

隕石と天然ガス

福田 理 (海外地質調査協力室)
Osamu FUKUTA

1. ま え が き

著者が本誌上で地球深部に由来する非生物起源のメタンについて述べた(福田 1983; 1984 a, b) 際 隕石中の有機物についても考慮しなければならないことにも触れておいた。その後資料が集まるにしたがって 私ども地球上で流体炭化水素資源を求めているものにとって隕石 とくにその中に含まれる有機物や太陽系全体に関する組織的な知識の必要なのが 痛感されるに至った。本稿はこの問題に関するメモを整理したものであるが 関心をもたれる方々のお役にたてば幸せである。

2. 隕石とは

隕石とはもともと宇宙空間から地球上に落下した物体の総称であるが ロケットによる惑星空間の探査が進み 月面に古くから知られているようなクレーターが 大惑星を除く惑星や衛星にひろく発見されるに及び その成因の説明に当って 隕石の衝突ということが一般化されているから 現在では本来の意味を拡張して使われている といつてよからう。漢和辞典によれば 隕は「おつ」と訓じられている。また英語の meteorite は meteor (流星) に鉱物・岩石を表わす語尾 -ite を付けたものである。流星は中世英語および近世ラテン語では meteōr(um) またギリシャ語では metéōron (複数 metéōra) と呼ばれ いずれも天空における現象を意味するとされている。

3. 隕石の分類と種類別存在比

一般に隕石は金属鉄と珪酸塩鉱物の占める割合によって 次に示すように3または4種類に大別されている。

- 鉄隕石 (iron meteorite)
- 石鉄隕石 (stony-iron meteorite)
- 石質隕石 (stone meteorite)
 - コンドライト (chondrite)
 - エイコンドライト (achondrite)

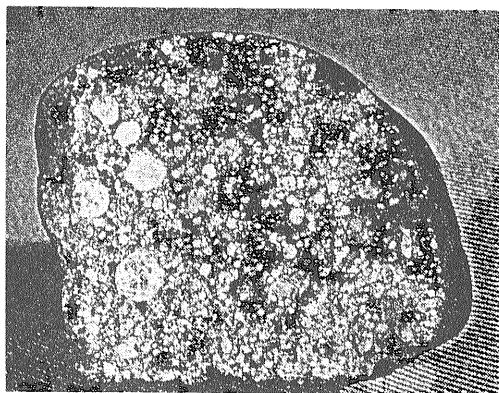
小沼 (1978) や松井 (1981) によると これをコンドライトで代表される始原的な隕石と 鉄隕石 およびエイコンドライトの3種類を含む分化した隕石とに区別するのが都合がよいという。著者もこの意見に賛成である。

次に以上の4種類の内容について簡単に説明しておく。

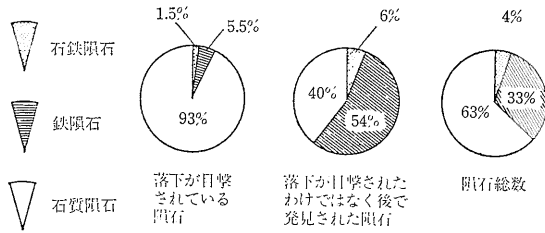
- 鉄隕石 おもに Fe-Ni 合金からできている。
- 石鉄隕石 Fe-Ni 合金と珪酸塩鉱物をほぼ等量含む。
- 石質隕石 主として珪酸塩鉱物からなる。
- コンドライト コンドリュール (chondrule) と呼ばれる丸い粒を含む。(第1図)。
- エイコンドライト コンドリュールを含まない。

参考までに述べておくと エイコンドライトの先頭の a は 否定の意味をもつ接頭語で 日本語ではアまたはエコンドライトと表記されていることも少くない。

ところで 第2図に示されているように 落下が目撃されたわけではなく 後から発見された隕石では 鉄隕石が54%を占めるのに対して 石質隕石は40% そして石鉄隕石は6%しかない。一方 落下が目撃されている隕石では 石質隕石が93%を占めるのに対して 鉄隕石および石鉄隕石はそれぞれ5.5%および1.5%しか



第1図 南極で発見された隕石 ALH-77278 (矢内 1981)。無数のコンドリュールとその間を埋めるマトリクスからなる。典型的なコンドライトの切断面で 横の長さ 5.3cm また重さ312g。



第2図 隕石の種類別存在比 (松井 1981).

い。以上に述べたことは 鉄隕石 および石鉄隕石は岩石との区別が容易であるのに対して 石質隕石は本来地球上の岩石と区別しにくい上に同化され易いことを考えれば 当然のことと理解されるであろう。隕石総数では 石質隕石 鉄隕石 および石鉄隕石の存在化は それぞれ63% 33% および 4%になる (松井1981) という。ちなみに 最近南極で続々発見されたものを除くと 石質隕石は1150個くらいであるから 鉄隕石および石鉄隕石はそれぞれおよそ 602 個および73個ということになる。

4. コンドライト

われわれにとって重要なのは 未分化の隕石コンドライトである。石質隕石の大部分を占めるコンドライトは 大きさがおよそ数 10^{-1} mm から数 mm までの丸い粒であるコンドリュールと その間を埋めているミクロンかそれ以下のサイズの細かい粒子の集合 すなわちマトリクスから構成されている。構成物質は金属相 トロイライト (troilite, 鉄の硫化物 FeS) および珪酸塩鉱物である。コンドライトを構成している鉱物は 一般にそれぞれが形成された時の状態をよく保存している。すなわちコンドライトは 形成されてから現在まで全体が融けるということを経験していない。

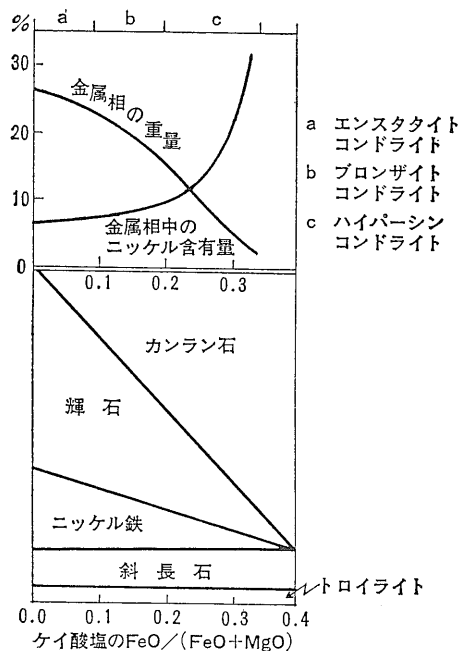
5. コンドライトの分類

前節で述べたようなことから コンドライトは未分化の隕石といわれているが 未分化といっても 1,000°C 以上のかなりの高温を経験した隕石と そうでないものがある。すなわち 未分化の程度にはかなりの差がある。また コンドライトの間には 化学組成の明らかな相違もみられる。現在ひろく使われている VAN SCHMUS & WOOD (1967) の隕石の分類法はこの2つを組合せたものである。この分類法を理解していただくには そこに至るまでの過程を踏まえて 歴史的に説明しておくのがよさそうである

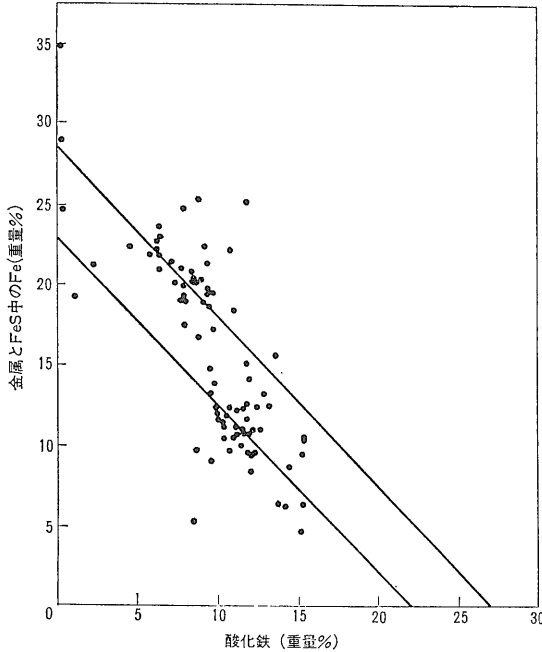
5.1 PRIOR の法則

70年近い昔 大英博物館の PRIOR (1916) は コンドライトをその $FeO/(FeO+MgO)$ 比の大きさの順に並べているうちに “一般的に 石質隕石は ニッケル鉄の量が少くなるほど 鉄中に含まれるニッケル量は増加し同時に鉄マクネシウム珪酸塩中の鉄量 すなわち $FeO/(FeO+MgO)$ 比は増加する” という規則性(第3図の上段)に気づいた。小沼 (1972) はこれを PRIOR の法則と呼んでいる。PRIOR はこの規則的变化に基づいてコンドライトを次のように分類した。すなわち $FeO/(FeO+MgO)$ 比が 0.0~0.1 のものをエンスタタイト (頑火輝石 enstatite) コンドライト 0.1~0.2のものをブロンザイト (古銅輝石 bronzite) コンドライト また 0.2~0.35のものをハイパーシン (紫蘇輝石 hypenthene) コンドライトと名づけた。

PRIORは当時優勢であった地球その他の惑星の高温起原説を踏まえて 上に述べた規則性を次のように説明している。“すべてのコンドライトは共通のマグマから導かれた。このマグマははじめ強い還元状態にありこれがそのまま結晶したのがエンスタタイト・コンドライトである。この場合には 鉄はすべて金属状態であるため ニッケル鉄の量が多く 珪酸塩鉱物は鉄を含まない。このマグマが酸化されると 結晶してできるコンドライトでは ニッケル鉄含有量は減少し その Ni/Fe 比は増加し 余分の鉄は珪酸塩鉱物に吸収されて その

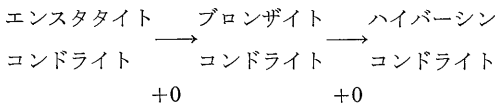


第3図 PRIOR の法則を示すダイアグラム (小沼 1972).



