粒陨石及无球粒陨石的主要岩石学特征

2.1 球粒陨石分类的术语和命名

陨石分类是陨石学和天体化学研究的基础工作,并将相似的陨石组合在一起,以发现新的陨石类型。研究陨石群中的相似和差异的作用过程及原始的(球粒陨石)与分异的陨石(无球粒陨石)母体之间的关系,为陨石学的重要课题,例如每个球粒陨石群通常解释为代表单个母体的物质,球粒陨石群在特征上的差异可提供原始物质类型的信息,而且这些原始物质在行星吸积或增生过程中随着距太阳距离增大呈现行星系统变化的天体化学趋势。陨石类型的多样性引发有许多行星体(小行星)的想法,各种各样的特征可用于划分陨石类型,即矿物学、岩石学、全岩化学及氧同位素特征,但依据这些资料进行分类并非总能相互一致,随着收集的陨石数量的增加,一些陨石与陨石群划分并不相符,因而提出陨石分类的基本体系

和描述陨石的类型^[5],即:类型(class)、族(clan)、群(group)及亚群(subgroup),说明太阳系物质的多样性,并用以对它们进行分类。陨石中有降落和发现之分,在收集的陨石中大多数是发现的陨石,如热带沙漠(非洲,澳大利亚)和冷沙漠(南极)陨石。

划分球粒陨石类型、球粒陨石族和球粒陨石群的依据分别为:

(1) 球粒陨石类型:球粒陨石划分为碳质球粒陨石和非碳质球粒陨石(超级族,包括 O、R 及 E 球粒陨石),并共享全岩化学和氧同位素性质,类型内的球粒陨石具有相似的难熔亲石元素丰度(富集、亏损或等于太阳丰度),在氧同位素组成图上一般在同一区域内(高于地球分馏线、在分馏线上或低于分馏线)。球粒陨石划分为 3 个主要的类型:碳质球粒陨石(C)、普通球粒陨石(O)及顽辉石球粒陨石(E)。

(2) 球粒陨石族:球粒陨石族(clan)的化学组成、矿物学及同位素相似,认为它们是在太阳星云内同一局部区域形成的,即在有限的日心距离形成族,并由球粒陨石群组成,近于类似的难熔亲石元素丰度,在氧同位素图上分布于混合线,具有相

同的同位素异常或某些相似的岩石学特征(球粒大小或主要矿物成分),目前已划分4个碳质球粒陨石族:CR(CR、CH、CB及未分群的Lewis Cliff 85332球粒陨石)、CM-CO族、CV-CK族及CI族。族代表着同一局部星云源区或初始物质,依据其球粒大小或经历不同次生作用,如角砾岩化、撞击事件、氧化或还原作用及热蚀变作用进行分类。

(3) 球粒陨石群:球粒陨石群(group)通常解释为来自同一母体,并定义为至少有5个非成对的球粒陨石,且具近似的岩石学(球粒大小、模式丰度及矿物组成)、全岩化学及氧同位素组成,目前已划分C类型中有8个碳质球粒陨石群(CI、CM、CO、CV、CK、CR、CB及CH);普通球粒陨石(O)类型中有H群、L群、LL群球粒陨石群,它们是依据全Fe的丰度、金属Fe与FeO比值(H, 0.58; L, 0.29; LL, 0.11)划分的;顽辉石球粒陨石(E)类型有EH群及EL群球粒陨石;R球粒陨石与普通球粒陨石类型在氧同位素特征上显示从属的关系;K小群(grouplet),其性质在C、O及E球粒陨石范围之外,难熔亲石元素丰度较接近于普通球粒陨石,氧同位素组成低于地球分馏线。

(4) 球粒陨石亚群:某些球粒陨石群的成员,在岩石学上有系统的差异,将这些陨石划分为亚群,如CV球粒陨石,依据其基质/球粒值、金属/磁铁矿值及金属和硫化物中Ni含量划分氧化的亚群和还原的亚群。

(5) 未分群球粒陨石:矿物和化学成分具独特的特征,如Acfer 094球粒陨石,它们似乎避开了母体的作用过程,其中发现有异常的角砾岩,在厘米级尺度内含有多种球粒陨石碎屑的混合物。

2.2 陨石分类的主要参数

目前广泛应用的主要参数为:(1)陨石的岩石学特征,包括岩石结构、矿物学、矿物组成及氧同位素组成、C及N同位素。类似的宇宙射线暴露年龄及岩石学、化学或同位素可判定从共同母体的单一溅射事件;(2)相对于CI球粒陨石的Mg或Si指标化丰度(难熔亲石元素的富集或亏损,制约着中等挥发性元素和亲铁元素的亏损);(3)还原的Fe(金属Fe及FeS中的Fe)含量与氧化铁(硅酸盐及氧化物相中的Fe)含量;(4)不同挥发性元素组成图表:Sb/Ni对Ir/Ni, Sc/Mg对Ir/Ni及Al/Mn对Zn/Mn;对于铁陨石Ga、Ge、Ir及Ni可作为划分化学群的依据;(5)结构特征

(球粒陨石为聚合结构,无球粒陨石为火成或结晶结构);(6)球粒陨石的性质包括球粒大小、球粒/基质比值、金属的丰度及矿物组成;(7)Clayton发现少量 ^{17}O 同位素丰度有小的异常,并提供了星云或母体成因独特的指纹,开拓了陨石中测定它们之间联系的新途径,每个陨石群的三个氧同位素(^{16}O , ^{17}O , ^{18}O)图上占据特殊的区域,无水球粒陨石在图上的斜率为1,其氧同位素趋势认为是太阳星云的质量分馏作用产生的,例如CV、CO及CK球粒陨石沿斜率为1的线分布,并称之为C-球粒陨石无水矿物(CCAM)混合线,相反,含水的球粒陨石(CM及CR球粒陨石)一般沿斜率为 ~ 0.7 分布,表明已被水的蚀变作用所改造,高度分异的地球和来自熔融体(月球、火星、灶神星)的无球粒陨石,沿斜率为0.52的线分布,它们是在熔融过程中造成的,有一些原始无球粒陨石(ureilites, acapulcoites-lodranites)偏离0.52斜率线,其中橄辉无球粒陨石显示O-同位素的不均匀性,全岩氧同位素组成沿CCAM线的延长部分分布。

2.3 陨石类型

2.3.1 球粒陨石

球粒陨石是太阳系最原始的物质之一,它们由亚毫米-厘米大小组成,包括球粒、富Ca-Al包体(CAIs)、蠕虫状橄榄石集合体(AOAs)、Fe-Ni金属及细粒基质,这些组分是在原行星盘内由高温作用过程(凝聚作用和蒸发作用)形成的独立物体。因此,原始(未蚀变和未变质)球粒陨石的球粒陨石质组分保存了原行星盘区物理-化学性质的记录,球粒是在太阳星云内由瞬时加热事件以熔融或部分熔融的方式形成的,CAIs及AOAs为不规则的球形物体,其主要矿物由比球粒陨石中更难熔的元素组成,球粒和包体环绕有富硅酸盐的细粒(一般小于 $5\ \mu\text{m}$)基质,而球粒基质为单独的组分,并非简单的由压碎的球粒和CAIs粉末组成,与球粒和CAIs的关系尚不完全清楚。岩石类型为3.0的球粒陨石为最原始的物质,岩石类型3.1~6表示岩石学平衡和再结晶作用的程度增高,岩石类型从2型到1型的球粒陨石,其含水的蚀变程度增强,完全再结晶或熔融的球粒陨石,其岩石类型为7,在多数情况下它们是由冲击熔融造成的,但这一标准很难应用于在还原条件下

形成的顽辉石球粒陨石,因橄榄石的丰度低,硅酸盐中的 Fe 含量也很低,并不反应其变质平衡作用的程度。CI、CM、CR 的含水蚀变程度为 2 到 1 型; CH、CB、CO、CV 的岩石类型为 3 型, CK、H、L、LL、EH、EL、R 的岩石类型为 3~6 型; K 小群为 3 型。普通球粒陨石的高温效应包括: ① 基质、球粒、球粒碎片及包体的结构, 3 型普通球粒陨石中的不透明细粒基质在 4 型中已完全重结晶, 5 型则看不到基质, 6 型则见不到小的球粒, 仅可识别大的球粒, 普通球粒陨石中球粒的平均模式丰度从 3 型 (65%~75%) 到 5 型 (22%) 和 6 型 (11%) 逐渐降低; 晶粒生长和出现新的相, 在 3 型普通球粒陨石中缺失粗粒斜长石, 小的斜长石颗粒也出现在环绕球粒的粗粒火成边, 可见富 Na 和 Al 的球粒最后充填物, 在高于 3 型中则开始脱玻璃化, 钠长石和斜长石开始生长, 4 型则出现混浊的最后的充填物, 5 型含有微晶 (2~10 μm) 的斜长石颗粒, 而 6 型含有大量 ≥50 μm 的斜长石颗粒; 在 3 型普通球粒陨石的一些球粒最后充填物中透辉石呈骸晶和微晶产出, 但在细粒硅酸盐中稀少或缺失, 4 型为亚毫米大小, 5 型透辉石颗粒可达 2~5 μm, 6 型则达数十毫米, 磷酸盐矿物及铬铁矿在类型 2 的球粒中呈微小颗粒 (小于 5~10 μm) 产出, 在 5 及 6 型中陨磷钙钠石 (merrillite) 及氯磷灰石 (chlorapatite) 颗粒可大到数十微米; ② 相转变, 在 3 型和 4 型普通球粒陨石的球粒中的低 Ca 单斜辉石呈斑晶产出, 并显示双晶和斜消光, 在约 630 °C 转变为斜方辉石; ③ 矿物组成变化, 变化最大的发生于 3 型球粒陨石, 4 型的橄榄石是平衡的, 但辉石未完全达到平衡, 6 型的低 Ca 辉石的 CaO 含量比低度变质球粒陨石稍高一些 (大于 1%); 在变质过程中金属颗粒因缓慢的扩散作用而未达到平衡, 镍纹石颗粒显示 M 形状的 Ni 含量变化剖面。变质作用的热源系来自碰撞的能量、放射性衰变 (^{26}Al 及 ^{60}Fe)、电磁感应及 FU-Orionis 型事件, 导致某些小行星熔融产生分异的陨石 (HEDs、中铁陨石、橄榄陨铁、钛辉无球粒陨石及岩浆型铁陨石)。变质作用的时标主要依据放射性测年, 如果短寿命核素在早期太阳系内是均匀分布的, 这些核素则可提供和制约早期的变质阶段, Semarkona (LL3.00) 及 Bishunpur (LL3.15) 球粒陨石球粒的 ($^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$)₀ 值表明, 球粒在 CAIs 形成之后 1~2 Ma 形成, Semarkona (LL3.00), Bishunpur

(LL3.15) 和 Krymka (LL3.2) 的球粒、磁铁矿及硫化物的 ($^{60}\text{Fe}/^{59}\text{Fe}$) 值, 表明这些陨石的母体蚀变作用发生于球粒形成之后的 0.5~2 Ma。

2.3.2 球粒陨石族的性质及特征^[5]

① CI 球粒陨石族: 已知 CI 球粒陨石有 7 个成员, 为最原始的太阳系物质, 其总体组成近于太阳光球, 具蚀变和角砾岩化特征, 无球粒和 CAI, 岩石类型为 1, 是含水的陨石, 它由细粒、具少许磁铁矿、硫化物及碳酸盐的富层状硅酸盐和稀少的橄榄石和辉石碎片组成。

