

# マグマオーシャンは存在したか： 太陽系惑星のなりたちに迫る惑星探査を

富 樫 茂 子<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

地球にマグマオーシャンはほんとうにあったのだろうか。初期地球のさまざまなモデルで、かなり多くの人がその存在を認め、議論の前提にするにも関わらず、その存在の直接的な証拠はまだ見つかっていないのである。本論では地球のマントル進化過程でマグマオーシャンが本当にあったのか検討を試みる。筆者は、地球化学的視点にたつと、マグマオーシャンの存在を示す証拠は充分ではなく、マントルの不均一性を考えると、むしろなかったと考える方が都合が良いと考えている。また、太陽系惑星の一つとしての地球という視点にたち、マグマオーシャンを始めとする惑星の形成過程についての解明を行うためには、月や火星などの惑星探査が重要であることを指摘したい。

マグマオーシャンとは、隕石のような原料が集積し、地球を形成した初期に、地球に広範なマグマの海が生じたというものである。しかし、マグマオーシャンの実態について、認識は必ずしも同じではない(第1図)。つまり、マントルの全体が融けたのか、一部が融けたのか、融ける程度は全熔融したのか、それとも部分熔融したのか、地表にあったのか内部にあったのかをはっきりさせてから議論する必要がある。

マグマの組成についていえば、始源的なマントルが全熔融すれば超塩基性組成のマグマとなり、部分熔融の場合には、その程度により超塩基性組成から玄武岩組成に変化する。マグマの組成が異なれば、その温度も異なるし、水の溶解度も異なる。玄武岩は、地下のある深さでマントルが部分熔融したものが噴出したものである。従って、生成の温度は現在

の玄武岩と変わらず、マグマオーシャンをつくる条件は、膨大な量を説明できれば良い。つまり部分熔融の領域の大きさのみが問題になる。一方、超マフィックの場合には、部分熔融の程度が高いか、全熔融に近く、マグマ生成の温度が高くなければならない。

マグマオーシャンの位置についても、地球の表層と考えるのが一般的だが、第1図の‘内部’として示したように、地下のある深さに存在すると考えている場合もある。表層の場合にも、どこまでの深さが熔融したのが問題になる。このように、想定されるマグマの組成や生成する圧力が異なれば、冷却固化するときを生ずる結晶の種類もその量も異なるはずだ。

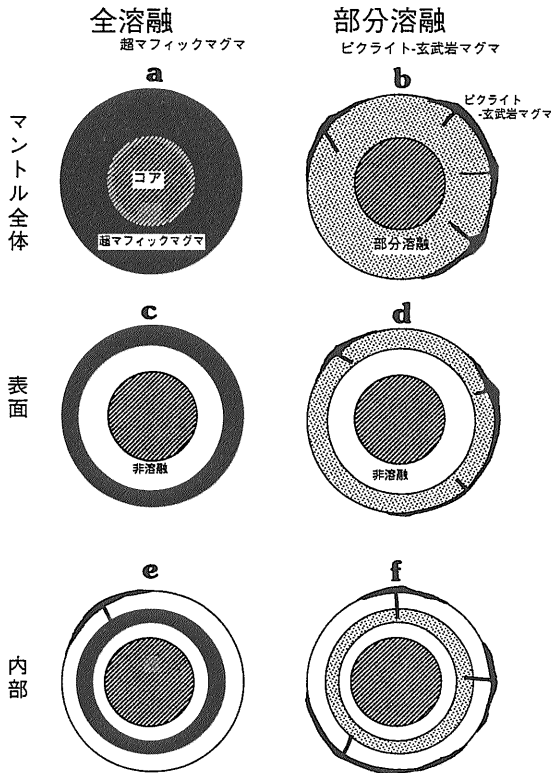
地球のマグマオーシャンの存在を示す状況証拠の主なものは、1) 地球の初期の歴史の数億年の空白は高温のマグマオーシャンによってかき消された、2) 地球の熱史モデルから、マグマの融けるような高温期が存在したはず、3) 中心核を形成するためには、マントル全体が融けたはず、4) 小さな月にマグマオーシャンがあるなら、大きな地球にもあったはずであるなどである。以下にこれらについて検討する。