第4図 UREY-CRAIG ダイアグラム (小沼 1972).

FeO/(FeO+MgO) 比は増加する。しかも鉄が酸化されるにしたがって 珪酸塩の中の (Mg+Fe)/Si 比が増加するので 輝石が減少し カンラン石が増加するようになる”。これを簡明に示すと 次のようになる。



これはまことに直截・簡明な説明であるが 低温起原説が優勢な現在では 説得力を失ってしまった。

5.2 UREY-CRAIG ダイアグラム

UREY & CRAIG (1953) は 当時入手可能であったコンドライトのすぐれた分析値94個を選び出し その酸化還元状態が一目でわかる図示法を考案して プロットしてみた(第4図)。この図では 縦軸に金属相とトロイライト(FeS, troilite)になっている鉄の重量%を また横軸には珪酸塩鉱物に入っている鉄の重量%をとってある。したがって もし鉄の総量が一定で 鉄が酸化還元されるだけの変化があったとすると 分析値を表わす点は両方の軸と 45°で交わる1本の直線上を移動することになる。しかし 彼等がプロットした結果は、2本の直線上に乗るということになってしまった。そこで 彼ら

は右上側の鉄の多い(約28%)ものをHグループ(high iron group) また少ない(約22%)ものをLグループ(low iron group)と名づけた。この図表は非常に便利なので 小沼(1972)にならって 以下これを本節の見出しに示したように UREY-CRAIG ダイアグラムと呼ぶことにする。

UREY & CRAIG の HグループおよびLグループはそれぞれ PRIOR (1916) のブロンザイト・コンドライトおよびハイパーシ・コンドライトに相当するものである。しかし コンドライトに鉄の総量が異なる2つのグループがあるということが明らかにされた結果 これら2つのグループを直線的に継がるものとして考えることは不可能になってしまった。そこで URFYらはHグループとLグループのコンドライトは それぞれ異なる2つの母天体由来するものとして Lグループのコンドライトの方がより始原的(primordial)であり これから珪酸塩の蒸発による損失によって鉄の多いHグループのコンドライトが形成されたと考えた。

5.3 WIİK の発見

フィンランドからシカゴ大学の UREY らのところに留学していた WIİK (1956) は UREY-CRAIG ダイアグラムに刺激されて コンドライトの中では少数派の炭素質コンドライトやエンスタタイト・コンドライトを正確に化学分析してみた。彼はまず炭素質コンドライトと呼ばれている一群のものを分析し 水や硫黄や有機物などの含有量によって これを3つのグループに分類できることを発見して それぞれを次のように命名した。

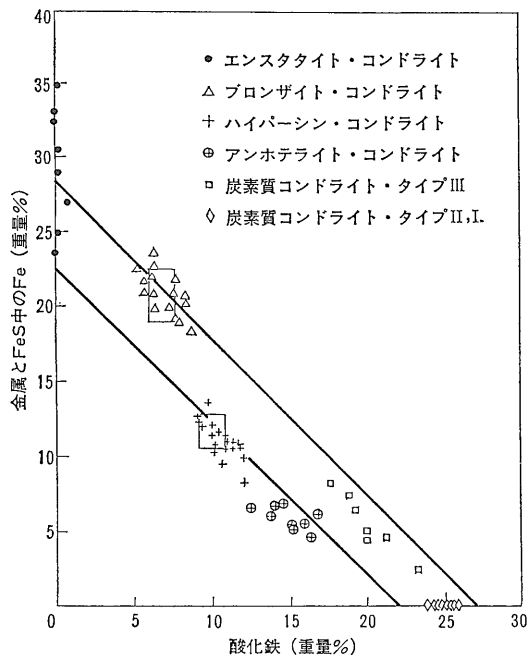
タイプ I (H₂O: ~20%, C: 3~4%)

タイプ II (H₂O: ~10%, C: ~2%)

タイプ III (H₂O: <2%, C: <0.5%)

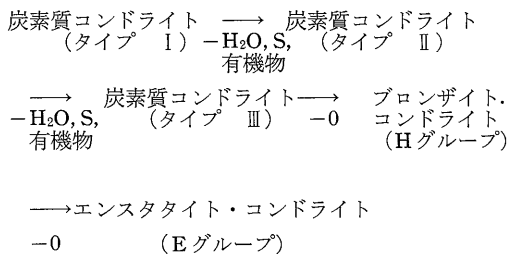
これらの揮発性成分についていえば (I+III)/2 = II という関係があるが WIİK 自身はその重要性に気づかなかつた。その後 この関係は揮発性微量元素のすべてについて成立つことが明らかになり “炭素質コンドライトは高温成分と低温成分とが混合しているものである” という ANDERS (1964) の2成分モデル出現の発端ともなった。

また WIİK はこれらの炭素質コンドライトから水や硫黄や有機物などの揮発性物質を除いた不揮発性物質について分析しその結果を UREY-CRAIG ダイアグラムにプロットすると 一群の炭素質コンドライトは Hグループの乗っている直線上の右下の部分にきれいに並ぶことを発見した。そこで彼は Hグループだけについていえば コンドライトの始原的なものは 揮発性元素のもっとも多い炭素質コンドライト・タイプ Iであり こ



第5図 MASON による UREY-CRAIG ダイアグラム (小沼 1972)

れから逐次揮発性物質がとり除かれて タイプ II およびタイプ III が形成され さらに還元作用によって酸素がとり除かれて H グループのコンドライトやエンスタタイト・コンドライトが形成されたのであろうと考えた。この考え方を簡明に示すと 次のようになる。



これは先に述べた PRIOR の説とはまさに正反対の考え方である。

5.4 MASON による UREY-CRAIG ダイアグラム

その後 WILK はスミソニアン博物館の MASON に協力して 炭素質コンドライトやエンスタタイト・コンドライトの分析を精力的に続けた。MASON (1962) はその結果をまとめて UREY-CRAIG ダイアグラムを作り直した。第5図がそれである。本図によってすでに UREY & CRAIG (1953) によって明らかにされたことがより明瞭な形で再確認されたばかりでなく 新しい重要

1984年10月号

なことがいくつかわかってきた。この図でみると UREY & CRAIG の図では3ないし4点しかなかった縦軸上に乗るエンスタタイト・コンドライトの存在が多くの点によってきわめて明確なものになった。これに対して 炭素質コンドライトのタイプ II および I は H グループと L グループとの間にあって きわめてよく横軸上に乗っている。また タイプ III の炭素質コンドライトの点は H グループと L グループとを代表する線の間の方にある。さらに L グループを代表する線の右下にも アンホテライト (amphoterite) コンドライトと呼ばれる一群があり その左上に位置するハイパーシン・コンドライトとは かなり明瞭に区別される。これはカリフォルニア大学の KEIL & FREDRIKSSON (1964) によって提案された L L グループ・コンドライトに相当するものである (小沼 1972)。

5.5 コンドライトの化学的グループ

ここで前節までに登場したコンドライトの種類をまとめておこう

- (1) エンスタタイト・コンドライト
 E コンドライト
- (2) ブロンザイト・コンドライト
 H コンドライト
- (3) ハイパーシン・コンドライト
 L コンドライト
- (4) アンホテライト・コンドライト
 LL コンドライト
- (5) 炭素質コンドライト C コンドライト
 タイプ I, II および III (I II および III)

上の右側の簡略化された命名法は VAN SCHMUS & WOOD (1967) によって提案されたものである。これはコンドライトを化学組成によってグループ分けしたもので コンドライトの“化学的グループ”と呼ばれている。なお エンスタタイト・および炭素質コンドライトを除く普通コンドライト (ordinary chondrite) の略称として小沼 (1967) は O コンドライトを提案しているので 本稿においてもこれを使うことにする。

VAN SCHMUS (1969) はこれらのコンドライトの主要化学組成を特徴づけている重要なパラメーターを第1表のようにまとめている。

5.6 コンドライトの岩石学的タイプ

VAN SCHMUS & WOOD (1967) はコンドライトにみられる一連の組織的特徴の変化を 熱変成作用の強度

第1表 コンドライトの化学組成による分類 (小沼 1972)