② CO-CM 族: CM 球粒陨石是碳质球粒陨石中最丰富的球粒陨石群, 类似 CM 物质呈碎屑出现在其它球粒陨石群和无球粒陨石群, 球粒、CAI 和 AOA 部分或完全被层状硅酸盐交代。Bells 陨石为异常的 CM 球粒陨石, 其基质中磁铁矿丰度比典型的 CM 球粒陨石要高一些, 基质层状硅酸盐更类似 CI 球粒陨石, 难熔亲石元素丰度也类似 CI 球粒陨石, 难熔亲铁元素的丰度比 CI 球粒陨石高一些, 但 Fe、Co 和 Ni 含量与 CI 球粒陨石的相同。CO 球粒陨石球粒相对较小 (~150 μm), 基质的丰度较高 (30%~40%), CO 球粒陨石中的岩石类型范围为 3.0~3.7。在变质的 CO 球粒陨石中球粒、CAIs 及 AOAs 含有次生矿物 (霞石、方钠石、含铁的橄榄石、钙铁辉石、钙铁榴石和钛铁矿), 在更原始的 CO3.0 球粒陨石中则缺失这些次生矿物, 所有 CO 球粒陨石的 O 同位素组成沿 CCAM 线分布, 并与 CV 球粒陨石的范围重叠。CM-CO 具有 3 个特征: (a) 球粒大小和无水矿物相似; (b) 难熔亲石元素丰度相似; (c) 高温矿物的 O 同位素组成相似。

③ CK-CV 球粒陨石族: CV 球粒陨石具大的球粒 (约 1 mm) 和高的基质、CAIs 和 AOAs 丰度, 所有的 CV 球粒陨石的岩石类型为 3 型, 并依据金属/磁铁矿比值及金属和硫化物的 Ni 含量将划分为氧化型 (CV_{ox}) 和还原型 (CV_{red}) 亚群^[6], 之后 Weisberg 等^[7] 又将氧化型 CV 陨石划分为类似 Allende (CV_{oxA}) 和类似 Bali (CV_{oxB}) 的 CV 球粒陨石。划分 CV 球粒陨石亚群主要依据岩石学特征, 即基质/球粒值按 CV_{red} (0.5~0.6) → CV_{oxA} (0.6~0.7) → CV_{redB} (0.7~1.2) 顺序有增高的趋势, 而金属/磁铁矿比值有降低趋势, CV 球粒陨石的 O 同位素组成沿 CCAM 线分布, 相对于 CV_{red} 和 CV_{oxA} 球粒陨石 CV_{oxB} 的 O 略有亏损, 虽

然所有 CV 球粒陨石的岩石类型为 3 型,但 CV_{oxB} 球粒陨石含大量的层状硅酸盐,其岩石类型应划分为 2 型,这些亚群之间在矿物学上的差异反应了其次生特征叠加在陨石群的成员上。CV_{oxB} 球粒陨石经受了水的蚀变作用,并有含水的层状硅酸盐、磁铁矿、Fe、Ni-硫化物、FeNi 的碳化物、铁橄榄石、钙铁辉石 (Fs₁₀₋₅₀Wo₄₅₋₅₀) 及钙铁榴石。CV_{oxB} 球粒陨石的基质由非常细粒 (1~2 μm) 的含铁橄榄石 (~Fa₅₀)、同心带状的钙铁辉石及钙铁榴石团块、粗粒 (>10 μm) 的近于纯的铁橄榄石 (Fa_{>50}) 及层状硅酸盐组成。CV_{oxA} 球粒陨石比 CV_{oxB} 经受更广泛的蚀变作用,但含非常少量的层状硅酸盐,主要的次生矿物包括含铁的铁橄榄石 (Fa₄₀₋₆₀)、钙铁辉石、钙铁榴石、霞石、方钠石、Fe-Ni-硫化物、磁铁矿及富 Ni 金属,基质粒度比 CV_{oxB} 更粗一些,主要由板条状含铁橄榄石 (~Fa₅₀)、钙铁辉石 ± 钙铁榴石及霞石组成。此外,有一些氧化型的 CV 球粒陨石在矿物学上介于 CV_{oxB} 及 CV_{oxA} 球粒陨石之间(如 MET00430 球粒陨石)。CK(类似 Karoonda 球粒陨石) 具高的基质丰度和大的球粒直径 (700~1000 μm),多数具斑状结构,带玻璃质球粒、隐晶质球粒或炉条状橄榄石结构稀少,橄榄石成分为 Fa₂₉₋₃₃,几乎缺失 FeNi-金属,硫化物中 Ni 含量高,有大量具钛铁矿和尖晶石出溶层纹的磁铁矿,全岩 O 同位素组成沿 CCAM 线分布,并落在 CO 及 CV 球粒陨石的范围内,难熔亲石元素丰度 (~1.2 × CI) 介于 CV 及 CO 之间,但中等挥发性元素比 CV 及 CO 少,大多数 CK 球粒陨石的岩石类型为 4—6 型。

④ CR 族: 大多数 CR(类似 Renazzo 球粒陨石) 的岩石类型为 2 型,并以大的球粒 (cm 级)、富 FeNi-金属、斑状结构、镁橄榄石或富顽辉石球粒为特征,有一些球粒为多层的,并具金属和硅酸盐(橄榄石、辉石、玻璃质最后充填物、硅相或层状硅酸盐) 的边,CAIs 及 AOAs 的丰度较低,基质丰度为 40%~60%,含层状硅酸盐、磁铁矿、碳酸盐及硫化物,类似基质的碎片通常称为暗色包体,基质和球粒中的金属成分变化大,Ni 和 Co 有正相关的趋势,并具太阳的 Ni/Co 比值,认为是高度原始的物质,其难熔亲石元素丰度接近于太阳,中等挥发性元素高度亏损,在三氧同位素图上分布于斜率为 ~0.7 独特的混合线上,藉此可与 CCAM 线及 CM 球粒陨石相区别,全岩 N 同位素组成显示大的正异常,δ¹⁵N 可达 ~200‰。Rais

陨石为异常的 CR 球粒陨石,它具有高的基质(及暗色包体) 丰度 (>70%) 和角砾岩化。CH 群(类似 ALH85085 球粒陨石) 以小的球粒(直径小于 50~100 μm) 为特征,球粒主要为隐晶质结构,具高丰度的 Fe、Ni-金属 (20%),其组成变化大,Fe 和 Co 有正相关的趋势和具太阳的 Ni/Co 比值,球粒间基质缺失、含水有石屑和类似基质的碎屑,难熔亲石元素丰度与 CI 相似,挥发性及中等挥发性元素高度亏损,全岩氧同位素组成沿 CR 混合线分布,N 同位素组成显示正异常,δ¹⁵N 可达 1000‰,CH 球粒陨石的异常特征包括大量小的隐晶质球粒、高的金属丰度和缺失基质,认为它们是亚球粒陨石质陨石和源自小行星的碰撞,并不是太阳星云的原始物质,但依据 CAIs 具富¹⁶O、FeNi-金属的凝聚物及原始的球粒曾认为它们是太阳星云的原始产物,这些陨石的成因尚待进一步研究。CB 群(类似 Bencubbin 球粒陨石) 的特征不同于其它球粒陨石,它们包括:(a) 非常高的金属丰度 (60%~80%); (b) 球粒为隐晶质和炉条状的球粒;(c) 中等挥发性亲石元素严重亏损;(4) 富集重 N 同位素。依据其岩石学和化学特征将 CB 球粒陨石划分为 CBa 和 CBb 亚群,CBa 含约 60% 的金属,球粒大小为厘米级,FeNi 金属含 5%~8% 的 Ni 及 δ¹⁵N 可达 1000‰,CBb 含大于 70% 的金属,球粒大小为毫米级,FeNi-金属含 4%~15% 的 Ni,δ¹⁵N 约为 200‰。CB 球粒陨石的成因和意义尚存许多的争议:有的 CB 球粒陨石被解释为高度原始的星际物质,含有直接从太阳星云凝聚的金属,有的被认为是在球粒陨石质星子上的撞击事件过程中产生的蒸发云中形成的;有人认为 CBb 球粒陨石为形成球粒陨石的原始星云,并且是在类似 CBb 靶物质上撞击的产物,所有的 CB 球粒陨石在金属与硅酸盐球粒之间均有撞击熔融区,可能为冲击熔融的基质物质。CR 族成员的类似特征为:(a) 富金属,但金属的丰度有变化;(b) FeNi-金属的成分范围大,且具近似的太阳 Ni/Co 比值;(c) 中等挥发性亲石元素高度亏损(随挥发性的增高而减少);(d) 在三氧同位素图上其总的氧同位素成分分布于 CR 的混合线;(e) δ¹⁵N 从 CR 的 200‰到 CB 及 CH 的大于 1000‰;(f) 多数无水镁铁硅酸盐富 Mg (Fa 及 Fs 小于 4%);(g) 均有含水基质及/或基质结块,并由蛇纹石、皂石、硫化物、磁铁矿及碳酸盐组成。

⑤ 普通球粒陨石族及相关陨石: H、L 和 LL 群球粒陨石具类似的重叠的岩石学及氧同位素组成, 故将其划分为普通球粒陨石族(O), 许多参数用以分辨 H、L 和 LL 球粒陨石群, 如金属的丰度和球粒大小, 铁纹石中 Co 含量对橄榄石中铁橄榄石含量 (Fa) 在 H 群与 L 群之间橄榄石成分有间隙, 而在 L 群与 LL 群之间没有间隙, 对于非平衡的普通球粒陨石 (岩石类型小于 3.5) 橄榄石成分不是划球粒陨石群可靠的指示参数, 但可用以区别平衡的普通球粒陨石。依据其亲铁元素丰度、橄榄石及铁纹石的成分划分出 H/L 球粒陨石主要根据橄榄石成分 (Fa_{13-15})、斜方辉石中的铁辉石、铁纹石中的 Co 含量 (0.30% ~ 0.45%)、球粒陨石中 FeO 及比 H 球粒陨石重的氧同位素组成。

⑥ EH-EL 族: 顽辉石球粒陨石的矿物学和矿物化学记录了它们高度还原的星云形成条件, 如贫 Fe 的硅酸盐及含 Si 的金属、球粒中顽辉石为其主要的硅酸盐矿物、低的岩石类型 (EH3、EL3) 稀少和含异常的硫化物及氮化物相, 这在其它球粒陨石群中是缺失的, 异常的矿物包括陨硫钙石 (CaS)、ningeringite [(Mg, Fe, Mn) S]、alabandite (Mn, Fe) S、osbornite (TiN)、sinoite (Si_2N_2O)、富 Si 的铁纹石、daubreelite ($FeCr_2S_4$)、caswellsilverite ($NaCrS_2$) 及陨硅铁镍石 [(Ni, Fe) × (Si, P)]。氧同位素组成落在地球分馏线上。(Mg, Mn, Fe) S 相可明显地区分 EH 和 EL 球粒陨石群, EH 群比 EL 群球粒陨石更还原, 并含有 ningeringite 及碱性硫化物 (caswellsilverite、djerfisherite), 而 alabandite 为 EL 球粒陨石的特征, 此外, EH 球粒陨石的 FeNi-金属中 Si 的含量 (2% ~ 3%) 比 EL 球粒陨石高一些 (通常含 1.0%)。EH3 硫化物的模式丰度上不同于 EL3, EH3 硫化物丰度 (7% ~ 16%) 比 EL3 (7% ~ 10%) 高一些, 顽辉石丰度 (56% ~ 63%) 比 EL3 (64% ~ 66%) 低, EH3 金属 (1.6% ~ 4.9% 的 Si) 比 EL (0.2% ~ 1.2% 的 Si) 更富 Si 和贫 N (EH 为 2% ~ 4.5%, EL 为 3.6% ~ 8.7%)。Lewis Cliff 8723 球粒陨石不同于 EH3 和 EL3 球粒陨石, 它具有最高的金属丰度 (~17%) 和富 FeO 的顽辉石以及最低的硫化物丰度 (~3%)。此外, 还见有冲击熔融的顽辉石球粒陨石。

