



南極産LLコンドライトに見られる12億年前の衝突事件

岡野, 修

(Degree)

博士 (学術)

(Date of Degree)

1986-03-31

(Date of Publication)

2015-04-10

(Resource Type)

doctoral thesis

(Report Number)

甲0621

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/D1000621>

※ 当コンテンツは神戸大学の学術成果です。無断複製・不正使用等を禁じます。著作権法で認められている範囲内で、適切にご利用ください。



博士論文

南極産 LLコンドライトに見られる12億年前の衝突事件

昭和61年3月

神戸大学大学院自然科学研究科

岡野修

南極産LLコンドライトに見られる12億年前の衝突事件

1986年

岡野修

目 次

	頁
I はじめに	1
II 試料および実験	2
1. 隕石および分析試料	2
1) 分析を行なった隕石	2
2) 分析試料	4
a) 鉱物分離	4
b) 質量分析試料の作製	9
c) ブランク	12
2. 固体質量分析	14
1) Mg, K, Ca, Rb, Sr, Baおよび希土類元素の定量	14
2) Sr同位体分析とRb-Srの定量分析	14
a) Sr同位体比の測定	14
b) RbおよびSrの定量	15
3. 希ガス分析	17
4. X線マイクロアナライザーによる主成分元素の定量	18

	頁
Ⅲ 結果および考察	19
1. 衝突溶融した隕石の岩石学的特徴	
--- Yamato-790964を例として---	19
1) かんらん石	19
2) 輝石	28
3) ガラス質物質	32
4) トロイライトおよびFe-Ni金属	37
2. K, Rb, Sr, Baおよび希土類元素	39
1) 一般のLLコンドライト	39
2) 衝突溶融したYamato-79 LLコンドライト	43
3) 衝突溶融におけるSrと希土類元素の挙動	50
3. Rb-Sr系	54
1) LLコンドライトの全岩アイソクロン年代	54
2) Yamato-74442の内部アイソクロン年代	59
3) 衝突溶融したYamato79 LLコンドライトのRb-Sr系	62
a) 全岩試料	62
b) Yamato-790964	65
c) Yamato-790519	68
d) Yamato-790723	71
e) 衝突溶融におけるRb-Sr系の挙動	74

	頁
4. 希ガス組成	74
1) 結果	78
2) Ar, KrおよびXeのトラップ成分	85
3) 宇宙線照射年代	88
4) U, Th-HeおよびK-Ar年代	90
5) 単一隕石としてのYamato-79 LLコンドライト	92
5. Yamato-790964が受けた衝突事件	92
1) 圧力	92
2) 温度と冷却速度	94
a) かんらん石中のFe, および Ca	94
b) 温度	99
c) 冷却速度	100
IV. 結論	104
謝辞	107
参考文献	108

I. はじめに

隕石は、太陽系惑星物質の始源的な状態を保持しており、太陽系形成時および、それ以降の太陽系内で起こった現象を探るうえで、多大な貢献をしてきた。近年、南極大陸から大量の隕石が発見、採集され、隕石の数は一挙に倍増した。アレンデ隕石の研究が太陽系形成史の概念に大きな変化をもたらしたように、未だ研究が進められていない多くの南極隕石からは、今後の研究によって、さらに新たな宇宙・惑星科学的知識が得られるものと期待されている。

角れき岩化した隕石は、母天体上で起こった衝突の過程を通じて形成されたものである。従って、こうした隕石を研究することにより、惑星物質が経験してきた衝突とレゴリス形成の過程を調べることが可能となる。衝突溶融した隕石物質は、このような角れき岩化した隕石中に含まれる岩片の一種として、広く知られている（例えば、Foder and Keil, 1978）。しかし、最近 Sato et al. (1982a, b) によって報告された一連の南極隕石は、それ自身が全体として衝突溶融したと思われるコンドライト物質の塊である。しかも、これらは同一の衝突溶融事件を経験している同一起源の隕石と考えられるにもかかわらず、その衝突の影響の程度は試料ごとによりかなり異なるが見られる。従って、これらの隕石は、隕石母天体上の衝突過程の詳細な研究を行なううえで、とりわけ適した材料である。本研究は、この LL コンドライト物質が受けた衝突・溶融の物理化学的挙動のメカニズムとその年代を探るために行なったものである。

II 試料および実験

1. 隕石および分析試料

1) 分析を行なった隕石

本研究で分析に供した隕石の名称と、その簡単な特徴を Table 1 に示した。Yamato-79隕石は、いずれも激しい衝突を受けて、その一部または大部分が溶融を経験したLLコンドライトであり、岩石学的組織や化学組成の共通性から、成因的に一連の隕石と考えられているものである (Yanai et al., 1981; Yanai and Iguchi, 1981; Sato et al., 1982a, b)。これと合わせて、3から6までの各岩石学的タイプの非南極産 (Parnallee と Soko Banja)、および南極産LLコンドライト (Yamato-74442, -74646, -75258, Allan Hills-77304, -78109, および Bates Nunataks-78004) についても、比較のために分析を行なった。これらの隕石も、他の多くのLLコンドライトと同様に、角れき岩化などの衝突による影響を多かれ少なかれ受けている。特に、Yamato-74646やYamato-75258は、Table 1 に示したように、かなり強い衝撃を受けた隕石の特徴を持ったものである (Yanai and Iguchi, 1979)。

なお、南極隕石は国立極地研究所から、Soko Banja隕石はオーストリアのウィーン自然史博物館からわけて頂いたものである。

Table 1 List of LL-chondrites studied in this work.

Sample	Type	Petrographical remarks
Parnallee	3	brecciated
Allan Hills-77304	3	brecciated
Yamato-74442	3-4	brecciated stone including K-rich clasts
Soko Banja	4	brecciated
Allan Hills-78109	5	
Yamato-74646	6-5	shocked stone showing network of black shock veins and "dark-light structure"
Yamato-75258	6	dense, highly recrystallized brecciated chondrite
Bates Nunataks-78004	6	
Yamato-790143	impact-melted	vesicular glassy material formed from a melt
Yamato-790345	6	finely brecciated, shock-compacted stone
Yamato-790397	impact-melted	similar to Yamato-790143
Yamato-790519	impact-melted	similar to Yamato-790143 & -790964 as for the major part
Yamato-790723	(L-LL)	heavily shocked, dense black chondrite
Yamato-790757	impact-melted	similar to Yamato-790964
Yamato-790964	impact-melted	vesicular glassy chondritic material with very fine-grained recrystalline texture formed from a melt

2) 分析試料

a) 鉱物分離

いくつかの隕石について、内部アイソクロンを求める目的で鉱物、およびフラクションの分離を行なった。

Y a m a t o - 7 4 4 4 2 :

岩石質フラグメントを多く含んでいるこの隕石を粗く砕き、その中からピンセットで出来る限り岩石質フラグメントを取り除いて得た部分と、1個の岩石質フラグメント(～14mg)を分析した(HOおよびCL)。

Y a m a t o - 7 9 0 9 6 4 :

Y a m a t o - 7 9 0 9 6 4、74(約2.9g)から取り出した岩片(約1.6g)を蒸留アセトンで洗浄後、めのう乳鉢で少しずつ粉碎し、60メッシュ以下とした。ふるい分けは、テトロン製のふるいを用い、蒸留アセトンに浸しながら行なった。300メッシュ以下の試料からはアセトンに懸濁した細かい粒子(FINE)を取り除いた。こうして得た300メッシュ以下の試料は、300-200メッシュの試料と同様に、永久磁石によって磁性の強い鉱物を取り除いた後、フランチ社製の磁性分離機による分離を行なった。300-200メッシュの1つのフラクション(F2-M)に対しては、さらに1規定塩酸によるleachingを施した(途中数回、超音波浴槽でかくはんしながら、1規定塩酸に室温で約80時間浸した)。このleachingによって、かんらん石の大部分が分解したものである。これをろ過して、ろ液をF2-MS、残さをF2-MRとした。F2-MSの重量は、分解を行なう前の試料の重量から、残さの重量を差し引いたものとした。これらの試料を取り出した残りの200-

300メッシュおよび300メッシュ以下の粉末を用いて、クレリチ溶液による重量分離をおこなった。こうして分離した鉱物フラクションをTable 2に示した。

Yamato-790723 :

1. 37gの岩片(Yamato-790723, 81)のうち約1.2gを60メッシュ以下に砕いた。一部を全岩試料(WR-B)として除いた後、さらに200メッシュ以下になるまで粉碎した。200-300メッシュの粉末をヨウ化メチレンとクレリチ溶液を用いて、重液分離を行なった。比重3.33-3.35のフラクション(F2)は、実験操作の途中で損失した。Table 3に分離したフラクションを示した。

Yamato-790519 :

約1.37gの岩片(Yamato-790519, 85)から3個の小岩片(そのうちの1つをWR-Cとした)を取り出し、残り(約1.2g)を鉱物分離用とした。これをめのう乳鉢ですりつぶし、粗い金属粒子を取り去りながら、すべて150メッシュ以下にした。さらに、テトロン製のふるいを用いて、アセトンに浸しながら、150-200メッシュ、200-300メッシュ、300メッシュ以下の3種類にふるい分けした。300メッシュ以下の粉末から、アセトンに懸濁する細かい粒子を取り除いた後、ヨウ化メチレンとクレリチ溶液による重液分離を行なった。150-200メッシュの粉末は、まずフランツ磁性分離機により、磁性の弱い少量のフラクション(この中からさらに、hand-pickingによりフラクションCOを取り出した)を取り去り、その残りを重液で分離した。Table 4に分離したフラクションを示した。

Table 2 Samples of mineral concentrate and whole rock from Yamato-790964 analyzed for Rb-Sr in this work.

Whole rocks

- WR-A
- -B
- -C
- -D

Mineral concentrates

$\phi < 300$ mesh

- FINE suspended in acetone
- F1-IM less-magnetic
- F1-M magnetic

$300 < \phi < 200$ mesh

- F2-IM less-magnetic
- F2-M magnetic
- { -MS soluble in 1N-HCl
- { -MR insoluble in 1N-HCl
- F2-MM more-magnetic

Density-separates

- F-HL1 $3.47 < d < 3.72$
- F-HL2 } $3.27 < d < 3.47$ magnetic
- F-HL3 } less magnetic

Table 3 Samples of whole rock and mineral concentrate from Yamato-790723 examined for Rb-Sr in this work.

whole rocks

WR-A ≤ 50 mg chip from Y-790723,93

WR-B a portion from crushed powder of ~ 1.2 g mass of Y-790723,81

Density separates from Y-790723,81

F1	3.18 < d < 3.33	}	300 < ϕ < 200 mesh
F3	3.35 < d < 3.45		
F4	3.45 < d < 3.46		
F5	3.46 < d < 3.49		
F6	3.49 < d < 3.52		
F7	3.52 < d < 3.77		

Table 4 Samples of whole rock and mineral concentrate from Yamato-790519 analyzed for Rb-Sr in this work.

whole rocks

WR-A ~50mg chip from Y-790519,93

WR-B #200-300 mesh-fraction from crushed powder of ~1.2g mass of Y-790723,85

WR-C ~40mg chip from Y-790519,85

Mineral separates from Y-790519,85 (the bulk corresponds to WR-B)

200< ϕ <150 mesh

C0 pale-colored grains hand picked from the less magnetic fraction

C1 d<3.33

C2 3.33<d<3.44

C3 3.44<d<3.46

C4 3.46<d<3.47

C5 3.47<d<3.56

C6 3.56<d<3.64

} density-separates from the more magnetic fraction

ϕ <300mesh

F1 3.00<d<3.22

F2 3.22<d<3.33

F3 3.33<d<3.47

F4 3.47<d

b) 質量分析試料の作製

各隕石試料について、質量分析計により、Sr同位体比分析と、安定同位体希釈法による定量分析(Mg, K, Ca, Fe, Rb, Sr, Baおよび希土類元素)を行なった。Fig. 1にこれら分析試料の作製の一般的な手順を示した。以下に順を追って簡単に説明する。

計り取った試料粉末を(全岩試料の場合は50mg前後)をテフロン製の分解容器に入れ、4回蒸留したフッ化水素酸と過塩素酸を試料の約10倍ずつ加える。ふたをしたテフロン容器を金属容器に入れて密封した後、約160°Cの恒温槽中で約半日間加熱する。十分に放冷させた後、蓋をはずして過塩素酸の蒸気が出なくなるまでホットプレート上で完全に乾固させる。約2~3mlの6N・HClを加えて密封し、再び恒温槽中で加熱する(約160°C、3時間前後)。試料が塩酸中に完全に溶けていることを確認した後(普通コンドライトの場合、この操作で全て完全に分解した。)、Sr同位体比分析用(約1/2)、Rb-Srの精密分析用(約1/3)、K-(Rb-Sr)-Baおよび希土類元素の定量分析用(約1/6)、Ca-Mg-Fe定量分析用(若干)の各フラクションに分け取る。こうして分取した各分析試料の量を分解前の重量に換算し、その一覧表をTable 5に示した。Sr同位体比分析用フラクションは、イオン交換カラム(第1カラム:内径4mmのバイレックスガラス製のもの。陽イオン交換樹脂はAG50W X-12 #200-400を使用し、約1mlを充填した。第2カラム:内径3mmの石英ガラス製。同じく樹脂を約0.2ml充填。)による分離を2回行なってSrを回収した。Rb, Sr精密定量用フラクションは、Rb-Sr混合スパイクを加えた後、一旦乾固させる。少量の塩酸に溶かした後、再び乾固させる。これを0.4mlの1N・HClに溶かしてから、イオン交換カラム(内径4mmのバイレックスガラス製。樹脂量は約

Analytical Procedure

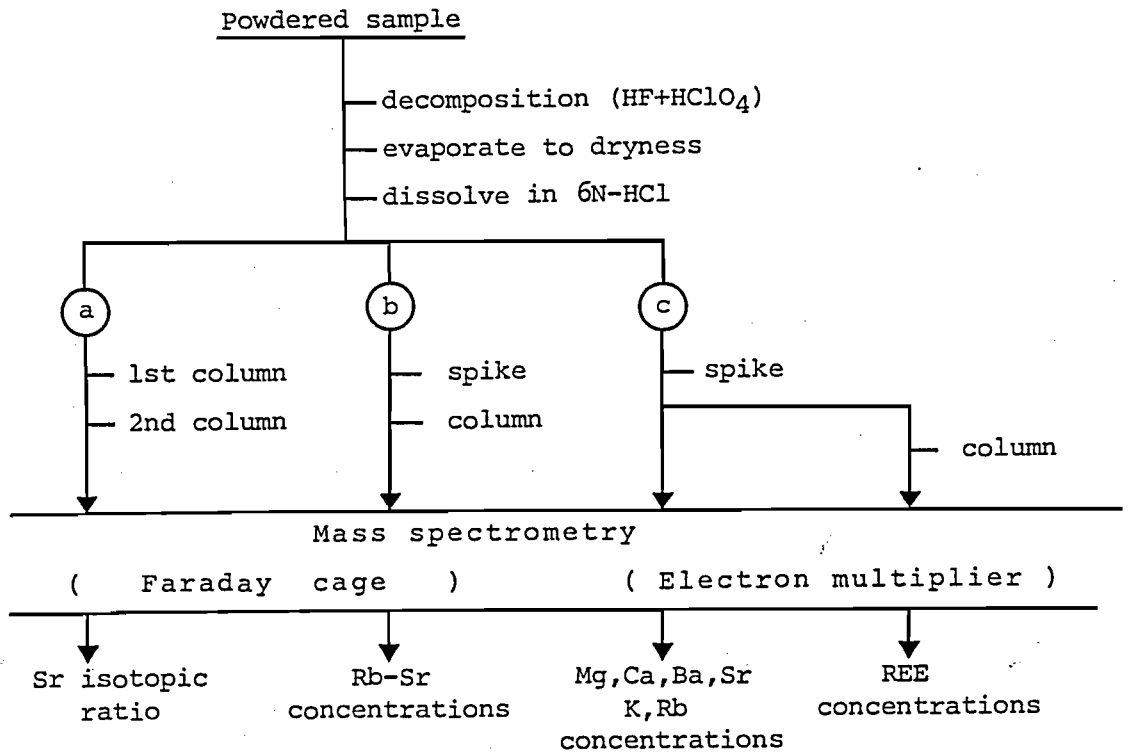


Fig. 1 Schematic diagram of analytical procedures.

Table 5 Sample amounts used for chemical analyses.

Sample	Crushed (mg)	Decomposed (mg)					Ca-Mg* & REE
		Total	Sr Comp.	Rb&Sr	K-Rb-Sr-Ba	Ca-Mg*	
Parnallee WR	50	47.42	18.20	17.19	4.89		
ALH-77304 WR	110	50.86	23.66	19.42	7.78	[0.838]@	
Y-74442 WR	190	49.78	23.24	19.05	7.49	[1.16]@	
	HO	49	21.13	18.21	9.17	[1.15]@	
	CL	14	13.08	7.79	4.29	0.788	0.212
Soko Banja WR	300	48.59	25.27	13.78	9.53	[0.58]#	
ALH-78109 WR	50	50.32	25.08	17.76	7.47		
Y-74646 WR	302	49.58	26.72	12.83	10.03	[0.51]#	
Y-75258 WR	306	49.13	25.52	14.57	9.04	[0.47]#	
BTN-78004 WR	50	49.34	25.85	16.63	6.87		
Y-790143 WR	55	52.6	28.4	14.3	9.91	[0.22]#	
Y-790345 WR	50	50.13	28.61	15.93	5.30	0.294	
Y-790397 WR	40	40.23	22.95	12.63	4.21	0.441	
Y-790519 WR-A	51	49.0	22.2	12.9	5.76	[0.114]@	
	WR-B	266	51.85	30.74	15.62	5.14	0.343
	WR-C	41	31.77	18.21	10.05	3.35	0.161
	F1	3.8	3.06	1.63	1.28	0.112	0.043
	F2	26	23.88	13.80	7.38	2.54	0.147
	F3	96	43.55	23.61	14.18	5.47	0.284
	F4	43	40.15	21.73	13.10	5.06	0.259
	C0	6	6.147	3.68	1.81	0.612	0.044
	C1	16	14.82	7.25	5.32	2.11	0.144
	C2	11	10.90	5.61	4.10	1.06	0.124
	C3	147	42.67	22.65	15.19	4.55	0.277
	C4	97	50.78	26.56	19.95	3.95	0.310
	C5	39	36.70	20.04	12.82	3.62	0.223
	C6	56	48.04	26.63	16.80	4.39	0.212
Y-790723 WR-A	<50	45.65	19.40	18.57	7.68		
	WR-B	77	46.79	28.18	13.88	4.57	0.163
	F1	19	17.83	-	-	-	-
	F2	13	12.09	6.51	3.90	1.27	0.416
	F3	71	57.19	28.24	21.67	6.92	0.354
	F4	44	37.35	11.71	9.04	3.79	0.265
	F5	64	45.98	23.18	17.40	5.23	0.170
	F6	150	93.69	45.64	34.89	12.02	1.13
	F7	64	44.52	20.71	18.09	5.49	0.232
Y-790757 WR	40	39.29	22.85	12.07	4.04	0.333	
Y-790964 WR-A	330	52.00	26.50	14.84	10.66	[0.63]#	
	WR-B	58	49.75	22.38	22.08	5.34	[0.499]@
	WR-C	72	50.28	23.42	20.05	6.81	[0.651]@
	WR-D1		50.11	22.01	20.56	7.54	[1.06]@
	WR-D2	193	50.39	21.38	21.43	7.57	[0.667]@
	FINE	86	48.09	24.29	16.61	7.18	[0.654]@
	F1-LM	13	12.0	5.72	5.53	0.73	[0.020]#
	F1-M	110	76.1	19.2	20.5	4.19	[0.12]#
	F2-LM	22	21.20	10.06	8.59	2.55	
	F2-MS	138	75@	32.40	32.14	10.47	[2.19]@
	F2-MR	138	28.59	14.80	9.52	4.27	
	F2-MM	80	54.13	24.51	21.94	7.69	[1.07]@
	F-HL1	51	51.13	26.29	18.17	6.68	[0.724]@
	F-HL2	68	64.60	28.74	29.22	6.64	[1.11]@
	F-HL3	17	16.40	9.09	5.35	1.61	[0.171]@

* In some cases, Ca-Mg fractions were subdivided from K-Rb-Sr-Ba-REE fractions gravimetrically(@) or volumetrically(#).

0.35 ml)に通して、RbとSrのフラクションを分離、回収する。K、(Rb, Sr,)Baおよび希土類元素定量用フラクションは、K-Rb-Sr-Ba混合スパイクと希土類元素混合スパイクを加えてよく混合させた後、Rb, Sr精密定量用フラクションに用いたのと同じカラムで、重希土類元素と軽希土類元素の多い2つのフラクションとして分離回収する。ただし、一部の隕石(Yamato-75258、Soko Banja, Yamato-790964のFl-LMとFl-M)については、イオン交換カラムによる分離を省いて、そのまま測定試料とした。Ca-Mg-Fe定量用フラクションには、Ca-Mg-Fe混合スパイクを加えて、よく混ぜたものをそのまま測定試料とした。

c) ブランク

分析に用いた試薬類、および分析操作全体におけるRbとSrのブランクをTable 6に示した。平均的な全岩試料(Rb: 2 ppm, Sr: 10 ppm) 50 mgに対して、分析操作全体で生じるおおよそのブランクは、Rbの定量用試料で0.05%、Srの定量用試料で0.1%、Srの同位体比分析用試料で0.07%に相当するが、測定誤差の大きさなどを考えると実質的な影響はない。しかし、一部の微量な試料については、0.5%程度の影響があらわれるものもあった。また、Yamato-790964 F2-MS試料は、塩酸によるleachingを行なったことと、Rb・Sr含有量が低いために、例外的に高いブランクとなった(Rbで約1.5%)。RbとSrの補正は、すべての試料について行なった。その他の元素、即ちK、Mg、Ca、Ba、希土類元素については、ブランクの補正はおこなっていないが、見積られるブランクの影響は、測定誤差よりも小さい。

Table 6 Rb and Sr blanks in reagents (10^{-9} g/g) and for whole chemical procedures (10^{-9} g).

Reagents	Rb	Sr
H ₂ O	0.00022	0.00034
HF	0.0055	0.021
HClO ₄	0.0031	0.018
2N-HCl* No. 1**	0.00086	0.0057
No. 2**	0.00054	0.0059
12N-HCl*	0.0015	0.01
Whole procedure (10^{-9} g)***		
A	0.020	0.08
B	0.015	0.071
C	—	0.18

*HF, HClO₄ and 2N-HCl (No. 1) were purified by four-fold sub-boiling of commercial special grade reagents. 12N-HCl was made from HCl gas and diluted to 2N-HCl (No. 2).

**2N-HCl (No. 1) was used for whole rock samples of Soko Banja, Y-74646, -75258, -790143, -790519 and -790964, and F1-LM and F1-M fractions from Y-790964. No. 2 was used for other samples.

***A and B represent whole chemical procedures for analyses of Rb and Sr abundances (B is the case for F2-MS sample from Y-790964), and C for Sr isotopic analyses.

2. 固体質量分析

1) Mg, K, Ca, Fe, Rb, Sr, Baおよび希土類元素の分析

表記の各元素の同位体希釈法による分析方法は基本的にNakamura (1975)に従った。質量分析は、2次電子倍増管を取りつけた日本電子製表面電離型固体質量分析計JMS-05RBを用いて行なった。

希ガス分析を行なった全岩試料はK, Ba, 希土類元素などの分析試料と同じ隕石から分け取ったものであるが、これらの隕石が特にアルカリ元素について非常に不均質であることを考慮すると、全く同一試料とは言えない。そこで、正確なK-Ar年代を求めるために、希ガス分析を行なった試料については、あらかじめ、その一部を分取してKのみの定量を行なった。このKの定量には、別に用意したKのスパイクを使用し、質量分析はRb, Srと同様に岡山大学地球内部研究センターのFinigan MAT261を用いて行なった。

2) Sr同位体分析とRb, Srの定量分析

a) Sr同位体比の測定

Sr同位体比の測定と、スパイクを加えた定量用試料のRbとSrの同位体希釈質量分析には、岡山大学地球内部研究センターの表面電離型固体質量分析計Finigan MAT261を使用した。測定はすべて、ファラデー管(抵抗 10^{-11} Ω)によるものであり、加速電圧は10kVで行なった。質量分析の方法は、基本的にはKagami et al. (1982)に従っているが、これにいくらかの変更を加えている。

Sr同位体比の測定にはタングステンリボンをシングルフィラメントとして

用い、試料を塗付する際には、精製したタンタル酸化物の微粒子と10%のリン酸を若干加えた。この方法によって、微量試料でも安定したビームが長時間にわたって得られた。測定をはじめる前には、予備加熱に充分時間をかけて(3時間以上)、徐々に出力を上げていく。測定は通常1V前後の安定した ^{88}Sr ビームが得られる条件で行なう。このためには、天然のSrとして最低20~30ng程度あれば十分であった。測定は10回のスキャンを1ブロックとし、通常20ブロック(5~7時間)行なった。各ブロックごとに得られた同位体比の平均をとって、分析値とした。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ (Steiger & Jaeger, 1977)として補正を行なった。本研究期間中に試料と並行して測定したSr標準試料NBS987の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比の分析結果(Table 7)は、微量試料であっても安定した値を示している。合計19回の測定の平均は 0.710220 ± 0.000014 (2σ mean)であった。これまでに数多く報告されているNBS987の値、と比較しても、きわめて平均的な値と言える。測定条件は異なるが、同じ装置によるKagami et al. (1982)らの報告値 0.710238 ± 0.000008 とも誤差範囲内で一致している。

b) RbおよびSrの定量

RbとSrの質量分析は、試料を塗付するReフィラメントと、Taのイオン化フィラメントを用いた二重フィラメント方式で行なった。

天然のRbは同位体が2個(^{85}Rb および ^{87}Rb)しかないので、質量分析計による同位体比の測定では、質量分別効果による誤差を精密に補正することができない。本研究では、スパイクを加えない天然の $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ 同位体比を、実際の定量分析試料と同様の条件でくり返し測定し、得られた同位体比を $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.59265$ (Steiger and Jaeger, 1977)

Table 7 Results for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of NBS 987 Sr standard.

Date	Sr (10^{-9}g)	No. of blocks*	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{**}$	
Sep. 5, 1983	20	24	0.710220 ± 81	
Oct. 9	50	10	0.710191 ± 95	
Oct. 10	13	10	0.710250 ± 97	
Feb. 4, 1984	100	10	0.710320 ± 79	
Mar. 10	50	20	0.710196 ± 67	
May 3	50	20	0.710205 ± 23	
Sep. 8	50	20	0.710220 ± 76	
Sep. 9	50	20	0.710210 ± 16	
Sep. 22	50	20	0.710206 ± 25	
Oct. 6	50	20	0.710195 ± 34	
Nov. 24	50	20	0.710220 ± 33	
Mar. 4, 1985	50	10	0.710217 ± 34	
Mar. 16	100	20	0.710220 ± 15	
Jun. 15	50	20	0.710214 ± 38	
Jul. 6	50	20	0.710226 ± 33	
Aug. 4	50	41	0.710203 ± 34	
Sep. 15	50***	20	0.710256 ± 123	
Oct. 5	50	20	0.710214 ± 25	
Nov. 24	50	20	0.710203 ± 58	
Mean (19 separate runs)			0.710220 ± 14	
			(weighted 0.710214 ± 3)	

* Each block contains 9 sets of isotopic ratios.

** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$.
Errors correspond to the last digits and are the 95% confidence level for the means.

*** 50 ng Sr was loaded on a filament but the most part was lost before isotopic analysis.

に補正した場合の係数 f を求めた。即ち、

$$f = 2.59265 / ({}^{85}\text{Rb} / {}^{87}\text{Rb})_{\text{measured}}$$

異なった4回の測定から得られた平均値は、 $f = 0.99724$ (標準偏差 = 0.00060) であった。スパイクを加えた試料の ${}^{85}\text{Rb} / {}^{87}\text{Rb}$ 同位体比測定値には、この f 値を乗じて補正をおこなった。通常10スキャンを1ブロックとし、6ブロックの測定の平均から測定値を求めた。

一方、Srの場合は4個の同位体 (${}^{84}\text{Sr}$, ${}^{86}\text{Sr}$, ${}^{87}\text{Sr}$, ${}^{88}\text{Sr}$) があり、Sr以外の3個の同位体の存在度比は一定として差し支えない。従ってスパイクを加えた試料の2つの同位体比を測定することによって、質量分別の効果をそれぞれの試料に対して正確に補正することができる (例えば Dodson, 1970)。本来は各スキャン毎のデータそれぞれについて、この補正を行なうことが望ましいと思われるが、本研究では各ブロックごとの ${}^{84}\text{Sr} / {}^{86}\text{Sr}$ 比と ${}^{88}\text{Sr} / {}^{86}\text{Sr}$ 比の平均値に対してこの補正を行ない、通常6ブロックの補正值からSr濃度を決定した。Sr濃度の、6ブロックでの標準偏差は、普通0.1%程度以下、大きくても0.3%程度であった。

3. 希ガス分析

希ガスの測定は、岡山理科大学基礎理学科の長尾敬介氏にお願いした。分析方法は、Takaoka (1976), Takaoka and Nagao (1978) に詳しく述べられている。分析を行なった隕石は、6個の衝突溶融したYamato-79 LLコンドライト (Yamato-790143, -790345, -790397, -790519, -790723, -790964) と、その他の1試料 (Yamato-74442 (LL3-4)) である。分析は20-180mgの試料について行なった。試料はアルミ箔に包んだ

ものを、まとめてサンプルホルダーにセットし、約150°Cで一晩焼き出しを行なった。希ガスの抽出は、モリブデン製のつぼ内に落とした試料を、約1600°Cで20分間加熱、融解させて行なった。

質量分析計の感度と質量分別係数を求めるために、測定期間中、標準試料の測定を2回行なった。2回の測定の各希ガスの感度の差は、大きいものでも5%以内であり、比較的安定した状態であった。

ブランクは、HeとNeについては、いずれの試料についても十分小さい(3%以下)。しかし、KrとXeについてはブランクの影響が大きく、特に30mg以下の試料(Yamato-790345, -790397)では、 ^{132}Xe の約半分、 ^{84}Kr のほとんどがブランクに相当し、影響が重大であった。

4. X線マイクロアナライザーによる主成分元素の定量分析

国立極地研究所から借り受けた研磨薄片(Yamato-790964, 82-1; Yamato-790519, 73-1; Yamato-790143, 92-2)について、X線マイクロアナライザーによる主成分元素の定量分析を行なった。分析には、岡山大学地球内部研究センターのJEOL JAX5Aを使用した。測定はすべて、加速電圧15kV、試料電流20nAの条件のもとで、径5 μm 以下に絞った電子ビームを用い、計数時間10秒間で行なった。測定値の補正は、Bence and Albee(1968)の方法に従った。主に、かんらん石、輝石についてのCa-Mg-Feの部分分析を行なったが、Yamato-790964のかんらん石、輝石、ガラス質部分については、9元素あるいは12元素の全分析も行なった。ガラス質部分の分析では、ビーム径が小さいために、Naにかなりの損失が生じたと思われる。

III 結果および考察

1. 衝突溶融した隕石の岩石学的特徴

-- Yamato-790964 を例として --

1) かんらん石

メルトから晶出したと考えられる自形の細かいかんらん石が多量に存在すると同時に、しばしば大きなレリックの結晶が見られる。細かい自形かんらん石は場所的にまとまって産し、粒径は数 μm 程度のものが普通である。それらの間の細かい隙間は、ガラス質物質によって埋められている (Plate 1)。このような組織のかんらん石は、角れき岩化を受けた他の LLコンドライト中の岩石質フラグメントの中に、しばしば見うけられるタイプの1つである (例えば、Bhola, Shiena, Soko Banja--Foder and Keil, 1978; Kraehenberg--Wlotzka et al., 1983; St. Mesmin--Dodd and Jarosewich, 1974 など。但し、Yamato-790964の場合、かんらん石の粒径はより小さく、ガラス質物質はより脱ガラス化しているという違いがある。) 。いずれにせよこうした組織は、明らかにメルトからできたものであると考えられている。

一方、このコンドライト中には、しばしば数百 μm 以上の大きなかんらん石結晶のフラグメントがある。これらは、多くの fracture とモザイク状の波動消光を示すことから、強い衝撃によって変形を受けたレリックであることがわかる (Plate 2)。さらに、時折、平行に並んだ細長い骸晶状のかんらん石の集合が見られるが、これは、棒状かんらん石コンドリュールの再結晶化が進んだもののレリックのフラグメントであろう (Plate 3)。これによく似た組織のコンドリュールは、強い衝撃変成作用を受けたとされる Modoc (L6) (Dodd et al., 1967; Nakamura and



Plate 1 Photomicrograph of the polished thin section of the Yamato-790964. This figure shows euhedral olivines(OL) and pyroxenes(PX) with interstitial glassy matrix(G). There are abundant vesicles(V). (open, x260)