化学的グループ	$\frac{\text{Fe 金属}}{\text{Fe 全鉄}}$	Fe/Si	Mg/Si	$\frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}}$ *	落下を目撃されたコンドライトの数
Eコンドライト	0.80±0.10	0.83±0.32	0.79±0.06	0—2%	17
Hコンドライト	0.63±0.07	0.83±0.08	0.96±0.03	16—20%	413
Lコンドライト	0.33±0.07	0.59±0.05	0.94±0.03	22—26%	504
LLコンドライト	0.08±0.07	0.53±0.03	0.94±0.03	27—31%	49
Cコンドライト	低い	0.83±0.08	1.05±0.03	33%	36

* $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ は、コンドライト中の主要な鉄マグネシウムケイ酸塩鉱物中の Fe^{2+} の原子%を示す。E・コンドライトでは、輝石 $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ 、その他のコンドライトではカンラン石 $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ の $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ 比を採用してある。

に対応させようとして 便宜上6つに分けた“岩石学的タイプ”という概念を提唱した。かれら自身がこれを要約したものが第2表である。

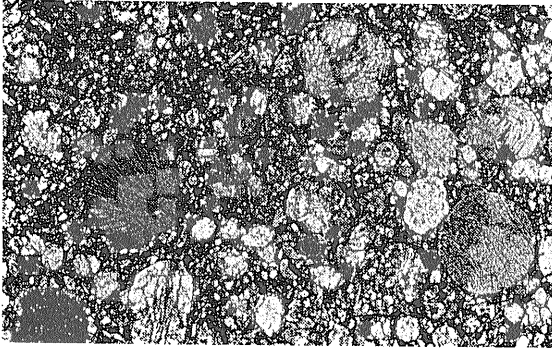
次に この表にしたがってSCHMUS & WOOD の岩石学的タイプ判定規準に当てみよう。

1) 組織 (第2表のviiおよびviii)

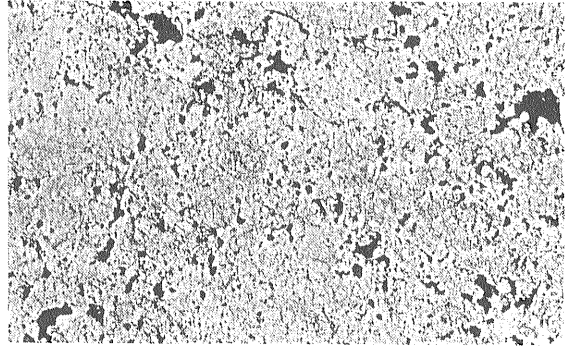
変成作用は組織をより粗に そして均一にする。イギリスの地質学者 SORBY が 岩石を薄片にして光学顕微鏡で調べるという方法を地質学に導入したのは 1849年のことであった。彼はこの方法を用いて地球上の膨大な岩石試料を調査した後 1860年にはこれを隕石にも応用した。1877年になってコンドライトの組織構造上の特徴をつぶさに観察した SORBY は コンドリュールと

第2表 コンドライトにみられる岩石学的な諸タイプ (SCHMUS & WOOD, 1967による; MASON, 1971より)

岩石学的なタイプ						
	1	2	3	4	5	6
(i)カンラン石および輝石の組成の均一性	—	バラツキは5%より大きい	バラツキが5%より小さいものから均一まで	均一		
(ii)低Ca輝石の結晶構造	—	単斜晶系が卓越	単斜晶系が多い一部に斜方晶系(著者補)	斜方晶系		
(iii)二次的な斜長石の発達程度	—	欠除	微晶質集合体として卓越			間隙を満たすきれいな粒子
(iv)火山ガラス	—	きれいで等方性の一次的ガラス; 頻度は変化に富む	存在したとしても濁っている	欠除		
(v)金属鉱物類(最大Ni含有量)	—	テーナイトはあってもきわめて少量(<20%)	カマサイトとテーナイトが共存(>20%)			
(vi)硫化鉱物類の平均Ni含有量	—	>0.5%	<0.5%			
(vii)総合的にみた組織	コンドリュールはない	きわ立って鮮鋭なコンドリュール	明瞭なコンドリュール	容易に認定できるコンドリュール	認定が容易でないコンドリュール	
(viii)マトリクスの組織	すべて細粒かつ不透明	不透明なマトリクスが多い	不透明なマトリクス	透明で微晶質のマトリクス	再結晶したマトリクス	
(ix)炭素含有量	~2.8%	0.6—2.8%	0.2—1.0%		<0.2%	
(x)水含有量	~20%	4—18%			<2%	



第6図 はっきりした輪郭を示すコンドリュールをもつコンドライトの例 (L3に属する Bischunpur 隕石の薄片写真)
(VAN SCHMUS & KOFFMAN, 1967による; 小沼 1972より)



第7図 コンドリュールの輪郭のはっきりしないコンドライトの例 (L6に属する Modoc 隕石の薄片写真)
(VAN SCHMUS & KOFFMAN, 1967による; 小沼 1972より)

マトリクス物質との境界がはっきりしていないコンドライトは 生成後熱変成作用を受けて再結晶化したためであると述べている。後年アメリカの地質学者 MERILL (1920, 1921) もこのような組織上の変化を熱変成作用によるものと明瞭に認識した。

このようにして明らかにされたところによると 変成作用を受けていないコンドライトでは 真黒で不透明なマトリクス物質中に はっきりした輪郭をもつコンドリュールが埋まっているのがみえる (第6図)。一方 高度の変成作用を受けたものでは マトリクス物質は透明なものとなり コンドリュールの輪郭ははっきりしなくなっている (第7図)。もちろんこれら2つの中間的な特徴を示すコンドライト (第8図) もある。

第2表に示された6つの岩石学的タイプを識別するには以上のようなことだけでは不十分であり さらに詳しい岩石・鉱物学的調査が必要である。

2) カンラン石と輝石 (第2表の i)

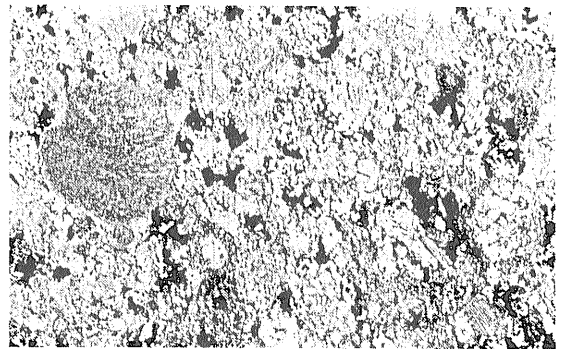
まずCコンドライトに関する第9図をみていただきたい。本図の上段と下段のCコンドライト中のカンラン石や輝石などの珪酸塩鉱物には きわ立った特徴がある。すなわち 単一鉱物の化学組成が大きく変動しているのである。上段のCコンドライトでは 鉄に乏しいマグネシウム鉱物の著しいピークがみられる。これは全体としては極度に酸化された状態にある炭素質コンドライトが 極端に還元された鉱物をも含んでいるきわめて重要な証拠である (小沼 1972)。一方 下段のCコンドライトでは ピークのない平らなヒストグラムを与えている。VAN SCHMUS & WOOD (1967) は 上段を岩石学的タイプ2 また後者を同タイプ3として区別し

た。

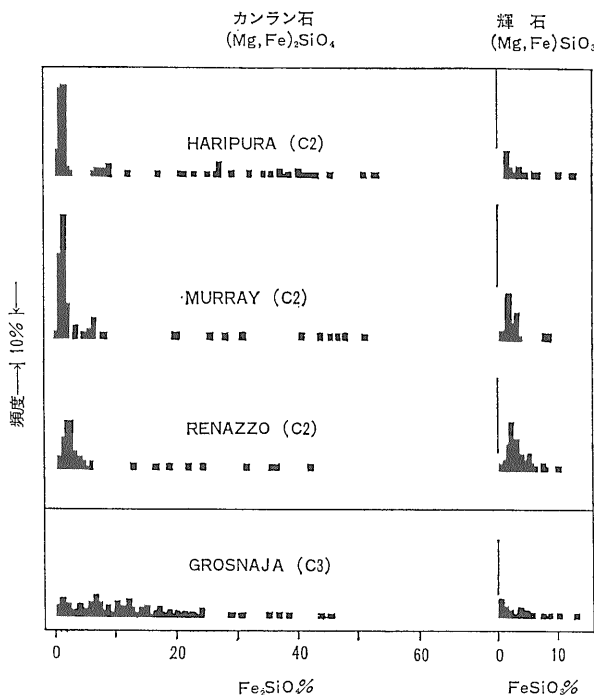
次にLコンドライトに関する第10図をみていただきたい。本図の上段のLコンドライトでは 第9図のC3にみられるような平坦な頻度分布を示している。そして第10図の上段から下段に向って 均一な化学組成への集中現象がみられる。このような化学組成の変動は 変成作用による化学組成の均一化の方向に一致している。なお このような頻度分布は 個々の鉱物粒の化学組成が異なるためであって 1つの鉱物の中にみられる化学組成の変動ゾーニングを意味するものではない (Dodd Jr. et al., 1967)。

3) 低カルシウム輝石の結晶構造 (第2表のii)

コンドライトにみられるカルシウムに乏しい輝石の結晶構造は 単斜輝石から斜方輝石へと変化しており 再結晶作用の進む方向と一致している。単斜晶系の輝石は 地球上においては急冷生成物にみられるものであり