⑦ R 球粒陨石: R 群 (类似 Rumuruti 球粒陨石的) 难熔亲石元素丰度及氧同位素组合与普通

球粒陨石一致, 但未获确认, 它们为高度氧化的陨石, 并以含 NiO 和富 FeO 橄榄石 (Fa_{37-40}) 及近于完全缺失 FeNi-金属为特征, 基质丰度高 (50%), 类似于某些碳质球粒陨石, 多数 R 型球粒陨石为变质岩 (岩石类型大于 3.6) 和角砾岩, 难熔和中等挥发性亲石元素丰度类似于普通球粒陨石 (0.95CI), Mn 和 Na 亏损, 富集挥发性元素 Ga、Se、S 及 Zn, 藉此可与 H、L、LL 相区别。自 1994 年降落的 R 群球粒陨石 (Rumuruti, 并命名为 R 球粒陨石) 以来, 于 1977 年在澳大利亚发现第一个 R 球粒陨石 (Carlisle Lakes), 到 2010 年 12 月为止, R 球粒陨石数量已增至 107 个, 大多数 R 球粒陨石为含有嵌入碎屑基质内的不同碎屑角砾岩, 其结构和矿物学特征: (a) 在大的碎块及非角砾岩岩石中的球粒丰度为 35% ~ 50%; (b) 富 CaAl 包体稀少; (c) 橄榄石的丰度为 65% ~ 78%; (d) 平均球粒直径为 ~400 μm ; (e) 非平衡 R 球粒陨石中, 主要是低钙辉石, 而在平衡的 R 球粒陨石中为富钙辉石; (f) 在变质的岩性中橄榄石的成分为 ~ Fa_{38-40} ; (g) 非平衡 3 型的碎块及岩石中基质橄榄石与 4-6 型 (~ Fa_{38-41}) 相比, 其 Fa 值要高得多 (45% ~ 60%); (h) 尖晶石中的 TiO_2 可达 ~5%; (i) 有大量含不同贵金属的矿物相 [金属、硫化物、碲化物 (tellurides) 及砷化物 (arsenides)]。R 群球粒陨石的总体组成有一些类似普通球粒陨石: (a) Mn 和 Na 元素无大的亏损, 藉此, 普通球粒陨石可作为区分碳质球粒陨石的重要特征; (b) R 群球粒陨石的总 Fe (~24%) 介于 H (27.2%) 与 L (21.6%) 球粒陨石之间; (c) 平均 CI/Mg 指标化亲石元素丰度为 ~0.95 × CI, 比碳质球粒陨石低一些 ($\geq 1.0 \times CI$), 比普通球粒陨石又高一些 (~0.9 × CI); (d) 微量元素 Zn (~ 150×10^{-6}) 和 Se (~ 15×10^{-6}) 的浓度比普通球粒陨石高许多; (e) R 群球粒陨石全岩的 $\Delta^{17}O$ 为 ~2.7, 是所有陨石群中最高的, 平均氧同位素组成为 $\delta^{17}O = 5.36 \pm 0.34$, $\delta^{18}O = 5.07 \pm 0.86$, $\Delta^{17}O = +2.7 \pm 0.31$; (f) 稀有气体宇宙射线暴露年龄范围为 0.1 ~ 70 Ma。有一半的 R 群球粒陨石注入有太阳风稀有气体, 北非 43 个 R 群球粒陨石稀有气体分析表明, 它们可能至少代表 16 次的降落事件, 这些资料暗示在 15 与 25 Ma 以前 R 球粒陨石母体上一次主要的碰撞事件^[8]。

⑧ 未分群的球粒陨石: 有许多球粒陨石不适合于现有的球粒陨石群划分体系, 将这些陨石命

名为未分群的陨石,在大多数情况下它们介于球粒陨石群的中间,也可以是球粒陨石群的异常成员或代表新的陨石群。Acfer 094 为 3 型碳质球粒陨石角砾岩,其矿物组成、岩石学特征、Ni 同位素及 O 同位素组成类似于 CO 及 CM 球粒陨石^[9,10],总体化学组成类似 CM 球粒陨石, O 同位素组成及基质的模式丰度又类似于 CO 球粒陨石,未见水的蚀变作用,并具有不同的 C 同位素组成。又如 Adelaide 为 3 型碳质球粒陨石,它与 CM-CO 球粒陨石族密切相关,但似乎无热变质和水的蚀变作用,这在 CM 和 CO 球粒陨石中是常见的。

⑨ K-球粒陨石:类似于 Kakangari 球粒陨石小群,有 2 个成员 Kakangari 及 LEW 87232,其化学成分、矿物学及同位素均不同于普通球粒陨石、顽辉石球粒陨石及碳质球粒陨石类型,将其划分为 K 球粒陨石^[11],它们具有高的基质丰度(70%~77%),类似于碳质球粒陨石,而金属的丰度(6%~9%)类似于 H 群球粒陨石,平均橄榄石(Fa_2)和顽辉石(Fs_4)组成贫 Fe,表明其氧化态介于 H 群与 E 群球粒陨石之间,球粒陨石基质组成独特,主要由顽辉石组成,类似于球粒的组成。难熔-亲石元素和挥发性元素丰度类似于普通球粒陨石,而亲铜元素丰度介于 H 群与 E 群球粒陨石之间,全岩 O 同位素组成在三氧同位素图上位于地球分馏线(TF)之下,并接近于 CR、CB 及 CH 球粒陨石(CR 混合线)。Kaidun 为复杂的球

粒陨石质角砾岩,主要由碳质球粒陨石物质组成; Lewis Cliff 85332 为未分群的球粒陨石,它是富金属的 3 型碳质球粒陨石角砾岩,其化学成分、O 同位素及岩石学特征类似于 CR 族球粒陨石,有可能是 CR 族的一个成员; MacAlpine Hills(MAC) 87300 及 MAC88167 陨石由类型 2—3 型碳质球粒陨石构成,其总体化学组成介于 CO 及 CM 球粒陨石之间,但 O 同位素组成类似于 CK 球粒陨石;我国宁强碳质球粒陨石也属于未分群的球粒陨石,有可能属于 CK-CV 族的一个成员。主要球粒陨石群的平均岩石学特征列于表 4^[12]。

2.3.3 原始无球粒陨石

无球粒陨石包括来自小行星、火星和月球的陨石,原始无球粒陨石代表最早期分异阶段或局部冲击事件过程中,在行星体上局部加热的熔融、部分熔融产物或熔融残余物,原始无球粒陨石包括橄辉无球粒陨石、富橄榄石无球粒陨石(branchinites)、斜方辉石-橄榄石无球粒陨石(acapulcoites)、橄榄石铜陨铁(lodranites)、顽辉石-镁橄榄石无球粒陨石(winonaites)、及 IAB 和 III CD 铁陨石群:

① 橄辉无球粒陨石:橄辉无球粒陨石为原始无球粒陨石的主要陨石群,目前约有 200 个样品,多数为单矿碎屑岩和一些复矿碎屑角砾岩,根据其结构、矿物学和亲石元素成分,认为它是来自无球粒陨石母体高度分异的岩石,其 O 同位素组成

表 4 主要球粒陨石群的平均岩石学特征

Table 4. Average petrologic characteristics of the major chondrite groups

	CI	CM	CO	CV	CK	CR	CH	
球粒丰度($\varphi_B/\%$)	<<1	20	48	45	45	50~60	70	
基质丰度($\varphi_B/\%$)	>99	70	34	40	40	30~50	5	
CAI-AOA 丰度($\varphi_B/\%$)	<<1	5	13	10	10	0.5	0.1	
金属丰度($\varphi_B/\%$)	0	0.1	1~5	0~5	0~5	5~8	20	
平均球粒直径(mm)		0.3	0.15	1.0	1.0	0.7	0.02	
橄榄石组成($x_B/\% Fa$)	高度变化	高度变化	高度变化	高度变化	(1~47) 29~33	1~3	(<1~36) 2	
	CB	H	L	LL	EH	EL	R	K
球粒丰度($\varphi_B/\%$)	20~40	60~80	60~80	60~80	60~80	60~80	>40	27
基质丰度($\varphi_B/\%$)	<<1	10~15	10~15	10~15	2~15	2~15	36	73
CAI-AOA 丰度($\varphi_B/\%$)	<<1	<<1	<<1	<<1	<<1	<<1	0	<<1
金属丰度($\varphi_B/\%$)	60~80	8	4	2	10	10	0.1	7
平均球粒直径(mm)	(0.2~1 cm)	0.3	0.7	0.9	0.2	0.6	0.4	0.6
橄榄石组成($x_B/\% Fa$)	(2~3) 3	(16~20) 19.3	(23~26) 25.2	(27~32) 31.3	0.4	0.4	38.0	2.2

注:引自 Weisberg et al., 2006^[12].

不遵循行星分异过程中由质量决定的分馏倾向特征, 它们在三氧同位素图上沿 CCAM 线分布, 可能与 CV 球粒陨石相关。橄辉无球粒陨石为橄榄石-辉石岩, 其填隙物质为碳质(石墨及微金刚石)、金属、硫化物及少量硅酸盐构成的混合物, 有 3 种主要的类型: (a) 橄榄石-易变辉石; (b) 橄榄石-斜方辉石; (c) 复矿碎屑岩质橄辉无球粒陨石。多数橄辉无球粒陨石基本上缺失长石, 仅复矿碎屑岩质橄辉无球粒陨石例外, 有碳质填隙物质加入, 含捕获的稀有气体, 其丰度类似原始无球粒陨石。如果橄辉无球粒陨石是在高温火成作用过程中形成的, 这些稀有气体曾被驱散, 并在晚期阶段注入稀有气体和保存在碳内, 那么, 存在的疑问是: 金刚石与石墨是什么关系, 金刚石是由冲击形成的还是在早期太阳星云内由化学气相凝华的。橄辉无球粒陨石的一个显著特征是橄榄石与石墨接触经历了 Fe 的还原作用, 导致橄榄石出现还原边, 由贫 Fe 橄榄石和斑点状的细粒的低 Ni 金属组成。复矿碎屑岩质橄辉无球粒陨石为复矿碎屑角砾岩, 含各种岩石(石屑)和矿物碎片, 碎屑含单矿碎屑岩质橄辉无球粒陨石碎片、含长石的石屑碎屑、单独的矿物碎片、球粒陨石和球粒的碎片及暗色的球粒陨石质包体。由于其总体岩石学特征类似地球超镁铁质岩, 认为橄榄石-普通辉石-斜方辉石橄辉无球粒陨石类似岩浆堆积岩, 橄辉石-易变辉石橄辉无球粒陨石为部分熔融的残余物, 缺少玄武岩质成分被解释为在橄辉无球粒陨石母体上爆发火山作用过程中丢失的。

② 顽辉石-镁橄辉石无球粒陨石及 I AB 和 III CD 铁陨石: Wionaites (顽辉石-镁橄辉石无球粒陨石) 通常具球粒陨石质的矿物学及化学组成, 但又显示无球粒陨石质的重结晶结构, 它们为细-中粒, 但主要为等粒的岩石, 根据其结构一些区域被解释为残余的球粒, 其矿物组成介于 E 型及 H 群球粒陨石之间, FeNi 金属-FeS 纹理代表球粒陨石质初始物质最初的部分熔融体。I AB 及 III CD 铁陨石中的硅酸盐包体由变量的低钙辉石、高钙辉石、橄榄石、斜长石、陨硫铁、石墨、磷酸盐、FeNi-金属及少量的 daubreelite 和铬铁矿组成, 其矿物组成和 I AB 硅酸盐的 O 同位素组成类似于顽辉石-镁橄辉石无球粒陨石, 推断 I AB 中硅酸盐包体及顽辉石-镁橄辉石无球粒陨石是由同一或相似的母体形成的, III CD 铁陨石是否也来自同一母体还不清楚。