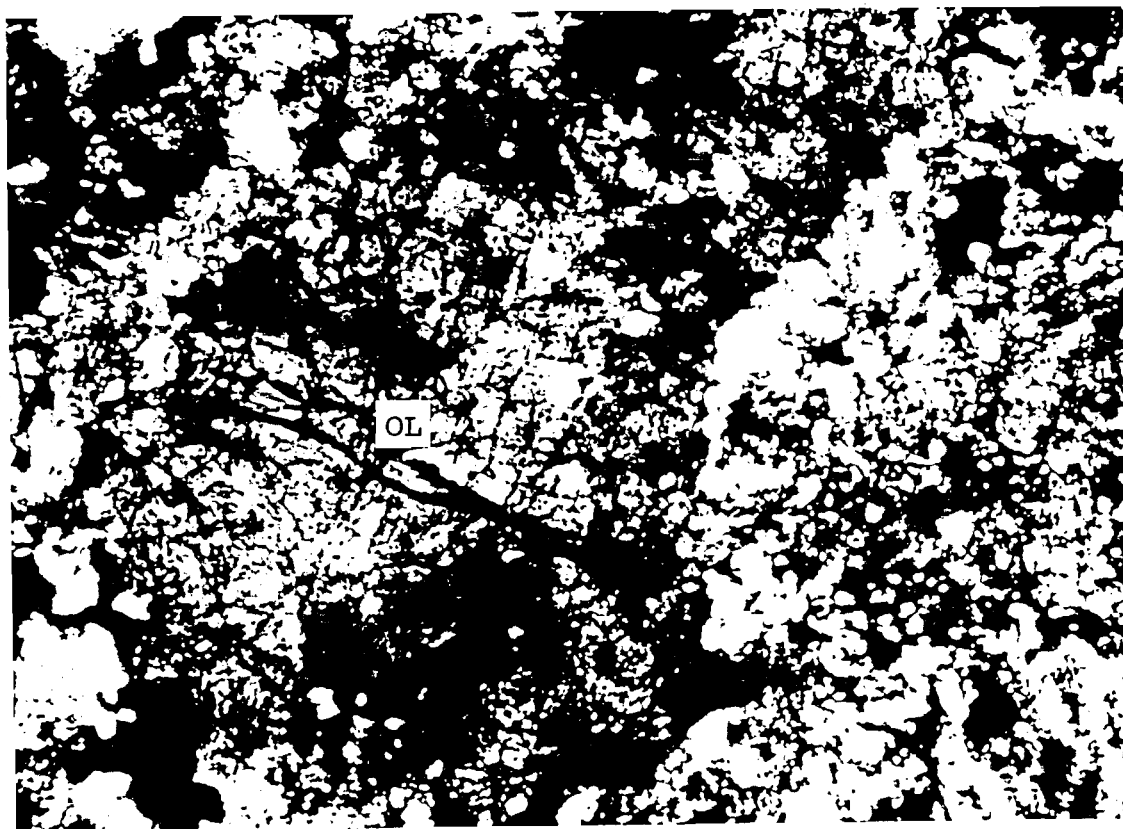


Plate 2 Photomicrograph of the polished thin section of the Yamato-790964. There is a large fragment of olivine crystal(OL) showing mosaic texture. (cross, x150)

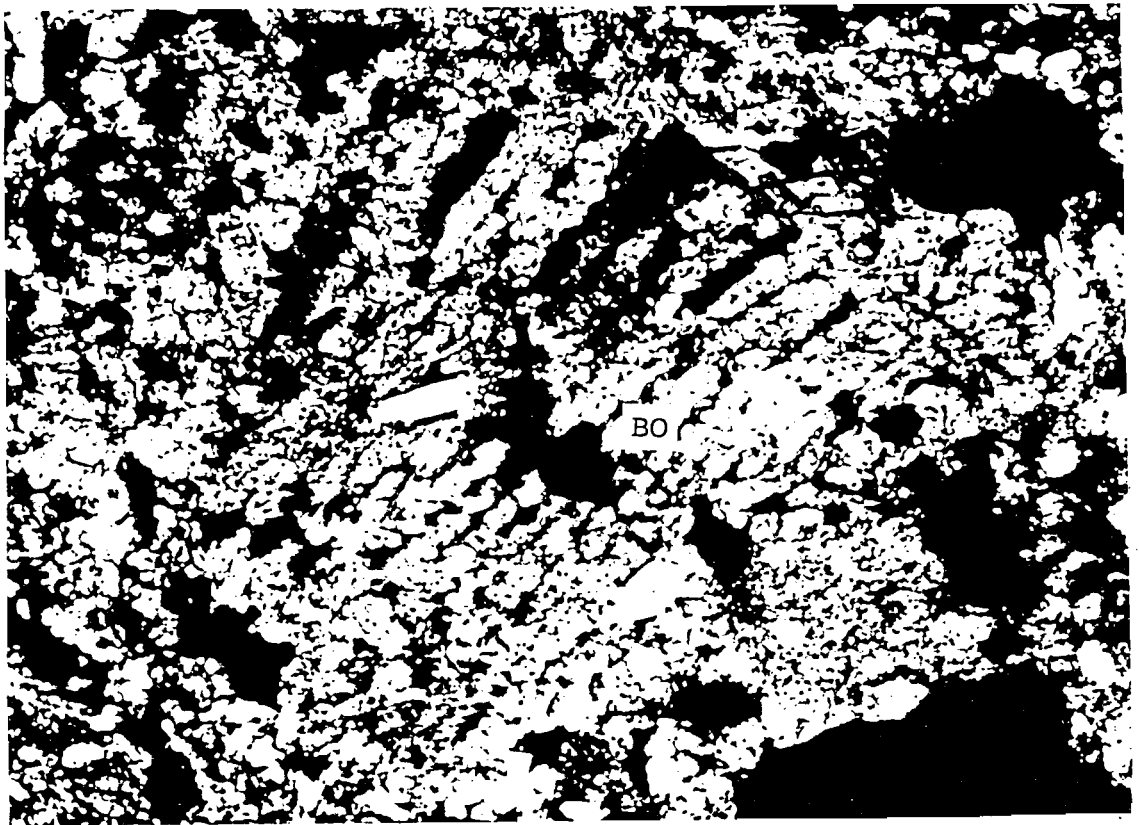


Plate 3 Photomicrograph of the polished thin section of the Yamato-790964. (cross, x150)
A relic of barred-olivine chondrule(BO) is seen at the center of the figure. This seems to be significantly metamorphosed possibly by shock heating.



Plate 4 Photomicrograph of the polished thin section of the Yamato-790964, showing zoned pyroxene crystals (PX) at the center and upper left.
(cross, x260)

Tatsumoto, 1980) などでも見られる。

これらのかんらん石のFa含有量は、多くの場合、大きなレリックの斑晶で27.5-31%、自形の結晶で28.5-34%、棒状結晶 (barred olivine) で29-35%の変動範囲にある。殆どの場合、周辺部にいくほどFeに富む累帯構造を示す (Table 8, 9, 10)。

さらに、Fa含有量の変動は、かんらん石の粒径に強く依存している。即ち、薄片上での見掛けの中の小さいものほど中心部、周辺部ともにFa含有量が高くなり、平衡LLコンドライトの範囲より、はっきりはずれた組成となる (Fig. 2)。

一般に、このようなかんらん石の累帯構造は、非平衡コンドライトあるいは、“平衡”コンドライト中の非平衡なフラグメントやコンドリュールにおいてよく見られることであり (例えば、Vishnupur (LL6) - Wlotzka et al. (1983); Bishunpur (L3), Chainpur (LL3) and Krymka (LL3) - Rambaldi (1981); St. Mesmin-Dodd & Jarosewich (1974)), 火成作用的な、即ち、メルトからの結晶作用に伴って生じた累帯構造と考えられている。

Yamato-790964 LLコンドライトに含まれるかんらん石中のCaO含有量は、0.08-0.30wt%までの変動範囲を示す。タイプ4-6の普通コンドライトのかんらん石は、0.1wt%以下のCaOしか含まない (Keil and Fredriksson, 1964) が、タイプ3の普通コンドライト中のコンドリュールのかんらん石のCaは、大きな変動を示しながらも概して高い含有量を示すことが知られている (例えば Chainpur (LL3) - Keil et al., 1964; Sharps (H3) - Dodd, 1968; Tieschitz (H3), Semarkona (LL3) - Scott and Taylor, 1983)。したがって、Yamato-790964

Table 8 Major chemical compositions of porphyritic olivine of Yamato-790964.

	1	2	3		4	
			core	rim	core	rim
SiO ₂	37.27	36.80	35.82	35.83	37.30	36.74
TiO ₂	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Al ₂ O ₃	.05	.08	.38	.08	.00	.06
FeO	26.54	26.44	24.04	26.92	25.22	27.46
MnO	.42	.29	.30	.30	.40	.43
MgO	34.41	35.09	32.47	34.00	36.49	34.20
CaO	.28	.23	.17	.24	.24	.30
Na ₂ O	.01	.02	.00	.02	.00	.03
K ₂ O	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Cr ₂ O ₃	-	.21	.65	.34	-	-
NiO	-	.03	.99	.04	-	-
V ₂ O ₅	-	.04	.00	.00	-	-
Total	98.98	99.23	94.82	97.77	99.65	99.22
Fa (mol%)	29.94	29.51	28.83	30.52	27.72	30.77

	5		6	7	Mean*
	core	rim			
SiO ₂	36.74	36.89	37.78	37.27	37.10 ± .37
TiO ₂	.00	.01	.01	.01	.002 ± .004
Al ₂ O ₃	.07	.06	.88	.50	.21 ± .32
FeO	26.47	25.94	25.62	25.15	26.10 ± .78
MnO	.42	.41	.27	.27	.36 ± .07
MgO	36.23	35.88	34.31	35.20	35.23 ± .89
CaO	.26	.23	.29	.30	.27 ± .03
Na ₂ O	.01	.01	.00	.00	.009 ± .009
K ₂ O	.00	.00	.07	.02	.012 ± .026
Cr ₂ O ₃	-	-	.37	.30	.29 ± .08
NiO	-	-	.12	.03	.06 ± .05
V ₂ O ₅	-	-	.00	.23	.09 ± .12
Total	100.20	99.43	99.72	99.28	99.73
Fa (mol%)	28.83	28.63	29.27	28.39	29.36

* Data for No.3 sample were excluded.

Table 9 Major chemical compositions of barred olivine of Yamato-790964.

	1	2	3	4	Mean		
SiO ₂	34.73	36.31	36.30	36.00	35.83	±	.75
TiO ₂	.03	.00	.00	.02	.011	±	.014
Al ₂ O ₃	.37	.18	.24	.08	.22	±	.12
FeO	30.60	29.79	28.39	28.50	29.32	±	1.06
MnO	.51	.34	.30	.29	.36	±	.10
MgO	31.78	31.58	33.07	33.12	32.39	±	.82
CaO	.20	.16	.19	.08	.16	±	.05
Na ₂ O	.09	.15	.01	.01	.07	±	.07
K ₂ O	.02	.00	.00	.00	.004	±	.009
Cr ₂ O ₃	-	.13	.24	.17	.18	±	.06
NiO	-	.014	.08	.012	.04	±	.04
V ₂ O ₅	-	.00	.09	.00	.03	±	.05
Total	98.33	98.65	98.92	98.28	98.62		
Fa (mol%)	34.77	34.38	32.28	32.40	33.68		

Table 10 Results of FeO-MgO-CaO analysis for olivines in Y-790964.

FeO	MgO	CaO	Fe	Mg	Ca	apparent size (μm) & remarks*	FeO	MgO	CaO	Fe	Mg	Ca	apparent size(μm) & remarks
(wt%)			(mol%)				(wt%)			(mol%)			
30.42	31.27	0.16	35.22	64.54	0.24	barred (10)**	27.56	34.09	0.24	31.09	68.56	0.35	30x40 core
29.94	30.96	0.15	35.09	64.69	0.22	barred (12)**	28.83	33.60	0.13	32.43	67.38	0.19	rim
30.60	31.58	0.19	35.12	64.60	0.28	barred (9)**	28.84	32.08	0.12	33.47	66.35	0.18	20x30 core
27.74	33.99	0.22	31.30	68.38	0.32	20x40	28.82	32.65	0.21	33.02	66.68	0.30	30x30 core
25.26	34.98	0.14	28.77	71.02	0.21	? core	25.55	35.81	0.27	28.48	71.13	0.39	80x200u core
26.20	35.14	0.22	29.40	70.29	0.31	core-rim	26.39	35.48	0.11	29.40	70.44	0.16	rim
27.03	34.03	0.28	30.70	68.90	0.40	rim	25.36	35.03	0.17	28.82	70.93	0.25	100x250 core
26.95	33.84	0.25	30.77	68.87	0.36	rim	25.94	34.97	0.22	29.29	70.39	0.32	rim
26.98	34.49	0.27	30.38	69.24	0.39	150x200 core	25.11	35.75	0.22	28.18	71.51	0.31	200x300 core
26.16	35.74	0.25	29.01	70.64	0.35	rim	25.10	35.71	0.20	28.20	71.52	0.28	rim
29.36	32.28	0.18	33.69	66.04	0.27	40x40e core	28.16	33.42	0.19	32.01	67.72	0.27	60x100 rim
29.84	31.99	0.18	34.26	65.48	0.26	rim	26.08	35.04	0.27	29.34	70.26	0.39	250x400 rim
25.95	35.23	0.30	29.11	70.46	0.43	? e core	25.54	35.28	0.28	28.77	70.83	0.40	60x70 core
27.08	34.21	0.26	30.64	68.99	0.37	core-rim	26.20	35.09	0.27	29.40	70.22	0.38	rim
29.51	31.86	0.29	34.05	65.53	0.43	rim	29.15	32.53	0.19	33.36	66.36	0.28	barred (10)**
25.63	35.37	0.24	28.80	70.85	0.35	100x200s core	28.62	32.96	0.17	32.67	67.08	0.25	barred (20)**
25.85	35.08	0.25	29.14	70.51	0.35	rim	29.28	32.26	0.19	33.65	66.08	0.28	barred (15)**
25.33	36.09	0.20	28.17	71.54	0.29	150x200u core	25.25	35.30	0.10	28.60	71.26	0.14	~80x200 core
30.11	32.78	0.15	33.93	65.85	0.22	rim	25.90	34.73	0.19	29.41	70.32	0.28	rim
26.13	35.21	0.13	29.34	70.47	0.19	150x150e core	29.82	31.10	0.17	34.89	64.86	0.26	barred (12)**
27.21	34.08	0.24	30.82	68.83	0.35	rim	29.73	31.85	0.19	34.28	65.45	0.27	barred (15)**
26.58	33.63	0.24	30.61	69.03	0.36	30x50	25.28	35.28	0.21	28.58	71.11	0.31	~200x300u core
25.82	35.85	0.25	28.68	70.98	0.35	400x400m core	26.22	35.48	0.25	29.20	70.44	0.35	rim
26.02	35.73	0.26	28.89	70.73	0.37	rim	28.59	33.34	0.17	32.40	67.35	0.25	40x40s core
27.23	33.72	0.27	31.05	68.55	0.40	barred (40)**	26.07	35.53	0.23	29.06	70.61	0.33	~50x100u core
27.02	32.96	0.21	31.41	68.29	0.31	barred (18)**	25.43	36.37	0.29	28.06	71.54	0.41	200x300 core
26.08	33.76	0.26	30.12	69.50	0.38	barred (≥24)**	26.25	35.16	0.21	29.44	70.27	0.30	rim
26.10	35.50	0.16	29.13	70.64	0.23	20x30i(px)	27.79	34.34	0.10	31.18	68.68	0.15	~100x120 core
26.48	35.16	0.19	29.62	70.11	0.27	60x100 core	28.65	33.42	0.26	32.35	67.27	0.37	rim
28.20	33.85	0.22	31.74	67.93	0.32	rim	29.51	32.50	0.27	33.62	65.99	0.39	30x50 core
26.75	34.75	0.08	30.12	69.76	0.12	600x600 core	25.25	36.45	0.16	27.93	71.85	0.22	200x300 core
26.25	34.89	0.28	29.57	70.04	0.40	core-rim	24.99	36.69	0.21	27.57	72.14	0.30	250x350 core
25.94	34.88	0.26	29.33	70.29	0.38	core-rim	25.97	34.31	0.26	29.69	69.92	0.39	rim
26.41	35.40	0.25	29.40	70.24	0.36	rim	26.53	35.13	0.18	29.68	70.06	0.26	~200x250 core
25.37	36.22	0.23	28.12	71.55	0.33	150x150 core	26.81	35.13	0.17	29.90	69.86	0.24	rim
26.26	35.13	0.24	29.44	70.22	0.34	rim	24.86	36.14	0.19	27.77	71.96	0.27	70x80 core
25.02	36.30	0.24	27.79	71.87	0.34	~200x250u core	26.09	35.58	0.14	29.09	70.71	0.20	80x100 core
25.21	36.28	0.20	27.97	71.75	0.29	? u core	27.19	34.61	0.17	30.52	69.23	0.25	rim

* e:ehedral, s:subhedral, u:unhedral, i(px):included in pyroxene, w:showing mosaic texture.

** Apparent width(μm) of barred olivine crystal is given in parentheses.

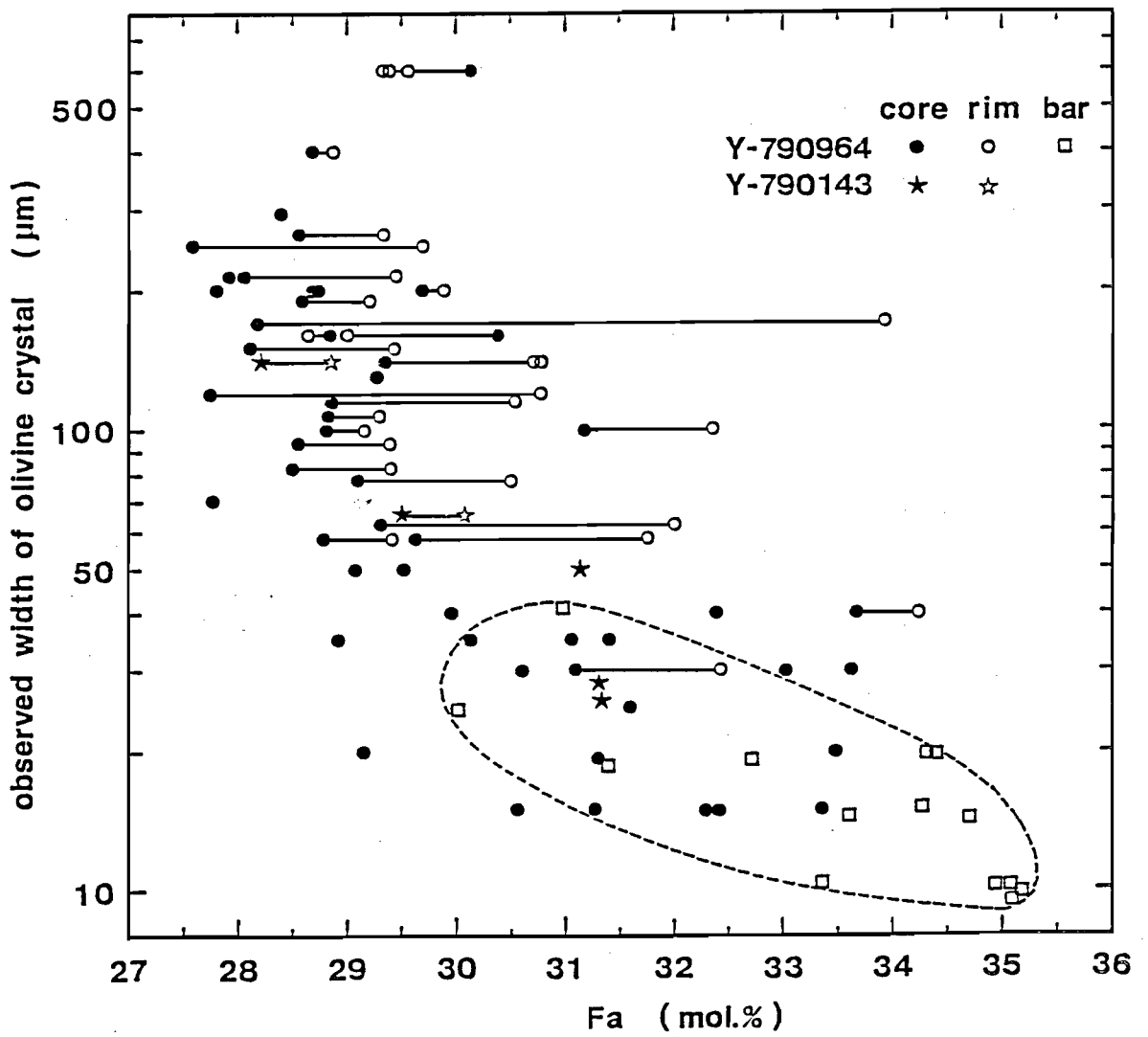


Fig. 2 Apparent width of olivine crystal vs. fayalite content for the Yamato-790964 and Yamato-790143. The envelope represents barred olivines(bar).

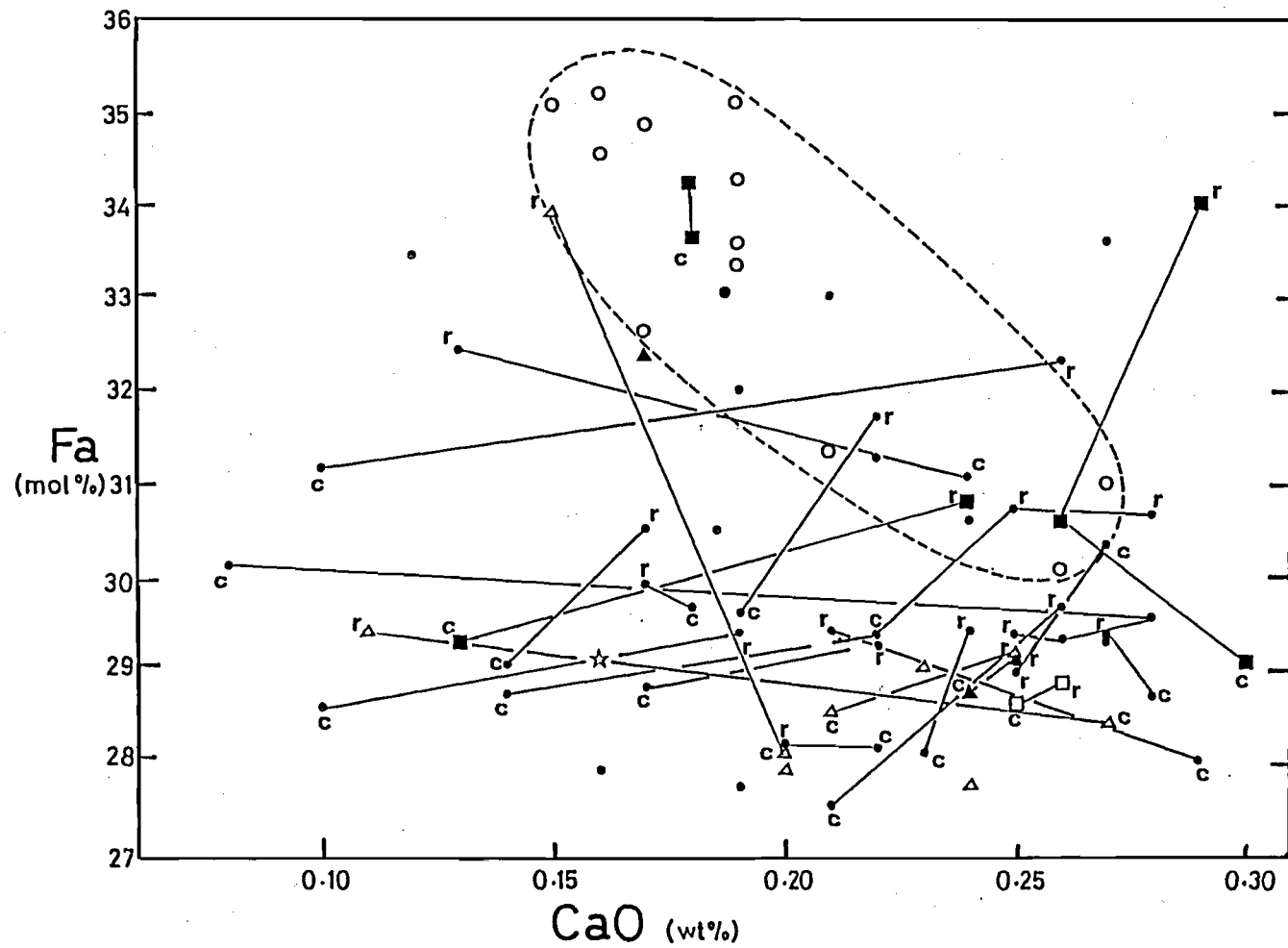


Fig. 3 Fayalite content vs. CaO content diagram for the Yamato-790964. The envelope with dashed line represents barred olivines.

のかんらん石は、F a成分が割合均質であるにもかかわらず、C a含有量については非平衡コンドリュール中のカンラン石のそれに類似している。D o d d & J a r o s e w i c h (1 9 7 6) は、S t . M e s m i n の o l i v i n e m i c r o p o r p h y r y についてF eとC aに正の相関があることを報告したが、Y a m a t o - 7 9 0 9 6 4 の場合、斑状のかんらん石にはそのような相関は全く認められなかった。しかし、レリックコンドリュール中の棒状かんらん石では、結晶の巾が狭いものほどF a成分が高く、C a含有量が低いという、F eとC aの逆相関が認められた(F i g . 3)。M i y a m o t o e t a l . (1 9 8 0) は、普通コンドライトのかんらん石の累帯構造を分類し、中心部から周辺部に向かって、F eが多くなり、C aが少なくなるような累帯構造は、変成作用によって生じるものと示唆した。変成作用による拡散によって、このような累帯構造ができたのなら、粒径の小さいものほど周辺部的な組成、つまりF eに富み、C aに乏しくなる傾向を示すはずである。Y a m a t o - 7 9 0 9 6 4 の棒状かんらん石は、おそらくこれに相当するのであろう。なぜなら、溶けずに残った棒状かんらん石は、衝突加熱による熱変成作用を受けたはずだからである。一方、波動消光を示す大きなレリック結晶では、F e含有量は相対的に低くまとまっているのに対し、C a含有量は、変動が大きい。これは衝突加熱を受ける前の組成を基本的に反映していると考えられる。

2) 輝石

輝石の多くは、l a t h 状の自形をしており、b r o w n g l a s s を密接に伴って産する。大きいものは巾100 μ m近くに達し、長さは500 μ m以上にもなる。小さいものは、b r o w n g l a s s 中の針状のクリスタライトとして多量に産する。自形の輝石は、たいてい反応縁を持って周囲のガラス質マトリックスと接しており、化学組成の累帯構造を持っているのが普通である。

累帯構造による組成の変動は中心部から周辺部に向かってマグネシウムピジョン輝石からオーザイトまでのさまざまな変動を示す (Fig. 4)。また周辺部に向かってAlの増加も認められる (Table 11)。周辺部付近で急激に組成が変動することが鏡下における観察からも容易にわかる (Plate 4)。この自形をした輝石の組成変化はきわめて大きく、 $En_{69.5}Fs_{25}Wo_{5.5}$ から $En_{17-14.5}Fs_{45-47.7}Wo_{38}$ にわたる範囲にほとんど連続的な分布を示す (Fig. 4)。これとよく似た輝石の組成変化は、月の角れき岩60017や77135 (Sato et al., 1982; Takeda et al., 1983; Miyamoto et al., 1984) や強い衝突によって部分的に熔融したLコンドライト Ramsdorf (Begemann and Wlotzka, 1969) でも報告されている。輝石におけるYamato-790964と、月の角れき岩との類似は、岩石組織の特徴などとともに、Yamato-790964が、衝突によって形成された母天体の表層物質 (レグリス物質) であることを示している (Sato et al., 1983; Miyamoto et al., 1984)。また自形の輝石は、brown glassを伴って、気孔の周囲に産することも多い。このような産状から自形の輝石は明らかにメルトからの急冷によってできたものと言える。

自形の輝石の他に、時折、輝石コンドリュールのレリックが存在する。輝石コンドリュールは棒状かんらん石コンドリュールに比べて大きく、みかけの直径で約2mmに達するものもある。これらの輝石コンドリュールを構成しているのは、放射状組織を示す輝石の集合、あるいは双晶した転移ブロンザイトの細かい結晶の集合である。こうしたレリックコンドリュール中の斜方輝石には、0.9から3.8wt%までのCaOが含まれ、しばしば周辺部でCaO含有量が高くなる。このように、CaOに富んだ (>1wt%) 斜方輝石は、岩石学的タイプ6までの普通コンドライトでは一般に存在しないが (Dodd, 1981)、タイプ7のShow (L) 隕石 (Fredriksson and Mason,

Table 11 Major chemical compositions of pyroxene of the Yamato-790964.

	1			2		3	
	core	rim-1	rim-2	core	rim	core	rim
SiO ₂	53.54	48.78	48.01	52.65	48.62	52.81	50.25
TiO ₂	.10	.20	.47	.07	.18	.07	.39
Al ₂ O ₃	.84	6.89	7.44	1.63	6.64	.50	1.72
FeO	15.51	10.48	9.62	14.74	10.07	14.94	9.75
MnO	.42	.34	.30	.45	.28	.28	.22
MgO	23.93	17.10	15.18	21.83	16.65	24.83	16.37
CaO	4.68	13.88	16.05	7.57	14.29	3.60	16.16
Na ₂ O ₃	.12	.37	.64	.15	.59	.10	.44
K ₂ O	.00	.006	.009	.00	.011	.00	.00
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.02	1.38
NiO	-	-	-	-	-	.004	.016
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	.00	.03
Total	99.14	98.05	97.72	99.09	97.33	98.15	96.73
En	66.48	51.90	47.27	61.42	51.13	69.36	48.93
Fs (mol%)	24.17	17.83	16.81	23.27	17.34	23.42	16.36
Wo	9.35	30.27	35.93	15.31	31.53	7.22	34.72

	4		5	6		7
	core	rim		core	rim	
SiO ₂	52.48	52.10	52.31	50.77	45.58	49.99
TiO ₂	.10	.29	.18	.15	.06	.05
Al ₂ O ₃	.60	1.55	1.31	2.93	11.85	3.11
FeO	14.69	8.79	10.72	15.23	13.55	14.02
MnO	.27	.19	.33	.28	.25	.25
MgO	23.66	16.13	18.06	25.88	23.02	26.36
CaO	5.28	18.00	13.44	.87	1.84	2.01
Na ₂ O ₃	.16	.48	.35	.05	.12	.08
K ₂ O	.00	.004	.00	.02	.008	.005
Cr ₂ O ₃	1.14	1.37	-	.29	.63	.48
NiO	.00	.017	-	.03	.03	.06
V ₂ O ₅	.20	.39	-	.00	.23	.19
Total	98.58	99.31	96.70	96.50	97.17	96.61
En	66.28	47.44	53.54	73.84	72.07	73.91
Fs (mol%)	23.09	14.50	17.83	24.38	23.80	22.04
Wo	10.63	38.06	28.63	1.78	4.13	4.05

No.1-5 : euhedral pyroxene.

6,7 : radial pyroxene in a relic chondrule.