## 2. 失われた初期の数億年

地球が誕生した45.5億年前と最古の岩石や最古の鉱物の年代の間には5-3億年の空白がある。この時期にマグマオーシャンが存在したのではないかと考えるのは捨てがたいものがある。しかし、年代のリセットは、必ずしもマグマを生ずるほどの高温は必要としない。従って、空白そのものはマグマオー

1) 地質調査所 地殻化学部

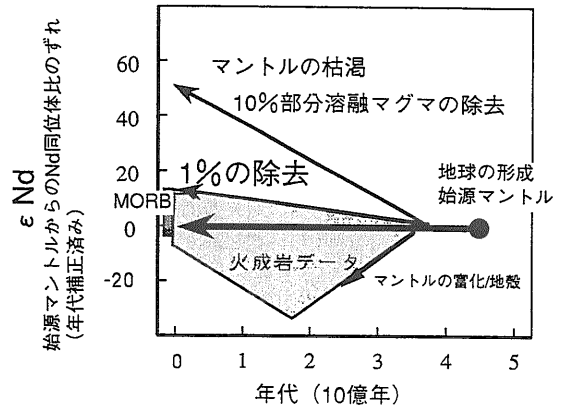
キーワード：マグマオーシャン, 惑星探査, 太陽系, 地球, 月



第1図 マグマオーシャンのいろいろ  
 a マントル全体が全溶融・マグマは超マフィック  
 b マントル全体が部分溶融・マグマはピクライト-玄武岩質  
 c マントル表面が全溶融層・マグマは超マフィック  
 d マントル表面が部分溶融層・マグマはピクライト-玄武岩質  
 e マントル内部に全溶融層・マグマは超マフィック  
 f マントル内部に部分溶融層・マグマはピクライト-玄武岩質

シャンの直接の証拠とはなりえない。そこで、たとえばマグマオーシャンが高温であった時期以前の記録が消え失せたとしても、その冷却固化の過程で生じたなんらかの証拠が残っているに違いないと多くの試みがなされてきた。

初期の数億年の年代を示す岩石や鉱物は存在しないが、そこで起きた出来事は、現在の岩石や鉱物の同位体組成や化学組成の変化として記録されているはずである。ところが、火山岩やマンタルノジュールから想定される現在のマンタル(少なくとも上部マンタル)はかなり“均一”である。形成されてか

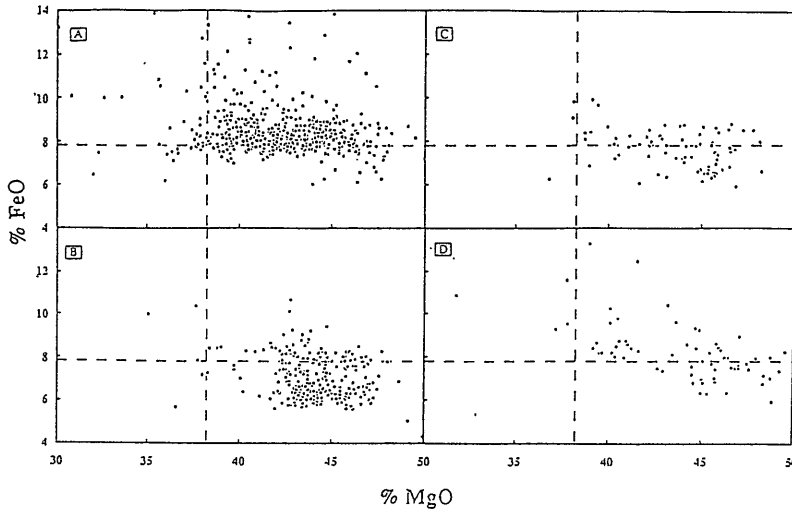


第2図 マントルのNd同位体進化  
 DePaolo (1988)にもとづく。CHURは始源マンタルに相当。  
 マントルからのメルトの分離は1%以下でよい。

