

総説：隕石 – 地球の材料物質としての隕石 –

小出良幸

神奈川県立博物館

Review : Meteorites for the Earth's Raw Material

Yoshiyuki KOIDE

Kanagawa Prefectural Museum, Naka-ku, Yokohama, Kanagawa 231, Japan

Abstract. Discoveries of the isotopic anomaly, extinct radionuclides and presolar grains in meteorites lead to reveal the previous and early history of the Solar system. The meteorites play an important role in interpretation of not only the solar nebula origin, but also the planet origin. Especially, the chemical, physical and mineralogical informations of the meteorites constraint the origin of the Earth. This paper reviews the basic data and theory on the meteorites, and shows the reasons why the meteorites are the raw materiel of the Earth.

Key Words : Meteorite, the Earth's Raw Material, the Earth's Evolution

I はじめに

今世紀後半に入って、地球以外の惑星や彗星、太陽などを詳しく調べるために、人類の分身ともいえる探査機が多数打ち上げられた。探査機のあるものは、月や金星、火星に着陸して、表面物質の組成や、生命の有無を調べることができるようになった。このような分身達によって、太陽系に関する情報が爆発的に増えてきた。我々の地球が属する太陽系の情報が増えてきたにもかかわらず、「地球はどうしてできたか」という、昔からある非常に素朴な疑問にはまだ答えは出ていない。

人類は、地表にでている試料を自由に採集し、分析できる。また、少しではあるが、地球深部の試料も入手可能である。地表の岩石から、地球初期の様子を知るのは難しい。地球誕生の様子を知るには、地球初期の試料を入手すればよい。現在、最古の岩石は 39.6 億年前、最古のジルコンは 42 億年前のもので、それより古い試料は得られていない。45.5 億年前の地球誕生時の試料は、入手できない。しかし、間接的なデータから、地球の初期を推定することは可能である(小出, 1992)。隕石や冥王代に形成された岩石、後の地質時代からの外挿、計算機実験によるシミュレーション、惑星探査による他の惑星の情報との比較(比較惑星学)、高温高压実験での再現などから間接的に探られている。そのうち、隕石は、直接分析ができる地球外物質として重要で

ある。

隕石は、比較的最近まで宇宙空間にあり、地球に落ちてきたものである。つまり、本当の地球の材料物質ではない。しかし、地球の材料物質としての重要性を秘めている。本論文では、隕石がなぜ地球初期を考えるのに重要なのかを明らかにし、総括的な隕石のレビューをおこなう。隕石は、神奈川県立博物館で系統的に収集し、今後の研究材料とする予定なので、このような総括は重要であると考えられる。

本研究は、文部省科学研究費一般C萌芽的研究(課題番号06804030)、東京地学協会研究調査助成、および神奈川県立調査研究費「地球熱史」の援助をいただいた。また、横浜国立大学大学院生真貝恵美子女史と中嶋勝治氏には、文献収集・データ整理で助力をいただいた。

II 地球の材料物質としての隕石

隕石は、地球を作ったものと同等のもので、地球の材料物質の研究には欠かせないものとなっている。ここでは、なぜ隕石が地球の材料物質として重要なのかを検討する。

1 クレーター

月には多くのクレーターがある。最近の惑星探査で、すべての地球型惑星にも多くのクレーターがあることが明ら

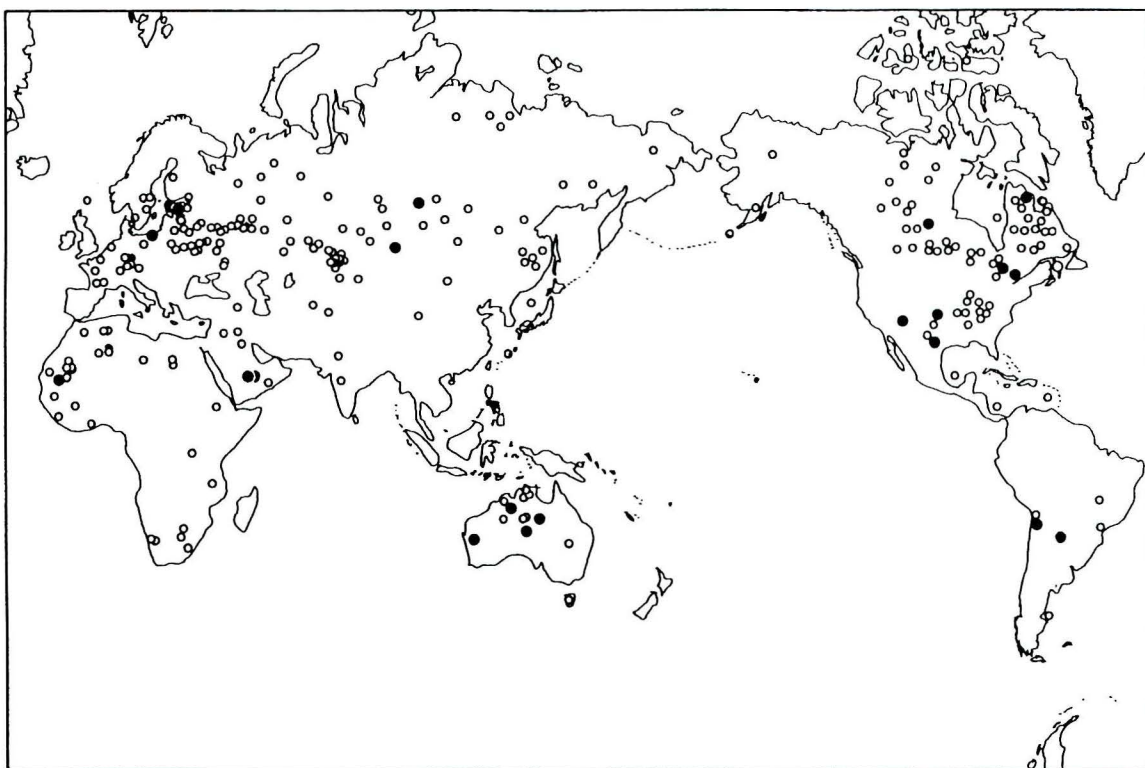


図1. クレーターの分布図。

データは, Graham et al. (1985) による。黒丸 (●) は, 確実なクレーターで白丸 (○) は推定されているもの。

かになってきた。クレーターは惑星だけでなく、衛星、彗星にも発見された。マイクロクレーターと呼ばれるミクロンオーダーの極微小クレーターまで発見されている。

クレーターは、数は少ないが地球にも発見されている。ただ、地球は、大気があるため、古いクレーターは風化して不明瞭になり、やがて消滅していく。また、プレートテクトニクスによる造山運動のため地上のクレーターは、急速に消滅していく。人工衛星による探査で新たなクレーターが発見されている。地上のクレーターは、図1のように、大陸の各地で発見されている。

クレーターの成因に関して、火山説と隕石の衝突説があった。クレーターと呼べるものの一部には、明らかに火山起源であると考えられるものがある。しかし、調査の結果、クレーターの多くは、隕石の衝突起源であることがわかってきた。クレーターが隕石の落下によるものだという証拠は、クレーターの形態、高圧鉱物の出現、隕石物質の出現、重力異常などがあげられる。

クレーターは、一般にその形態から判別される。クレーターは、円から楕円のくぼみで、ときとして中央丘や多重リングを形成することがある。サイズはさまざまで、直径が数十メートルから数百キロメートルまでである (Graham et al., 1985)。また、隕石が落下中に分解したために、クレーターが単独でなく、2個から数個が一緒に形成されることがある。

隕石の衝突の様子も、衝突実験や計算機実験かなりよくわかってきた。隕石が衝突したとき、まず大地を衝撃波が

走り抜ける。同時に地表近くの岩石と隕石は、破壊されたり、飛び散る (Ahrens, 1989)。クレーター内あるいは付近に隕石物質が存在することは、クレーターの隕石起源の重要な証拠となる。

衝撃波の走り抜けた痕跡は、shattercone として岩石に刻み込まれる。破壊された岩石は breccia となる。衝突の時の高温高压によって、衝撃変成作用がおこる。変成の程度によって、石英が変形した程度のもから、石英の高圧鉱物である coesite, stishovite などに代表される変成鉱物が形成されることもある。また、高温によって岩石が溶け、glass が形成されることがある。このような衝撃で溶けたりあるいは部分熔融した岩石は、impactite と呼ばれる。衝突の規模の大きいときは火成作用を誘発することもある。Canada の Sudbery はその代表的な例である。

図1に示したクレーターの分布図では、確定されたクレーター (●) と疑わしいもの (○) とに区分してプロットした。クレーターの分布には、ムラがある。このような分布にはいくつかの原因が考えられる。

クレーターは、大陸の古い岩石の分布する地域から発見される。新しい岩石の地帯は、造山帯で造山運動によって古いクレーターが消されと考えられる。また、地球に一定の確率でクレーターができるとすると、古い大陸の面積が多いため、クレーターも多くなる。

クレーターが見つかりにくい要因として、植生と調査の偏りが考えられる。熱帯付近の植生が豊かなところでは、クレーターが発見されにくく、分布図上でも少ない。また、

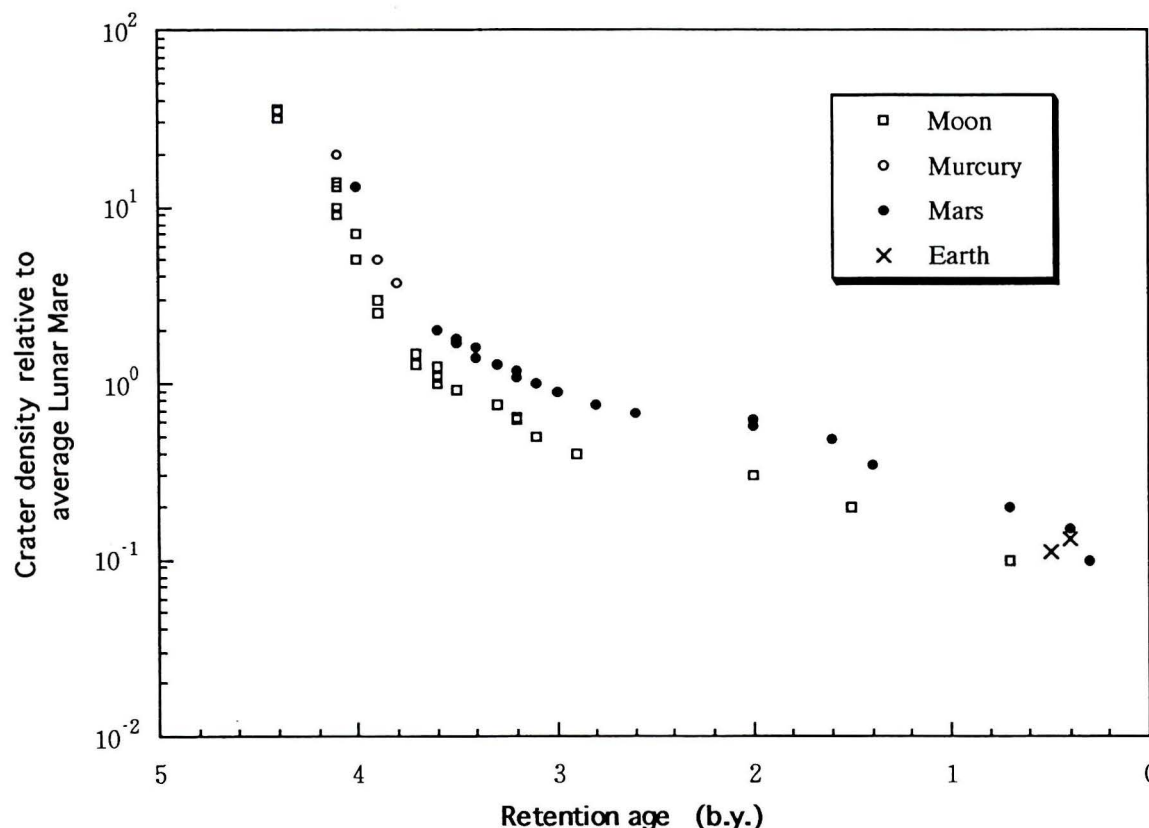


図2. クレーターの形成時期と密度.

縦軸は月のクレーター平均密度との比を示し、横軸は、現在を0年にした。データは、Basaltic Volcanism Study Project (1981) による。

人口密度の小さいところでも分布は少ない。人工衛星による探査がおこなわれても、小型のものは人が地上の調査によって発見することが多いからである。それ以外のムラは、クレーターの調査が行き届いているかどうかの違いを反映している。

地球以外の星では、地表は大小のクレーターで覆い尽くされている。このような地球以外の星のクレーターの研究から、クレーターの衝突頻度は、一定でないことがわかっている。図2は、クレーターの密度を示している。詳しく調査された月、水星、火星そして地球のデータがプロットされている。月と火星を比べてみると、火星のクレーター密度は月のものより多い。このような系統的变化は惑星の軌道と隕石の供給源の違いによるものと思われる。いずれにしても、古い時代ほど隕石の落下は多いことがわかる。45億年以降クレーターの形成は指数関数的に減少していく。これは、惑星や衛星の形成が45億年頃に一斉におこなわれ、惑星や衛星の材料物質は、短い期間内でほとんど使い尽くされたからだと考えられる。

2 テクタイト

テクタイト (tektite) は、丸から回転楕円体あるいは滴状の形態をしたガラス質の岩石である。回転対称体なので、溶けたものが冷却するときに回転していたことがわかる。

色は、黒色から緑色や黄色を帯びたものまで発見されている。Moldaviteは透明感のある緑色で、多くのものは黒色から褐色を呈する。テクタイトは、平均的には数グラム程度であるが、時には最大3.2kgに達するものも発見されている (Bates & Jackson, 1987)。

かつて、テクタイトは、火山起源や地球外起源があった。テクタイトは、黒耀石に外見が似ているため、火山起源説がいわれた。しかし、同種のテクタイトが層準に関係なく1地域に広くパラバラに見つかること、一般のテクタイトはSiO₂含有量が68~82wt%で、H₂O含有量が0.005wt%、多くても0.02wt%と非常に少ないことなどから、火山説は否定された。同じ頃、地球外と火山との折衷的な月の火山起源説がいわれた。月の火山起源説では、月の巨大なクレーターが形成されたときに飛び出した物質と考えられた。証拠として、ある種のテクタイトが超音速飛行の空気抵抗によって磨耗された形態を持つことがあげられていた。その他、月に他の小天体の衝突、あるいは第2の小さな月への小天体の衝突による説など、各種のものが提示された。

月の岩石やテクタイトの分析によって、その起源が明らかになった。まず、テクタイトと月の岩石の分析や比較によって、月起源説が否定された。一番大きな否定的証拠は、テクタイトの年代測定の結果であった。北アメリカのテクタイトは3400~3500万年、チェコスロバキアのもは1500万

年、象牙海岸のものは100万年、オーストラリアのものは71~73万年前という測定値がだされた。このような若い年代に活動した火山は月にはないため、月をもとにした起源説は否定された。

地域毎のテクタイトが、どの衝突クレーターに対応するかまでわかってきた。チェコスロバキアのテクタイトは Ries クレーターで、象牙海岸のものは Ashanti クレーターに由来するものであると考えられている。

現在では、テクタイトは、地球の岩石が、隕石の衝撃によって溶けて飛び散ったものだと考えられている。つまり、テクタイトは、「地球からきた隕石」と考えられるようになった。

3 落下した隕石

1912年、南極のアデリーランドで最初の1個の隕石が発見された。その後、南極での隕石の発見はなく、再び隕石が発見されるのは、1961年のことである。1974年、日本がやまと山脈で663個におよぶ大量の隕石を発見して以来、隕石の発見数は一気に増え始めた。1981年1月までに、南極隕石は、12,000個に達した(矢内, 1991)。隕石の数は、南極以外で発見されていた2,000個から、一気に20,000個に増した。そして現在も南極での隕石の探索は、断続ながら続けられ、発見数は増え続けている。

南極隕石の重要性は、数の多さのみならず、試料の新鮮さ、そして稀な隕石が発見されたことである。南極隕石は、地球物質の汚染が一番少ない隕石で、各種有機物の検出がなされている。また、稀な隕石として、いままで1個しか記載のなかった lodranite が2個見つかったり、月起源の隕石も発見された(国立極地研究所, 1987)。地球上で発見された隕石には、火星起源といわれている隕石、SNCと呼ばれるものがあった。この隕石が、本当に火星起源であるかどうかという疑問はぬぐいきれなかった。しかし、月起源の隕石が南極から発見されたことから、SNCの火星起源がより信憑性を帯びるようになった。それは、すでに人類が持ち帰った月の試料との比較研究から、月起源であることが確認されたからである。つまり、他の星から物質が飛び出し、地球にくることはあり得ることになったのである。従って、SNCは、火星起源であると多くの研究者は考えている。このように、隕石を対象にする限り、隕石の起源あるいは母天体がどこであるかは、最後まで疑問が残るところである。しかし、隕石研究のメリットは、他の星からのサンプル・リターンと比べ、桁違いに、安価で安全な試料であるといえる。

南極では、大量の隕石が発見されているが、それは隕石の集積機構があるためだと考えられている。集積機構とは、南極の雪の上に落ちた隕石が、埋没し、氷床として移動し、最終的に、山脈などで氷床が蒸発し、隕石だけが残るというメカニズムである(Yanai, 1978; 矢内, 1981)。

南極の隕石は、かなり忠実に落下した隕石の頻度を示していると考えられる。南極の iron meteorite は、1%に満た

ない。落下した隕石と比べるとさらに少なくなっている。この差は、南極が特異な地域であるためかもしれない。南極のような高緯度地帯と多くの大陸のある低緯度地帯では、隕石の種類に差があるかもしれない。あるいは、南極特有の隕石の集積機構が、iron meteorite には、必ずしも有効ではなく、大型の iron meteorite は、氷とともに移動しにくい、あるいは上昇しにくいのかかもしれない。

一般に隕石というと、iron meteorite を想像しがちだが、隕石には stony meteorite も多数ある。

隕石種ごとの落下頻度を表1にまとめた。表で、Fallとしたものは、落下が確認されたもので、Findは、落下が確認されずに隕石だけが発見されたものである。発見された隕石の頻度は、iron meteorite は、40%を占める。隕石というと iron meteorite を想像するが、あなたが間違った印象ではない。しかし、地球に落下する隕石は、必ずしもこのような比率ではない。

Fall のデータを見てみると、iron meteorite は、5%弱にすぎない。地表で隕石と認識しやすいのは、地球の岩石とはおおきく異なった iron meteorite である。金属鉄は、地表では非常に稀なものであるため、研究者でなくても容易に発見することができる。また、隕石の探索に金属探知器を利用することによって、iron meteorite はより発見されやすくなる。このような理由で iron meteorite がたくさん発見されている。

正確な種類毎の落下頻度は、Fall のデータと南極隕石のデータに依らなければならない。落下した隕石の頻度(Fall)では、stony meteorite が94%を占める。そのうち achondrite が8%弱で、87%は chondrite である。また、南極隕石では、99%が stony meteorite である。その内 achondrite は3%弱と非常に少なく、stony meteorite は96%と非常に多くなっている。

いずれにしても、iron meteorite は、稀な隕石である。これは、地球外の隕石の供給地には、iron meteorite が非常に少ない物質であることを示している。

地表に隕石が、年間どれくらいの量降ってくるのかを正確には求められていない。しかし、このような隕石の落下頻度、あるいは隕石の分類群に基づいた頻度を求めることは可能である。その方法は簡単である。裸氷帯のある一定の面積を、何年か後に再調査して、隕石を採集すればよい。

南極の隕石収集の調査によると、裸氷帯の2km²を4年後に調べてみると、新たに17個の隕石が発見された。平均すると1km²当たり年間2個程度の隕石が見つかることになる(国立極地研究所, 1987)。この比は、隕石が氷床によって氷の表面に露出する比率を示すのだが、解けた氷床の堆積当時の広さと、堆積速度が見積もることができれば、単位面積・単位時間での隕石の平均落下頻度が求めることが可能である。

地球に落ちてくる隕石の大部分が stony meteorite であるということは、隕石の供給地には、iron meteorite や stony-iron meteorite は少ないと考えなければならない。また、

表 1. 隕石種ごとの落下頻度.