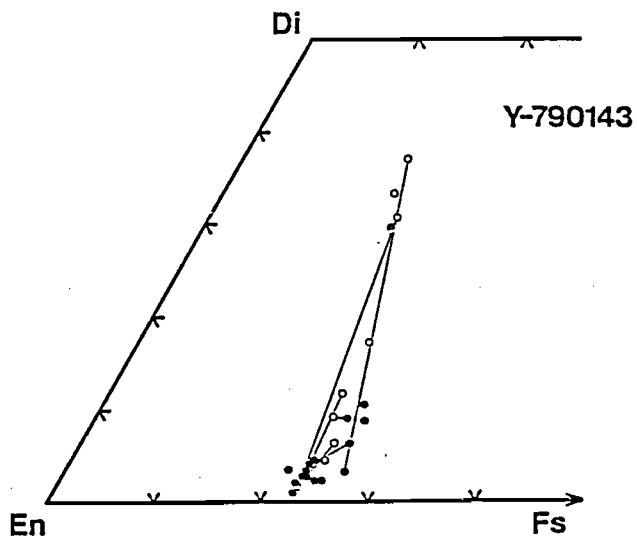
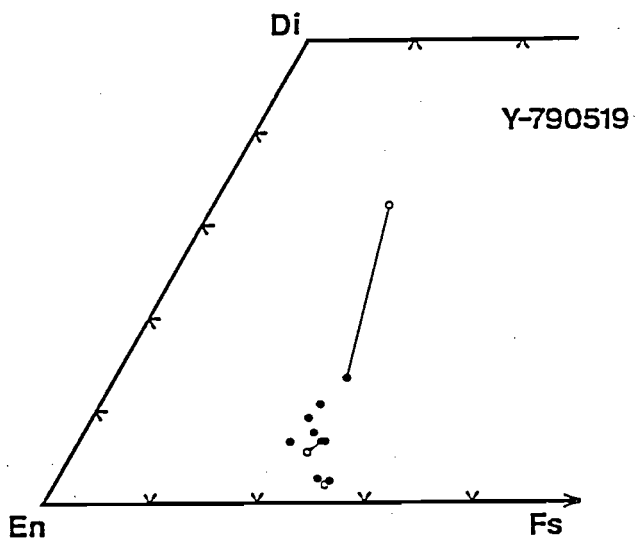
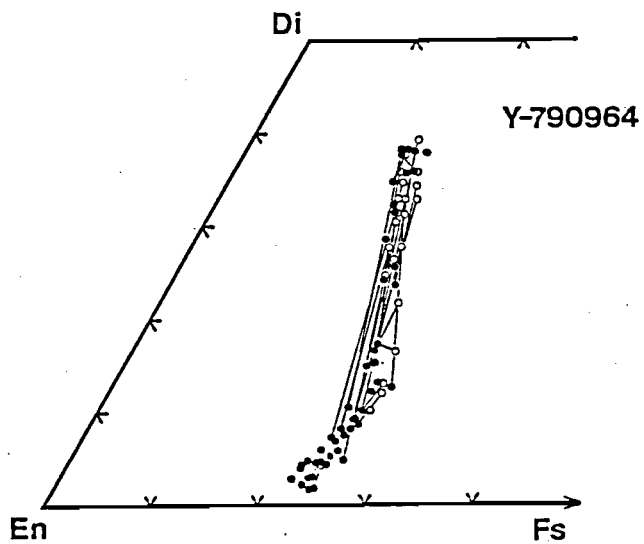


Fig. 4 Pyroxene compositions of Yamato-790964, Yamato-790519 and Yamato-790143. Solid and open circles joined by a line represent core and rim within a single grain, respectively.

1967; Dodd et al., 1975)や St. Mesmin中の LL7のフラグメント(Dodd, 1974a)において報告されている。

一方、双晶したlow-Ca輝石はタイプ3のコンドライトに多く、タイプ5以上では見られなくなる(Jobbins et al., 1966)ことから、Yamato-790964に含まれる双晶した輝石の集合からなるレリックコンドリュールの存在は、タイプ3あるいは4のコンドリュールが、もともとこの隕石に含まれていたことを示している。このことは、CaO濃度の高いかんらん石(>0.1wt%:タイプ3の特徴)がレリックフラグメントとして、あるいはレリックコンドリュール中の棒状かんらん石として存在することとも調和している。このことは、衝突溶融する以前のYamato-790964が、非平衡なコンドライト物質であったことを示唆している。

3) ガラス質物質

Table 12に "Brown glass" と呼ばれるガラス質物質(No. 1~6)と、レリックコンドリュール中の棒状かんらん石コンドリュールの間を埋めているガラス質物質の、主成分分析値とノルム組成を示した。各酸化物の合計が、100%よりかなり小さいことから見て、分析値の精度には問題がある(特に、No. 4, 5a, 5b, 6)。ガラス質物質の分析は、かんらん石、輝石と同様に、直径数 μm の電子ビームによる点分析から求めたものである。この方法によるガラス質物質の分析は、分析中に生じるNaの減少が大きな影響を及ぼすことがあるので(例えば、Wilkening, 1978)、Table 12の分析値においても、 Na_2O が実際よりも少なく定量されている可能性が高い。しかし、No. 2の分析値では酸化物の合計が100%をかなり超えており、必ずしも Na_2O の減少だけでは説明できない。主要元素の分析は3元素ずつ行なっているので、少なくとも各分析点について3回に分けて

測定をおこなっている。したがって、正確な分析値を得るためには、測定位置の再現性が良いことと、試料の化学組成が均質であることが必要である。しかし、鏡下の観察からわかるように、“brown glass”部分は、多くの晶子を含んでおり、化学組成が均質であるとは期待できない。測定の電子ビームの直径が小さいことを考えると、分析値の精度が良くない原因の1つは“brown glass”の不均質さによると考えられる。

しかし、分析精度が良くないことを考えても、Table 12の結果から、Yamato-790964に含まれるガラス質物質のいくつかの特徴を指摘することができる。まず、“brown glass”と棒状かんらん石コンドリュールの間を埋める等方性のガラスでは、組成に違いがあることがわかる。即ち、前者は後者に比べて Al_2O_3 、 FeO 、 CaO が多く、 SiO_2 、 Na_2O が少ない。このため、後者の方が、ノルム組成において、石英、アルバイトが多く、コンドリュール中のガラスの組成としては典型的なものとなっている。後者では、ノルムコランダムがあってもわずかであるのに対し、“brown glass”では、必ず相当量のノルムコランダムが計算される。この違いはFig. 5のAl-(Na+K)-Caダイアグラム上によく表わされている。即ち、棒状かんらん石コンドリュールの間を埋めるガラス質物質が、この図で、アルカリ長石(Ab, K-f)と灰長石(An)を結ぶ線上付近にプロットされるのに対し、“brown glass”はこの線より上側(Al側)にプロットされる。しかしどちらも、他のいくつかの普通コンドライトのコンドリュール、あるいは岩石質フラグメント中のガラスおよびガラス質物質のデータの分布範囲内において、この図で見る限り、他のコンドライト中のガラス質物質との違いはない。同じデータを SiO_2 と Al_2O_3 の図にプロットしたのがFig. 6である。他の普通コンドライト中のガラスでは、 SiO_2 の多いものほどノルムコランダムの出現率が高いのに対して、Yamato-790964のbrown glassでは、 SiO_2 が少なく Al_2O_3 の絶対量も高いという目立った違いがある。

Table 12 Major chemical and normative compositions of glassy materials of Yamato-790964.

(wt%)	1	2	3	4	5a	5b	6	7	8	"Brown Glass" mean (No.1-6)
SiO ₂	60.18	52.58	61.24	46.51	45.57	47.05	49.87	67.07	69.59	51.86 ± 6.50
TiO ₂	.58	.33	.46	.24	5.14	.21	1.01	.54	.41	1.14 ± 1.79
Al ₂ O ₃	24.89	37.06	22.95	39.26	27.56	27.38	24.25	17.08	15.73	29.05 ± 6.47
FeO	2.70	4.58	2.80	.63	5.74	1.87	6.26	1.81	1.27	3.51 ± 2.07
MnO	.05	.05	.012	.03	.06	.015	.013	.020	.001	.03 ± .02
MgO	.87	1.15	.71	.25	.29	.65	1.55	.82	.48	.78 ± .46
CaO	3.55	2.36	3.43	2.27	1.97	7.64	3.09	2.29	1.45	3.47 ± 1.94
Na ₂ O ₃	6.33	5.92	6.46	5.24	4.34	4.13	5.10	6.88	8.07	5.36 ± .92
K ₂ O	.12	.11	.13	.15	.15	.19	.10	.11	.12	.14 ± .03
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	.00	.007	.02	.04	.012	.010 ± .012
NiO	-	-	-	-	.016	.009	.02	.04	.08	.016 ± .007
V ₂ O ₅	-	-	-	-	.25	.07	.15	.68	.53	.16 ± .09
Total	99.27	104.14	98.19	94.58	91.09	89.22	91.43	97.38	97.74	95.93
Norm*										
Q	12.2	7.1	13.0	10.4	15.6	4.0	7.0	20.0	18.2	
C	7.9	22.0	6.1	27.9	18.4	7.3	11.1	1.5	-	
or	.7	.6	.8	.9	.9	1.2	.7	.7	.8	
ab	53.9	48.0	55.7	46.9	40.4	39.2	47.3	60.2	70.3	
an	17.7	11.3	17.3	11.9	10.7	42.5	16.8	11.8	6.5	
di	-	-	-	-	-	-	-	-	.8	
hy	6.3	10.4	6.3	1.5	3.2	5.3	15.0	4.7	2.7	
cm	-	-	-	-	-	.0	.0	.1	.0	
il	1.1	.6	.9	.5	10.7	.4	2.1	1.1	.8	
Atomic										
Fe/Fe+Mg	.63	.69	.69	.58	.92	.62	.69	.55	.60	

No.1-6 : glassy and micro-crystalline materials; so-called "brown glass".
7,8 : isotropic glass between barred olivine grains.

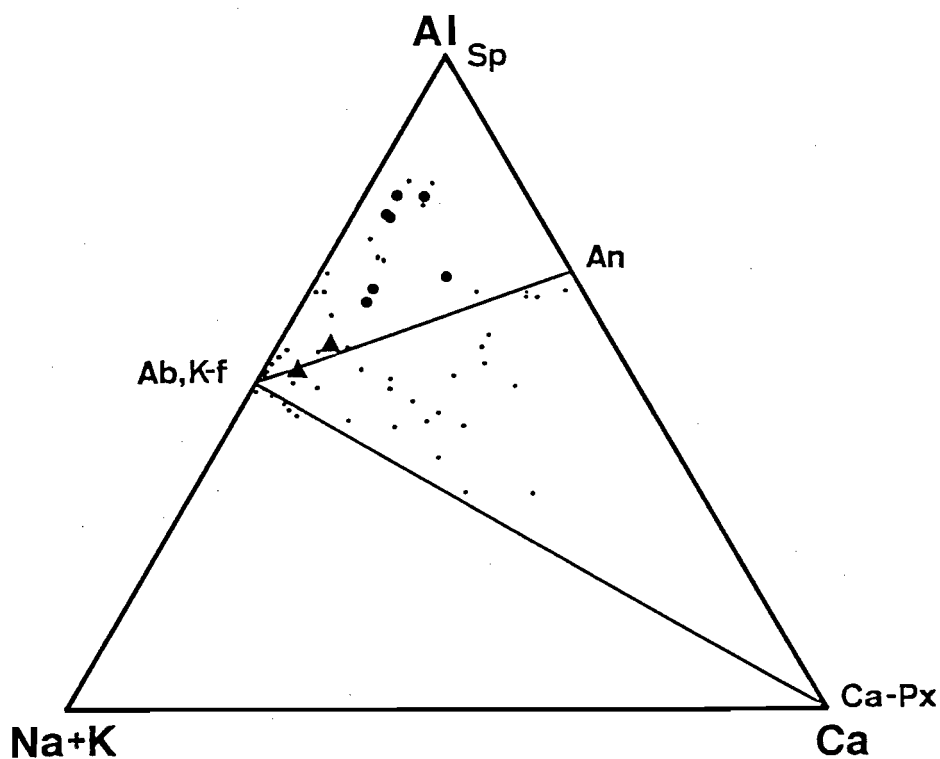


Fig. 5 Al-(Na+K)-Ca triangular diagram for glassy materials. Solid circle and triangle represent "brown glass" and rather isotropic glass among barred olivines in Y-790964 respectively. Dots represent glass and glassy materials in ordinary chondrites (Kurat, 1967; Van Schmus, 1967; Fredriksson & Kraut, 1967; Binns, 1971; Graham et al., 1976; Foder & Keil, 1976; Dube et al., 1977; Wilkening, 1978; Ikeda & Takeda, 1979; Kimura et al., 1979; Rambaldi, 1981; Bischoff et al., 1983; Wlotzka et al., 1983; Takada et al., 1983).

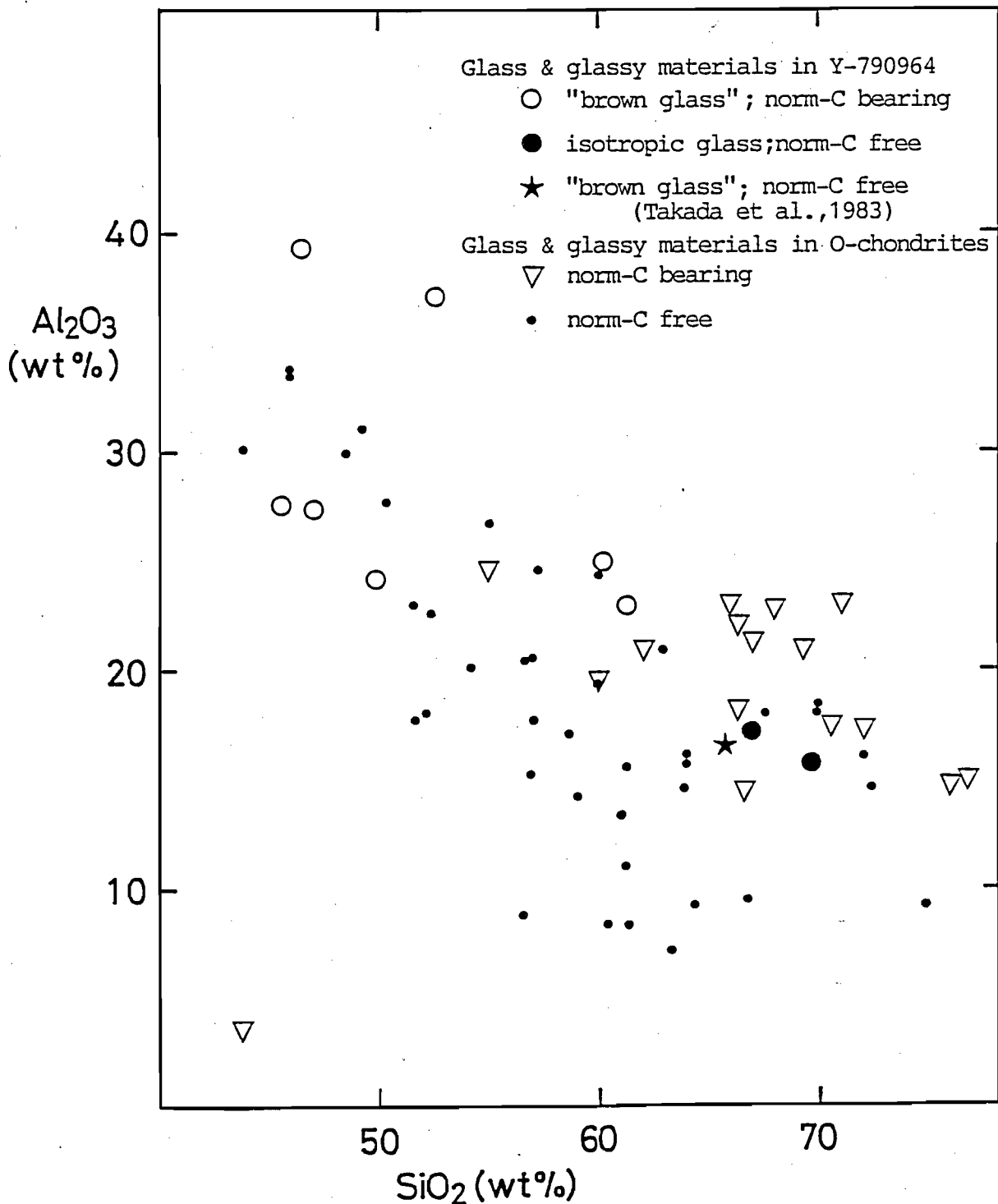


Fig. 6 Al₂O₃ vs. SiO₂ diagram for glass and glassy materials in the Yamato-790964 and other ordinary chondrites. References for ordinary chondrites except for Yamato-790964 are the same as quoted in Fig. 5. Open symbols represent glass or glassy materials in the Yamato-790964 (○) and other ordinary chondrites (▽), in which normative corundum (norm-C) is present.

しかしながら、Takeda et al. (1983)によるYamato-790964の"mesostasis"の分析結果(おそらく、"Blown glass"に相当すると思われる部分の、broad beamによる分析値)は、本研究による"brown glass"の分析値に比べて、あきらかにSiO₂が多く、Al₂O₃が少ない。このためノルムコランダムは出現せず、むしろ棒状かんらん石コンドリュールの間のガラス(Table 12のNo. 7, 8)に似た組成を持っている。同じ隕石中のおそらくは同様のガラス質物質に対する分析値の間のこのような差は、ガラス質物質の不均質さに由来しているものと思われる。broad beamでの分析結果は一定面積の中の組成をよりよく代表するとはいえ、Yamato-790964の中に、Table 12に示したようなAlに富む組成のガラス質物質が存在することはまちがいない。このことは、Yamato-790964の全岩試料の化学組成が、他の衝突溶融したYamato-79LLコンドライトよりも、Al₂O₃にやや富んでいる(Haramura et al., 1983)ことと関係があるのかも知れない。

4) トロイライトおよびFe-Ni金属

トロイライトあるいはトロイライトとFe-Ni金属の接合したgrainは、概して、sizeが小さく丸まった形をしたものが多い。ほとんどの場合、結晶とガラス質物質が細かく入り組んだ組織の部分において、結晶中ではなく、結晶と結晶の間のガラス質部分、あるいは結晶中に生じているfractureやガラス質部分に産する(Plate 5)。しかし、レリックコンドリュール中では、トロイライトのFe-Ni金属のgrainが周囲よりもやや多く、その分布状態は、もともとの組織を反映している場合がある(Plate 6)。丸い形をしたトロイライト、Fe-Ni金属は、これが一旦とけたメルトから形成されたことを示している(Smith & Goldstein, 1977;

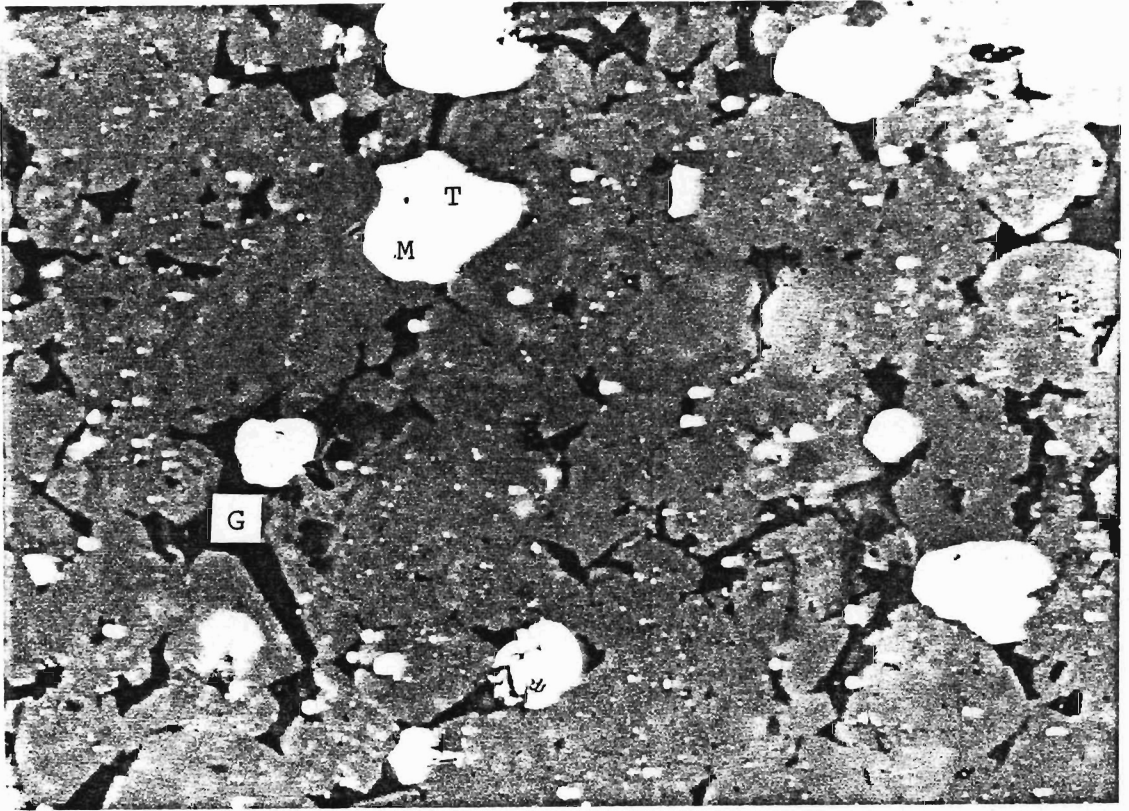


Plate 5 Photomicrograph of the polished thin section of the Yamato-790964. Rounded troilite(T) and metal (M) particles are set in glassy matrix(G). Texture indicates that these crystallized from a melt. (reflected light, x1040)

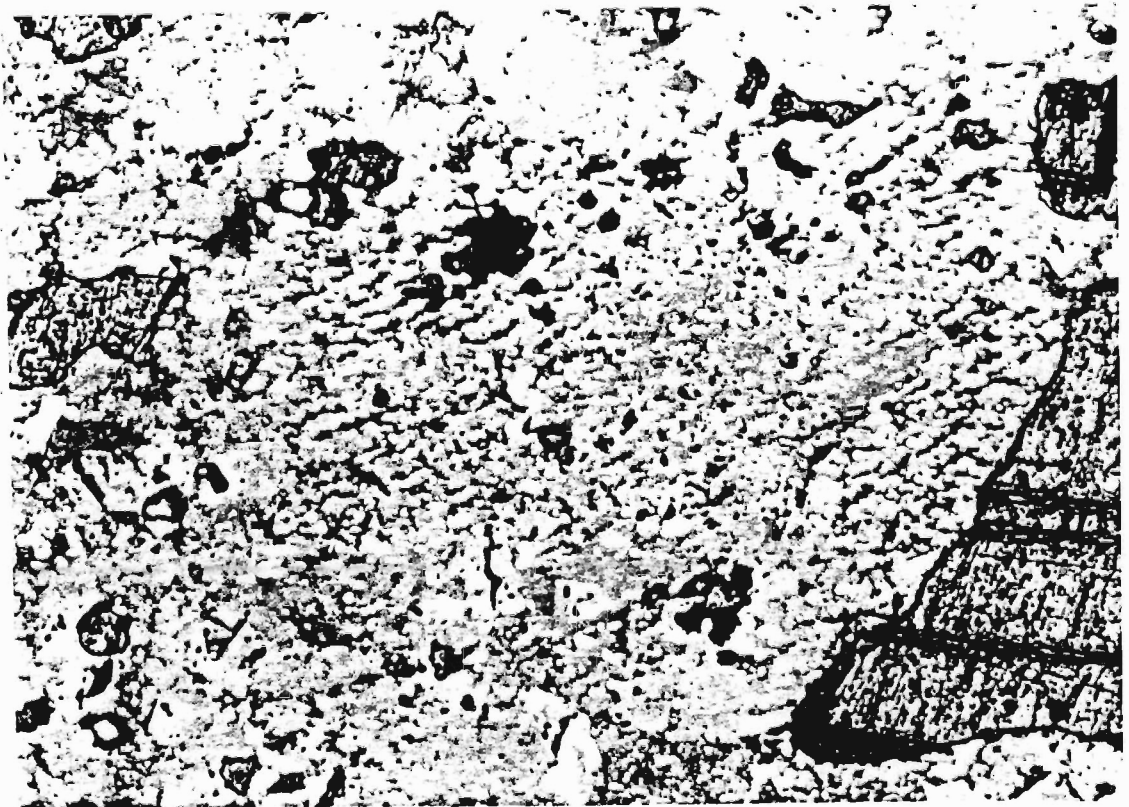


Plate 6 Photomicrograph of the polished thin section of the Yamato-790964. At the center of the figure, a relic pyroxene-chondrule occupying about half area of this figure can be seen. Metal and troilite particles are abundant within this chondrule fragment. (reflected light, x150)

Begemann & Wlotzka, 1969)。

2. K, Rb, Sr, Baおよび希土類元素

測定サンプルとして、衝突溶融した隕石の中から8個、その他の普通のLLコンドライトの中から3個の全岩試料を選んで、同位体希釈法による上記元素の定量分析を行なった。さらに同様の分析を、Yamato-790964から取り出した2つのフラクションについても行なった。さらに、サンプルによってはCaとMgも同位体希釈法による定量分析を行なった。Table 13と14に、本研究による分析結果を示すと同時に、これまでに得られているYamato-79以外のLLコンドライトの平均値(Nakamura and Okano, 1985)と、Shimizu and Masuda (1982)によるYamato-790143の分析値を示した。各試料の元素存在度は、LLコンドライトの平均値で規格化し、そのパターンをFig. 7~12に示した。

1) 一般のLLコンドライト

Fig. 7に示した希土類元素の分析値の一部は、なめらかなパターンからはずれるものがあるが、その主たる原因は次のような測定上の誤差にあると思われる。これら3個の試料は、他の試料と異なり、ダイレクトローディングによる方法(スパイクを加えた試料を、イオン交換カラムで分離せずに直接フィラメントに塗付する)を用いた。この方法では、他の元素の妨害スペクトルが、分析元素の質量スペクトルと重なるなどの測定上の障害を、完全に取り除くことができないことがまれに生じる。この場合には、正確な測定値が得られない。Fig. 7には、このことを考慮した上での希土類元素存在度パターンを示した。LLコンドライトの平均値に対して、Yamato-75258は小さな正のEu異

Table 13 Analytical results for K, Rb, Sr, Ba and REE abundances in LL-chondrites.

	Soko Banja WR	Y-74646 WR	Y-75258 WR	Y-790143 WR	Y-790143,94* WR	Y-790345 WR	Y-790397 WR
K	285	745	585	967	-	630	868
Rb*	0.618	2.56	1.045	5.41	3.93	1.70	2.79
Sr*	10.18	10.95	10.67	12.43	10.03	9.98	9.01
Ba	3.00	3.62	3.59	4.90	5.28	3.46	3.34
La	0.307	0.326	0.300	0.390	0.409	0.237	0.262
Ce	0.919	0.888	-	0.960	1.016	0.633	0.670
Nd	0.649	0.650	0.592	0.676	0.696	0.477	0.487
Sm	0.199	0.212	-	0.214	0.208	0.158	0.157
Eu	0.0755	0.0873	0.0844	0.0841	0.0834	0.0737	0.0681
Gd	0.278	0.295	0.248	0.286	0.277	0.217	0.215
Dy	0.320	0.339	0.341	0.335	0.343	0.262	0.261
Er	0.212	0.228	0.232	0.228	0.219	0.184	0.180
Yb	-	0.230	0.250	0.234	0.229	0.196	0.186
Lu	-	0.0364	-	0.0382	0.0354	0.0305	0.0295
Mg(%)	19.3	18.9	15.7				
Ca(%)	1.73	1.70	1.30				

Abundances are expressed in ppm unless otherwise stated.

Errors of REE abundances are estimated to be less than 2% in most cases.

* Data were quoted from Shimizu and Masuda(1982).

Table 14 Analytical results for K, Rb, Sr, Ba and REE abundances in whole rocks and mineral concentrates from LL-chondrites

	Y-790519 WRA	Y-790723,93 WRA	Y-790723,81 WRB	Y-790964 WRA	Y-790964 WRB	Y-790974 F1-M	Y-790964 F1-LM	LL-chondrites*
K	1084	613	1379	1220	890	1139	525	900
Rb	3.80	0.721	10.43	3.67	2.56	3.47	1.52	2.5
Sr	10.87	10.26	10.30	12.04	11.63	11.26	10.15	11.2
Ba	4.77	4.36	3.85	3.35	5.45	4.06	3.58	3.32
La	0.370	0.292	0.282	0.349	0.378	0.378	0.329	0.331
Ce	0.947	0.780	0.755	0.923	1.02	-	-	0.865
Nd	0.724	0.586	0.551	0.695	0.753	0.716	0.700	0.623
Sm	0.225	0.195	0.177	0.223	0.243	0.235	0.249	0.200
Eu	0.0825	0.0785	0.0774	0.0794	0.0883	0.0879	0.0846	0.080
Gd	0.303	0.264	0.244	0.306	0.326	0.309	0.363	0.274
Dy	0.353	0.325	0.304	0.346	0.396	0.364	0.462	0.338
Er	0.237	0.218	0.204	0.236	0.257	0.235	0.313	0.226
Yb	0.241	0.217	-	0.228	0.257	-	-	0.232
Lu	0.0379	0.0342	0.0345	0.0359	0.0390	-	0.0403	0.0358
Mg(%)				14.41				15.29
Ca(%)				1.55				1.25

Abundances are expressed in ppm unless otherwise stated.

Errors of REE abundances are estimated to be less than 2% in most cases.

* Average values for LL-chondrites were quoted from Nakamura and Okano(1985).

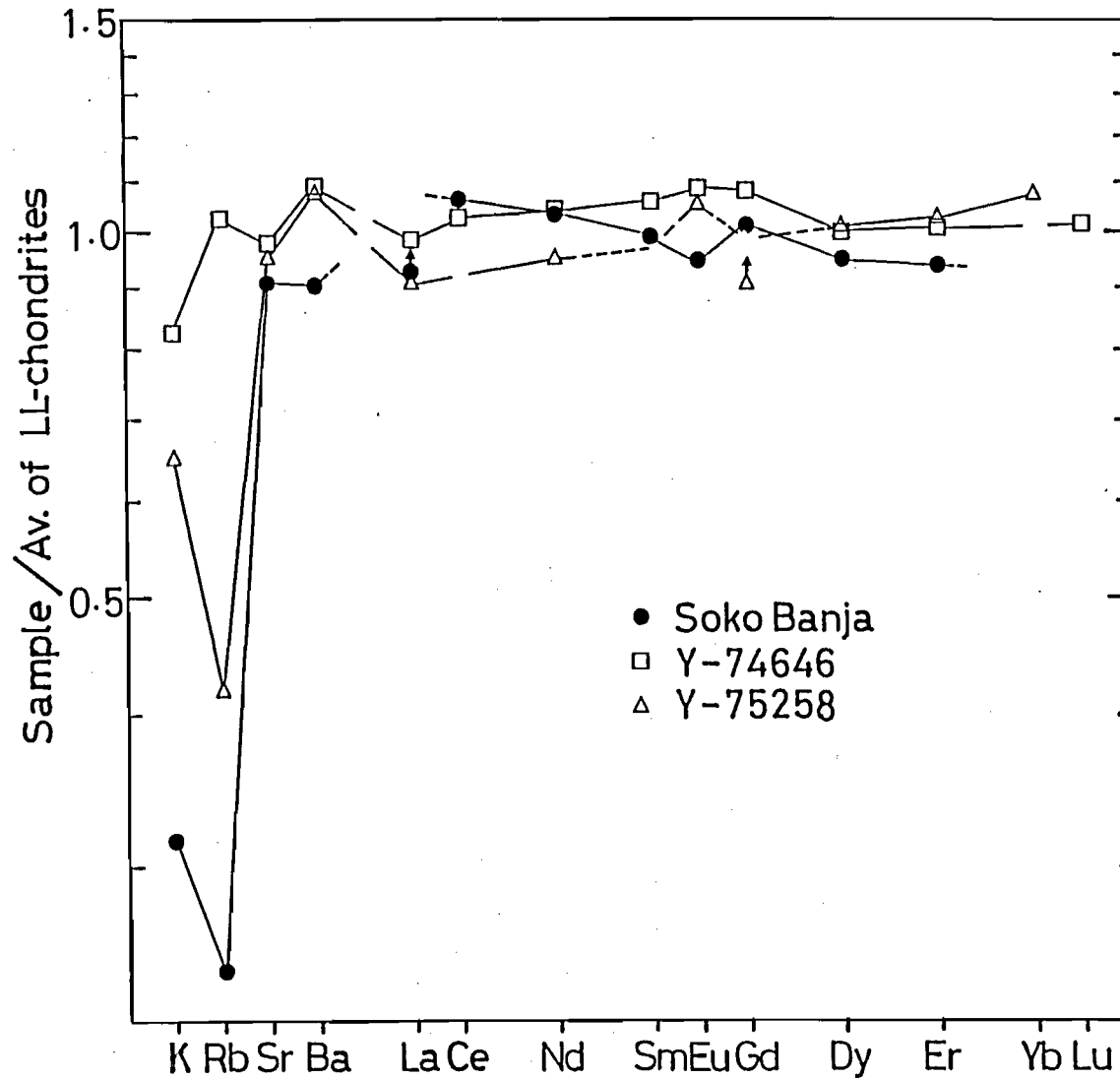


Fig. 7 REE(rare earth element) abundance patterns for Soko Banja, Yamato-74646 and Yamato-75258. Abundances were normalized to an average of LL-chondrites(Nakamura and Okano,1985).