らマグマオーシャンという劇的な事件に遭遇しているに足らず、かなり“均一”なのである。

では、どのくらいの均一性か。その空間スケールは、マンタルノジュールのサイズ(cm オーダー)、マグマの源のマンタルのサイズ(km オーダー)、火山岩やマンタルノジュールの産出の分布(全地球オーダー)におよぶ。かなり“均一”という程度は、始源的なマンタル(原料の隕石から集積後に中心核と揮発成分、アルカリ元素を差し引いたもの)が、数%以下のわずかな変化を受けただけで説明できる程度のものである(Togashi et al. 1992)。同位体組成は化学組成の比の変化に敏感であるため、これまで見えなかった不均一が見えてきて、これはこれで重要なのだが、“不均一”な側面が過大評価されている場合もあるので注意を要する。たとえば、DUPAL とよばれる地球規模のストロンチウムやネオジムなど同位体比のマンタルでの不均一(Hart, 1982)の場合にも、実際の値の変化範囲は限定されている。時間スケールにおいても、ネオジム同位体比の進化は上部マンタルの組成変化が極めて限定されたものであったことを示している(DePaolo, 1988, 第2図)。始生代のコマチアイトのHf同位体の最近のデータもマンタルの組成が始源的な性質を保持していることを示している(Gruau et al. 1990)。

主成分組成においても、上部マンタルを構成すると考えられているスピネルレルゾライトとガーネットレルゾライトは、SiO<sub>2</sub>で46±2%、MgOで44±4%、FeOで8±1%程度しか変化しない



第3図  
 マントル(レルゾライト)の主成分変化  
 Hawkesworth et al. (1990)による。  
 A：白亜紀キンパーライト中のスピネルレルゾライト  
 B：白亜紀キンパーライト中のガーネットレルゾライト  
 C：原生代キンパーライト中のガーネットレルゾライト  
 D：玄武岩中のガーネットレルゾライト

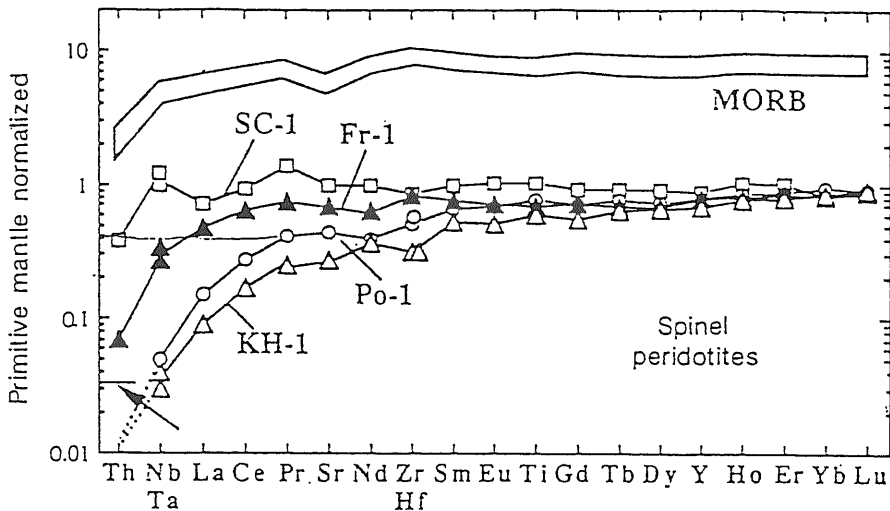
(Hawkesworth et al., 1990, 第3図)。イオン半径の大きい微量元素はオーダーで変化するが、重希土類元素は同程度であり(第4図, Jochum et al. 1989), 数%以下の部分溶融によって生じたマグマの部分溶融の程度のわずかの加減で多くの場合が説明できる(Togashi et al., 1992)。

不均一であると考えられている島弧のマントルさえも、ソレイトマグマから推定される起源マントルのNaやSrは均一であり、他のイソコンパティブル元素の不均一も最近の10億年に生じたもので、それ以前は均一であったと考えられる(Togashi et al., 1992, 第5図)。つまり、マントルはかなり“均

一”なのである。

このようなマントルの“均一性”とマグマオーシャンに対する解釈は次の3つである。1) マグマオーシャンは分化をせずに固結、2) マグマオーシャンは冷却時に分化したが、後にかくはんされて再均一化、3) マグマオーシャンが存在しなかった。これらについて検討してみよう。

