

# 鉱床生成と地球環境

梶原良道 (筑波大学)  
Yoshimichi KAJIWARA

## 1. まえがき

著者等は 黒鉱成因論における未解決の諸問題—とりわけ鉱床の時間的空間的局在性の支配要因および鉱床構成元素の起源の問題—に統一的に答え得る新しいモデル「PUMOS 仮説」を提唱し その鉱床生成論一般への適用の可能性を追究しつつある (梶原 1982 1983 abc 1984; KAJIWARA 1984 1985; 梶原・東野 1983; 梶原・平山 1983ab). この PUMOS 仮説は 火成作用との因果関係を重視してきた従来諸説とは異なり 海洋の生物地球化学過程こそ鉱床生成の本質的決定要因であると主張する. このような見方は当然ながら「鉱床は古環境史解明への有力な鍵である」とする自然観に通じることになる. 小論はこのような観点から著者等の既発表論文の内容を整理再構成したものである. 小論の投稿をお勧め下さり適切なお助言を賜った福田理博士 (地質調査所海外地質協力室) に感謝する.

## 2. PUMOS 仮説の論理

PUMOS とは著者等が 鉱床本源物質とみなしている 始源的未分化含金属有機沈積物 Primitive Undifferentiated Metalliferous Organic Sediment の略称である. その実体は海洋の生物源沈降粒子 (マリンスノー・微生物遺骸・糞粒など) から成り 元素地球化学的には海洋元素の定常的除去フラックスとして定義される (第1表). 容易に推察し得るように 地質構成要素としての PUMOS は 広域分布性と化学的均質性という顕著な基本的性格を有している.

### 2-1. 鉱床類型の続成的分化

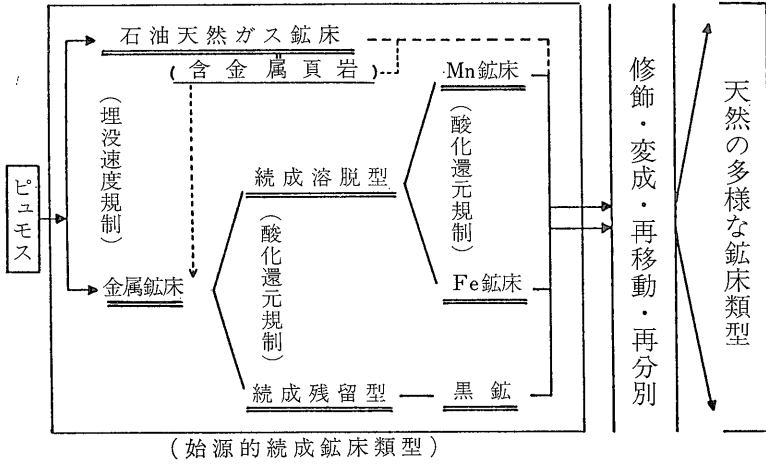
PUMOS は その沈積以後の続成的諸過程を通じて 分化し 石油鉱床と2つの始源的金属鉱床類型—「続成残留型鉱床」と「続成溶脱型鉱床」—を生成せしめる. 石油鉱床はいうまでもなく PUMOS の有機成分がほぼ全的に保存された地質体である. 一方「続成残留型鉱床」および「続成溶脱型鉱床」は PUMOS に含まれていた金属成分に由来する地質体である. 前者は 還元的な続成環境における有機成分の硫酸態酸素による酸化

第1表 海洋元素の定常的除去フラックスとして定義された PUMOS の元素存在度 (Zn=1 で規格化した重量存在比) (梶原・平山 1983a による)

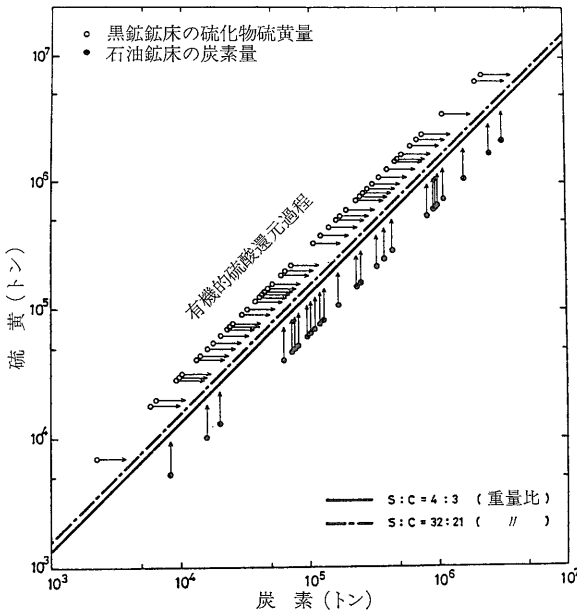
H		Ru	
He		Rh	
Li	2.8(-1)	Pd	
Be	4 (-2)	Ag	1 (-3)
B	1.4(-1)	Cd	2 (-3)
C	2.9( )	In	1.3(-4)
N	2.8(-1)	Sn	3 (-2)
O		Sb	2.6(-3)
F	8.9	Te	
Ne		I	7.2(-3)
Na	3.4(+2 )	Xe	
Mg	3.3(+2 )	Cs	4.3(-2)
Al	1.1(+3 )	Ba	6.1
Si	4.1(+3 )	La	4.3(-1)
P	1.5(+2 )	Ce	8.7(-1)
S	3.7	Pr	1.2(-1)
Cl	2.2	Nd	4.1(-1)
Ar		Sm	8.9(-2)
K	3.0(+2 )	Eu	1.7(-2)
Ca	6.1(+2 )	Gd	8.0(-2)
Sc	3.3(-2)	Tb	1.3(-2)
Ti	8.3(+1)	Dy	7.9(-2)
V	1.9	Ho	1.7(-2)
Cr	2.1	Er	4 (-2)
Mn	2 (+1)	Tm	7 (-3)
Fe	8.1(+2)	Yb	4 (-2)
Co	3.8(-1)	Lu	8.1(-3)
Ni	1.1	Hf	5 (-2)
Cu	8.3(-1)	Ta	2.9(-2)
Zn	1.0	W	2.2(-2)
Ga	2 (-1)	Re	7.3(-4)
Ge	2 (-2)	Os	
As	2.6(-2)	Ir	
Se	6.9(-4)	Pt	
Br	3.7(-2)	Au	4 (-5)
Kr		Hg	1 (-3)
Rb	1.3	Tl	7 (-3)
Sr	5.4	Pb	2.2(-1)
Y	4.8(-1)	Bi	2.2(-3)
Zr	3.5	Th	1.5(-1)
Nb	3 (-1)	U	3.9(-2)
Mo	2.2(-2)		

註: a(±b)は $a \times 10^{\pm b}$ を意味する.

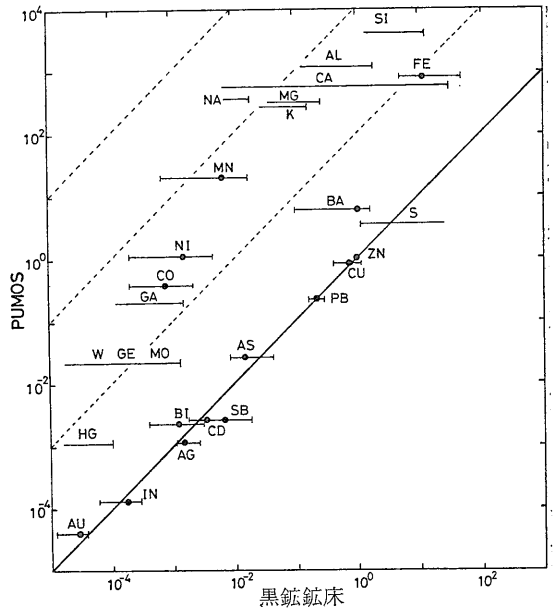
分解過程 (有機成分による硫酸還元過程) を通じて固定されたものであり 黒鉱鉱床がその典型である. 後者は 同過程において分別的に溶脱した金属成分がより酸化的



第1図 PUMOS 仮説の鉱床認識体系(梶原 1984による)



第2図 東北日本新第三系に分布する石油鉱床と黒鉱鉱床の炭素量—硫化物硫黄量の関係(梶原 1983a による) / 註: 図中の化学量論比線は  $2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{S}^{2-} + 2\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$  および  $7\text{CH}_2\text{O} + 4\text{SO}_4^{2-} \rightarrow 2\text{S}_2^{2-} + 7\text{CO}_2 + 4\text{OH}^- + 5\text{H}_2\text{O}$  の反応に対応している。

