

第3回南極隕石シンポジウム
講演要旨

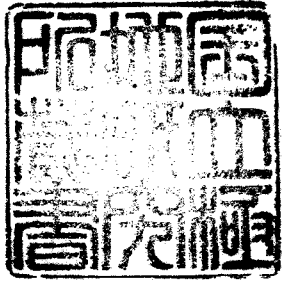
昭和53年2月23日～2月24日

国立極地研究所図書室



000073015

国立極地研究所



503044

小冊子

13.1.24

552.6(*7)

VA

1 1977~78年ゴフトリアランド日米合同隕石探
査レポート(報告)

矢内桂三, 船木実(国立極地研究所)

ANSMET (U.S. - Japan joint project of Antarctic search for meteorites) の二年目は昨年同様 McMurdo 北東の Victoria Land で実施した。メンバーは Dr. William Cassidy (University of Pittsburgh) と矢内が昨年同様に加わり、Dr. Edward Olson (Field Museum of Chicago) が替って、Prof. Billy Glass (University of Delaware) と船木が新たに加わった。探査は12月26日から1月25日まで24日間 Allan Hills 周辺の裸氷で実施した。そのうち20日間は氷上でのキャンプで生活である。今シーズンはニートの希望する支援が十分に得られず、キャンプと徒歩による探査が主体となったため、広範囲の探査や予備調査(偵察)が実施できなかった。しかし、幸なことに、ベースキャンプを隕石採集場のほぼ中心に設置でき、5x10 Km²の裸氷から約300個の隕石を回収するに成功した。付表のとおり、Stony-ironを除く各種

の隕石が採集された。Iron は 2 種類, Achondrite は 4 種類, "Carbonaceous Chondrite" 2 個のうち 1 個は確定であるが, 他の 1 個は Low grade Chondrite の可能性がある。又, 地上の岩石と区別のできない 3 個が含まれる。

今シーズンから南極の隕石は "月の石" 並に取扱うべきになり, フリーな状態で採集され, かつ, -20°C で保管されている。特に Carbonaceous Chondrite は細心の注意を払ってコンタミのない様に採集され, ステンレスの容器に入れて密封された後, NASA 製の特殊コンテナに格納され保管されている。隕石はすべて McMurdo から冷凍の箱で NASA (Houston) に送られ, 2 分された後日本に 1/3 等分が配られることになっている。

低温の状態ではサンプルの必要量は連絡した方がよい。

Preliminary Tabulation of Specimens Recovered at Allan Hills
 during Field Season 1977-1978. (42)

Type	No. of Individuals	
Iron Meteorites	6	1*
Achondrites	3 (+1?)	
Chondrites of a Variety of Type and Metamorphic Grade (except C.C.)	295	
Carbonaceous Chondrites	1 (+1?)	
Possibly Meteorites but Probably Terrestrial Rocks	3	
Total	310	1*

* Lower Victoria Valley

2 やまと裸氷原上の接地気層の構造

小林俊一(北大低温科学研究所)

要旨

昭和基地南方約300kmにあるやまと山脈の周辺には約4,000km²に及び「裸氷(bare ice)原」があり、ここは近年多数の隕石が発見され「隕石氷原」と呼ばれて注目を集めている。この地域が裸氷原であるということが隕石の発見を容易にしている。従って、この裸氷原の形成と維持機構は雪氷学的、気象学的、地形学的な面からの調査が必要である。裸氷原の形成と維持に寄与するだろうと考えられる各々の要因は次のごときものであろう。

雪氷学的要因：

- 1). 氷床の鉛直流動で上向き成分が卓越する。その結果内部の氷体が表面に露出する。

気象学的要因：

- 1). 裸氷面を維持するためには、その領域に雪が堆積しなければ又は消耗域である。

2). 若し裸氷面に雪が堆積しなれば、氷は日射に対する反射能(Albedo)が雪よりも小さく、従って雪よりも加熱され易く消耗にも寄与する。例えば、川口・藤井(1977)によれば、やまと裸氷原の青氷のアルベドは49~52%、雪原では72~78%で青氷の方が雪よりも約2倍の日射を吸収する。

地形学的要因:

- 1). 又ナタークの存在が裸氷原の形成と維持に寄与している。
- 2). 平坦な雪原に又ナタークのごとき障害物があると強い渦と大気の擾乱の発生のために、又ナタークの周囲と風下には雪は堆積しなれば。
- 3). 又ナタークの熱的影響が氷の消耗を増大させる。

以上のごとき要因は互いに相互作用をするのでお互いを分離することは難しいであろう。1973年12月の短期間、やまと裸氷原に滞在して

接地気層の観測を行った結果次のことがわかった。

- 1). Mizuho Campにおける雪原上の大気境界層と比べて著しくその構造が違ふ。やまと裸氷原上の大気境界層は強い擾乱を受けた構造と考えると説明がつく。
- 2). 超音波風速計による乱流観測の結果、又ナタークの風下側では特に強い渦がしばしば観測された。
- 3). 裸氷原上の接地気層^{では}、日中氷表面が加熱されて不安定の状態になり乱流熱輸送が大きく、 $50 \sim 90 \text{ kg/day}$ 程度である。
- 4). 雪表面は多孔質物体と考えられて通気性があるが、裸氷面は通気性が無い。表面粗度の値はこのことを明らかに示した。

将来、裸氷原上での熱収支の観測が是非必要であり、Mizuho Campでの観測結果と比較することによって、この地域の特徴が明らかになるであろう。

3 やまと山脈南方隕石氷原における 氷床流動の特性

成瀬 廉二 (北大低温研)

やまと山脈南方のヌナタックからみずほ高原の南緯72度線に沿い、全長250kmにわたる三角鎖の測量を1969年と1973-74年に行った。その結果、東経36度から43度の内陸地域における氷床表面の流動速度(141点)および歪(140三角形)の分布が得られた¹⁾²⁾。

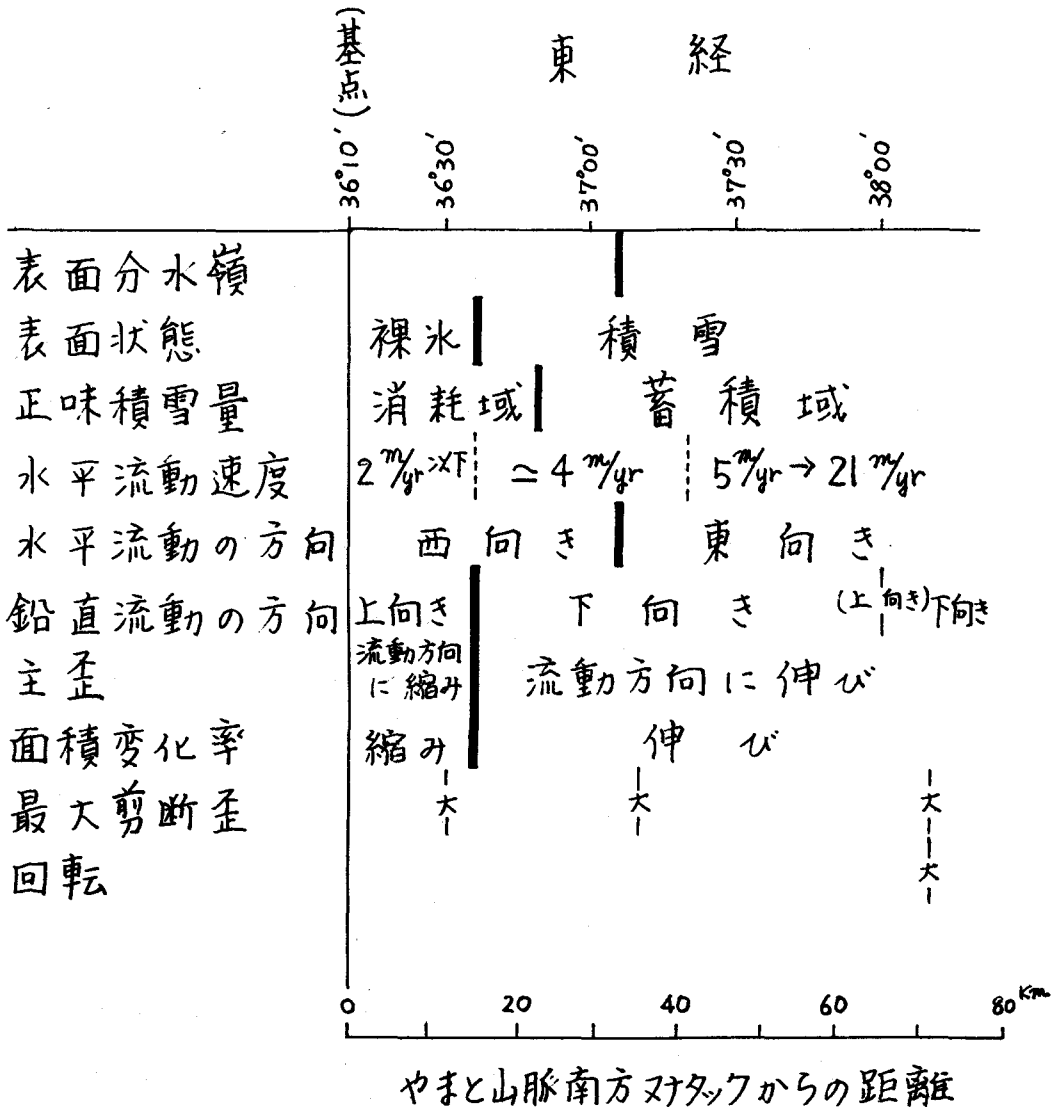
多数の隕石が発見されたやまと山脈近傍の地域(隕石氷原: $36^{\circ}30'E$ 以西)の氷床の挙動は、他に比べ顕著な相違を示した。これらを表にまとめる。様々な要素は、東経 $36^{\circ}30'$ から 37° 付近を境に大きな変化を示している。表面地形の分水嶺と流動のそれとは一致し、東経 $37^{\circ}05'$ 以東は白瀬氷河流域に属することが明らかとなった。

Nagata³⁾は隕石集積機構を、Fuji Divide北の内陸地域に長期間にわたって落下した隕

石が、氷の流動とともにやまと山脈付近に取れんし、裸氷域における上向き流動と氷の消耗によって表面に露出したと説明した。しかしながら、氷床の流れが隕石氷原に取れんしているという観測事実はなく、さらに、裸氷域の消耗量（平均 $5 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yr}$ ）と内陸地域の積雪量（ $5 \sim 10 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yr}$ ）の値にもとずくと、広大な涵養域（例えば、 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ ）に降る雪（隕石）が隕石氷原（ $\sim 10^3 \text{ km}^2$ ）に集り、そこで消耗しているとは考え難い。

- 1) Naruse, R. (1975): Movement of the ice sheet observed by a triangulation chain. JARE Data Rep., 28.
- 2) Naruse, R. (1978): Surface flow and strain of the ice sheet measured by a triangulation chain in Mizuho Plateau. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 7.
- 3) Nagata, T.: A possible mechanism of concentration of meteorites within the Meteorite Ice-Field in Antarctica. (to be published).