常を伴って、軽い希土類元素にやや乏しくなる僅かに左下がりのパターンを示し、Soko Banjaは、それと逆に、小さな負のEu異常を伴い、軽い希土類元素から重い希土類元素にむかって、若干上昇するパターンを示す。一方、Yamato-74646は、ほぼ平らでLLコンドライトの平均値とほとんど変わりのない存在度パターンを示している。しかし、全体として見れば、各希土類元素存在度パターンの違いはわずかであり、希土類元素に関してはいずれも極めて平均的なコンドライトの一員であるといえる。SrとBaについては、三者の間で目立った変動はなく、ともにLLコンドライトの平均値に近い存在度を示している。Yamato-75258とSoko Banja、特に後者はアルカリ元素に極めて乏しい。しかし、LLコンドライトでは、アルカリ金属の濃度が著しく変動することが知られており（Rb=0.40~4.85 ppm—Gopalan & Wetherill, 1969; K=135~1860 ppm—Minster & Allègre, 1981）、Yamato-75258とSoko BanjaにおけるK、Rbの低い存在度もこの範囲におさまっているという点から見れば、アルカリ金属についても、通常のLLコンドライトと特に変わりがないと言える。

2) 衝突溶融したYamato-79 LLコンドライト

Fig. 8には、衝突溶融したLLコンドライトのデータを全部まとめてプロットし、合わせて他の通常のLLコンドライトで見られる各元素存在度の変動範囲を示した。この図から、まず、衝突溶融したLLコンドライトは、通常のLLコンドライトに比べてK, Rb, Ba, 希土類元素の各元素存在度の変動が大きいことがわかる。アルカリ金属、特にRbが極めて激しく変化することと、Baが全てLLコンドライトの平均値と同じかそれ以上であることが特徴的である。しかしながら、これら8個のLLコンドライトのBaの平均値(4.23

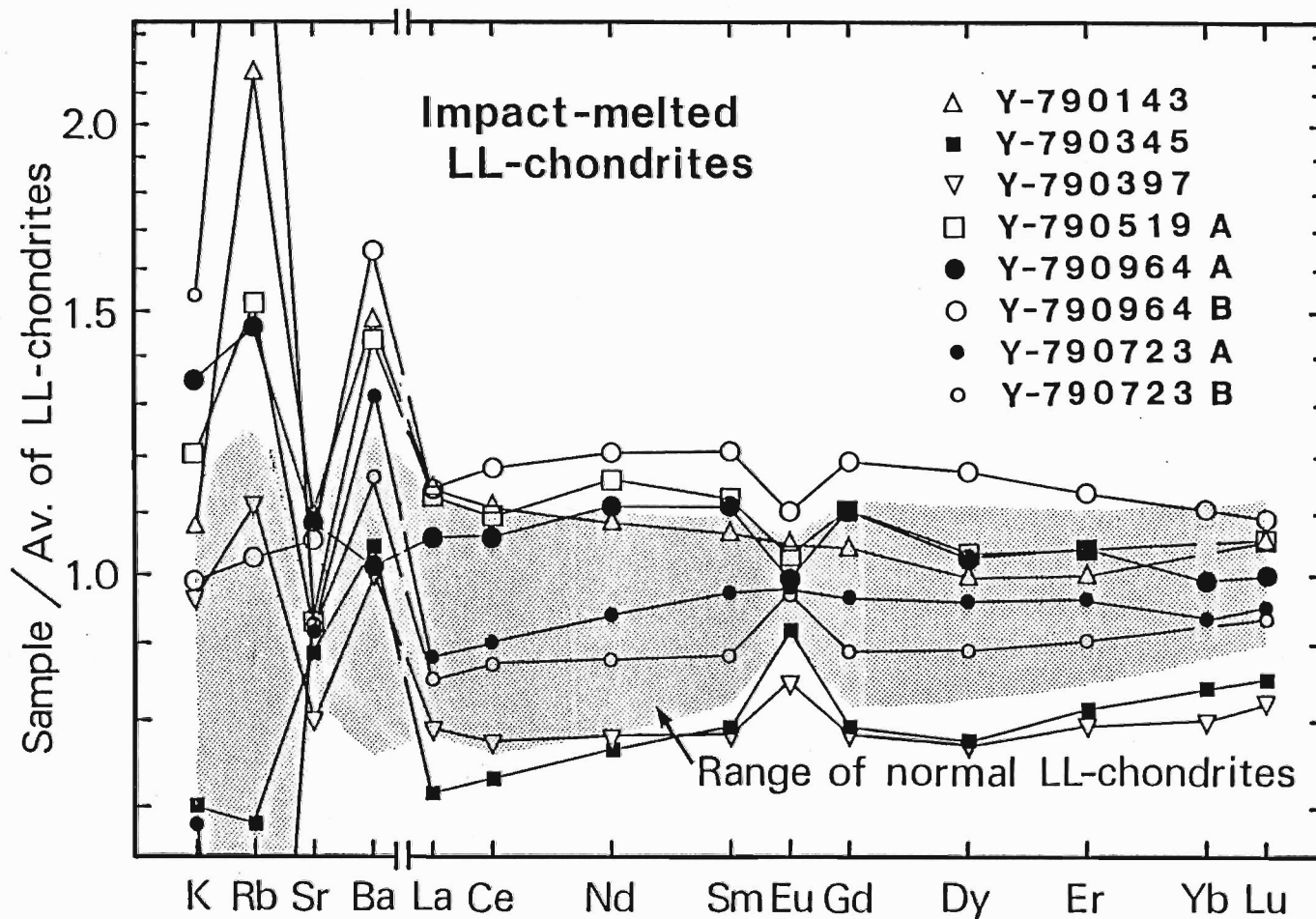


Fig. 8 LL-chondrites normalized trace element patterns for impact-melted LL-chondrites.

ppm)は、ここで基準に用いたLLコンドライトの平均値(3.32 ppm)よりは、むしろ普通コンドライトの平均値(4.14 ppm; Nakamura et al., 1982)に近い。集計に用いた通常のLLコンドライトの数が、平均値を算出するのに必ずしも十分とはいえないことを考慮すると、規格値としてのBa濃度の偏りは現在のところ特に問題ではない。

ここで重要であると思われる特徴は、各元素存在度の変動が大きいことと同時に、希土類元素パターンがEu異常をも含めて、全体として上下に対称的、つまり補完的なことである。即ち、Yamato-790964BとYamato-790397およびYamato-790345、Yamato-790143とYamato-790723A、Yamato-790723BとYamato-790519AおよびYamato-790964Aの各ペアは、存在度1の線を境にほぼ対称的である。しかし、K, Rb, Sr, Baについては、これらのペア同士における対称性は、ほとんどない。それでも各ペアとは無関係に全体として見れば、変動が大きい割合にしてはBaを除いて補完的といえる。以上の特徴は、これらの衝突溶融した隕石が1つの同じ塊に由来するものであったという推察と調和的である。

Yamato-790143 (Fig. 9)、Yamato-790723 (Fig. 10)、Yamato-790964 (Fig. 11)の各データから明らかなように、同じ隕石は異なる部分であっても、よく似た希土類元素存在度パターンを示す。したがって、各分析試料は、多くの場合50 mg程度のチップを砕いたものであるにも拘らず、希土類元素存在度に関する限り、各隕石ごとの特徴を示していると言える。Srも希土類元素と同様に各隕石ごとにほぼ一定しているが、K, Rb, Baについては同一隕石であっても異なる試料であれば、含有量は実にさまざまである。つまり、Srと希土類元素の含有量が、各隕石それぞれについて割合均質であるのに対し、アルカリ元素(K, Rb)は、同じ隕石内であっても部分ごとに非常に不均質である。

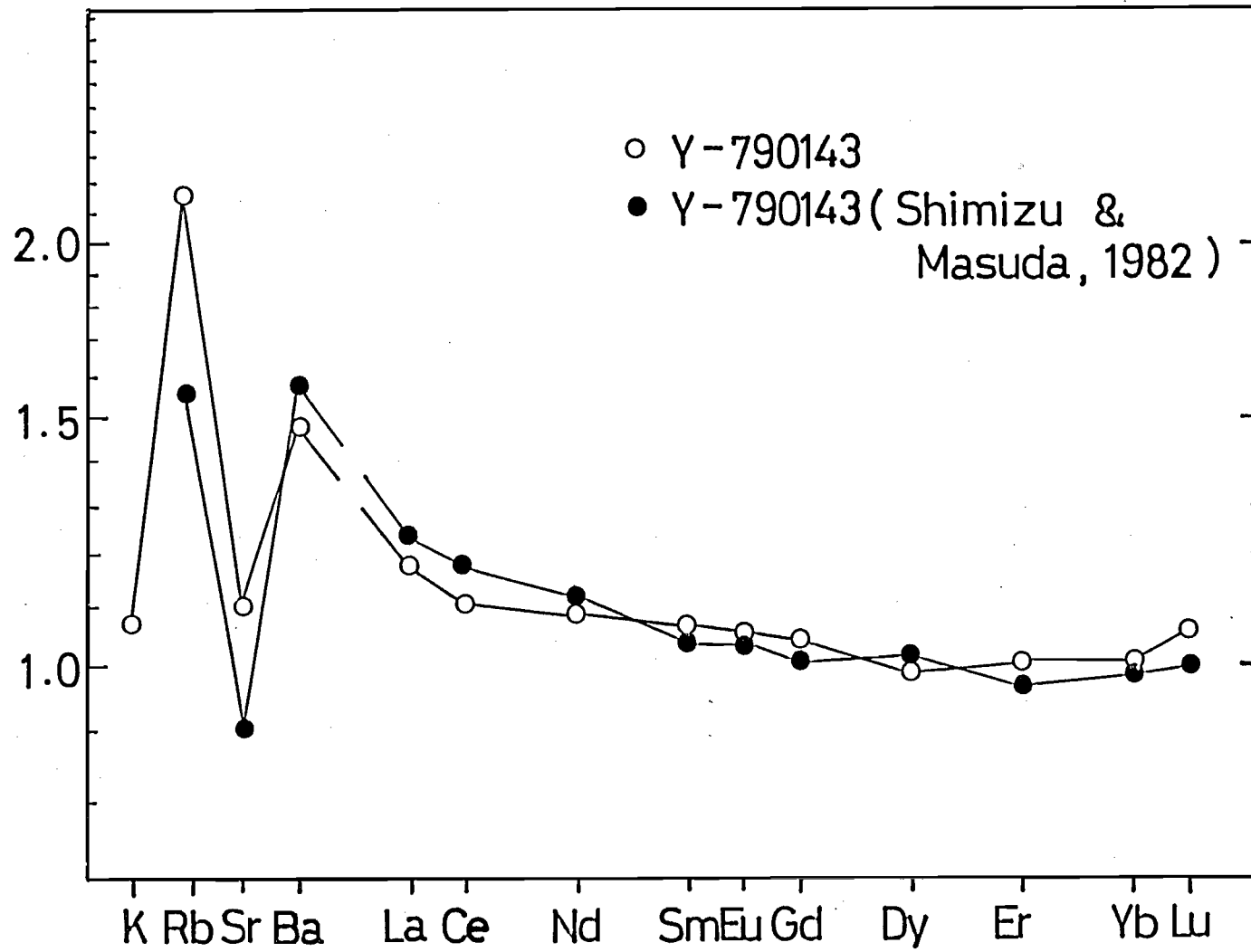


Fig. 9 LL-chondrites normalized trace element patterns for Yamato-790143.

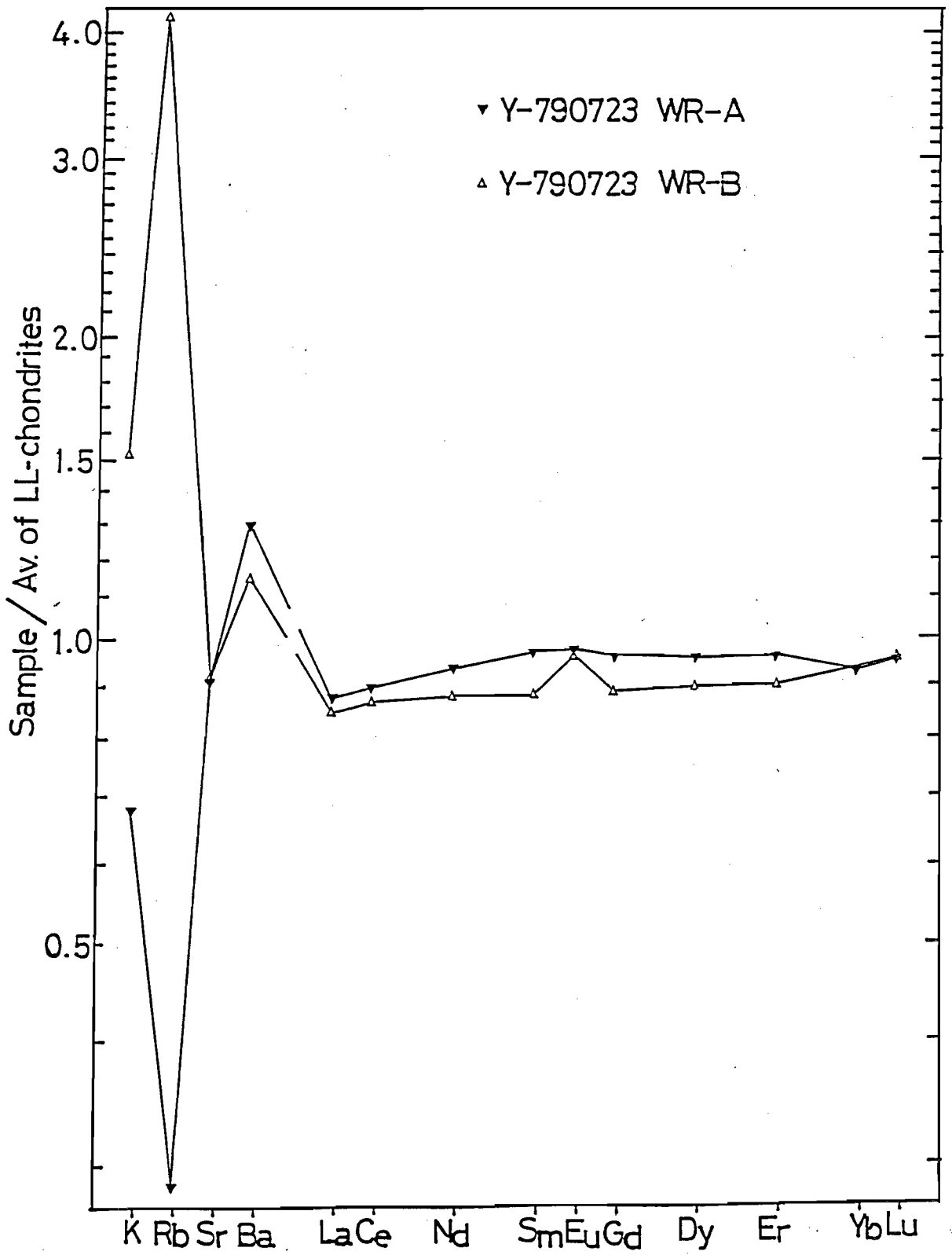


Fig. 10 LL-chondrites normalized trace element patterns for the Yamato-790723.

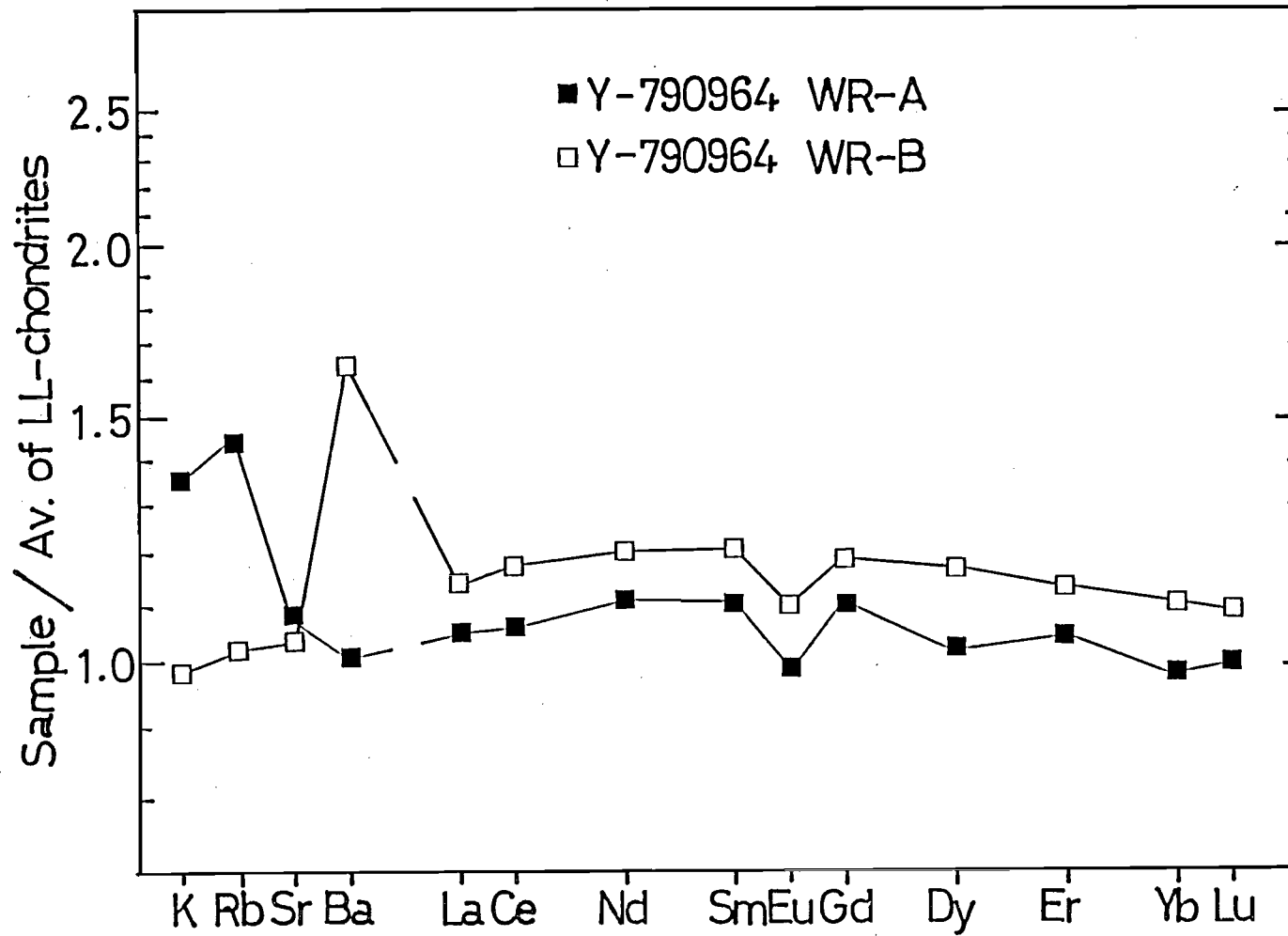


Fig. 11 LL-chondrites normalized trace element patterns for the Yamato-790964.

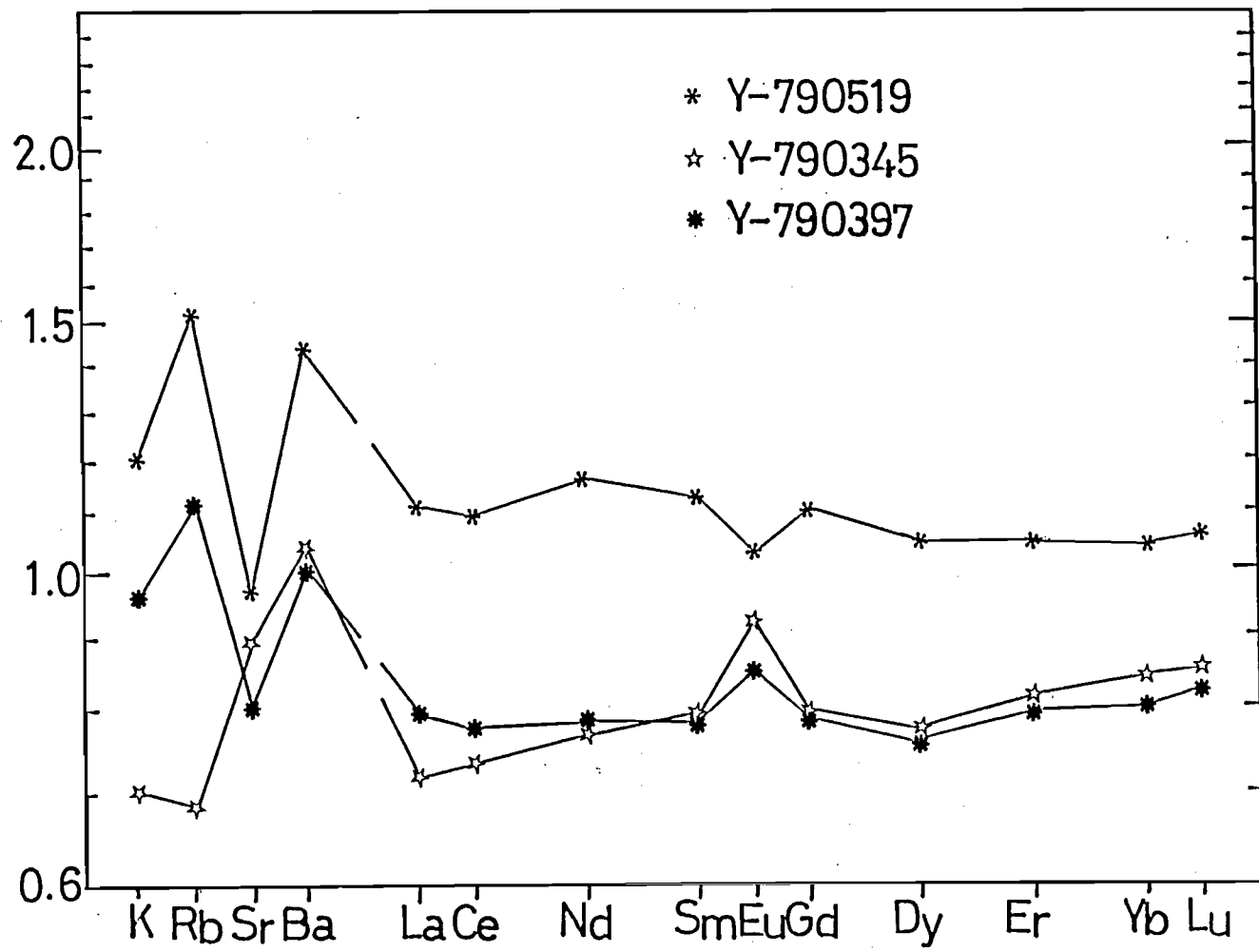


Fig. 12 LL-chondrites normalized trace element patterns for the Yamato-790519, Yamato-790397 and Yamato-790345.

後で詳しく述べるように、これら衝突溶融したYamatō-79 LLコンドライトは、元来、一つの同じ隕石(親隕石)に由来すると考えられる。したがって、この親隕石は全体として、通常のLLコンドライトにみられる以上に大きな希土類元素組成のばらつきを、その内部にもっていたことになる。さらに、化学組成の不均質さの分布が、希土類元素の場合には、各隕石試料の大きさから見て少なくとも数cm以上の距離範囲で生じているのに対して、アルカリ金属の場合はmmオーダーあるいはそれ以下の距離範囲で生じていることが推察される。

3) 衝突溶融におけるSrと希土類元素の挙動

衝突溶融したYamatō-79隕石における不均質さが、他のLLコンドライトに見られる変動範囲よりも概して大きいという事実は、その要因の1つとして、衝突溶融に伴う元素の分化が起こったことを予想させる。Yamatō-790143やYamatō-790964の岩石組成は、衝突加熱によって、その大部分が、一旦溶けたことを示しているが、このように隕石全体にわたるような溶融が、多かれ少なかれ希土類元素の分化を引き起こしたと考えることは、決して不自然ではないだろう。

衝突溶融したYamatō-79 LLコンドライトのうち、最も衝突の影響が小さいと考えられるYamatō-790723WR-Aの希土類元素組成が、親隕石が元来持っていた平均的な希土類元素組成を代表するものと仮定して、適当な割合でのかんらん石、斜方輝石、単斜輝石、斜長石の溶融を計算すると、ほんのわずか(~1%)部分溶融して生じたメルトの付加あるいは減少によって、大まかではあるが、各パターンを説明することが可能である(Fig. 13)。しかし、この結果からただちに、各々の希土類元素パターンを、すべてこのような衝突によって引き起こされた部分溶融に結びつけることはできない。なぜなら、ここで仮定したような希土類元素に関して平衡な部分溶融がおこったのなら、

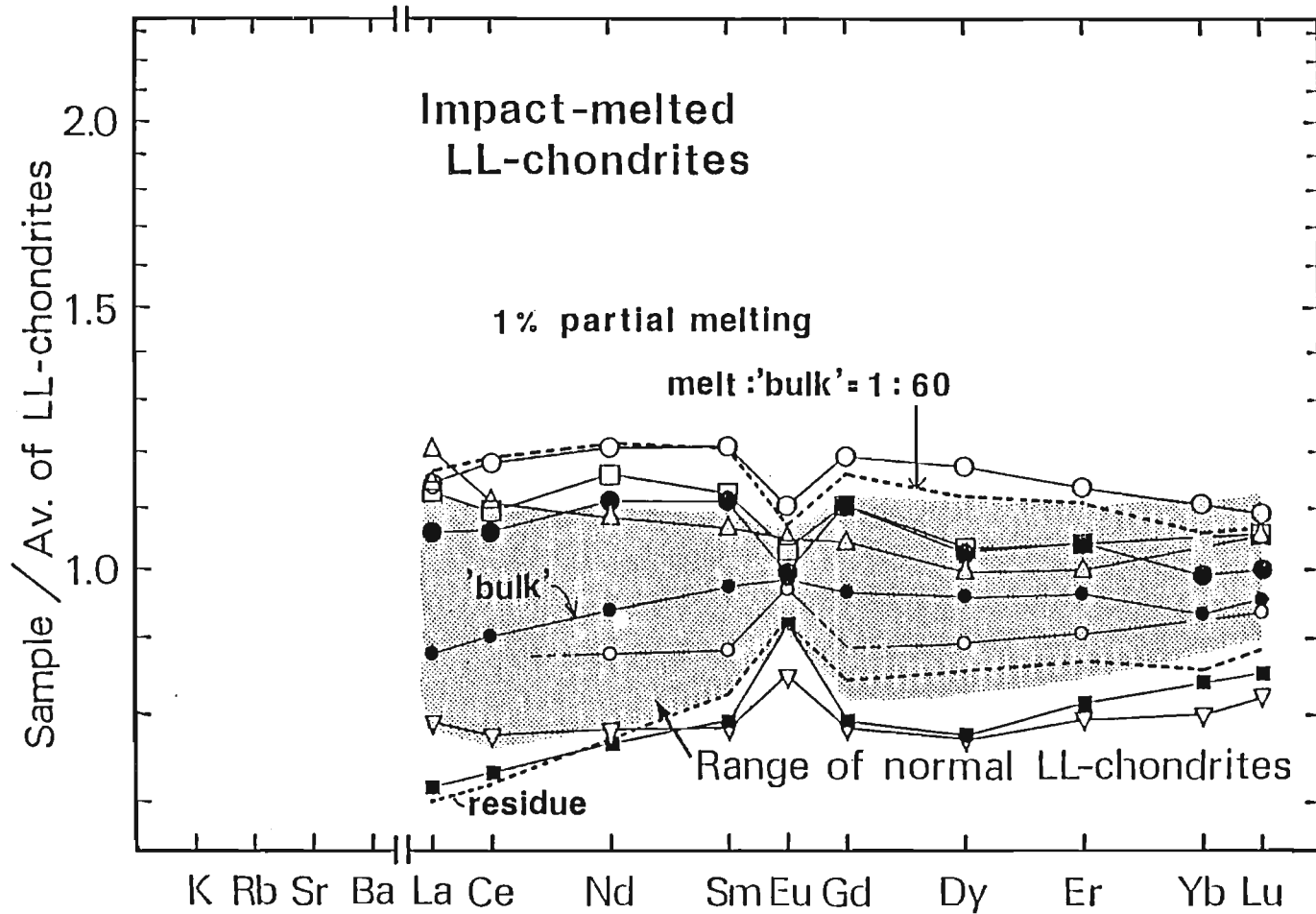


Fig. 13 Comparison of REE patterns for impact-melted LL-chondrites and those calculated as follows:
Patterns drawn by dashed lines represent the residue and mixture of "bulk" rock(Yamato-790723 WR-A) and a melt formed by 1%-partial melting of the Yamato-790723 WR-A.

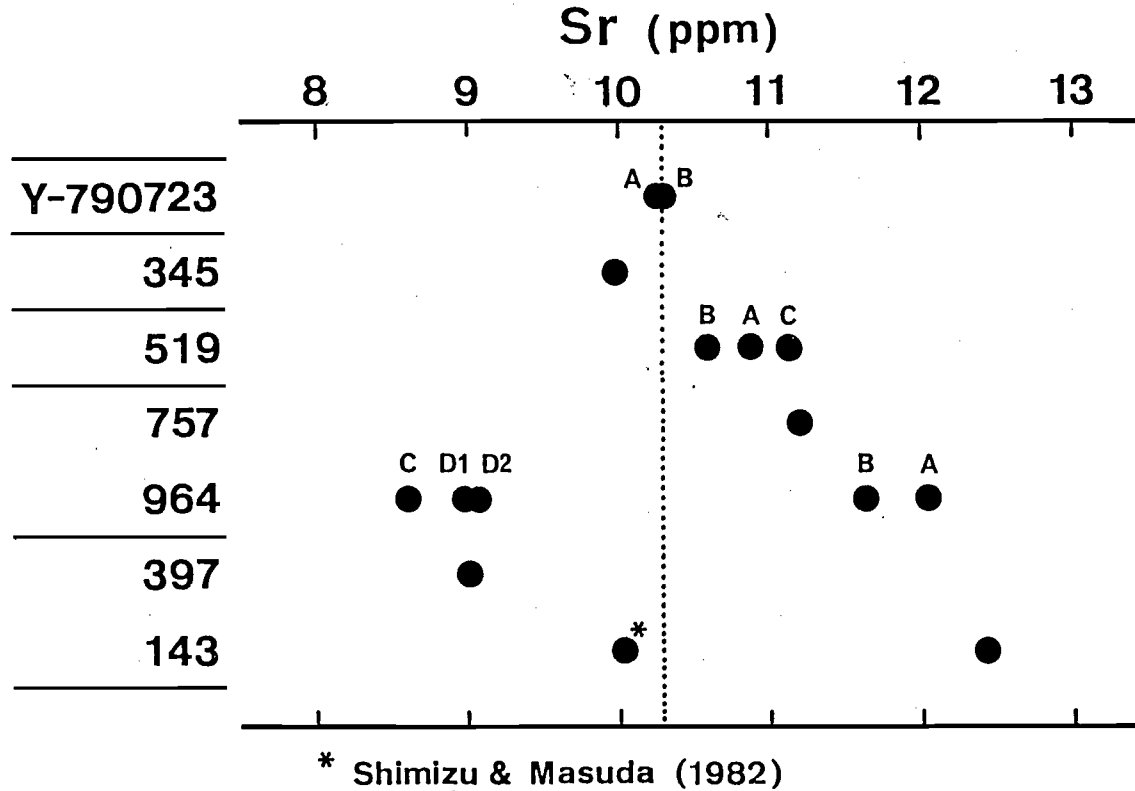


Fig. 14 Variation of Sr concentrations among impact-melted LL-chondrites. Data are arranged in the increasing order of degree of impact-melting for the chondrites.

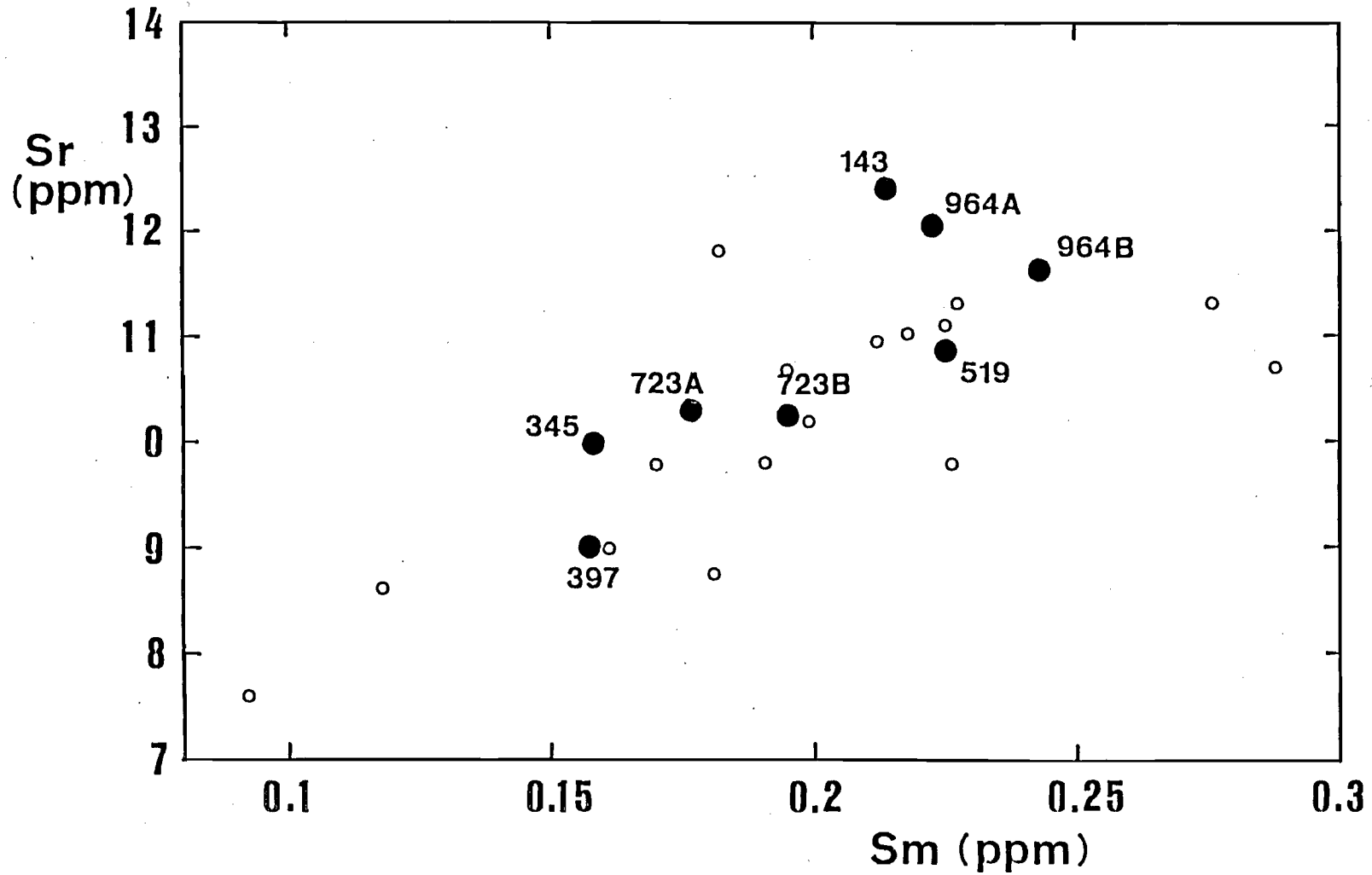


Fig. 15 Sr vs. Sm content diagram. Solid and open circles represent the impact-melted LL-chondrites and other ordinary chondrites (Nishikawa, 1984; This study) respectively.