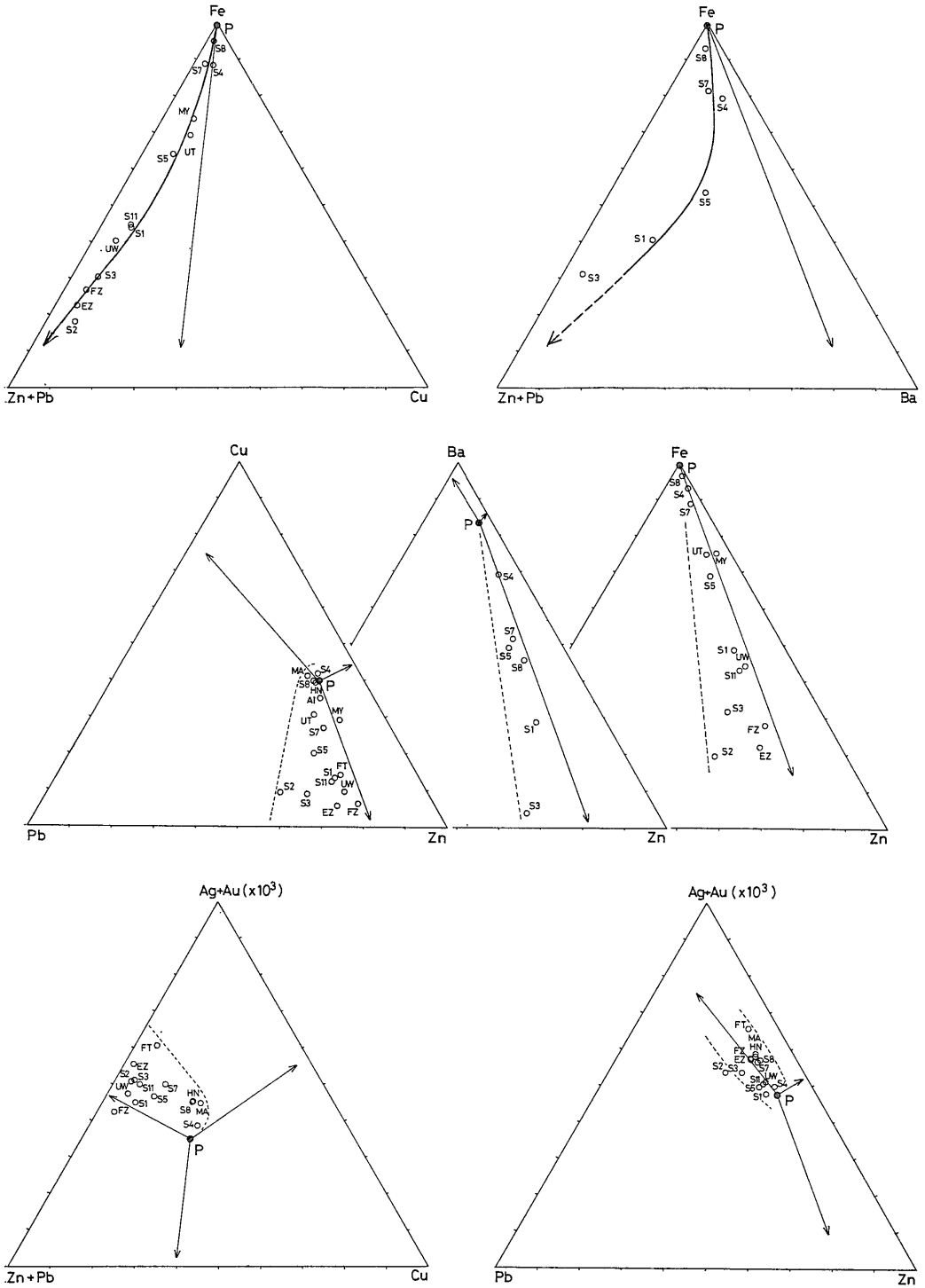


第3図 黒鉱鉱床と PUMOS の元素存在度の比較(梶原・平山 1983a による) / 註: Zn=1 で規格化した重量存在比で表示。

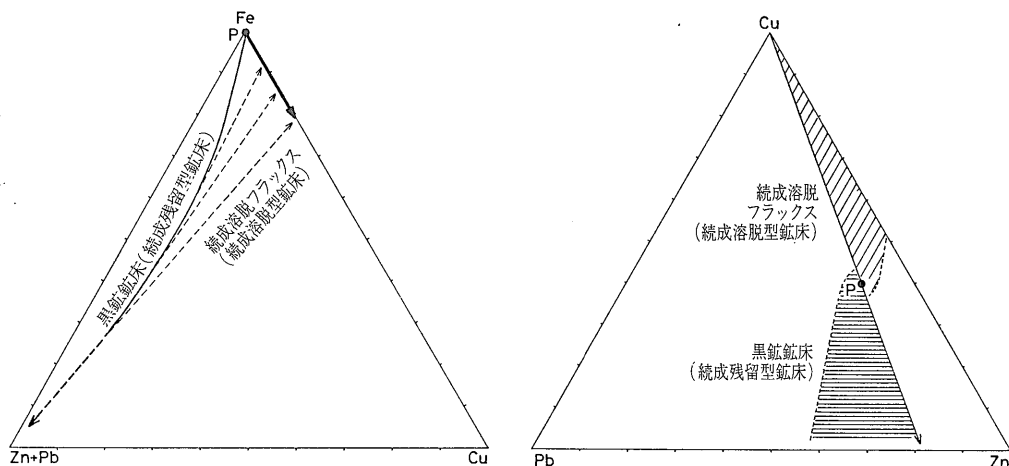
な条件下で再固定されたものであり Mn および Fe を主成分とする鉱床によって代表される。これらは本質的に層準規制型鉱床として産することが期待される。天然に存在する他の鉱床類型とわりわけの深成～火山底成の後生的鉱化作用はこれらの始源的続成鉱床類型の修飾・変成・再移動・再分別の産物として位置づけられる。これが PUMOS 仮説の基本的な鉱床認識体

系である(第1図)。このような見方は以下に述べるいくつかの元素地球化学的な状況証拠によって支持される。

わが国新第三系には石油鉱床と黒鉱鉱床が広域的に帯状対分布している。第2図は石油鉱床個々の総炭素量と黒鉱鉱床個々の総硫化物硫黄量を有機物質による硫酸還元過程において期待される炭素と硫黄の化学量論比に対して比較したものである。明らかなように両者は有機的硫酸還元過程という尺度で比較するかぎり



第4図 黒鉱鉱床の鉱石化学的分化系列 (梶原・平山 1983a による) / P : PUMOS 略号は鉱床名 (S1~S11・釈迦内 No.1~No.11, HN 花岡, MA 松峰, UT 内の岱, UW 上向, MY 小坂元山, FZ 深沢, EZ 餌釣, FT 古遠部, AI 相内)