表. やまと山脈付近の氷床の流動特性



4 氷の流動と氷温分布

— 特にやまと山脈周辺 —

極地研 前 晋爾, 西尾 文彦

やまと山脈周辺で採集された隕石の集積は、氷床の流動によつて行なわれることが、前回のニッポジウムで Nagata によつて明確にされた。

氷床の流動は、氷温分布に依存することを知らされてゐる。そこで本研究では、やまと山脈周辺の裸氷地帯の氷温分布を考察してみた。隕石が採集される裸氷地帯の流動の特長は、氷の垂直流動成分が存在することである。従つて、特に垂直流動成分が氷温分布に及ぼす結果について調べてみた。

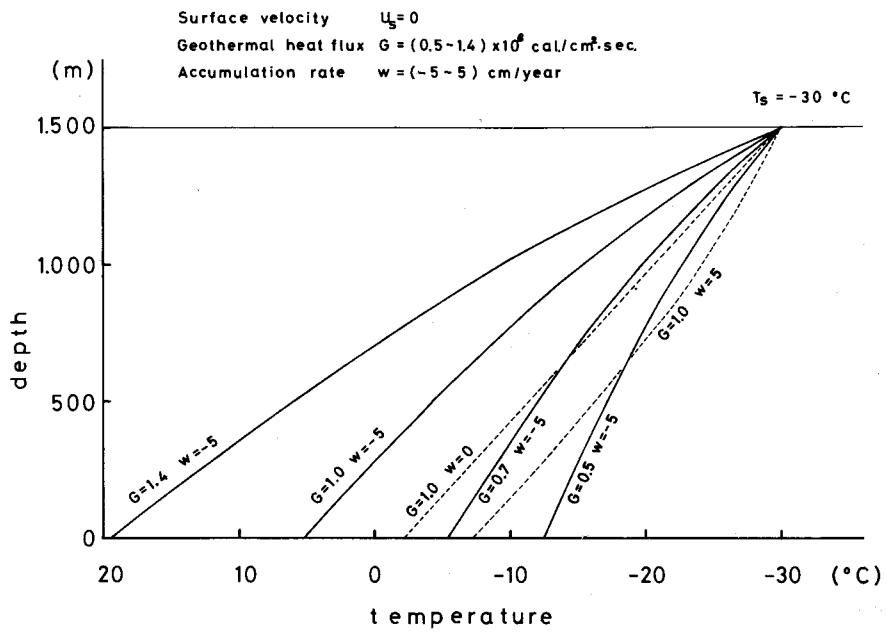
無限の広さでかつ厚さ h の氷板があると仮定し、厚さの衰化及び氷温分布の時間的変化は、そのもととして、熱伝導方程式から氷温分布を計算した。その結果の一例を図に示し

た。

図から明らかになるように、垂直上昇流動成分が存在する時の氷温分布(実線)と、垂直下降流動成分が存在する場所(裸氷地帯以外)の氷温分布は非常に異なっている。すなわち、

- 1). 裸氷域では、表面温度と底面温度の差が大きく、同じ条件下では裸氷域の流動は他地域の流動より大きくなる。
- 2). 氷床表面の *heat flux* は裸氷域では非常に大きく、*heat budget* の観点からせやまと山脈周辺の裸氷域は特異な地域である。

やまと山脈の地形調査から、過去の氷床のおおよその氷厚がわかる。その結果を用いて、過去の氷温分布を計算した。この計算結果から、過去におけるやまと山脈周辺の隕石集積について考察したので、報告したい。



5 隕石集積機構に関する氷河学的諸問題

東 晃 (北大工)

やまと山脈周辺の隕石氷原において極めて多数の隕石が発見されたことは、この地域への隕石集積機構を考える必要のあることを示している。Nagata¹⁾は山脈以南の広範囲の氷床流動が山脈に遮ぎられて、ここに収斂し、10⁵年程度裸氷の蒸発による消耗が続けば、この程度の数の隕石の集積は説明できると考えた。

この説の定量的な当否はさておき、隕石落下について特別な event を考えないとするとは氷河流動による輸送・集積を考えなくしてはならない。この際、集積域の面積の確定が必要であるが、もしこれが小さい場合は年数をふやさなくしてはならない。南極氷床を多くの流域に分け、その面積のスケールに従って流動のタイム・スケールがどうなっているかを調

べる必要がある。

隕石氷原の多発見域でなすべき仕事は、この裸氷のサンプル（10 m 以深を含む）について酸素同位体分析を行ない、この氷が10⁵年程度に古いものかどうかの判定を行なうこと、若くも発見できるものであれば、氷の中に存在している隕石を周囲の氷ごと採取し、隕石が周囲の氷に与えている影響を氷体の微細構造学に調べることであろう。後者は隕石落下時又はそれ以後の隕石、氷間の相互作用を推定し、流動・集積機構を考えるのに役立つ筈である。

文献

- 1) T. Nagata: A possible mechanism of concentration of meteorites within the Meteoric Ice-Field in Antarctica (to be published)

6 やまと隕石74191の岩石学的研究

池田幸雄・島崎英彦・武田弘

E. P. M. A. の defocussed beam を用いて, 74191 中のコンドリユール約50ヶの化学分析を行なった。これらのコンドリユールをその SiO_2 wt% に従って, 4つのクラス, I (20~30 wt% 以下), II (20~30 < SiO_2 < 45), III (45 < SiO_2 < 53), IV (53 以上), に分類した。I に属するコンドリユール(1つのみ)は金属鉄中に珪酸塩がみられる。II に属するコンドリユールは例外なく porphyritic texture を示す。III に属するコンドリユールは, porphyritic texture を示すもの, barred-olivine texture を示すもの, 及び pyroxene 中にラメラ状のオリビンをもつもの (Lamellae chondrule) の3種類がみられた。4つのクラス (I, II, III 及び IV) とコンドリユールの texture によって分類した6つのグループ (MI, PII, PIII, BIII, LIII 及び RIV) を表1に示す。表1中の空欄に相当するコンドリユールはない。なお, 表1中には各グループの一般的な鉱物組合せも示してある。PIII, BIII 及び LIII はその主要化学組成

(IVのコンドリユールは radial-pyroxene texture を示すものだけであった。

がほとんど同じであるので、冷却速度のような外的物理条件の違いのために互いに異った texture をもつたと推定される。

MI のコンドリュールは主にカマサイトであるが少量のテーナイトもみられる。これらが、ほぼ平衡状態に近いと仮定すると、それぞれの Ni 量より 300°C 位の温度を示す。

PII のコンドリュールは主にオリビンでできており、他に不透明鉱物や輝石も少量みられる。コンドリュールの化学組成が MgO に富んでいるとそのコンドリュール中のオリビンは著しい累帯構造 ($\text{Fo}_{99.5} \rightarrow \text{Fo}_{74}$) を示し、MgO に乏しいコンドリュールであれば、そのオリビンは均一 (Fo_{74} 位) である。その中間のコンドリュールであれば中間の累帯構造 (例えば $\text{Fo}_{85} \rightarrow \text{Fo}_{74}$) を示す。

PIII では、主要鉱物は輝石とオリビンであり、オリビンの累帯構造については、PII と同様であった。

各グループを通じて、最も MgO に富むオリビンの組成は変化するが、最も FeO に富むオ

リビンはほぼ $Fo_{74\pm 2}$ に集中する。

74191には上記のコンドリュール以外に、鉍物片とマトリックスがみられる。鉍物片は珪酸塩(オリビンと輝石)と不透明鉍物(カマサイト、テーナイト及びトロウライト)である。珪酸塩はその化学組成がコンドリュール中のものと同じなのでコンドリュールが破壊されたものと思われる。カマサイトのNi量はかなり広い範囲を示す。トロウライトはカマサイトやテーナイトを二次的に置換してできたようである。マトリックスの化学組成は均一でなく、 SiO_2 wt% は43から55までにわたる。他の主要組成も種々であり、わずかにFe, Na及びAlが高い傾向を除くとコンドリュールの化学組成の変化範囲と同じである。マトリックスはコンドリュールが互いに摩耗してできたと思われる。

Table 1.

Texture of chondrule SiO ₂ wt %	Metal- lic	Porphy- ritic	Barred- olivine	Lamellae- olivine	Radial- pyroxene
<20 I	MI (Opa+Opx)				
30<SiO ₂ <45 II		P II (Ol+(Px+ Opa))			
45<SiO ₂ <53 III		P III (Ol+Px)	B III (Ol)	L III (Ol+Px)	
53< IV					R IV (Px)

Opa:opaque minerals, Opx:orthopyroxene, Px:pyroxene,
Ol:olivine.