③ 富橄榄石无球粒陨石 (branchinites): 显示不同的岩石学特征, 并在其总体化学及 O 同位素组成上有一些差异, 富橄榄石无球粒陨石具中-粗粒 (0.1 ~ 2.7 mm) 的等粒结构, 为富橄榄石 (74% ~ 98%) 的岩石, 含少量普通辉石 (4% ~ 15%)、斜长石 (0 ~ 10%)、斜方辉石 (痕量)、铬铁矿 (0.5% ~ 2%)、Fe-硫化物 (3% ~ 7%)、磷酸盐及 FeNi-金属, 其亲石元素丰度接近于球粒陨石, 且未发生分异, 应属于原始无球粒陨石。

④ 斜方辉石-橄辉石无球粒陨石-橄辉古铜陨 (Acapulcoite-Lodranite) 族: acapulcoite 为细粒状 (150 ~ 230 μm) 的等粒岩石, 其橄辉石、辉石、斜长石、金属及陨硫铁的丰度近似于球粒陨石, 而 Lodranite 为粗粒 (540 ~ 700 μm) 的橄辉石和辉石岩石, 陨硫铁及斜长石亏损, 但二者全岩同位素组成相似, 有时见有稀少的残余球粒, 认为它们接近于球粒陨石的初始物质, 因而将其划分为原始无球粒陨石。

2.3.4 无球粒陨石

无球粒陨石包括贫-金属的石质陨石、石-铁陨石及铁陨石, 每一类型陨石含有几个陨石群和未分群的陨石, 因而对某些无球粒陨石群划分出无球粒陨石族。表 5 为无球粒陨石及原始无球粒陨石的平均岩石学特征^[12]。

① 钛辉无球粒陨石 (Angrites): 钛辉无球粒陨石为令人困惑的无球粒陨石群, 通常为玄武岩质组成的中-粗粒泡囊状火成岩, 其矿物学异常, 由富 Ca-Al-Ti 辉石、富 Ca-橄辉石及钙长石质斜长石构成, 并有尖晶石、陨硫铁、kirshteinite、白磷钙石、钛磁铁矿及 FeNi-金属等副矿物。Angra dos Reis 陨石类型与其它的钛辉无球粒陨石不同, 为单矿物的岩石, 由 95% 的富 Ca-Al-Ti 辉石组成^[13], 其氧同位素组成类似 HED 陨石、branchinites 及中铁陨石, 但异常的矿物学及组成认为它们与任何其它陨石群无关, 在太阳系中大部分钛辉无球粒陨石为碱-亏损的玄武岩, 中等挥发性元素 Ga 的丰度低, 然而, 高挥发性元素的 Br, Se, Zn, In 及 Cd 亏损并不明显, 认为它们是由富 CAI 组分形成的, 新近也有人认为挥发性元素亏损的 IVB 铁陨石与钛辉无球粒陨石一样在同一母体上发生^[14], Angra dos Reis 的成因尚未确定。

② 顽辉石无球粒陨石: 为高度还原的无球粒陨石, 与 E 型球粒陨石密切相关, 所有顽辉石

表5 无球粒陨石和原始无球粒陨石群的平均岩石学特征^[12]

Table 5. Mean petrologic characteristics of achondrites and primitive achondrites

	URE	ACA	LOD	ANG	AUB	BRA	WIN	HED	MES	PAL
结构	粗粒, 镶嵌	细粒	粗粒	中粗粒	粗粒/角砾 岩化	等粒, 三结 合点	细-中粒	细-粗粒, 等 粒/角砾岩化	角砾岩/撞击 熔融	粗粒
橄榄石 Fa ($\varphi_B/\%$)	2~26	4~13	3~13	11~66	<0.1	30~35	1~8	27~44	8~37	8~30
低钙辉石 Fs ($\varphi_B/\%$)	13~25	1~9	1~9		0.1~1.2	稀少	1~9	14~79	23~59	
富钙辉石 Fs ($\varphi_B/\%$)	13~32	46~50	46~50	12~50	0~0.2	10~13	2~4			
Wo ($\varphi_B/\%$)	2~16	43~46	43~45	50~55	40~46	38.7~47 (可 达5%的TiO ₂ 及12%的 Al ₂ O ₃)	44~45			
斜长石 An ($\varphi_B/\%$)	稀少到缺失	12~31	12~31	86~99.7	2~23	22~32	11~22	73~96	9193	
金属	稀少	有	有	稀少	稀少	少量	有	稀少	(石铁)	(石铁)
其它矿物	普通辉石, 石墨	陨硫铁, 磷酸 盐, 尖晶石, 石墨	陨硫铁, 磷酸 盐, 尖晶石, 石墨	尖晶石, 陨硫 铁, 磷酸盐, 氧 化物	多种立方硫 化物	硫化物, 氧 化物	陨硫铁, Dau- breelite, 石 墨, Schreiber- site	易变辉石, 硅, 铬铁矿	易变辉石, 硅, 磷酸盐	磷酸盐, 陨 硫铁

注: URE-橄辉无球粒陨石; ACA-acapulcoite; LOD-lodranite; ANG-钛辉无球粒陨石; AUB-顽辉石无球粒陨石; BRA-brachinite; WIN-winnonaites; HED-howardite, eucrite, diogenite; MES-中铁陨石; PAL-橄陨铁。

无球粒陨石均为角砾岩, 仅 Shallowater 例外, 为火成结构^[15], 它们主要由几乎无 FeO 的顽辉石和少许钠长石质斜长石及无 FeO 的透辉石及镁橄榄石组成, 其它的矿物相包括含 Si 的 FeNi-金属及类似 E 型球粒陨石的多种硫化物, 顽辉石无球粒陨石可能由部分熔融形成, 熔体移出时继续熔融到很高的温度(约 1600 °C), 并发生结晶作用, 在高的还原态、氧同位素组成及在顽辉石无球粒陨石中出现含铁的硫锰矿很可能与 EL 球粒陨石有关, 然而, 它们有可能是来自不同的小行星母体^[15]。

③ HED 族古铜无球粒陨石(H)、钙长辉长无球粒陨石(E)及紫苏钙长无球粒陨石(D): 钙长辉长无球粒陨石及古铜无球粒陨石分别为玄武岩及斜方辉石堆积岩, 并源自同一小行星母体上近表面的熔岩流或侵入岩, 许多 HED 陨石是冲击产生的单矿碎屑或复矿碎屑角砾岩, 紫苏钙长无球粒陨石(H)为复矿碎屑角砾岩含钙长辉长无球粒陨石质(E)及古铜无球粒陨石质(D)的组分, HED 陨石具相似的全岩氧同位素组成及辉石中 Fe/Mn 比值, 并显示密切的成因关系^[16], 地面可见和近红外光谱确定, HEDs 的矿物组成与灶神星的表面矿物学相类似, 有可能是这类小行星冲

击的喷出物, 虽然将 NWA 011 划分为钙长辉长无球粒陨石, 但其氧同位素组成不同, 可能来自单独的母体, 因此应属于未分群的无球粒陨石。

④ 中铁陨石: 中铁陨石为角砾岩, 并由近似等比例的硅酸盐及 FeNi 金属和硫化物组成, 其中硅酸盐部分在细粒碎片或火成基质中由矿物和岩屑碎屑组成, 岩屑碎屑主要是玄武岩、辉长岩及辉石岩(有少量纯橄岩和稀少的钙长石), 矿物碎屑由粗粒的斜方辉石、橄橄榄石及斜长石组成, Fe-Ni-金属在中铁陨石中主要呈毫米或亚毫米的颗粒, 并与类似大小的硅酸盐颗粒混合。Chaunskij 陨石为异常的中铁陨石, 显示高度变质、受强烈冲击和富含堇青石的金属。

⑤ 橄陨铁: 橄陨铁为橄橄榄石(35%~85%)和金属的集合体, 依据硅酸盐矿物、组成、金属成分及氧同位素组成的不同而划分出以下的类型, 即: ①主群橄陨铁; ②Eagle Station 小群; ③辉石-橄陨铁小群; ④Milton 未分群的橄陨铁。根据橄陨铁群中的差异, 认为它们是来自单独的母体, 虽然主群橄陨铁的氧同位素组成类似于 HEDs, 但其金属的组成又类似于富 Ni 的 III AB 铁矿石, 这些陨石群之间没有成因上的关系。Eagle Station 小群在矿物学上类似于主群橄

榄陨铁,但更富铁和富钙的橄榄石和具有不同的氧同位素组成,其金属组成接近 II F 铁陨石和比主群橄榄陨铁有更高的 Ni 和 Ir 含量^[17],它们是在靠近的太阳星云区内形成的,但不是同一的母体小行星。辉石-橄榄陨铁小群的成员为 Vermilion 及 Y 8451,它们含约 14%~63% 的橄榄石,30%~43% 的金属,0.7%~3% 的辉石,0~1% 的陨硫铁及少量白磷钙石,有毫米级的辉石,其金属组成和氧同位素组成只同于主群橄榄陨铁和 Eagle Station 小群的橄榄陨铁^[18]。

⑥ 火星陨石族: 火星陨石为火星壳岩石,它们被称之为 SNC 群,并是火山岩(玄武岩质辉玻无球粒陨石和辉橄无球粒陨石)及火成岩(二辉橄榄岩质及橄榄石-斑状辉玻无球粒陨石、纯橄无球粒陨石及 ALH 841) 岩石,其氧同位素组成不同于其它陨石,在三氧同位素图上分布于斜率为-0.52 的独特质量分馏线上,具有相同的成因,即分异的母体,有一些火星陨石的结晶年龄较年轻(小于 1.3 Ga),认为系来自行星大小的物体,重要的是在一些火星陨石中冲击产生的玻璃包体和细脉内捕获的气体,其组成和同位素类似于火星大气(海盗登陆车测定),证明这些陨石是来自火星^[19],最近从南极和热带沙漠回收到约 35 块火星陨石,其中二辉橄榄岩质辉玻无球粒陨石及著名的斜方辉石岩(8ALH 84001)为新的类型。除 LH84001 的结晶年龄约为 4.5 Ga 外,其余火星陨石的结晶年龄为几百个百万年^[20],Allan Hills 84001 主要由长达 6 mm 的粗粒斜方辉石晶体(96%)、2% 的铬铁矿、1% 的斜长石(熔长石)、0.15% 的磷酸盐及橄榄石、普通辉石、黄铁矿及碳酸盐等副矿物组成,最引人注目的是推测含有微型浮游生物化石及其它火星成因的生命证据^[21]。

⑦ 月球陨石族: 月球陨石类型是按其结构、岩石学及化学成分进行划分的,它们包括角砾岩化和非角砾岩化的月海玄武岩、月海/高地混合角砾岩、高地表土角砾岩及高地冲击-熔融角砾岩,月球陨石共享许多阿波罗及月球号样品的矿物学(辉石中 Fe/Mn 比值)、总体化学及氧同位素组成特征。

⑧ 铁陨石群及未分群的铁陨石: 19 世纪首次确认铁陨石中的维氏台登结构,并提出铁陨石的结构分类,之后于 1950 年提出铁陨石的化学分类,按 Ga 和 Ge 丰度减小顺序将铁陨石划分为 4 个群,并以罗马数字 I、II、III 及 IV 表示,这些元素