第5図 黒鉱分化系列から予測される続成溶脱フラックスの金属元素組成 (梶原 1984 による) / P : PUMOS 組成点

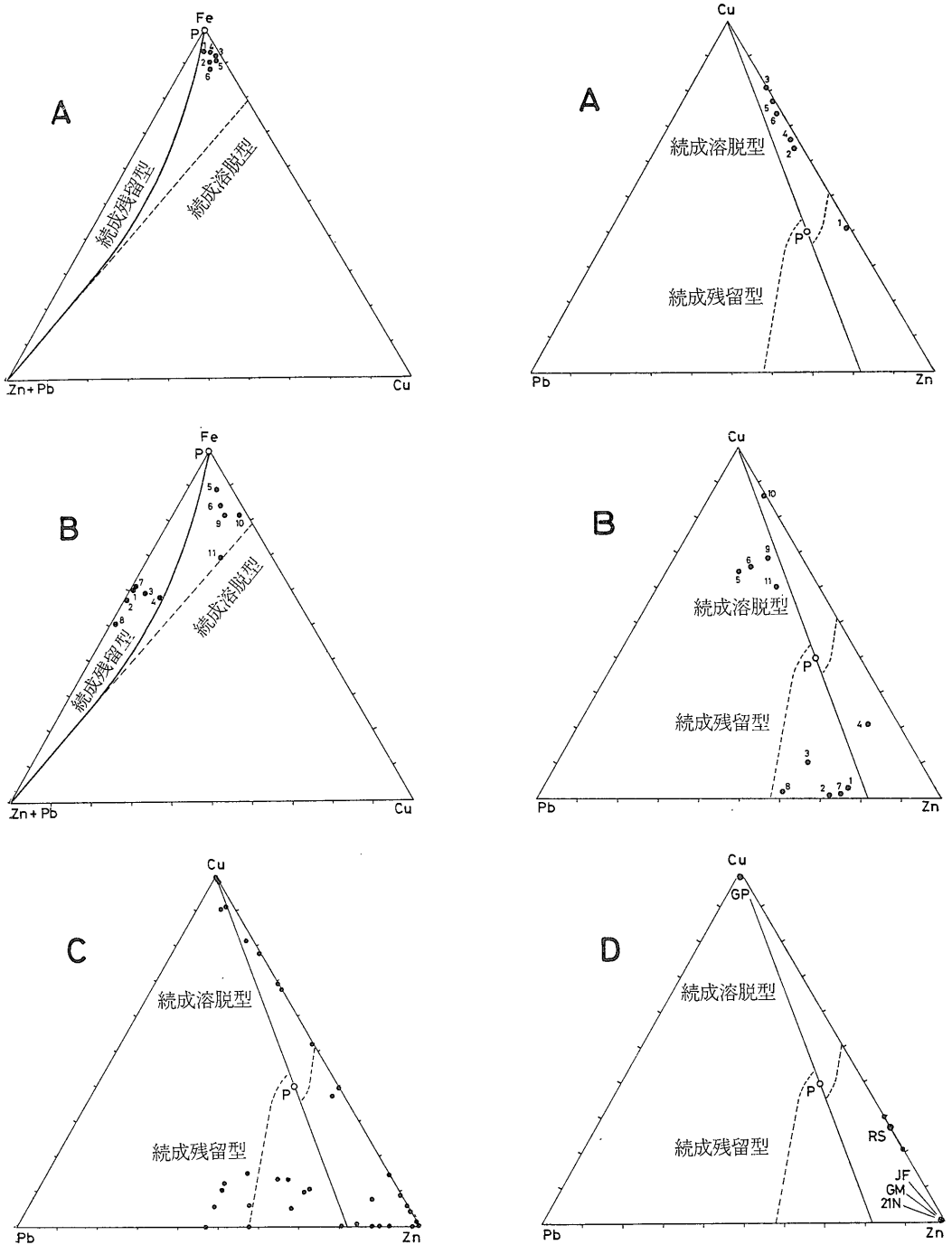
において 相互に等価な規模を有する地質体であるとみなすことができる。換言すれば 黒鉱鉱床個々の総硫化物硫黄量は石油鉱床個々の規模に見合う有機物の硫酸還元過程によってまかない得るということである。この事実は黒鉱—石油同源説を支持する有力な傍証の一つである。すなわち 統計的に無秩序な分布をしていた PUMOS の一部は埋没保存されて石油鉱床となり 他の一部は海底での有機的硫酸還元過程を経て黒鉱鉱床を残留せしめたのであろう。両鉱床の分化を規定した基本的要因は PUMOS の埋没速度の相違つまりは堆積構造環境の相違に求めることができよう。

第3図は 黒鉱鉱床の元素存在度を PUMOS のそれ(第1表)に対比したものである。黒鉱鉱床を特徴づけている一群の濃縮金属元素相互間の存在度比は見事に PUMOS と相関している。これら濃縮金属元素の多くは一般に無酸素条件下では極めて移動性の乏しい元素である。一方黒鉱鉱床には Mn や Fe に代表される他の一群の金属元素が顕著に欠損している。これら欠損元素の多くは無酸素条件下においては逆に移動し易い元素である。黒鉱鉱床はまさしく PUMOS の続成的元素分別作用—還元条件下で移動性の増大する元素群の分別的溶脱作用—によって生成した“続成残留型鉱床”であるとみなし得よう。第4図は いくつかの主要鉱石金属元素に注目して 黒鉱鉱床の地質体相互間でのより高次の元素分別を検討した結果である。黒鉱鉱床はいずれの組成図上においても PUMOS 組成を起点とする規則的な分化系列を構成している。このような分化系列の存在は それ自体黒鉱が PUMOS 起源であることのさらに強力な傍証となり得るであろう。黒鉱

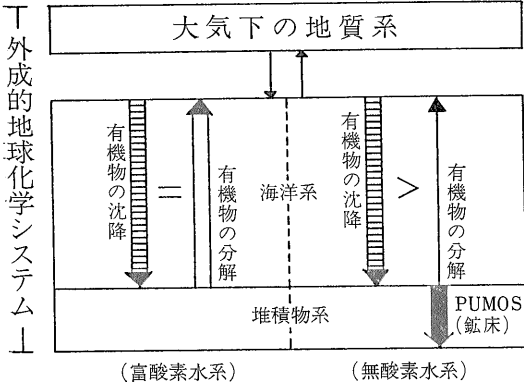
地質体相互間の分化程度の相違は おそらく 黒鉱の続成諸過程における元素の分別溶脱作用の進行度の差異つまりは続成環境水との相互作用の履歴の差異を反映しているものと思われる。

一方 還元的な PUMOS 続成環境において分別的に溶脱するフラックスには 黒鉱鉱床の欠損元素群が顕著に濃縮しているはずである。これらの元素は より酸化的な条件下で再固定され “続成溶脱型鉱床”を形成せしめる可能性がある。“続成溶脱型鉱床”の典型が Mn あるいは Fe を主成分とする鉱床であることは容易に想像できよう。黒鉱地域に分布している層状マンガン鉱床はその好例の一つである。

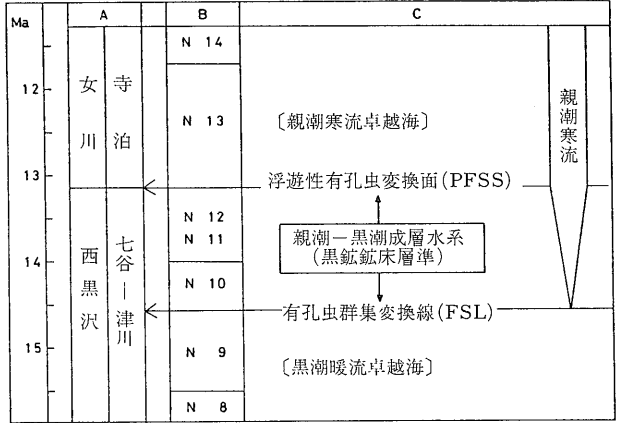
“続成溶脱型鉱床”が有すべき主要鉱石元素組成の範囲は“続成残留型鉱床”の典型たる黒鉱鉱床の分化系列組成範囲をよりどころとして定量的に予言できる。第5図は Fe-Cu-(Zn+Pb) 系および Cu-Zn-Pb 系に注目したものである。天然に存在する様々な鉱床の起源はここに示されている2つの始源的続成鉱床類型の理想組成範囲を尺度として評価できるであろう。第6図は 別子型含銅硫化鉄鉱床・鉱脈型鉱床・スカルン型鉱床・現世海嶺熱水鉱床に対する検討例である。明らかになようにいずれの鉱床類型もおおむね PUMOS 起源の鉱床が有すべき組成範囲およびその近傍領域にプロットされる。この事実は これらの全てが本質的に PUMOS に由来する分化産物—すなわち“続成残留型鉱床”または“続成溶脱型鉱床”そのもの或いはそれらが二次的地質過程によって修飾・変成・再移動・再分別を受けた結果物—であるとみなす立場にとって極めて有望な状況証拠となろう。



第6図 主要鉱床類型の鉱石金属元素組成(梶原1984による)／図A：別子型含銅硫化鉄鉱床(1峰の沢, 2日立, 3佐々連, 4新宮, 5別子, 6白滝) 図B：鉍脈型鉱床(1大江, 2豊羽, 3尾太, 4鉛山, 5阿仁, 6尾去沢, 7細倉, 8八谷, 9栃木, 10足尾, 11尾小屋) 図C：日本のスカルン型鉱床(SHIMAZAKI 1975の総括を再録) 図D：現世海洋底硫化物鉱床(RS 紅海, GP ガラパゴス, JF ファンデフーカ, GM グアイマス, 21N 東太平洋海膨 21°N)