Type	Total	%	Fall	%	Find	%	Antarctica	%
Stony	1813	69.44	853	94.25	960	56.27	8010	99.20
Chondrite	1681	64.38	784	86.63	897	52.58	7783	96.38
C	67	2.57	35	3.87	32	1.88	134	1.66
LL	96	3.68	66	7.29	30	1.76		
L	669	25.62	319	35.25	350	20.52		
H	681	26.08	276	30.50	405	23.74		
E	24	0.92	13	1.44	11	0.64		
others	7	0.27	3	0.33	4	0.23		
Achondrite	132	5.06	69	7.62	63	3.69	227	2.81
Aubrite	11	0.42	9	0.99	2	0.12		
Diogenite	15	0.57	9	0.99	6	0.35		
Eucrite	55	2.11	25	2.76	30	1.76		
Howardite	24	0.92	18	1.99	6	0.35		
Ureilite	17	0.65	4	0.44	13	0.76		
others	10	0.38	4	0.44	6	0.35		
others	137	5.25	72	7.96	65	3.81		
Stony-iron	73	2.8	10	1.10	63	3.69	16	0.20
Mesosiderite	32	1.23	6	0.66	26	1.52		
Pallasite	39	1.49	3	0.33	36	2.11		
Lodranite	2	0.08	1	0.11	1	0.06		
Iron	725	27.77	42	4.64	683	40.04	49	0.61
IAB	107	4.1	6	0.66	101	5.92		
IC	11	0.42	0	0.00	11	0.64		
IIAB	68	2.6	5	0.55	63	3.69		
IIC	7	0.27	0	0.00	7	0.41		
IID	15	0.57	3	0.33	12	0.70		
IIE	14	0.54	1	0.11	13	0.76		
IIF	5	0.19	1	0.11	4	0.23		
IIIAB	197	7.55	8	0.88	189	11.08		
IIICD	21	0.8	2	0.22	19	1.11		
IIIE	13	0.5	0	0.00	13	0.76		
IIIF	6	0.23	0	0.00	6	0.35		
IVA	56	2.14	3	0.33	53	3.11		
IVB	12	0.46	0	0.00	12	0.70		
others	193	7.39	13	1.44	180	10.55		
Sum	2611		905		1706		8075	
Unclassified							770	
Doubtful	173		54		21			
Grand Total	2784		959		1727		8845	

Total と Fall, Find のデータは Graham et al. (1985) による。南極隕石は現在 14,000 個見つかった
いる。ここでは、分類が明らかにされている 1912 年から 1986 年のデータを使った (National Institute
of Polar Research, 1987)。量比 (%) は、各種の隕石の個数を Sum の個数で割ったものである。

stony meteorite の中でも, achondrite より chondrite が多いというのは, 隕石の供給地の環境を考える上でも非常に重要な束縛条件になる。後述のように, 形成年代や化学組成, 鉱物組み合わせなどから, ある種の隕石は地球の起源物質であると考えられる。あるいは, 隕石と地球は同じようなプロセスで形成されたと考えられている。隕石が, 地球の材料物質の名残であるとする, 地球の材料物質は, 一般的に抱く「隕石=鉄」というイメージとはほど遠い, 石が地球を作ったということになる。

各種の隕石の履歴を調べることは, 惑星形成の時代を調べることを意味する。別の言葉でいえば, 隕石は「惑星の化石」といえる。

4 隕石のふるさと

隕石は, 形成以来, 地球に落ちてきたときの大きさのまま宇宙空間にあったわけではなく, ある時にどこかの小天体から飛び出したものである。このようなプロセスは, 化学的に解明可能である。

宇宙には宇宙線が満ちている。宇宙線は, 物質を貫通できる距離が非常に短い。母天体から大量の隕石サイズの破片が飛び出したとき, 隕石の割れ目は, 初めて宇宙線の照射を受けることになる。隕石が母天体から飛び出し, 宇宙線にさらされ, 地球に捕らえられるまでの期間を, 照射年代と呼ぶ。

宇宙線の照射を受けると原子に破碎反応がおきる。破碎反応によって2次宇宙線が生成され, ベツの破碎反応を引き起こす。宇宙線によって形成される放射性核種で, 半減期の短いものは, 放射性核種の生成速度と崩壊速度が平衡に達する。このような核種と, もう一つ, 破碎反応でできる安定核種が半減期が長い放射性核種の比を用いることによって, 宇宙線にさらされた年代がわかる。

その結果, 大部分の stony meteorite は, 3500 万年以下の短い年代で, 連続的な頻度分布を示す。もっとも長いものでも, 9000 万年程度である (Nagao et al., 1983)。stony meteorite は, 地球に落下するときに, 表面付近の古い部分, 大気との摩擦のために削剥したと考えられている (Chapman, 1981)。

一方, iron meteorite は, 照射年代の頻度にいくつかのピークがみられる。ピークは, 1 億年以下のもの, 2 億年, 4 億年, 6 億年, 9 億年頃である。古いものでは, 14 億年のものまである。iron meteorite のこのようなピークは, 隕石を供給した小天体に大規模な衝突がおこった時期を示していると考えられる (Chapman, 1981)。

隕石の落下軌跡から, 隕石の軌道を求めることができる。原理的には2カ所以上の地点で落下の軌跡が得られれば, 隕石の軌道が計算できる。今まで多数の隕石の落下が目撃されているが, 隕石の軌道が求められているのは, 非常に少なく, 現在までで5個しかない。Lost City (H5), Pribram (H5), Innisfree (LL5), Dhajala (H3-4), Peekskill (ordinary chondrite, H6) である。

1992年にU.S.A.のNew Yorkに落下したPeekskillは, つい最近求められたものである (Brown et al., 1994)。多くの目撃者の中には, ビデオでとらえた人が少なくとも14人もいた。このような豊富なデータから Peekskill の軌道は求められた。

5つの隕石の軌道を見てみると, 当然のことながら地球を横切る軌道を持つ。つまり近日点は地球より内側 (< 1 AU) にある。遠日点は, 小惑星の主ベルト内や主ベルトを横切るものである。現在確認されている隕石の軌跡から, いずれも小惑星帯に由来するものと考えてよい (Chapman, 1981)。

小惑星の表層物質は, 反射光のスペクトルから推定できる。小天体の表層物質は, 各種の鉱物や隕石の反射スペクトルと小天体のものを比較することによって推定されている (Wetherill & Chapman, 1988)。

表2に, 小惑星の反射スペクトルによる区分を示した。このようにして分類された小惑星は, 小惑星帯に均質に分散するのではなく, class 毎にその軌道は違っている (図3)。

小惑星は, 主な隕石と対比できる (表2)。carbonaceous chondrite は, Class C, T, K の小惑星で主ベルトの外側 (2.5 ~ 3.5 AU) に分布する。achondrite は, Class A, Q, R, V, E で主ベルトにはなく, ユニークな小惑星で, ベルトにある。しかし, 隕石の大部分を占める ordinary chondrite は, 主ベルトではなく, 地球を横切ったり近づいたりする軌道を持つアポロ・アモール群の小惑星である。stony-iron meteorite や iron meteorite は, Class M, S の小惑星でやはり主ベルトにある。

主ベルトの小惑星は, ほとんど (70 %) は carbonaceous chondrite 類似の表面を持っている。ここの小惑星は, 粘土鉱物や炭質物をもつ低温で形成された C1 から C2 の carbonaceous chondrite でできているが, C2 carbonaceous chondrite の表面物質をもつ小惑星はベルトの外ほど多くなる傾向がある。ordinary chondrite タイプの小惑星は, 小惑星帯の主ベルトにはほとんど見られない。地球に近づく軌道を持つために, 隕石の落下頻度の大部分を占めるということは説明しやすい。アポロ・アモール群小惑星は, 短寿命である。どこからか, アポロ・アモール群への小惑星の供給が必要である。主ベルトからの供給か彗星がその供給源であるかの2説がある。いずれにしても, 問題は, 隕石の頻度分布と全小惑星の頻度分布は大きく異なることである。

III 隕石の多様性

人類は月に行き, 試料を手に入れた。人類は, 次のターゲットとして, 火星の試料を入手しようとしている。しかしながら, 地球外の物質を現地に行って入手するのは, 莫大な費用と人材を必要とし, 危険を伴う。隕石は, 人類が手に出来る数少ない地球外物質である。現在でもその重要性は, 増すことはあれ減ることはない。ここでは, 隕石の基本的な特徴, 分類, 岩石記載そして化学組成をまとめる。

表 2. 小惑星の分類.

Low-Albedo (< 0.1) Classes	
Class C	common in the outer part of the main belt, classified into B, F, G CI, CM chondrites
Class D	rare in the main belt, and dominant beyond the 2:1 resonance with Jupiter at 3.24 AU surface of kerogen-like materials no meteoritic analogues
Class P	common near the outer edge of the main belt surface of probably C-rich material no meteoritic analogues
Class T	rare and of unknown composition altered carbonaceous chondrites
Class K	CV and CO chondrites
Moderate-Albedo classes	
Class A	rare type surface of olivine and weak pyroxene feature brachinites
Class M	common in the main belt surface of Fe-Ni metal iron meteorites
Class Q	unique to 1862 Apollo and possibly two other Earth-approaching asteroids ordinary (H, L, and LL) chondrites
Class R	unique to 349 Dembowska surface of olivine, pyroxene, and some metal olivine-rich achondrite
Class S	very common in the inner parts of the main belt, and among Earth-approaching asteroids surface of metal, olivine, and pyroxene pallasites and some iron meteorites
Class V	unique to 4 Vesta and Amor type 3551 1983 RD surface of pyroxene feature basaltic achondrites
High-Albedo (> 0.3) Class	
Class E	uncommon type enstatite chondrites

分類は、Albedoと表面の反射スペクトルでおこなわれている。各Classの小惑星帯で占める地域を示した。また表面物質とその類似隕石も示した。データはWetherill & Chapman (1988) とTaylor (1992) による。

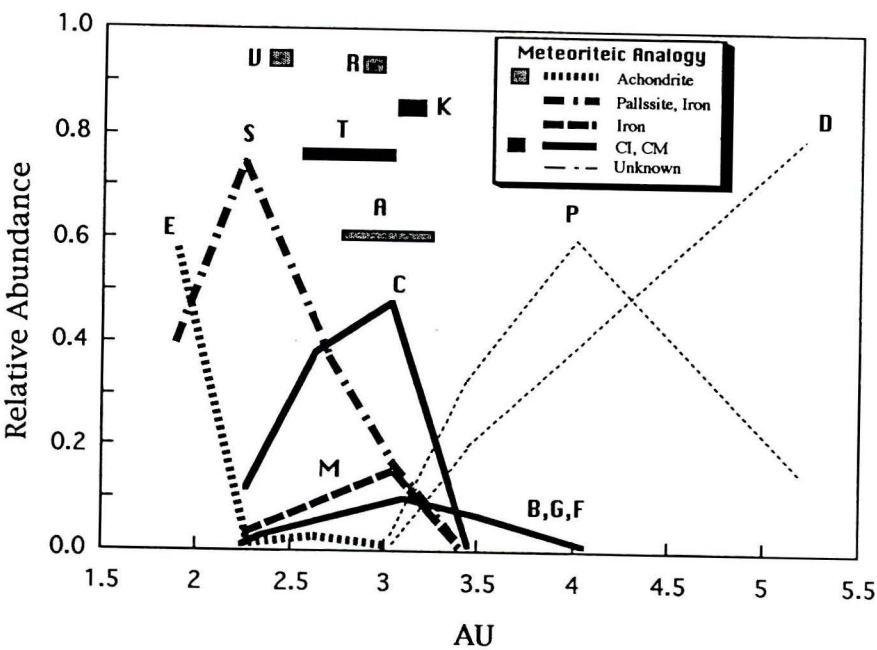


図 3. 小惑星の相対比と軌道半径.
Taylor (1992) による.

隕石は、その岩質や鉱物組み合わせ、化学組成、組織などの違いにより、いくつかのタイプに区分される。一番最初の区分は、構成鉱物種による分類である。

隕石の造岩鉱物は、olivine (カンラン石), pyroxene (輝石), plagioclase (斜長石) からなる珪酸塩鉱物と、Ni-Fe 合金からできている。珪酸塩鉱物と金属の量比から、珪酸塩鉱物を主とする stony meteorite (石質隕石), 珪酸塩鉱物と金属からなる stony-iron meteorite (石鉄隕石) および金属からなる iron meteorite (鉄隕石あるいは隕鉄) に大別される。

1 Stony Meteorite

Stony meteorite は、chondrule (コンドリュール, 顆粒) を含む chondrite と、含まない achondrite の大きく 2 種に分かれる。

chondrite は、化学組成が太陽大気に類似しているものがあつたり、chondrule が残っていたりして、物理的・化学的分化を受けていないために未分化 (始源的ともいう) と呼ばれる。一方、achondrite は、太陽大気組成とは異なり、物理的・化学的に分離・分化した化学組成を示すことから、分化した隕石という。また、stony-iron meteorite および iron meteorite も分化したものとなる。

i Chondrite

chondrite は、隕石の中ではもっとも多く見られるものである。chondrite の構成は、一般には chondrule と fragment (chondrule の破片, 結晶片を含む), inclusion からなり、その間を matrix が充填している。

chondrite は、化学組成と鉱物種の違いにより、以下のよ

うな 5 つのグループに区分される (表 3)。carbonaceous chondrite (炭素質コンドライト, C と略される), amphotelite (アンフォテライト, LL と略される), olivine-hypersthene chondrite (カンラン石-ハイパーシン・コンドライト, L と略される), olivine-bronzite chondrite (カンラン石-ブロンザイト・コンドライト, H と略される) および enstatite chondrite (エンスタタイト・コンドライト, E と略される) である。

一番金属相が多いのは E タイプで、ついで H, L, LL, C となる。金属相が多い chondrite は、珪酸塩鉱物中の Fe 含有量が少なくなっている。逆に、金属相が少ないものは、珪酸塩鉱物中の Fe 含有量も少なくなっている (図 4)。タイプの違いはさまざまな化学組成にも反映されている。

chondrite の造岩鉱物は、olivine や Ca-poor pyroxene (orthopyroxene, enstatite), Ca-rich pyroxene (augite, pigeonite), plagioclase を主とし、spinel, silica などの珪酸塩鉱物と、Ni-Fe 鉱物 (kamacite や taenite など) と troilite (FeS) などの非珪酸塩鉱物からなる。

chondrite のうち carbonaceous chondrite は、金属 Fe をほとんど持たず、Fe は珪酸塩鉱物に含まれる。珪酸塩鉱物は、主に serpentine である。Fe の一部は、Fe³⁺ となり magnetite を形成している。これは、carbonaceous chondrite は、非常に酸化条件で形成されたものであることを示している。carbonaceous chondrite には、さらに、H₂O や炭化水素、有機物も多く含んでいる。carbonaceous chondrite と hypersthene chondrite の中間的な性質のものを amphotelite と呼ぶ。

carbonaceous chondrite と enstatite chondrite は、非常に稀であるの対し、amphotelite と olivine-hypersthene

表 3. chondrite の特徴.

Type	matrix	olivine	pyroxene	Mg/Si	Ca/Si	Fe/Si	Fe ratio	mineralss
CI	> 95	serp		1.05	0.064	0.86	0	mt, dl, pyrr, sulf
CM	85~55	serp		1.05	0.068	0.80	0	toch, calc, arag, mt, eps, pent, pyrr
CO	40~30	Fa 60-30		1.05	0.067	0.77	0-0.2	phyllosilicate
CV	50~35	Fa 60-40	Ca-rich (Fs 50-10, Wo 50-45)	1.07	0.084	0.76	0-0.3	ne, sdpent, tr, mt
C4-5	80~50	Fa 40-30	Ca-rich and Ca-poor					pl (An 90-20), mt, pent, pyrr
H3, L3, LL3	5~15	Fa 30-20	Ca-poor (Fs 20-1)	0.77-0.96	0.0035-0.0050	0.52-0.81	0.11-0.83	glass, tr, Fe, Ni, mt

	olivine mode		Ca-poor pyroxene mode		Ca-rich pyroxene mode		plagioclase mode	troilite mode	kamacite mode		taenite mode
		Fa		En:Fs:Wo		En:Fs:Wo	Or:An:Ab			Co	
E	-	-	50-60	98.4:0.3:1.3	-	-	5-10	4.0:15.0:81.0	5-10	15-25	0
H	33-37	16-20	23-27	81.6:16.8:1.6	4-5	48.8:6.0:45.2	9-10	5.8:12.3:81.9	5-6	15-17	5.2
L	45-49	23-26	21-25	77.3:20.9:1.8	4-5	47.7:7.6:44.7	9-10	5.6:10.2:84.2	5-6	6-8	10.6
LL	56-60	27-32	14-18	72.6:25.2:2.2	4-5	46.5:9.6:43.9	9-10	3.6:10.5:85.9	5-6	1-2	32.9

表の上半分は、carbonaceous chondrite の岩石記載と化学組成の特徴を示した。データは Scott et al. (1988) と Sears & Dodd (1988), 小沼 (1987) による。Fe ratio は、metal 中の Fe を全体の Fe で割ったもの。略号。serp: serpentine; mt: magnetite; dl: dolomite; pyrr: pyrrhotite; sulf: sulfates; toch: tochilinite; calc: calcite; arag: aragonite; eps: epsomite; pent: pentlandite; tr: troilite; ne: nepheline; sd: sodalite; pl: plagioclase。表の下半分は、chondrite の岩石記載と化学的特徴を示した。Mode は wt% で示した。Co の含有量は mg/g で示した。データは Van Schmus (1969) と Sears & Dodd (1988), 小沼 (1987) による。

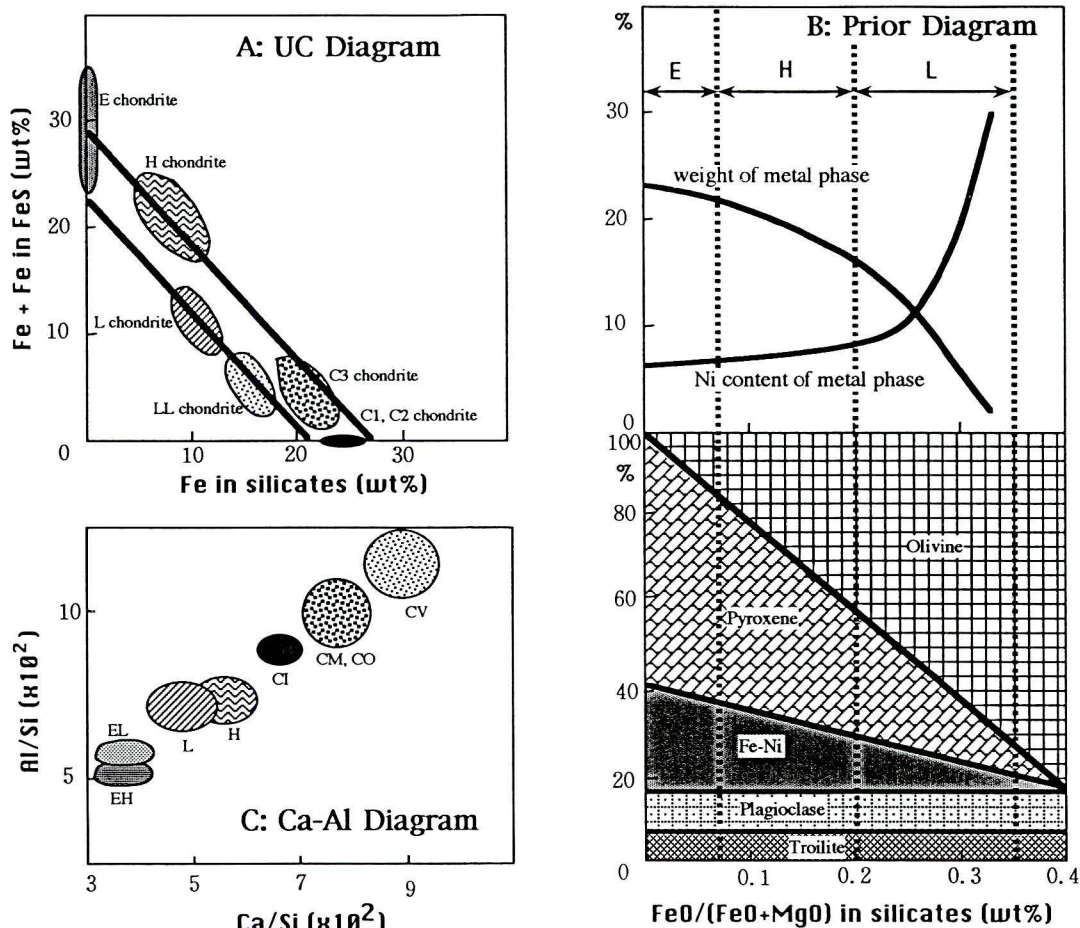


図 4. chondrite の区分図。
A: UC 図, Urey & Craig (1953) を改変 ; B: Prior 図, 小沼 (1987) を改変 ;
C: Ca-Al 図, Wasson (1985) を改変。

chondrite, olivine-bronzite chondrite の3つは、ごくありふれた chondrite なので、まとめて ordinary chondrite (普通コンドライト, Oタイプ) と呼ばれる。