第8図 少しはっきりしない輪郭を示すコンドリュールをもつコンドライトの例 (L5に属する Shelburn 隕石の薄片写真)
(VAN SCHMUS & KOFFMAN, 1967による; 小沼 1972より)



第9図 Cコンドライトにみられるカンラン石と輝石の化学組成の変化 (WOOD, 1967による; 小沼 1972より)

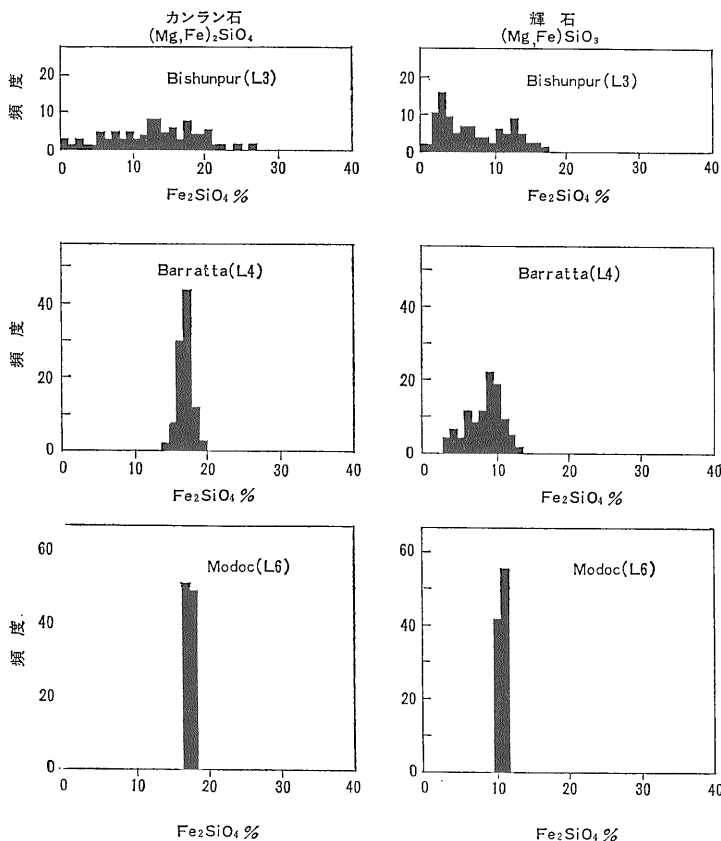
多分コンドリュールの生じた条件に対応するものであろう。一方 斜方輝石は準安定状態にある単斜輝石が高温状態の持続時 すなわち変成中に斜方輝石へと変化したことを意味する。

4) 斜長石 (第2表のiii)

コンドライトの斜長石は高度に再結晶したものだけにみつかる (MASON 1965). そして 化学組成は斜長石の2つの端成分であるアルバイト ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) とアノーサイト ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) のうち アルバイトを約90%含む Na に富む固溶体である。岩石学的タイプ4および5のコンドライトでは斜長石の微晶質集合体しか発見されず きれいなものはない。これに対して 岩石学的タイプ6では きれいな斜長石の粒子が間隙を満たしている。コンドライトにみられる斜長石は コンドリュール中のガラス またはマトリクス中の微晶質物質が 熱変成作用を受けて 二次的に生じたものであろう。

5) 火山ガラス (第2表のiv)

ほとんど変成作用を受けていないコンドライト中のコンドリュールには ガラスが存在する (第11図)。ガ



第10図 Lコンドライトにみられるカンラン石と輝石の化学組成の変動 (Dodd Jr. et al., 1967による; 小沼 1972より)

ラスの存在は急冷を意味する。このガラスは Na Al および Si に富み Fe Mg および Ca に乏しい。このような一次生成物であるガラスは 熱変成作用でこわれて Na に富み Ca に乏しい斜長石になるのである。変成作用を強く受けた岩石学的タイプ 5 および 6 には ガラスは存在せず 岩石学的タイプ 6 にみられる斜長石は アルバイト (NaAlSi₃O₈) 的であって アノーサイト (CaAlSi₂O₈) 的ではない。

6) 金属鉱物類 (第2表の v)

強い変成作用を受けたコンドライト中の金属相は 2つの鉄合金鉱物カマサイト (kamacite, Ni は4~7%) およびテーナイト (taenite, Ni は30~50%) からなる。この2鉱物中のニッケル含有量は GOLDSTEIN & OGILVIE (1966) の Fe-Ni 平衡図によれば 400~500°C で安定なものである。このニッケルの両鉱物への分配は熱変成作用中が冷えていった時に確立されたものかも知れない。熱変成作用を受けていないコンドライトにはカマサイトだけが存在している。これは高い Ni 含有量を示すテーナイトが2次の生成物であることを意味する。

7) 硫化鉱物類 (第2表の vi)

熱変成作用を受けていないコンドライト中の硫化物は高濃度のニッケルを含んでいる。すなわち トロイライト (FeS) には1~3% ペントランダイト (Fe, Ni)₉S₈ には最高 45% のニッケルが含まれている。このような高濃度のニッケルを含む硫化物は 共有するカマサイトとは非平衡の関係にある。このカマサイトーテーナイトートロイライト あるいはカマサイトーペントランダイトートロイライトのニッケル含有量に関する平衡的な組合せは 変成作用を強く受けたものだけにみられる。

8) 炭素と水 (第2表の ix および x)

開いた系で熱変成作用を受けると コンドライト中の炭素と水は追い出されてしまう。したがって強く再結晶化されたコンドライトには 炭素と水が著しく少ない。

第3表 VAN SCHMUS & Woodによるコンドライトの分類

	1	2	3	4	5	6
E	E1 —	E2 —	E3 1*	E4 4	E5 2	E6 6
H	H1 —	H2 —	H3 7	H4 35	H5 74	H6 44
L	L1 —	L2 —	L3 9	L4 18	L5 43	L6 152
LL	LL1 —	LL2 —	LL3 4	LL4 3	LL5 7	LL6 21
C	C1 4	C2 16	C3 8	C4 2	C5 —	C6 —

↑ 還元
↓ 酸化

→ 変成度増加

※ 1967年現在の既知の実例数 (小沼 1972の見方を加味して作成)

ライトを分類することを提案した。第3表がそれである。この表でC1 C2 およびC3とされたコンドライトは WILK (1956) の分類によるC I C II およびC IIIにそれぞれ相当する。第3表の30個の枠の中に彼らが調べたコンドライトを詰め込んだところ 各枠の右下の数字 (個数) のところが一となっているもの すなわち該当するものがない枠のあることが明らかになった。

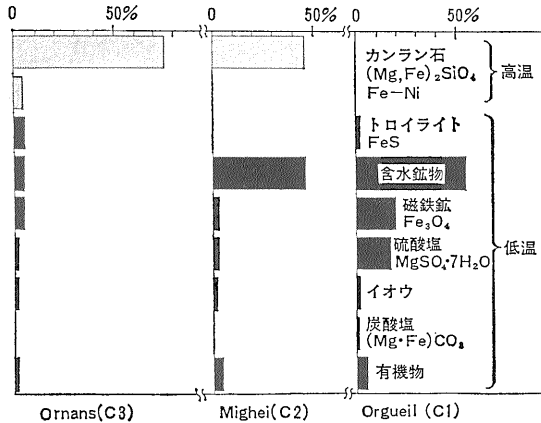
この理由はともかく 今後は VAN SCHMUS-WOOD の分類法を採用して話しを進める。たとえば E3 コンドライトはエンスタタイト・コンドライトで しかもコンドリュールとマトリクスの輪郭をはっきりしており その鉱物の化学組成は不均一で 非平衡状態を保持している。つまり Eコンドライトの中では もっとも少ない熱変成作用を受けたもの あるいはほとんど熱変成



第11図 L3コンドライトに属する Mezö-Madras 隕石の薄片写真。カンラン石の間を薄褐色のガラスが占めている。(Wood, 1963 による; 小沼 1972より)

5.7 VAN SCHMUS-WOOD の分類法

VAN SCHMUS & WOOD (1967) は 化学組成に基づく化学的グループと 熱変成作用の程度を表わす岩石学的タイプという2つの独立した基準を組合せて コンド



第12図 Cコンドライトの鉱物組成 (ANDERS, 1964による; 小沼 1972より)

作用を受けなかったものである。また L6コンドライトはハイパーシム・コンドライトに属し 再結晶作用をもっとも強く受けたため コンドリユールとマトリクスの区別はほとんどつかず 鉱物の化学組成は一定である。

Cコンドライトだけでは岩石学的タイプ1 2 および3があり しかもこれらのコンドライトはすべて変成作用を受けた形跡がない。これはCコンドライトがそれ以外のコンドライトとは本質的に異なる歴史を秘めていることを暗示している。したがって VAN SCHMUS-WOODの分類法において 熱変成作用で説明できるのは岩石学的タイプ3から6までであって その1から6までをすべて熱変成作用で説明できるわけではないのである。