7 やまと-74 ユレーライト と やまと-75 コンドライト の 鉱物学的研究

宮本正道 (神戸大・理) ・ 武田弘 (東大・理)

矢内桂三 (極地研) ・ 松本隼夫 (長崎大)

やまと隕石の予備的カタログ作成のために
化学的、岩石学的分類を行なった。 方法は
エレクトロン・マイクロプローブにより、カンラ
ン石、輝石の Mg, Fe, Ca の分析、 斜長石
の有無、及び薄片の観察によるものである。¹⁾

やまと-74659²⁾ は *curator* が明確に同定し
がたい隕石であることから、原村氏により
バルク分析が行われ、ユレーライトらしい組
成が得られた。 さらに我々が詳しく鉱物学
的研究を行なった結果、以下に示す理由によ
り、*weathered-ureilite* と同定した。

- (1) 輝石の組成が $Ca_{4-7} Mg_{88-95} Fe_8$ でユレーライ
トのものと同数ある。³⁾ (2) オリビンの組成
は *core* の部分が平均 Fe_a 成分 8.8% である。
- (3) オリビンの *rim* の部分の μ は通常のゾー

ニングと異なり、端に向って Mg-rich である。
(4) 薄片の観察で、輝石やオリビンに、特徴的な triple point juncture が見られる。(5) バルク組成も風化を考慮すればユレーライトのものと同様一致する。なおダイヤモンドやグラファイトの存在は確認していない。

ダイヤモンドが存在することがユレーライトの特徴の一つであるが、この成因については高圧(静水圧 or shock)によるものであると一般に考えられている。しかし実験室ではダイヤモンド⁴⁾の気相成長の事実が報告されている。例えば⁴⁾ダイヤモンドの粉末に 0.07 Torr 位の CH₄ ガスを流す事によってダイヤモンドが成長する。気相成長の可能性についても考慮してみる事がユレーライトの成因を解き明かすのに必要なのではな⁴⁾いかと思われる。

一方、コンドライトの分類では新たに発見された 78010313 は H6, 77122721 は L3(?) であると同定された。

やまと-75017, 75096, 75100⁵⁾の結果は表に示したとおりである。このデータと薄片の観察により、75017はL6, 75096はH6, 75100はH4~5と特定された。

- 1) Yanai K., Miyamoto M. and Takeda H. (1978) Mem. Natnl. Inst. Polar Res., Spec. Issue 8, 170-184.
- 2) 矢内桂三 第2回やまと隕石シンポジウム 要旨集 P. 1-3.
- 3) e.g. Berkley J. L. et al, (1976) Geochim Cosmochim Acta, 40, 1429-1437.
- 4) デリヤキン B. V. and フェドセーエフ D. B. サイエンス (日本版) 1976年1月号 P. 32-40.
- 5) 松本 健夫 第2回やまと隕石シンポジウム 要旨集 P. 4-6.

Sample	Olivine			Pyroxene					
	Fe mean atomic %	M.D.	% M.D.	Ca	Mg	Fe	Fe M.D.	% M.D.	Type
75017	24.05	0.343	1.43	1.6	78.0	20.4	0.385	1.88	L6
75096	17.39	0.203	1.17	1.2	82.9	15.9	0.840	5.30	H6
75100	18.32	0.399	2.18	1.5	81.7	16.7	1.11	6.65	H4-5

M.D. : Mean deviation.

8 やまと75コンドライト隕石の
化学的岩石学的分類について

松本 徂夫 (長崎大教養)

林 正雄 (九州大生産研)

やまと75コンドライト隕石の研究試料を選
択配布する目的の予備的カタログ作成のため
、次の方法で化学的、岩石学的分類を行なっ
た。研究用試料の本格的切断配布を行なう前
の試料分割であるため、試料は極めて少量で
あり、試料10ヶのうち9ヶは0.01g、1ヶの
み0.013gである。また、この試料は、採集さ
れた隕石を壊さぬように、しかも *fusion crust*
からできるかぎり離れて中心部に近い部分か
ら、試料をかき取った。また試料をかき取る
際、できるかぎりコンタミネーションを起さ
ぬよう考慮した。しかしながら、破片状の部
分がなく完全な形態の隕石においては、*fusion*
crust に近い部分のものもあるが、やむを得
ない。極小破片の試料をそのままアクリル樹
脂に埋め込んでポリッシュド・サンプルを作

リ、これをエレクトロン・マイクロプローブ
用を使用した。

これらの試料について、その構成鉱物であ
るカンラン石、斜方輝石、普通輝石の主とし
て、Si、Ca、Mg、Fe量をプローブで測定し、
Bence & Albee法で補正を行なった。各隕石
について、測定点は20~30位について測定し
た。その結果よりカンラン石のFe値より、
Dodd, Van Schmus and Wood (1967) によつて、
H (古銅輝石コンドライト)、L (しそ輝石
コンドライト)を分類した。さらに単斜輝石の
有無とその程度によつて岩石学的タイプを分
類した (Van Schmus and Wood, 1967)。

得られた結果は次のようであるが、研究試
料選には十分参考になるものと期待する。

H 5, 6 012, 259, 269, 277

L 5, 6 110, 288

L 4 108, 071

L 4, 3 97, 289

9 やまと-75、-74 エコンドライトの同定
と鉱物学的研究

武田弘 (東大・理)・宮本正道 (神戸大・理)

矢内桂三 (極地研)・松本徂夫 (長崎大・

教養)・M. B. Duke (NASA・JSC).

やまと隕石中に同定されたエコンドライト隕石は、これまで世界各地に落下・発見されたエコンドライトに比し、ユニークなものが多かった(1)。これらの隕石は、最近提唱された、この種隕石の母天体モデル(2)を検証する上で興味ある結果を提供しつつある。ここでは、すでに一部予備的報告をしたやまと-74隕石とやまと75032隕石の詳細な鉱物学的研究と、新たに同定されたやまと-75およびAllan Hill-78エコンドライト(3)について報告する。

やまと75032は、やまと隕石に一般的な再結晶化したダイオジエナイト(1)とは異なるモノミクト角レキ岩であり、バルク化学組成^{*}(1)はダイオジエナイトとしては最もユークライト

に近い。輝石が大部分をしめるが、これらの晶出時において、丁度斜方輝石 $Ca_{3.5}Mg_{64.0}Fe_{32.5}$ から低Caピジョン輝石 $Ca_{5.5}Mg_{62.0}Fe_{32.5}$ に晶出が移行したと推定される輝石の離溶転移(分解)組織を示す(4)。ダイオジェナイトにピジョン輝石がある点でユークライトへの移行過程にあるものと考えられる。Allan Hills (78010310 G1) ダイオジェナイトは典型的なモノミクト角レキ岩的ダイオジェナイトであるが、その組成は $Ca_{1.7}Mg_{74.5}Fe_{23.8}$ で、高Ca低Feであるのが特長だが、X線回折図形には離溶した(100)オージェイトは検出されない。

やまと-75011、-75015、および-74450は、先に報告したやまと74159(5)に類似したユークライト・ポリミクト角レキ岩である。これらの隕石中には母天体表層で急冷固化したとされているPasamonte隕石に特有な化学的ゾーニングが著しい輝石を含む岩石片包有物がある。マトリックス中にある輝石片には、種々の化学組成と離溶転移組織を示すものが

あるが、これらの系統的変化は、われわれの
提出した層状地殻モデル(2)でうまく説明でき
る。74450は表層で急冷されたことを示唆
する *variolitic* な組織を示し、ごく少量のユー
クライトに普通な(001) オージェイト・ラメラ
を持つピジョン輝石がある。75011は74159
と同じく、普通ユークライトの割合が多くな
り、75015中には離溶ラメラの厚いものが多
く、最もMgに富む集積ユークライト中に見出
される(100) *blebs* を持つ転移ピジョン輝石の
破片も発見された。これらは層状地殻が
*impact*により種々の深さまで掘り出されてでき
た表層レゴリス角シキ岩として説明される。

- (1) Takeda et al. (1977) Mem. Natl. Inst. Polar Res. 8, 170.
- (2) Takeda et al. (1976) Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 3535.
- (3) Yamai K. (1978) 私信
- (4) Ishii et al. (1978) Lunar Sci IX, in press.
- (5) Miyamoto et al. (1977) Mem. Natl. Inst. Polar Res. 8, 185.

* Analysis by H. Haramura

やまと6904隕石は1969年第10次南極観測隊によって採集された9個の隕石の内、4番目に大きなもので当初の重量は62g、径は約5cmと報告されている。この隕石は普通コンドライトに属し、主な構成鉱物はかんらん石(約40 vol.%)、輝石(約30 vol.%)、斜長石(約10 vol.%)で、不透明鉱物としてはカマサイト、テナイト、トロイライト、クロム鉄鉱、銅が存在する。コントロールはかんらん石と斜長石から構成されているものか主で、輪かくも不明瞭で、いわゆる再結晶化の進んだコンドライトに特徴的な組織を呈している。X線マイクロアナライザーにより主なケイ酸塩鉱物の主成分分析を行、た結果は別表に示すように、かんらん石は $Fe_{0.21}$ 、斜方輝石は $En_{0.22}$ 、斜長石は An_{10} の平均組成を有し、かんらん石、斜方輝

石の組成は鉄に富む普通コンドライトのものと一致する。

X-ray Microanalysis of Silicate Minerals in Yamato 6904

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Olivine									
1	39.8	0.02	0.01	17.7	0.39	42.9	0.03	0.02	-
2	39.7	0.00	0.03	18.1	0.41	42.6	0.01	0.03	-
3	39.5	0.00	0.02	17.7	0.51	42.3	0.04	0.03	-
4	39.5	0.02	0.08	17.8	0.48	42.4	0.03	0.03	-
Orthopyroxene									
1	57.2	0.22	0.45	11.3	0.49	30.1	0.90	0.01	-
2	56.4	0.24	0.19	11.0	0.49	30.4	0.67	0.05	-
3	57.2	0.12	0.20	11.1	0.49	30.7	0.81	0.01	-
4	56.8	0.24	0.18	11.1	0.45	31.0	0.57	0.02	-
5	56.8	0.22	0.18	11.3	0.45	30.7	0.91	0.03	-
Plagioclase									
1	64.8	0.04	21.2	0.32	0.03	0.03	2.51	11.0	0.96
2	64.8	0.00	21.2	0.31	0.03	0.06	2.45	10.7	1.19
3	64.4	0.00	20.6	0.27	0.01	0.06	2.38	11.3	1.10

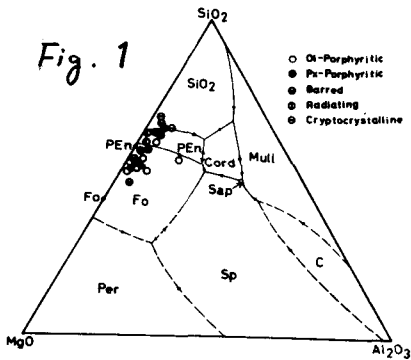
11 やまと74隕石中のコンドリュールの
岩石学的研究

木村真, ハ木健三, 大沼晃助
(北大・理)

やまと74191(L-3)を主として用いたコンドリュールの形成, 集積について検討した。

1. コンドリュールの形成

コンドリュールの鉱物組成からその化学組成が求められ, $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ 系にプロットされた (Fig.1)。これから明か存よりの組成が



ほぼ一致するにわかならず, 組織に一連の変化が存在することがわかる。

これは Blander and Abdel-Gawad (1969) による“コンドリュールの組織の変化は

液滴の過冷却度の差による”という説を支持するものである。

本系にガラスの組成を投影したところガラスは平衡条件下では得られなことがわかる。

これは液相面の準安定延長によつてのみ解
釈される。このよう存ことは地球の岩石では
起りえないが宇宙空間における過冷却状態の
液からの晶出作用では可能であろう。したが
つてコンドリュールは過冷却結晶作用の産物
であると結論される。