Rb-Sr系においても、少なくとも一旦は、ほぼ完全なリセットが達成されたものと期待される。しかし、後で述べるように、そのようなことはこの隕石全体としては、決して起こっていないのである。それでもなお、一部の隕石（例えば、Yamato-790964やYamato-790143）にみられる希土類元素存在度パターンの形成に、衝突溶融による分化が大なり小なり関与したということは、大いにあり得るだろう。

Fig. 14には、衝突の影響（衝突によって生じたメルトと気孔の量）が大きくなる順に上から各隕石を並べ、そのSrの含有量を示した。衝突の影響が大きいもの（メルトが多いもの）ほど、Srの濃度における平均値からのずれが、増加か減少かによらず大きくなることがわかる。このことは、これら隕石のSrの変動が衝突溶融に伴って（おそらくはメルトの機械的な移動によって）生じたことを示している。

Fig. 15に、SrとSmとの関係を示した。この図から、SrとSmに大まかな正の相関があることが読み取れる。Smの存在度が希土類元素全体の存在度を代表しているものとする、希土類元素も衝突溶融に伴って、多かれ少なかれ、分別が生じたと言えそうである。そして、このSrと希土類元素の分別は、急激な衝突加熱で生じた非平衡なメルトの不規則な移動によるものとして、説明が可能である。

3. Rb-Sr系

Rb、Sr定量分析とSrの同位体比測定は、Table 5に挙げた全ての試料について行なった。その分析結果をTable 15-19およびFig. 16-22に示した。

1) LLコンドライトの全岩アイソクロン年代

Fig. 16の $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ 進化図には、衝突溶融した Yamato-79 以外の隕石の全岩データ 8 個をプロットした。これらは、ほぼ 45 億年の進化線上、あるいはその近傍にプロットされるが、ALH77304 の 1 つだけが大きくはずれている。ALH77304 は、Kaneoka (1980) によれば、Alan Hills 隕石としては、最も風化の影響が少ない。しかしながら、本研究に用いた試料を見るかぎり、赤茶色のさびが至る所に生じており、少なからず風化を受けている。Kaneoka (1980) による Ar-Ar 年代測定の結果、 1100°C 以上でのプラト-年代として、 45.0 ± 0.5 億年が得られている。しかし、 $700^{\circ}\text{C} \sim 800^{\circ}\text{C}$ のフラクションは、7~18 億年を示しており、これは、18 億年前以降に衝突による脱ガスが生じた可能性を暗示している。したがって、ALH77304 が 45 億年年代線から分散する理由として、風化あるいは衝突による影響が考えられる。しかし、風化による影響は、普通 Sr よりも Rb に対して選択的な溶脱を起こすことが、南極隕石についても (Ito et al., 1981)、非南極隕石についても (Gopalan and Wetherill, 1981) 知られており、ALH77304 の場合はこれにあてはまらない。一方、衝突による影響が全岩試料の Rb-Sr 系に対してはっきりと表われていると思われるものは、あとでも述べるように、よほど強烈な衝撃を受けたものである。ALH-77304 の場合は、Marvin and Mason (1980) による肉眼的特徴の記載を見る限り、そのような強烈な衝撃を受けた証拠は見られない。ALH77304 が 45 億年年代線からはずれている理由は風化あるいは衝突によるものかも知れないが、あるいはまた偶発的な分析の問題によるのかも知れない。これ以上のことを議論するためには、この隕石の再分析が必要であろう。

ALH-77304 を除く 7 個の隕石の全岩試料に対しては、 44.5 ± 0.8 億年の年代と、 0.69933 ± 0.00046 の Sr 同位体初生値が得

Table 15 Results of Rb-Sr analyses for whole rock samples.

	Rb (ppm)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^*$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{**}$	model age ^{***} (b.y.)
Parnallee	2.80	10.48	0.776	0.749364 ± 41	4.44
ALH-77304	3.77	10.55	1.039	0.745782 ± 60	3.11
Y-74442	21.50	12.26	5.245	1.050290 ± 150	4.57
Soko Banja	0.618	10.18	0.176	0.710991 ± 28	4.71
ALH-78109	2.69	12.66	0.617	0.738126 ± 31	4.35
Y-74646	2.56	10.95	0.680	0.744829 ± 35	4.61
Y-75258	1.05	10.67	0.284	0.717796 ± 46	4.56
BTN-78004	2.49	11.22	0.644	0.740691 ± 34	4.43
Y-790143	5.41	12.43	1.271	0.794832 ± 34	5.13
Y-790345	1.70	9.98	0.494	0.730161 ± 62	4.33
Y-790397	2.79	9.01	0.901	0.753047 ± 19	4.12
Y-790519 WRA	3.80	10.87	1.016	0.754462 ± 27	3.76
WRB	2.87	10.58	0.786	0.741869 ± 50	3.75
WRC	2.31	11.13	0.601	0.729439 ± 96	3.50
Y-790723 WRA	0.721	10.26	0.204	0.712105 ± 14	4.45
WRB	10.43	10.30	2.987	0.903593 ± 36	4.67
Y-790757	3.04	11.21	0.788	0.740631 ± 31	3.64
Y-790964 WRA	3.67	12.04	0.885	0.747221 ± 66	4.77
WRB	2.56	11.63	0.639	0.743553 ± 53	4.77
WRC	2.31	8.60	0.780	0.747203 ± 51	4.24
WRD1	2.01	8.98	0.650	0.745782 ± 22	4.91
WRD2	2.02	9.07	0.649	0.770054 ± 36	7.33

* Errors are less than 0.6%.

** Ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$. Errors correspond to the last digits and 95% confidence level.

*** Model ages were calculated using the bias-adjusted Allende initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.69884$ (Gray et al., 1973).

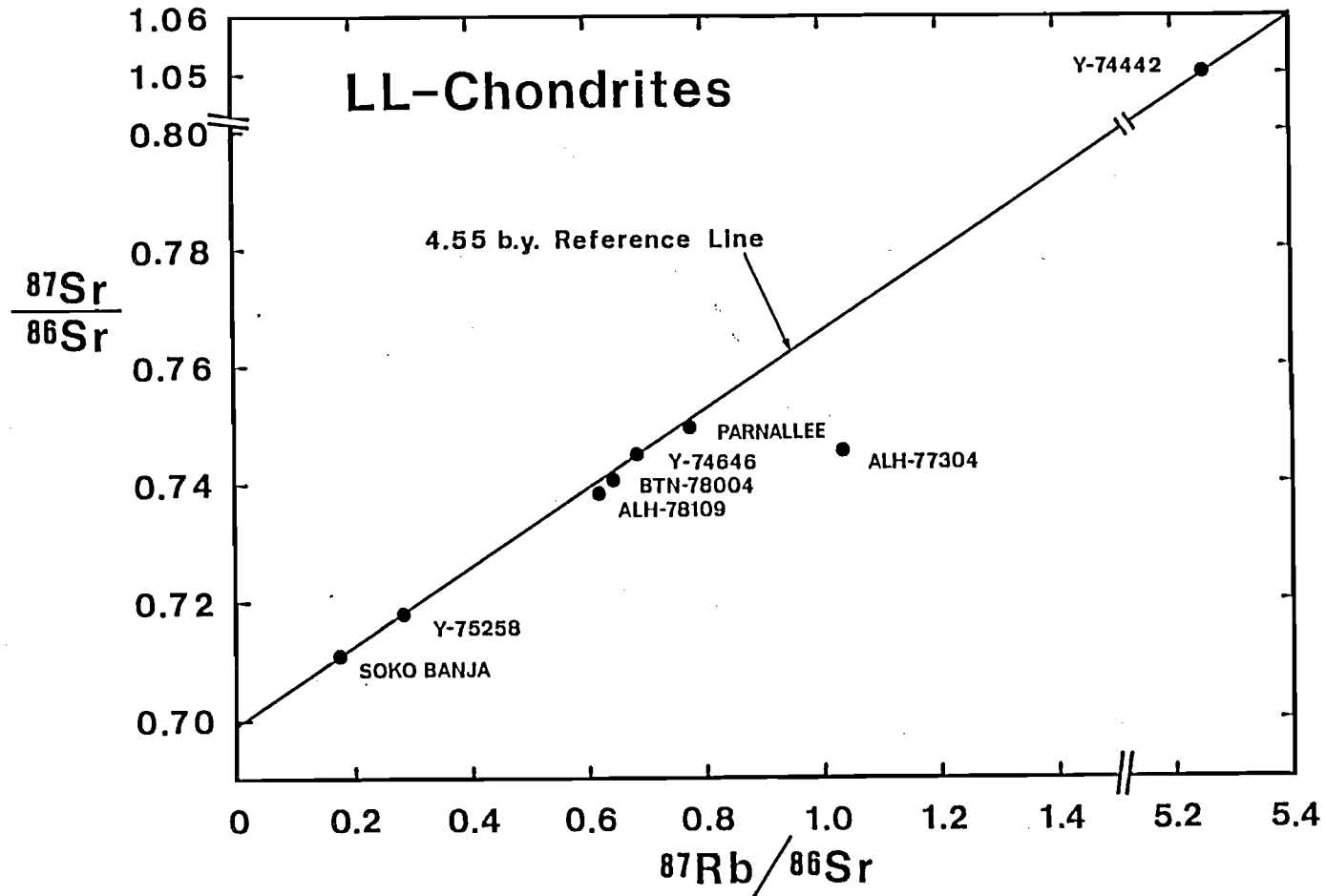


Fig. 16 ^{87}Rb - ^{87}Sr evolution diagram for the eight LL-chondrites.

られた。この値は、他の研究者たちによるLLコンドライトについての結果
--- 44.6 ± 0.15 億年 ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ / 年として計算)
の年代と 0.7005 ± 0.0003 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比 (Gopalan
& Wetherill, 1969); 44.9 ± 0.2 億年と 0.69887
 ± 0.00012 (Minster & Allègre, 1981) --- と
も、誤差を考えると、ほぼ一致していると言える。しかし、ここで得られた
年代は、Rbに富んだ Yamato-74442 のデータの重みが大きく影響し
ており、これを除く6点では 43.9 ± 0.9 億年の年代と、 $0.69960 \pm$
 0.00051 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比となる。誤差の大きさを考えると、この
値もこれまでの結果と調和的ではあるが、この年代の違いは大きい。各隕石の
モデル年代は $43.5 \sim 46.1$ 億年にわたっており、この大きな変動が、確定的
なアイソクロンを与えることを妨げている。先に述べたように、風化の影響
は、Srに比べてRbの選択的な損失を招くことから、この分散の主な理由は、
むしろ他の現象---分析上の問題でないと仮定すれば、おそらくそれは、地球上
に落ちてくる以前の衝突による影響---によるのかもしれない。

LLコンドライトは、Lコンドライトとともに、その大部分が角れき岩化し
ており (Keil, 1982)、多かれ少なかれ、衝突の影響を受けている。
段階加熱法によっている Ar-Ar 法は、こうした衝突による影響を調べる上で
最も有効な方法の一つである。ALH-77304を除くLLコンドライトの
中で Yamato-75258 については、この方法による研究がなされている。
Kaneoka (1981) の分析結果によると、Yamato-75258 は、
 43.8 ± 1.0 億年の明瞭なプラト---年代を示している。Kaneoka
(1981) は、このやや若い年代が、岩石学タイプとの関連で考えられること
---即ち、岩石学的タイプの高いものほど年代が若いこと---を示唆した。し
かし、この隕石の Rb-Sr 系に関しては、Fig. 16 で示したように、その
全岩データが、ほぼ 45.5 億年の進化線上にプロットされており (モデル年代

45.5億年)、Ar-Ar年代で見られた若い年代の証拠は認められない。

Soko Banja隕石については、すでにこれまで、Gopalan & Wetherill (1969)とMinster & Allègre (1981)によってRb-Sr系の分析がなされている。本研究でえられたSoko Banjaのデータは、Minster and Allègre (1981)によるデータと非常によく一致している。なお、彼らはこの隕石から確定的な内部アイソクロン(年代 44.52 ± 0.20 億年、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比 $=0.69959 \pm 0.00024$)を得ている。Parnalleeについては、Hamilton et al. (1979)が、コンドリュールの内部アイソクロンから求めた、 45.3 ± 0.2 億年の年代と 0.69900 ± 0.00009 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比を報告している。本研究によって得られたParnalleeのモデル年代44.4億年は、この内部アイソクロン年代よりも、またさらにGopalan and Wetherill (1969)によるモデル年代 45.7 ± 0.3 億年よりも測定誤差以上に若い。したがって、この隕石試料については、試料による不均質さか、あるいは分析上の問題が、その原因となっている可能性もある。

2) Yamato-74442の内部アイソクロン年代

Yamato-74442は、岩石質フラグメントをたくさん含んだ角れき岩であり、その一部のフラグメントは極めてKに富んでいる(Ikeda & Takeda, 1979)。このようなフラグメントはさらに、Rbにも富んでいることが、当然予想される。したがって、この隕石を構成するフラグメントおよびマトリックスが同起源あるいはほぼ同時期に形成されたものであるなら、その大きなRb/Sr比のために、より正確なRb-Sr年代が得られるものと期待される。そこでこの隕石から1つのdark clast (~14mg)と岩

Table 16 Results of Rb-Sr analyses for fractions from Y-74442

	Rb (ppm)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Y-74442 HO	16.53	11.94	4.108	0.971432 ± 49
CL	7.36	13.10	1.641	0.808968 ± 39

HO: host material-rich fraction, CL: dark colored clast

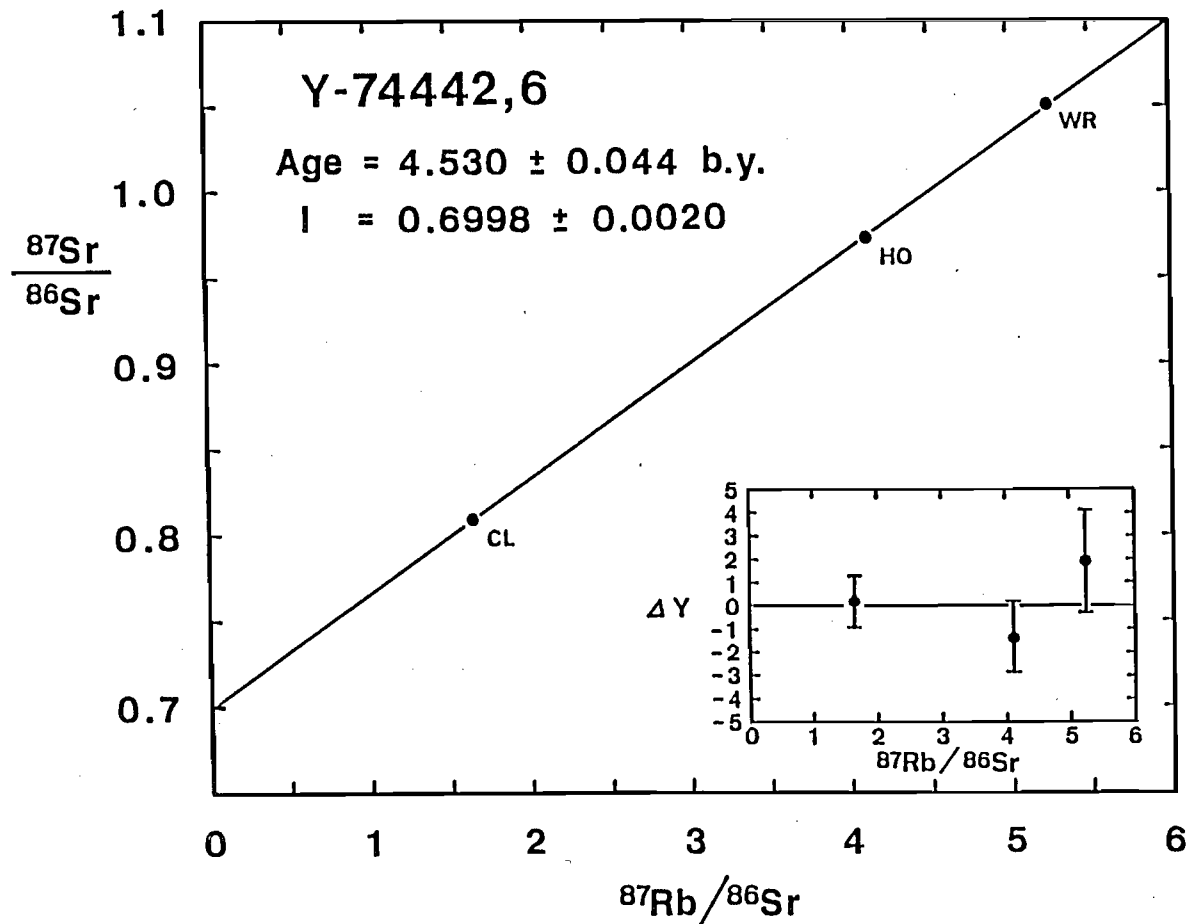


Fig. 17 ^{87}Rb - ^{87}Sr evolution diagram for the Yamato-74442. Three data points represent whole rock(WR), dark clast(CL) and host material-rich portion(HO). The insert shows:

$$\Delta Y = \left(\frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_a}{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m} \right) \times 10^4$$

where subscript m stands for the measured value and a the value adjusted through the least-square program.

石質フラグメントの少ないマトリックス部分を分離して、同様のRb-Sr分析を行なった (Table 16)。分析したclastは、普通のコンドライトに比べればRbに富んでいるものの (7.4 ppm)、全岩試料 (21.5 ppm) に比べるとかなり少ない。即ち、Yamato-74442に含まれるclastとしては、むしろアルカリに乏しいものであった。Fig. 17に示したように、全岩試料を含む3点のデータから、 45.30 ± 0.44 億年の年代と、 0.6998 ± 0.0020 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比が得られた。これは、岩石学的タイプ3の普通コンドライトで得られている確定的かつ始源的な年代——Tieschitz (H3) の 45.3 ± 0.6 億年 (Minster & Allègre, 1979) ; Parnallee (LL3) の 45.3 ± 0.2 億年 (Hamilton et al., 1979) ——と極めてよく一致している。このようなやや古い年代が、岩石学的タイプの低い非平衡コンドライトに特徴的なものだとするならば (例えば、Kaneoka, 1980)、Yamato-74442の中に存在する、Kに富むものを含めた岩石質フラグメントの形成は、岩石学的タイプの形成に関与した変成作用より前に起こっていたことになる。しかしながら、同じくKに富むフラグメントを含んだコンドライトとして知られているKraehenberg (LL5) の 46.0 ± 0.1 億年 (Kempe & Müller, 1969) の年代は、この解釈に対して否定的である。

3) 衝突溶融したYamato-79 LLコンドライトのRb-Sr系

a) 全岩試料

通常のLLコンドライトとは極めて対照的に、衝突溶融したYamato-79 LLコンドライトは、 $^{87}\text{Rb} - ^{87}\text{Sr}$ 進化図において、45億年進化線上

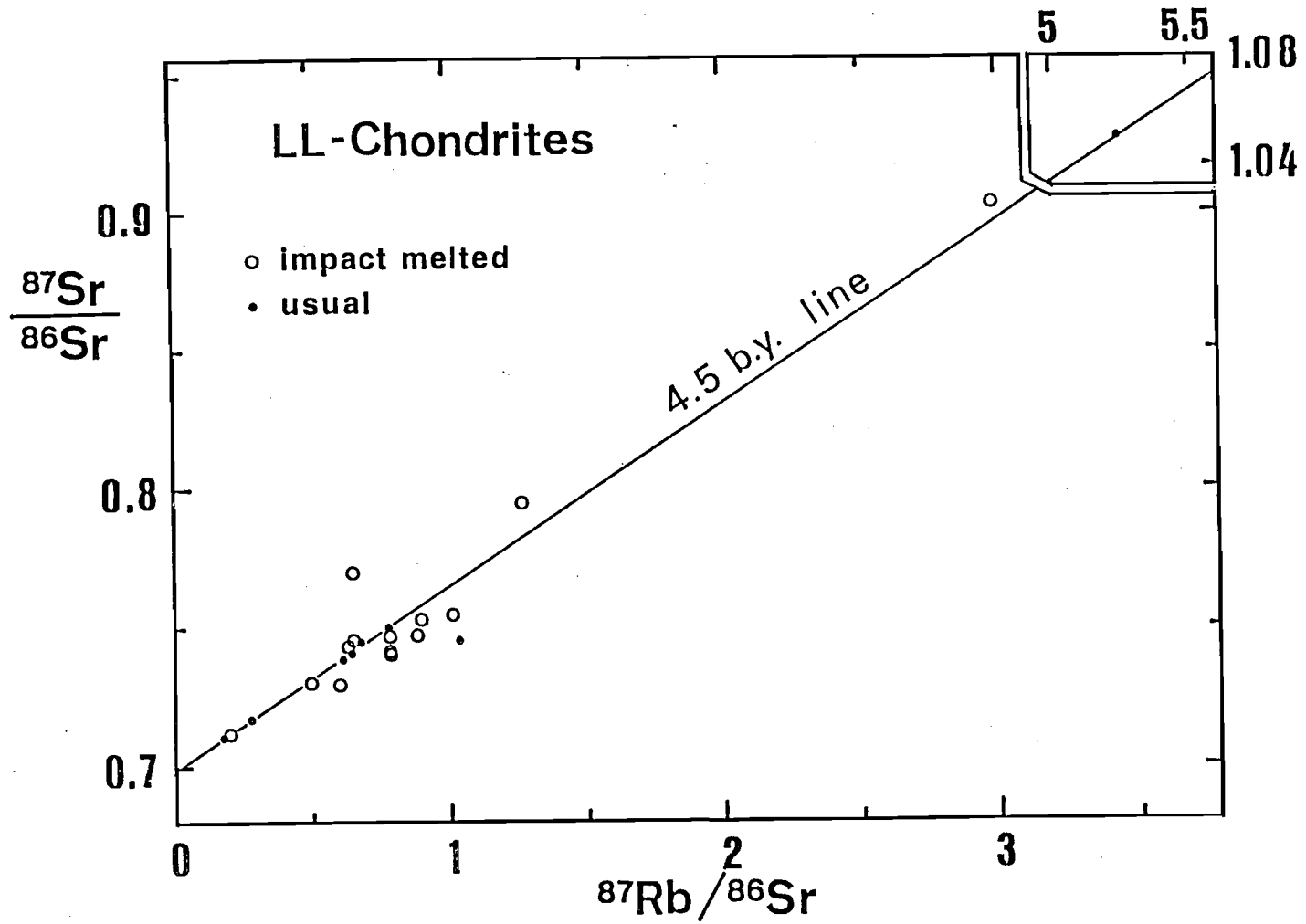


Fig. 18 ^{87}Rb - ^{87}Sr evolution diagram for all the LL-chondrites studied.

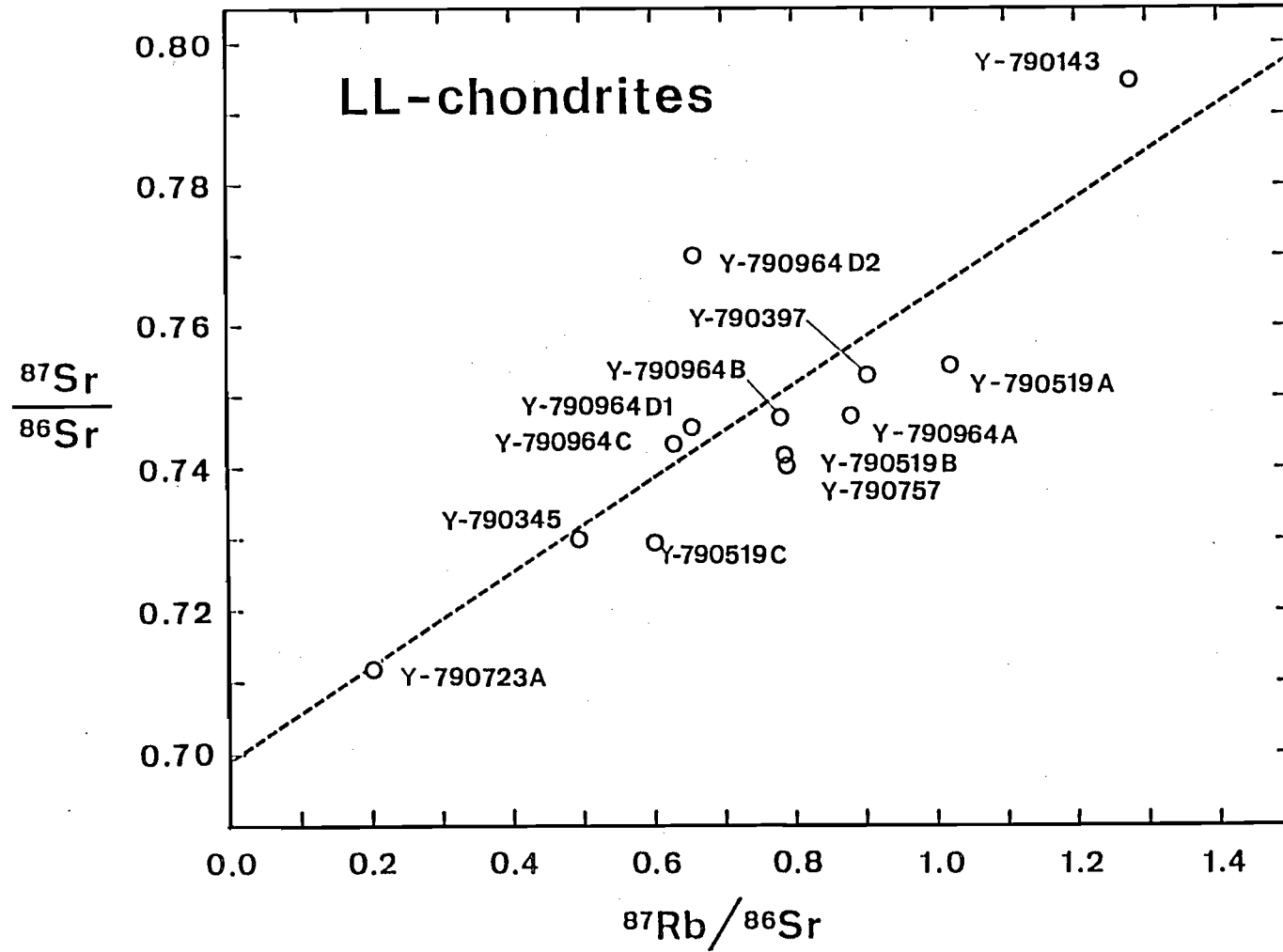


Fig. 19 ^{87}Rb - ^{87}Sr evolution diagram for the impact-melted LL chondrites. Yamato-790723 WR-B is not included in this diagram because of its large value of $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio (see Fig. 18).

にはほとんど並ばずに、大きく分散している (Fig. 18, 19)。また、この分散は45億年進化線の両側にまたがっており、風化を受けた隕石が45億年進化線の左側にはずれるという特徴的傾向とは明らかに性格を異にしている。つまり、風化の影響は特に認められない。従って、この分散は、これらの隕石に共通した衝突溶融による特徴的な岩石組織 (Sato et al., 1982a, b) とともに、ある激しい衝突によって形成されたものと考えられる。そうであるならば、Fig. 18, 19で見られる大きな分散は、その衝突事件が比較的最近の出来事であったことを示唆している。

b) Yamato-790964

Yamato-790964から磁性分離、酸によるleaching、重液分離などの方法を用いて取り出した10個のフラクション、およびそれらとほぼ同一部分から取り出した全岩試料 (WR-A) のデータから、内部アイソクロンを求めた (Fig. 20)。重液フラクションを除く各フラクションに対しては、それぞれ100~300粒についてX線マイクロアナライザーによるCa-Mg-Fe分析を行ない、鉱物組成を見積った。各フラクションのRb/Sr比は、推定された鉱物組成とあまり対応していない。おそらく、各フラクションに含まれるガラス質部分の組成と量が、Rb/Sr比を大きく左右していると思われる。

各点は、やや分散しながらも明瞭な直線を形成している。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比とSr濃度の逆数のプロットは、この直線が混合によって形成されたものではないことを示している。したがって、この直線は、1197 ± 54 m. y. の年代と0.73160 ± 0.00028の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比を示すアイソクロンである。この年代が、この隕石の溶融をひき起こしたLL母天体上での衝突事件の年代を示していることは、間違いないであろう。

Table 17 Results of Rb-Sr analyses for fractions
from Y-790964

	Rb (ppm)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
FINE	3.23	12.04	0.780	0.745024 ± 32
F1-LM	1.52	10.16	0.435	0.739087 ± 59
F1-M	3.47	11.26	0.895	0.746516 ± 44
F2-LM	2.12	10.32	0.596	0.741913 ± 30
F2-MR	7.04	26.46	0.773	0.744917 ± 32
F2-MS	0.0428*	0.701*	0.177	0.734043 ± 56
F2-MM	4.17	13.23	0.916	0.747503 ± 50
F-HL1	2.30	4.83	1.381	0.754765 ± 54
F-HL2	3.82	13.76	0.806	0.745510 ± 25
F-HL3	2.58	11.15	0.671	0.742998 ± 31

* Concentrations were calculated for the sample of assumed weight of 75.0 mg.

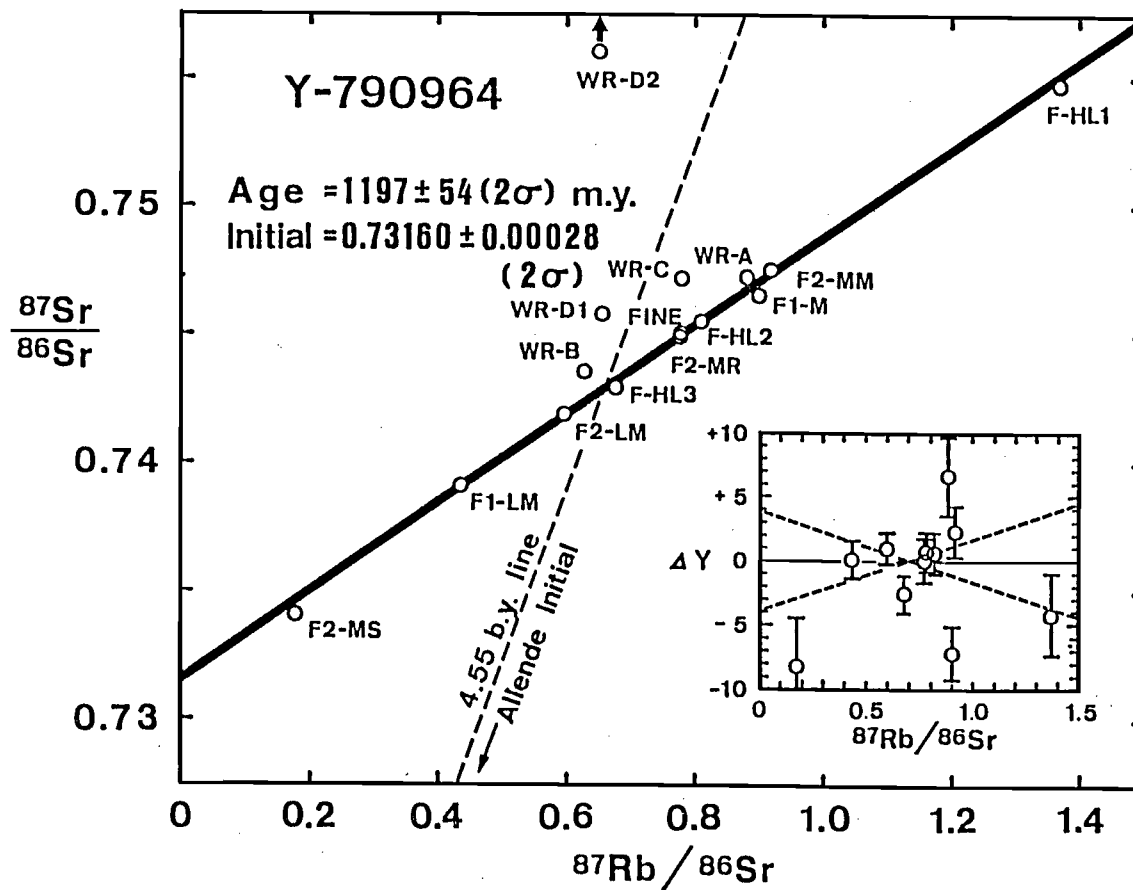


Fig. 20 ^{87}Rb - ^{87}Sr evolution diagram for the Yamato-790964. Age calculation was performed without the data of WR-B, WR-C, WR-D1 and WR-D2 because these were sampled from portions which were next to but different from those of WR-A and mineral concentrates. The insert shows the relative deviation of the points from the best fit line, in 10^{-4} units (see Fig. 17).