6. 炭素質コンドライトの鉱物組成

ANDERS (1964) がまとめたところによると 代表的なC1 C2 およびC3コンドライトの鉱物組成は第12図のようになっている。それによれば C1コンドライトには高温鉱物であるカンラン石および輝石 あるいはコンドリユールはほとんどみられないが C2およびC3コンドライトはそのような高温鉱物ならびにコンドリユールが順次多くなっている。一方 低温鉱物である含水鉱物や 磁鉄鉱 硫酸塩や炭酸塩などはC1コンドライトに多い。この高温鉱物と低温鉱物の占める割合は大体 (C1+C3)/2-C2である。Cコンドライトがこのような鉱物の組合せを保持しているのはそれが高温現象と低温現象とをあわせて記憶しているすなわちいわば非平衡状態にあることを意味している (小沼 1972)。

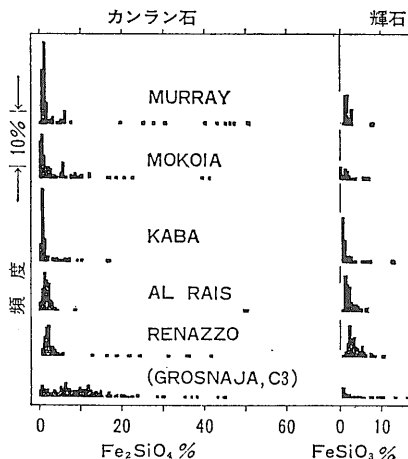
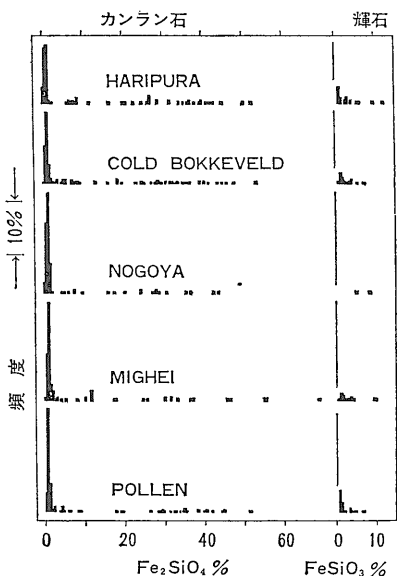
第12図に示されているように C1コンドライトには 磁鉄鉱 (Fe₃O₄) 炭酸塩 ((Mg,Fe)CO₃) エプソマイト (MgSO₄·7H₂O) 硫黄 (S) および有機物が 多量の含水マトリクス中に存在している。とくに水溶性の硫酸塩が真黒なC1コンドライト (Orgueil 隕石) の中に白い帯状になって存在していることに注目したDU FRE-SNE & ANDERS (1962) は C1コンドライトの母天体には かつて液体の水が存在していたに違いないと考えた。また 彼等は C1コンドライトにはドロマイト ((Ca, Mg)CO₃) が存在することを発見し その結晶度が地球上のドロマイトよりよいことに気づいた。そして このような結晶度の高いドロマイトが形成されるためには 1000年以上にわたって液体の水が存在していたに相違ないと主張した。

1970年には 多くの学者によって C1コンドライト (Orgueil 隕石) にも新鮮な表面をもつカンラン石や輝石が存在することが発見された。しかも それらにはC2コンドライトにみられる Mg に富むものが多く Fe に富むものは少ないという。地球上の岩石では 長期間 (>10⁸年) 水につかっていたような岩石では その鉱物表面までぼろぼろになっている。したがって 液体の水がC1コンドライトの内部に長期間存在していたとは思えない (小沼 1972) というが 先に述べた1000年というのは果して長期間といえるのだろうか。ともかく C1コンドライトの中の低温鉱物が 液体の水の存在によって 平衡状態に近い組成をもつようになったことだけは確かであろう。

C2コンドライトでは 低温鉱物である含水鉱物のマトリクスと カンラン石や輝石などの高温鉱物とが共存しているばかりでなく 高温鉱物の化学組成は Mg に富むものから Fe に富むものまで 著しい変動を示す。しかもこれらの鉱物の表面は新鮮で 水による変質を受けていないようにみえる。このような特徴はC2コンドライトが高温から低温までの温度変化を記憶しているばかりでなく 還元的な環境から酸化的な環境までをあわせて記憶している非平衡混合物である何よりの証拠である (小沼 1972) という。

現在では すべてのC2コンドライトが 第13図および第14図にみられるように 次のような高温鉱物の化学的特徴を示すことが認められている。

- 1) カンラン石には Fe₂SiO₄ の含有量のきわめて少ない (2~3%) ものが卓越している。
- 2) 輝石には FeSiO₃ の含有量のきわめて少ない (1~4%) ものが卓越している。



第13図 C 2コンドライトの高温鉱物の化学組成 (Wood, 1967による; 小沼 1972より)

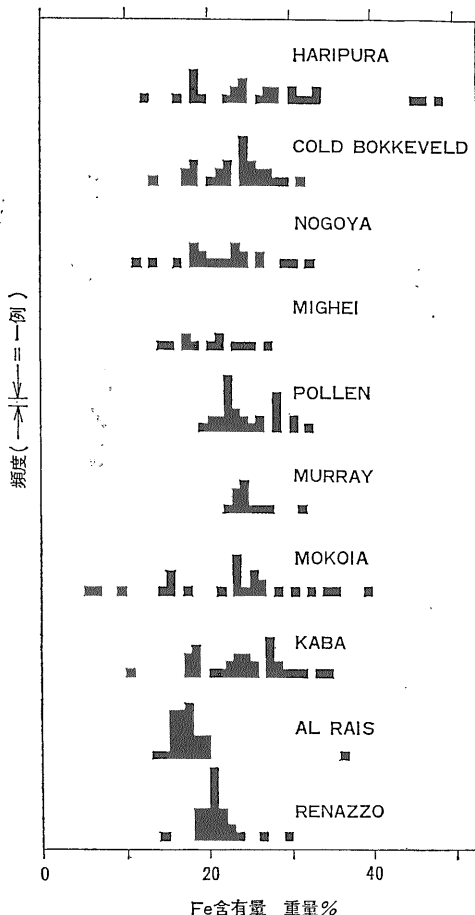
以上の2つは第9図の最下段のC 3コンドライトである Grosnaja の特徴と比べてみるとよくわかる。

3) マトリクスでは鉄の含有量は15~29重量%のものが比較的多い。

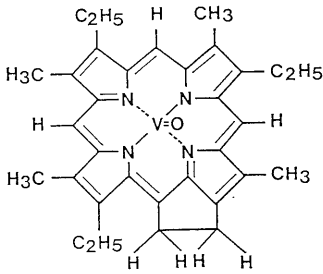
第9図の最下段にみられるように C 3コンドライトの高温鉱物の化学的特徴は 平坦な頻度分布のパターンを示すことである。WOOD (1963) によれば このパターンはC 2コンドライトと0コンドライトのそれぞれのもつパターンの中間状態を示しているので 熱変成作用によってFeに富むマトリクスから高温鉱物へとFe²⁺が移動したと考えられる。一方 VAN SCHMUS (1969) によれば C 3コンドライトには マトリクスから高温鉱物の表面を通して 中心へのFeの拡散現象を示すような証拠は何もない。つまり C 3コンドライトには熱変成作用を受けた形跡はなく この平坦な分布パターンもまた一次的な現象をそのまま凍結していることを示唆しているという。はっきりいえば C 3コンドライトの高温鉱物はC 2コンドライトのそれが形成された環境よりも酸化的で かつ一様でない環境で生成されたことを反映している(小沼 1972)。

7. 炭素質コンドライトの有機物

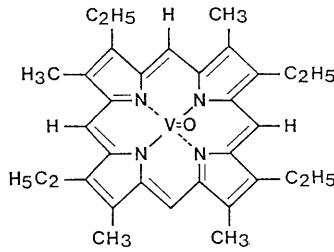
第12図に示されているように 炭素質コンドライトは 案外 多くの有機物を含んでいる。 これまでに知られたもっとも多量の有機物を含むCコンドライトは C 1に属する Orguil 隕石で 含有量は7%にも達する。



第14図 C 2コンドライトのマトリクスの化学組成 (Wood, 1967による; 小沼 1972より)



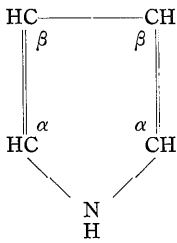
ヴァナジウム
デスオキシ・フィロエリスロ・
エテオポルフィリン



ヴァナジウム
エテオポルフィリンIII
(メソエテオポルフィリン)

第15図
昔の堆積物および原油に見出された
ポルフィリンの例
(TISSOT & WELTE, 1978)

VDOVKIN & MOORE (1971) によれば これまでに炭素質コンドライトが報告された有機物には C₁₅-C₃₀ のパラフィン (アルカン) 類 (イソブレンおよびその重合体を含む) オレフィン類 芳香族炭化水素類 有機酸類 アミノ酸類 含窒素環状化合物類 ポルフィリン類 などがある。パラフィン類では炭素数の 5~15 のものが常温では液体で 原油の主成分となっていることからみても 炭素数が 30 のものまで発見されているという C コンドライトの有機物が GOLD & SOTER (1980) によってオイルタール類似の物質と表現されていることは 十分うなづける。また ポルフィリンは環状のテトラピロール化合物で 4 個のピロール環が α-炭素の位置で 4 個のメチル基を介して結合している化合物の総称で 通常赤に近い色をしている。次にピロールの構造を示しておく。