各コンドリュールにおける $K_{\text{O} \rightarrow \text{Px}}$ は異常に高
い値を示し、 $\text{O} \rightarrow \text{Px}$ 晶出時の雰囲気は酸化
 \rightarrow 還元的に変わったことを推定させる。このコ
ンドリュール内の雰囲気の変化は周囲のガス
のそれに対応してゐるものと考えられる。

以上の議論からコンドリュールの冷却速度
はかなり速かつたと推定されるが、これは
Whipple (1966, 1972), Cameron (1966, 1973) の唱えたコンド
リュール成因論を支持する。

2. 集積機構

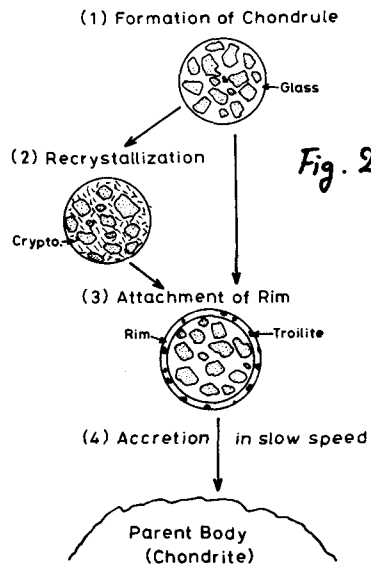
母天体への集積に先立って以下の事件があ
つたことが推定される (Fig. 2)。

一部のコンドリュールは再結晶してゐるが
これらは母天体内での一様な熱変成作用によ

またのとは考えられず、集積前におる高温領域を通過したことによるのであろう。

多くのコンドリュールは中10-30 μ のRimに囲まれ、その組成はVrey and Craig (1953)のLコンドライトのsilicate部分のみの全組成と一致している。またFeO/FeO+MgO比及び組織の観察からRimの付着が再結晶よりは後で、かつ集積の前であったことがわかる。

またコンドリュールがこわれずに集積していることはその速度がかなりおそかったことを示している。これはCameron (1973)の説くところと一致し、コンドライト母天体もまたガスを伴っていったことを推定させる。



12 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 - \text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ 系と
Allende Meteorite の白色含有物

大沼晃助・八木健三・木村真
(北大理学部)

Ti-pyroxene のモデル系として $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 - \text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ 系の 1 atm における状態図を決定したが、この系は Allende Meteorite 中の Type B inclusion と密接な関係があることが明らかになった。南極からこの種の含有物をもつ隕石は発見さしつゝいながら珪酸塩系と隕石の関連の例として報告しない。

この系は 5 成分系 $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ の部分系で、 1230°C に不変点があり、晶出する固相の組合せは Ti-pyroxene + anorthite + melilite + spinel + perovskite である。この組合せは Allende Meteorite 中の Type B inclusion の鉱物組合せと一致する。Ti-pyroxene はきつめて TiO_2 と Al_2O_3 に富み、Type B inclusion のもの

とよく一致する(第1表)。Type B inclusionの総化学組成は第2表に示すように、ここで問題と12113系の端成分 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$, $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ と MgAl_2O_4 (spinel) の4成分に計算するとほぼ100%となり、5成分系 $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ の分節系 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6\text{-CaTiAl}_2\text{O}_6\text{-MgAl}_2\text{O}_4$ の4面体には属することかわかる。この組成を MgAl_2O_4 頂点から $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{O}_6\text{-CaTiAl}_2\text{O}_6$ 底面に投影すると spinel 初相域のほぼ同じ位置に落ち、Type B inclusionは MgAl_2O_4 にこゝでは16~32%と差があるにもかかわらず、 $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$, $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ にこゝではほぼ等しい組成比を持つという興味ある事実が是出される。

これらの組成からは spinel がほぼ 1350°C で結晶し始める。この温度は Clayton ら (1977) が推定した spinel + 液の生成温度とよく一致する。以後の冷却による結晶作用は $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaAl}_2\text{SiO}_6\text{-CaTiAl}_2\text{O}_6$ 系の状態図から追跡することからできる。最終産物は Ti-pyroxene + anorthite + melilite + spinel + perovskite となり、この組

が得られる温度も 1230°C で Clayton らの推定に近い。

以上の事実は Clayton らの主張する B Type inclusion の生成機構はここでとり上げた系
の結晶作用からも説明できる。また Type B inclusion は、気相からの凝集であり、溶相からの結晶作用であり、一旦は spinel + 液の段階を経たものと推定される。

第1表

	DCT System				Type B inclusion					
	$\text{D}_{10}\text{C}_{10}\text{T}_{20}$	$\text{D}_{10}\text{C}_8\text{T}_{22}$	$\text{D}_{10}\text{C}_{12}\text{T}_{20}$	$\text{D}_{10}\text{C}_{17}\text{T}_{15}$	TS8F3-3C	TS23F1-5B	TS12F3-20	TS4F1-4C	TS4F1-1C	TS12F3-21
SiO ₂	40.31	39.39	39.50	40.24	41.41	41.97	39.60	39.31	37.08	37.17
TiO ₂	7.58	8.71	7.48	4.71	4.28	5.01	6.08	7.02	8.07	9.35
Al ₂ O ₃	14.67	14.44	14.24	16.21	18.38	18.21	18.16	18.20	19.58	19.46
MgO	12.71	11.44	12.24	10.34	10.35	10.52	9.44	9.90	8.62	8.07
CaO	24.80	26.69	25.90	28.53	25.72	25.93	24.94	25.03	25.38	24.77
FeO	-	-	-	-	0.13	<0.03	<0.03	0.49	<0.03	<0.03
Total	100.07	100.67	99.36	100.03	100.27	101.64	98.22	99.95	98.73	98.82
Si	1.46	1.46	1.47	1.51	1.51	1.51	1.47	1.44	1.38	1.38
Al	0.54	0.54	0.53	0.49	0.49	0.49	0.53	0.56	0.62	0.62
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	0.11	0.09	0.09	0.20	0.30	0.28	0.27	0.23	0.24	0.23
Ti	0.21	0.24	0.21	0.13	0.12	0.14	0.17	0.19	0.23	0.26
Mg	0.71	0.63	0.68	0.61	0.56	0.56	0.52	0.54	0.48	0.45
Fe	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	0.98	1.04	1.03	1.08	1.00	1.00	0.99	0.99	1.01	0.99
Total	2.01	2.00	2.01	2.02	1.98	1.98	1.95	1.97	1.96	1.93

D=CaMgSi₂O₆, C=CaAl₂SiO₆, T=CaTiAl₂O₆

第 2 表

Chemical composition				
	iii	iv	v	vi
CaO	17.69	18.09	21.45	20.75
Al ₂ O ₃	40.27	37.30	32.81	31.72
TiO ₂	2.99	3.68	3.73	4.39
MgO	15.37	14.55	12.03	12.59
SiO ₂	23.68	26.36	30.01	30.55
Total	100.00	99.98	100.03	100.00
Norm				
Di	31.0 (44.8)	31.8 (44.8)	37.7 (44.9)	37.5 (46.0)
Tpx	8.8 (12.7)	10.9 (15.3)	11.2 (13.3)	13.1 (16.0)
CaTs	29.4 (42.5)	28.4 (39.9)	35.1 (41.8)	31.0 (38.0)
Sp	31.7	27.0	16.2	16.2
Total	100.9	98.1	100.2	97.8

The figures in parentheses show the projected composition in the join Di-CaTs-Tp
 Di=CaMgSi₂O₆, Tp=CaTiAl₂O₆, CaTs=CaAl₂SiO₆, Sp=MgAl₂O₄

13 やまと-74 隕石中の荷電粒子トラック

矢吹英雄(理研)

八木健三(北大理)

やまと-74013, -74014, -74080, -74094, -74362, -74459の6個の隕石について, 薄片を作, た際の微粉末等を利用して, カンラン石, 輝石中に残されているトラックの観察およびフィッシュトラック法によるウラン定量を行った。

やまと-74013隕石(ダイオシナイト)中の斜方輝石と他の5種の隕石(普通コンドライト)中のカンラン石のウラン含有量は極めて低く, その中のトラックは殆んど全てが宇宙線重粒子によるものと推定される。特に-74013隕石の斜方輝石中のトラックについて長さ分布, 方向性を測定した所, 宇宙線に特徴的な結果を得た。やまと-6902隕石について得られている宇宙線照射年代, 31 my, がやまと-74013隕石にもあてはまると仮定すると, トラック生成率から判断して我々が手にした試料は約10cmの深さにあつて宇宙線照射を受けたものと考えられる。やま

と-74014, -74080隕石の試料は隕石表面近邊のものにクラストが付いていたが、実際、カンラン石中のトラックは高密度であった。これらの試料の遮蔽が1cm以下であったと仮定すると、やまと-74014, -74080隕石について約4 my, 14 myの宇宙線照射年代が推定できる。地球大気突入時における熱の影響の程度を評価する為にクラストの付いた、やまと-74014隕石の小薄片中のカンラン石に見られる宇宙線トラックの分布を観察した。トラックはクラスト表面より0.9 mm以深のカンラン石中に観察され、1.2 mm以深でのトラック密度はほぼ一定であった。同時に行ったトラック焼鈍実験との比較から、現在のクラスト表面から約1 mm内部の受けた熱は550°C, 1 sec程度であった事が予想される。コンドライト中の斜方輝石にはカンラン石より高密度のトラックが観察される。ウラン濃度は0.1~1 ppb程度検出され、その自発核分裂によるトラックの寄与が予想されるが、46億年間のその寄与を考慮してもカンラン石中

のトラック密度との差は説明できない。この超過量を ^{244}Pu の自発核分裂によるものと仮定すると、斜方輝石がトラック保持を開始した時点での $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ 比が推定され、ひいては、その時期を推定する事ができる。このトラック保持開始時期は斜方輝石の結晶化年代にほぼ相当するもので、実験を行、た5つのコンドライトについて、核合成終了時からおよそ $3 \times 10^7 \sim 3 \times 10^8$ 年である事が分かった。

14 やまと隕石 74037 と

74136 中の希土類元素

田中 剛 (地質調査所)

増田 彰正 (神戸大・理)