为最挥发的亲铁元素,在星云作用过程中铁陨石群之间有强的分馏趋势,并将字母引入罗马数值,如 IA、IVB 等,到目前为止已划分出 13 个铁陨石化学群。约有 15% 的铁陨石不适用于现有的铁矿石化学群,在南极铁陨石中不适用的比例约达 40%^[22]。

3 太阳星云的演化阶段

陨石的形成历史是由核合成→太阳星云→凝聚作用→吸积作用→陨石母体(表土、分异作用及形成核;日心轨道中的陨星体)→变质作用→在固定轨道中的变化→与地球碰撞。轨道摄动与和地球碰撞之间的时间为宇宙射线暴露年龄;从与地球碰撞到实验室研究陨石之间的时间为居地年龄;从陨石母体的变质作用到实验室研究陨石的时间为气体保存年龄;从陨石母体到实验室研究陨石的时间为固化年龄;从核合成到太阳星云的时间为形成的间隔年龄,即从星云到陨石的成因过程及相应每一过程的年龄测定,几乎所有元素的核素由大的恒星内部的核反应形成,然后它们在每次非常高能超新星事件中将其溅射,溅射的星云气体和尘粒随后成核、凝聚及吸积进入原始的物体,物体受到加热,并引起固态变质作用或在较高温度下发生分异作用,包括固体、液体和气体的分离。当物体演化时受到多次的撞击,如无大气,其表面受到太阳及银河离子的辐照,这些粒子嵌入于小颗粒的外表上,或引起核反应,较大的撞击溅射出碎块,随太阳轨道运行,继之,因大物体的重力吸引,改变其运行轨道,并将其进入穿越地球的轨道和着陆及回收。每一作用过程都会引起元素和同位素的改变。陨石的形成过程:核合成→太阳星云→凝聚作用(形成间隔)→吸积作用→陨石母体(风化层、熔融作用、分异作用及核形成)→日心距离轨道内的陨星→变质作用→轨道摄动→与地球碰撞→实验室内研究陨石(测试陨石的固化年、气体保存年龄、暴露年龄及居地年龄),反映了太阳星云的演化历史。McSween 等^[23]将太阳星云的演化划分以下的阶段或期。

3.1 前太阳期

3.1.1 前太阳颗粒

集中研究金刚石、碳化硅、石墨、刚玉、尖晶石、氮化硅及黑铅钙石^[24],钛碳化物和产于石

墨内的 FeNi 金属包体,所有这些矿物相为难熔的,含碳的相是在还原条件下形成的,前太阳硅酸盐是来自行星际尘粒和球粒陨石^[26]。外来的前太阳颗粒可由其同位素组成得到证实,并形成于多重的恒星环境,例如石墨和 SiC 中富²²Ne 组分 Ne-E(L,低温释放)及 Ne-E(H,高温释放),表明它们是含恒星际物质的球粒陨石,其形态和微观结构揭示它们形成于恒星区内的尘粒^[27]。前太阳颗粒以不同的比例产于所有球粒陨石的基质内^[28],恒星际颗粒的同位素分析提供了核合成、红巨星内演化、AGB 恒星、超新星和新星的模式和银河系化学演化的信息。

3.1.2 行星际尘粒 (IDPs)

以前集中研究恒星际尘粒 (IDPs) 的矿物学、结构及光学性质,新近的研究表明大多数 IDPs 比 CI 球粒陨石更原始,认为它们是外部主带内的 P 或 D 小行星,有一些无水的 IDPs 可能是来自彗星,含有大量(有机的)分子云物质和硅酸盐尘粒^[29],如果它们一旦居住在恒星际介质内,嵌入有金属和硫化物的玻璃 (GEMS—Glass embedded metal and sulfide) 有可能是经过辐照的前太阳硅酸盐颗粒残余,有很少的 GEMS 具有异常的 O 同位素组成^[29],其数量级相当于其它前太阳氧化物^[30]。

3.1.3 有机化合物

球粒陨石中有机化合物的结构和稳定同位素组成反映了复杂的星际、星云及行星的作用过程,以往集中研究 CM 球粒陨石中非生物的合成机制,新近测定特殊化合物的稳定同位素,不仅测量富 D/H 的有机物,而且还测量氨基酸和磺酸,并认为它们是在恒星际介质内由粒子-分子反应形成的,磺酸中富集³³S 是由星际环境内的紫外辐照引起的^[31]。

3.2 星云盘形成期

3.2.1 残存的前太阳颗粒及年代学

由于破坏性的氧化反应,暴露于热星云的前太阳 SiC 颗粒的寿命,与星云冷却的时标相比要短^[32],依据散裂生成的²¹Ne,给出的年龄相当低 (~10~130 Ma)^[33],然而实验认为微米级 SiC 颗粒将在恒星际介质内产生的 Ne 丢失,因此,对这

一年龄产生怀疑。

3.2.2 星云元素和同位素丰度

以往认为 CI 球粒陨石的元素和同位素丰度代表平均太阳系的丰度^[34,35],而现在将太阳 O 的丰度下调 60%,C 的丰度略有降低^[36]导致较高的 C/O 值,因此,星云为更还原的星云气体,S、Se 及 P 的丰度也有大的下调,轻元素的丰度保持不变,Li 有亏损。有人提出 Tagish Lake 陨石比 CI 球粒陨石更好代表太阳系的丰度^[37,38]。

3.2.3 同位素源区 (reservoirs)

以往认为难熔包体 (CAIs) 氧同位素混合线的斜率为 ~0.95,而现在认为是 1.00^[39],一种解释是这种同位素源区代表星云内的核合成环境,并可能通过邻近超新星继承得到的,可供选择的假说是¹⁶O 的质量分馏,或许星云内 CO 的自屏蔽^[40]在 AOA 凝聚橄榄石的 O 同位素分析认为是富¹⁶O 的星云气体^[41],而一般的球粒是在更贫¹⁶O 平衡的条件下形成,富¹⁶O 气体是由质量分馏或富尘粒区的蒸发作用引起的。

3.3 第一次星云期

3.3.1 星云年代学及短寿命放射性同位素的成因

除¹⁰Be-¹⁰B、⁴¹Ca-⁴¹K、⁶⁰Fe-⁶⁰Ni、¹⁴⁶Sm-¹⁴²Nd、¹⁸²Hf-¹⁸²W、⁹²Nb-⁹²Zr、¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os 和¹⁰⁷Pd-¹⁰⁷Ag^[42]测年外,⁵³Mn-⁵³Cr 体系的研究取得了大的进展,并成为有用的记时计。尽管⁵³Mn 在星云内是不均匀分布的,主要因 Mn 的挥发性而使 Cr 和 Mn 分馏^[43],但是发现⁵³Mn 有多种用途,如它可约束碳质球粒陨石吸积时间小于 20 Ma,可用于水的蚀变作用形成碳酸盐的计时^[44]。²⁶Al-²⁶Mg 的研究也引起关注,²⁶Al 曾经在星云内是均匀分布的思想,因早期太阳的 X-风区内由局部辐照产生²⁶Al 的证据受到挑战^[45],如果难熔冷凝物并入这种核素,然后又被分散,那么²⁶Al/²⁷Al 规范值就不会应用于其它的星云物质,或者解释为在 CAIs 与球粒之间有几个百万年的表现年龄差异,但这种年龄的差异也由 CAIs 和球粒的⁵³Mn 和¹²⁹I 及 Pb-Pb 年龄的数据所证实^[46]。以前短寿命放射性核素记时计的时标不一致,这一问题尚未完全解决,但¹²⁹I-¹²⁹Xe 资料可解决²⁶Al 及⁵³Mn 一致的年代学问

题,应用于球粒陨石难熔包体的长-短寿命计时所测定太阳系的年龄为 4566 Ma ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 年龄 (Allende CAIs), 如包体有蚀变,其年龄为 4567 Ma^[45], Efremovka CAIs)。Lugmair 和 Shukolyukov^[47] 提出太阳系年龄下限为 4568 Ma, 年龄上限为 4571 Ma (依据 $^{53}\text{Mn}-^{53}\text{Cr}$)。CAIs 中 ^{10}Be 的重要性在于它不是在恒星内通过核合成产生的,而是在星云内由某些短寿命同位素的散裂反应产生的, ^{26}Al 则不是由散裂反应产生的,这种年龄说明短寿命同位素从核合成到溅射的时间是很短的。

3.3.2 星云冷凝物及残余物

以往认为需要热的星云才允许发生蒸发作用和凝聚作用,而现在是围绕星云盘的加热模式,即在原太阳附近物质向外重新分布(太阳风模式),Shu 等^[48]认为不同的球粒陨石组分可在远离其吸积作用的位置形成,并进入球粒陨石,在 CAIs 中存在有 ^{10}Be ^[49],它不是在恒星核合成过程中形成的,对 X-风模式有利,但仍有许多热星云假说的支持者,当质量吸积率高时与该模式及最早期星云盘形成是一致的^[50]。很清楚,这些模式表明,动力学星云伴随有瞬间加热的事件。CAIs 为星云的冷凝物,并受到熔融、再结晶作用和蚀变作用的改造,认为它们是冷凝物质和蒸发作用残余物的混合物^[51],在难熔元素中发生随质量而定的同位素分馏。目前公认 Allende 中大的 CAIs 不代表其它陨石类型中的 CAIs,因为它们在吸积作用后经历了广泛的不同作用过程。许多碳质球粒陨石中最普遍的难熔包体是蠕虫状橄榄石集合体(AOAs),它们提供了在 CAIs 与球粒之间组成上的链接,并表明它们是在较低温星云的冷凝物的团块,且源于富 ^{16}O 的气体源区^[52],在原始的 CH 型球粒陨石中有一些 FeNi 金属颗粒呈平滑的同心带状,认为它们是由气体-固体凝聚作用形成的^[53],并为金属冷凝物的第一个证据。

3.3.3 星云化学分馏作用

宇宙化学的习性是由元素的挥发性所控制,大概反应不完全的凝聚作用或蒸发作用,难熔元素通常假设为 CI 球粒陨石的相对比例,但有两种情况违反了这种假设,碳质球粒陨石中难熔的 Re/Os 值系统地比普通球粒陨石和顽辉石球粒陨石低一些^[54],球粒陨石中 Nb/Ta 值也是可变

的^[55]。相对于球粒陨石,无球粒陨石及行星中的中等挥发性元素亏损,但在类地行星、月球、无球粒陨石及球粒陨石中的 $^{41}\text{K}/^{39}\text{K}$ 比值约在 $\sim 2\%$ 内是均匀的^[56],这种缺乏 K-同位素的分馏作用认为可排除蒸发作用,然而,有可能是星云晶质尘粒在吸积作用之前进入星子的^[57]。

3.4 第二次星云期

3.4.1 球粒

作为球粒初始物质中还原剂的 C 产生球粒的特殊矿物学特征,球粒熔融的间隔以前认为持续数小时,而现在约束在数分钟,并允许保存中等挥发性元素,此外,挥发性元素的保存明显要求球粒不是在规范的星云内形成,但必须是在较高压力下的急骤加热形成^[58]。许多球粒似乎经历了多次加热事件^[59],且大多未完全熔融。依据 ^{26}Al 的相对年龄与球粒总体组成之间的相互关系认为 Si 及挥发性元素是从球粒熔化中蒸发的,之后重新凝聚,并作为下一代球粒的初始物质,实验控制的温度峰值为 1770 ~ 2120 K,球粒的冷却速率是非线性的,非常快,然后缓慢冷却,且与冲击熔融一致^[60]。

3.4.2 金属及硫化物

普通球粒陨石中的金属颗粒被认为是凝聚物,并在吸积作用后受到改造,球粒陨石中的硫化物是金属与气体星云反应形成的。Lauretta 等^[61]认为 FeNi 金属被 H_2S 熔蚀产生的含 Fe 硫化物,其形态类似于球粒陨石中的基质。