第7図 生物地球化学的物質サイクルと鉱床の生成 (梶原・平山 1983b による)



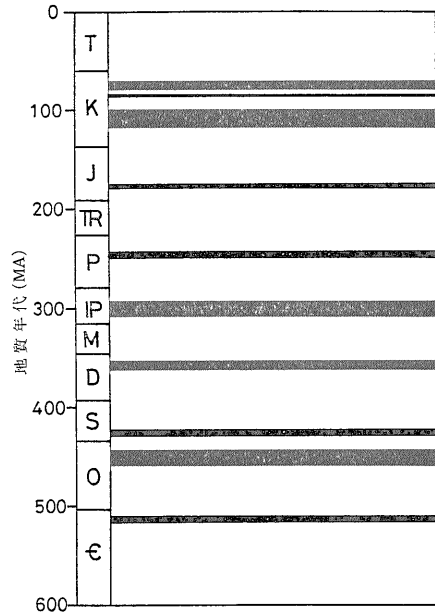
第8図 黒鉱鉱床胎胎層準の有孔虫生層序学的限定 (梶原 1983b による)

### 2-2. 鉱床生成期

PUMOS 仮説によれば 鉱床生成期というのは本質的には鉱床本源物質の初期的濃集期つまり PUMOS 系形成期のことである。問題は経済的意義のある鉱床をもたらす PUMOS 系がどのような時に出現し得るかである。海洋に存在する金属元素はマリンスノーに代表される生物源有機物粒子の沈降によって間断なく除去されている。しかしながら一方 海水の元素存在度はほぼ一定に保持されているという。このからくりは 生息源沈降粒子のほぼ全量が再び海洋にもどって分解無機化され次世代の生物再生産に利用されている とみなすことによって理解できる。すなわち海水元素存在度の保存性は このような生物地球化学的物質サイクルがほぼ定常状態にあることを意味している。プランクトンの寿命から容易に想像し得るように この物質サイクルはきわめて速い過程によるものである。

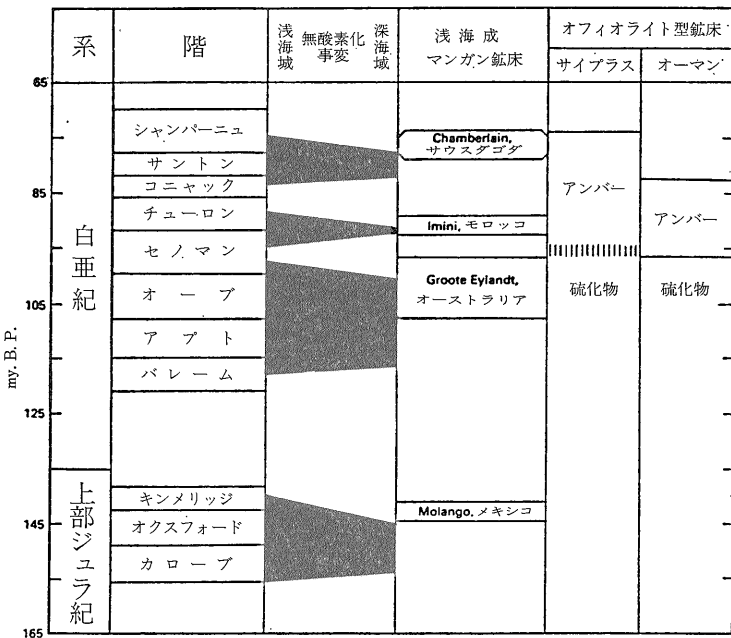
海洋の生物地球化学的物質サイクルが定常状態にあるかぎり 経済的に意義ある PUMOS 系の出現は期待できない。それを可能ならしめるためには 生物源有機物質の沈降除去フラックスがその分解回帰フラックスを大きく上まわる必要がある (第7図)。その要因として最も考え易いのは 海洋への有機物供給量の非定常的増大または海洋での有機物生産量の非定常的増大であろう。いずれにせよこのような変化は必然的に溶存酸素消費量を増大せしめる。その結果海洋底層水は遅かれ早かれ無酸素化するに至ろう。底層水がひとたび無酸素化すれば 生物源沈降粒子は速やかな酸化分解を免れ海底に効率的に沈積保存される。すなわち PUMOS 系の出現である。

このように 鉱床生成期とは海洋の生物地球化学的物質サイクルに異変を生じた時期のことであり それは現

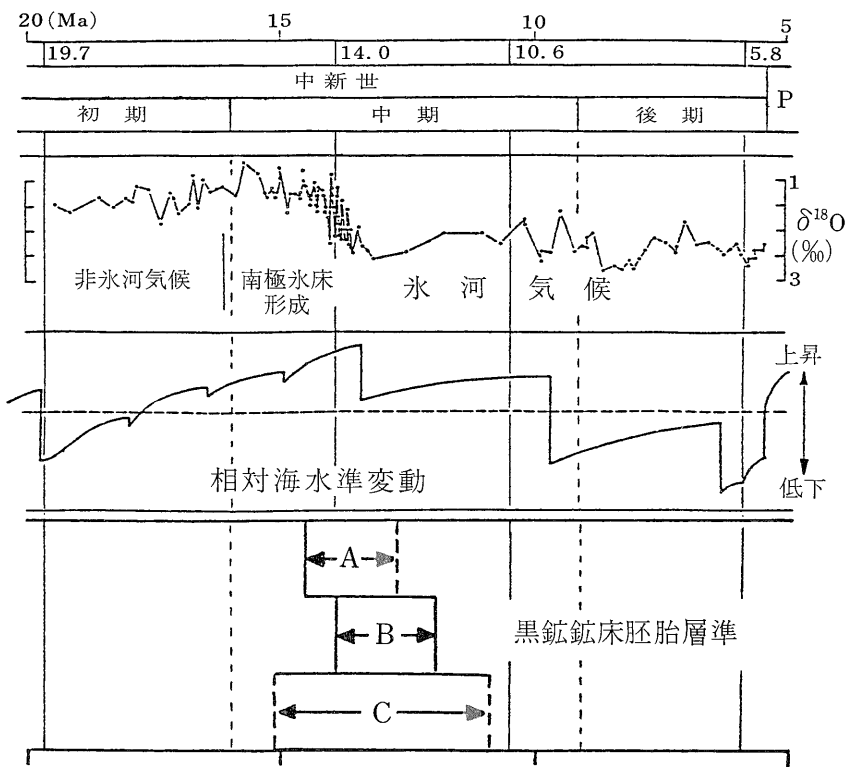


第9図 顕生代の海洋無酸素化事変 (出典については KAJIWARA 1985 参照)

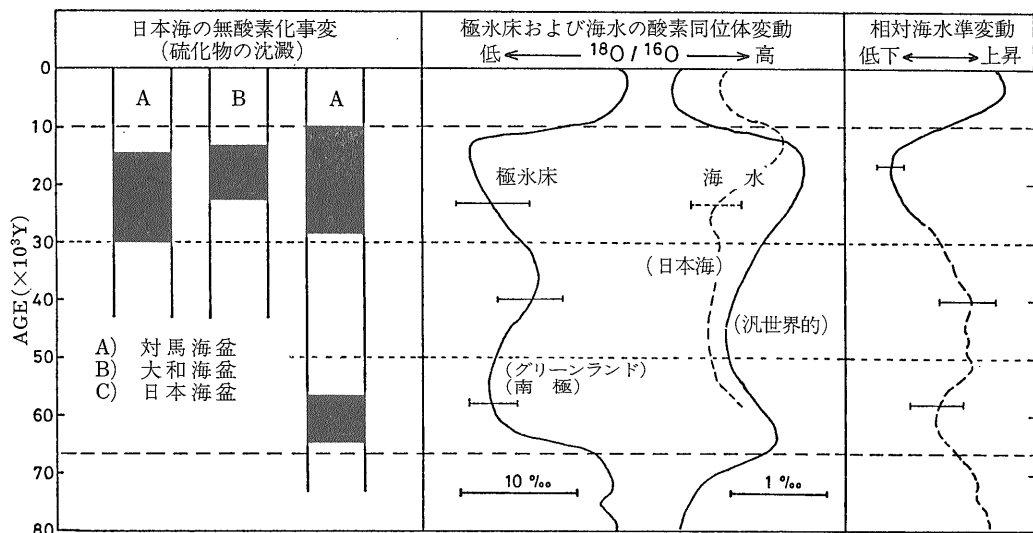
象的にはいわゆる海洋無酸素化事変 (Ocean Anoxic Event 略称 OAE) の生じた時期に対比し得る。黒鉱鉱床は「親潮-黒潮の成層の邂逅」による生物地球化学的物質サイクルの異変の結果として生じた OAE の産物であるとみなすことができる (第8図)。顕生代には他にいくつかの顕著な OAE's の生じたことが知られている (第9図)。PUMOS 仮説はこれらの OAE's の時期がいずれも有望な鉱床生成期であることを予言している。因みに中生代の OAE's には大規模な浅海成マン