やまと隕石 74037 と 74136 中の希土類元素, バリウム, ルビジウム およびストロンチウムを安定同位体希釈法により定量した。

試料はいずれもエイコンドライト(Diogenite)に区分されたもので、各3gほどの岩片として供された。

分析結果を最も平均的な希土類元素の相互存在度を示すと考えられる Leedy コンドライト隕石* の値で規格化し、それぞれのパターンをやまと 6902** のそれとともに第1図に示す。いずれも 6902 と同様に、相対的により軽希土(La, Ce, Nd...等)に富しいパターンを示す。これは平均的なコンドライト隕石に似た希土類元素存在度を持つ液(マグマ)

から晶出した。斜方輝石に富む固相を表わす
ものと考えられる。74037 と 74136
は、ほぼ平行なパターンを示し、近い類縁関
係にあると思われるが、これらと 6902 の
間には元素相互の分化がみられる。しかし、
この関係も等差級数的な規則正しいものであ
る。また、74037 と 74136 にはユーロセ
ウム (Eu) の負の異常が大きいことと、セ
リウム (Ce) に正の異常があるように見え
るのが特徴である。更にこれらの隕石には、
ともに他の diogenite に比べてバリウムとス
トロンチウムが多いようである。

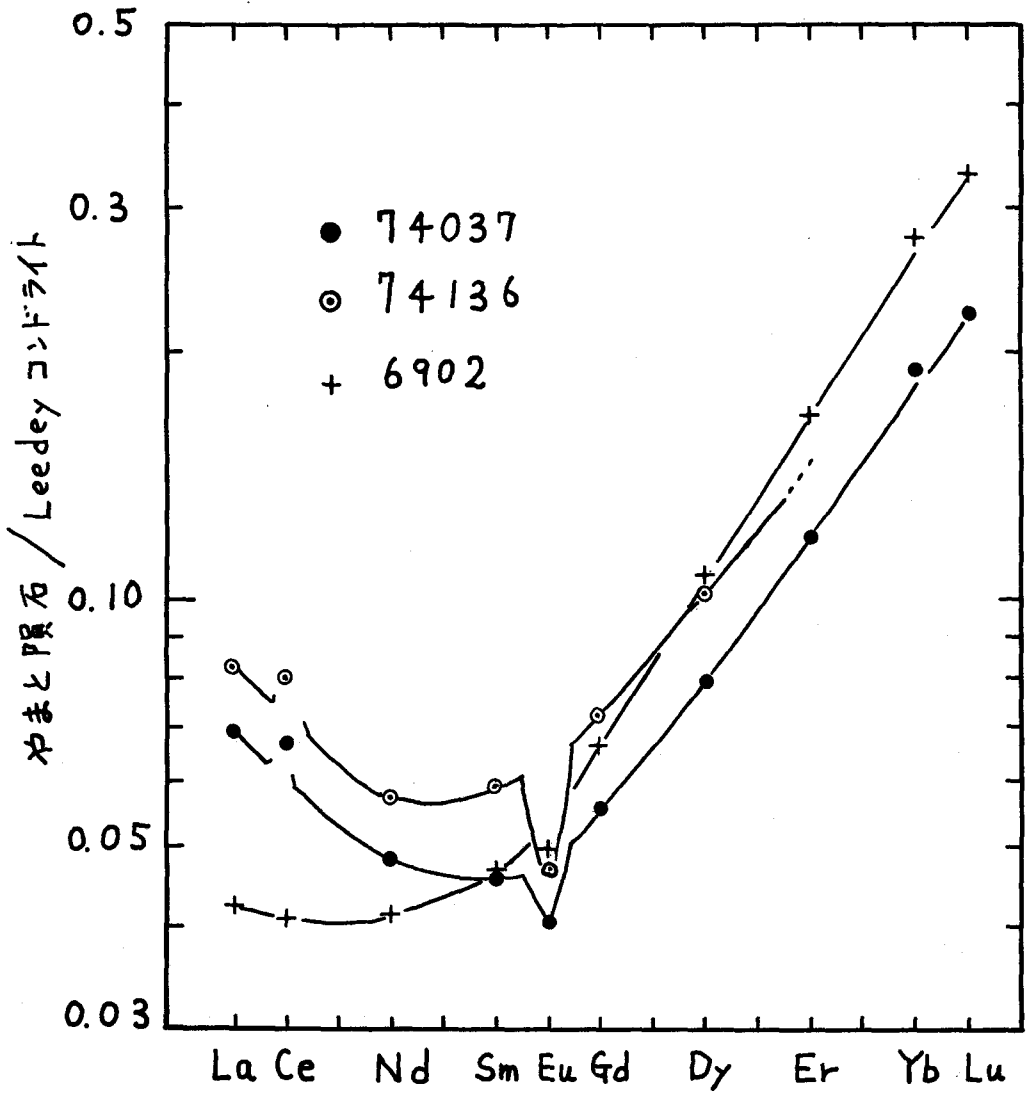
* Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T. (1973)
G. C. A., 37, 1239.

** 第2回やまと隕石シンポジウムで発表
(印刷中)

次ページに第1図があります

第1図

希土類元素
存在度パターン



15 南極産隕石中の宇宙線生成放射能

西泉邦彦 (立大・理) , 今村峯雄 (東大核研)
本田雅健 (東大・物性研)

やまと隕石および白米共同探査(1977)で発見された隕石のうち計17個について、中性子放射化法により宇宙線生成 ^{53}Mn (半減期 $=3.7 \times 10^6$ 年)の測定を行なった。結果をTable 1. に示す。2個の隕石について非常に低い ^{53}Mn の測定値を得た。(Yamato-7301 および Allan Hills No.8)。 ^{53}Mn は主としてFeから(約97%)宇宙線によって生成するが、その飽和生成量は、現在までの多くの隕石での測定例から(また適当なモデルによる計算値からも)宇宙空間において数トン以内の大きさでは $350 \sim 500 \text{ dpm } ^{53}\text{Mn}/\text{Kg Fe}$ を示すものが通常であった。これらの低い値が照射年代が短いことによるのか、大きな隕石の内部での照射を示すものなのかは ^{53}Mn の他に少くとも2

種以上の宇宙線生成核種に関する data を必要とする。(隕石が南極に落下して発見されるまでの、いわゆる terrestrial age が問題になる場合には、更にもう一つの放射性核種に関する data を必要とする)。幸い共通するいくつかの隕石について、高岡、長尾(1977, 1978, 本シンポジウム)による希ガスの同位体分析から得られた“みかげ”の宇宙線照射年代が報告されており、Allan Hills No.8 については ^{26}Al (半減期 = 7.4×10^5 年) の data が得られている。(Fruchter & Evans, priv. comm., 1977)。これらの data を補う意味で 17 個の隕石のうち ^{53}Mn の値の異常に低いものを含む 4 個について、東大核研 井上氏の協力を得て ^{10}Be (半減期 = 1.6×10^6 年) の測定を行なった。Table 2 に 5 つの隕石試料についての、 ^{21}Ne 照射年代、 ^{53}Mn 、 ^{10}Be 、 ^{26}Al の data をまとめて示した。

^{53}Mn の値の小さい 2 隕石に関するこれらの data は明らかに単純な照射の history とし

Table 1.

<u>Meteorites</u>	<u>Type(class)</u>	<u>dpm⁵³Mn/kg Fe*</u>
<u>Yamato</u>		
7301 (j)	H4	101 ± 6
7305 (k)	L5	352 ±18
7304 (m)	L5	412 ±21
74013	A	401 ±37
74097	A	421 ±38
74155	H	249 ±20; 260 ±21
74191	L	467 ±34; 433 ±31
74647	H	326 ±23; 333 ±24
<u>Mt. Baldr</u>		
No.1	H	394 ±34
No.2	H	355 ±26
<u>Allan Hills</u>		
No.1	L	443 ±33
No.3	L	429 ±33; 434 ±40
No.5	A	390 ±36
No.6	H	453 ±33
No.7	L	332 ±26
No.8	H	22 ±4.5; 22 ±4.5
No.9	L	477 ±33

Remarks:

A = achondrite ; Fe* = Fe + Mn + 1/3Ni

て説明ができず、最近における短い照射の前に 10⁸年を越す、大きい物体中の深い位置での照射が存在したことを示唆するものである。

Table 2.

meteorite	^{21}Ne * exposure age(m.y.)	$\text{dpm } ^{53}\text{Mn/kgFe}$		$\text{dpm } ^{10}\text{Be/kg}$		$\text{dpm } ^{26}\text{Al/kg}$ **		mechanism
		obs.	sat.	obs.	sat.	obs.	sat.	
Yamato- 7301 (j)	13	101	111	9 \pm 1	9			2 step irradiat.
Yamato- 7304 (m)	18	412	427	20 \pm 3	20			normal
Yamato- 74155	-	255	-	9 \pm 3	-			shielding
Yamato- 74191	6.4	450	644					off ecliptic orbit
Allan Hills No.8	1.4	22	95			11.2 \pm 4.15		2 step irradiat.

* Takaoka & Nagao (1977,1978).

** Fruchter & Evans (priv.comm.,1977).

現在までこれ程明確に二段階照射の history が示されたことは例がなく、今後のやまと隕石群等の系統的な研究から、隕石の origin に関するかなり直接的な情報が得られることも期待される。

16 Yamato 隕石の K-Ar Age

阪大教養 田野純

阪大理 釜口明治

Yamato 隕石の内、① L chondrite, ② H chondrite, ③ Eucrite の3種類について、
(74-640-02) (74-190-01) (74-159-01)
希ガスの濃度及びその同位体組成を決定し、宇宙線照射年代、K-Ar Age を求めたので、その結果を報告する。我々の試料は①が 1.3g、②が 1.0g、③が 0.9g のすべて破片状のものでこれを粉末として測定に供した。一回の測定に用いた量は 100~150 mg ぐらいである。

測定は既設の 90°セクター型イオン軌道半径 4 cm の小型超高真空質量分析計を用いて行われた。試料からの抽出は加熱型抽出炉中で 1600°C 以上 30 分間、1700°C 以上 15 分間行う。精製系には加熱 Ti-Zr 炉、lig. N₂ トラップ、活性炭、W 及び Ti フィラメントがそれぞれえられており、抽出されたガスはこの中を通過した後、

直接質量分析計内部に導入される。(オンライン)
各測定の前に一定量の大气試料をしらべ、感
度と質量差別補正因子が時間的に大きく変化
しないことを確認した。

結果を表1に示す。 t_0 , t_2 はそれぞれ ^4He ,
 ^{20}Ne の量より求められた宇宙線の照射年代であ
る。これらは各隕石の平均元素組成^{*}から求め
られた Production rate^{**}を用いて計算された。
各試料とも t_0 と t_2 は比較的よく一致しており、
照射年代は $1 \sim 3 \times 10^7$ 年ぐらいになっている。
 ^{40}Ar 量と原子吸光分光分析によって求められた
K 濃度から保持年代が決められた。②及び③
の試料は古い年代 (~ 4.5 , ~ 4.3 b.y.) を示すの
に対し、①の試料の年代 (2.2 b.y.) は比較的
若いことがわかる。

* B. Mason ed., Handbook of elemental
abundances in meteorite.