3.4.3 基质

大多数原始碳质球粒陨石中的基质,其中显示非晶质的硅酸盐物质、镁橄榄石、顽辉石及少许碳质、难熔的和前太阳物质,显然是星云物质和恒星际颗粒的混合物,并经热液蚀变产生基质。非平衡普通球粒陨石中填隙的基质和球粒边的矿物学更加复杂,主要由橄榄石、非晶质硅酸盐物质、辉石、长石、金属、尖晶石、硫化物、白磷钙矿和不同的蚀变相组成。

3.4.4 有机化合物

Tagish Lake 陨石是在冰点以下的条件下降落的,相对污染很小,其有机组分主要是可溶的羧基

和草酸化合物,但有少许氨基化合物,微小带孔的有机小球体类似于实验室模拟星际冰的UV光解作用^[62],类似于CI及CM球粒陨石中的高分子,认为是相同的芬芳结构单位,Murchison陨石中有61%~66%的芬芳族^[63]。

3.5 吸积作用期

(1) 星云组分的混合作用及种类:星云内的前太阳颗粒抑制着源区之间的混合作用,碳及碳化硅(SiC)颗粒在不同的陨石群中的平均同位素组成是相同的,正如我们所期待的,如果星云样品是由来自不同恒星碎片很好混合的源区^[64],有限大小球粒的分布可解释为由于在湍流星云漩涡内的空气动力学引起的^[65]。

(2) 其它吸积的物质:IDP轨道演化的计算表明,来自彗星尘粒进入大气的速度通常比来自小行星的尘粒要高,进入大气的速度控制着大气加热的程度,它依次影响到⁴He的丰度、其它的挥发性元素(特别是Zn)及矿物学,这些变化可用以鉴别彗星成因的IDPs。微陨石比IDPs要大一些,在穿大气层过程中通常发生部分熔融或完全熔融,因而发生宇宙球粒,大多数宇宙球粒类似于CM球粒陨石组成。

3.6 母体期

陨石中星云的记录一般未引人注意,如母体作用过程、热变质作用、水的蚀变作用、熔融作用、冲击角砾岩化及冲击变质作用。

(1) 球粒陨石质母体:所有的小行星都受到某种程度的加热(如短寿命放射性核素²⁶Al衰变)^[66],依据²⁶Al加热的热演化模式可说明球粒陨石的性质—平衡温度、冷却速率及放射性测年,这些模式适合于发育的同心变质带及洋葱壳小行星,并用以论证不同温度峰值变质普通球粒陨石的冷却时间^[67],¹⁸²Hf-¹⁸²W及²³⁵U/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb(H群球粒陨石,等于2~12 Ma)的差异用以建立普通球粒陨石变质作用的间隔。

(2) 母体的分异作用:钙长辉长无球粒陨石及相关的奥长古铜无球粒陨石(diogenite)是由小行星尺度的岩浆作用形成的^[68],虽然对此进行了广泛的岩石学及地球化学研究,但对其岩石成因仍有一些争议,钛辉无球粒陨石及钙长辉长无球粒陨石具类似的O同位素组成,实验表明它们是在不同氧化还原作用下由类似球粒陨石物质的

熔融作用产生的,极少量陨石质玄武岩群,被认为是爆炸的火山作用成因^[69]。从前认为橄辉无球粒陨石为堆积岩,而现在认为是熔炼的残余(smelting residues)^[70],橄辉无球粒陨石母体并未受到广泛的熔融作用,因它们具原始的氧同位素组成,并与橄榄石和辉石中的Fe含量有关。

3.7 行星期

(1) 形成的年代学:¹⁸²Hf-¹⁸²W应用于铁陨石和球粒陨石使小行星内核形成时间早的看法受到限制,球粒陨石W同位素组成的修订^[71]相对于CAIs形成年龄降低了地球(11~30 Ma)及火星(小于15 Ma)的形成年龄,并认为类地行星是快速吸积和分异。

(2) 有机的及推测的生物成因物质:Chyba和Sagan^[72]认为早期地球有机物质的主要来源是IDPs,质量约为10%,由于大气减速可传递完整的有机化合物,ALH84001为独特的火星陨石及最老的行星样品,对探索生命具有重要的意义。

(3) 宇宙射线暴露年龄的意义:Gladman等^[73]的计算表明,宇宙射线暴露年龄数量级的差异起因于在缓慢运移陨星进入共振的Yarkovsky效应(因不对称的太阳加热而产生小的加速度)。

4 讨论与展望

(1) 目前我国拥有南极陨石样品11452块,占世界第三位,且陨石类型较全,稀少和特殊的陨石样品也较多,包括非平衡普通球粒陨石、碳质球粒陨石、无球粒陨石、火星陨石、中铁陨石及铁陨石等,为深入开展陨石学及天体化学研究提供了有利条件。到目前为止,仅对2433块陨石样品进行了分类,还有大量陨石样品未进行基础研究和分类,今后完全有可能发现更多稀少和特殊类型的陨石及新的或未分群的陨石。今后10年内我国不仅在收集陨石数量上会有所增加,而且在南极陨石,特别是稀少和独特陨石的多学科综合研究方面有望取得突破性 & 原创性的研究成果。应当指出,我国在南极收集的陨石样品在数量上,仅次于日本和美国,但大多数陨石样品是在冰碛带内收集的,样品重量都很小,而美国和日本是在蓝色冰区收集的,大多数样品的重量都较大,如美国收集的南极陨石样品至少20000块,其中2002年收集到8792块,总重量近于2 t。因此,今后应扩大收集陨石样品的靶区,争取能在冰区内回收更

多的南极陨石样品。

(2) 为探索了解陨石的富集机制和判定所收集陨石样品中的成对陨石样品以及火星陨石和月球陨石的溅射年龄,应逐步开展陨石宇宙射线暴露年龄的测定和研究,在4.56 Ga的太阳系历史过程中,每一个米级大小的陨石至少经历了一次暴露于宇宙射线,陨石的宇宙射线暴露(CRE)年龄是测量暴露于银河宇宙射线的积分时间,一部分陨石物质在从公里级母体(辐照前)溅射之前就受到宇宙射线的辐照,研究辐照前的效应可了解行星物体表面的作用过程。陨石的组成、形成年龄及宇宙射线暴露年龄的记录表明,它们可能有来自约100个不同小行星的约18000个陨石,石陨石的宇宙射线暴露年龄 ≤ 120 Ma,铁陨石的宇宙射线暴露年龄一般可高达1500 Ma,同时也表明在太阳附近有长期银河宇宙射线通量的变化,不同陨石类型宇宙射线暴露年龄上的差异或者是来自不同的源区及大小的变化,或者是陨石体未遭到破碎,月球和火星岩石的宇宙射线暴露年龄,表明它们分别来自8个不同的位置。在普通球粒陨石中记录了H群球粒陨石两次主要的事件,分别为约7 Ma和约33 Ma以前;L群为约28 Ma及约40 Ma以前的事件;LL群球粒陨石记录了约在15 Ma以前的碰撞事件。

陨石的居地年龄可提供陨石降落率、陨石的分布、陨石的风化作用及陨石富集机制的重要信息。陨石的居地年龄(在地球停留的时间)加上它们的暴露历史可提供陨石的历史,石陨石在湿润的环境快速风化,但大量的陨石是在半干旱和干旱地区发现的,可保存更长的时间,沙漠陨石至

少可保存5万年,有一些陨石还可保存25万年,南极地区有利于陨石的保存,其居地年龄可达数十万年,有一些陨石可超过2 Ma。测定陨石的居地年龄,必需测定由暴露于宇宙空间辐照产生放射性核素的标准,如果这些标准与新近降落陨石(表6为普通球粒陨石居地年龄研究的放射性核素)所期待的活度进行比较,就可测定居地年龄。 ^{14}C 及 ^{36}Cl 的测定结果表明,大多数沙漠陨石停留时间小于50 ka,通过 ^{36}Cl 及 ^{81}Kr 的研究,某些南极的球粒陨石和无球粒陨石具有较长的停留时间,在沙漠环境下陨石可幸存很长的时间,少数无球粒陨石的居地年龄可高达2.7 Ma,少数南极球粒陨石可保存2 Ma以上。

质量大于10 g的降落率为每年每 10^6 km^2 为83次或1万年每平方公里1次左右,据风化率和回收的统计每百万平方公里(10^6 km^2)为36~116次。

(3) 陨石中短寿命核素的研究,早期太阳系内星子的行星分异作用导致形成铁陨石、石-铁陨石及无球粒陨石分异母体,依据铁陨石中 ^{182}Hf - ^{182}W 体系及钙长辉长无球粒陨石及钛辉无球粒陨石中 ^{26}Al - ^{26}Mg 和 ^{53}Mn - ^{53}Cr 体系,行星的分异作用发生于早期太阳系,短寿命放射性核素 ^{26}Al 及 ^{60}Fe 为星子热演化的热源。

现在已灭绝的短寿命放射性核素包括:如 ^7Be ($T_{1/2} = 53 \text{ d}$), ^{10}Be ($T_{1/2} = 1.5 \text{ Ma}$), ^{26}Al ($T_{1/2} = 0.74 \text{ Ma}$), ^{36}Cl ($T_{1/2} = 0.3 \text{ Ma}$), ^{41}Ca ($T_{1/2} = 0.1 \text{ Ma}$), ^{53}Mn ($T_{1/2} = 3.7 \text{ Ma}$)及 ^{60}Fe ($T_{1/2} = 1.5 \text{ Ma}$)等。当不同的陨石形成时,这些短寿命的放射性核素曾经出现在原太阳星云内,放射性核素的存

表6 居地年龄研究的放射性核素^[74]

Table 6. Radionuclides for terrestrial age study

放射性核素	半衰期	相	H群球粒陨石	L群球粒陨石
			饱和活度 (dpm/kg)	饱和活度 (dpm/kg)
^{39}Ar	269 a	金属	25	21
^{14}C	5.73 ka	全岩	51	46
^{41}Ca	100 ka	金属	24	
^{59}Ni	108 ka	金属	~350	
^{81}Kr	229 ka	全岩	0.003~0.005 ^①	
^{36}Cl	300 ka	金属	22.8	
^{26}Al	700 ka	全岩	60	56
^{60}Fe	1.49 Ma			
^{10}Be	1.5 Ma	全岩	22	20
^{53}Mn	307 Ma	金属	434	

注: ①依据 ^{81}Kr 平均产率($6\sim9$) $\times 10^{-14} \text{ cm}^3 / (\text{g} \cdot \text{Ma})$ 。

在要求一种“最后一瞬间 (last minute)”的成因,或者是在宇宙空间质量超过 10~20 倍太阳质量的恒星内的核合成,或者是在初生太阳系之前或因高能太阳宇宙射线部分原太阳星云盘的局部辐照产生的。(a) 观察表明存在有多成因的短寿命放射性核素,即 ^7Be 、 ^{10}Be 及 ^{36}Cl 为辐照成因, ^{60}Fe 为注入成因;(b) 制约着在吸积的星云盘内这些放射性核素的分布(均匀的或非均匀的);(c) 它们制约着星云作用过程的时标(从富 Ca-Al 包体到球粒)、星子的吸积作用及分异作用。短寿命放射性核素研究有三大基本问题^[74],即:①为什么产生太阳和太阳系?②在吸积星云盘内形成第一个固体是什么?③什么是导致第一个固体和第一个小行星作用过程的速率和年代学?