Minster & Allègre (1979) は、Tieschitz (H3) について、重液を用いた分離と用いない分離を行なって、重液が試料の Rb-Sr 系に重大な影響を及ぼすことを報告している。しかし、Yamato-790964 の場合を見る限り、各点のアイソクロンからの分散の程度と分離方法には、特に関連がなく、したがって、重液の影響は認められなかった。

WR-B, -C, -D は、WR-A および各鉱物フラクションを取り出した残りの岩石試料から、さらに取り出した 3 個の岩片 (50~200 mg) である。これらは、WR-A を含めて、互いに大きく分散しており、1 つの隕石試料内部においてさえ、Rb-Sr 系の著しい不均質さが存在することを物語っている。WR-D の粗く砕いた約 190 mg の粉末からは、50 mg ずつ 2 回にわたって試料を取り出して分析を行なったが (D1 および D2)、Rb-Sr 濃度の均質さにもかかわらず、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比に甚だしい違いがあらわれた (Table 15)。このことから、この隕石内部の Rb-Sr 系の不均質さは、元素組成については mm サイズ程度、同位体平衡という点では、それ以下の範囲内でも存在することを物語っている。このような極端な Rb-Sr 系の不均質さは、他の普通コンドライトでは報告されていない。

c) Yamato-790519

この隕石については、Yamato-790519、93 から WR-A を、Yamato-790519、85 から WR-B および C を取り出した。鉱物フラクション全体は WR-B に相当する。WR-A, -B, -C の分析結果 (Table 15、および Fig. 21) から明らかなように、この隕石も Yamato-790964 と同様、部分ごとに著しく不均質である。しかしながら、Yamato-790519 の場合は、いずれの全岩試料も 45 億年の年代線の右側に偏った分散を示している点が、特徴的であると言えるかもしれない。

Table 18 Results of Rb-Sr analyses for density-separates from Y-790519.

	Rb (ppm)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
F1	4.84	34.38	0.408	0.731875 ± 63
F2	4.04	19.48	0.602	0.736852 ± 58
F3	2.91	10.98	0.770	0.742175 ± 22
F4	1.91	3.84	1.442	0.753493 ± 29
C1	3.59	14.32	0.728	0.737157 ± 26
C2	3.65	22.11	0.479	0.730690 ± 41
C3	2.97	14.59	0.590	0.737288 ± 38
C4	2.61	10.15	0.746	0.740716 ± 23
C5	2.62	7.16	1.061	0.745660 ± 27
C6	2.40	6.12	1.141	0.743093 ± 27
C0*	5.37	8.21	1.900	0.748988 ± 63

* The fraction was prepared by hand-picking.

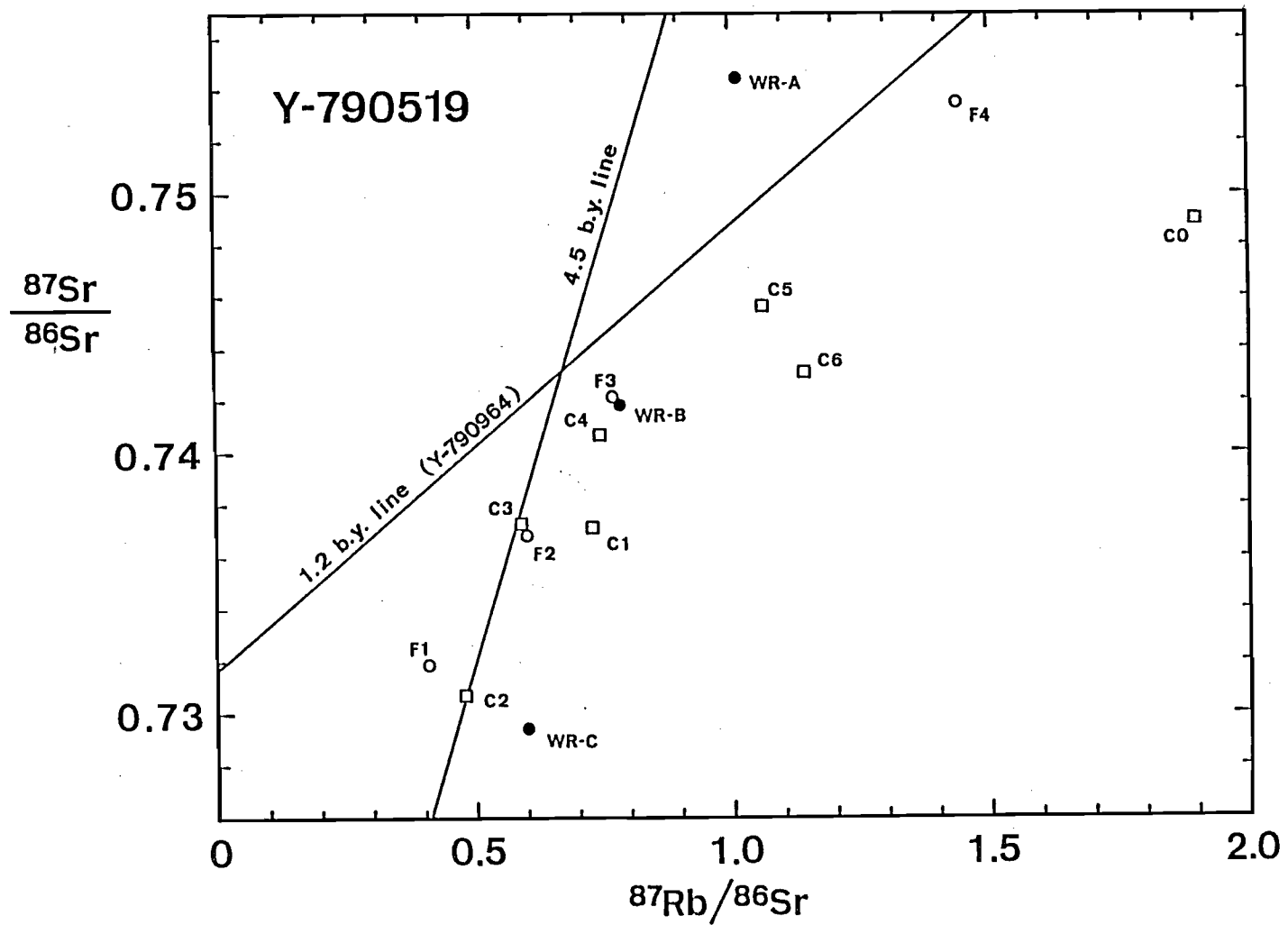


Fig. 21 87Rb - 87Sr evolution diagram for the Yamato-790519.

Fig. 21に示したように、WR-Bに相当する部分から取り出した鉱物フラクションは、Yamato-790964と異なり分散が大きく、1本の直線上に並ばない。しかし、各フラクションは、大きく分散しながらも、12億年の傾きを持つ線と、大体平行な帯状分布をしているようにみえる。特に、300メッシュ以下の細粒部分から取り出したフラクションF3およびF4や、200~150メッシュ部分からのC3、C4、C5などのように、比重が接近していて、かつ量的にも主要なフラクション同士を見ると、それぞれ、ほぼ12億年の傾きの線上に並んでいることがわかる。このことは、その岩石学的組織の類似性などとともに、Yamato-790519が、Yamato-790964と同じ12億年前の衝突事件を経験した、おそらくは同じ隕石に由来するものであることを裏づけている。この隕石の鉱物フラクションが、Yamato-790964の場合のような明確な1本のアイソクロンを形成しないのは、衝突加熱による、Rb-Sr系のリセットが、Yamato-790964のWR-A部分ほどには進まなかったためであろう。この推論は、鏡下での組織の特徴の観察結果(Sato et al., 1982a, b)とも調和的である。

d) Yamato-790723

この隕石は、全体に暗色化しており、わずかではあるが気孔が観察されるなど、その肉眼的特徴から推定して、Yamato-790964をはじめとする衝突溶融したLLコンドライトと一連の隕石と思われるが、衝突による影響は、これらのLLコンドライト中では、最も低いものと推定される。Rb-Sr系の分析結果(Table 19、Fig. 22)を見ると、そのことを反映して、2個の全岩試料のうち1つが、45億年年代線から少し外れているにすぎない。一方、6個の鉱物フラクションは45億年年代線からの大きな分散を示し、かつ12億年の傾きにも全く無関係に並んでいる。あとで述べるように、この隕石も、

Table 19 Results of Rb-Sr analyses for fractions from density-separates from Y-790723.

	Rb (ppm)	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
F1*	—	—	2.679	1.014300 ± 28
F3	11.10	12.99	2.505	0.841962 ± 51
F4	15.11	18.58	2.392	0.872208 ± 31
F5	9.03	11.53	2.298	0.850006 ± 27
F6	6.06	7.75	2.288	0.823036 ± 50
F7	3.18	4.85	1.914	0.793069 ± 46

* Rb and Sr concentrations could not determined because of partial loss of the sample solution during the analytical procedure.

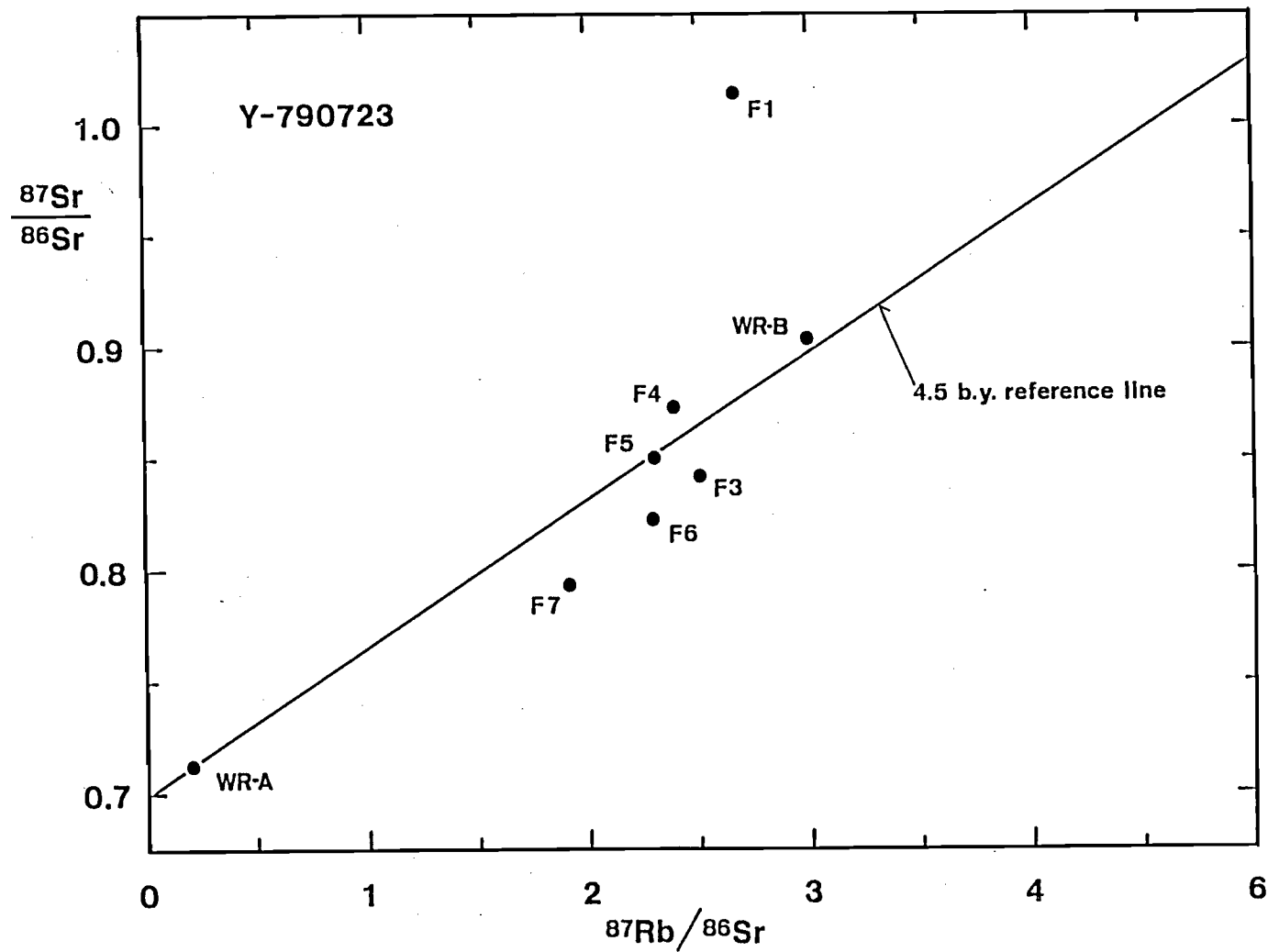


Fig. 22 ^{87}Rb - ^{87}Sr evolution diagram for the Yamato-790723.

他の衝突溶融したYamato-79LLコンドライトとほぼ同様のK-Ar年代と希ガス組成を持っており、同じ仲間であることはまず間違いない。したがって、この隕石の場合には、12億年前の衝突事件によって、ある程度Rb-Sr系の攪乱は起こったが、同位体平衡が達成されるにはほど遠かったものと判断される。

e) 衝突溶融におけるRb-Sr系の挙動

Fig. 23は、Yamato-790964、-790519、-790723の12億年以前における $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $1/\text{Sr}$ (ppm⁻¹)の関係を示した図である。この図においては、2つの端成分が混合した結果できるものは、端成分の2点を結ぶ線分上にプロットされる。ただし、この時点で同位体平衡にあるもの同士は、水平な直線上に並ぶことになる。

Yamato-790964の各フラクションは、12億年前の衝突溶融によってほぼ同位体平衡に達し、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7316$ の線上に並んでいる。A, B, C, D1の各全岩試料もこの線付近にプロットされるが、D1と同じ試料から取り出したD2だけが、例外的に高いSr同位体比を示している。しかし、D1とD2を結ぶ延長線上に極めて $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高い隕石——Yamato-790723WR-Bや、Yamato-74442——が存在することは、D2のSr同位体比が、このような $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高い物質の混合によって説明できることを示している。ここで仮に、D1に5.6%のYamato-74442が混合したとすると、この混合物では $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.77005$ 、 $\text{Sr}=9.13$ ppmとなって、ほぼ、D2のSr同位体比とSr濃度を説明することが出来る。ただし、Rbについては、有意な食い違いがある。Yamato-74442は、通常のコンドライトの10~20倍のKを含む数10 μm から数mmサイズの岩石学フラグメントが数多く含まれてお

り、さらに、このフラグメント中のマトリックスは、同じく50倍以上ものKを含むこともある(Ikeda and Takeda, 1979)。同様にKに富んだ岩石質フラグメントは、他のLLコンドライト-KraehenbergとBhola-中にも存在しており(Kempe & Müller, 1969; Wlotzka et al., 1983), ここではKよりもさらに大きなRb、Csの濃集が報告されている。上で述べたYamato-74442の全岩のかわりに、このようなアルカリに富んだフラグメントそのものの混合を考えるなら、よりわずかな混合で、D1からD2を得ることができる。そこで、Kempe and Müller(1969)が、Kraehenbergの暗色フラグメントから取り出した1つのフラクション--D2; 40-60 μ , 2.82> ρ --を混合の一端成分として考えてみる。このフラクションを、Yamato-790964WR-D1に1%混合すると、ほぼ、WR-D2のSr濃度とSr同位体比を説明できることがわかる。しかし、この場合にも、Rbの濃度には、はっきりとした差が生じてしまう。おそらく、WR-D2のRbが多くないのは、12億年前の衝突溶融の際に、かなりRbが蒸発してなくなってしまったためであろう。このようなアルカリに富んだ物質(岩石質フラグメント)は、12億年前の衝突事件の際に、外部から入ってきたのではなく、はじめから含まれていたと考える方が自然であろう。このモデルによれば、Yamato-790519の各部分ごとのWRや鉱物フラクションが、分散している理由も、アルカリに富む岩石質フラグメントの不均質な分布によるものとして、無理なく説明づけられるとおもわれる。Yamato-790519が、4.5億年年代線の右側にはずれるのは、溶融の際にSrが減少したためかもしれない。あるいはまた、他の部分で蒸発したRbが、この隕石試料内のRbの富化をもたらしたのかもしれない。Yamato-790723の場合、2個の全岩試料は、いずれも4.5億年年代線上、あるいは付近にあって12億年前の衝突事件による全岩試料サイズでのRb-Sr系の重大な変化は認められない(Fig.

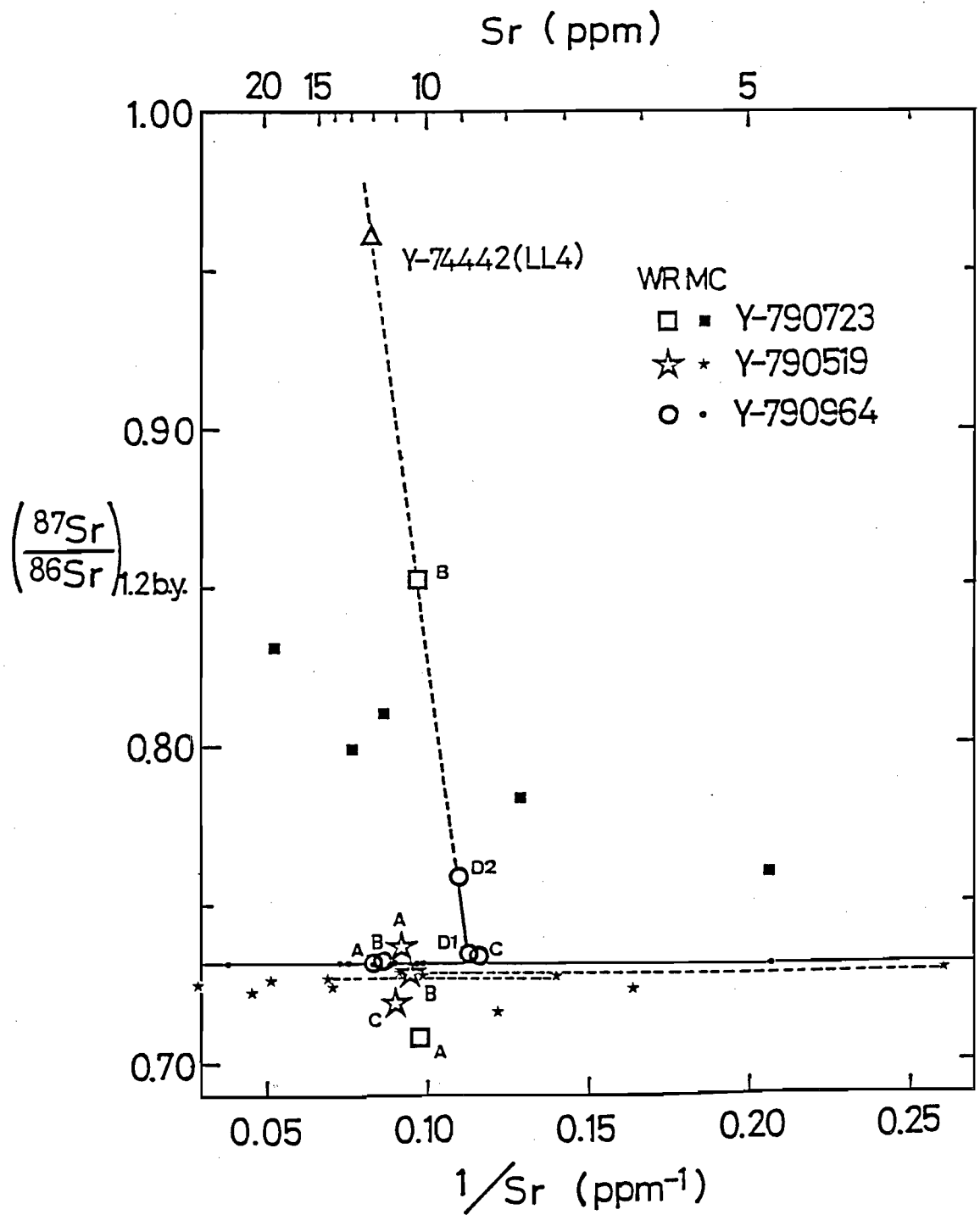


Fig. 23 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{1.2\text{b.y. ago}}$ vs. $1/\text{Sr}$.
 WR and MC represent whole rock and mineral concentrate
 respectively.

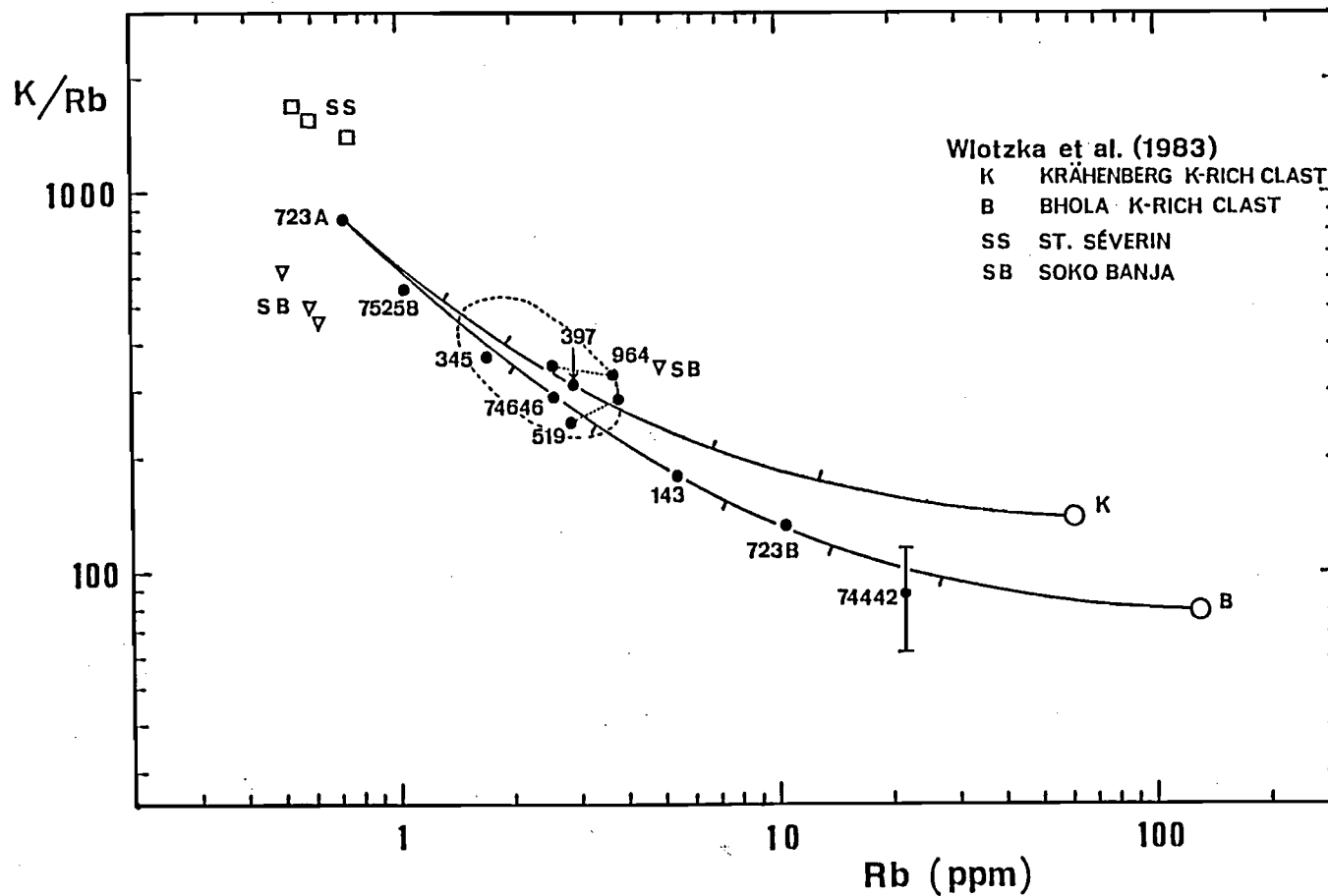


Fig. 24 Log plot of K/Rb vs. Rb for LL-chondrites. The data except for the Antarctic LL-chondrites and one sample from Soko Banja are those by Wlotzka et al. (1983). The envelope represents the region of H-, L- and E-chondrites (Wlotzka et al., 1983). The lines represent two-components mixing lines of Y-790723 WR-A and K-rich clasts from Krähenberg and Bhola.

22)。したがって、WR-Aと-BのRb-Sr系における違いは、もともと存在していたものであり、このことは、上で述べてきた不均質モデルを支持する証拠であると考えられる。事実、F1は、きわめてアルカリに富んだフラクションであり、KraehenbergのD2; 40~60 μ , 2.82 < ρ とかなり共通したRb-Sr組成を持っているといえる。

Fig. 24は、各隕石のK/RbとRbの関係をプロットしたものである。Yamato LLコンドライトの他にWlotzka et al. (1983)によるデータも合わせて示してある。ここに示したYamato隕石は、衝突熔融したタイプのものも他のものも、ともにYamato-790723Aを1つの端成分として、Kraehenberg、あるいは、BholaのKに富んだフラグメントにつながる混合線の付近に並んでいる。このトレンドは、Soko BanjaあるいはSt. Severinの領域にはつながらないことが明らかである。これは、このトレンドが、先に仮定したような混合線として説明できることを示している。

4. 希ガス組成

1) 結果

Table 20にHe, Ne, Ar、Table 21にKr、Table 22にXeの含有量と同位体比組成を示した。同位体比組成の誤差(1 σ)は、試料とcalibrationの測定から算定した。含有量の誤差は、すべての試料のKrと、Yamato-790345およびYamato-790397のXe以外では、ほぼ10%程度以内と見積られる。Yamato-790345とYamato-790397は、試料が少なく希ガス濃度も低いために、特

Table 20 Concentrations and isotopic compositions of He, Ne and Ar.

Sample	Weight (mg)	$^4\text{He}^*$	$^3\text{He}/^4\text{He}$ ($\times 10^{-4}$)	$^{20}\text{Ne}^*$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{36}\text{Ar}^*$	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
Y-74442,6	181.4	1490	70.4 ± 2.0	2.61	0.852 ± 0.005	0.885 ± 0.013	2.06	0.359 ± 0.006	5556 ± 73
Y-790143,84	40.81	427	787 ± 22	10.4	0.873 ± 0.006	0.952 ± 0.009	1.32 (10%)	1.157 ± 0.054	469.5 ± 10.0
Y-790345,84	23.78	381	797 ± 24	9.05	0.845 ± 0.005	0.929 ± 0.009	1.20 (17%)	1.317 ± 0.119	355.1 ± 6.5
Y-790397,81	27.26	320	962 ± 27	10.1	0.866 ± 0.006	0.946 ± 0.009	1.72 (11%)	0.881 ± 0.045	403.1 ± 7.1
Y-790519,85	124.6	414	781 ± 22	9.86	0.840 ± 0.005	0.940 ± 0.009	1.76	0.811 ± 0.010	301.5 ± 1.3
Y-790723,81	47.11	410	875 ± 25	9.51	0.841 ± 0.006	0.931 ± 0.009	1.83	0.897 ± 0.026	561.8 ± 9.7
Y-790964,74	117.7	428	845 ± 24	10.7	0.865 ± 0.005	0.941 ± 0.009	1.33	1.030 ± 0.018	613.7 ± 6.9

* Concentrations are given in unit of $10^{-8}\text{cm}^3\text{STP/g}$. Degrees of the blank correction to the measured values are given in parentheses when exceeding 10%.

Table 21 Concentrations and isotopic compositions of Kr.

Sample	$^{84}\text{Kr}^*$	^{78}Kr	^{80}Kr	^{82}Kr	^{83}Kr	^{87}Kr
	$^{84}\text{Kr}=100$					
Y-74442,6	1.25 (8%)	0.685 ± 0.026	5.26 ± 0.16	21.0 ± 0.3	21.1 ± 0.3	30.4 ± 0.2
Y-790143,84	2.89 (15%)	0.910 ± 0.084	6.67 ± 0.29	21.5 ± 0.6	21.1 ± 0.3	30.5 ± 0.3
Y-790345,84	<0.75 (100%)	0.97 ± 0.10	5.30 ± 0.29	21.3 ± 2.0	21.9 ± 0.5	28.6 ± 1.2
Y-790397,81	0.046 (94%)	0.86 ± 0.11	11.7 ± 1.6	23.6 ± 1.0	21.2 ± 0.6	29.4 ± 1.0
Y-790519,85	1.35 (11%)	0.851 ± 0.051	10.10 ± 0.12	23.4 ± 0.4	21.9 ± 0.3	29.6 ± 0.6
Y-790723,81	0.92 (32%)	0.986 ± 0.057	9.08 ± 0.71	22.7 ± 0.5	22.5 ± 0.7	28.8 ± 0.6
Y-790964,74	0.76 (18%)	0.914 ± 0.038	7.82 ± 0.50	22.6 ± 0.6	22.4 ± 0.4	29.7 ± 0.5

* Concentrations are given in unit of $10^{-10}\text{cm}^3\text{STP/g}$. Degrees of the blank correction to the measured values are given in parentheses.

Table 22 Concentrations and isotopic compositions of Xe.

Sample	$^{132}\text{Xe}^*$	^{124}Xe	^{126}Xe	^{128}Xe	^{129}Xe	^{130}Xe	^{131}Xe	^{134}Xe	^{136}Xe
		$^{132}\text{Xe}=100$							
Y-74442,6	1.65 (1%)	0.473 ± 0.020	0.438 ± 0.020	8.20 ± 1.7	214 ± 8	16.14 ± 0.03	81.4 ± 0.6	38.5 ± 0.5	32.6 ± 0.2
Y-790143,84	2.05 (4%)	0.601 ± 0.083	0.496 ± 0.022	7.65 ± 1.1	107 ± 2	15.4 ± 0.2	79.0 ± 2.1	38.3 ± 1.5	32.4 ± 1.1
Y-790345,84	0.11 (54%)	1.08 ± 0.32	1.10 ± 0.23	8.95 ± 0.49	132 ± 2	16.2 ± 1.4	81.8 ± 1.6	38.6 ± 3.3	32.1 ± 1.3
Y-790397,81	0.11 (51%)	0.87 ± 0.27	1.03 ± 0.28	11.9 ± 1.6	116 ± 3	15.7 ± 0.6	82.1 ± 2.2	38.3 ± 2.9	34.1 ± 0.6
Y-790519,85	1.08 (2%)	0.534 ± 0.033	0.628 ± 0.025	9.36 ± 0.24	130 ± 4	16.0 ± 0.5	81.0 ± 3.0	38.3 ± 0.6	32.1 ± 0.7
Y-790723,81	0.94 (7%)	0.58 ± 0.10	0.620 ± 0.051	9.51 ± 0.22	141 ± 2	16.6 ± 0.4	83.0 ± 1.4	38.8 ± 0.6	32.2 ± 0.7
Y-790964,74	0.40 (6%)	0.650 ± 0.034	0.827 ± 0.071	8.62 ± 0.24	116 ± 2	16.2 ± 0.4	82.4 ± 1.3	38.6 ± 0.7	32.8 ± 0.2

* Concentrations are given in unit of $10^{-10}\text{cm}^3\text{STP/g}$.
measured values are given in parentheses.