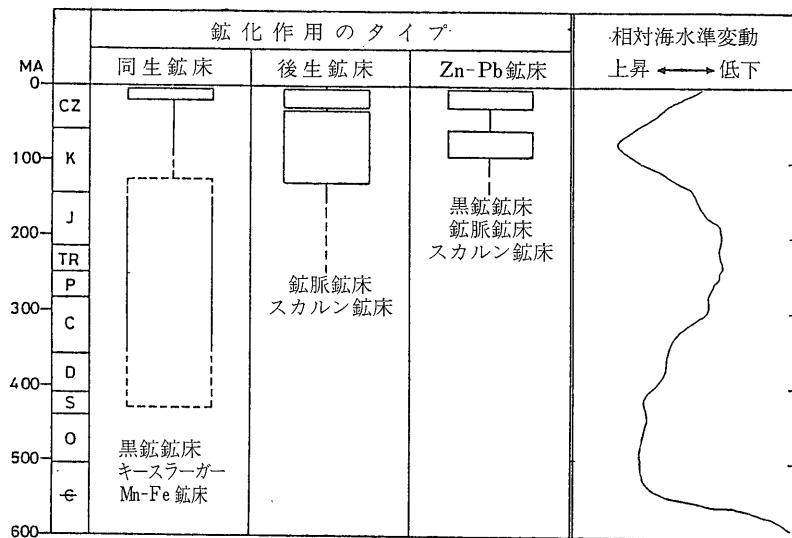
第10図  
後期中生代の海洋無酸素化事変に伴う浅海成マンガン鉱床とオフィオライト型硫化物鉱床 (FORCE et al. 1983 による)



第11図 黒鉱層生成期の古環境史的背景 (KAJIWARA 1984 による) / 黒鉱層準: 有孔虫指標(A)・ナンノプランクトン指標(B)・岩石絶対年代(C)による可能範囲. 海水準変動曲線: VAIL の二次サイクル. 酸素同位体曲線: 石灰質有孔虫化石の同位体比変動 (≒海水の同位体比変動).



第12図 日本海における第四紀の無酸素化事変と古環境史的背景 (KAJIWARA 1984 総括)



第13図 わが国の鉱床生成史と海水準変動史 (VAIL の一次サイクル) (KAJIWARA 1984 による)

ガン鉱床およびサイプラス型硫化物鉱床が密接に伴っている (第10図)。

古環境史的背景に注目すれば OAE's は大きく2つのタイプに分けることができる。上述した中生代の OAE's は“温暖気候—海水準上昇”型として広く研究者の興味を集めている。他の一つはこれと対照的な“氷河気候—海水準低下”型である。例えば 黒鉄鉱床生成期は海水酸素同位体比 ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) の急激な上昇から示唆される南極氷床形成拡大期 (つまり氷河気候開始期) およびそれと連動した海水準低下期に一致している (第1985年12月号

11図)。硫化物の濃集によって特徴づけられる同様の“氷河気候—海水準低下”型の OAE's は日本海の本最終氷期堆積物中にも記録されている (第12図)。有名な紅海の硫化物重金属泥鉄床の生成期もこの最終氷期に対比することができる。

第13図は わが国の鉱床生成史を海水準変動史との関連で概観したものである。地質構造区分および地質年代対比の再検討が進行しつつある現時点ではあまり厳密な議論はできないが、すくなくとも同生的層準規制型鉄床の大部分はおおむね地球規模の海水準低下期に集中し



ているように見える。このことはこれらの多くがむしろ“氷河気候—海水準低下”型 OAE's の産物である可能性を示唆するかも知れない。問題は白亜紀以降に集中しているいわゆる深成—火山底成の後生的鉱化作用である。これらの生成期はいうまでもなく“関係火成岩”の年代によって与えられている。PUMOS 仮説はこれらの大部分が本質的には既存の同生的層準規制型鉱床の修飾・変成・再移動・再分別の産物であると主張している。わが国には世界的に広く分布している古生代のいわゆる“ミシシッピバリー型”あるいは“アルパイン型”の鉱床類型が認められていない。これはいかにも不自然な印象を受ける。白亜紀花崗岩地域に分布しているスカルン型 Zn-Pb 鉱床のすくなくとも一部にはこの種の鉱床の修飾・変成・再移動・再分別の産物も含まれているのではあるまいか。

### 2-3. 鉱床生成区

PUMOS 仮説によれば 鉱床生成区とは PUMOS 系形成場のことであり 現象的には OAE's の生じた海域を意味している。海洋における懸濁態有機炭素量の分布は一樣ではなく 実は大陸縁辺部の海域において顕著に高くなっている。したがって PUMOS 系形成のポテンシャルつまり鉱床生成区形成のポテンシャルは一般に外洋よりも大陸縁辺海域の方がはるかに高いと予測し得る。大陸棚や島弧縁海盆が常に有望な石油天然ガス資源の供給源となり得ていることはそのことの一つの裏付けである。海洋におけるいわゆる炭酸カルシウム補償深度やシリカ補償深度の存在もまた上記予測を裏付けているとみせよう。

“温暖気候—海水準上昇”型の OAE's は主として陸源有機物質供給量の非定常的増大による大陸棚底層水の無酸素化に始まる。この無酸素底層水はやがて発達して舌状に外洋へ拡大し 場合によってはかなり広域的にいわゆる中間貧酸素水帯 (Midwater Oxygen Minimum Zone) を出現せしめるに至る。外洋での中間貧酸素水帯の発達には表層水と底層水の温度差が小さく 垂直的な海水混合が比較的穏やかに行われることに起因している。前節で触れた中生代の浅海成マンガン鉱床はこのような貧酸素水に溶解して運ばれた海底堆積物中の Mn が 富酸素的な大陸棚浅海域に掃き寄せられて再固定されたものらしい (FORCE et al. 1983; FRANKS and BOLTON 1984)。一方“氷河気候—海水準低下”型の OAE's は 大陸縁辺海域に出現する様々な規模と形状を有する閉鎖的ないし半閉鎖的な停滞水盆において 生起するであろう。島弧の縁海とりわけ背弧海盆や背弧トラフまたは大陸を貫く狭いリフト性海盆などはこれら