为什么产生太阳和太阳系?天体物理的观察显示,恒星是在分子云内因不同质量和大小星团中气体和尘粒的引力坍缩形成的,恒星形成及其吸积星云盘的演化主要取决于星团的类型,如星云盘可因邻近大质量恒星的 UV 光而部分蒸发或因邻近超新星爆炸的冲击波而截成平面,存在于陨石中的短寿命放射性核素是在超新星爆炸过程中产生的,因而可获得太阳系中定量的证据,并应用于我们的太阳系。

在吸积星云盘内形成第一个固体是什么?星云气体中由高温凝聚作用产生的第一个固体认为是陨石中原始组分的化学组成变化造成的,平衡凝聚作用计算允许一个到再生许多球粒陨石的组分,也发生气-液体-固体反应;在原始球粒陨石中不同高温组分内,由于短寿命放射性核素就地衰变而产生同位素异常,这有助于鉴定矿相的形成环境。

什么是导致第一个固体和第一个小行星作用过程的速率和年代学?

太阳本身的真实年龄不知道,第一个固体和第一个行星形成的时间有许多不确定的因素,推测最早凝聚形成 CAIs 的年龄为 $4568.5 \pm 0.5 \text{ Ma}$,由于已灭绝短寿命放射性核素具短的半衰期,其浓度迅速减少,并在吸积星云盘内为时间的函数,提供精确建立星云盘内不同作用过程的年代学^[74]。

已灭绝的短寿命放射性核素曾出现在原太阳星云内,因在陨石不同组分中存在有短寿命放射性核素子体同位素的过剩,1969 年在 Allende 陨石中发现 Mg 同位素的变化,并证实有 ^{26}Mg 过剩,

且与 $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Mg}$ 值正相关,其来源是由短寿命 ^{26}Al 就地衰变的,因为在多数 CAIs 中 ^{26}Al 的丰度($^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al} \approx 4.5 \times 10^{-5}$)至少比预测银河核合成高一个数量级。两种可能的成因:宇宙空间大质量恒星内核合成;初生太阳系或因原太阳星云盘内高能太阳宇宙射线的局部辐照产生的, ^{26}Al 及短寿命放射性核素的成因问题有激烈争议的,不同的模式可部分解释短寿命放射性核素,即恒星来源或辐照成因。

半衰期为 0.74 Ma 的短寿命核素 ^{26}Al 经 β 衰变为 ^{26}Mg ,可由二次离子质谱(SIMS)或其它质谱技术[热电离质谱(TIMS)及多接收电感耦合等离子体质谱(MC-ICP-MS)]发现全岩样品或矿物中的 ^{26}Mg 的过剩($^{26}\text{Mg}^*$),如果 $^{26}\text{Mg}^*$ 是来自 ^{26}Al 就地衰变,那么数据点投影在 $^{26}\text{Mg}^*$ [千分率(‰) 偏离地球 $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$ 值 0.13932]— $^{27}\text{Al}/^{24}\text{Al}$ 值的图上将是一条直线(Al-Mg 等时线),其斜率与 Al-Mg 同位素封闭体系时的 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 值呈比例的关系,依据许多 CAIs 的 $^{26}\text{Mg}^*$ 丰度的测量表明,太阳系 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 的初始值为 $\sim 5 \times 10^{-5}$,又称之为初始规范值。CAIs 中未知样品与规范值之间 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 值的差异相应其相对的形成年龄为:

$$\Delta t_{\text{sample-CAIs}} (\text{Ma}) = 1/\lambda \times \ln \left[\left(\frac{^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}}{^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}} \right)_{\text{CAI}} / \left(\frac{^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}}{^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}} \right)_{\text{sample}} \right]$$

式中: λ 为衰变常数 $= \ln 2 / 0.73$; $(^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al})_{\text{CAI}}$ / $(^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al})_{\text{sample}}$ 为 CAIs 初始规范值/样品测定值。

最近高精度分析 CV 球粒陨石 CAIs 的总体 Mg 同位素并获得完美的等时线^[74],表明在其形成时 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 值为 $5.85 \pm 0.05 \times 10^{-5}$ 及初始 Mg 同位素组成($\delta^{26}\text{Mg}^*$)为 $-0.031 \pm 0.0038\%$,这些资料表明,在封闭体系内 Al/Mg 体系未受到扰动,在原太阳星云内 ^{26}Al 的分布是均匀的。半衰期为 $\sim 3.7 \text{ Ma}$ 的短寿命放射性核素 ^{53}Mn 通过 β^- 衰变为 ^{53}Cr ,较 ^{26}Al 更长的半衰期和丰富的 Mn 及 Cr 元素,及在水的蚀变过程中经历了广泛的分馏作用,这些特性使 ^{53}Mn — ^{53}Cr 计时成为测量陨石母体小行星(形成碳酸盐及铁橄榄石)上水活动年龄的有用工具。相对于地球 $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 值为 0.113458 的 ^{53}Cr 过剩($^{53}\text{Cr}^*$),可用 SIMS 获得 Mn/Cr 值(> 100)单矿物中的 $^{53}\text{Cr}^*$,这样的比值可产生高浓度放射性成因的 ^{53}Cr ,且非放射性成因的 Cr 干扰最小,如果 $^{53}\text{Cr}^*$ 是来自 ^{53}Mn 的就地衰变,那么,数据点在 $^{53}\text{Cr}^*$ (偏离地球 $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 值) — $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ 值的图上应是一条直线(Mn-Cr 等

时线), 其斜率与 Mn-Cr 体系同位素封闭时的 $^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$ 值是成比例的, 并依 $^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$ 值计算 2 个样品(1, 2)的相对年龄:

$$\Delta t_{1-2} (\text{Ma}) = 1/\lambda \times \ln \left[\left(\frac{^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}}{(^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn})_1} \right)_2 \right]$$

式中: λ 为衰变常数 = $\ln 2/3.7$, 由于太阳系内 ^{53}Mn 的初始丰度的不确定性(范围为 $0.84 \times 10^{-5} \sim 1.4 \times 10^{-5} \sim 2.8 \pm 0.3 \times 10^{-5} \sim 4.4 \times 10^{-5}$), 依据 Lewis Cliff (LEW) 86010 (Δt_{LEW}) 钛辉无球粒陨石 (Angrite) 的测定, 给出相对的 $(^{53}\text{Mn}/^{55}\text{Mn})_0$ 值为 $1.25 \pm 0.07 \times 10^{-6}$, 且该样品的 Pb/Pb 绝对年龄为 $4557.8 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 。除南极陨石的 Al-Mg 同位素体系研究外, 今后拟开展我国不同类型南极陨石的 Mn-Cr 及 Re-Os 同位素体系的系统研究。

(4) 球粒陨石质陨石次生矿化作用同位素测年应集中了解多阶段的蚀变历史。球粒陨石, 特别是碳质球粒陨石水的蚀变作用研究, 球粒陨

石由 4 个主要的组分构成: 球粒、FeNi-金属及/或金属-陨硫铁集合体、难熔包体(富 Ca, Al 包体及似变形虫状橄榄石集合体)及细粒基质。大多数球粒陨石质陨石经历了不同程度和不同类型的次生蚀变作用, 导致形成含水的和无水的矿物(页硅酸盐, 磁铁矿, 碳酸盐, 含铁橄榄石, 钙铁辉石, 硅灰石, 钙铝榴石, 钙铁榴石, 霞石, 方钠石, Fe, Ni-碳化物, 镍黄铁矿, 磁黄铁矿及富 Ni-金属) 矿物学、岩石学及同位素的观察认为蚀变作用是在有水溶液存在的条件(温度、水/全岩值、氧化还原条件及流体组成)下发生的, 次生矿物的短寿命同位素年代学(^{26}Al - ^{26}Mg , ^{53}Mn - ^{53}Cr , ^{129}I - ^{129}Xe) 表明, 蚀变作用是在 CAIs 形成后的 1~2 Ma 内开始的, 并持续到 15 Ma, 认为球粒陨石母体是在原太阳分子云崩塌之后的第一个 1~2 Ma 吸积的, 并为这些物体早期发生水的活动提供了有力的证据。

参 考 文 献:

- [1] Allen C, Allton J, Lofgren G, Righter K, Zolensky M. Curating NASAs extraterrestrial samples—Past, present, and future [J]. *Chemie der Erde*, 2010, 71: 1-20.
- [2] Yanni K, Kolima H. *Catalog on Antarctic Meteorites* [M]. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1995: 230.
- [3] Lipschutz M E, Schultz Meteorites. *Encyclopedia of the Solar System* (second edition), Editors: Lucy-Ann McFadden, Paul R. Weisman, Torrence V. Johnson. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, New York, Oxford Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Academic Press is an Imprint of Elsevier, 2007: 261.
- [4] Rubin A E. Origin of the differences in refractory-lithophile-element abundances among chondrite groups [J]. Doi: 10.1016/j.icarus.2011.04.003.
- [5] Weisberg M K, McCoy T J, Krot A N. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. Laurett D S, McSween H Y Jr, eds. *Meteorites and the Early Solar System II* [M]. University of Arizona Press, Tucson 2006: 19-51.
- [6] McSween H Y Jr. Carbonaceous chondrites of Ormans type: A metamorphic sequence [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1977, 41: 479-491.
- [7] Weisberg M K, Prinz M, Clayton R N. Mayeda: CV3 chondrites: three subgroups, not two (abstract) [J]. *Meteoritics Planet Sci*, 1997, 32: 138-139.
- [8] Bischoff A, Vogel N, Roszjar: The Rumuruti chondrite group [J]. *Chemie der Erde, Journal Homepage*, 2011, 71: 33.
- [9] Newton J, Bischoff A, Arden J W, Franci I A, Geiger T, Greshake A, Pillinger C T. Acfer 094, a uniquely primitive carbonaceous chondrite from the Sagara [J]. *Meteoritics*, 1995, 30: 47-56.
- [10] Greshake A. The primitive matrix components of the unique carbonaceous chondrite Acfer 094: A TEM study [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 437-452.
- [11] Weisberg M K, Prinz M, Clayton R N, Mayeda T K, Grady M M, Franchi I, Pillinger C T, Kallemenn G W. The K (Kakangari) chondrite grouplet [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 4253-4263.
- [12] Weisberg M K, McCoy T J, Krot A N. Systematics and evaluation of meteorite classification [A]. *Meteorites and the Early Solar System II* (Laurett D S, McSween H Y Jr) [M]. Tucson: University of Arizona Press, 2006: 19-51.
- [13] Prinz M, Keil K, Hlava P F, Berkley J L, Gomes C B, Curvello W S. Studies of Brazilian meteorites, III. Origin and history of the Angra dos Reis achondrite [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 35: 317-330.
- [14] Campbell A L, Humayan M. The Tishomingo iron: Relationship to IV irons, CR clan chondrites and angrites and implications for the origin of volatile-depleted iron meteorites (abstract). *Lunar and Planetary Science XXXVI* [M]. Houston: Lunar and Planetary Institute, (CD-ROM), 2005: #2062.
- [15] Keil K. Enstatite meteorites and their parent bodies [J]. *Meteoritics*, 1989, 24: 195-208.