Degrees of the blank correction to the

にKr、Xeについては、ブランクの影響が重大である。その実質的な誤差は、Table 21, 22に示した誤差よりはるかに大きくなるので、この2試料のKrとXeのデータは、以下の議論では、使用しない。

隕石中のNeは、一般に太陽型Ne (Fig. 25のB) 惑星型Ne (同じくA)、宇宙線起源Ne (同じくS) の3成分の混合物として表現できるが、本研究で分析した7個の隕石は、全てほぼ純粋な宇宙線起源Neからなっている。

Arは、宇宙線起源、放射性起源、トラップによる3成分のArが混合したものである。含まれる3成分の量を算出するのに、次のような同位体比 (例えば、Takaoka et al., 1981) を仮定した。

宇宙線起源成分

$$({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_c = 0.2$$

$$({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_c = 0.85, \quad ({}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_c = 0.92$$

$$({}^{38}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_c = 1.55$$

トラップ成分

$$({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_t = 330$$

$$({}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_t = 8.2, \quad ({}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne})_t = 0.03$$

$$({}^{38}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_t = 0.187$$

Table 23に宇宙線起源の各同位体 -- ${}^3\text{He}_c$, ${}^{21}\text{Ne}_c$, ${}^{38}\text{Ar}_c$ -- の含有量、生成率、宇宙線照射年代を示した。また、 ${}^{84}\text{Kr}$ と ${}^{132}\text{Xe}$ は、測定された値をそのままトラップ成分とした。

宇宙線照射による ${}^3\text{He}$, ${}^{21}\text{Ne}$, ${}^{38}\text{Ar}$ の生成率 P_3 , P_{21} , P_{38} の算出は、Cressy and Bogard (1976) にしたがった。すなわち、

$$P_3 = F_3 \{0.0174 [\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ni}] + 0.0266 (100 - [\text{Ti}, \text{Cr}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ni}])\}$$

$$P_{21} = F_{21} \{0.0248 [\text{Mg}] + 0.0467 [\text{Si}] + 0.0033 [\text{S}] + 0.0093 [\text{Ca}] + 0.000239 [\text{Fe}, \text{Ni}]\}$$

$$P38 = F38 \{0.143 [K] + 0.0203 [Ca] + 0.0045 [Ti, Cr, Mn] + 0.0018 \{ [Fe, Ni] \}$$

F3, F21, F38は、遮蔽の係数で、

$$F3 = 2.385 - 1.224 ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}}$$

$$F21 = 38.27 - 62.53 ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} + 26.1 ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}}^2$$

$$F21 = 1.181 (({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} \leq 1.08)$$

$$= 0.818 (({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} \geq 1.20)$$

$$F38 = 38.0 - 61.3 ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} + 25.2 ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}}^2$$

$$F38 = 1.189 (({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} \leq 1.08)$$

$$= 0.728 (({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} \leq 1.20)$$

ただし、

$$({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{COR}} = ({}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne})_{\text{OBS}} / \{ 1.122 - 0.224 [\text{Mg}] / [\text{Si}] + 0.09 [\text{Mg}]^2 / [\text{Si}]^2 \}$$

([] は各元素の重量%の合計)

各元素の濃度は、Haramura et al. (1983) による南極産 LLコンドライトの平均化学組成を用いた。Table 24には、放射性起源の同位体 -- ${}^4\text{He}_r$ と ${}^{40}\text{Ar}_r$ -- と、Kの濃度および、U, Th-He法とK-Ar法による年代を示した。放射性起源の ${}^4\text{He}$ は、次の式により求めた (例えば、Takaoka et al., 1981)。

$${}^4\text{He}_r = {}^4\text{He}_m - 5 * {}^3\text{He}_c - 330 * {}^{20}\text{Ne}_t$$

(r, m, c, t はをそれぞれ、放射性起源、測定値、宇宙線起源、トラップの成分であることを意味する。)

測定された ${}^{40}\text{Ar}$ は、ほぼ放射性起源とみなされているので、補正を行わずにこれを放射性起源成分の ${}^{40}\text{Ar}$ (${}^{40}\text{Ar}_r$) とした。

U, Th-Heの年代の計算にあたって、普通コンドライトの平均値として

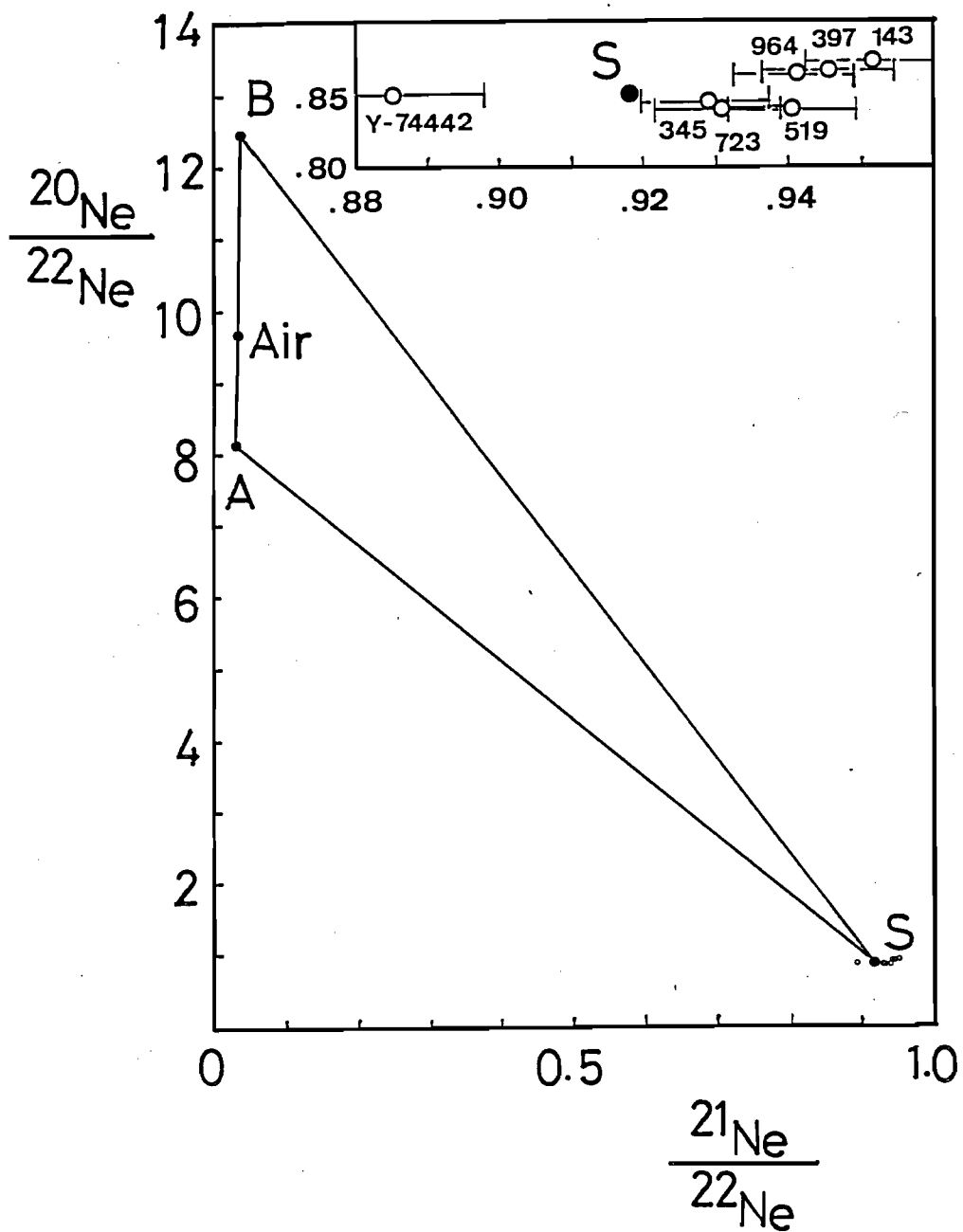


Fig. 25 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ vs. $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ diagram. A, B, S and Air represent planetary, solar, spallogenic and atmospheric neon compositions.

$U = 13 \text{ ppb}$ 、 $Th/U = 3.6$ (Morgan, 1971) の値を仮定した。

2) Ar, Kr および Xe のトラップ成分

Fig. 26 に各隕石のトラップ成分の ^{132}Xe と ^{36}Ar および ^{84}Kr の濃度の関係を示した。参考のために、Marti (1967) によるタイプ3~6の普通コンドライトのデータの範囲を合わせて示した。

Yamato-74442 はタイプ4 (Yanai, 1979; Mason and Yanai, 1983) あるいはタイプ3~4 (Ikeda and Takeda, 1979) に分類されるLLコンドライトであるが、Marti (1967) の希ガスのデータから見ると、ほぼタイプ5のコンドライトに相当している。Takaoka et al (1981) は、衝突による5億年前後のK-Ar年代をもつL4コンドライトが、ArだけでなくXeも著しく脱ガスしていることを報告している。したがって、Yamato-74442のAr, Kr, Xeについても、同様に衝突による脱ガスがあったと考えられる。この脱ガスは、あとで述べるK-Ar年代から、約40億年前以降に起こったものと推定される。

Yamato-790519とYamato-790723は、Marti (1967) のデータにしたがえば、タイプ6に相当するが、Yamato-790964は、それよりもさらに脱ガスしている。岩石組織やRb-Sr系などから見て、Yamato-790964は、前二者に比べると衝突による影響がより大きいので、Ar, Kr, Xeにおける違いは、そのことを反映しているのかもしれない。しかし、Yamato-790143は、Yamato-790964と同程度かそれ以上に、衝突による影響を受けているにもかかわらず、4個のYamato-79コンドライトのなかでは、 $^{84}\text{Kr}_t$ および $^{132}\text{Xe}_t$ 含有量は最も高い。

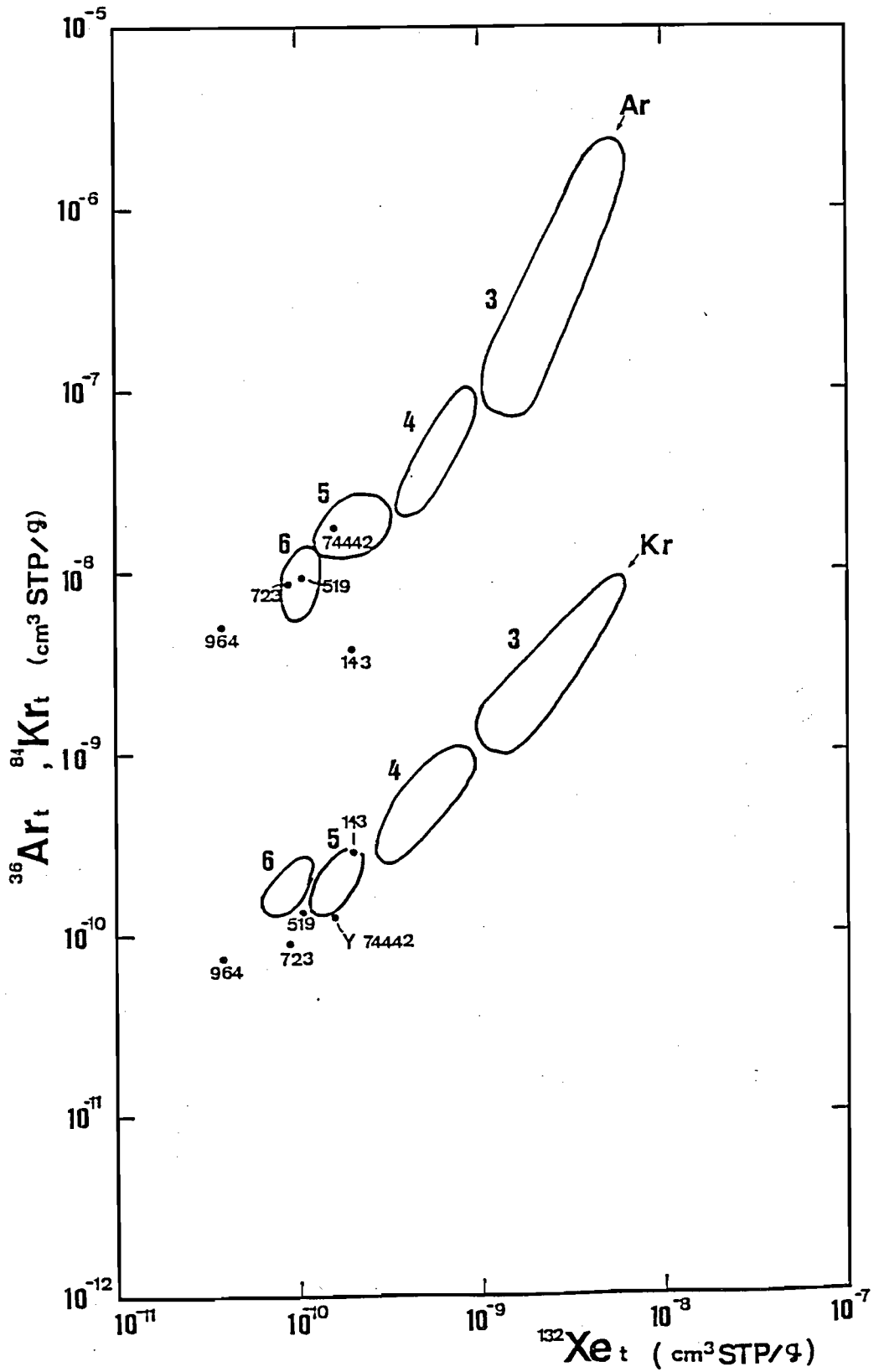


Fig. 26 Plots of $^{36}\text{Ar}_t$ vs. $^{132}\text{Xe}_t$ and $^{84}\text{Kr}_t$ vs. $^{132}\text{Xe}_t$. The envelopes represent the regions for ordinary chondrites of each petrologic type (Marti, 1967).

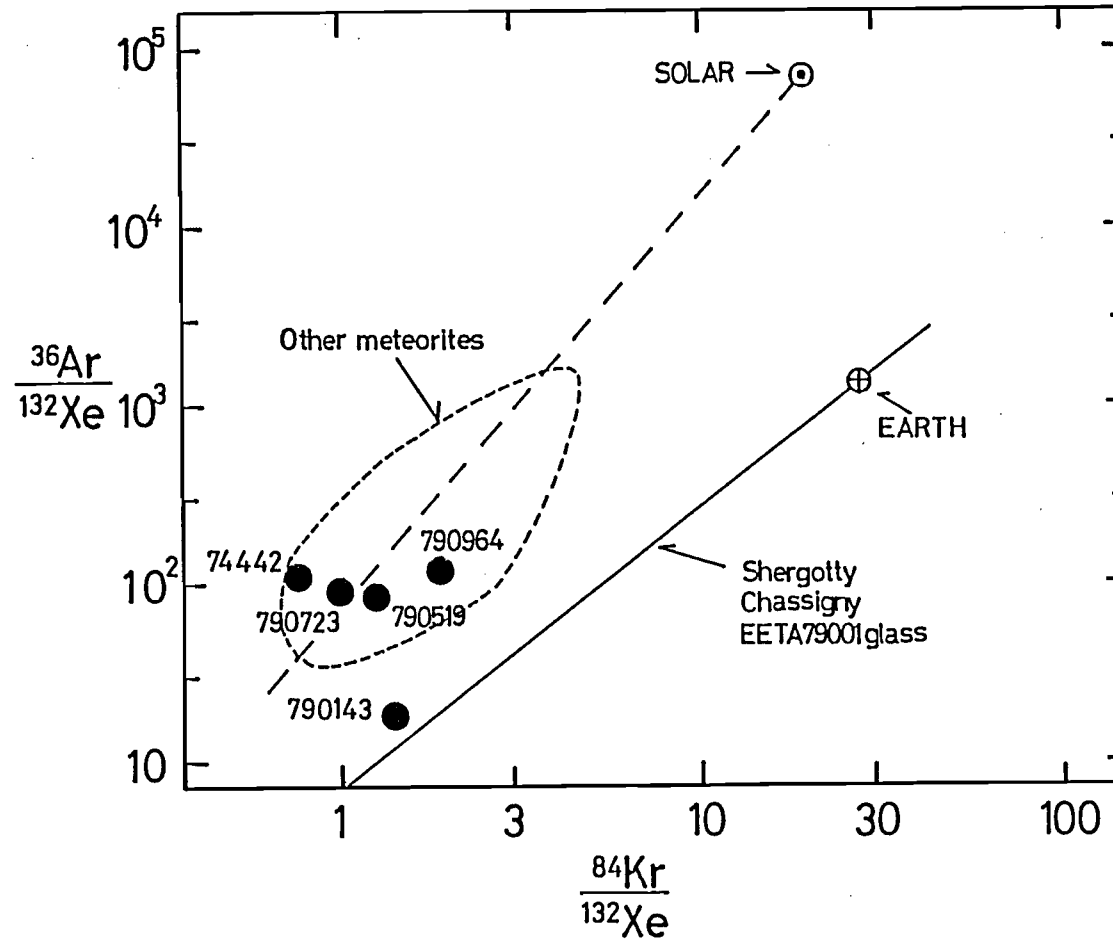


Fig. 27 $^{36}\text{Ar}/^{132}\text{Xe}$ vs. $^{84}\text{Kr}/^{132}\text{Xe}$ diagram. This diagram were presented by Ott & Begemann(1985). Data shown in this figure except for Antarctic LL-chondrites are those by them.

Fig. 27は、Ott and Begemann (1985)による図に、Yamato-79 LLコンドライトのデータをプロットしたものである。Yamato-790143だけが、Ott and Begemannが示したSNC以外の隕石の領域からはずれており、これは、 ^{36}Ar が少ないためであることがわかる。さらに後で述べるK-Ar年代のデータも、Yamato-790143だけが、他のYamato-79 LLコンドライトに比べてArが少ないことを示している。結局、Yamato-790143は他のYamato-79 LLコンドライトに比べて異常にArが少なく、KrとXeが多い。これを説明する理由は今のところ不明であるが、それを考える前にもう一度、この試料の希ガス分析を行なうことが必要であろう。現在のデータからは、衝突によるこれらの隕石の脱ガスの影響を詳しく推定することは、残念ながらできない。

3) 宇宙線照射年代

Yamato-74442の ^{21}Ne と ^{38}Ar による宇宙線照射年代は、比較的よく一致している (Table 23)。 ^{21}Ne による600万年の年代は、LLコンドライトばかりではなく、普通コンドライト全体としても最も頻度の高い分布範囲 (例えば、Nagao et al., 1983) に含まれるものである。

一方、Yamato-79 LLコンドライトは、いずれも、LLコンドライトとしてはやや古い1800万年前後のよくそろった ^{21}Ne および ^{38}Ar による宇宙線照射年代を示している。しかし、 ^3He による年代は、これらすべての隕石について、やはりよくそろっており、かつ ^{21}Ne および ^{38}Ar による年代よりも系統的に若い。このことは、本研究に用いた各隕石の $(^3\text{He}/^{21}\text{Ne})_c$ 比が、コンドライトの平均 (Nishizumi et al., 1980; Nagao et al., 1983) よりも相対的に低いことを反映しており、

Table 23 Spallogenic ^3He , ^{21}Ne and ^{38}Ar and cosmic-ray exposure ages.

Sample	^3He ($10^{-8}\text{cm}^3\text{STP/g}$)	^{21}Ne	^{38}Ar	Production rate*			Cosmic-ray exposure age (m.y.)		
				P_3	P_{21}	P_{38}	T_3	T_{21}	T_{38}
				(10 ⁻⁸ cm ³ STP/g/m.y.)					
Y-74442,6	10.5	2.71	0.403	2.41	0.453	0.0607	4.4	6.0	6.6
Y-790143,84	33.6	11.4	1.46	2.60	0.571	0.0795	13	20	18
Y-790345,84	30.4	9.94	1.54				12	17	19
Y-790397,81	30.8	11.0	1.35				12	19	17
Y-790519,85	32.3	11.0	1.24				12	19	16
Y-790723,81	35.9	10.5	1.48				14	18	19
Y-790964,74	36.2	11.6	1.28	14	20	16			

* Production rates of $^3\text{He}(P_3)$, $^{21}\text{Ne}(P_{21})$ and $^{38}\text{Ar}(P_{38})$ were calculated after Cressy and Bogard(1976) using an average chemical composition of Antarctic LL-chondrites given by Haramura et al.(1983).

Heの一部が失われたことを示唆している。いずれにせよ、注目されるのは、Yamato-79 LLコンドライトが、全て、ほぼ同様の宇宙線照射年代を持つことである。このことは、これらが地球に落下する以前は1つの隕石であったことを物語っている。

4) U, Th-He、および K-Ar年代

既に述べてきたように、Yamato-74442は、 45.3 ± 0.4 億年の明確なRb-Sr年代を示す隕石であるが、U, Th-He年代(35.5億年)とK-Ar年代(39.7億年)は、いずれもRb-Sr年代と異なって若い年代を示している(Table 24)。このことは、おそらく単一あるいは複数の衝突事件によってArやHeの損失が生じたためと推定される。しかし、この衝突による影響は、Rb-Sr系を乱すほど強くはなかったと言える。

一方、Yamato-79 LLコンドライトは、5.5~8.4億年のU, Th-He年代と、10.3~13.2億年のK-Ar年代を示しており、いずれも非常に若い。U, Th-He年代は、U, Th濃度の平均的な値を推定して求めたものであるため信頼性に乏しいものの、6個の隕石のうち5個までが8億年前後のかなり一定した年代を示すことは注目に値する。さらに、K-Ar年代は、Yamato-790143の10.3億年を除けば、12.6~13.2億年に集中しており、これらの隕石が、同一の強烈な衝突をともに経たものであることを強く示唆している。Yamato-790964の 12.6 ± 0.2 億年のK-Ar年代は、Rb-Sr法による 12.0 ± 0.5 億年と誤差範囲を考慮すれば一致している。さらに、6個のK-Ar年代の平均値 12.5 ± 1.1 億年もこのRb-Sr年代と一致する。しかし、1つだけ大きく離れた年代を示すYamato-790143をのぞいた平均値 12.9 ± 0.3 億年は、Rb-Sr年代よりも少し古くなる。このK-Ar年代とRb-Sr年代の違いが、

Table 24 Concentrations of radiogenic ^4He and ^{40}Ar and gas retention ages.

Sample	$^4\text{He}_r$	$^{40}\text{Ar}_r$	K (ppm)	Age (b.y.)	
	($10^{-8}\text{cm}^3\text{STP/g}$)			U,Th-He	K-Ar
Y-74442,6	1438	11420 ± 210	2033	3.55	3.97
Y-790143,84	259	619 ± 37	1152	0.84	1.03
Y-790345,84	229	426 ± 45	599	0.75	1.26
Y-790397,81	166	693 ± 46	913	0.55	1.32
Y790519,85	253	529 ± 9	706	0.82	1.31
Y-790723,81	231	1026 ± 41	1377	0.76	1.31
Y-790964,74	247	817 ± 20	1156	0.81	1.26

有意なものかどうかは、何ともいえない。もし有意な違いであるとするれば、衝突によるArの脱ガスが完全ではなかったためであろう。

5) 単一隕石としてのYamato-79 LLコンドライト

いくつかの隕石が地球に落下するまでは1つの隕石であった場合、各隕石の希ガスのデータの比較は、このことを判断するのに最も有力の方法の1つである(例えば、Takaoka et al., 1981)。6個のYamato-79 LLコンドライトのうちYamato-790723を除く5個については、その特徴的な岩石組織などの共通性から、同じ起源の隕石であると考えられている(Yanai et al., 1981; Sato et al., 1982; Takeda et al., 1983)。さらに、Yamato-790723も、写真(Yanai and Iguchi, 1981)で見える限り、その肉眼的特徴の類似から、やはり、同じ仲間の隕石であると推察される。Rb-Sr系の分析結果もそのことを間接的に示唆していることは、すでに述べたとおりである。

これらのデータに加えて、各希ガス組成、宇宙線照射年代、U, Th-He、およびK-Ar年代などにおける著しい類似性は、これらすべての隕石が一つの隕石の落下によってもたらされたものであることを極めて明瞭に示している。

5. Yamato-790964隕石が受けた衝突事件

1) 圧力

この隕石中に見られるいくつかの特徴的な組織、即ち、レリックかんらん石

の fracture やモザイク組織、フラグメント化したかんらん石の結晶やレリックコンドリュールの存在、熔融と再結晶作用、気孔の形成などが、衝突によって生じたものに間違いはないことは、これまで行なわれてきた地球の岩石および鉱物についての実験が示している。

かんらん石の fracture は約 10 GPa (ユゴニオ弾性限界に相当) ~ 25 GPa の衝撃圧力で生じる。モザイク組織の出現、暗色化、shock vein の形成は 20 GPa 以上の圧力で生じ、> 50 GPa でも観測されている。

隕石を構成する主要鉱物であるかんらん石、輝石、長石の再結晶作用や部分熔融は、約 45 GPa 以上で起こり始め、圧力とともにその程度が高くなること、約 100 GPa までの範囲で知られているが (Carter et al., 1968 ; Stoeffler, 1972 ; Reimold and Stoeffler, 1979 ; Ahrens et al., 1976)、隕石中での melt pocket は 25 ~ 45 GPa の圧力範囲でも生じるらしい (Dodd, 1981)。しかしながら、特に高い圧力領域で形成される組織と圧力との精密な対応関係は、実験の材料と条件による違いも大きく、詳しいことはわかっていない。いずれにせよ、Yamato-790964 をはじめとする一連の LL コンドライトは、その大部分が熔融あるいは再結晶しており、知られている隕石の中でも最も高い衝撃圧力を受けた隕石の 1 つである。斜長石は、44 GPa 以上ではマスケリナイトあるいはガラスになってしまうので、圧力計として有効である (例えば、Dodd, 1981)。Yamato-790964 では斜長石はすべてガラス化している。したがって、その衝撃圧力は少なくとも 45 GPa 以上と見積られる。Stoeffler (1971) によれば、石英-長石質岩石に対する 50-60 GPa の衝撃圧力によって生ずる、衝突直後の温度は 1300 ~ 1500 °C である。後で述べるが、Yamato-790964 の衝突直後の温度もおそらくはこれと同様と思われるので、この

結果をそのままあてはめるなら、この隕石の溶融を生じさせた衝撃圧力は50～60 GPaであったと推定される。この圧力は、Carter et al. (1968)のclass VH、Reimold and Stoeffler (1978)のshock facies f (いずれも最も高いshock faciesとして位置づけられている)に相当している。

2) 温度と冷却速度

a) かんらん石中のFe、および Ca

Yamato-790964に含まれているかんらん石の粒径とFe濃度との間には明瞭な関係がある。即ち、結晶の中または短径(みかけ上の)が100 μm 程度より大きなかんらん石では、ほぼ、Fa 27.5～30.5%であり、典型的な平衡LLコンドライトの範囲内(Fa 26～32.5% --- Dodd (1981))にある。一方、100 μm 程度より粒径が小さいとFa 27.5～35%となり、平衡LLコンドライトの範囲を超えるものが出現する。平均して、Fa含有量は粒径が小さくなるにしたがって大きくなる傾向を示す。また、中心部から周辺部に向かってFeが増加する累帯構造を示す。このような累帯構造は、かんらん石がメルトから晶出する過程での火成作用的な累帯構造か、結晶作用に伴う冷却過程あるいは後の熱変成過程による拡散によって生じたものと考えられる。

衝突加熱で生じたメルトから晶出したかんらん石と、レリックの棒状かんらん石(barred olivine)はともに、Fe含有量にかんしては粒径に対して一連のトレンドを示す(Fig. 2)にもかかわらず、FaとCaOの関係(Fig. 3)を見ると両者の間に違いが見られる。即ち、棒状かんらん石ではFeに富んでいるものほどCaに乏しいのに対し、メルトから晶出したと考

えられる自形斑状かんらん石では、FeとCaの間に全く相関が見られない。このことから、12億年前の衝突溶融事件より後の熱変成作用による拡散を考えることは、そのための新たな熱源を考えることと同様に困難である。

かんらん石のFe累帯構造は、非平衡コンドリュールあるいは岩石質フラグメント (lithic fragment) 中のかんらん石においてはよく見られることであり (例えば、Mezoe Madaras (L3) -- Kurat (1967)、Binns (1968); ALHA77278 (LL3), ALHA77299 (H3) -- Miyamoto et al. (1984))、これらは火成作用的累帯構造と考えられている。Yamato-790964の衝突によるメルトから晶出したかんらん石のFeの場合も、これと同じく、晶出の過程で生じた火成作用的な過程で形成された累帯構造であろう。このとき、溶けずに残ったレリックコンドリュール中の棒状かんらん石も、衝突加熱とその後の冷却の間にかかなりの熱変成を受けたことは確かである。また、棒状かんらん石とメルトから新たに晶出した斑状かんらん石 (porphyritic olivine) が、粒径とFa含有量の関係において全く同様の相関を示すのは、どちらも同じ期間の同じ熱過程でこのようなFeの分布が形成されたことを示唆している。したがって、結晶の粒径が小さくなるにつれて棒状かんらん石のFeが高くなる傾向を示すのは、周辺部に向かってFeに富むようになる累帯構造とともに、衝突後の冷却期間に進行したFeの拡散によるものと考えられる。

次にCaの場合を考えてみることにする。Feの場合と同様に、CaOの濃度とかんらん石の粒径との関係を図に示した (Fig. 28)。棒状かんらん石では、Feとは逆に、粒径が小さいものほど0.27から0.15wt%までCaO含有量が低くなる傾向がある。一方、斑状かんらん石では、このような傾向は見られず、CaO濃度は0.08wt%から0.29wt%の範囲でばらついている。また、前述した様に、棒状かんらん石がFaとCaO含有量の間負の相関を示すのに対して、斑状かんらん石では、1つの結晶の中心部と周辺部

Y-790964 olivine

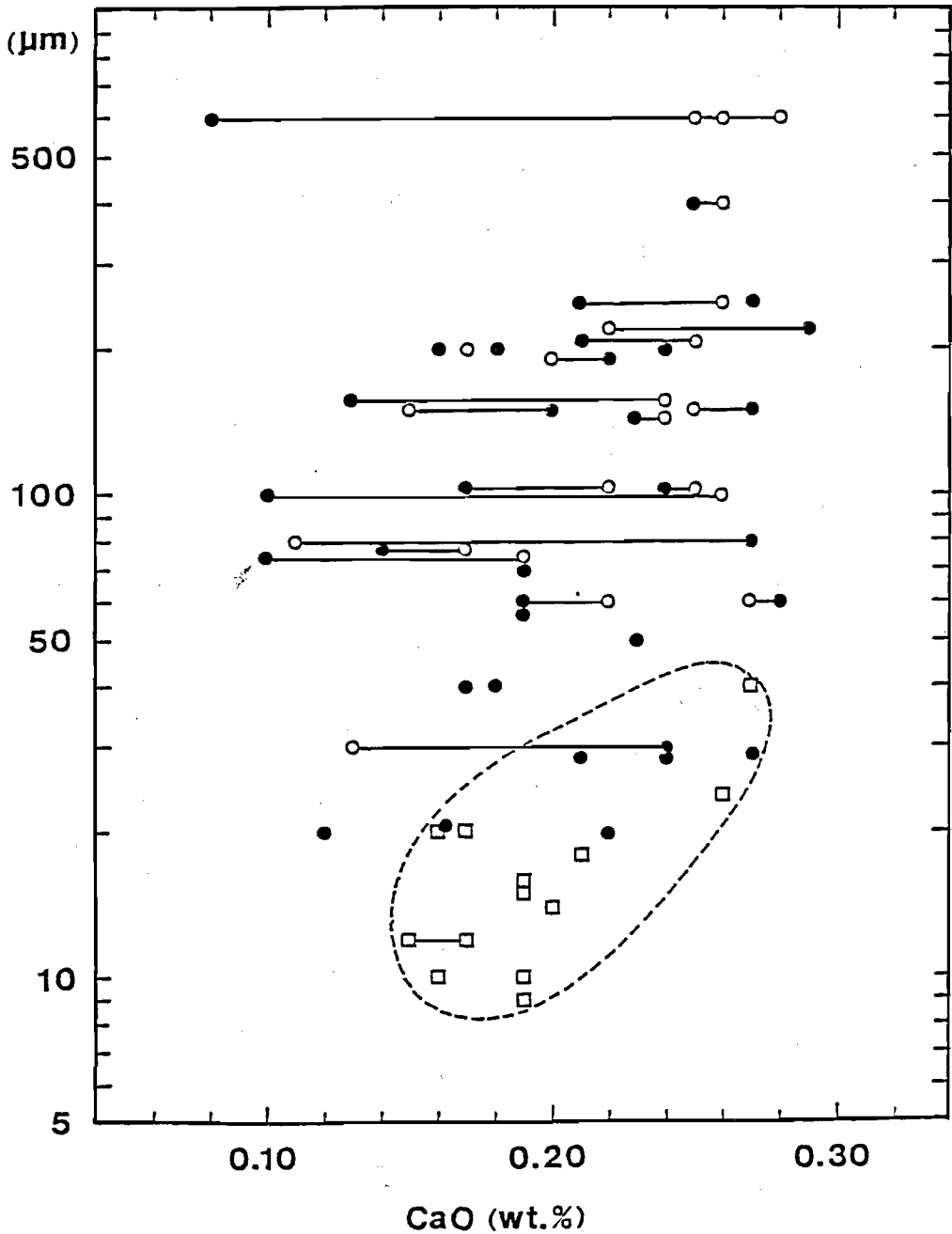


Fig. 28 Apparent length of minor-axis or width of olivine grains vs. CaO content for Yamato-790964. Symbols are as follows; solid circle:core, open circle:rim, open square:barred olivine. Data points joined by a line represent points within a single crystal.