の OAE's を生起せしめる最も適当な造構造環境であるといえよう。黒鉄鉱床や紅海重金属鉄床はまさにこのような造構造環境において生成したものである。

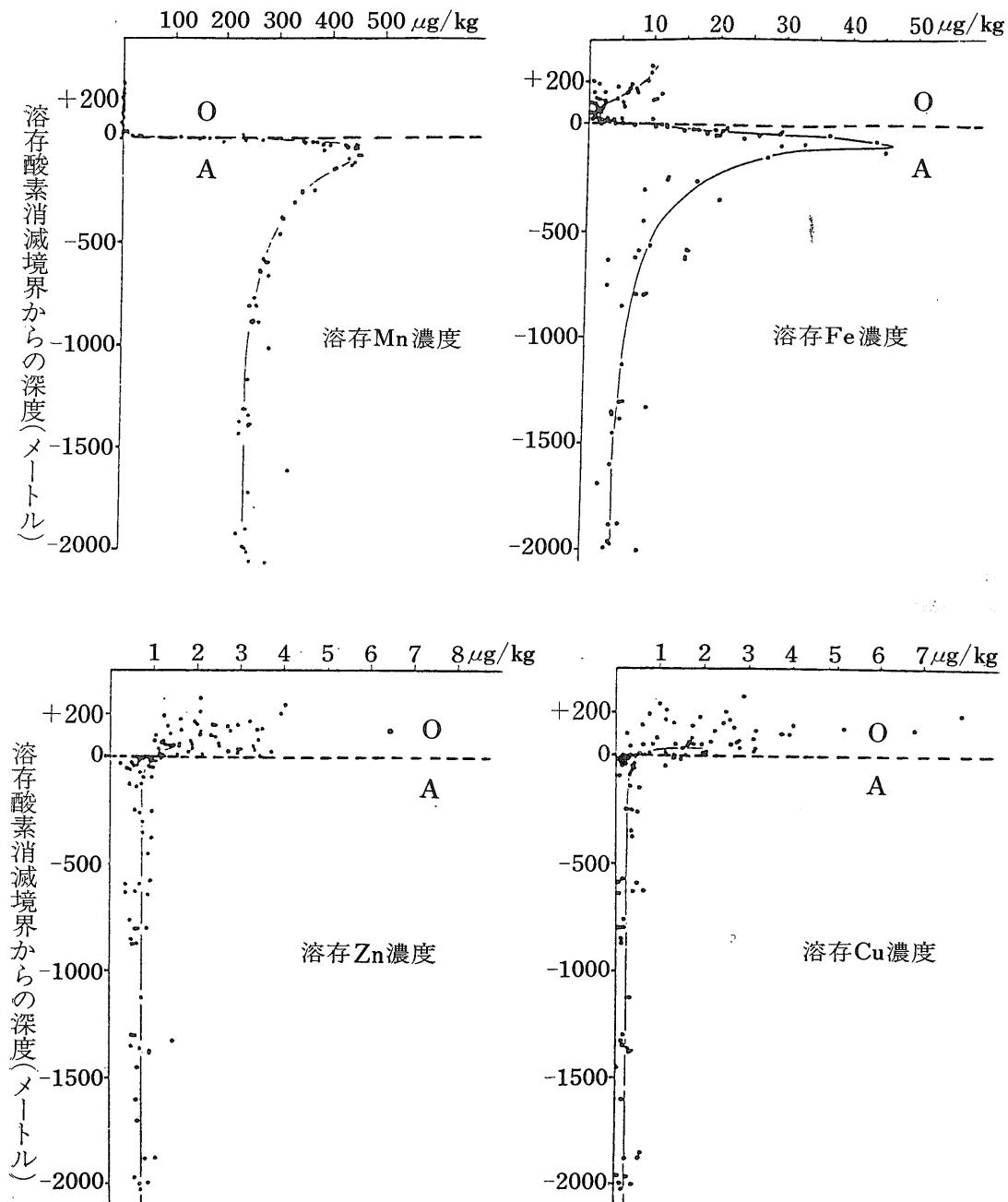
しかしながら このような環境の全てにおいて常に PUMOS 系が形成されるわけではない。今一つの重要な条件は生物生産量の非定常的増大を可能ならしめる場であることである。それが暖流と寒流の邂逅する場であることは容易に推察できるであろう。

以上 PUMOS 仮説が予言する鉱床生成区のイメージを示した。“温暖気候—海水準上昇”型 OAE's による鉱床生成区と“氷河気候—海水準低下”型 OAE's によるそれとは若干おもむきを異にしている。前者は大陸棚海域にどちらかといえば地球規模で出現することが期待されるが 後者は造構造環境と古海流系の兼ね合いが要求されるためむしろ局在することが予想される。いずれにせよここでは「鉱床生成区の成立は一般に大陸縁辺海域に限定される」ことを再び強調しておきたい。地質時代の層準規制型鉱床の多くは疑いもなく大陸棚あるいは縁海堆積盆において形成されたものである。現在海洋底で生成しつつある海嶺型熱水鉄床といえども知られている限りの大規模鉄床は全て大陸近傍の地理的位置を占めていることに注目したい。

### 3. 鉱床生成システムとしての海洋

黒海やノルウェーのフィヨルドなどの成層水系における地球化学的研究成果は 溶存酸素消滅境界 ( $O_2-H_2S$  境界) における重金属元素の顕著な酸化還元分別の実態を明らかにしている (BREWER and SPENCER 1974; DRYSSSEN et al. 1983)。Cu・Zn・Pb に代表される一群の元素は富酸素水中では高濃度を示すが無酸素水中では極めて低濃度となる。一方 Mn・Fe に代表される他の一群の元素は 反対の挙動を示し 特に溶存酸素消滅境界直下において最大濃度を示す。第14図はその好例である。このことは もし海洋が全的に無酸素化すれば 海洋における金属元素の平均的存在度もまた現在の海洋のそれとは著しく異なったものになることを示唆している。すなわち 鉱床生成の母系としての海洋の性質は 海洋全体の平均的な酸化還元条件に応じて大きく変化することが予想される。海洋の酸化還元条件は主として生物源有機物質を媒介とした一連の酸化還元反応—“生物地球化学的酸化還元滴定”—によって規定される(第2表)。したがって 鉱床生成の母系としての海洋の性質はこの“生物地球化学的酸化還元滴定”の進行度を尺度として 一般化し得るであろう。

第15図は上記認識をモデル化したものである。富酸



第14図 黒海成層水系における金属元素濃度プロファイルの例 (BREWER and SPENCER 1974 による)

O: 富酸素水 A: 無酸素水

素的海洋は Mn や Fe に関しては最小濃度レベルにある (つまりそれらの酸化物に対して飽和した濃度レベルにある) が、Cu・Zn・Pb に関してはそれらの硫化物が不安定であるため極めて高い濃度レベルを維持し得る。すなわち 富酸素的の海洋は、硫化水素濃度が増せば (硫酸還元

過程が起これば) いつでも Cu・Zn・Pb を固定せしめ得るという意味で、いわば“Cu-Zn-Pb 鈳液”としての性格を有している。このような性格は無酸素化に伴って消滅する (第14図参照)。ひとたび海洋が無酸素化すれば 前述の“生物地球化学的酸化還元滴定”が順次進行

第2表 生物地球化学的酸化還元滴定 (STUMM and BACCINI 1978 による)

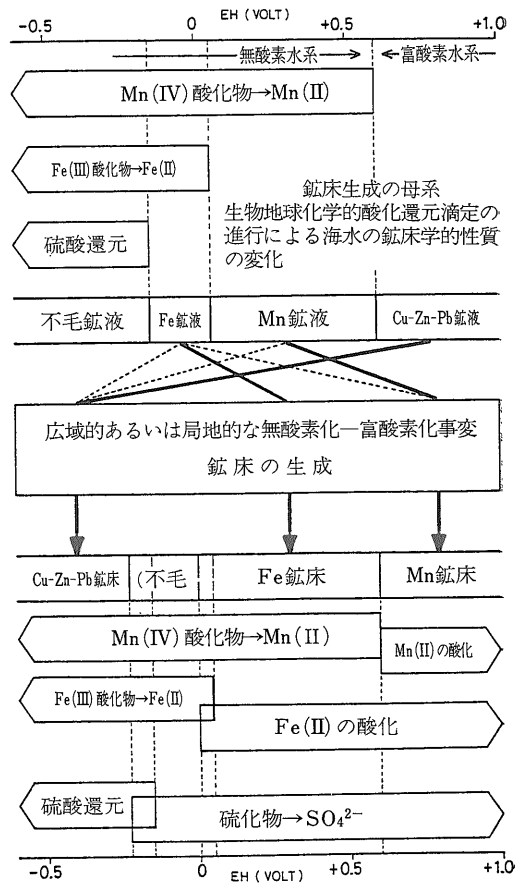
遊離酸素の利用 (呼吸作用)	$1/4 CH_2O + 1/4 CO_2 = 1/4 CO_2 + 1/4 H_2O$	(富酸素水系)	(1)
脱窒素作用	$1/4 CH_2O + 1/5 NO_3^- + 1/5 H^+ = 1/4 CO_2 + 1/10 N_2 + 1/2 H_2O$		(2)
硝酸還元作用	$1/4 CH_2O + 1/8 NO_3^- + 1/4 H^+ = 1/4 CO_2 + 1/8 NH_4^+ + 1/8 H_2O$		(3)
Mn(III, IV)酸化物の還元による溶解性 Mn(II)の生成	$1/4 CH_2O + 1/2 MnO_2(c) + H^+ = 1/4 CO_2 + 1/2 Mn^{+2} + 1/8 H_2O$	(貧酸素～無酸素水系)	(4)
発酵反応	$3/4 CH_2O + 1/4 H_2O = 1/4 CO_2 + 1/2 CH_3OH$		(5)
Fe(III)酸化物の還元による溶解性 Fe(II)の生成	$1/4 CH_2O + FeOOH(c) + 2H^+ = 1/4 CO_2 + 7/4 H_2O + Fe^{+2}$		(6)
硫酸還元作用	$1/4 CH_2O + 1/8 SO_4^{2-} + 1/8 H^+ = 1/8 HS^- + 1/4 CO_2 + 1/4 H_2O$		(7)
メタンの生成	$1/4 CH_2O = 1/8 CH_4 + 1/8 CO_2$		(8)