Van Schmus and Wood (1967) は、chondrite の岩石学的な区分をした。同じタイプの chondrite でも、岩石学的な組織が連続的に変化していく。Van Schmus and Wood は、その岩石学的変化に着目して、1 から 6 に区分した (表 4)。chondrule がなくすべて細粒の matrix からなるタイプ 1, chondrule の輪郭の明瞭なタイプ 2 と 3, 輪郭が不明瞭になるに従ってタイプ 4, 5, 6 までの 6 つに区分した。岩石学的タイプの違いは、chondrite 形成後に受けた熱変成の程度の違いを表していると考えられている。タイプ 1 から 6 になるにしたがって、熱変成の程度は強くなる。

この岩石学的タイプは、鉱物の化学組成や結晶構造なども考慮された総合的なものである。すべての chondrite に適用可能な区分法なので、C と E, H, L, LL と組み合わせられて利用される (図 5)。タイプ 1 と 2 は、carbonaceous chondrite のみにみられ、それ以外の E, H, L, LL はタイプ 4 から 6 が適用される。このような岩石学的タイプ分け

を、C, E, H, L, LL に続けて書き、chondrite を細分している。

以上の分類に加えていくつかより詳細な分類が提案されている。例えば、衝撃変成作用の程度によって a から f まで細分し、L5c のように今までの分類名後ろにつけ加えるというものがある (Dodd & Jarosewich, 1979)。あるいは衝撃の程度を熱ルミネッセンスを測定するという定量的な方法などもある (Sears et al., 1982a)。このような分類は必ずしも普及していない。

chondrite は、chondrule の集合である。chondrule は、さまざまな物理化学条件で形成されたものであるため、chondrite 内では一般に chondrule 同士は平衡関係に達していない。逆に、岩石タイプの大きいものは、変成作用が進み平衡に達している。ordinary chondrite や enstatite chondrite を、平衡か非平衡かで区分することがある。carbonaceous chondrite は岩石タイプが 1~4 と小さいために非平衡である。carbonaceous chondrite や ordinary chondrite と enstatite chondrite の非平衡なものは、母天体での変化をあまり受けず、より初期の原始太陽系の情報を保持してい

表 4. chondrite の岩石学的分類.

Petrographic Types	1	2	3	4	5	6
Homogeneity of olivine and pyroxene compositions	-	>5%	>5%	<5%	Uniform	Uniform
Development of Low-Ca pyroxene	-	Predominantly monoclinic	Predominantly monoclinic	Monoclinic	Monoclinic	Orthorhombic
Secondary feldspar	-	Absent	Absent	>20%	<20%	>50μm
Igneous glass	-	Clear, isotropic, primary, variable abundance	Clear, isotropic, primary, variable abundance	<2μm	Absent	Absent
Ni content in metals	-	<20%	>20%	>20%	>20%	>20%
Taenite	-	absent or very minor	present	present	present	present
Kamacite	-	-	present	present	present	present
Ni content in sulfide	-	>0.5%	<0.5%	<0.5%	<0.5%	<0.5%
Chondrules	None	Very sharp	Very sharp	Well-defined	Readily delineated	Poorly defined
Matrix	All fine-grained, opaque	Much opaque	opaque	Transparent microcrystalline	Recrystallized	Recrystallized
Bulk C Content	~3.5%	1.5-2.8%	0.1-1.1%	<0.2%	<0.2%	<0.2%
Bulk H ₂ O Content	~6%	3-11%	<2%	<2%	<2%	<2%

データは Taylor (1992) のコンパイルを使用した.

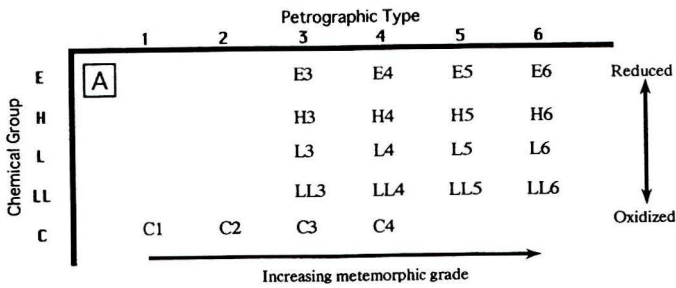


図 5. chondrite の区分と Fe の変化.
A : 岩石タイプと化学的グループによる区分, B : 岩石学的タイプによる chondrite の各相における Fe の量と変化 (杉浦, 1992).

る。一方、平衡は chondrite は、母天体での変成作用や熱の履歴を保存している。

南極隕石には、岩石タイプで 7 (LL7: Y-74160, H7: Y-75008) や、E と H の中間的なもの (ALH-77081, ALH-78230, Y-74063) などユニークな隕石が発見されている (国立極地研究所, 1987)。タイプ 6 と比べると、タイプ 7 は、pyroxene と plagioclase が粗粒になっている。

carbonaceous chondrite

carbonaceous chondrite は、金属相を少量かまったく含まないタイプである。各タイプの代表的な全岩化学組成を表 5 に示した。タイプ毎に主要成分や H₂O や C などの揮発成分、Fe や Ni, FeS などの金属や硫化物などの含有量も差が見られる。Wiik (1956) は、それまで少なかった carbonaceous chondrite の分析値を増やし、その性質を調べた。Wiik は、carbonaceous chondrite は、揮発成分の量によって 3 つのグループに分けた。揮発成分の多い順に、タイプ I, II, III と呼んで区分した。タイプ I は H₂O が 10~20wt%, C が 3~4wt%, タイプ II は H₂O が 2~10wt%, C が

0.5~2wt%, タイプ III は H₂O が <2wt%, C が 0.5wt% 以下となる。carbonaceous chondrite の揮発成分をのぞくと Fe と FeO の含有量の合計は、25~26wt% で H グループに近い。タイプ I, II, III は、1, 2, 3 にほぼ対応する。

carbonaceous chondrite は、代表的な隕石名によって CI (I は Ivuna による), CM (M は Mighei), CV (V は Vigarano) そして CO (O は Ormans) に細分される (Van Schmus & Hayes, 1974 ; Wasson, 1974)。稀なタイプとして CR (R は Renazzo) がある。

2 つの分類を現在では併用している。隕石名の略号と岩石学的なタイプ分けを続けて書く。タイプ 1 から 4 までである。CI は Wiik の分類によるタイプ I に、CM と CR はタイプ II に、CV とよび CO はタイプ III に、CV はタイプ II と III にそれぞれ対応する。

このような化学組成の違いのほか、構成鉱物の違いも認められる。一番の違いは、matrix と chondrule の量の違いである。CI では chondrule はなく、CM, CO, CV の順で chondrule の量が増え、逆に matrix の量が減る (表 3)。

表 5. Carbonaceous Chondrite の主要化学組成.

Type	CI	CI	CI	CM2	CM2	CM2	CM2	CM2	C2	CO3	CO3	CV3	CV3	C3	C4
Name	Orgueil	Tonk	Ivuna	Murray	Marchison	Y82042	Y74662	B7904	average	Lance	ALH77003	Allende	ALH77307	average	Y693
SiO ₂	22.56	22.42	22.71	28.69	29.07	25.52	19.18	31.49	28.14	33.23	34.09	34.23	29.83	31.97	33.71
TiO ₂	0.07	0.09	0.07	0.09	0.13	0.15	0.22	0.16	0.18	0.13	0.13	0.15	0.07	0.16	0.25
Al ₂ O ₃	1.65	1.92	1.62	2.19	2.15	1.58	2.38	3.30	2.76	2.93	2.81	3.27	2.06	2.99	3.12
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	15.14	-	0	8.61	-	-	-	17.94	3.03	9.60
FeO	11.39	9.40	9.45	21.08	22.39	6.69	22.53	21.91	13.84	24.8	20.42	27.16	9.38	24.06	18.36
MnO	0.19	0.15	0.23	0.21	0.20	0.26	0.22	0.25	0.25	0.20	0.21	0.18	0.20	0.23	0.19
MgO	15.81	13.71	16.1	19.77	19.94	18.79	19.29	23.71	19.45	23.54	23.99	24.63	21.32	23.55	25.26
CaO	1.22	1.34	1.89	1.92	1.89	1.69	1.70	2.22	1.82	2.64	2.23	2.61	1.89	2.06	2.42
NaO	0.74	3.24	0.75	0.22	0.24	0.48	0.28	0.66	0.24	0.58	0.58	0.45	0.17	0.45	0.45
K ₂ O	0.07	0.36	0.07	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.14	0.06	0.03	0.02	0.05	0.04
P ₂ O ₅	0.28	0.11	0.41	0.32	0.23	0.25	0.23	0.37	0.29	0.32	0.26	0.23	0.30	0.26	0.28
Cr ₂ O ₃	0.36	0.12	0.33	0.44	0.48	0.43	0.52	0.50	0.47	0.49	0.50	0.52	0.47	0.51	0.52
NiO	1.23	0.86	1.34	1.5	1.75	-	0.85	-	-	-	0	-	-	-	-
CoO	0.06	-	0.06	0.08	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
Fe	0	0.33	0	0	0.03	-	-	-	-	2.19	6.60	0.17	-	-	-
Ni	0	0.07	0	0	-	0.53	-	1.21	0.85	1.5	1.23	0.36	1.11	0.85	1.18
Co	0	-	0	0	-	0.03	0.059	0.028	0.049	0.07	0.057	0.01	0.043	0.049	0.045
FeS	15.07	16.11	18.38	7.67	7.24	6.90	7.38	11.45	7.68	6.49	4.79	4.03	5.42	-	4.23
NiS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.60	-	-	-
CoS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	-
C	3.1	2.7	4.83	2.78	1.85	0.068	1.514	-	-	0.46	-	0.29	-	-	0.061
S	-	-	-	-	0.49	-	3.490	-	-	-	-	-	-	-	1.604
H ₂ O	19.89	21.66	18.68	14.42	10.09	6.77	13.26	2.1	15.02	1.4	1.6	<0.1	6.1	3.34	0.1
Volatile	6.96	-	-	0.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ref.	1	2	2	1	3	4	4	4	4	1	4	3	4	4	4

引用. 1: 小沼 (1978); 2: Wiik (1956); 3: 増田ほか (1991); 4: 国立極地研究所 (1987) .

chondrule や鉄物の破片でできた fragment (岩片) も
chondrule の増減に伴った変化をする (McSween, 1979 ;
Ikeda, 1982)。

amphotelite (LL)
amphotelite の珪酸塩鉄物は olivine (Fo 68~73 mol%) と
hypersthene, Ni と Co に富む金属相を約 7wt% 以下を伴う。
ordinary chondrite のなかでは olivine が一番多い, 逆に, Ca-

表 6. Amphoterites (LL) の主要化学組成.

Type	LL3	LL3	LL3	LL4	LL4	LL4	LL6	LL6	LL6	LL	LL	
Name	Chainpur	Ngawi	Semarkana	Dalgety	Arkanas	Hamlet	Soka-Banja	Y-75258	Y-74646	Nas	average	average
SiO ₂	40.63	40.36	40.16	38.60	41.05	41.43	38.74	40.26	40.96	39.58	40.20	
TiO ₂	0.09	0.10	0.10	0.11	0.14	0.1	0.18	0.15	0.18	0.14	0.14	
Al ₂ O ₃	2.63	2.57	2.23	2.80	2.64	2.3	2.03	3.37	2.23	2.52	2.59	
FeO	16.29	18.14	17.57	12.10	17.43	17.52	25.38	19.02	18.9	19.86	19.42	
MnO	0.32	0.36	0.35	0.28	0.28	0.33	0.36	0.37	0.35	0.34	0.30	
MgO	25.14	25.60	24.86	24.00	25.25	26.5	25.05	25.11	25.7	25.70	25.32	
CaO	1.55	1.83	2.04	2.10	2.12	1.80	1.79	1.72	1.62	1.78	1.77	
Na ₂ O	0.75	0.99	0.96	0.90	1.02	1.20	0.93	0.97	0.84	0.87	0.89	
K ₂ O	0.12	0.09	0.10	0.10	0.07	0.07	0.08	0.13	0.12	0.11	0.16	
P ₂ O ₅	0.36	0.18	0.24	0.19	0.28	0.14	0.34	0.25	0.2	0.25	0.26	
Cr ₂ O ₃	0.70	0.62	0.49	0.48	0.56	0.54	0.57	0.78	0.59	0.58	0.44	
Fe	3.02	0.60	2.05	9.20	2.86	3.07	-	1.96	1.46	1.33	1.65	
Ni	0.96	1.06	1.16	1.40	0.90	0.91	-	1.01	0.99	0.95	0.96	
Co	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.024	0.031	0.06	0.025	0.06	
FeS	6.44	6.08	5.32	6.30	5.81	5.00	3.75	4.59	6.36	5.27	6.04	
H ₂ O	1.1	1.78	1.62	1.00	0.04	<0.01	0.20	0.64	0.13	0.49	-	
Ref.	1	1	1	2	1	2	3	4	5	4	1	

引用. 1: Dodd et al. (1967); 2: Easton & Elliott (1977); 3: National Institute of Polar Research (1979); 4: 国立極地研究所 (1987); 5: 小沼 (1978) .

表 7. L Chondrites の主要化学組成.

Type	L3	L3	L3	L4	L4	L4	L5	L5	L6	L6	L6	L	L
Name	Y-74191	Carraweena	Bishunpur	Rupota	Bjurböle	Barratta	Imm Ruaba	Ohuma	Leedey	Y-74362	Modoc	average	average
SiO ₂	40.09	40.39	40.54	39.53	42.00	40.61	39.63	38.43	40.32	38.63	39.29	39.32	39.88
TiO ₂	0.24	0.10	0.15	0.12	0.09	0.12	0.08	0.11	0.12	0.14	0.12	0.10	0.15
Al ₂ O ₃	2.89	1.59	2.23	2.14	2.48	2.63	2.46	2.73	2.19	2.38	2.49	2.39	2.31
FeO	14.68	14.32	11.89	14.17	15.30	15.63	12.68	13.09	12.43	15.62	14.96	15.13	13.12
MnO	0.35	0.35	0.32	0.32	0.34	0.33	0.36	0.26	0.34	0.32	0.33	0.33	0.27
MgO	24.89	26.15	25.06	24.43	26.60	25.32	25.15	23.36	24.94	25.38	27.78	25.52	24.98
CaO	1.79	3.15	1.83	1.88	2.13	1.56	1.67	1.81	1.82	1.73	1.62	1.85	1.90
Na ₂ O	0.97	0.67	0.95	0.94	1.12	0.95	0.59	1.07	1.00	0.88	0.93	0.90	0.88
K ₂ O	0.13	0.09	0.10	0.08	0.12	0.11	0.14	0.10	0.11	0.20	0.1	0.09	0.14
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.30	0.28	0.06	0.26	0.27	0.07	0.18	0.25	0.3	0.24	0.26
Cr ₂ O ₃	0.75	0.35	0.51	0.51	0.54	0.46	0.32	0.61	0.52	0.43	0.55	0.52	0.44
Fe	-	4.55	6.62	6.71	3.07	4.89	9.28	8.45	8.37	6.65	6.68	6.10	7.70
Ni	0.85	1.10	1.05	1.24	0.91	1.20	1.59	1.24	1.21	1.08	1.3	1.10	1.12
Co	0.032	0.06	0.06	0.05	0.04	0.08	0.06	0.10	0.06	0.04	0.08	0.036	0.06
FeS	5.01	6.52	6.47	6.56	5.00	6.25	5.35	7.77	6.42	6.03	6.46	6.04	6.17
C	-	-	-	0.13	-	-	-	-	0.08	-	0.18	-	-
H ₂ O	1.18	1.15	1.37	0.69	<0.01	0.30	0.03	<0.10	0.05	0.10	-	0.27	0.34
Ref.	1	2	2	3	4	2	4	4	5	6	7	6	2

引用. 1: National Institute of Polar Research (1979); 2: Dodd et al. (1967); 3: Jarosewich & Mason (1969); 4: Easton & Elliott (1977); 5: 増田ほか (1991); 6: 国立極地研究所 (1987); 7: 小沼 (1978) .

poor pyroxene が少ない。kamacite は少なく、Co の含有量が多い (3.29wt%)。表 6 に代表的な amphotelite の全岩化学組成を示した。

olivine-hypersthene chondrite (L)

olivine-hypersthene chondrite の珪酸塩鉱物は olivine (Fo

74~79 mol%) と hypersthene で、7~12wt% の金属相が共存する。化学組成の上では、amphotelite と olivine-bronzite chondrite の中間的なものである。表 7 に代表的な olivine-hypersthene chondrite の全岩化学組成を示した。

表 8. H Chondrites の主要化学組成.

Type	H3	H3	H3	H4	H4	H4	H5	H5	H5	H5	H6	H	H
Name	Bremervorde	Clovis(No.3)	Tieschitz	Ochansk	Weston	Gamett	Forest City	Geidam	Richardson	Y-74647	Guarena	average	average
SiO ₂	37.64	35.40	36.84	37.45	36.59	37.81	37.07	36.62	39.00	36.62	36.74	35.64	36.52
TiO ₂	0.10	0.10	0.08	0.08	0.13	0.10	0.15	0.13	0.10	0.17	0.12	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	2.23	2.06	2.40	2.28	2.23	2.20	2.09	2.62	2.40	2.19	2.04	2.00	2.43
FeO	12.86	17.70	17.54	9.34	11.14	13.76	9.89	11.04	9.46	11.13	10.24	11.71	8.87
MnO	0.31	0.31	0.34	0.30	0.32	0.30	0.28	0.32	0.31	0.33	0.32	0.28	0.25
MgO	23.80	22.28	23.79	24.18	22.84	24.37	23.62	24.04	25.00	24.38	23.44	23.73	23.58
CaO	1.42	1.64	1.61	1.79	1.78	1.64	1.75	1.75	1.84	1.66	1.60	1.76	1.82
Na ₂ O	1.97	0.64	0.95	0.96	0.95	1.05	0.99	0.91	1.10	0.86	0.90	0.73	0.85
K ₂ O	0.09	0.07	0.04	0.08	0.14	0.08	0.07	0.07	0.13	0.09	0.09	0.08	0.14
P ₂ O ₅	0.27	0.33	0.21	0.13	0.32	0.14	0.34	0.31	0.20	0.26	0.27	0.23	0.23
Cr ₂ O ₃	0.50	0.46	0.73	0.55	0.52	0.76	0.54	0.51	0.41	0.55	0.55	0.46	0.36
Fe	12.65	5.09	8.10	16.70	14.87	11.59	16.21	15.68	16.19	15.45	16.30	15.80	17.23
Ni	1.52	1.56	1.71	1.49	1.54	1.18	1.65	1.69	1.38	1.75	1.74	1.70	1.58
Co	0.10	0.08	0.10	0.07	0.11	0.06	0.10	0.13	0.06	0.04	0.09	0.058	0.09
FeS	5.95	6.36	5.34	4.82	5.31	3.33	0.521	4.63	2.87	4.87	5.48	5.45	5.35
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-
H ₂ O	0.33	3.50	0.95	<0.01	1.08	1.58	0.39	0.57	-	-	0.15	0.29	0.33
Ref.	1	1	1	2	1	2	3	1	2	4	5	4	1

引用. 1: Dodd et al. (1967); 2: Easton & Elliott (1977); 3: 小沼 (1978); 4: 国立極地研究所 (1987); 5: 増田ほか (1991) .