の間でさえ全くその様な相関が見られない (Fig. 3)。

ここで、Yamato-790964と類似した他のLLコンドライトのかんらん石との比較から、この隕石のかんらん石の形成条件について考えてみる。角れき岩化したLLコンドライトとしてよく知られているSt. Mesminに含まれるolivine microporphyryは、かんらん石(58%)、輝石(18%; 斜方輝石、ピジョン輝石とサブカルシックオージャイト)、石英-オリゴクレイス質ガラス(22%)から成り、Fe-Ni金属とトロイライトが少ないことを除けばLLコンドライトの組成を持っている(Dodd & Jarosewich, 1976)。かんらん石はFa成分10~50%の広い組成範囲を持ち、CaO(0.1~0.4wt%)はMnO, Cr₂O₃とともにFe含有量と相関がある。こうした特徴は、Mg-Feかんらん石の相平衡図(Bowen & Scheirer, 1935)から推定すると、リキダス以上の温度で完全に溶けたLLコンドライト物質メルトからの、ある程度ゆっくりとした結晶作用において形成されたものと考えられる。即ち、高温の加熱とあまり急激ではない冷却を意味している。ところが、Yamato-790964の場合は、溶け残りのレリックコンドリュールあるいは鉱物フラグメントがメルトと共存していたことがはっきりしており、St. Mesminのolivine microporphyryよりも加熱温度は低かった(リキダス以下)はずである。Nagahara(1983)は、斑状コンドリュールが、溶け残りの物質を核として相対的にゆっくりとした冷却(<10°C/hr)でできやすいことを示した。このことは、加熱のメカニズムは違っても、Yamato-790964やSt. Mesminのolivine microporphyryに見られる岩石組織についてもあてはまるであろう。おそらく、Yamato-790964の斑状かんらん石は、衝突のエネルギーにより急激にリキダス温度近くまで熱せられて部分的に溶けた後、溶け残り物質を核としてある程度ゆっくりと晶出したとかがえられる。また、Yamato-790964の斑状かん

らん石のCaOが、Feや粒径と相関せずに乱雑に変動するのは、不十分な溶融によって生じたメルトからの結晶作用でできたために、Caについては溶け残り物質の組成の多様性を多かれ少なかれ受け継いだのかもしれない。一方、周辺部に向かってFeに富むようになる累帯構造と、粒径が小さいほどFeに富むという現在見られるFeの分布は、冷却の間の結晶作用とそれに引き続く後退変成作用に伴う拡散によって形成されたのであろう。メルトからかんらん石と輝石が晶出すると同時に、溶け残り物質そのものであるレリックコンドリュール中の棒状かんらん石では、この衝突加熱と冷却の期間を通じて熱変成作用を受けている。その結果、棒状かんらん石は、メルトから晶出した斑状かんらん石と同じようなFeの分配をするようになったのであろう。このような、CaとFeの挙動の違いは、かんらん石中における両者の拡散係数の差（FeはCaに比べて約2桁拡散係数が大きい）によって生ずると考えられる。

さてここで、棒状かんらん石のCaの挙動の特徴についてさらに検討を加えることにしよう。すでに述べた様に、棒状かんらん石CaOはFeと逆相関の関係にあり、粒径が小さいほど低い値を示す。この関係は Dodd and Jarosewich (1976) が、St. Mesminのolivine microporphryのかんらん石で見いだしたFeとCaの関係と反対のものである。したがって、St. Mesminの斑状かんらん石などで見られるFeとCaの相関が、Yamato-790964の棒状かんらん石の形成時（約45億年前のコンドリュール形成時）にも生じていたとするならば、現在見られる棒状かんらん石のFeとCaの逆相関はその後の過程において形成されたことになる。また、棒状かんらん石の形成時にFeとCaに何ら相関が形成されていなかったとしても、これと同じことが言える。もっともこのFeとCaの逆相関を単なる偶然と考えるならば、衝突を受ける以前から個々の棒状かんらん石が持っていたFe含有量が、衝突による変成を受けた後もそのまま反映されているだけなのかもしれない。しかしながら、より積極的に現在ある棒状かんらん石

に見られるCaの挙動を説明しようとするならば、何らかの2次的な変成作用(？)を考えざるを得ない。

一般に、非平衡コンドライト中のかんらん石は急冷による結晶作用のためにCaO含有量が高い(例えば、Dodd, 1969; Kimura et al., 1979)。一方、岩石学タイプ4~6の平衡コンドライトでは、ほとんどが0.1wt%以下である(Keil & Fredriksson, 1964)。これと同様に、Yamato-790964の棒状かんらん石中のCaの濃度は変成作用による拡散によって、結晶の外側の方からある程度減少したと考えられる。なぜなら、棒状かんらん石の結晶が小さいほどCaが少ないからである。そして、この変成作用が、12億年前におこった激しい衝突溶融とそれにつづく冷却の期間に起こった現象であると考えるのは、きわめて当然なことと思われる。

b) 温度

Nagahara (1983)によれば、コンドリュールの組織は、特にコンドリュールが形成されたときの最高温度に大きく支配されている。例えば、porphyritic組織は不完全に溶けた前駆物質が冷却した場合にできやすく、加熱最高温度はリキダス温度以下 即ち、1500°C以下であろうと考えられる。Yamato-790964では溶け残ったコンドリュールやフラグメントが存在し、メルトから晶出したかんらん石や輝石はporphyriticな組織をしている。したがって、Nagahara (1983)がコンドリュールの組織について示唆したことは、衝突溶融を受けたYamato-790964の場合にもあてはまると言える。Wlotzka et al., (1983)は、Kraehenberg (LL5)から取り出したLLフラグメントを加熱し、約1250°Cで部分溶融が始まり、1280~1350°Cで気泡の形成が起こり、約1420°Cで完全に溶融したことを報告している。これにたとえば、

Y a m a t o - 7 9 0 9 6 4で見られる不完全な熔融と気孔の形成は、衝突加熱によって達した温度が1280~1350℃であったことを示唆している。

c) 冷却速度

Y a m a t o - 7 9 0 9 6 4のレリックコンドリュールは、衝突加熱に続く冷却の期間溶けずに残ったものであるが、この時多かれ少なかれ変成を受けているはずである。この冷却期間での、ある元素のある残存鉱物中での平均拡散係数と拡散距離がわかれば、この冷却に要した時間、つまり平均の冷却速度が得られることになる。そこで、レリックコンドリュール中の棒状かんらん石に注目して、そのFe, Caの挙動から冷却速度の大まかな見積りを試みることにする。

かんらん石中Feの拡散についてはM i s e n e r (1 9 7 2) (9 0 0 ~ 1 1 0 0 ° C)、B u e n i n g & B u s e c k (1 9 8 1)、F u j i i & T a k a h a s i (1 9 8 0) などの実験的研究がある。ここでは、Feについては、B u e n i n g & B u s e c k による、かんらん石のC軸方向について1125~1200℃の温度範囲で得られた拡散係数を、Caについては、M o r i o k a (1 9 8 1) が同じくC軸方向について1200~1400℃の温度範囲で求めた拡散係数を用いることにした。実験データのない温度範囲に対してもこれらを外挿した値を用いることにして、1300から900℃までの冷却区間での拡散を考慮した。即ち、900~1300℃において次のように拡散係数を仮定した。

$$D_{Fe} = 5.59 \times 10^{-2} \exp(-264000/RT) \quad [\text{cm}^2/\text{sec}]$$

$$D_{Ca} = 71.5 \cdot \exp(-416000/RT) \quad [\text{cm}^2/\text{sec}]$$

ここで、Rはガス定数で、 $R = 8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 、Tは絶対温度(K)である。したがって、1300℃から900℃までの一定な冷却速度を仮定すると、この冷却期間における平均拡散係数は、

$$\bar{D}_{Fe} = 0.17 * 10^{-10} \text{ cm}^2 / \text{sec}$$

$$\bar{D}_{Ca} = 0.13 * 10^{-12} \text{ cm}^2 / \text{sec}$$

となる。

次に、棒状かんらん石中で生じたFeとCaの可能な拡散距離の制約を推定する。かんらん石は、拡散が進むにつれて、よりFeが増加しCaが減少するようになる。Feの場合、最も粒径の小さい(約10 μ m)棒状かんらん石で最もFe濃度が高く、その値も一定している(Fa35%)ことから、この大きさではほとんど平衡に達し、結晶内での均質化がほぼ達成されたと考えられる。そこで、今仮に中心部と周辺部間のFe濃度の均質化が95%以上に達したと仮定する。即ち、

$$\frac{c_{Fe}^{Fe} - c_1^{Fe}}{c_0^{Fe} - c_1^{Fe}} > 0.95 \quad \text{--- (1)}$$

の制限を設けることにする。ここで c_0^{Fe} は、ほぼ結晶境界付近の周辺部におけるFe濃度で、一定(Fa \sim 35%)とする。 c_1^{Fe} は拡散が起こる前の状態の、結晶中のFe濃度(Fa \leq 30%: なぜなら、最もFeに乏しい棒状かんらん石でFa \sim 30%である)、 c^{Fe} は拡散が進んでからの中心部におけるFe濃度である。

Caの場合、斑状かんらん石をも含めたかんらん石全体でのCaOの変動(0.08-0.30wt%)からみて、 $c_1^{Ca} \leq 0.30 \text{ wt} \%$ と仮定する。また、 c_0^{Ca} については、タイプ4-6の平衡コンドライト中のかんらん石のCaO含有量($\leq 0.06 \text{ wt} \%$; Dodd, 1981)から、 $c_0^{Ca} = 0.06 \text{ wt} \%$ を仮定することにする。Table 10およびFig. 28からわかるように、約10 μ mの巾の棒状かんらん石の中心付近のCaO含有量は、 $\sim 0.16 \text{ wt} \%$ であるから、

$$\frac{c^{Ca} - c_1^{Ca}}{c_0^{Ca} - c_1^{Ca}} < \frac{0.16 - 0.30}{0.06 - 0.30} \approx 0.6 \quad \text{--- (2)}$$

と予想される。(1)と(2)の条件を球体内での拡散モデル(Crank, 1956を参照)で考えると、

$$\frac{D_{\text{Fe}} \cdot t}{r^2} \geq 0.4, \quad \frac{D_{\text{Ca}} \cdot t}{r^2} \lesssim 0.16$$

となる。(rは結晶を球体としたときの半径)

D^{Fe} と D^{Ca} として、 $0.17 \times 10^{-10} \text{ cm}^2/\text{sec}$ 、 $0.13 \times 10^{-12} \text{ cm}^2/\text{sec}$ をそれぞれ与えると、結局、時間tは、

$$1.6 \text{ h} \leq t \leq 90 \text{ h} \quad \text{となる。}$$

したがって、 1300°C から 900°C までの平均冷却速度は $4-250^\circ\text{C}/\text{h}$ と見積られる。

同様にして、最高温度を 1280°C 、 1350°C として考えた場合からは、それぞれ $3^\circ\text{C}-190^\circ\text{C}/\text{h}$ 、 $13^\circ\text{C}-500^\circ\text{C}/\text{h}$ の平均冷却速度が計算されるので、これらをすべて含めると、 $3-500^\circ\text{C}/\text{h}$ が可能な範囲として推定できる。

Yamato-790964について得られた $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 比のデータ(~ 1.06)は、すでに述べたようにこの隕石が約20m.y前以降少なくとも表面から30cm以上の深さにあって宇宙線の照射を受けたことを示している。したがって、20m.y前にこの隕石が、LL母天体から掘り出されたとすれば、当然それ以前も30cm以上の深さに埋まっていたはずである。そこで、12億年前の衝突事件直後の冷却過程として、LL母天体上の深さ30cmにおける $1280\sim 1350^\circ\text{C}$ から 900°C までの自然冷却を考えることは、衝突後の冷却速度の上限値を与えることになる。この熱拡散も、かんらん石中のCaとFeの拡散の場合と同様の原理で考えることができる。周囲の空間の温度を 0°C とすると、母天体表面から30cm以上の深さでのこの温度範囲の平均冷却速度は、約 $300^\circ\text{C}/\text{h}$ 以下となる。

一方、Nagahara(1983)は、コンドリュールの融解・冷却実験

の結果を岩石学的組織と比較検討した。それによれば、自形の輝石結晶ができる時の冷却速度は、 $10^{\circ}\text{C}/\text{h}$ 以下に対応する。Yamato-790964には、最大で長さ数百 μm にも達する自形の輝石結晶がメルトから数多く晶出しているので、Nagaharaがコンドリュールの結果から得た、 $10^{\circ}\text{C}/\text{h}$ 以下の冷却速度をそのまま適用することができるであろう。

以上の結果をまとめると、Yamato-790964の衝突後の冷却速度は、 $3-10^{\circ}\text{C}/\text{h}$ の範囲であったと考えられる。ここで得られた狭い範囲に限定された冷却速度から逆に、Yamato-790964隕石の衝突後の埋没の深さを見積ると、 $0.5-1.2\text{m}$ という値が得られる。いずれにしろ、この結果はYamato-790964が、LL母天体上での衝突によってできたLL物質のメルトが母天体のごく表層で冷却固化したものであることを示している。

IV. 結論

衝突溶融したYamato-79 LLコンドライトについて、Rb-Sr系、K-Ar系、希土類元素組成、希ガス組成、鉱物の主成分元素組成を調べることによって、この衝突事件について次のような結論が得られた。

1) 衝突年代

Yamato-790964のRb-Sr内部アイソクロンから、このLLコンドライトは、 12.0 ± 0.5 億年前に激しい衝突を受けることによって溶融したものであることがわかった。これと一連のいくつかのYamato-79 LLコンドライトもYamato-790964とともに13億年前後のよくそろったK-Ar年代を示しており、これらがすべて同じ衝突を経験したことは間違いない。さらに、この年代は、St. Mesmin (LL)コンドライト中のある岩石質フラグメントで得られた約14億年のK-Ar年代 (Schultz and Signer) との類似性において、注目される。

2) 宇宙線照射年代

これらのYamato-79 LLコンドライトは、 ^{21}Ne と ^{38}Ar による宇宙線照射年代において、18 m. y前後の非常によく一致した値を持っている。したがって、これらの隕石は、少なくとも約18 m. y. 前以降、地球に落下するまでは1つの隕石であったと考えられる。

3) 衝突溶融した隕石の原物質

これらの隕石の中には、衝突による変成を受けながらも溶けずに残った棒状かんらん石コンドリュールや大きな斑晶のフラグメントが存在する。これらの中には非平衡な化学組成を持ったかんらん石や輝石が含まれている一方で、全体としては、かんらん石や輝石における化学組成の均質化が起こっていることもはっきりとしている。また、アルカリに富むフラグメントも、もともと含まれていたと思われる。以上のことは、この隕石が衝突溶融する以前もやはりいろいろなフラグメントから成る LLコンドライト物質の角れき岩あるいはレゴリスであったことを示唆している。

4) 12億年前の衝突のによる化学的分化

これらは、同じ隕石の一部であったにもかかわらず、衝突の影響を受けた程度には、かなりの差がある。激しく溶融が起こったもの（例えば、Yamato-790964、-790143）では、局所的なメルトの移動によって Sr の分化が生じている。これに伴って、希土類元素の分化もある程度生じたと思われる。ただし、このメルトの移動は不規則で機械的なメカニズムによっていたと思われる。衝突の影響が小さいものでは（例えば、Yamato-790723、-790345）、溶融はあまり起こっておらず（Yanai et al., 1981）、したがってこうした元素の分化は特に認めることができない。一方、アルカリ元素では、衝突によって、多かれ少なかれ、蒸発が起こったと思われる。しかし、衝突の影響の大小とアルカリの濃度の間には特に規則性はなく、むしろ隕石中に含まれるアルカリに富んだ岩石質フラグメントの多少によって、これら隕石のアルカリ濃度が左右されているらしい。

5) 衝突に伴う温度・圧力・冷却温度

広範囲に衝突溶融しているYamato-790964について見るなら、少なくとも50GPa以上の衝撃圧力を受けたと考えられる。また、衝突の熱による溶融が不完全であることから、衝突によって生じた最高温度は1300°C前後(1250°C-1350°C)であったと推定される。以上のような温度・圧力条件は、衝突を受けた普通コンドライトでこれまで見積られている温度・圧力条件としては最も高いもの(例えば、Ramsdorf(L3)-Smith & Goldstein, 1977; Walsh and Lipschutz, 1982)に相当する。冷却速度は、レリックコンドリュール中のかんらん石のCa・Fe組成、岩石学的組織の特徴などから、3-10°C/h程度と推定される。

6) 衝突後における隕石の埋没深度および大きさ

Yamato-790964の衝突溶融後の埋没深度は、前述の衝突後の冷却速度から、0.5-1.2m程度であったと推定される。したがって、この隕石はLLコンドライト母天体の表層物質そのものであったと考えられる。また、宇宙線生成核種の組成($^{21}\text{Ne}_c / ^{22}\text{Ne}_c < 1.08$)は、この表層物質が約2千万年以前にさらに衝突によって母天体の表面から掘り出されて直径30cm程度以上の天体になったことを物語っている。

謝辞

本研究を遂行するにあたって、神戸大学理学部助教授中村昇博士には、研究上のあらゆる点に関して、終始適切な御援助と御指導を賜わった。心から感謝の意を表わします。

本研究をまとめるに際して、暖かい御援助と励ましの言葉を下さった神戸大学理学部教授伊東敬祐博士に厚くお礼を申し上げます。

岡山大学地球内部研究センター教授本間弘次博士は、心よく実験の便宜を与えてくださり、さらにあらゆる御配慮と御助言を下さった。心からお礼申し上げます。

神戸大学理学部教授杉村新博士、同じく助教授松田准一博士，神戸大学教養部宮垣盛男博士には、本研究をまとめるに際して種々の御助言と励ましの言葉を頂いた。理学部助手山本鋼志氏、神戸大学自然科学研究科三沢啓司氏には、多くの御援助と御助言を頂いた。神戸大学理学部地球科学教室の教職員の方々には、本研究を遂行する過程でのさまざまな点で大変お世話になった。以上の方々に心から感謝致します。

最後に、本研究を遂行する上で、あらゆる面における援助をもって筆者を支えてくれた妻由美に心より感謝します。

REFERENCES

- AHRENS, T.J., TSAY, F.-D. & LIVE, D.H. (1976)
Shock-induced fine-grained recrystallization of olivine :
Evidence against subsolidus reduction of Fe^{2+} .
Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 1143-1156.
- ARNOLD, J.R., HONDA, M. & LAL, D. (1961)
Record of cosmic ray intensity in the meteorites.
J. Geophys. Res., 66, 3519-3531.
- BEGEMANN, F. & WLOTZKA, F. (1969)
Shock induced thermal metamorphism and mechanical
deformation in the Ramsdorf chondrite.
Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1351-1370.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968)
Empirical correction factors for the electron microanalysis
of silicates and oxides.
J. Geol., 76, 382-403.
- BINNS, R.A. (1971)
Chondrule groundmass in the Parnallee meteorite.
Chemie der Erde, 30, 21-31.
- BOWEN, N.L. & SCHEIRER, J.F. (1935)
The system $MgO-FeO-SiO_2$.
Am. J. Sci., ser. 5, 29, 197-217.

BUENING, D.K. & BUSECK, P.R. (1973)

Fe-Mg lattice diffusion in olivine.

J. Geophys. Res., 78, 6852-6862.

CARTER, N., RALEIGH, C.B. & DECARLI, P.S. (1968)

Deformation of olivine in stony meteorites.

J. Geophys. Res., 73, 5439-5461.

CRANK, J. (1956)

Mathematics of diffusion.

Oxford Univ. Press, pp.347.

CRESSY, P.J., Jr. & BOGARD, D.D. (1976)

On the calculation of cosmic-ray exposure ages of stone meteorites.

Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 749-762.

DODD, R.T. (1968)

Recrystallized chondrules in the Sharps(H-3) meteorite.

Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1111-1120.

DODD, R.T. (1969)

Metemorphism of the ordinary chondrites : A review.

Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 161-203.

DODD, R.T. (1974)

Petrology of the St. Mesmin chondrite.

Contrib. Mineral. Petrol., 46, 129-145.

DODD, R.T. (1981)

Meteorites : A Petrologic-chemical synthesis.

Cambridge, Cambridge Univ. Press, 21, pp.368.

DODD, R.T., GROVER, J.E. & BROWN, G.E. (1975)

Pyroxenes in the Shaw(L7) chondrite.

Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 1585-1594.

DODD, R.T. & JAROSEWICH, E. (1974)

Olivine microporphyry in the St. Mesmin chondrite.

Meteoritics, 9, 335-336.

DODD, R.T. & JAROSEWICH, E. (1976)

Olivine microporphyry in the St. Mesmin chondrite.

Meteoritics, 11, 1-20.

DODD, R.T. & JAROSEWICH, E. (1979)

Incipient melting in and shock classification of L-group chondrites.

Earth Planet. Sci. Lett., 44, 335-340.

DODD, R.T., VAN SCHMUS, W.R. & KOFFMAN, D.M. (1967)

A survey of the unequilibrated ordinary chondrites.

Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 921-951.

DODD, R.T., MORRISON-SMITH, D.J. & HEYSE, J.V. (1975)

Chromium-bearing olivine in the St. Mesmin chondrite.

Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 1621-1627.

DODSON, M.H. (1970)

Simplified equations for double-spiked isotopic analyses.
Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 1241-1244.

DUBE, A., FREDRIKSSON, B.J., JAROSEWICH, E., NELEN, J.A.,
NOONAN, A.F., O'KEEFE, J. & FREDRIKSSON, K. (1977)
Eight L-group chondrites : A comparative study.
Smithsonian Contr. Earth Sci., No.19, 71-82.

FODER, R.V. & KEIL, K. (1976)

Carbonaceous and non-carbonaceous lithic fragments in the
Plainview, Texas, chondrite : Origin and history.
Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 177-189.

FODER, R.V. & KEIL, K. (1978)

Catalog of lithic fragments in LL-group chondrites.
Spec. Pub. Num. 19, UNM Inst. Meteoritics, pp.38.

FREDRIKSSON, K. & KRAUT, F. (1967)

Impact glass in the Cachari eucrite.
Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 1701-1704.

FREDRIKSSON, K. & MASON, B. (1967)

The Shaw meteorite.
Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 1705-1709.

FRICKER, P.E. GOLDSTEIN, J.I. & SUMMERS, A.L. (1970)

Cooling rates and thermal histories of iron and stony-iron
meteorites.
Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 475-491.

FUJII, T. & TAKAHASHI, E. (1980)

Experimental determination of interdiffusion coefficient of Ca in magnesium olivine.

GOPALAN, K. & WETHERILL, G.W. (1969)

Rubidium-strontium age of amphoterite(LL) chondrites.
J. Geophys. Res., 74, 4349-4358.

GOPALAN, K. & WETHERILL, G.W. (1971)

Rb-Sr studies on black hypersthene chondrites : Effects of shock and reheating.
J. Geophys. Res., 76, 8484-8492.

GRAHAM, A.L., EASTON, A.J., HUTCHISON, R. & JÉROME, D.Y. (1976)

The Bovedy meteorite ; mineral chemistry and origin of its Ca-rich glass inclusions.
Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 529-535.

HAMILTON, P.J., EVENSEN, N.M. & O'NIONS, R.K. (1979)

Chronology and chemistry of Parnallee(LL3) chondrules.
Lunar Planet. Sci. X, 494-496.

IKEDA, Y. & TAKEDA, H. (1979a)

Petrology of the Yamato-74191 chondrite.
Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 15, 38-58.

IKEDA, Y. & TAKEDA, H. (1979b)

Petrology of the Yamato-74442 chondrite.
Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 15, 123-139.

ITO, A., NAKAMURA, N. & MASUDA, A. (1980)

Examination of effects of shock and weathering for the Antarctic L6 chondrites, Yamato-74190 and Allan Hills-769, by the Rb-Sr method.

Mem. Natl. Inst. Polar., Spec. Issue, 17, 168-176.

JOBINS, E.A., DIMES, F.G., BINNS, R.A., HAY, M.H. & REED, S.J.B. (1966)

The Barwell meteorite.

Mineral. Mag., 35, 881-902.

KAGAMI, H., OKANO, O., SUDO, H. & HONMA, H. (1982)

Isotopic analysis of Rb and Sr using a full automatic thermal ionization mass spectrometer.

Pap. Inst. Thermal Spring Res., Okayama Univ., No.52, 51-70.

KANEOKA, I. (1980)

^{40}Ar - ^{39}Ar ages of L and LL chondrites from Allan Hills, Antarctica : ALH 77015, 77214 and 77304.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 17, 177-188.

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

KEIL, K. (1982)

Composition and origin of chondritic breccias.

LPI Technical Rep. No.82-02, 65-83.

KEIL, K. & FREDRIKSON, K. (1964)

The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites.

J. Geophys. Res., 69, 3487-3515.

KEMPE, W. & MÜLLER, O. (1969)

The stony meteorite Krähenberg.

In : Meteorite Research (P.M. MILLIMAN ed.), D. Reidel Publ. Comp., 418-428.

KIMURA, M., YAGI, K. & ONUMA, K. (1979)

Petrological studies on chondrules in Yamato-74 meteorites.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 15, 114-133.

KURAT, G. (1967)

Zur Entstehung der Chondren.

Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 491-502.

KURAT, G. (1967)

Einige Chondren aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras.

Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 1843-1857.

MARTI, K. (1967)

Trapped xenon and the classification of chondrites.

Earth Planet. Sci. Lett., 2, 193-196.

MARVIN, U.B. & MASON, B. (1980)

Catalog of Antarctic Meteorites, 1977-1978.

Smithsonian Contr. Earth Sci., No.23, pp.50.

MASON, B. & YANAI, K. (1983)

A review of the Yamato-74 meteorite collection.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 30, 7-28.

MINSTER, J.F., & ALLÈGRE, C.J. (1979)

^{87}Rb - ^{87}Sr chronology of H-chondrites : Constraints and speculations on the early evolution of their parent body.

Earth Planet. Sci. Lett., 42, 333-347.

MINSTER, J.F. & ALLÈGRE C.J. (1981)

^{87}Rb - ^{87}Sr dating of LL chondrites.

Earth Planet. Sci. Lett., 56, 89-106.

MISENER, D.J. (1972)

Interdiffusion studies in the system Fe_2SiO_4 - Mg_2SiO_4 .

Ann. Rep. Geophys. Lab. Yearb., 71, 516-520.

MIYAMOTO, M., MCKAY, D.S., MCKAY, G.A. & DUKE, M.B. (1984)

Chemical zoning and homogenization of olivine in ordinary chondrites.

Meteoritics, 19, 272-273.

MORGAN, J.W. (1971)

Uranium.

In : Handbook of Elemental Abundances in Meteorites

(MASON, B. ed.), New York, Gordon & Breach, 529-548.

MORIOKA, M. (1981)

Cation diffusion in olivine-II. Ni-Mg, Mn-Mg, Mg and Ca.

Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 1573-1580.

NAGAHARA, H. (1983)

Texture of chondrules.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 30, 61-83.

NAGAO, K., OGATA, K., TAKAOKA, N. & SAITO, K. (1983)

Rare gas studies of sixteen stony meteorites from Antarctica.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 30, 349-361.

NAKAMURA, N. (1975)

コンドライト隕石中の希土類元素の存在度に関する地球化学的研究

Thesis Univ. Tokyo., pp.331.

NAKAMURA, N. & OKANO, O. (1985)

1,200-Myr impact-melting age and trace-element chemical features of the Yamato-790964 chondrite.

Nature, 315, 563-566.

NAKAMURA, N. & TATSUMOTO, M. (1980)

A 4.0 b.y. impact metamorphism age of the Modoc L6 chondrite determined by the Sm-Nd method.

Meteoritics, 15, 334-335.

NAKAMURA, N., UNRUH, D.M., TATSUMOTO, M. & HUTCHISON, R. (1982)

Origin and evolution of the Nakhla meteorite inferred from the Sm-Nd and U-Pb systematics and REE, Ba, Sr, Rb and K abundances.

Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 1555-1573.

NISHIIZUMI, K., REGNIER, S. & MARTI, K. (1980)

Cosmic ray exposure ages of chondrites, pre-irradiation and constancy of cosmic ray flux in the past.

Earth Planet. Sci. Lett., 50, 156-170.

OKANO, O., MISAWA, K., NAKAMURA, N., HONMA, H. & GOTO, H. (1984)

A preliminary study of Rb-Sr systematics and trace element abundances on impact-melted LL-chondrites from Antarctica.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 35, 285-297.

OTT, U. & BEGEMANN, F. (1985)

Are all the 'martian' meteorites from Mars?

Nature, 317, 509-512.

RAMBALDI, E.R. (1981)

Relict grains in chondrules.

Nature, 293, 558-561.

REEDY, R.C. & ARNOLD, J.R. (1972)

Interaction of solar and galactic cosmic-ray particles with the moon.

J. Geophys. Res., 77, 537.

REIMOLD, W.U. & STÖFFLER, D. (1978)

Experimental shock metamorphism of dunite.

Proc. Ninth Lunar Planet. Conf.,

Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 9, 2805-2824.

RUBIN, A.E. (1985)

Impact melt products of chondritic material.

Reviews Geophys., 23, 277-300.

SATO, G. TAKEDA, H., YANAI, K. & KOJIMA, H. (1982a)

Impact-melted LL-chondrites of Yamato-79 collection.

Pap. 7th Symp. Antarctic Meteorites, 19-20 Feb. 1982, 9-10.

SATO, G. TAKEDA, H., YANAI, K. & KOJIMA, H. (1982b)

Electron microprobe study of impact-melted regolith breccias.

LPI Technical Rep., No.82-02, 120-122.

SCHULTZ, L. & SIGNER, P. (1976)

Depth dependence of spallogenic helium, neon, and argon in the St. Severin chondrite.

Earth Planet. Sci. Lett., 30, 191-199.

SCOTT, E.R.D. & TAYLOR, G.J. (1983)

Chondrules and other components in C, O, and E chondrites : Similarities in their properties and origins.

J. Geophys. Res., 88, Suppl., B275-286.

SHIMIZU, H. & MASUDA, A. (1982)

REE characteristics of Antarctic eucrites.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 25, 145-152.

SMITH, B.A. & GOLDSTEIN, J.I. (1977)

The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites.

Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1061-1072.

STEIGER, R.H. & JAGER, E. (1977)

Subcommission on geochronology : Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.

Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.

STÖFFLER, D. (1971)

Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters.

J. Geophys. Res., 76, 5541-5551.

STÖFFLER, D. (1972)

Deformation and transformation of rock forming minerals by natural and experimental shock processes, I. Behavior of minerals under shock compression.

Fortschritte der Mineralogie, 49, 50-113.

TAKAOKA, N. & NAGAO, K. (1978)

Rare gas studies of Yamato-7301(j), -7304(m) and -7305(k).

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 8, 198-208.

TAKAOKA, N., SAITO, K., OHBA, Y. & NAGAO, K. (1981)

Rare gas studies of twenty-four Antarctic chondrites.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 20, 264-275.

TAKEDA, H., MIYAMOTO, M. & ISHII, T. (1983)

Mineralogical comparison of lunar and chondritic vesicular melt.

Lunar Planet. Sci. XIV, 771-772.

VAN SCHMUS, W.R. (1967)

Polymict structure of Mezö Madaras chondrite.

Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2027-2042.

WALSH, T.M. & LIPSCHUTZ, M.E. (1982)

Chemical studies of L chondrites-II. Shock-induced trace element mobilization.

Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 2491-2500.

WILKENING, L.L. (1978)

Tynes Island : An unusual clast composed of solidified, immiscible, Fe-FeS and silicate melts.

Meteoritics, 13, 1-9.

WLOTZKA, F., PALME, H., SPETTEL, B., WÄNKE, H., FREDRIKSSON, K. & NOONAN, A.F. (1983)

Alkali differentiation in LL-chondrites.

Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 743-757.

WRIGHT, R.J., SIMMS, L.A., REYNOLDS, M.A. & BOGARD, D.D. (1973)

Depth variation of cosmogenic noble gases in the ~150kg Keyes chondrite.

J. Geophys. Res., 78, 1308-1318.

YAGI, K., LOVERING, J.F., SHIMA, M. & OKADA, A. (1978)

Mineralogical and petrographical studies of the Yamato meteorites, Yamato-7301(j), -7305(k), -7308(l) and -7303(m) from Antarctica.

Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 8, 121-141.

YANAI, K. (1979)

Catalog of Yamato meteorites.

Natl. Inst. Polar Res., Tokyo, pp.188.

YANAI, K. & IGUCHI, M. (1981)

Photographic catalog of the selected Antarctic meteorites.

Natl. Inst. Polar Res., Tokyo, pp.104.

YANAI, K., TAKEDA, H., SATO, G. & KOJIMA, H. (1981)

Large lithic materials of LL-group chondrites in the
Yamato-79 meteorites.

Meteoritics, 16, 407.