** E. Mazor et al., Geochim. Cosmochim.
Acta, 34, 781 (1970).

Table 1 Concentrations and isotopic ratios of rare gases
in Yamato Meteorites

	74-190-01 (2)	74-640-02 (3)	74-159-01 (3)
^3He	5.93×10^{-7}	2.88×10^{-7}	7.47×10^{-7}
^4He	1.79×10^{-5}	3.62×10^{-5}	8.16×10^{-5}
^{20}Ne	1.34×10^{-6}	3.01×10^{-6}	2.94×10^{-6}
^{21}Ne	1.17×10^{-7}	5.50×10^{-8}	1.33×10^{-7}
^{22}Ne	2.24×10^{-7}	3.01×10^{-7}	3.75×10^{-7}
^{36}Ar	6.55×10^{-8}	6.93×10^{-8}	1.14×10^{-7}
^{38}Ar	3.94×10^{-8}	-----	9.47×10^{-8}
^{40}Ar	1.39×10^{-5}	6.88×10^{-5}	3.76×10^{-5}
$^3\text{He}/^4\text{He}$	3.50×10^{-2}	8.39×10^{-3}	9.15×10^{-3}
$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	5.77	9.89	7.83
$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	5.44×10^{-1}	1.91×10^{-1}	3.55×10^{-1}
$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	5.98×10^{-1}	-----	8.32×10^{-1}
$^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$	3.61×10^2	-----	3.98×10^2
$t_3(\text{y})$	2.40×10^7	1.44×10^7	3.74×10^7
$t_{21}(\text{y})$	2.17×10^7	1.08×10^7	3.10×10^7
K-Ar age(y)	2.14×10^9	4.53×10^9	4.29×10^9

Concentration in 10^{-8} ccSTP/g

17. やまと隕石の ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代

東大理

兼岡 一郎

小嶋 稔

柳沢 正久

^{40}Ar - ^{39}Ar 法は、K-Ar年代が知られていない標準試料とKを含む年代未知試料を速中性子照射して、 $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$ の反応で生じる ^{39}Ar と ^{40}K の変遷で生じた ^{40}Ar の比を比較することにより、試料の年代を求め、段階加熱法の適用により、試料形成後に一部Ar損失をみても意義のある年代を得られる点で、従来のK-Ar法に比べて最も大きな利点である。この方法をやまと隕石に適用して、各試料の形成年代を互に隕石相互の衝突などの二次的現象の年代を推定した。

用いた試料は、74-640-02 (H), 74-190-07 (G), 74-159-01 (Euclite), 74-097-03 (Diogenite) の4個で、東北大金属材料研究所附属材料試験炉JMTR中で4時間、 10^{18} nvt の速中性子照

射を行なった。試料損失を最少限にするため、試料片径10 mm以下の岩片のみを用いた。中性子照射後4ヶ月冷却し、600~1500°Cの加熱でArガス抽出・精製を行ない、質量分析を行った。得られたデータより、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 関係のプロットするとアイソクロン線は原点を通るため大気Arの影響は無視できることになった。宇宙線生成Ar, 捕獲Ar, その他必要の補正を施した後、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 比より、各温度段階に相当する ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代を求めた。

74-190-01A, 600°Cで2.6 b.y. (1 b.y. = 10⁹年)を示す高い温度段階のデータを、年代が古くなり、1000~1350°Cで4.91 ± 0.07 b.y. のプロットを示す。プロットを示す温度段階で試料中の約60%のKよりも減少したArを脱ガスし、この年代は試料の生成年代に相当すると考えられる。通常のK-Ar年代に相当する値として4.3 b.y. が得られるので、この試料の全損失は小さい。

74-190-01B, 600~850°Cで全体の約46%のK

K-相対する部分の Ar-He 脱ガスより, 0.36 ± 0.02 b.y. の年代を示す。より高温では $0.4 \sim 0.7$ b.y. の年代を $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代を示す。全体として 0.44 b.y. の K-Ar 年代に相当する値を示す。

0.36 b.y. に相当する年代は、厚く *Lichendrite* の K-Ar, U-He 年代を示すより、この噴火履歴同士の激しい衝突が生じたことを示唆する。 ^{40}Ar 量より推定された K 含有量は約 800 ppm とする。

74-159-07 片, $430 \sim 250^\circ\text{C}$ の範囲で全体の約 80% の K に相当する部分の Ar-He 脱ガスより, 4.08 ± 0.05 b.y. の プラト一年代を示す。この年代は性質の類似した *Eucrite* である *Pasamonte* の $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代が 4.0 b.y. とよく一致を示す。これと後者の Pb-Pb, Sm-Nd 年代が $4.5 \sim 4.6$ b.y. と報告されていることを考慮すると, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代はこれら *Eucrite* の母天体上で何らかの二次的影響を受け、時期を示すと考えられる。

74-097-03 片, K 含有量が約 50 ppm 以下で約 1.1 b.y. 程度の年代が得られる。これに補正の影響が大きい年代の信頼性は他よりかなり低い。

18 希ガス同位体分析による、南極産隕石の研究

阪大理 高岡宣雄

長尾敬介

Yamato-74013, -74097 (diogenite), Yamato-74191 (L₄₋₃ chondrite), Allan Hills No.1, No.8, Mt. Baldr No.1 (いじりも chondrite) の希ガス (He~Xe) 同位体組成と絶対量の分析を、質量分析法で行なった。

Mt. Baldr 以外は stainless-steel mortar で粉砕した。100~32メッシュの試料から 0.1~0.2g を1回の希ガス分析に、また、0.1~0.3g を K 濃度測定に用いた。Mt. Baldr No.1. は crust が付着し、更に内部に向って、風化によると思われる変色が見られたため、少量 (86mg) の無変色部分で希ガス分析を^{のみ}行なった。

He は radiogenic ⁴He (Yamato で $(2\sim5)\times 10^{-6}$ cc/g, Allan と Mt. Baldr では $(1\sim2)\times 10^{-5}$ cc/g) と cosmogenic との混合と考えられる。Ne は大部分 cosmogenic である。³He と trapped 成分を補正して得た cosmogenic ²¹Ne, ³⁸Ar と宇宙線照射による、これら核種の生成率*から暫定的に求めた照射年代を、表に示す。

*. 元素組成及び Allan, Mt. Baldr の化学グループが不明のため、暫定的な値を用いた。

diogenite (74013, 74097) と Allan No.1 の古い^{照射}年代に対し
 他の隕石は短い年代を示した。特に Allan No.8 は
 約 1 my で非常に短い。radiogenic ^{40}Ar は diogenite
 が $(3\sim 5) \times 10^{-7}$ cc/g, chondrite (74191, Allan, Mt. Baldr) では
 $(3.5\sim 5) \times 10^{-5}$ cc/g である。 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比は diogenite
 35~50, 74191 ~100 と大気(295.5)に比べて低いが
 Allan, Mt. Baldr は 3500~7500 であり, radiogenic ^{40}Ar
 の寄与が大きい。radiogenic ^{40}Ar の絶対量と、K
 濃度から求めた K-Ar 年代を表に示す。2つ
 の diogenite は 8 億年, 74191 は 34 億年, Allan No.1,
 No.8 は 45 億年に近い古い年代を示す。Kr の
 同位体組成では 74191 に Br(m, $\gamma\beta$)Kr による
 と考えられる ^{80}Kr , ^{82}Kr の大きな excess が見出
 された。Xe の同位体組成は diogenite が地
 球大気 Xe に近い値であるのに対し、他は、炭
 素質隕石 Xe の平均的同位体組成に近い値を示
 している。Allan No.1 と Mt. Baldr には更に cosmo-
 genic Xe が見出された。diogenite を除く隕石で
 は、いずれも radiogenic ^{129}Xe の excess が存在し
 ($^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe} \approx 1.3\sim 2.3$) 特に 74191 では excess ^{129}Xe

の絶対量が大きいので formation internal の研究にも利用できると思われる。また、いずれの隕石からも明確な fissiogenic Xe の excess は見出されなかった。

Yamato-74191 (L₄₋₃) での ⁸⁰Kr, ⁸²Kr, ¹²⁹Xe の大きい excess から、この隕石は、ハロゲンの濃度が高いと考えられ、Cl の中性子捕獲による ³⁶Ar も、段階状加熱などの測定法で見出される可能性がある。また 2 つの diogenite (Yamato-74013, -74097) については、各希ガスの絶対量、同位体比及び、照射年代、K-Ar 年代がかなり近い値を示すことから、同一隕石の可能性もある。

	Exposure age (x 10 ⁶ y)			K-Ar age (x 10 ⁸ y)	
	T ₃	T ₂₁	T ₃₈		
Yamato - 74013	28	32	39	7.5	diogenite
Yamato - 74097	29	35	35	8.2	diogenite
Yamato - 74191	4.3	6.4	5.3	34	L-chondrite
Allan No.1	23	28	23	44	chondrite
Allan No.8	0.98	1.3	1.1	45	chondrite
Mt. Baldr No.1	3.1	4.6	4.3		chondrite

19 酸素同位体からみた隕石の起源について

筑波大学 化学系 小沼直樹

ここに、隕石の起源に関するいくつかのラディカルな作業仮説を提案したい。それは、「太陽系は、過去から現在に至るまで、常に、「甬かいた系」である」と考えることである。隕石には、太陽系内で形成されたものもあるし、隕石全体が太陽系外で形成されたものもあるのではなからうか。

最近、Allende隕石に含まれる白い塊の同位体組成が、地球、月、いろいろの隕石の同位体組成と著しく異なることが発見された。したがって、太陽系の中に、異なる核合成の歴史をもつ物質を混入させるという出来事を想定しなければならなくなった。Cameron & Truran (1977) に代表される考え方は、「一つの超新星の爆発が引き金となって、ガスとダストからなる星間雲が収縮し、太陽系が形成された。このとき、もともと存在していた星間雲に、

数%の異物が混入された」というものである。

このようなわけで、現時点では、太陽系はその誕生時には“開放系”であつたが、その後は、銀河系とは遮断された“閉鎖系”であつたと考えられてゐる。そして、白い隕石は“知らず”、隕石の多様性は、相変わらず、原始太陽星雲内の熱的歴史の多様性を反映してゐると信じられてゐる。