表 9. E Chondrites の主要化学組成.

Type	EH3	EH4	EH4	EL6	EL6	E
Name	Y-691	Indurch	Kota Kota	Pallister	Daniel's Kuil	average
SiO ₂	37.98	35.26	38.70	39.83	32.80	35.23
TiO ₂	0.08	0.06	0.05	-	0.14	0.10
Al ₂ O ₃	1.56	1.45	1.24	2.17	1.54	2.72
Fe ₂ O ₃	0.48	-	-	-	-	-
FeO	-	-	1.33	-	0.14	2.43
MnO	0.25	0.25	0.39	0.02	0.14	0.24
MgO	19.28	17.48	21.10	20.94	20.90	18.90
CaO	0.45	0.95	1.01	0.62	1.50	1.20
Na ₂ O	0.86	1.01	0.90	0.80	0.44	0.79
K ₂ O	0.08	0.11	0.03	0.09	0.06	0.08
P ₂ O ₅	0.46	0.52	0.24	-	0.10	0.46
Cr ₂ O ₃	0.42	0.47	0.35	0.21	0.29	0.44
Fe	22.18	24.13	22.60	22.05	33.09	17.20
Ni	1.86	1.83	1.54	1.68	2.90	1.61
Co	0.09	0.08	0.08	0.08	0.13	0.064
FeS	11.91	14.20	9.46	9.02	6.28	14.54
C	-	0.43	-	0.18	-	-
H ₂ O	-	1.17	-	0.12	0.08	3.96
Ref.	1	2	3	4	3	1

引用. 1: 国立極地研究所 (1987); 2: 小沼 (1978); 3: Easton & Elliott (1977); 4: 増田ほか (1991) .

olivine-bronzite chondrite (H)

olivine-bronzite chondrite は、olivine (Fo 80~85 mol%) と bronzite を含み、Ni 含有量 7~1wt% の金属相を 16~21wt% 伴う。ordinary chondrite のなかでは olivine が一番少ない、逆に、Ca-poor pyroxene が多い。kamacite は多く、Co の含有量が少ない (0.52wt%)。表 8 に代表的な olivine-bronzite chondrite の全岩化学組成を示した。enstatite chondrite (E)

enstatite chondrite は、clinoenstatite (FeO をほとんど含まない) が主要な珪酸塩鉱物で、Ni 含有量の少ない金属相を 13~25wt% 伴う (表 9)。olivine や Ca-rich pyroxene をほとんど含まない。また、珪酸塩鉱物中の Fe は少なく、Fe が金属相や硫化物中に含まれる。そのため、不透明鉱物の多いのも enstatite chondrite の特徴である。これらの特徴は、enstatite chondrite が著しく還元的な条件で形成されたことを示している。このような環境は、地球や月ではないもので、この隕石固有の鉱物が多数発見されている (武田, 1982)。enstatite chondrite の揮発成分をのぞくと、Fe の含有量が多い (35wt%) グループと H グループに近いものと 2 つに分かれる。あるいは鉱物種や組成によっても、2 つのグループに区分できる。親鉄元素を多く含む EH タイプと、親鉄元素の少ない EL タイプに区分できる (Sears et al., 1982b)。EH タイプは変成度が低く (EH3~5)、EL タイプは変成度が高い (EH5~6)。

ii Achondrite

Achondrite は、stony meteorite のうち chondrite のように

特徴的な組織を持たない (chondrule がない) ために、地球上の岩石と区別しにくい。achondrite は、多様な岩石種が認められる。achondrite は、一般には chondrite より粗粒な岩石である。achondrite の不透明鉱物は、troilite や chromite (クロム鉄鉱), ilmenite (チタン鉄鉱) で、Fe-Ni 合金は含まない。

achondrite は CaO の含有量に基づいて、Ca-poor (<3wt%) と Ca-rich (>5wt%) タイプに大別される。Ca の含有量は鉱物組合せの違いとして認められる。Ca の含有量が多い場合、plagioclase や clinopyroxene が多くなる。一方、Ca が少ない場合は、orthopyroxene や olivine が多くなる。

Ca-rich タイプは、地球上の玄武岩に似ているため、basaltic achondrite と呼ばれる。howardite, eucrite, nakhlite, angrite, shergottite および月起源の隕石 (anorthositic regolith breccia) がある。Ca-poor タイプは、aubrite, ureilite, diogenite, chassignite がある。

Ca の含有量に基づいた区分は、必ずしも、成因関係を考慮したものではない。そのため、成因関係を重視したグループにまとめられている。howardite, eucrite, ureilite は、3 種の頭文字をとって HED と呼ばれる。また、shergottite と nakhlite, chassignite も成因関係があると考えられ、SNC とまとめて呼ばれる。表 10 に、achondrite の特徴的な鉱物と化学組成を示した。

enstatite achondrite (aubrite)

Ca-poor achondrite のうち、輝石が純粋な enstatite に近い組成のものを、enstatite achondrite (aubrite と呼ばれる) という。aubrite は、金属鉄を全く含まない。aubrite は、非

表 10. Achondrites の特徴.

Type	Mineral Assemblages	Fe# in ol & px	Al ₂ O ₃ (wt%)	CaO (wt%)
HED	Aubrite	Mg-rich en	<0.1	0.2~2
	Diogenite	Fe-rich hy	>0.3	1~3
	Howardite	opx, pl	>0.3	4~10
	Eucrite	pg, pl	>0.3	11~13
	Ureilite	ol, Ca-poor cpx, Fe-Ni, C	>0.3	0~1
SNC	Shergottite	cpx, pl, (ol)	>0.3	2~6
	Nakhlite	ol, Ca-rich cpx	>0.3	1~2
	Chassignite	ol	>0.3	0.4

: olivine と pyroxene の Fe²⁺/ (Fe²⁺+Mg²⁺) 比. 略号. en: enstatite; hy: hypersthene; ol: olivine; pl: plagioclase; pg: pigeonite; cpx: clinopyroxene; opx: orthopyroxene.

常に還元的な条件で形成され、E chondrite と似ている。aubrite は、E chondrite と成因関係があるとされている。E chondrite が部分熔融して固結し、金属鉄をまったく含まない岩石になったと考えられている (武田, 1982)。表 11 に代表的な aubrite の全岩化学組成を示した。

olivine-pigeonite achondrite (ureilite)

ureilite は、olivine と pigeonite で特徴づけられ、少量の Fe-Ni 合金を含む。結晶粒間に含まれる炭素は、おもに graphite (グラファイト, 石墨) であるが、一部 diamond (ダイヤモンド) として存在する。olivine や pyroxene の Fe が還元されて金属 Fe を生じることもある。表 11 に、代表的な ureilite の全岩化学組成を示した。

eucrite

eucrite は、plagioclase (An₈₀₋₉₇) と pyroxene を主要な鉱物組み合わせとする。pyroxene は、主として pigeonite になる。eucrite は、火成岩的組織を持ち、lava から cumulate まで様々な岩相を示す。多くの eucrite は、monomict breccia となっている。表 12 に代表的な eucrite の全岩化学組成を示した。

hypersthene achondrite (diogenite)

hypersthene achondrite (diogenite) は、orthopyroxene を主要な鉱物組み合わせとし、少量の chromite, troilite を含む。plagioclase はきわめて少ない。diogenite の orthopyroxene は、現在の pyroxene の分類法では、

表 11. Achondrites の主要化学組成.

Type Name	Aubrite Bishopville	Aubrite ALH78113	Ureilite Haverø	Ureilite Y74659	Ureilite Y74123	Ureilite Y790981	Ureilite Y74130	Ureilite ALH77257	Shergottite ALH-77005	Shergottite Zagami	Nakhlite Nakhla	Chassignite Chassigny	Angrite Angra dos Reis	Moon Y-791197
SiO ₂	57.03	57.16	40.25	42.91	33.21	36.60	42.12	41.12	43.02	50.90	48.27	37.00	43.94	43.14
TiO ₂	-	0.02	0.067	0.14	0.08	0.11	0.12	0.04	0.36	0.73	0.29	0.07	2.39	0.35
Al ₂ O ₃	1.71	0.18	0.26	1.07	0.90	0.52	0.83	<0.1	2.54	5.70	1.45	0.36	8.73	26.01
Fe ₂ O ₃	-	0	-	1.47	3.33	3.12	5.09	-	0.38	-	-	-	-	0.04
FeO	1.27	0.97	14.18	8.83	17.34	15.13	12.52	13.57	18.97	17.30	20.64	27.45	8.56	7.02
MnO	0.19	0.17	0.37	0.42	0.37	0.35	0.35	0.38	0.45	0.50	0.54	0.53	0.08	0.08
MgO	33.51	39.25	38.96	38.78	37.29	34.47	32.34	39.66	29.69	11.40	12.47	32.83	10.05	6.22
CaO	1.50	0.62	0.10	1.71	0.55	0.99	1.98	1.07	2.84	10.50	15.08	1.99	24.51	15.33
Na ₂ O	1.03	0.15	0.039	0.07	0.03	0.07	0.20	0.03	0.37	1.20	0.42	0.15	0.04	0.33
K ₂ O	0.09	0.02	0.012	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.03	0.10	0.10	0.13	0.01	0.02
P ₂ O ₅	-	0	-	0.14	0.61	0.09	0.08	0.06	0.39	0.48	0.12	0.04	0.13	0.31
Cr ₂ O ₃	-	0.06	0.077	0.64	0.73	0.59	0.75	0.07	1.00	0.38	0.42	0.83	0.29	0.13
NiO	-	-	-	-	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe-Ni	0.22	-	3.73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	0	-	-	-	0.21	-	-	-	0.29	-	-	-	-
Ni	-	0.055	-	0.14	-	0.21	0.12	0.08	0.024	0.014	-	-	-	0.018
Co	-	0.003	-	0.003	-	-	-	-	-	<0.001	-	-	-	0.003
FeS	-	0.77	0.52	0.49	0.82	1.95	0.41	<0.01	0.25	<0.1	-	-	1.26	-
C	-	-	-	3.022	-	-	-	3.34	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	0.518	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41
H ₂ O	-	0.69	-	3.82	4.11	5.71	3.44	0.18	0.28	0.20	-	-	-	0.58
Ref.	1	2	1	2	2	2	2	2	2	3	1	4	1	2

引用. 1: 小沼 (1978); 2: 増田ほか (1991); 3: Easton & Elliott (1977); 4: 国立天文台 (1990) .

表 12. HED の主要化学組成.

Type Name	Howardite Bununu	Howardite Y7308	Eucrite Juvinas	Eucrite Y75011	Diogenite Johnstown	DiogeniteA Y74013	DiogeniteB Y75032	DiogeniteB Y791000	DiogeniteB Y791199	DiogeniteB Y791200	DiogeniteB Y791422
SiO ₂	48.67	51.07	49.02	48.25	49.83	51.35	51.92	51.50	51.41	51.30	51.62
TiO ₂	0.11	0.22	0.58	1.03	-	0.13	0.40	0.30	0.18	0.30	0.26
Al ₂ O ₃	8.87	4.31	13.39	10.87	2.33	0.89	2.28	1.59	1.45	2.84	2.99
Fe ₂ O ₃	-	0.32	-	1.18	-	-	-	1.50	16.5	0	0.26
FeO	16.04	16.33	17.56	17.77	13.64	16.35	18.35	18.32	18.05	18.48	18.31
MnO	0.53	0.49	0.21	0.54	0.40	0.48	0.55	0.64	0.64	0.58	0.56
MgO	14.20	21.75	6.80	7.55	26.62	26.04	20.99	21.40	21.93	21.81	21.05
CaO	6.77	3.65	10.72	10.21	2.61	1.10	3.31	3.26	2.97	3.25	3.51
Na ₂ O	0.34	0.12	0.40	0.55	0.33	0.04	0.12	0.07	0.10	0.13	0.21
K ₂ O	0.04	0.02	0.17	0.05	0.10	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03
P ₂ O ₅	-	0.03	0.17	0.15	0.03	0.09	0.03	0.08	0.08	0.15	0.03
Cr ₂ O ₃	0.56	0.89	0.31	0.40	1.00	2.49	0.72	0.70	0.80	0.65	0.63
NiO	-	-	-	-	-	0.0064	0.003	-	-	-	-
Fe-Ni	1.07	-	-	-	0.87	-	-	-	-	-	-
Ni	-	0.022	-	0.0038	-	-	-	0.0028	0.0052	0.0072	0.021
Co	-	0.003	-	0.003	-	0.003	0.003	-	-	-	-
FeS	0.96	0.59	0.27	1.06	1.55	0.82	0.30	-	0.67	0.52	0.56
H ₂ O	-	0.39	-	0.18	-	0.40	0.32	1.23	0.66	0.41	0.33
Ref.	1	2	1	2	1	2	2	2	2	2	2

引用. 1: 小沼 (1978); 2: 国立極地研究所 (1987) .

hyperstheneではなく bronziteと呼ばれる組成であることから, hypersthene achondrite という名称は適切ではなく, 一般には diogenite と呼ばれる. mono-mict breccia (モノミクト角礫岩) であるが, granular や granoblastic 組織をもつものもある. 表 12 に代表的な diogenite の全岩化学組成を示した. 南極で発見された diogenite には特異なものが多い. タイプ A と呼ばれるものは, 南極隕石のみに発見された種類で, orthopyroxene は完全に再結晶しており, 2~5mm の大型の chromite を含むことがある. タイプ B は, diogenite の中でも, 最も Fe に富むものである.

howardite

howardite は, plagioclase (An₈₀₋₉₇) と pyroxene を主要な鉱物組み合わせとする. pyroxene は, pigeonite と bronzite である. howardite は, diogenite と eucrite の混合物で, polymict breccia (ポリミクト角礫岩) である. そのためポリミクト状のものを howardite と呼ぶ (武田, 1982). 表 12 に代表的な howardite の全岩化学組成を示した.

shergottite

shergottite は, pyroxene と plagioclase (An₅₀) および少量のカンラン石からなる. pyroxene は, pigeonite と augite である. plagioclase は, 衝撃のために溶け, glass が形成され, maskelynite 化している. shergottite は, 現在まで, 4 個しか発見されている. 南極隕石の 2 個が発見されるまで, 2 個 (Shergotty, Zagami) しかなかった. 表 11 に shergottite の全岩化学組成を示した.

nakhlite

nakhlite は, 発見されている数は少ないが, clinopyroxene を主要鉱物とする. 表 11 に nakhlite の全岩化学組成を示し

た. 地球の ultramafic から mafic rock に似た組織を持つ. 明らかに, 重力下のもとに形成された組織を持つ.

chassignite

chassignite は, Fe に富む olivine を主要鉱物とし, 少量の orthopyroxene と chromite を含む. 火成岩的な組織を持ち, 地球の dunite に類似した淡緑色の岩石である. 表 11 に chassignite の全岩化学組成を示した.

angrite

angrite は, 1 個しか発見されていない. angrite は, plagioclase と clinopyroxene を主要鉱物とし, 少量の olivine と spinel からなる. 粗粒の火成岩的組織を持つ. 表 11 に angrite の全岩化学組成を示した.

anorthositic regolith breccia

anorthitic regolith breccia は, 南極隕石で初めて発見された. 今まで, 5 個が知られている. 1991 年, 南極以外から初めて, 月隕石が発見された (Hill et al., 1991). anorthositic regolith breccia には, anorthositic clast を多く含む. fusion crust が, あめ色から緑色で, 一般の黒色とは違っている (国立極地研究所, 1987). FeO/MnO 比が, basaltic achondrite では 30 程度であるのに, 南極隕石の anorthositic regolith breccia は, 月の高地の岩石と同じ 80 程度である. その他, 組織や REE, 希ガス, 酸素同位体, 同位体年代などのデータから, 月の高地の岩石に酷似する. 以上のようなことから, anorthositic regolith breccia は, 月起源の隕石と考えられている. 表 11 に anorthositic regolith breccia (Moon と表記) の全岩化学組成を示した.

表 13. Stony-iron meteorites の主要化学組成.

Type	Pallasite	Mesosiderite	Mesosiderite	Lodranite	Lodranite
Name	Marjalahti	Carb Orchard	Patwar	Y-74357	Y-791493
Part	silicate	silicate	whole	whole	whole
SiO ₂	40.24	49.59	25.76	37.66	34.90
TiO ₂	0.00	0.52	0.16	0.09	0.05
Al ₂ O ₃	0.01	9.81	5.86	0.20	0.90
Fe ₂ O ₃	0.68	0	-	7.55	6.02
FeO	10.92	15.35	6.86	4.00	6.12
MnO	0.28	0.57	0.31	0.37	0.42
MgO	48.08	13.84	6.88	26.98	29.53
CaO	0.00	6.61	3.63	3.65	1.54
Na ₂ O	-	-	0.19	0.10	0.21
K ₂ O	-	-	<0.01	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.00	0.97	0.14	0.26	0.49
Cr ₂ O ₃	0.47	-	0.26	0.96	0.81
Fe	-	-	33.70	15.15	14.28
Ni	-	-	4.20	0.98	1.13
Co	-	-	0.13	0.083	0.067
FeS	-	-	11.89	1.85	2.10
C	-	-	0.10	-	-
H ₂ O	-	-	-	0.66	1.14
Ref.	1	1	2	3	3

Part は分析部分で, silicate は珪酸塩鉱物のみで, whole は岩石全体の分析値. 引用. 1: 小沼 (1978); 2: Jarosewich & Mason (1969); 3: 国立極地研究所 (1987).

2 Stony-iron Meteorite

Stony-iron meteorite は, 基本的には金属 (Fe-Ni 合金) の基質部に珪酸塩鉱物を含むポリミクト角れき岩である。Stony-iron meteorite は, 珪酸塩鉱物の組み合わせによって区分される。非常に稀なタイプの隕石で, Catalogue of Meteorites では, 73 個しか記載されていない (Graham et

al., 1985)。南極隕石では 7 個発見されている。表 13 に, 代表的な Stony-iron Meteorite の全岩化学組成を示した。mesosiderite

mesosiderite は, 珪酸塩鉱物が orthopyroxene と pigeonite, plagioclase からなる。珪酸塩鉱物は howardite のものと類似しており, iron meteorite と howardite の混合物である

表 14. Iron と Stony-iron Meteorites の分類.