することになる。とりわけ重要なのは堆積物中に豊富に存在しているマンガン酸化物および鉄酸化物の逐次的還元過程である(第2表の反応④および⑥参照)。その結果無酸素海洋はMnおよびFeを逐次絶対的に濃縮し、いわば“Mn 鉱液”および“Fe 鉱液”としての性格を呈するに至る。後者の方がより還元的な海洋である。これらのMnやFeは遊離酸素の供給がありさえすれば(酸化過程が起こりさえすれば)常に直ちに再固定される運命にある。“酸化還元滴定”の最終段階にまで到達した極めて還元的な海洋はMnやFeをも既に硫化物として固定してしまっているため金属元素に関してはもはや“不毛な鉱液”である。

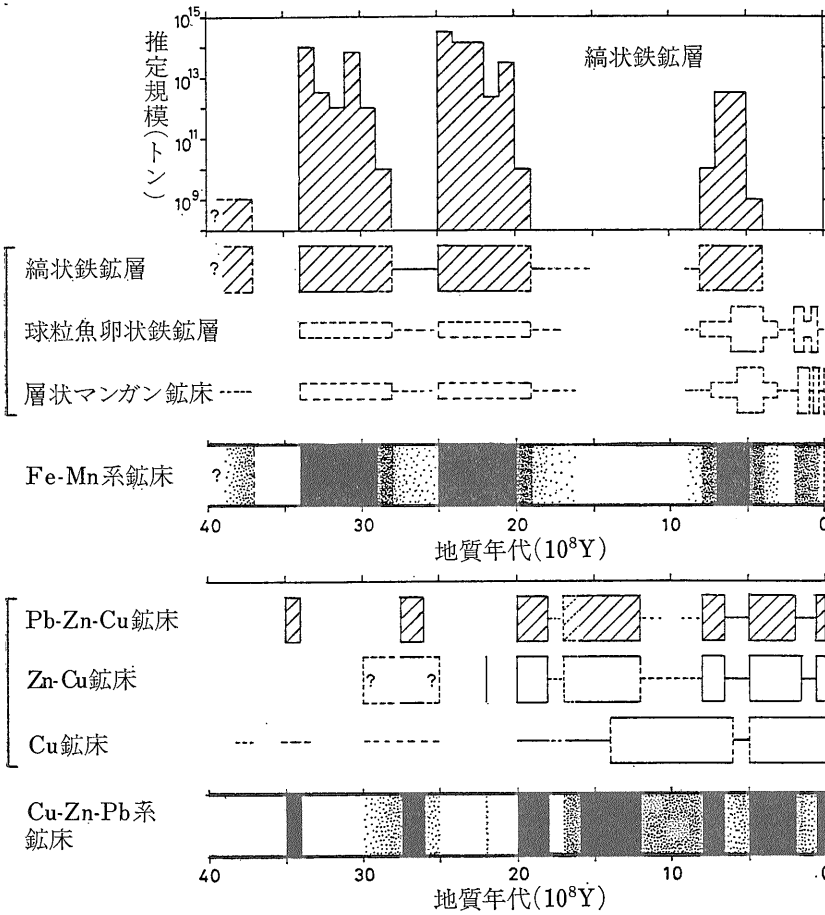
以上 鉱床生成系としての海洋に対するイメージを示した。重要な結論として「富酸素海洋はCu-Zn-Pb 鉱床生成の母系であり、無酸素海洋はFe-Mn 鉱床生成の母系である」という一般則を導くことができよう。鉱床の生成は母系における一時的あるいは局所的な酸化還元事象の現象である。Cu-Zn-Pb 鉱床は一般に硫化物相を呈し、大規模なFe-Mn 鉱床は一般に酸化物相を呈する。母系と鉱床の酸化還元条件の対照性に注目したい。

#### 4. 地球古環境の変遷

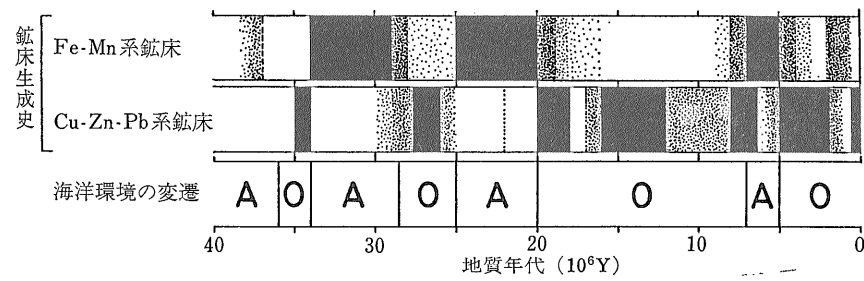
第16図は文献調査にもとづいて層準規制型Fe-Mn系鉱床および層準規制型Cu-Zn-Pb系鉱床それぞれの生成期に関する知見を概括したものである。前者はいわゆる“縞状鉄鉱層”と他のいくつかの堆積成Fe-Mn 鉱床によって代表される。一方後者はいわゆる“塊状硫化物鉱床(黒鉱型鉱床)”・“キースラーガー(別子型含銅硫化鉄鉱床)”・“ミシシッピバリー型鉱床(アルパイ



第15図 鉱床生成系としての海洋 (KAJIWARA 1985 による)



第16図  
Fe-Mn系鉄床とCu-Zn-Pb系鉄床の生成史 (KAJIWARA 1985 による)

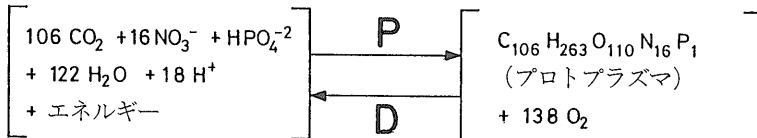
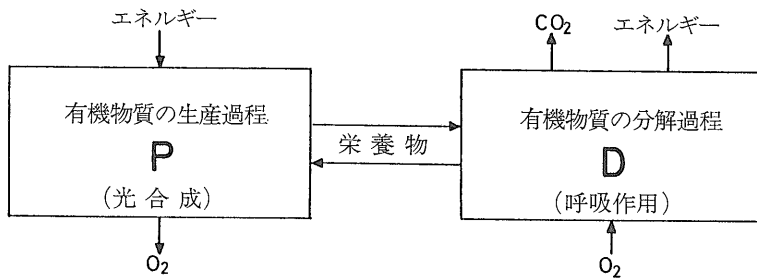


第17図  
鉄床生成史から示唆される海洋環境の変遷 (KAJIWARA 1985 による) / A: 無酸素海洋卓越期 O: 富酸素海洋卓越期

ン型鉄床)・「含銅頁岩鉄床」のほか堆積岩にもなる他のいくつかの類似鉄床類型を含んでいる。注目すべきは「Fe-Mn系鉄床とCu-Zn-Pb系鉄床は地球史を通じて交替的に出現している(またはCu-Zn-Pb系鉄床はFe-Mn系鉄床の不毛期に集中している)」ということである。前章で提起した一般則にもとづけばこの事実は「地球史を通じての海洋環境の交替的変遷」を示唆する重大な直接的証拠として位置づけることができる。すなわちFe-Mn系鉄床生成期とCu-Zn-Pb系鉄床生成

成期はそれぞれ無酸素海洋卓越期と富酸素海洋卓越期を象徴していることになろう(第17図)。

鉄床生成史から示唆されるこのような海洋環境の変遷はおそらく生物地球化学的物質サイクルの長期的変動に関係しているものと思われる。第18図は海棲動物プランクトンの平均組成を有するプロトプラズマの生産と分解の過程を模式的に示したものである。生産過程(P)は太陽エネルギーを吸蔵する過程であり二酸化炭素を消費して遊離酸素を放出する。一方分解過



第18図  
海棲プランクトン平均組成を有するプロトプラズマの生産一分解過程 (STUMM and BACCINI 1978 にもとづく)