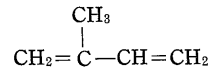


また 第15図は昔の堆積物および原油に見出されたポルフィリンの例である。

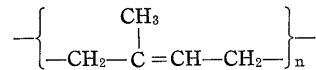
ポルフィリンはクロロフィル a クロロフィル b ヘモグロビン ミオグロビン シトクロム カタラーゼ およびペルオキシダーゼなどの生物学的に重要な物質の核として含まれている。TREIBS (1939) によって石油にポルフィリンが含まれていることが発見されてからすでに40数年が経過した。これは石油が動植物起源であり かつ 200°C 以下の温度では生成された証拠でも

あるという。原油から検出されたポルフィリンに含まれる金属はおもにヴァジウムとニッケルである。

また 本節でパラフィン類に含まれるとされたイソブレンは



という構造式をもち 古くから天然ゴムの単位構成分子として知られている。ポリイソブレンはイソブレンの重合体で 天然にはゴム炭化水素およびグッタがこれに相当する。前者は全シス-1,4-付加構造 また後者は全トランス-1,4-付加構造をとり いずれも



という式で表わされる。このようなものまで含まれているとすれば 隕石中の有機物に対するオイルタール類似という形容がますます首肯し易いものとなる。

このことに関連して重要なのは Murchison 隕石に関する情報である。大島 (1971) が伝えるところによると この隕石に約 2 重量% 含まれている有機物を水で抽出し さらに塩酸で加水分解してから分析したところ 非生物的に形成されたとしか考えられないアミノ酸類 および多種の炭化水素類が検出されたという。彼はこれらアミノ酸類が加水分解してから検出されている点を重視し 隕石中にはアミノ酸そのものよりは 重合体の形で存在していることを予想させるとも述べている。

このマーチソン隕石の有機物については 最近 新聞情報 (読売新聞 昭和58年 8月31日 朝刊 12版 3頁) ではあるが きわめて興味深いことが報じられている。それによれば 1983年 8月29日 ワシントンで開かれた全米化学会年次総会において 地球上のすべての生物の遺伝子を構成する 5つの基本的物質が マーチソン隕石から

第4表 隕石とその中の炭酸塩 可溶性有機物 および不溶性有機物の $\delta^{13}C$
(VDOYKIN & MOORE, 1971)

隕石	型	全体 (per mil)	炭酸塩 (per mil)	可溶性 有機物 (per mil)	不溶性 有機物 (per mil)
Ivuna	C 1	- 7.5	+65.8	-24.1	-17.1
Orgueil	C 1	-11.6	+70.2	-18.0	-16.9
Murray	C 2	- 5.6	+42.3	- 5.3	-14.8
Cold Bokkeveld	C 2	- 7.2	+50.7	-17.8	-16.4
Erakot	C 2	- 7.6	+44.4	-19.1	-15.1
Mighei	C 2	-10.3	+41.6	-17.8	-16.8
Mokoia	C 3	-18.3	none	-27.2	-15.8
Allende	C 3	-17.3	—	—	—
Karoonda	C 4	-25.2	—	—	—
Abee	E 4	- 8.1	—	—	-6.1
Hvittis	E 6	- 4.2	—	—	—
Norton County	Ach	-23.9	—	—	—
Forest City	H 5	-30.2	—	—	—
Richardton	H 5	-25.8	—	—	—
Bjurbole	L 4	-26.3	—	—	-24.4
Bruderheim	L 6	-28.4	—	—	--

同時に発見された という報告がなされた。この5つの物質とはアデニン グアニン シトレン チミンおよびウラシルの5塩基で いずれも遺伝子である DNA および RNA の構成要素である。

隕石中の炭素の同位体比についても 興味深いことが知られている。VDOYKIN (1971) がまとめたところによると 全隕石および隕石の一部の炭素の C^{13}/C^{12} 比と標準値 (Pee Dee ベレムナイ) のそれとの比 ($\delta^{13}C$) は 第4表に示したようになっていいる。それによれば 炭素質コンドライトと炭酸塩の $\delta^{13}C$ は +41.6~+70.2 であるが 可溶性有機物のそれは -27.2~-5.3 また不溶性有機物のそれは -17.1~-14.8 で 全炭素の $\delta^{13}C$ では -25.2~-5.6 となっている。これに対して化石・石灰および海生植物を含む全植物の $\delta^{13}C$ は -29.0~-8.1 (CRAG, 1953) で 炭素質コンドライトの全炭素の $\delta^{13}C$ (-25.2~-5.6) とあまり変らない。これも マントルおよび地殻が炭素質コンドライトのようなものは由来するものであることを示唆していると思われる。

8. GOLD & SOTER の考え方

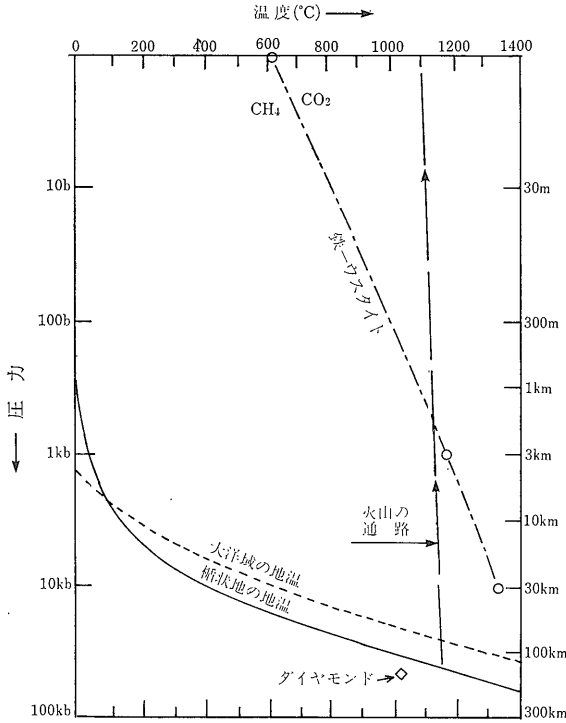
すでに本誌上で紹介した (福田 1983; 1984 a, b) ように GOLD & SOTER (1980) は前節で述べた隕石中の有機物と彼らの地球深部ガス説とのかかわりについて次のように述べている。“内惑星の最初の組成を調べる上で最良の手がかりとなる隕石中の大部分の炭素は オイルタールに類似した化学成分をもつ複雑な形をしている。地球がその炭素の多くをこのような炭化水素の形で獲

得したことはもっともらしく思われる。地球の最初の気は おそらくその炭素の大部分をメタンとして保持していたであろう。(中略) 高温高压下で埋もれた状態で 炭化水素は主要な可動成分としてメタンを遊離させたであろう。このガスはしばしば始源物質起原の他のガス 例えば— 3He に富むヘリウム— (著者補) と一緒になって 地上に向かって移動しようとする。それは主として地殻の中の弱い部分に沿って移動し その際重い炭化水素を残していく。この通り道に熱い火山の溶岩のようなところがあれば 水と岩石の酸化物から酸素をとって メタンは酸化されて二酸化炭素になる。もし通り道が冷たい断層に沿ったような溶けていない部分で圧力が

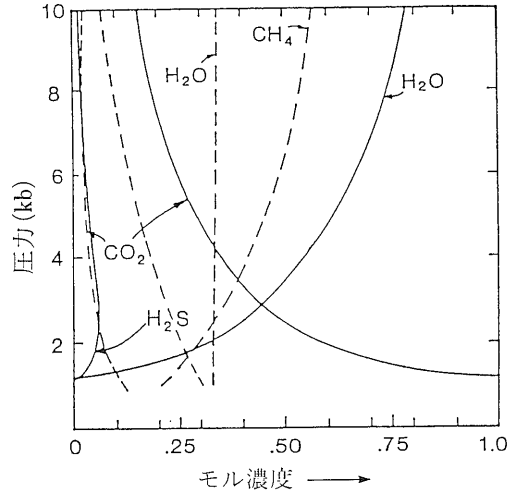
小さいところがあれば ガスはもとの還元状態のまままで地表に達する。”

このように 彼らは地球深部のメタンの起源を隕石のオイルタール類似の有機物の熱分解に求めている。しかし HUNTEN (1975; 岡本訳 1977より) によると 木星以下の大惑星のほか 土星の衛星で 質量が地球の 0.023 しかないタイタンの大気の主成分はメタンであるということであるから 創生期の地球も 母なる太陽系雲にメタンがあれば それを捕促していたであろう。石炭が相当量のメタンを吸着する力をもっていることから推察されるように 隕石起原の複雑な有機物は むしろこのようなメタンの担い手としての役割を果しているのかも知れない。

後年 GOLD & SOTER (1982) は著者が紹介してきたいわば情況証拠によるところの多い論文を補強した論文を発表した。その中で彼らが強調しているのは高压・低温下におけるメタンの安定性である。その基礎として使われているのが 第16図として示した鉄-ウスタイト (iron-wustite) 緩衝状態において CH_4 と CO_2 とが同じ濃度になるような温度-圧力曲線である。ここで ウスタイト (wüstite または wustite) は FeO で示される人工鉱物で 天然の鉄酸化物に比べて 著しく鉄が不足している。この温度-圧力曲線は多くの近似を使った予備的計算によって得られたものであるが ともかく この線の左下側すなわち高压・低温側では ほとんどのガス相炭素はメタンとして存在している。つまり特別な条件を考えなくても 地球深部にメタンが存在し得るのである。