Type	Frequency (%)	Kamacite Band (mm)	Ni (wt%)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	Ir (ppm)
IA (Octahedrite)	17.1	1.0-3.1	6.4-8.7	55-100	190-520	0.6-5.5
IB (Ataxite, Octahedrite)	1.7	0.01-1.0	8.7-25	11-55	25-190	0.3-2.0
IIA (Hexahedrite)	8.3	>50	5.3-5.7	57-62	170-185	2-60
IIB (Octahedrite)	2.6	5-15	5.7-6.4	46-59	107-183	0.01-0.5
IIC (Octahedrite)	1.5	0.06-0.07	9.3-11.5	37-39	88-114	4-11
IID (Octahedrite)	2.6	0.4-0.9	9.8-11.3	70-83	82-98	3.5-18
IIE (Octahedrite)	2.3	0.1-2	7.5-9.7	21-28	60-75	1-8
Mesosiderite	-	~1	6.1-10.1	8.9-16	37-56	2.2-6.2
Parasite	-	~0.9	7.9-12.9	14-27	29-71	0.01-2
IIIA (Octahedrite)	24.9	0.9-1.3	7.1-9.3	17-23	32-47	0.17-19
IIIB (Octahedrite)	7.0	0.6-1.3	8.4-10.5	16-21	27-46	0.01-0.17
IIIC (Octahedrite)	1.5	0.2-0.4	10-13	11-27	8-70	0.07-0.55
IIID (Ataxite, Octahedrite)	1.1	0.01-0.05	16-23	1.5-5.2	1.4-4.0	0.02-0.07
IIIE (Octahedrite)	1.7	1.3-1.6	8.2-9.0	17-19	34-37	0.05-6
IIIF (Octahedrite)	1.1	0.5-1.5	6.8-7.8	6.3-7.2	0.7-1.1	1.3-7.9
IVA (Octahedrite)	8.3	0.25-0.45	7.4-9.4	1.6-2.4	0.09-0.14	0.4-4
IVB (Ataxite)	2.3	0.006-0.03	16-26	0.17-0.27	0.03-0.07	13-38

データは Wasson (1974) による。

と考えられている。全体的には、 polymict breccia の岩相を示す。

pallasite

pallasite は、大型（直径 1cm をこえる）の olivine の斑状組織を示す。olivine は、自形であったり他形であったり、岩片状であったり様々な形態を示すが、その組成が一定である。このような岩石は地球や月では見られない。

lodranite

lodranite は、olivine と orthopyroxene、Ni-Fe 合金を含む。lodranite は、olivine、orthopyroxene、Fe-Ni 合金が 1:1:1 の比で含まれている。また、粗粒完晶質の火成岩石の組織を示す特異なものである（国立極地研究所、1987）。lodranite は非常に稀な stony meteorite で、今まで 5 個しか見つかっていない。lodranite は、南極隕石の 4 個が発見されるまで、1 種（Lodran）しかなかったものである。

siderophyre

siderophyre は、pyroxene と silica (SiO₂)、Ni-Fe 合金からなる。pyroxene は、protopyroxene、orthopyroxene で、silica は、tridymite である。siderophyre は、非常に稀な隕石で、いまだで 1 個（Steinbach）しか見つかっていない。

3 Iron Meteorite

Iron meteorite は、Fe-Ni 合金でできており、少量の troilite (FeS) を伴う。iron meteorite は、主要構成鉱物である Fe-Ni 相の化学組成による区分と組織との 2 つの分類方法がある。

Fe-Ni 相の組織によって、以下の 3 つに細分される。組織による区分は、正六面体構造を持つ kamacite（カマサイト、Fe-Ni の高温の α 相）からなる hexahedrite（ヘキサヘドライト）と、 α 相の kamacite と teanite（テーナイト、Fe-Ni の高温の γ 相）の混じった octahedrite（オクタヘドライト）、細かな α 相と γ 相の集合体の plessite（プレッサイト）か、 α 相の martensite（マルテンサイト）からなる ataxite（アタキサイト）の 3 つに区分される。

octahedrite は、kamacite lamellae の幅によってさらに 6 つに細分される。lamellae の幅が、3.3mm 以上を coarsest octahedrite、1.3~3.3mm を coarse octahedrite、0.5~1.3mm を medium octahedrite、0.2~0.5mm を fine octahedrite、0.2mm 以下を finest octahedrite、0.2mm 以下で spindle 状（紡錘形粒子）のものを plessitic octahedrite という。octahedrite の Fe-Ni 金属は、ゆっくり冷めると Ni の少ない kamacite が板状に分離し、Widmanstätten 組織と呼ばれる特徴的な模様ができる。ataxite は特別な構造を持たない。

このような組織に基づく分類と Ni 含有量に密接な相関がある。hexahedrite の Ni 含有量は 4~6wt%，octahedrite は 6~13wt%，ataxite は 13~20wt% 以上である（4~6wt% の Ni-poor ataxite と呼ばれるものもある）。Ni の含有量が 20wt% を越えることは少ない。

化学組成による区分は、Ni、Ga、Ge および Ir の含有量によって 13 の化学グループに区分される（IAB、IC、IIAB、IIC、IID、IIE、IIF、IIIAB、IIICD、IIIE、IIIF、IVA、IVB）。表 14 に代表的 Iron Meteorite の特徴と、図 6 には Iron

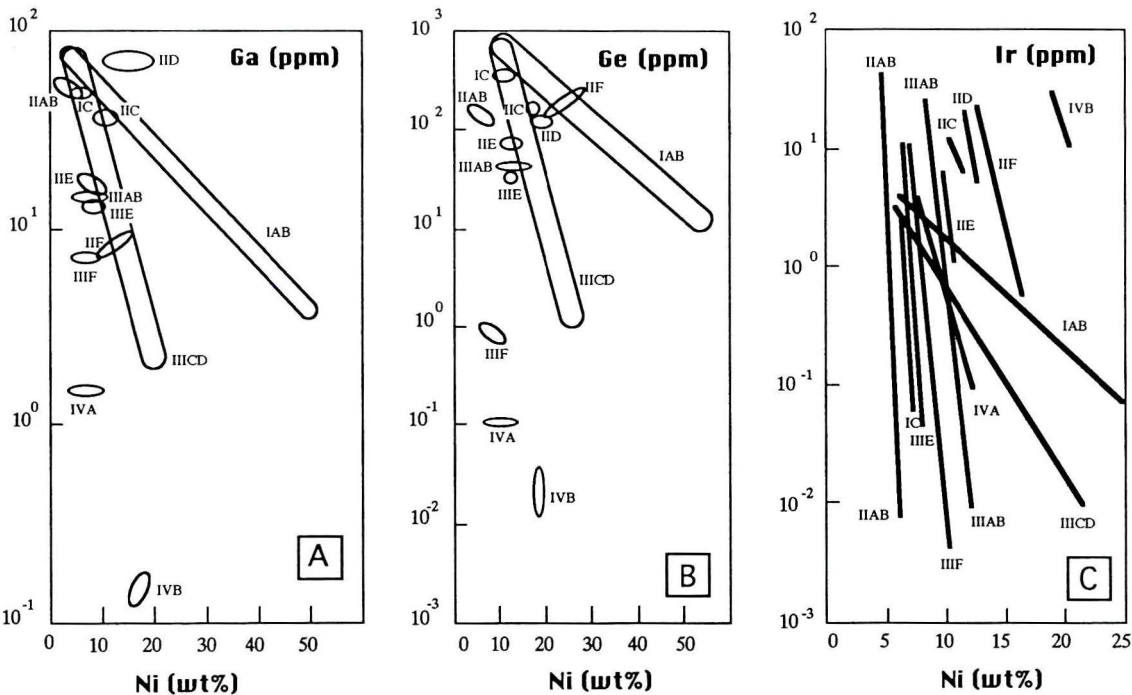


図 6. iron meteorite の化学的特徴。
A : Ni-Ga 図。Ni は wt%，Ga は ppm で示した； B : Ni-Ge 図。Ni は wt%，Ge は ppm で示した； C : Ni-Ir 図。
Ni は wt%，Ir は ppm で示した。Wasson (1985) を改変した。

meteorite の分類図を示した。化学組成による分類と、組織による分類は一致していない。両分類が、現在でも利用されている。

IV 議論

1 隕石の成因論史

成因論の歴史については、小沼 (1987) を参考にした。

chondrite には、chondrule があることから、太陽系星雲から直接析出した物質が集まったものだと考えられている。したがって、chondrite は、太陽系初期の情報をもっているという観点から、隕石の研究では、chondrite を材料にした研究が多い。以下では、chondrite の形成に関する研究史を中心にまとめる。

C chondrite から, LL, L, H, E の順に, FeO の量が減り, 逆に Fe の含有量が増えていく。FeS の量は, E chondrite が多くだけで, 他の chondrite 間では余り変化しない。隕石では, FeO は珪酸塩鉱物として, Fe は金属相として存在することを意味している。したがって, chondrite の Fe や FeO の量は, 珪酸塩鉱物と金属相の量比を反映している。一方, FeS は troilite は, chondrite では, 普遍的にあり, E chondrite だけは, 他の chondrite より 2 倍程度 troilite が多いと考えられる。

副次鉱物の Ni-Fe 鉱物や troilite の存在は, chondrite が非常に還元的な環境で形成されたことを示している。鉄は還元条件におかれると珪酸塩よりも金属鉄や硫化鉄として存在しやすくなる。従って還元度が増すと, 金属鉄や硫化鉄の量が増え, 珪酸塩鉱物の Fe-Mg 固溶体は鉄の乏しいものになる。ニッケルは鉄と似た挙動をし, 還元的になると金属相のニッケル含有量は増加する。つまり, C chondrite から, LL, L, H, E の順に, 還元的な環境で形成されたことを示している。酸化還元の程度と隕石の起源をめぐって議論が起こった。

隕石のタイプと鉄の量の規則性に最初に気づいたのは, Prior (1916) であった。Fe の量が少なくなるにつれて, 金属相の Ni/Fe 比が増加し, 苦鉄質珪酸塩の $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ 比も増加する。 $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ 比が 0~0.1 を enstatite chondrite (後に E chondrite), 0.1~0.2 を bronzite chondrite (後に H chondrite), 0.2~0.35 を hypersthene chondrite (後に L chondrite) と区分した。Prior は, このような規則性は, chondrite が共通のマグマから形成され, 初期の極度の還元状態の時には, enstatite chondrite ができ, 分化するに従って酸化状態に変化していき H から hypersthene chondrite まで形成されたと考えた。Prior の考えの特徴として, すべての chondrite は enstatite chondrite 質の還元状態の起源物質から, 酸化還元の状態の差によって各種の chondrite が連続的に形成されたという点があげられる。Prior は, chondrite は同一の起源物質からできたと考えたため, Fe 含有量もタイプ毎に違いはないと考えた。また, 起源物質は高温から低温へと変化していくことを前提としている。

一方, Urey & Craig (1953) は, 金属と FeS 中の Fe と FeO

相関から, Fe の含有量が多いタイプと少ないタイプの 2 種類があることを明らかにした。Fe の含有量が多いタイプ (28wt%) を High Iron Group (後の H chondrite), 少ないタイプ (22wt%) を Low Iron Group (後の L chondrite) と呼んで区分した。Urey & Craig は, Prior がいったような Fe の含有量が一定の起源物質では, このような 2 つのタイプの隕石の起源が説明できないことを示した。H と L の 2 グループの存在は, 少なくとも 2 の起源物質が必要であることを意味する。もし, 同一の起源物質からできたとすると, 一度どこかで金属相と珪酸塩鉱物相の分化が起これなければならない。Urey & Craig は, H グループと L グループは別々の母天体を起源とし, L グループが始源的で, 珪酸塩の蒸発によって H グループが形成されたと考えた。

Wiik (1956) は, carbonaceous chondrite も含めて chondrite の起源を考えた。Wiik は, carbonaceous chondrite のうち, 揮発成分がもっとも多いタイプ I (C1 のこと) が始源的なもので, 揮発成分が取り除かれることによって, タイプ II (C2), タイプ III (C3) が形成されると考えた。さらに還元作用によって E chondrite ができたと考えた。

Prior の高温起源説に対し, Urey & Craig や Wiik の説は低温起源説である。このような起源物質が高温が低温かは, その当時の惑星起源に関する流行を反映している。

Ringwood (1959, 1960) は, 低温説の立場から隕石の起源を論じた。CI タイプの chondrite に似た起源物質が集積して冷たい母天体が最初に形成されたと考えた。その後, 短寿命の放射性元素のエネルギーを熱源として母天体は溶け, 激しい火山活動をおこし, そのときに飛び散った溶岩が chondrule を形成したと考えた。母天体の大きさは金属の鉱物相から月程度の大きさがあったとしている。この説にはさまざまな批判がおこった。E chondrite のなかの鉱物には水があると形成されないものがあること (Anders, 1964), 珪酸塩が溶けるような温度には達しないこと (Muller, 1964) などがあげられた。つまり, chondrite は全体として融けることもなかったし, carbonaceous chondrite をのぞくと, かなり乾いた環境で形成されたことが明らかになった。Ringwood のモデルは否定されたが, この母天体という考え方は, 後のモデルにも継承された。

Mason (1962) は, CI を最も始源的なものとし, 加熱, 脱水反応は固相における再結晶作用でおこったとした。しかし, carbonaceous chondrite 以外の chondrite の金属鉄はまわりの珪酸塩鉱物とは非平衡にあること, CII の構成物が非常に異なった環境で別々に生成されたことなどから否定された。

Fish et al. (1960) は, 小天体 1 個ですべての隕石を形成するモデルを提唱した。その熱源として ^{26}Al などの半減期の短い放射性核種であった。各種の隕石は, 相分離によって形成されたとした。chondrule は, 火山活動が起こり, 飛び散った溶岩からできたと考えた。このモデルでも, Ringwood と同じ構成物の非平衡性が説明できない。また, E chondrite も作ることはできない。

Urey (1964) のモデルでは、低温で、不揮発性物質と固体水素を材料に月程度のいくつかの初生母体ができる。続くガスの収縮で、初生母体が加熱され、各種の化合物が形成され層ができる。そこに別の天体が衝突し、初生母天体が壊れて小さな液滴ができ、chondruleとなる。非常に複雑なモデルであるが、carbonaceous chondrite や非平衡 chondrite をうまく説明できない。

Wood (1963) のモデルでは、隕石に見られる特異な物質 chondrule は、原始太陽系星雲の中ですでに形成されたいと考えた。このモデルでは、原始太陽系星雲は、還元的な高温星雲から酸化的な低温星雲へと変化していく。星雲の冷却速度が速ければ、chondrite に見られる各種の非平衡現象が説明できる。Wood のモデルで仮定した、原始太陽系星雲の 2000K, 1000atm という非常な高温高压の条件は、天文学的には考えにくく、特に高压条件は難しいとされた。そのため、高压下ではなく、局所的な放電効果による高温だけで溶けて急冷するというモデルに変化していく。

ここまでに見た研究史は、現在の隕石成因論の前提となる時代のものである。現在では、天文学や宇宙化学など各種の研究者が隕石から太陽系初期の条件を読みとっている。しかし、この Wood の研究が平衡凝縮論へと導いた。

標準モデル

まだ解明されていない部分も多いが、隕石の起源の標準的なモデルとしては、以下のようになる。

材料は、一つ前の太陽の超新星爆発でほとんどができる。しかし、一部、別の星からきた成分あるいは元素が含まれていた可能性がある。超新星爆発から原始太陽系星雲の間の星間塵に蒸発過程が起こる。しかし、この過程はよくわかっていない。このようなガスからできた原始太陽系星雲は、温度が下がっていく。この時、ゆっくり冷える場合の塵の凝縮過程は平衡凝縮モデルで、熱いガスが急冷する非平衡凝縮モデルの2つがある。このどちらが正しいかはまだ決着が付いていない。

原始太陽系成分ガスでは、元素の特性によって分別がおこる。refractory (難揮発性) 元素, lithophile (親石) 元素, siderophile (親鉄) 元素, volatile (揮発性) 元素に区分される。各元素はこの順により高温で凝縮する。このような元素種毎にさまざまな程度に分別が認められている。

原始太陽系星雲ガスから凝縮した固体物質は、高温凝縮物は CAI になり、珪酸塩成分は chondrule の前駆物質になり、再加熱され chondrule となる。かなり低温で凝縮したものは matrix になる。このような物質が集まって、各種隕石の母天体となっていく。

一応の標準モデルはあるが、必ずしも確定したものではなく、この後も大きく変更される可能性がある。

2 chondrite 構成物の起源

chondrite は、chondrule と、fragment, matrix, inclusion からなる。各構成物は、同時にできたものではなく、それぞれ固有の起源を持っている。以下に、おのおのを詳しく見

ていく。

fragment

fragment は、岩片と鉱物片の2種がある。

岩片は、深成岩似た組織を持ち、また、出現頻度もすくない。chondrule と比べて、plagioclase と diopside 成分が少ない。olivine と pyroxene の組成は均質で、pyroxene は、Mg に富む orthoenstatite である。Fe/Mg と Al/(Al+Na+K) の比、spinel の組成は、chondrule の IP タイプに似ている (国立極地研究所, 1987)。

鉱物片は、細粒で chondrule の破片である (Kimura, 1983)。鉱物種やそのの量比は chondrule のものに似ている。鉱物片のサイズは chondrule のものより細粒で、chondrule の破碎時に細粒化したと考えられている (国立極地研究所, 1987)。

岩片の起源は、IP タイプの chondrite 前駆物質が 1200~1500℃ に加熱され、plagioclase と diopside の成分が抜け、ゆっくり冷えてできたと考えられる (Kimura, 1984)。この時、olivine と pyroxene の組成が均質化される。1000℃ まではゆっくり冷え、それから急冷される。

matrix

matrix は、 μ サイズの珪酸塩鉱物と不透明鉱物、非晶質物質の集まった不透明 matrix とその不透明 matrix が再結晶した再結晶 matrix がある (Huss et al., 1981)。不透明 matrix は、Fe に富む olivine と Na に富む plagioclase 成分からなる (Ikeda et al., 1981)。ordinary chondrite と carbonaceous chondrite では、組成が違う。matrix には、低温で凝縮した Fe と Na に富む成分だけでなく、高温で凝縮した pyroxene も含む、非常に非平衡なものである (Nagahara, 1984)。

carbonaceous chondrite の matrix は数種の phyllosilicate を含む。このような phyllosilicate は、olivine や pyroxene の変質作用で形成されたものである (Tomeoka & Buseck, 1982)。

matrix は、高温で凝縮したものと、低温でのガスからの凝縮物、そしてその凝縮物とガスが反応してできたものが混じったものである。このような混合物は、chondrule のような高温にさらされることはなかった。隕石の組織から、matrix は chondrule を取り囲んでいるために、母天体に集積する直前に、chondrule の回りに付着したはずである。

inclusion

carbonaceous chondrite を特徴づけるものとして、Ca や Al に富む白色で不定形の inclusion (包有物) や amoeboid olivine inclusion (AOI と略す) が含まれる。前者は、CAI (Ca-Al inclusion, CAI と略す) と呼ばれる。CAI は、perovskite, melilite, spinel や hibonite などからなる。細粒か粗粒 (5~10 μ m) か、また構成鉱物の量比によって細分される。inclusion は、ordinary chondrite にも見られるが、carbonaceous chondrite のものに似ている。

CAI は粗粒と細粒のみに区分される (Grossman, 1975; 池田, 1983)。粗粒の inclusion は、fassite の量によって、A と B の2つにタイプ分けされる。タイプ A は、主として melilite からなり少量の pyroxene を含む。タイプ B は、pyroxene が

多い (MacPherson et al., 1988)。

粗粒の CAI は、一般には、原始太陽系星雲ガスからの高温凝縮物と考えられるが、CAI 中の鉱物に酸素同位体異常が認められ、単純な高温凝縮物とはいえなくなってきた。また CAI 中には、平衡凝縮物というより、蒸発残渣と考えた方がよいものもある。いずれにしても、CAI は基本的には、高温の生成物である。

細粒の CAI は、fassite と spinel の高温凝縮物からできていたものが、後に低温で周囲のガスと反応して、Fe やアルカリ金属を含むようになる (Ikeda, 1982)。AOI も CAI と成因関係を持つが、やはりガスと反応している。