この考え方は、大変濃厚なものであるが、隕石の起源を説明する戦略としては、いまだけなない。同位体組成異常は、白い隕石ほどではなないにしても、113 113 惑星物質にもみられるからである。

Clayton et al (1976) による酸素同位体組成の測定によれば、惑星物質は、次の3種類に大別される。(1)地球、月、Eコンドライト、分化した隕石。(2) C2, C3, C4 コンドライト。(3) 普通コンドライト。一方、Gaffey & McCord (1977) による小惑星の反射スペクトル測定によれば、小惑星ベルトの内側には、分化した

隕石やEコンドライトに似た天体，ベルト全体にわたって，C2, C3, C4コンドライトに似た天体が存在し，地球軌道と交わるようなApollo群の惑星は，普通コンドライトに似た天体であるという。

私は，この同位体組成分類と反射スペクトル分類の対応性に意味をもたせたい。つまり「Eコンドライトと分化した隕石は，もともと太陽系物質から形成されたものであり，Cコンドライトと普通コンドライトは，彗星起源の太陽系外物質である」と考えたいのである。

このモデルは，極端過ぎるかもしれない。しかし，たとえば，やまと隕石を研究する場合に，ある種の隕石は太陽系内の出来事を記憶しているかもしれないし，別の隕石は太陽系外の出来事を凍結しているかもしれない，と考えておくことは，あながち無駄ではあるまい。味噌も糞も一緒にして，すべての隕石を太陽系内の出来事で始末しようという考えよりも，ましではなからうか。

20 Magnetic Properties and Thermal History of Yamato-73 Meteorites

By Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research

Yamato-(j) (H₄), Yamato-(k) (L₅) and Yamato-(m) (L₅) chondrites have been reasonably well analyzed chemically and petrographically (Yagi et al., 1978). The weight contents of metallic Fe⁰, Ni⁰ and Co⁰, FeS and FeO are given in Table 1.

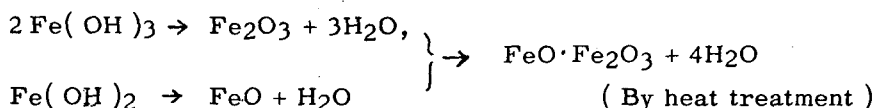
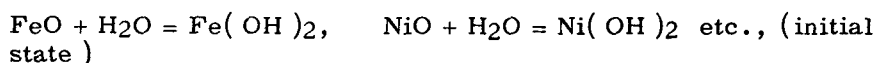
Table 1. Chemical and magnetic characteristics of ferromagnetic components.

	Yamato-(j) ^(*) (H ₄)	Yamato-(k)(L ₅)	Yamato-(m)(L ₅)	
Fe ⁰	7.21	7.64	7.50	(wt%)
Ni ⁰	0.77	0.96	0.83	"
Co ⁰	0.05	0.06	0.06	"
FeO	18.92	13.10	13.02	(wt%)
FeS	5.05	7.54	8.44	"
I _s	15.3	14.3	16.6	(emu/gm)
I _R	0.14	0.045	0.024	"
H _c	16	8	4	(Oersteds)
Θ [*] _(v+r)	570	-	540	(°C)
Θ [*] _{α→r}	755	(740 659	754	"
Θ [*] _{r→α}	660	(624 403	644	"
Θ [*] _{Mt}	577	-	-	"
Θ _r	-	-	~ 380	"

(*) Yamato-(j) is highly weathered and oxidized, containing NiO=0.88%, CoO=0.05%, H₂O⁽⁺⁾=1.24%.

As given in the table, Fe^0 content is approximately same, and consequently the saturation magnetization (I_s) also is approximately the same in the three chondrites. However, characteristics and textures of metallic phase in the three chondrites are considerably different from one another, suggesting their quite different thermal histories. The metallic phase characteristics and corresponding reasonable thermal histories of individual chondrites are as follows:

(a) Yamato-(j) : The initial heating thermomagnetic curve indicates that the metallic phase comprises kamacite of 5.7% Ni of $I(\alpha) = 13.32$ emu/gm, plessite of $I(\alpha + \gamma) = 1.58$ emu/gm and taenite of $I(\gamma) = 0.40$ emu/gm in terms of saturation magnetization intensity. The thermomagnetic curves after laboratory heat-treatments, however, show that the plessite composition is transformed to taenite and a magnetite phase is newly produced, the final magnetic phase comprising kamacite of 5.7 % Ni in $I(\alpha) = 13.32$ emu/gm, taenite of 31% Ni in $I(\gamma) = 3.00$ emu/gm and substituted magnetite in 3.69 emu/gm. The substituted magnetite of 5.36 % in abundance is composed of 2.43% of Fe_3O_4 , 2.77% of $\text{NiO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ and 0.16% of $\text{CoO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. The production of magnetite and substituted magnetites may probably be caused by chemical reaction sequences such as



This chondrite has therefore been much weathered, resulting in an increase of FeO and NiO and a decrease of metallic iron in the initial state.

(b) Yamato-(k) : Stable and reproducible thermomagnetic curves

of this L-chondrite indicate that the metallic phase comprises kamacite of 6.5% Ni in $I(\alpha) = 4.76$ emu/gm and α_2 -phase of 13 ~ 20% Ni in $I(\alpha_2) = 9.44$ emu/gm. The presence of stable α_2 -phase in laboratory time scale may suggest that this chondrite was remelted and then rapidly cooled in its thermal history.

A method to analyze a thermomagnetic curve to determine the distribution frequency spectrum of Ni content in FeNi metallic grains is newly introduced. In Yamato-(k), the spectrum consists of a sharp peak from 6.0 to 7.0% Ni and a broad band from 12 to 25% Ni having a maximum peak around 14% Ni.

(c) Yamato-(m): A thermomagnetic analysis of this L-chondrite indicates that the metallic phase comprises kamacite of 5.7% Ni of $I(\alpha) = 14.36$ emu/gm and taenite of around 31% Ni of $I(\gamma) = 2.24$ emu/gm. Both metallic phases are stable in laboratory time scale. This result shows that the metallic phase is in equilibrium, suggesting that this chondrite was cooled down very slowly at least to 500°C.

Reference

Yagi, K., Lovering, J.F., Shima, M. and Okada, A. (1978): Mineralogical and petrographical studies of the Yamato meteorites (j), (k), (l) and (m) from Antarctica. Mem. Nat'l. Inst. Polar Res. Special Issue No.

21 Magnetic Properties of Yamato LL- and C-chondrites and Some West Antarctic Stony Meteorites

M. Funaki and T. Nagata
National Institute of Polar Research

I Yamato LL- and C-chondrites : The magnetic properties of LL-chondrites have been very rarely studied. Two LL-chondrites, (Yamato-74442 and -74646) in the Yamato meteorite collection have therefore been magnetically examined in detail. The magnetic parameters of these two LL-chondrites at room temperature are summarized in Table 1, together with those of a new carbonaceous chondrite (Yamato-74662). The contents of metallic elements and FeO and FeS (analysis; Hanamura) in these chondrites also are given in the same table. The observed I_s -values of LL-chondrites are smaller than those of H- and L-chondrites, proportionally to their contents of $(Fe^0 + Ni^0)$.

The thermomagnetic curve of Yamato-74646 is illustrated in Fig. 1 for example. As clearly shown in Fig. 1, the original metallic phase comprises α -phase (4.6% Ni), $(\alpha + \delta)$ -phase and the major portion of δ -phase. The composition structure is approximately similar in Yamato-74442 too. This result is due to a high Ni content in metal phase in LL-chondrites (28.5% Ni and 34% Ni in -74442 and 74646 respectively).

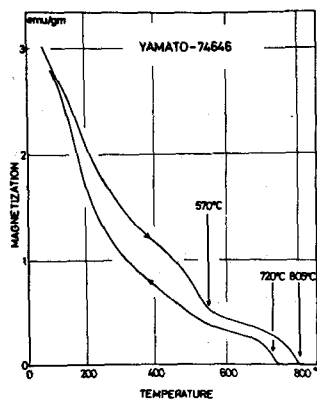


Fig. 1

The thermomagnetic curve of carbonaceous chondrite (Yamato-74662), indicates that the ferromagnetic phase comprises mostly magnetite and a very little portion (about 0.05 wt%) of kamacite. This C-chondrite has an unusually large NRM ($I_n = 0.042$ emu/gm, $I_n/I_s = 0.05$). A

particular mechanism may have to be considered for the acquisition of strong NRM of this C-chondrites.

Table 1. Magnetic parameters and chemical composition of Yamato LL- and C-chondrites.

	-74442(LL)	Yamato -74646(LL)	-74662(C)	
saturation magnetization (I_S)	6.05	3.22	0.83	(emu/gm)
saturation remanence (I_R)	0.22	0.026	0.102	(emu/gm)
coercive force (H_C)	85	20	143	(Oe)
remanence coercive force (H_{RC})	550	406	800	(Oe)
(chemical composition)				
Fe ^o	2.48	1.96	-	(wt%)
Ni ^o	0.99	1.01	-	"
Co ^o	0.015	0.03	0.06	"
FeS	4.84	4.59	7.83	"
FeO	17.89	19.02	22.53	"

II Allan-Nunatak-(i), (L₆) and Mt. ^aBøldr (b), (H₆): These two chondrites also have been magnetically examined. Their basic magnetic parameters are summarized in Table 2.

Table 2.

	Allan-Nunatak(i)	Mt. ^a Bøldr(b)	
I_S	8.35	27.4	(emu/gm)
I_R	0.52	0.14	(emu/gm)
H_C	160	12	(Oe)
H_{RC}	2100	240	(Oe)

The I_s -values suggest that Allan-Nunatak(i) is a L-chondrite and Mt. Baldur(b) is a H-chondrite according to the Nagata's magnetic classification scheme. As illustrated in Figures 2 and 3, moreover, their thermomagnetic curves clearly represent that Allan-Nunatak(i) is identified to L-chondrite by its smaller portion of α -phase and a larger portion of $(\alpha + \gamma)$ -phase, whereas Mt. Baldur(b) to H-chondrite by its larger portion of α -phase and a smaller portion of $(\alpha + \gamma)$ -phase.