- [16] Papike J J. Comparative planetary mineralogy: Chemistry of melt-derived pyroxene, feldspar, and olivine [A]. *Planetary Materials* [C]. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 1998, 36: 1-11.
- [17] Scott E R D. Geochemical relationship between some pallasites and iron meteorites [J]. *Mineral Mag*, 1977, 41: 262-275.
- [18] Yanai K, Kojima H. Yamato-8451: A newly identified pyroxene-bearing pallasite [J]. *Proc NIPR Symp Antarct Meteorites*, 1995, 8: 1-10.
- [19] McSween H Y Jr. The rocks of Mars, from far and near [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 2002, 37: 7-25.
- [20] Nyquist L E, Bogard D D, Shih C-Y, Greshake A, Siffler D, Eugster O. Ages and geologic histories of martian meteorites [J]. *Space Sci Rev*, 2001, 96: 105-164.
- [21] McKay D S, Gibson E K, Thomas-Kepner, Vail H, Romanek C S, Clellier X D F, Maechling C R, Zare R N. Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH84001 [J]. *Science*, 1996, 273: 924-930.
- [22] Wasson J T. Ungrouped iron meteorites in Antarctica: Origin of anomalously abundance [J]. *Science*, 1990, 249: 900-902.
- [23] McSween H Y, Lauret D S, Leshin L A. Recent Advances in Meteoritics and Cosmochemistry [A]. *Meteorites and Early Solar System II* (Lauret D S, McSweenjr H Y, eds.) [M]. Tucson: University of Arizona Press, 2006: 53-66.
- [24] Hoppe P, Zinner E. Presolar dust grains from meteorites and their stellar sources [J]. *J Geophys Res*, 2000, 105: 10371-10385.
- [25] Nittler L R. Presolar stardust in meteorites: Recent advances and scientific frontiers [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 209: 259-273.
- [26] Nguyen A, Zinner E. Discovery of ancient silicate stardust in a meteorite [J]. *Science*, 2004, 303: 1496-1499.
- [27] Bernatowicz T J, Cowshik R, Gibbons P C, Lodders K, Fegley B, Amari D, Lewis R S. Constraints on stellar grain formation from presolar graphiite in the Murchison meteorite [J]. *Astrophys J*, 1996, 472: 760-782.
- [28] Huss G R, Lewis R S. Presolar diamond, SiC, and graphite in primitive chondrites: Abundances as a function of meteorite class and petrologic type [J]. *Geochim Comochim Acta*, 1995, 59: 115-160.
- [29] Messenger S, Keller L P, Stademann F J, Walker R M, Zinner E. Samples of stars beyond the solar system: Silicate grains in interplanetary dust [J]. *Science*, 2003, 300: 105-108.
- [30] Nittler L R, Alexander C M O D, Gao X, Walker R M, Zinner E. Stellar sapphires: The properties and origins of presolar Al₂O₃ in meteorites [J]. *Astrophys J*, 1997, 483: 475-495.
- [31] Cooper G W, Thiemen M H, Jackson T-L, Chang S. Sulfonic and hydrogen isotope anomalies in meteorite sulnic acids [J]. *Science*, 1997, 277: 1072-1074.
- [32] Mendybaev R A, Beckett J R, Grossman L, Stolper E, Cooper R F, Bradley J P. Volatilization kinetics of silicon carbide in reducing gases: An experimental study with application to the survival of presolar grains in the solar nebula [J]. *Geochim Comochim Acta*, 2002, 66: 661-682.
- [33] Tang M, Anders E. Interstellar silicon carbide: How much older than the solar system? [J]. *Astrophys J Lett*, 1988, 335: L31-L34.
- [34] Lodders K. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements [J]. *Astrophys J*, 2003, 591(2): 1220-1247.
- [35] Palme H, Jones A. Solar system abundances of the elements [J]. *Treatise on Geochemistry, Meteorites, Comets, and Planets*, 2003, 1: 41-61.
- [36] Allende Prieto C, Lambert D L, Asplund M. The forbidden abundance of oxygen in the sun. [J]. *Astrophys J Lett*, 2001, 556: L63-L66.
- [37] Brown P G, Hildebrand A R, Zolensky M E, et al. The fall, recovery, orbit, and composition of the Tagish Lake meteorite: New type of carbonaceous chondrite [J]. *Science*, 2002, 290: 320-325.
- [38] Zolensky M E, Nakamura K, Gounelle M, Mikouchi T, Kasama T, Tachikawa O, Tonui E. Mineralogy of Tagish Lake: An ungrouped type 2 carbonaceous chondrite [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 2002, 27: 737-761.
- [39] Young E D, Russell S S. Oxygen reservoirs in the early solar nebula inferred from Allende CAI [J]. *Science*, 1998, 282: 452-455.
- [40] Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope studies of achondrites [J]. *Geochim Comochim Acta*, 1996, 60: 1999-2017.
- [41] Krot A N, McKeegan K D, Leshin L A, MacPherson G J, Scott E R D. Existence of a 160-rich gaseous reservoir in the solar nebula [J]. *Science*, 2002, 295: 1051-1054.
- [42] McKeegan K D, Davis A. Early solar system chronology [J]. *Treatise on Geochemistry, Meteorites, Comets, and Planets*, 2004, 1: 431-460.
- [43] Palme H. Chemical and isotopic heterogeneity in protosolar matter [J]. *Philos Trans R Soc*, 2001, 359: 2061-2075.
- [44] Endress M, Zinner E, Bischoff A. Early aqueous activity on primitive meteorite parent body [J]. *Nature*, 1996, 279: 701-703.
- [45] Gounelle M, Shu F H, Shang H, Glassgold A E, Rehm K E, Lee T. Extinct radioactivities and protosolar cosmic rays: Self-shielding and light elements [J]. *Astrophys J*, 2001, 548: 1051-1070.
- [46] Amelin Y, Krot A N, Hutcheon I D, Ulyanov A A. Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions [J]. *Science*, 2002, 297: 1678-1683.
- [47] Lugmair G W, Shukolyukov A. Early solar system events and timescales [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 2001, 36: 1017-1026.
- [48] Shu F H, Shang H, Lee T. Toward an astrophysical model of chondrites [J]. *Science*, 1996, 271: 154-1552.

- [49] McKeegan K D, Chussidon M, Robert F. Incorporation of short-lived ^{10}Be in a calcium-aluminum-rich inclusion from Allende meteorite [J]. *Science*, 2000, 289: 1334-1337.
- [50] Bell K R, Cassen P M, Wasson J T, Woolum D S. The FU Orionis phenomenon and solar nebular material [A]. *Protostars and Planets IV* (Manning V et al, eds) [M]. Tucson: Univ of Arizona, 2000: 897-926.
- [51] Ireland T R, Fegley B Jr. The solar system's earliest chemistry: Systematics of refractory inclusions [J]. *Intern Geol Rev*, 2000, 42: 865-894.
- [52] Krot A N, McKeegan K D, Leshin L A, MacPherson G J, Scott E R D. Existence of a ^{16}O -rich gaseous reservoir in the solar nebula [J]. *Science*, 2002, 295: 1051-1054.
- [53] Meibom A, Clark B E. Evidence for the insignificance of ordinary chondritic material in the asteroid belt [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 1999, 34: 7-254.
- [54] Walker R J, Horan M W, Becker H, Grossman J N, Rubin A E. Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66: 4187-4201.
- [55] Weyer S, Munker C, Mezger K. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust-mantle system [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 205: 309-324.
- [56] Humayun M, Clayton R N. Potassium isotope cosmochemistry: Genetic implications of volatile element depletion [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 2131-2148.
- [57] Young E D. Assessing the implications of K isotope cosmochemistry for evaporation in the preplanetary solar nebula [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 321-333.
- [58] Yu Y, Hewins R H. Transient heating and chondrule formation: Evidence from sodium loss in flash heating simulation experiments [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62: 159-172.
- [59] Rubin A E, Krot A N. Multiple heating of chondrules [A]. Hewins R H, et al. *Chondrule and the Protoplanetary Disk* [M]. 1986: 173-180.
- [60] Desh S J, Connolly H C. A model of the thermal processing of particle in solar nebula shocks: Application to the cooling rates of chondrules [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 2002, 37: 183-207.
- [61] Lauretta D S, Lodders K, Fegley B. Experimental simulations of sulfide-formation in the solar nebula [J]. *Science*, 1997, 277: 358-360.
- [62] Nakamura K, Zolensky M E, Tomita S, Nakashima S, Tomeoka K. Hollow organic globules in the Tagish Lake meteorite as possible products of primitive organic reactions [J]. *Intern J Astrobiol*, 2002, 1: 179-189.
- [63] Cody G D, Alexander C M O'D, Tera F. Solid state (^1H and ^{13}C) nuclear magnetic resonance spectroscopy of insoluble organic residue in the Murchison meteorite: A self-consistent quantitative analysis [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66: 1851-1865.
- [64] Russell S S, Ott U, Alexander C M, Zinner E K, Arden J W, Pillinger C T. Presolar silicon carbide from the Indarch (EH4) meteorite: Comparison with silicon carbide populations from other meteorite classes [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 1997, 32: 719-732.
- [65] Kuebler K E, McSween H Y, Carlson W Y, Hirsch D. Size and masses of chondrules and metal-troilite grains in ordinary chondrites: Possible implications for nebular sorting [J]. *Icarus*, 1999, 141: 96-106.
- [66] Kita N T, Nagahara H, Togashi S, Morishita T. A short duration of chondrule formation in the solar nebula: Evidence from ^{26}Al in Semakona ferromagnesian chondrules [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 3913-3922.
- [67] McSween H Y, Ghosh A, Grimm R E, Wilson L, Young E D. Thermal evolution models of asteroids [A]. Bottke W F Jr. et al. *Asteroids III* [M]. 2002: 559-571.
- [68] Ruzicka A, Snyder G A, Taylor L A. Vesta as the howardite, eucrite and diogenitic parent body: Implications for the size of a core and for large-scale differentiation [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 1997, 32: 825-840.
- [69] Wilson L, Keil K. Consequences of explosive eruptions on small bodies: The case of the missing basalts on the aubrite parent bodies [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 505-512.
- [70] Singletary S J, Grove T L. Early petrologic processes on the ureilite parent body [J]. *Meteoritics & Planet Sci*, 2003, 38: 95-108.
- [71] Yin Q, Jacobsen S B, Yamashita K, Blichert-Toft J, Telouk P, Albarede F. A short timescale for terrestrial planet formation Hf-W chronometry of meteorites [J]. *Nature*, 2002, 418: 949-952.
- [72] Chyba C F, Sagan C. Endogenous production, exogenous delivery and impact-shock synthesis of organic molecules: An inventory for the origin of life [J]. *Nature*, 1992, 355: 125-132.
- [73] Gladman B J, Migliorini F, Morbidelli A, Zappala V, Michel P, Cellino A, Froeschle C, Levinson H F, Bailey M, Duncan M. Dynamical lifetimes of objects injected into asteroid belt resonances [J]. *Science*, 1997, 277: 197-201.
- [74] Chaussidon M, Gounelle M. Short-lived radioactive nuclides in meteorites and early solar system processes [J]. *Geoscience*, 2007, 339: 872-884.

Some Recent Advances in Meteoritics and Cosmochemistry

WANG Dao-de , WANG Gui-qin

(*State Key Laboratory of Isotope Geochemistry , Guangzhou Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guangzhou 510640 , China*)

Abstract: Meteorites usually derive from primitive materials that condensed and accreted from the gas-and dust-containing presolar disk. Most of them were altered by postaccretionary processes (as in lunar , terrestrial , and martian samples) , but some survived essentially integrity (as chondrites or inclusions in chondrites) . These primitive chondrites are recognizable usually from isotopic abundance characteristics. Based on mineral-petrologic characteristics and their origin we can classify known meteorites into a much smaller number of types. Recent advance in meteoritic and cosmochemistry include the newly recognized meteorite groups; discoveries about the presolar and nebular components of chondrites and interplanetary; improvements in early solar system chronology using short-radionuclides; new insights into cosmochemical abundances; fractionation , and nebular reservoirs; and advance explanation for nebular and prenebular records of secondary parent body processes. We summarized evolved process from nebula to meteorite in early solar system. Some new insights based on these data are that the early solar system experienced a variety of nucleosynthetic input , the dynamic entity with transient heating events , and the system of planetesimals and planets evolved more rapidly than previously expected.

Key words: meteorite; early solar system; solar nebula; cosmochemistry