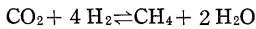
第16図 還元（低酸素逸散能）環境におけるガス相炭素の推定温度—圧力図
 一点鎖線はメタンと二酸化炭素の平衡濃度の計算値が一致する温度・圧力を示す。ダイヤモンドの推定生成領域はメタン側にある。（GOLD & SOTER, 1982）



第17図 酸化（高酸素逸散能）状態におけるC-O-H-S流体組成の1例
 温度 750°C
 酸素逸散能 実線 石英—鉄カンラン石—磁鉄鉱集合体の10分の1のオーダー
 破線 同上の100分の1のオーダー
 ちなみに 鉄—ウスタイト集合体の酸素逸散能は後者のさらに100分の1のオーダーである。
 なお 原著には1100°Cで酸素逸散能が同上集合体の100分の1のオーダーの場合の図表も示されている。（HALLOWAY, 1981）

9. 二酸化炭素と水素の起原

すでに本誌上で紹介した(福田 1984 b)ように WAKITA & SANO (1983) は 最近 火山起原の二酸化炭素と水素の再平衡によって ある圧力・温度下ではメタンが形成されるであろう という補足的な論文を発表した。それによれば



という反応は 2 kbar 750°C という条件下では右に進行して メタンの濃度が増す(WAKITA & SANO, 1983; HALLOWAY, 1975) という。しかし この二酸化炭素および水素の起源については ほとんど触れていない。

二酸化炭素については それを主成分としている金星の大気が参考になるだろう。A. & L. YOUNG (1975; 高柳訳 1977) によると 金星の二酸化炭素は高温のため岩石から放出されたものである。とすれば 隕石の石質部分に由来する地殻の高温なところからも 二酸化炭素が放出されるに相違ない。この際 ほとんど方解石

またはドロマイトからなり カーボナタイト(carbonatite)と呼ばれる火成炭酸塩岩があり キンバーライト類(kimberlites)やアルカリ岩類と成因的に密接な関連があることも 想起されるべきであろう。

これに対して GOLD & SOTER (1982) は二酸化炭素の起原を マントル起原のメタンの上昇途中における酸化に求めている。メタンの起原について彼らとほとんど同じ考えをもっている MACDONALD (1983) は 明瞭な型では述べていないが 石英—鉄カンラン石—磁鉄鉱(QFM) 集合体に代表される高酸素逸散能下における C-S-O-H系の流体組成(第17図 HALLOWAY, 1981)に 二酸化炭素の起原を求めているようである。ちなみに 第16図によれば 750°Cにおけるこの系で二酸化炭素の濃度が急増するのは 圧力が3 bar以下のところである。WAKITA & SANO (1983) もこの点に関して HALLOWAY (1975) の古い論文を引用しているから 彼らも二酸化炭素の起原について MACDONALD (1983) と同じような考えをもっていたようである。また 第17図においては メタンの濃度は圧力の増加とともに漸減しているがこれは高酸素逸散能下のものであることに注意する必要がある。マントルにおいては このような高酸素逸散能状態はきわめて考え難いだから そのメタンにつ

第5表 火山ガスの性質と噴出温度

温度	水以外の化学成分
I 1200°~800°C	HCl, SO ₂ , CO ₂ , H ₂ ≫H ₂ S, N ₂
II 800°~100°C	{ A: HCl, SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ ≫N ₂ , H ₂ B: SO ₂ , H ₂ S, CO ₂ ≫N ₂ >HCl, H ₂
III 100°~60°C	H ₂ S, CO ₂ >N ₂ >SO ₂ ≫H ₂
IV 60°C以下	CO ₂ >N ₂ >H ₂ S

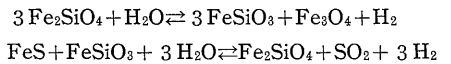
(IWASAKI et al., 1962による; 岩崎 1970より)

いては いわば低酸素逸散能状態における第16図をもとにして考えなければならないし この場合 二酸化炭素についてはほとんど考慮するに及ばないであろう。

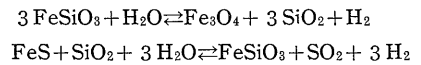
二酸化炭素の反応の相手である水素については あまり問題がない。 まず よく知られているように 火山ガスの主成分は水であり それ以外の成分では 高温のものに特徴的な塩化水素 二酸化硫黄 および水素などが 温度が下るにつれて減少する (第5表)。 ともかく地球深部に水があることは明らかであるが その始源物質である隕石にも 吸着 塩類の結晶水 珪酸塩類の格子中にとりこまれたもの おなじ有機物分子中のものの4つの形で 相当量の水が含まれており (KAPLAN, 1971) その熱分解によって水素が発生する。 炭素質コンドラ

イト中の水分については 分析方法によってかなりの差があるが第6表にみられるように この種の隕石にかなりの水が含まれていることは確かである。 この水は当然 地球誕生の際にとりこまれる。 そして 水と各種の鉱物との反応によって水素が生成されるであろうことは 松尾 (1960) がマグマ・ガスの成分の分圧の推定に使ったマグマ中に仮定される化学反応からも想像がつく。 彼が仮定した化学反応のうち 水素の発生を伴うものは次の5つである。

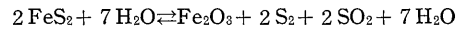
玄武岩質マグマ



石英安山岩質マグマ



花崗岩質マグマ



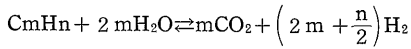
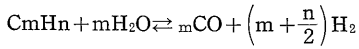
Cコンドライト中の有機物そのものもまた有力な水素源であろう。 これは水蒸気改質法と呼ばれる石油 (+

第6表 炭素質コンドライト中の水分 (重量%)

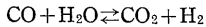
隕石 ⁴	Wiik(1956) ¹		Boato(1954)		Kaplan (未発表) ³
	%H ₂ O-	%H ₂ O+	% 180°C以下 で放出 されるもの	% 結合 ² H ₂ O	%H ₂ O
1. Tonk	10.92	10.74	—	—	—
2. Orgueil	19.89	—	4.0	7.3	5.9
3. Ivuna	18.68	—	4.7	7.0	4.5
4. Nogoya	3.43	10.85	—	—	—
5. Cold Bokkeveld	10.5	—	2.1	7.8	2.5
	15.17	—	2.6	8.0	—
6. Mighei	12.86	—	1.7	8.6	2.3
7. Nawapali	16.41	—	3.0	9.0	—
8. Haripura	13.70	—	2.4	7.3	—
9. Boriskino	2.96	8.72	—	—	—
10. Santa Cruz	1.10	9.23	1.8	8.4	—
11. Murray	2.44	9.98	2.3	6.8	2.2
12. Ornans	0.18	0.25	—	—	—
13. Warrenton	0.00	0.10	—	—	—
14. Lance	—	1.40	0.6	0.9	—
15. Felix	—	0.16	(1.0)	—	—
16. Mokoia	—	2.07	0.3	0.8	0.8
17. Pueblito de Allende	—	—	—	—	<0.1
18. Non-carbonaceous chondrites(range)	0.6-0	—	(0.1)	—	1.0-0

- 1) 吸着されたもの および有機物中のものを含む, -は 105°C以下で また +は 105°C以上で放出されるもの。
- 2) 180°C~800°C間で放出されるもの。
- 3) 脱湿剤 P₂O₅をおいた 不完全真空下で 80°C以下の加熱によって放出されるもの。
- 4) 1-3はI型; 4-11はII型; 12-17はIII型。

フサが使われることが多い)を原料とする水素製造法 そのものであって 主要反応は次のとおりである(渡辺 1982).



具体的に述べると 原料は水蒸気とともに改質炉に送りこまれ 800°C前後の温度 25気圧前後の圧力で Ni系の触媒を充填した反応管の中で行われる. 改質炉からのガス中の一酸化炭素は 触媒としてFe-Cr系のものを充填した高温のCO変成塔で 次の反応で水素を製造するのに使われる.



以上の諸反応は地球深部においても行われる可能性のあるものばかりである.

これまでに論及されたことはないが 地球誕生時に金属水和物としてとりこまれた水素がありはしないだろうか. 古くから知られた水素吸蔵合金で 水素の放出に350~450°Cに加熱する必要があるものに Mg₂Ni および TiFe がある(小野・大角 1979)が マグネシウム ニッケル および鉄は隕石にむしろ多い元素であり またチタンはクラーク数0.46(第10位)で 地殻中の存在度が高いばかりでなく 石質隕石および石鉄隕石中に500~5000ppmほど含まれている(MASON, 1971)のだから 太陽星雲中の地球根源物質中に天然水素吸蔵合金があつてそれが周囲の豊富な水素を吸蔵して 地球深部にもたらしたとしても 不思議ではあるまい. 地球程度の質量では 原始太陽星雲から水素を捕捉することや 発生したのは深部であっても 地表まで上昇してきてしまった水素を逃がさないことは不可能である.