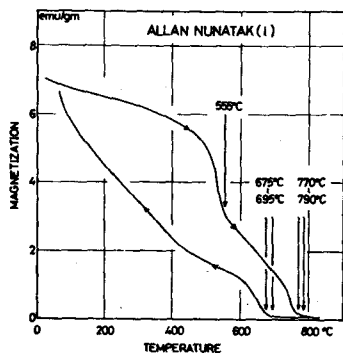


Fig. 2

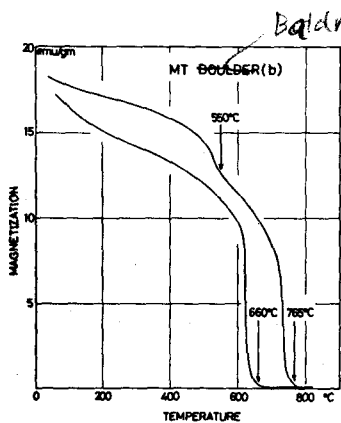


Fig. 3

22 Magnetic Classification of Stony Meteorites, particularly of those from the " Meteorite Ice Field "

By Takesi NAGATA

National Institute of Polar Research, Tokyo.

The Prior rule in regard to a relation between $(Fe^0 + Ni^0)$ and Fe^0/Ni^0 and the Urey-Craig-Mason law in regard to a relation between Fe content in FeO and Fe content in metal and FeS for chondrites are reconfirmed for 14 newly analyzed chondrites.

It is then experimentally confirmed that the saturation magnetization (I_s) can reasonably well represent $Fe^0 + Ni^0$ or Fe^0 in stony meteorites except in carbonaceous chondrites and that the ratio of α -phase magnetization to the total magnetization ($I_s(\alpha)/I_s$), the main magnetic transition temperature (H_C^*) in the cooling process and the Ni-content in metallic phase ($Ni^0/(Fe^0 + Ni^0)$) derived from the magnetic analysis are well correlated with Fe^0/Ni^0 , whereas the H_C^* -value for carbonaceous chondrites uniquely represents Curie point of magnetite.

As illustrated in Figures 1 and 2, E-, H-, L-, LL- and C-chondrites and achondrites are represented by mutually well separated groups on an I_s versus $I_s(\alpha)/I_s$ diagram and an I_s versus H_C^* diagram.

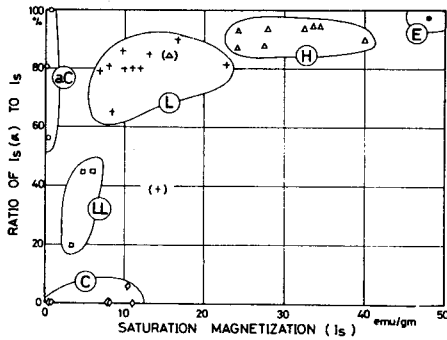


Fig. 1

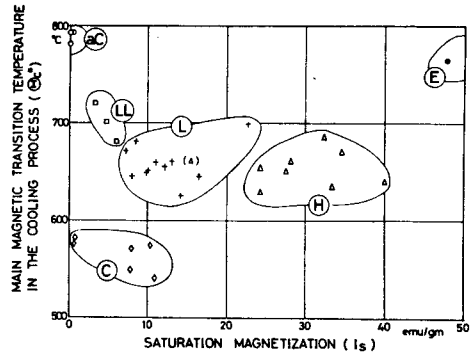


Fig. 2

These two diagrams represent the Urey-Craig-Mason law on their abscissa and the Prior rule on their ordinates for E-, H-, L- and LL-chondrites and achondrites. For carbonaceous chondrites, $I_S(\alpha)/I_S$ represents the ratio of kamacite to magnetite while Θ_C^* does Curie point of magnetite.

On an I_S versus $Ni^0/(Fe^0+Ni^0)$ diagram shown in Fig. 3, the five chondrite groups are well separated from one another, but the achondrite group partially overlaps the C-chondrite domain.

Using these three diagrams altogether, however, the six stony meteorite groups can be satisfactorily identified on the basis of magnetic data alone.

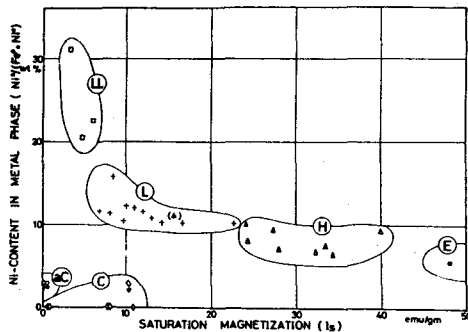


Fig. 3

Reference

- Nagata, T. and Sugiura, N. (1976): Magnetic characteristics of some Yamato meteorites—Magnetic classification of stone meteorites. Mem. Nat'l Inst. Polar Res., Series C, 10, 30-58.

23 Natural Remanent Magnetization of Antarctic Yamato Meteorites

By Takesi NAGATA
National Institute of Polar Research

Characteristics of the natural remanent magnetization (NRM) of meteorites have already been systematically examined in fair detail by several workers (e.g. Gus'kova, 1972; Larsen et al., 1973; Brecher and Ronganayaki, 1975; Nagata and Sugiura, 1976). The interest in the meteorite NRM study is mainly concerned with the paleomagnetic field of meteorite parent planets.

The least contaminated meteorites are highly necessary for this kind of research. Therefore, Yamato meteorites and other Antarctic meteorites, which had been maintained in and on the Antarctic ice sheet and have been returned with the best possible care by experienced scientists, should be ideal for this purpose.

This paper deals with the stability of NRM against the AF-demagnetization test for 22 Antarctic meteorites, i.e. 1 E-chondrite, 3 H-chondrites, 5 L-chondrites, 2 LL-chondrites, 3 C-chondrites, 4 achondrites, 3 irons and 1 pallasite.

(1) Stable NRM
(1 - 1) Carbonaceous chondrites

It has already been pointed out that carbonaceous chondrites have a much stabler NRM than the other chondrites. 3 C-chondrites examined here (Yamato-(e)-1, Yamato-(C)-2, Yamato-74662) also have reasonably stable NRM. Representing the stability of NRM against the AF-demagnetization for the intensity and direction by ratio of residual magnetization after AF-demagnetization up to 100 Oe peak to the initial NRM, $I_n(100)/I_n(0)$, and the deviation^{of} direction of $\vec{I}_n(100)$ from that of $\vec{I}_n(0)$, $\Delta\theta_{100}$, respectively, $I_n(100)/I_n(0) = 0.3 \sim 0.8$,

$\Delta\theta_{100} = 5^\circ \sim 19^\circ$ for carbonaceous chondrites.

(1 - 2) Achondrites

All 4 examined achondrites (Yamato-(b)-, -(1), -74013 and -74159) also have stable NRM. The stability is represented by $I_n(100)/I_n(0) = 0.4 \sim 1.5$, $\Delta\theta_{100} = 4^\circ \sim 14^\circ$ for achondrites. The observed fact that achondrites maintain the stable NRM should be considered specifically important, because the NRM may represent the magnetic field of their parent planets.

(1 - 3) Irons.

Unexpectedly 3 examined iron meteorites also have relatively stable NRM, represented by $I_n(100)/I_n(0) = 0.2 \sim 0.8$, $\Delta\theta_{100} = 5^\circ \sim 11^\circ$. However, NRM of irons can be attributed to TRM acquired in the geo-magnetic field on entry into the earth's atmosphere.

{ 2 } Unstable NRM

NRM's of E-, H-, L- and LL-chondrites and pallasites are generally unstable, as represented by $I_n(100)/I_n(0) = 0.02 \sim 0.39$, $\Delta\theta = 10^\circ \sim 170^\circ$. It may be suggested therefore that the paleointensity study should be carried out only on carbonaceous chondrites and achondrites, though special ordinary chondrites which have particularly stable NRM also could be used for the paleointensity study.

{ 3 } Origin of stable NRM's

The high stability of NRM of C-chondrites may be partially attributed to their high magnetic coercive force, which ranges from 150 to 170 Oe. Since it is believed that carbonaceous chondrites have never even heated up to a sufficient high temperature to acquire TRM of magnetite, the origin of their NRM may probably be either ITRM or DRM.

The high stability of NRM of achondrites may probably be attributed to abundant fine metallic grains. The origin of their NRM may probably be TRM in the parent planet magnetic field.

24 Metallographic and Magnetic Properties of Allan Hill #2 Iron Meteorite

Takesi Nagata, National Institute of Polar Research,
R.M. Fisher, U.S. Steel Corporation Research Laboratory
and Minoru Funaki, National Institute of Polar Research.

(I) Allan Hill #2 iron meteorite is $\rho = 7.812$ in density, which is the typical one as an iron meteorite. The main chemical compositions obtained by electron-microprobe analyses are given in Table 1. The outer part close to the fusion crust of this iron meteorite has been reheated but the interior is mainly 7.2% Ni kamacite, showing the typical hexahedrite texture.

Observed hardness (100g, Vickers) of this sample is 214 at the reheated rim, while it is 160 at the unaltered interior, indicating that this iron meteorite was in an almost perfectly annealed state before it reached the earth's atmosphere (i.e. Type III hardness distribution after Buchwald.

(II) The magnetic parameters at room temperature such as saturation magnetization (I_s), saturation remanent magnetization (I_R), coercive force (H_C) and remanence coercive force (H_{RC}) also are summarized in Table 1. Thermomagnetic characteristics of this sample are well represented by Fig. 1, where $\alpha \rightarrow \gamma$ and $\gamma \rightarrow \alpha$ transitions of kamacite take place at 770°C and 639°C respectively. This thermomagnetic analysis indicates that the main parts of kamacite are represented by 6.4% Ni.

Table 1. Chemical and magnetic properties of Allan Hill #2.

composition (wt%)			magnetic parameters			
Ni	Co	P	I_s	I_R	H_C	H_{RC}
7.2	0.6	0.4	210 emu/gm	0.3 emu/gm	60 Oe	130 Oe

The original sample has a very stable NRM, the intensity of which is 0.0185 emu/gm. However, this stable NRM may be attributable to TRM acquired in entry into the earth's atmosphere.

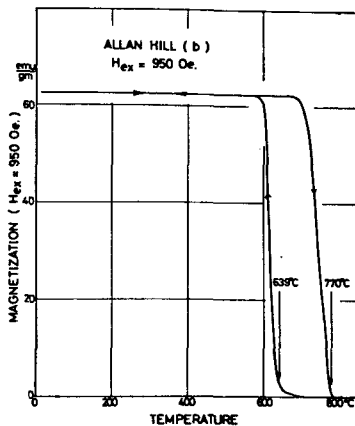


Fig. 1