超新星爆発に由来する高温凝縮物が原始太陽系星雲に入り、ガスとの反応で各種の粗粒 CAI ができ、凝縮によってできた fassite や olivine などの凝縮物がガスと反応して、細粒の CAI や AOI を形成したと考えられている (池田, 1983)。

chondrule

chondrule は、直径数 mm 程度の粒状の物質で、珪酸塩鉱物からなる。chondrule は、地球の岩石には見られない、隕石特有の組織である。chondrule は、glass (groundmass として存在) と、olivine, pyroxene の組合せからなる。

chondrule は、SiO₂ の含有量によってほぼ組織が決定される。SiO₂ が多い chondrule は、glass 質のもので、pyroxene を含む dendritic なもの、olivine からなる porphyritic なものへと変化する。個々の鉱物も激しい zoning を示す。隕石の種類によって (H, L, LL), chondrule の組成の組織のあいだには系統的变化はない (武田, 1982)。隕石間の化学組成の違いは、chondrule が、Fe-Ni 金属や troilite とどの程度の比率で混じっているかによっている。

chondrule は組織と鉱物組合せ、化学組成によって分類されている。組織によって porphyritic (斑状) と non-porphyritic (非斑状) に大別される。両者は、構成鉱物によって porphyritic はさらに porphyritic olivine, porphyritic pyroxene, porphyritic olivine-pyroxene, barred olivine に、non-porphyritic は radial pyroxene, granular olivine-pyroxene, cryptocrystalline に細分される (Gooding & Keil, 1981)。また、chondrule を作った前駆物質の化学組成から分類する方法がある。これは、chondrule 全体の化学組成に依るものである (Ikeda, 1983)。CP タイプは、Al/(Al+Na+K) の原子比が 0.95 以上、K/(K+Na) の原子比が 0.5 以下、IP タイプは 0.65~0.95、0.5 以下、SP タイプは 0.4~0.65、0.5 以下、KF タイプは 0.4~0.65、0.5 以上という比を持つ。CP タイプは carbonaceous chondrite のみに含まれ、KF タイプは LL chondrite のみに含まれ、IP と SP タイプはすべての chondrite に含まれる。

chondrule の plagioclase 成分は一定であるの対し、pyroxene と olivine の成分比が大きく変化する。このことは、前駆物質に pyroxene と olivine の成分比の不均質があったことを示している。IP と SP タイプを比べると、IP の方が Mg に富む olivine も主とし、Ca に富む plagioclase を含み、pyroxene と spinel は Al に富む。一方、SP タイプは、Fe に

富む olivine と Na に富む plagioclase を含み。このような化学組成の差は、IP と SP タイプの前駆物質が異なっていた可能性を示している。

chondrule は、その形態や組織が特異であるために、成因に関して多くの議論がなされている。一般的には、温度低下に伴って原始太陽系星雲ガスから固体が直接平衡に凝固し、その後なんらかの作用で加熱溶解し、chondrule になったと考えられている。この根拠は、chondrule 中に融け残り結晶が発見されたことである (Nagahara, 1981; Rambaldi et al., 1983)。

この一般的モデルでは、大きく 2 つのプロセスを経ることになる。(1): 原始太陽系星雲ガスからの chondrule の前駆物質の凝縮過程、(2): chondrule の前駆物質の加熱・冷却の過程である。

(1) の冷却過程は、平衡凝縮モデル (Larimer & Anders, 1967) と呼ばれ、温度低下に伴って原始太陽系星雲ガスから固体が直接平衡に凝固したと考えられている。このような凝縮固体が隕石や惑星などを形成したと考えられている。このモデルに基づいて、さまざまな固相の凝縮温度が計算されている (Lord, 1965; Larimer, 1967; Grossman, 1972)。このような平衡凝縮モデルは、隕石内のさまざまな特徴が説明できるため、多くの研究者に採用しているが、しかし、実際にはよくわかっていない。(2) の加熱過程は、実験的に研究されている。加熱の最高到達温度は、Na の蒸発温度から、1000 から 1500℃ であると考えられている (Tsuchiyama et al., 1981)。この加熱の原因は、赤道面へ落下中の dust の放電、星雲との衝突、周辺のガス等による加熱 (Cameron, 1966; Wood, 1984 など)、母天体上での衝突による加熱 (Kurat, 1967 ほか)、小物体同士の高速衝突による加熱 (Kieffer, 1975; 池田, 1979 ほか)、太陽系星雲への星間塵の衝突による加熱 (Wood, 1983) などが考えられている。しかし、どれが原因かは特定されていない。その後の冷却過程は、chondrule のさまざまな組織を作るためには、10⁴~1℃/hr という冷却速度のもとでおこなわれたとされる (Tsuchiyama et al., 1980; Tsuchiyama and Nagahara, 1981; Lofgren & Russell, 1986)。

chondrule から、太陽系の初期の過程が読みとられているが、まだ研究途上で今後の成果が期待される。

presolar grain

presolar grain とは、超新星爆発の元素合成ではなく、別の星からやってきた粒子である。presolar grain は、数 ppm 程度の量しか含まれていないが、carbonaceous chondrite の細粒で低温でできた matrix から見つかる。現在、diamond, SiC と graphite の 3 種が見つかった。同位体比の異常から、これらの粒子が別の星から来たことがわかる。同位体異常は、C, Si, N, 希ガスなどで認められる。

diamond は、10 Å 程度の非常に小さいサイズだが、量は 400~1800 ppm 程度で多い。Xe や Ne の希ガスで異常が見つかった (Anders & Zinner, 1993)。このような異常は、超新星爆発でできたものであると考えられている。

SiCは、7ppmの量で、0.03~10 μ m程度の大きさである。稀に15×26 μ mの大きいものも見つかっている (Virag et al., 1992)。SiCの30%に、希ガスの同位体異常が見つかった。 ^{21}Ne の含有量から、太陽以前の宇宙線を1.3~20億年間浴びたと考えられている (Lewis et al., 1994)。 $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ でも、地球(89)より高い値をもつものや、低い値を持つものなど異常な粒子が見つつかっている。このような粒子のうち、 $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ が低いもの(地球は272)をgrain X、高いものをgrain Yと呼んでいる (Anders & Zinner, 1993)。grain YはSi同位体でも異常を示す。このような異常は、いくつかの星からやってきた粒子が混在している可能性がある。多くのSiCはasymptotic giant branch star (漸近巨星分枝星: AGB星と略す)で形成された。 $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ が低いSiCは、hot bottom burningという過程かJ-type炭素星から来たものと考えられており、grain Xは超新星起源の可能性を示している(甘利, 1993)。grain Yの起源は今のところ不明である。

graphiteは、0.8~7 μ m程度の大きさで、2ppm以下の量しか含まない。 $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ は地球の値よりはるかに広い範囲の値(3~7000)を持つ。 $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ や $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ でも広い範囲の値を持つ。また明瞭な過剰の ^{26}Mg をもつ。このような同位体の特徴は、graphiteが、AGB星やWolf-Rayet star, novae (新星)の起源の粒子であることを示している (Amari et al., 1993)。

3 隕石の年代

隕石の年代を考える場合、測定された年代をなにを意味するのかを注意する必要がある。年代測定は、放射性同位体を用いておこなわれる。このとき、どのような隕石の、どの部分を、どのような放射性同位体を持ちて測定したかによって、測定データの解釈が異なってくる。なぜなら、隕石には、地球の火成岩とは違って、さまざまな事件の情報があるからである。

その事件とは、T0: 太陽系外成分の形成、T1: 核合成の終わり、T2: 高温凝縮固体(CAI)の形成、T3: chondruleの形成、T4: matrixの形成、T5: 母天体の形成、T6: 母天体の火成作用、変成作用および化学的分離、T7: 母天体同士の衝突、T8: 母天体からの離脱、T9: 地球への落下が考えられる。このような事件を見分けるためには、使う隕石のどの部分を分離して測定するか、またどのような同位体を測定するを選択しなければならない。そして、目的とするデータの精度に見合う測定技術がともなえば、このような事件が見えてくるはずである。

隕石の形成期間

T1からT2の間つまり、元素合成から隕石の形成までの期間は、I-Xeの同位体で推定できる。

^{129}I が β 崩壊して ^{129}Xe が形成される。その半減期は1570万年である。Iはハロゲン元素で、Xeは希ガスである。Iは固体相に取り込まれやすい元素である。一方、希ガスは反応性に乏しく、気体のまま存在するため隕石には入りにくい元素である。元素合成の時から長い時間経過すれば、隕

石の中にIは取り込まれることなく、放射起源の ^{129}Xe は無いはずである。ところが、余分の ^{129}Xe が隕石から発見された。このことから元素合成から固体の形成まで非常に短い期間に形成されたことになる。形成期間は1億年のオーダーである。

元素合成モデルの精度あるいは値の見積もりによって形成年代は、小さいながらも変化する。その元素合成のモデルの誤差をなくすために、ある隕石の同位体組成を基準に用いることによってその誤差が消せる。基準の隕石として、Bjurbole (L4) が使われる。この隕石の形成年代の1000万年前から2000万年後の約3000万年間に隕石は固化したことがわかる。これは隕石のタイプをとわず、どの隕石もこの範囲内にはいる (Swindle & Podosek, 1988)。

さらに、半減期の短い消滅核種である ^{26}Al が発見された (Gray & Compston, 1974)。 ^{26}Al は β 崩壊して ^{26}Mg になる。その半減期は、72万年である。Allende隕石中のCAIに消滅核種の ^{26}Al からできた ^{26}Mg が発見された。この発見によって、元素合成から固体の凝縮まで、数100万年程度という非常に短い形成期間となった。

このような、元素合成から固体の形成までの非常に短い期間は、太陽系形成モデルに大きな束縛条件を与える。

形成年代

隕石の形成年代は、放射性同位体、主としてRb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Ar-Ar, K-Arなどの系が利用されている。表15に隕石の形成年代の測定データをまとめた。最近では、分析技術の向上によって、そのほかの同位体系が開発され、利用されつつある。

事件を、意識した分析がなされるようになったのは、最近である。表に示した多くの年代データは、漠然と形成年代を求めたものである。その事件は、T1~T6までを示し、このような事件が測定の誤差範囲以内で起こっていれば、見分けられないので、形成年代と考えて問題ない。求められた年代は、第一近似として、太陽系の始まりを示しているといえる。

chondriteの形成年代は、データは45億年前ころに集中するが、ばらつきは大きい。その原因は、測定誤差、あるいは隕石の形成年代にばらつきがある、もともと形成年代という1つのものが定められない、同位体組成が固結後変化したなどが考えられる。

Rb-Sr系とU-Th-Pb系は、地球上での汚染や変質による変化を受けやすい。Rb-Sr系はばらつきが大きく、U-Th-Pb系では、ほかの年代測定と比べて古くなる傾向がある。またK-ArやAr-Ar法は、熱の影響を受けやすく、形成年代をよりも母天体形成以降の事件を残している可能性がある。

U-Th-Pb系では、2種類のU-Pbと、Th-Pb, Pb-Pbの組合せで4種の年代が求めることができる。このような年代がすべて一致したものが一致年代と呼ばれる。Angra dos Reisの一致年代から、 45.5 ± 0.3 億年前という年代が得られた (Tatsumoto et al., 1973)。また、同じ隕石のSm-Nd系でも、 45.5 ± 0.4 (Lugmair & Marti, 1977), 45.6 ± 0.3 億年前

表 15. Meteorites の形成年代.

type	Name	Rb-Sr	Sm-Nd	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Ar-Ar K-Ar	References
Chondrite								
C2	Murray			4.511				1
C3	Allende			4.496				1
C3	Allende CAI			4.559				2
E4	Indurich	4.56						3
E5	St. Sauveur	4.46						4
H3	Tieschitz	4.53						5
H5	Beardsley			4.574				1
H5	Plainview			4.529				1
H5	Richardson			4.558				1, 6
H5	Pultusk			4.657				6
H6	Guarena			4.56				7
L5	average			4.552				8
L6	Peace River	4.56						9
L6	Modoc			4.530				1
L6	Bruderheim			4.634	4.542	4.581		6
LL5	Krahenberg	4.700						10
LL5	Olivenza	4.63						11
LL6	St. Severin	4.530						8, 12
Angrite								
	Angra dos Reis	4.557	4.552	4.58	4.65			1, 2, 13, 14, 15, 16
SNC								
	Shergottite	0.165						21
	Nakhla	1.27	1.27		1.3		1.3	17, 18, 21
	Chassignite						1.4	21
Rubrites								
	Norton Country	4.59						19, 20
Eucrites								
	Nuevo Larcdo			4.529	4.63	4.65	3.2	1, 21
	Sioux County	4.19		4.526	4.54	4.29		1, 5
	Passamonte		4.56	4.573	4.87	4.68		22, 23
	Ibitira	4.54	4.46	4.556	4.624	4.684		2, 5, 8, 12, 24, 25
	Bereba	4.13		4.415	4.08	3.93		5, 12, 26
	Stannern	3.7	4.48	4.329	4.4	4.2	3.7	12, 27
	Juvinas	4.55	4.46	4.541	4.65	4.14	3.9	12, 21, 28, 29, 30, 38
	Moana		4.58					31
	Petersburg						4.4	32
	Morristown		4.47					25
	Acapulco		4.60					25
	ALH-765		4.52				3.50	33, 34
	Y-75011		4.55					35
Howardites								
	Kapoeta	3.75		4.524	4.77	4.35	4.32	12, 21, 36
Diogenites								
	Jonstown	4.396						38
	Tatahouie	4.395						38
Mesosidelite								
	Esthervill	4.542	4.533	4.555	4.560			39
Iron								
IIE	Colomera	4.61						37

複数データがある場合は、平均値で示した。引用。1: Tatsumoto et al. (1973); 2: Tilton (1988); 3: Gopalan & Wetherill (1971); 4: Minster et al. (1979); 5: Minster et al. (1976); 6: Tilton (1973); 7: Wasserburg et al. (1969); 8: Taylor (1992); 9: Gray et al. (1973); 10: Kemp & Muller (1969); 11: Sanz & Wasserburg (1969); 12: Manhès et al. (1975); 13: Chen & Wasserburg (1981); 14: Wasserburg et al. (1977); 15: Lugmair & Martin (1977); 16: Jacobsen & Wasserburg (1984); 17: Papanastassiou et al. (1974); 18: Gale et al. (1975); 19: Bogard et al. (1967); 20: Minster & Allegre (1976); 21: Basaltic Volcanism Study Project (1981); 22: Unruh et al. (1977); 23: Nakamura et al. (1976); 24: Chen & Wasserburg (1985); 25: Prinzhofer et al. (1992); 26: Birck & Allegre (1978); 27: Lugmair & Scheinin (1975); 28: Manhès et al. (1984); 29: Allegre et al. (1975); 30: Lugmair (1974); 31: Torigoye (1983); 32: Podosek & Huneke (1973); 33: Kaneoka (1981); 34: Nakamura et al. (1983); 35: Nyquist et al. (1986); 36: Papanastassiou et al. (1974); 37: Sanz et al. (1970); 38: 高橋 (1994); 39: Brouxel & Tatsumoto (1991)。

(Jacobsen & Wasserburg, 1984) の一致した年代を得た。各種の方法や各地の研究室で得られた一致した年代は、隕石の形成年代を示していると考えられる。

精度よいデータで考えると、chondrite では45.55億年前 (Taylor, 1992)、achondrite も45~44億年前 (国立極地研究所, 1987) の年代を示す。どの隕石も、最古の形成年齢は 45.5 ± 0.1 億年 (Unruh, 1982) を示す。これは、どの隕石の T1~T6 の事件も、短期間に形成されたことを意味する。

T2 にあたる CAI の年代は、 45.59 ± 0.05 億年 (Chen & Wasserburg, 1981) が得られている。CAI 中の perovskite 粒子の年代は、Allende では 45.65 ± 0.34 億年前、Marchison では 45.69 ± 0.26 億年前 (Ireland et al., 1990) を示す。CAI と全岩の形成年代の違いは誤差の範囲内であるが、高温で凝縮する CAI の年代がやや早い可能性がある。

K-Ar と Ar-Ar 法では、45.5億年より若い年齢が多くの隕石で報告されている。これは、元素の性質を反映している。気体の核種を含む同位体組成は、熱の変化を受けて変化しやすく、変成・火成作用や母天体同士の衝突、つまり事件 T6 から T7 によって容易にリセットされる。逆に、このような気体の同位体組成から、母天体での T6 と T7 事件を読みとることが可能である。

K-Ar と Ar-Ar 法の年代測定へのデータには、どの隕石タイプについても、45~43億年と40億年前、30億年前にピークが見られる。また、隕石種毎に固有の年代のピークをもつ。L chondrite は7~8億年前にピークをもち、LL chondrite は13億年前にピークをもつ (国立極地研究所, 1987)。共通した年代のピークは太陽系の共通の事件を、隕石種毎の年代ピークはその隕石種の母天体だけの事件を反映しているはずである。

45~43億年前の年代のピークは、母天体ができてすぐ加熱の時期があったことを示している。この加熱によって、母天体を作る隕石の岩石タイプが3から6へと、あるいは非平衡から平衡へと進む変化が起こったと考えられる。また、大きな母天体では、火成作用をおこし大規模な化学分化がおこり、achondrite が形成された。つまり、T6 の事件である。

T7 の母天体同士の衝突の事件は、衝突の時にできた melt の年代測定で求めることができる。Rb-Sr の年代測定で、LL chondrite の 11.97 ± 0.54 億年前 (Nakamura & Okano, 1985) が、L achondrite で 4.61 ± 0.11 億年前 (Nakamura et al., 1990) が得られている。

T8 の母天体からの離脱は、T7 の母天体同士の衝突によって起こる。そのため T7 の最後が T8 の事件となる。事件 T8 は、前述の宇宙線照射年から求められている。iron meteorite から見ると、14億年前、9億年前、6億年前、4億年前、2億年前、1億年前以内のピークがあり、大規模な衝突がこのころ起こったと考えられる。

T9 の落下以降の年齢も宇宙線照射の停止した年代として求めることができる。宇宙空間にあったときは放射性核種の形成と崩壊が平衡に達していたのが、地球に落下すると

宇宙線の照射がとまり、平衡が崩れ、放射崩壊のみが進む。落下年代の決定には、 ^{14}C 、 ^{36}Cl 、 ^{81}Kr がよく使われるが、他にも ^{10}Be 、 ^{26}Al 、 ^{53}Mn から推定できる。このような同位体を利用して落下年代を求めることができる。

若い形成年代

事件 T6、つまり母天体内での火成作用での一番最近のものは、地球に見られる。地球以外での活動は、前述のクレーター密度から推定できる。しかし、隕石からも非常に若い年代が発見されている。

achondrite の SNC は、一連の成因関係があると考えられている。その一番の特徴は、shergottite (Nyquist et al., 1979)、nakhla (Papanastassiou & Wasserburg, 1974; Gale et al., 1975)、chassignite (Lancet & Lancet, 1971) とともに、年齢が若いことである。shergottite は、6億5000万~1億6500万年前の年代を示すが、nakhla も chassignite も13億年前の形成年代を示す。SNC のこのような若い年代は、1億年前くらいまで、その母天体で火成作用があったことを示している。小惑星の小さな天体では、熱の供給源や保存を考慮すると、45億年前以来火成作用を続けることは不可能である。SNC を作った天体は、ある程度大きいものである。小惑星帯ではそのようなものはない。月では、約30億年前に活動を停止しているため、SNC の母天体とはならない。クレーター年代学によれば、火星は、数億年前くらいまで活動していたと考えられる (Basaltic Volcanism Study Project, 1981)。年代の比較研究からは、SNC は火星の起源と考えるの一番矛盾がない。

若い年代だけでなく、SNC が火星からきた根拠として、以下のものがあげられる。マグマから重力のもと (大きい天体) で形成された火成岩的な組織を持つこと、Ca-rich pyroxene や olivine などの高圧下 (大きい天体) でのマグマ形成を示唆する鉱物組成をもつこと、酸化度の高い鉱物と含水鉱物をもつこと、chondrite にはみられない微量元素組成を持つことなどがある (武田, 1991)。また、惑星探査機 Viking 1, 2 や phobos 2, Mars 5 などの火星の表面の化学組成分析から、SNC 似た組成を検出している。このようなことから、SNC は現在、火星起源と考えられている。