10. 隕石に含まれるヘリウム

脇田ら(SANO et al., 1982; 脇田・佐野 1982; WAKITA & SANO, 1983)や GOLD & SOTER (1982)は 地球深部とかかわりをもつメタンがあると考えた根拠として このような天然ガス中の³He/⁴He比に プレーートの湧き上る海底などでみられるような大きい値を示すものが多いことを挙げている. このようなヘリウムそのものの起原も隕石にありそうである.

貴ガス類は全タイプの隕石に含まれており その濃度は10⁻¹⁰ccSTP/g以下から約10⁻²ccSTP/gにまたがる.

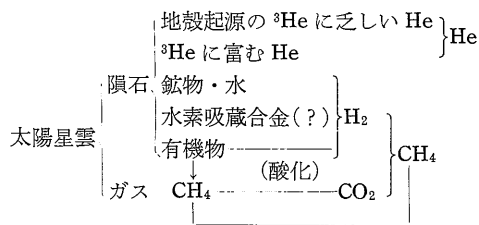
貴ガス類を隕石が獲得した方法には捕捉(吸収閉塞 イオン移植など) 自然放射能による崩壊 および粒子の衝撃(初期の光照射 宇宙線)による生成がある.

HEYMANN (1971)によると Fayetteville 隕石の暗部の⁴He濃度は Bruderheim 隕石のそれのおよそ3000倍もあり また隕石の⁴He/³He比は Fayetteville 隕石の暗部と Grant 隕石ではほとんど1000倍ものひらきがある. このように隕石中の⁴He含有量も また⁴He/³He比もきわめて変化に富む. 隕石の全ヘリウム含有量もまちまちで 10⁻⁹~10⁻⁵cc/gであるのに対して 地球上の火成岩中のそれは3×10⁻⁷wt.%とされている(COCKETT & SMITH, 1973). これはおよそ1.68×10⁻⁵cc/gであるがほとんどが地球ができてからの放射性崩壊によるものであることに注意する必要がある.

COCKETT & SMITH (1973)によると 隕石中の³Heと⁴Heとの比はおよそ0.2である. また HEYMANN (1971)によると 隕石中の宇宙起原のヘリウム すなわち⁴He_cおよび³He_cについては ⁴He_c=5.2³He_c という関係があるが これを³He_cと⁴He_cとの比に直すとおよそ0.19となる. このようにみえてくると 隕石中のヘリウムはほとんど宇宙起原でなるとして 間違いなさそうである. これに対して 地球上でもっとも大きい³He/⁴He比は大洋中央海嶺の(1.3±0.2)×10⁻⁵である. いずれにしても隕石の³He/⁴He比は地殻やマントル(推定)のそれよりはるかに大きい. ちなみに MAZOR et al. (1967 in HEYMANN, 1971)によると 代表的なC1コンドライトである Orguil 隕石は 10,800×10⁻⁸ccSTP/gの⁴Heと6.1×10⁻⁸ccSTP/gの³Heを含む. この⁴Heは地球上の火山岩のそれのおよそ6.4倍であり また³He/⁴He比は大洋中央海嶺のそれのおよそ43.4倍もある.

11. ま と め

現在一般に認められているところによれば地球をはじめとする惑星や衛星は 太陽星雲と呼ばれるガスと微塵の雲の中で物質を集めて生長した. 隕石はこの微塵と同質の始源物質を現在に伝えるものであるという. したがって 隕石が前節までに述べたような性質をもっているとする 地球が始源物質よりなる塵を集めて生長したとすれば 現在みられるような非生物起原の天然ガスの生成を統一的に説明することは容易である. これをわかり易く示すと 次のようになるであろう. ここで注意する必要があるのは マントル起原といわれるメタンは マントルを含む地球深部の条件に応じて自然発生的に生成される(第16図参照)ことである.



12. むすび

わが国では天然ガスの中に非生物起原のメタンが含まれているとする考え方に対する抵抗は根強い。しかし本稿で紹介してきたような多くの事実からみてこれを全面的に否定することはもはや困難であろう。一方わが国では地熱開発が着々と進んでおりその過程の中でメタンを含む火山ガスが発見されているという。非生物起原のメタンを考える上に必要な基礎資料はむしろこのような火山ガスから得易いかも知れない。いろいろな事情もあるがこのような火山ガスの分析結果だけでもぜひ公表して欲しいものである。

本稿をまとめるに当っては泥縄式ながら隕石や水素吸蔵合金のことまで勉強せざるを得なかった。私ども日本の地質屋はとかく五感とハンド・スペシメンに頼りがちであるがそれでは天然ガスで代表される流体地下資源に対する見通しさえおぼつかなくなってきたことを考えるべき時期がきたようである。

なお本稿はあわただしい中で執筆せざるを得なかったためかなりの部分を成書(MASON ed., 1971; 小沼 1972; 大角 1983; TISSOT & WELTE, 1978など)に頼りそれらの中に引用された原論文の大部分については目を通すいとまがなかった。本稿にはそのための誤りも少なくないであろう。お気づきの点をご指摘いただければ幸せである。

参考文献

岩崎岩次 1970 火山化学: 講談社
 CHAPMAN, C. R. (小尾訳) 1975 (1977) 小惑星と隕石: 別刷サイエンス (特集 惑星の素顔) p. 137-145.
 COCKETT, A. H. & SMITH, K. C., 1973, 5. The Monoatomic Gases: Physical Properties and Production: Comprehensive Inorganic Chemistry, vol. 1, p. 139-211.
 CRAIG, H., 1953, The Geochemistry of the Stable Carbon Isotopes: Geochem. et Cosmochem. Acta, vol. 3, p. 53-92.
 福田 理 1983, 1984 a, b, もう1つのヘリウムとメタン (その1, 2, および3): 地質ニュース 352号 p. 38-49, 354号 p. 22-33, 356号 p. 50-58.

HALLOWAY, J. R., 1981, Volatile Interactions in Magmas: Thermodynamics of Minerals and Melts Edited by NEWTON, R. C. et al., p. 275-293.
 HUNTEN, D. M. (岡本訳) 1975 (1977) 外側の惑星: 別刷サイエンス (特集 惑星の素顔) p. 116-122.
 GOLD, T. & SOTER, S. (早川訳) 1980 (1980) 地震と地球深部のガス: サイエンス 10巻 8号 p. 108-117.
 GOLD, T. & SOTER, S., 1982, Abiogenic Methane and the Origin of Petroleum: Energy Exploration and Exploitation, vol. 1, no. 2, (原稿のコピーでみた)
 KAPLAN, I. R., 1971, Hydrogen: Handbook of Elemental Abundances in Meteorites, p. 21-27.
 MACDONALD, G. J., 1983, The Many Origin of Natural Gas: Jour. Retrol. Geol., vol. 5, no. 4, p. 341-362.
 MASON, B., 1962, Meteorites: John Wiley and Sons, Inc.
 MASON, B., 1971, Introduction: Handbook of Elemental Abundances in Meteorites, p. 1-19.
 MASON, B., 1971, Titanium: Handbook of Elemental Abundances in Meteorites, p. 181-184.
 MASON, B. ed., 1971, Handbook of Elemental Abundances in Meteorites: Series on Extraterrestrial Chemistry, vol. 1, Gordon and Breach Science Publishers.
 松井孝典 1981 パノラマ太陽系: 講談社ブルーバックス
 MATSUO, S., 1960, On the Origin of Volcanic Gases: Journal of Earth Sciences, Nagoya Univ., vol. 8, p. 222-245.
 小野修一郎・大角泰章 1979 金属水素化物 エネルギー変換機能とその応用: セラミックス 14巻 4号 p. 339-357.
 小沼直樹 1972 宇宙化学: 講談社現代の化学シリーズ 4.
 小沼直樹 1978 始原惑星物質: 隕石: 太陽系における地球地球科学 13 p. 89-150.
 大角泰章 1983 金属水素化物——その物性と応用: 別冊化学工学 化学工業社.
 SANO, Y. et al., 1982, ³He/⁴He Ratios of Methane Rich Gases of Japan: Geochem. Jour., vol. 16, p. 237-245.
 TISSOT, B. P. & WELTE, D. H., 1978, Petroleum Formation and Occurrence: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
 TREIBS, A., 1934, Chlorophyll-und Häminderivate in bituminösen Gestein, Erdölen, Erdwachsen und Asphalten: Ann. Chem., 510, p. 42-62.
 VDOYKIN, G. P. & MOORE, C. B., 1971, Carbon: Handbook of Elemental Advances in Meteorites, p. 81-91.
 脇田 宏・佐野有司 1982 日本海ブリュームとガスフィールドの形成: 日本地球化学会年会講演要旨集 p. 57-58.
 WAKITA, H. & SANO, Y., 1983, ³He/⁴He Ratios in CH₄-rich Natural Gases Suggest Magmatic Origin: Nature, vol. 305, p. 792-794.
 渡辺克行, 1982 水素の製造: 新石油事典 朝倉書店 p. 329-341.
 矢内桂三 1981 南極の隕石: 別刷サイエンス (特集 彗星と隕石) p. 129-139.
 YOUNG, A. & L. (高柳訳) 1975 (1977) 金星: 別刷サイエンス (特集 惑星の素顔) p. 42-51.