程 (D) は 吸蔵されたエネルギーを解放する過程であり 遊離酸素を消費して二酸化炭素を放出する。もし生産速度が分解速度を上まわれれば (P>Dとなれば) 海洋は光合成による遊離酸素の蓄積によって十分に富酸素化されることになろう。逆にもし分解速度が生産速度を上まわれれば (P<Dとなれば) 海洋は遊離酸素の消費によって無酸素化するにちがいない。両者の均衡する場合 (P=Dの場合) はすなわち定常状態である。無酸素海洋—富酸素海洋の交替的出現はこのような動的均衡の長期的振動を反映しているのではなからうか。

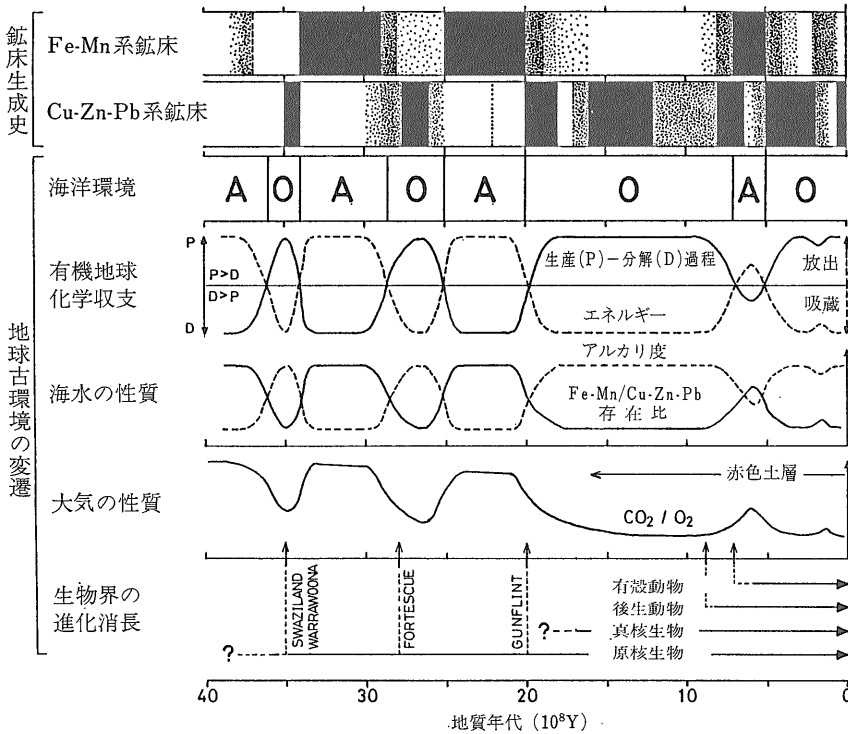
このような生物地球化学過程の振動はもちろん大気の性質ひいては古気候にも大きな影響を与えたにちがいない。生物分解過程は二酸化炭素と共にプロトンをも放出する (第18図参照)。したがって P<D の場合には海水のアルカリ度が大きなり小なり低下し海洋への二酸化炭素の溶解度を減少せしめる。その結果 放出された過剰の二酸化炭素は効率的に大気中に蓄積されることになろう。大気中の二酸化炭素濃度が顕著に高くなればいわゆる温室効果が機能し 地球は温暖気候に支配されることが期待される。一方 P>D の場合には 全ての過程が逆方向に進行し 結果的に二酸化炭素濃度の低い大気 (よく晴れた空) を生ぜしめるであろう。すなわち地球は相対的に寒冷な気候に支配されるようになることが期待される。Fe-Mn 系鉱床と Cu-Zn-Pb 系鉱床の交替的出現はまた温暖気候卓越期と寒冷気候卓越期の交替的変遷をも意味していることになろう。このような認識は FISCHER (1981) が顕生代の古環境について提起した “温室状態 (Greenhouse State)” 期と “氷室状態 (Icehouse State)” 期のサイクルの概念に比較し得るものである。但し彼のサイクルはより高次の変動史に適用すべきものかも知れない。因みに “温室” 期の代

表である中生代の OAE's は浅海成マンガン鉱床の生成によって特徴づけられている (第10図)。“Mn の海” よりも “Fe の海” の方がより本質的に還元的事象であることは既に論じた (第15図)。したがって FISCHER の “温室” 期は現象的にはここで提起した温暖気候卓越期 (あるいは無酸素海洋卓越期) のミニチュアモデルとして位置づけられるべきであろう。

第19図は以上展開してきた議論の内容を生物進化史上の特筆すべき事件に関する知見と共に模式的に総括したものである。Fe-Mn 系鉱床と Cu-Zn-Pb 系鉱床の交替的出現にもとづいて推論された地球古環境の交替的変遷は 生物界の進化史的消長の記録と第ゼロ次近似的にはみごとに調和しているように見える。このことは小論の前提となっている PUMOS 仮説の鉱床観—「地球上の鉱床は全て本質的には生物地球化学的物質サイクルの産物である」とする見方があながち荒唐無稽なものではないことを逆に強く示唆しているかも知れない。

### 5. あとがき

小論をまとめつつ改めて痛感させられたことは 我々の対象としている様々な地学現象がいかにシームレスであるかということである。これはおそらく「地球上の物質は全て循環している」という “生きている地球” の本質に由来するのであろう。小論では鉱床・生物・海洋・大気それぞれの変遷が互いに連動している可能性があることを指摘した。しかしながらそれらの変遷相互間の因果関係については実は全く何一つ語り得ないのである。どのパラメータの変化を引き金として仮定したところで ではそのパラメータを変化せしめたのは何かということになり 話が「ニワトリとタマゴ」よろしく



第19図  
 鉱床生成史と地球環境の変遷 (KAJIWARA 1985 による)

循環することになるのは必然である。この因果関係に対する論理的に完結した答えはおそらく生命の起源の問題を含む地球生成の初期条件問題に対する理解の裏返しとしてしか与えることができないであろう。

参考文献

BREWER, P. G. and SPENCER, D. W., 1974, Distribution of some trace elements in the Black Sea and their flux between dissolved and particulate phases., Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 20, 137-143.

DYRSSEN, D., HALL, P., HARALDSSON, C., IVERFELDT, A. and WESTERLUND, S., 1984, In *Complexation of Trace Metals in Natural Waters* (KRAMER, C. J. M, and DUINKER, J. C. eds.), 239-245.

FISHER, A. G., 1981, Climatic oscillations in the biosphere, In *Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time* (NITECKI, M. ed.), 101-131.

FORCE, E. R., CANNON, W. F., KOSKI, R. A., PASSMORE, K. T. and DOE, R. B., 1983, Influences of ocean anoxic events on manganese deposition and ophiolite-hosted sulfide preservation, U.S. Geol. Circ. 822, 26-29.

FRAKES, L. A. and BOLTON, B. R., 1984, Origin of manganese giants: Sea-level change and anoxic history, *Geology*, 12, 83-86.

梶原良道, 1982, 黒鉱鉱床成因論への新しい視点, *海洋科学*,

14, 246-255.

梶原良道, 1983a, 黒鉄鉱床生成の地史的意義: 「黒鉄-石油同源説」, 鉱山地質特別号, 11, 289-304.

梶原良道, 1983b, 黒鉄鉱床生成時間帯の生層序学的指標, 鉱山地質特別号, 11, 305-309.

梶原良道, 1983c, 黒鉄鉱床初生物質, PUMOS, の地球化学的モデル, 鉱山地質特別号, 11, 323-330.

梶原良道, 1984, PUMOS 仮説と天然鉄床類型の多様性, 鉱山地質, 34, 33-43.

KAJIWARA, Y., 1984, Two types of ocean anoxic events, "non-glacial climate-eustatic transgression" type and "glacial climate-eustatic regression" type, and their metallogenetic implications, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 10, 123-127.

KAJIWARA, Y., 1985, The earth's metallogenesis and paleo-environment, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 11, 61-67.

梶原良道・東野徳夫, 1983, 黒鉄鉱床金属組成の成因的意義, 鉱山地質特別号, 11, 311-322.

梶原良道・平山晴彦, 1983a, 黒鉄鉱床の続成化学分化作用, 鉱山地質, 33, 149-164.

梶原良道・平山晴彦, 1983b, 黒鉄分布様式の成因的意義, 鉱山地質, 33, 327-336.

STUMM, W. and BACCINI, P., 1978, Man-made chemical perturbation of lakes, In *Lakes: Chemistry, Geology, Physics* (LERMAN, A. ed.), 91-126.