SNC の情報から、火星の履歴を推定されている (Jagoutz, 1991)。この推定によれば、43億年前に火成作用によって分化した。このときにできた reservoir から、1.3 から 0.16 億年前に活動した SNC は形成された。asthenospheric mantle は低 U/Pb、Rb/Sr、やや高い Sm/Nd 比、高い Fe、揮発成分含有量を持ち、lithosphere は高い U/Pb、Sm/Nd、中程度の Rb/Sr 比を持ち、crust は高い Rb/Sr、低い Sm/Nd、中程度の U/Pb 比を持つ。

このような火星像は、まだ検証されていないが、SNC の火星起源から科学的根拠をもった火星の起源と進化を推定できるようになった。

4 化学的特徴

同位体組成は、年代を決定するだけでなく、隕石の特徴

を表すのにも重要な情報になる。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の初生値は、 $0.69876\sim0.69995$ の比較的広い変動幅をもつ（表 16）。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ は均質な 0.512638 という値をもつ。このような値は chondritic uniform reservoir (CHUR) と呼ばれ、隕石の基準値とされている。隕石は、Sr 同位体組成は、Nd 同位体組成に比べて不均質であるといえる。これは、母天体での変化の程度を示しているのか、原始太陽系の不均質さを示しているかは不明である。しかし、結晶作用や変成作用、特に変質作用で、Rb-Sr の方が、Sm-Nd の方より変動しやすい要因はある。このような要因のため Sr 初生値の変動幅が大きいのであると考えられる。

表 16 には、最近開発されている Hf や Os の初生値を示したが、均質なのかあるいは不均質があるのかは不明である。一方、Pb の同位体は古くから分析され、primordial lead として iron meteorite や troilite から求められている。

このような隕石の同位体組成から、原始太陽系星雲ガスの平均的な情報得られる。この情報からは、星雲ガスの均質性が確かめることができる。データには均質性を示すものと、不均質を示すものの両方がある。

同位体異常が最初に発見されたのは、酸素の同位体である。地球や月で予測される酸素同位体とは明らかに違った

データ CAI から発見されて以来、各種の元素で同位体異常が発見された。同位体異常のが発見されたは、Mg, Si, Ca, Ti, Cr, Ba などである。このような異常の多くは CAI のような高温凝縮物からであった。同位体異常の原因は、消滅核種と太陽系外からの混入が考えられる。

消滅核種は、 $10^6\sim10^8$ 年程度の半減期の短い放射性核種のことでも、現在の太陽系からは完全になくなってしまった核種である。 $^{26}\text{Al}\rightarrow^{26}\text{Mg}$ (半減期： $1.07\times10^6\text{yr}$)、 $^{53}\text{Mn}\rightarrow^{53}\text{Cr}$ (半減期： $5.3\times10^6\text{yr}$)、 $^{107}\text{Pd}\rightarrow^{107}\text{Ag}$ (半減期： $9.47\times10^6\text{yr}$)、 $^{129}\text{I}\rightarrow^{129}\text{Xe}$ (半減期： $2.31\times10^7\text{yr}$)、 $^{244}\text{Pu}\rightarrow\text{Xe}$ (半減期： $1.18\times10^8\text{yr}$)、 $^{146}\text{Sm}\rightarrow^{142}\text{Sm}$ (半減期： $1.49\times10^8\text{yr}$)、 $^{146}\text{Sm}\rightarrow^{142}\text{Nd}$ (半減期： $1.03\times10^8\text{yr}$) が発見されている。このような消滅核種から、超新星爆発で合成される元素の様子をかいま見ることができる。また、前述のように消滅核種から、超新星爆発から固体の凝縮までの期間を推定されている。また、太陽系の主要元素のである ^{26}Al は、母天火成作用や変成作用の熱源となったと考えられる元素でもある。

一方、酸素同位体は、異常は、明らかに地球上で考えられる値と違ったもので、別の成分（太陽系以外の成分）との mixing を考えなければ説明できない（図 7）。このような

表 16. Meteorites の初生同位体比.

Precise initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios				Ref.	
Allende CAI			0.69881 ± 0.00002	1	
H6 (mineral isochron)			0.69995 ± 0.00015	2	
H (whole rock isochron)			0.69876 ± 0.00040	3	
L4 (Chondrule isochron)			0.69959 ± 0.00024	4	
LL (whole rock isochron)			0.69882 ± 0.00008	4	
E (whole rock isochron)			0.69880 ± 0.00037	5	
Angrite (Angra dos Reis)			0.69897 ± 0.000015	6	
Primordial isotopic ratios				Ref.	
Chondritic Reservoir	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.28286		7	
Primordial Os	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$	0.807 ± 0.006		8	
Basaltic Achondrite Best Initial (BABI)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.69899 ± 0.00004		9	
Chondritic Uniform Reservoir (CHUR)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512638		10	
Mean Solar System Initial	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.69897 ± 0.000015		6	
Primordial Lead		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Ref.
average Canyon Diable & Henbuy		9.50	10.36	29.49	11
average Canyon Diablo troilite		9.61	10.39	29.87	12
average Canyon Diablo, Burgavli & Arros troilite		9.74	10.70	30.28	13
average primordial lead		9.56	10.42	29.71	14
average primordial lead		9.346	10.218	28.96	15
Canyon Diable troilite		9.307	10.294	29.476	16
Canyon Diablo troilite		9.3066	10.293	29.475	17

引用 (Ref.). 1: Podosek et al. (1991); 2: Wasserburg et al. (1969); 3: Minster & Allegre (1979); 4: Minster & Allegre (1981); 5: Minster et al. (1979); 6: Taylor (1992); 7: Patchett et al. (1981); 8: Luck & Allegre (1983); 9: Papanastassiou & Wasserburg (1969); 10: Wasserburg et al. (1981); 11: Patterson (1955); 12: Chow & Patterson (1961); 13: Starik et al. (1961); 14: Murthy & Patterson (1962); 15: Oversby (1970); 16: Tatsumoto et al. (1973); 17: Chen & Wasserburg (1983).

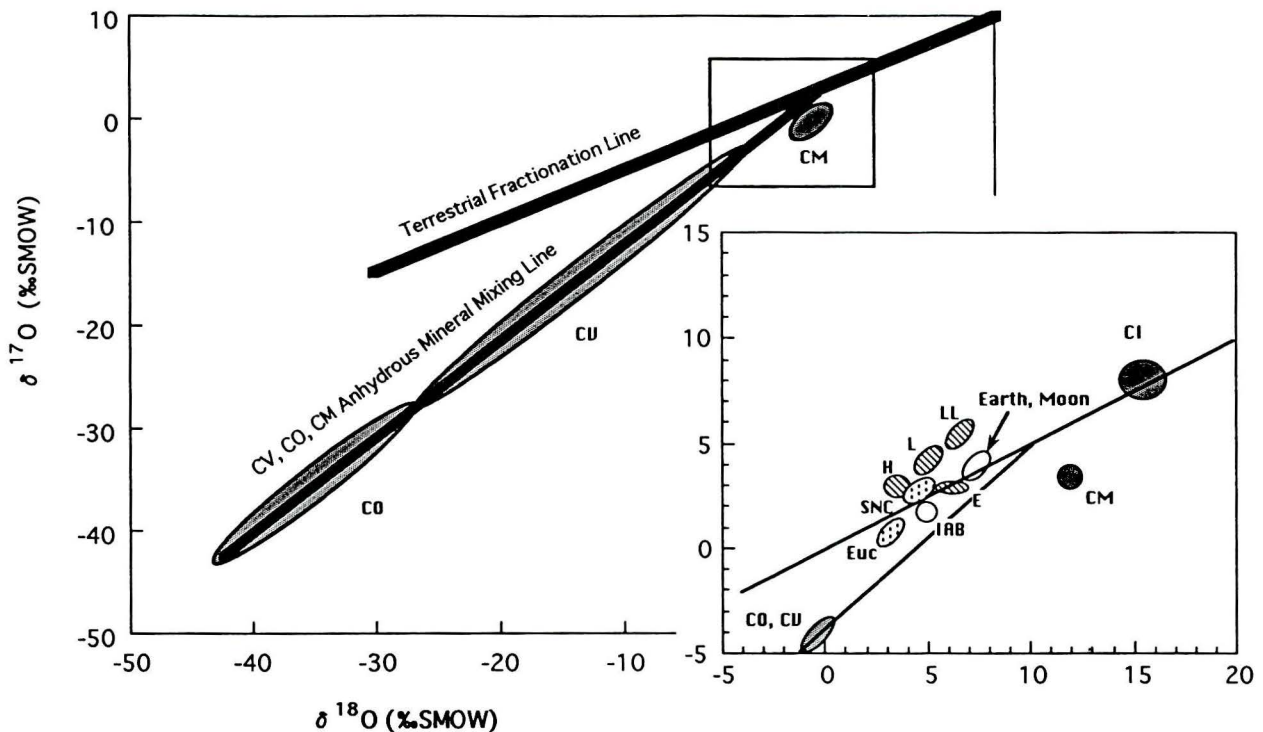


図7. 酸素同位体比の図.
Wasson (1985) を改変した.

同位体組成の異常は、presolar grainに認められるものと共通しており、1つの超新星爆発以外の別の元素合成場を仮定しなければならない。

隕石には、原始太陽系星雲の歴史だけでなく、その材料になったもう一つ前のいろいろな星の情報も含まれている。

5 母天体

隕石の起源を考えると、母天体 (parent body) という考え方がされる。母天体とは隕石がもとあった天体、地質学の言葉で言えば「隕石の後背地」のことである。また、母天体には、太陽系初期に形成されたとされる微惑星や原始惑星 (小出, 1994) と同等の意味あいも加味されている。隕石の母天体を知ることは、太陽系の初期に形成された微惑星や原始惑星の実態を知ることにつながる。隕石は、形成以来、地球に落ちてきたときの大きさのまま宇宙空間にあったわけではなく、ある時にどこかの小天体から飛び出したものである。

母天体=小惑星 (小天体) とはいきれない。なぜなら、小惑星は現存する天体だが、母天体は隕石が示す形成年代頃の微惑星や原始惑星を強く意識されたものである。母天体のおもな分化あるいは火成作用、変成作用は、45億年前頃にすでに終了している。45.5億年前から現在まで、小天体同士の衝突が激しくおこり、母天体も初期の微惑星や原始惑星とは変化している。現在の小惑星はその成れの果てといえる。

母天体は、隕石の種類数だけあればよいのだが、分類上

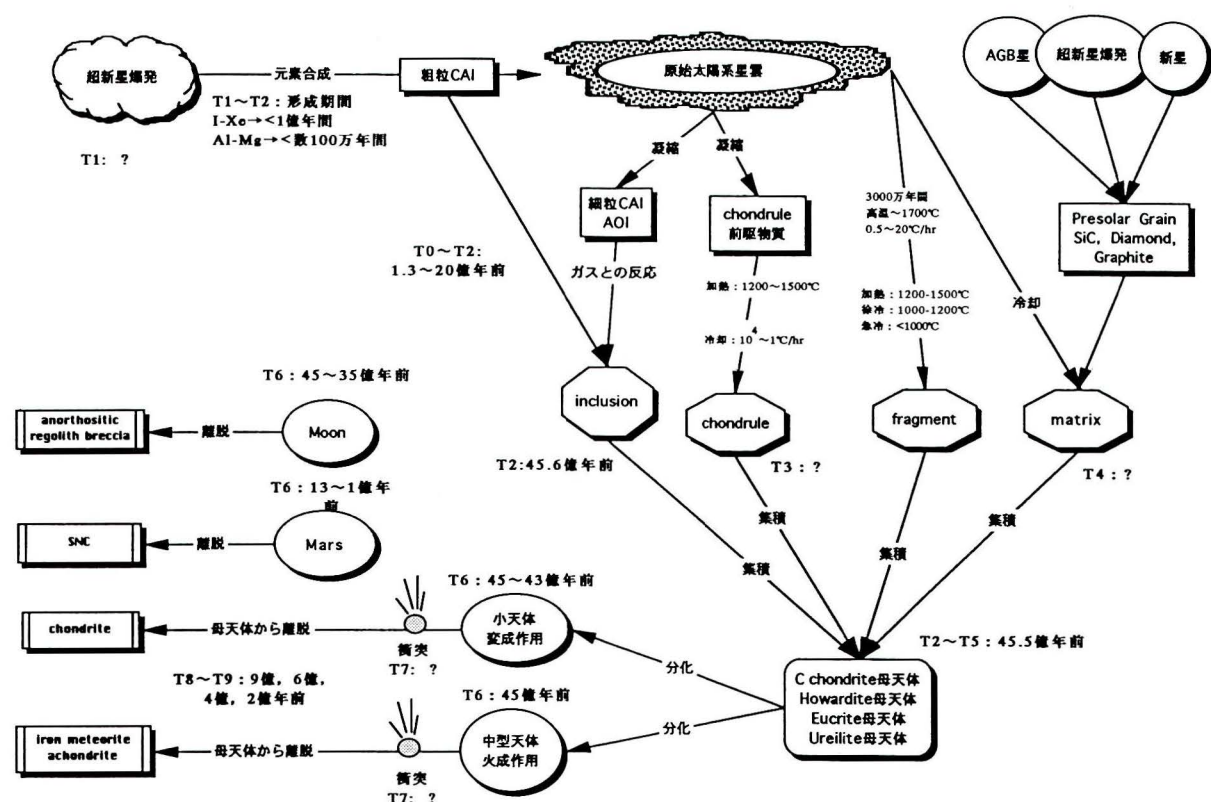
成因関係があったり、組成が漸移するようなタイプは、別々の母天体を考える必要はなく、1つの母天体から一連の隕石が来たと考えることができる。そうならば、いたずらに母天体の数を増やすことなく、いくつかの母天体で、すべての隕石の起源が説明できるかもしれない。このような考えで、母天体というものが想定されている。

carbonaceous chondrite 母天体

主ベルトの小惑星の多くはcarbonaceous chondrite類似の表面を持っている。C2の表面物質をもつ小惑星はベルトの外ほど多くなる傾向がある。対応できる小惑星がたくさんあるため、carbonaceous chondrite種と小惑星の対比から、具体的に母天体の推定が可能である。現在、最も大きなCタイプの小惑星は、直径450kmである。しかし、carbonaceous chondriteには熱変成を受けたものがあることから、もっと大きなCeresやPallasのような直径1000kmほどの小惑星が必要である。また、このような小惑星では初期に脱ガスが起こり、水による変質も起こったと考えられる。

ordinary chondrite 母天体

ordinary chondriteの母天体には、Andersonのモデルがある。このモデルは、高変成を受けたタイプ6が中心にあり、変成度の低いタイプ3が表面にあるというものである。L chondriteの頻度分布から推定した体積比から、母天体の層構造が求められている。変成の熱源は、半減期の短い放射性元素 (^{26}Al など) の崩壊によるものとされている。



howardite 母天体

HED achondrite の母天体である。HEDは、試料も多く、母天体のモデルはたくさん提唱されている。この母天体は、層構造をしている。各層に対応する隕石がある。母天体の地殻は、上部から、表層 eucrite、普通 eucrite、cumulative eucrite、diogenite、普通 diogenite のいう岩石で構成されていたと考えられている（武田，1982）。表層の岩石は、polymict breccia になっている。このような polymict breccia が howardite である。eucrite については、揮発成分の少ない起源物質から、熔融の程度の違いによっていくつかの primary magma ができ、結晶分化によって各種の深成岩や火成岩でき、それが eucrite になるという考えがある（Stolper, 1977）。HED と多くの stony-iron meteorite は成因関係があると考えられている。mesosiderite 中の珪酸塩鉱物は、HED のものと非常に類似する。

ureilite 母天体

ureilite は、炭素の存在、酸素の同位体、全岩組成から、carbonaceous chondrite の成因関係があるとされている。また、ureilite は地球の超塩基性岩に類似するため、地球のマントルの起源を考える上でも重要である。珪酸塩鉱物の回りを炭素が埋めるという組織を持つながら、chondrite より、Fe, Ca, Al を抜いていくというプロセスを考えなければならない。1200℃を越える高温を保ちながら、炭素と珪酸塩鉱物中のFeが平衡を保つような酸素分圧にならなければならない。このような条件を満たすのは非常に難しいもの

である。このような過程は普通のマグマの結晶分化作用では形成できない。いくつかのモデルが出されているが、複雑な過程を作らなくてはならず、まだ確定的なモデルはできていない（国立極地研究所，1987）。

aubrite 母天体

極端に還元された achondrite は、E chondrite の成因関係がある分化した岩石である。つまり aubrite は、E chondrite から形成されたと考えられる。この母天体の中心部には、Fe-Ni の核を持つとされている。微量元素から、中心核の iron meteorite は IAB であるとされている。aubrite の酸素同位体は、地球・月の分化線に乗り、HED とは違うと考えられている。このような母天体は、小惑星 Nysa に類似するとされている。中心には Hertha のような金属鉄核があるとされている。

iron meteorite の母天体

iron meteorite は、表 14 のように、15 のグループはいくつかにまとめられている。IA と IB (IAB と略される)、IIA と IIB (IIAB と略される)、IIIA と IIIB (IIIB と略される)、IIIC と IIID (IIICDB と略される) は成因関係があるとされる。いずれにしても、iron meteorite は多くのグループに細分されることは、その起源が複雑であることを示す。iron meteorite は、単純に母天体の核部分だと考えられていたが、実際には、微惑星から原始惑星へと成長するときのさまざまな段階を残している。IVB は、1270K の宇宙存在度を持つガスから凝縮、集積し、2次的な分化作用を受けずに

残ったものである。IAB は部分的に溶け始めた状態を保持したまま凍結された。母天体内で、鉄が濃集して熔融金属核になる初期の段階のものである。IVA は、母天体内の金属鉄の部分熔融のさまざまな段階を凍結している。これは核内での出来事ではなく、金属鉄が部分的に溶け濃集成長したが核まで沈降できない状態を示している。推定される冷却速度がさまざまであることから、母天体内のさまざまな深さにできた金属鉄のブルールを見ていると考えられる。IAB の一部、IIAB, IIC, IID, IIIAB は上述のすべての過程を経て形成されたもので、各種の小天体の核を形成していたと考えられる。このような iron meteorite の特徴は、金属鉄のみが先に集積して後に stony meteorite が集まるという不均質集積のモデルでは説明できない。均質集積した隕石物質が、金属鉄と珪酸塩鉱物との分離が起こったと考えられる。

V まとめ

いままで述べてきたことから、隕石形成のあらすじを考えると次のようになる (図 8)。

隕石の起源となったほとんどの元素は、超新星爆発によって作られた。原始太陽系星雲には、AGB 星や新星あるいは他の超新星爆発などで作られた presolar grain を含んでいた。超新星爆発から固体の凝縮までは、1 億年～数 100 万年程度の期間でおこる。今から 45.6 億年前頃に CAI などの高温物質が凝縮する (Chen & Wasserburg, 1981)。その後 1000 万年程度で、隕石の前駆物質がすべて固化し閉鎖系にはいる。つまり、隕石は集合し、各種の小天体つまり母天体を形成する。45～44 億年ころ、大きい天体では、achondrite のような岩石を形成する火成作用が、小さい天体では熱変成作用が起こる。その後、衝突による変成や熔融を受け、最後の衝突で母天体から離脱して、宇宙空間をさまよい、やがて地球に落下する。

このような、隕石の形成史が考えられる。最近までの研究史を眺めてみると、隕石の研究の目的の多くは、太陽系の初期の段階である。地球の材料物質として位置づけで眺められることがほとんどない。今後、地球初期への関心が高まるにつれて隕石の重要性はますます高くなるであろう。

文献

- Ahrens, T. J., J. D. O'Keefe & M. A. Lange, 1989. Formation of atmosphere during accretion of the terrestrial planets. In Atreya, S. K. et al., eds., *Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres*, pp. 328-385. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Allegre, C. J., J. L. Birck, S. Fourcade & M. P. Semet, 1975. Rubidium-87/strontium-87 age of Juvinas basaltic achondrite and early igneous activity in the solar system. *Science*, 187: 436-438.
- 甘利幸子, 1993. 隕石中の SiC : 同位体比とその起源. *日本惑星科学会誌*, 2: 73-77.
- Amari, S., P. Hoppe, E. Zinner & R. S. Lewis, 1993. The isotopic compositions and stellar sources of meteoritic graphite grains. *Nature*, 365: 806-809.
- Anders, E., 1964. Origin, age, and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.*, 3: 583-714.
- Anders, E. & E. Zinner, 1993. Interstellar grains in primitive meteorites: diamond, silicon carbide, and graphite. *Meteoritics*, 28: 490-514.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic Volcanism on the terrestrial planets*. 1276 pp. Pergamon Press, New York.
- Bates, R. L. & J. A. Jackson, 1987. *Glossary of geology*. 3rd edition. 788 pp. Amer. Geol. Institute, Virginia.
- Birck, J. L. & C. J. Allegre, 1978. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrite studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 37-51.
- Bogard, D. D., D. S. Burnett, P. Eberhardt & G. J. Wasserburg, 1967. ^{87}Rb - ^{87}Sr isochron and ^{40}K - ^{40}Ar ages of the Norton County achondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3: 179-189.
- Brouxel, M. & M. Tatsumoto, 1991. The Estherville mesosiderite: U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study of a polymict breccia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1121-1133.
- Brown, P., Z. Ceplecha, R. L. Hawkes, G. Wetherill, M. Beech, & K. Mossman, 1994. The orbit and atmospheric trajectory of the Peekskill meteorite from video records. *Nature*, 367: 624-626.
- Cameron, A. G. W., 1966. The accumulation of chondritic material. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 93-96.
- Chapman, C. R., 1981. The nature of asteroids (小惑星は隕石の母体か). 別冊サイエンス 彗星と隕石, pp. 90-101. 日本経済新聞社. 東京.
- Chen, J. H. & G. J. Wasserburg, 1981. The isotopic composition of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52: 1-15.
- Chen, J. H. & G. J. Wasserburg, 1983. The least radiogenic Pb in iron meteorites. (Abstract) 14th Lunar and Planet. Sci. Conf., 103-104.
- Chen, J. H. & G. J. Wasserburg, 1985. (Abstract), *Lunar Planet. Sci.*, XVI: 119-120.
- Chow, T. J. & C. C. Patterson, 1961. Lead isotopes in manganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17: 21-31.
- Dodd, R. T. & E. Jarosewich, 1979. Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44: 225-340.
- Dodd, R. T., W. R. Van Svehmus & D. M. Koffman, 1967. A Survey of the unequilibrium ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 921-951.
- Easton, A. J. & C. J. Elliott, 1977. Analyses of some meteorites from the British Museum (Natural History) collection. *Meteoritics*, 12: 409-416.
- Gale, N. J., J. W. Arden & R. Hutchison, 1975. The chronology of the Nakhla achondritic meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 195-206.
- Gooding, J. L. & K. Keil, 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*, 16: 17-43.
- Gopalan, K. & G. W. Wetherill, 1971. Rubidium-strontium studies on the black hypersthene chondrites: Effects of shock and reheating. *Jour. Geophys. Res.*, 76: 8484-8492.
- Graham, A. L., A. W. R. Bevan & R. Hutchison, 1985. *Catalogue of Meteorites* (4th edition). 460 pp., Univ. Arizona Press., Tucson.
- Gray, C. M. & W. Compston, 1974. Excess ^{26}Mg in the Allende

- meteorites. *Nature*, 251 : 495-497.
- Gray, C. M., D. A. Papanastassiou & G. J. Wasserburg, 1973. The identification of early condensates from the solar nebula. *Icarus*, 20 : 213-219.
- Grossman, L., 1972. Condensation in the primitive solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36 : 597-619.
- Grossman, L., 1975. Petrography and mineral chemistry of Ca-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39 : 433-454.
- Hill, D. H., W. V. Boynton & R. A. Hagg, 1991. A lunar meteorite found outside the Antarctic. *Nature*, 352 : 614-617.
- Huss, G. R., K. Keil & G. J. Taylor, 1981. The matrices of uncalibrated ordinary chondrites: Implication for the origin and history of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45 : 33-51.
- Ikeda, Y., 1982. Petrology of the ALH-77003 chondrite (C3). *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 25 : 34-65.
- 池田幸雄, 1983. アエンデ隕石と原始太陽系. *鉱物学雑誌*, 16 : 91-101.
- Ikeda, Y., M. Kimura, H. Mori & H. Takeda, 1981. Chemical compositions of matrices of uncalibrated ordinary chondrites. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 20, 124-144.
- Ikeda, Y., 1983. Major element chemical compositions and chemical types of chondrules in unequilibrated E, O and C chondrites from Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 30 : 122-145.
- Ireland, T. R., W. Compston, I. S. Williams & I. Wendt, 1990. U-Th-Pb systematics of individual perovskite grains from the Allende and Marchison carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101 : 379-387.
- Jacobsen, S. B. & G. J. Wasserburg, 1984. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67 : 137-150.
- Jagoutz, E., 1991. Chronology of SNC meteorites. *Space Sci. Rev.*, 56 : 13-22.
- Jarosewich, E. & B. Meson, 1969. Chemical analyses with notes on one mesosiderite and seven chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 : 411-416.
- Kaneoka, I. 1981. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of Antarctic meteorites : Y-74191, Y-75258, Y-7308, Y-74450 and ALH-765. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 20 : 250-263.
- Kemp, W. & O. Muller, 1969. The stony meteorite Krahenberg, its chemical composition and the Rb-Sr age of the light and dark portions. In P. M. Millman, ed., *Meteorite Research*, pp. 418-428. Reidel, Holland.
- Kieffer, S. W., 1975. Droplet chondrules. *Science*, 189 : 333-340.
- Kimura, M., 1983. Chemical and petrologic relations of the constituent units in ALH-77249 meteorites (L3). *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 30 : 146-167.
- Kimura, M., 1984. Coarse-grained lithic fragments in unequilibrated ordinary chondrites. 8th Symp. Antarctica Meteorites, Tokyo, Natl. Inst. Polar Res., 46-47.
- 小出良幸, 1992. マントルの同位体的多様性 - マントル進化へのアプローチ -. *地学雑誌*, 101 : 159-192.
- 小出良幸, 1994. 総説 : 地球の生成場にまつわるモデルとその束縛条件. *Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, 23 : 51-86.
- 国立極地研究所, 1987. 南極の科学 6. 南極隕石. 440 pp. 古今書院, 東京.
- 国立天文台, 1990. 理科年表 平成3年版. 1049 pp. 丸善, 東京.
- Kurat, G., 1967. Zur Entstehung der Chondren. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 491-502.
- Lancet, M. W. & K. Lancet, 1971. Cosmic-ray and gas-retention ages of the Chassigny meteorite. *Meteoritics*, 6 : 81-86.
- Larimer, J. W., 1967. Chemical fractionations in meteorites-I. Condensation of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 1215-1238.
- Larimer, J. W. & E. Anders, 1967. Chemical fractionation in meteorites-II. Abundance patterns and their interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 1239-1270.
- Lewis, R. S., S. Amari & E. Anders, 1994. Interstellar grains in meteorites : II. SiC and its noble gases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58 : 471-494.
- Lofgren, G. & W. J. Russell, 1983. Dynamic crystallization of chondrule melts of porphyritic and radial pyroxene composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50 : 1715-1726.
- Lord, H. C., 1965. Molecular equilibria and condensation in a solar nebula and cool stellar atmospheres. *Icarus*, 4 : 279-288.
- Luck, J.-M. & C. J. Allegre, 1983. ^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites and cosmological consequence. *Nature*, 302 : 130-132.
- Lugmair, G. W., 1974. Sm-Nd ages : a new dating method (abstract). *Meteoritics*, 9 : 369.
- Lugmair, G. W. & K. Marti, 1977. Sm-Nd-Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35 : 273-284.
- Lugmair, G. W. & N. B. Scheinin, 1975. Sm-Nd systematics of the Stannern meteorites (abstract). *Meteoritics*, 10 : 447-448.
- MacPherson, G. J., D. A. Wark & J. T. Armstrong, 1988. Primitive material surviving in chondrites : Refractory inclusion. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., *Meteorites and the early solar system*, pp. 746-807. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Manhes, G., C. J. Allegre & A. Provost, 1984. U-Th-Pb systematics of the eucrite "Juvinas" : Precise age determination and evidence for exotic lead. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 2247-2264.
- Manhes, G., M. Tatsumoto, D. Unruh, J. L. Birck & C. J. Allegre, 1975. Comparative ages of basaltic achondrites and early evolution of the solar system. *Lunar Planet. Sci.*, VI : 546-547.
- Mason, B., 1962. *Meteorites*. 72 pp. John Wiley & Sons, New York.
- 増田彰正・中川直哉・田中剛, 1991. 宇宙と地球の化学. 253 pp. 大日本図書株式会社, 東京.
- McSween, H. Y., 1979. Alteration in CM carbonaceous chondrites inferred from modal and chemical variations in matrix. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43 : 1761-1770.
- Minster, J. F. & C. J. Allegre, 1976. ^{87}Rb - ^{87}Sr history of the Norton County enstatite achondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32 : 191-198.
- Minster, J. F. & C. J. Allegre, 1979. ^{87}Rb - ^{87}Sr dating of L-chondrites : effects of shock and brecciation. *Meteoritics*, 14 : 233-234.
- Minster, J. F. & C. J. Allegre, 1981. ^{87}Rb - ^{87}Sr dating of LL chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56 : 89-106.
- Minster, J. F., J. L. Birck & C. J. Allegre, 1976. ^{87}Rb - ^{87}Sr constraints on the primitive chronology of meteorites (abstract). *Meteoritics*, 11 : 336-337.
- Minster, J.-F., L.-P. Ricard & C. J. Allegre, 1979. ^{87}Rb - ^{87}Sr chronology of enstatite chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44 : 420-440.
- Murthy, V. R. & C. C. Patterson, 1962. Primary isochron of zero age for meteorites and the earth. *Jour. Geophys. Res.*, 67 : 1161-1167.

- Nagahara, H., 1981. Evidence for secondary origin of chondrules. *Nature*, 292 : 135-136.
- Nagahara, H., 1984. Matrices of type 3 ordinary chondrites - primitive nebular records. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 2581-2595.
- Nagao, K., K. Ogata, N. Takaoka & K. Saito, 1983. Rare gases studies of sixteen stony meteorites from Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue.*, 30 : 349-361.
- Nakamura, N., T. Fujiwara & S. Nohda, 1990. Young asteroid melting event indicated by Rb-Sr dating of the Point of Rocks meteorites. *Nature*, 345 : 51-52.
- Nakamura, N. & O. Okano, 1985. 1,200-Myr impact-melting age and trace-element chemical features of the Yamato-790964 chondrite. *Nature*, 315 : 563-566.
- Namakura, N., M., Tatsumoto, P. D. Munes, D. M. Unruh, A. P. Schwab & T. T. Wildeman, 1976. 4.4 b.y.-old clast in Boulder 7, Apollo 17 ; A comprehensive chronological study of U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. *Proc. Lunar Sci. Conf.*, 7th, 2309-2333.
- Namakura N., M. Tatsumoto & D. Coffrante, 1983. Sm-Nd isotopic systematics and REE abundance studies of the ALH-765 eucrite. *Mem. Natl. Polar Res., Spec. Issue*, 30 : 323-331.
- National Institute of Polar Research, 1979. *Catalog of Yamato Meteorites*. Compiled by Yanai, K. 188 pp. Tokyo.
- National Institute of Polar Research, 1987. *Photographic Catalog of the Antarctic Meteorite*. Compiled by Yanai Y. & H. Kojima. 298 pp. Tokyo.
- Nyquist, L. E., H. Takeda, B. M. Bansal, C.-Y. Shin, H. Wiesmann & J. L. Wooden, 1986. Rb-Sr and Sm-Nd internal isochron ages of a subophitic basalt clast and a matrix sample from the Y75011 eucrite. *Jour. Geophys. Res.*, 91 : 8137-8150.
- Nyquist, L. E., J. Wooden, B. Bansal, H. Wiesmann, G. McKay & D. Bogard, 1979. Rb-Sr age of the shergotty achondrite and implications for metamorphic resetting of isochron ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43 : 1057-1074.
- 小沼直樹, 1978. 第3章 原始惑星物質 : 隕石, 岩波講座地球科学 13. 東京, 89-150.
- 小沼直樹, 1987. 新装版宇宙化学. 247pp. 講談社, 東京.
- Oversby, V. M., 1970. The isotopic composition of lead iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 34 : 65-75.
- Papanastassiou, D. A., R. S. Rajan, J. C. Huneke & G. J. Wasserburg, 1974. Rb-Sr ages and lunar analogs in a basaltic achondrite ; Implications for early solar system chronologies. *Lunar Sci.*, V : 583-585.
- Papanastassiou, D. A. & G. J. Wasserburg, 1969. Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5 : 361-376.
- Patchett, P. J., O. Kouvo, C. E. Hedge & M. Tatsumoto, 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity : Evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78 : 279-297.
- Patterson, C. C., 1955. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of stone meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7 : 151-153.
- Podosek, F. A., E. K. Zinner, G. J. MacPherson, L. L. Lundberg, J. C. Brannon & A. J. Fahey, 1991. Correlated study of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Al-Mg isotopic systematics and petrologic properties in a suite of refractory inclusions from the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55 : 1083-1110.
- Podosek, F. A. & J. C. Huneke, 1973. ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology of four calcium-rich achondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 : 337-384.
- Prinzhofer, A., D. A. Papanastassiou & G. J. Wasserburg, 1992. Samarium-neodymium evolution of meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56 : 797-815.
- Rambaldi, E. R., R. S. Rahan, D. Wang & R. M. Housley, 1983. Evidence for relict grains in chondrules of Qingzhen, an E3 type enstatite chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66 : 11-24.
- Ringwood, A. E., 1959. On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 15 : 257-283.
- Ringwood, A. E., 1960. Some aspects of the thermal evolution of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 20 : 241-259.
- Sanz, H. G. & G. J. Wasserburg, 1969. Determination of an internal ^{87}Rb - ^{87}Sr isochron for the Olivenza chondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6 : 335-345.
- Scott, E. R., D. J. Barber, C. M. Alexander, R. Hutchison & J. A. Peck, 1988. Primitive material surviving in chondrites : Matrix. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., *Meteorites and the early solar system*, pp. 718-745. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Sears, D. W., J. N. Grissman & C. L. Melcher, 1982a. Chemical studies of type 3 chondrites-I : Metamorphism related studies of Antarctic and other type 3 ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46 : 2471-2481.
- Sears, D. W., G. W. Kallemeyn & J. T. Wasson, 1982b. The compositional classification of chondrites : II. The enstatite chondrite groups. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46 : 597-608.
- Sears, D. W. G & R. T. Dodd, 1988. Overview and meteorite classification. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., *Meteorites and the early solar system*, pp. 3-34. Univ. Arizona Press, Tucson.
- 杉浦直治, 1993. 隕石. 清水幹夫編, 惑星の科学, pp. 146-181. 朝倉書店, 東京.
- Starik, I. E., F. E. Strike & A. N. Yelizarova, 1961. Comparative leachability of some isotopes. *Akad. Nauk SSSR Kom. Operedeleniyu Absolyut. Vozrasta Geol. Formatsii Byull.*, 4 : 160-165.
- Stolper, E. M., 1977. Experimental petrology of eucritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 : 587-611.
- Swindle, T. D. & F. A. Podosek, 1988. Iodine-xenon dating. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., *Meteorites and the early solar system*, pp. 1127-1146. Univ. Arizona Press, Tucson.
- 高橋和也, 1994. 分化した隕石の化学的・年代的研究. *地球化学*, 28 : 73-84.
- 武田弘, 1982. 惑星の物質科学. 150 pp. 東京大学出版会. 東京.
- 武田弘, 1991. 失われた原始惑星. 216 pp. 中公新書 1005. 東京.
- Tatsumoto, M., R. J. Knight & G. J. Allegre, 1973. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180 : 1279-1283.
- Taylor, S. R., 1992. *Solar system evolution*. 307 pp. Cambridge Univ. Press, New York.
- Tilton, G. R. 1973. Isotopic lead ages of chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19 : 321-329.
- Tilton, G. R. 1988. Age of the Solar system. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., *Meteorites and the early solar system*, pp. 259-275. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Tomeoka, K. & P. R. Buseck, 1982. An usual Fe- and O-rich layered material in chondrules and aggregates of carbonaceous chondrites.

- Lunar Planet. Sci., XIII : 803-186.
- Torigoye, N. 1988. Meteoritic chronology. Progress of Theoretical Physics Supplement. 96 : 16-36.
- Tsuchiyama, A. & H. Nagahara, 1981. Effects of precooling thermal history and cooling rate on the texture of chondrules : A preliminary report. Mem. Natl. Unst. Polar Res., Sepc. Issue, 20 : 175-192.
- Tsuchiyama, A., H. Nagahara & I. Kushiro, 1980. Experimental reproduction of textures of chondrules. Earth Planet. Sci. Lett., 48 : 155-165.
- Tsuchiyama, A., H. Nagahara & I. Kushiro, 1981. Volatilization of sodium from silicate melt spheres and its application to the formation of chondrules. Geochim. Cosmochim. Acta, 45 : 1357-1367.
- Unruh, D. M., 1982. The U-Th-Pb age of equilibrated L chondrites and a solution to the excess radiogenic Pb problem in chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., 58 : 75-94.
- Unruh, D. M., N. Nakamura & M. Tatsumoto, 1977. History of the Pasamonte achondrite : Relative susceptibility of the Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb systems to metamorphic events. Earth Planet. Sci. Lett., 37 : 1-12.
- Van Schmus, W. R., 1969. The mineralogy and petrology of chondritic meteorites. Earth Sci. Rev., 5 : 145-184.
- Van Schmus, W. R. & J. M. Hayes, 1974. Chemical and petrographic correlations among carbonaceous chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38 : 47-64.
- Van Schmus, W. R., & J. A. Wood, 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta. 31 : 747-765.
- Virag, A., B. Wopenka, S. Amari, E. Zinner, E. Anders & R. S. Lewis, 1992. Isotopic, optical and trace element properties of large single SiC grains from Marchison meteorite. Geochim. Cosmochim. Acta, 56 : 1715-1733.
- Wasserburg, G. J., S. B. Jacobsen, D. J. DePaolo, M. T. McCulloch & T. Wen, 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 45 : 2311-2323.
- Wasserburg, G. J., D. A. Papanastassiou & H. G. Sanz, 1969. Initial strontium for a chondrite and the determination of a metamorphism or formation interval. Earth Planet. Sci. Lett., 7 : 33-43.
- Wasserburg, G. J., F. Tera, D. A. Papanastassiou & J. C. Hunecke, 1977. Isotopic and chemical investigations on Angra dos Reis. Earth Planet. Sci. Lett., 35 : 249-316.
- Wasson, J. T., 1974. Meteorites : Classification and properties. 316 pp. Springer-Verlag, New York.
- Wasson, J. T., 1985. Meteorites : Their record of early solar-system history. 267 pp. Freeman, New York.
- Wiik, H. B., 1956. The chemical composition of some stony meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta., 26 : 279-289.
- Wetherill, G. W. & C. R. Chappan, 1988. Asteroids and meteorites. In Kerridge & M. S. Matthews, eds., Meteorites and the early solar system, pp. 35-67. Univ. Arizona Press, Tucson.
- Wood, J. A., 1983. Formation of chondrules and CAIs from interstellar grains accreting to the solar nebula. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 30 : 84-92.
- Wood, J. A., 1984. On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebula. Earth Planet. Sci. Lett., 70 : 11-26.
- Yanai, K., 1978. Yamato-74 meteorites collection, Antarctica, from November to December 1974. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 8 : 1-37.
- 矢内桂三, 1981. 10 南極の隕石. 別冊サイエンス 彗星と隕石, pp. 128-139. 日本経済新聞社. 東京.
- 矢内桂三, 1991. 南極隕石 : 現状とこれからの研究. 鉱物学雑誌, 20 : 123-132.