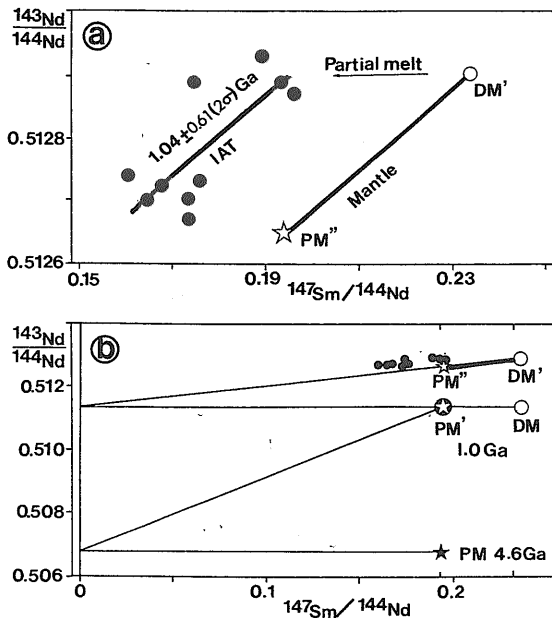
Takahashi and Scafe (1985)は、現在のマントルの液相線と固相線が近いという岩石溶融実験に基づいて、一度はほぼ全溶融した超マフィックマグマが分化をせずにそのまま冷却したと考えた。マグマオーシャンが固化するとき、Takahashi and Scarfe



第4図 マントルの微量元素組成(始源マントルに対する比)  
 Jochum et al. (1989)による。特に重希土類元素の一致は注目すべきである。軽希土類元素の差は少量のマグマが抜け出した残りのマントルならば可能。

(1985)の主張したように、リキダスとソリダスの温度差が小さければ、固液の分化は大きなスケールでは起きにくいかもしれない。しかし、Takahashi and Scarfe (1985)のモデルでは下から固化が生じており、リキダスとソリダスにわずかでも差があれば下部の固相から少量の液が絞り出される可能性がある。このような液は、インコンパティブル元素に著しく富んでおり、その移動は、ゾーンリファイニングに相当する効果をもち、化学的な層状構造を起こし得る。しかも、温度差がある限り、固化は順次生ずるわけであり、小さいスケールの分化は生ずると考えた方がよいであろう。

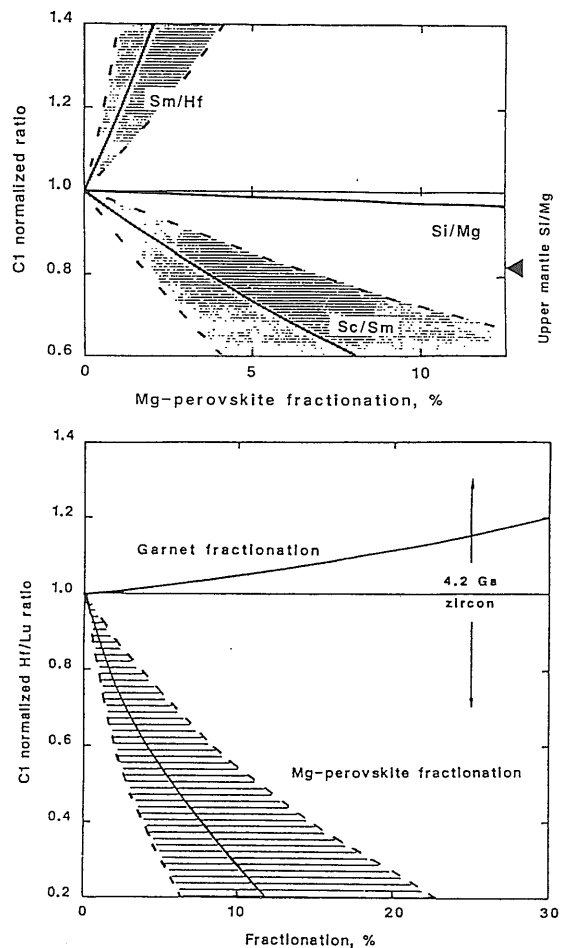
高圧の実験岩石学からは、マグマオーシャンの固化に際する鉱物の重力分化による層状構造は避けられそうもない(Kato et al. 1988, Ohtani, 1985)。Ohtani (1985)は、超高圧実験にもとづいて、マグマオーシャンの固化にともない生ずる鉱物の種類の



第 5 図 島弧の下のマンツルの長期にわたる進化モデル Togashi et al. (1992)に加筆。島弧の低アルカリソレイアイトは約10億年のマンツルアイソクロンを形成する (a 図)。これは b 図で示したように、地球の創世期に形成されたマンツル(PM)が組成を変えずに35億年経過して PM' となり、現在から10億年前に、わずかのマグマを失って枯渇マンツル(DM)となり、その枯渇量に応じて Nd 同位体に変化した(PM'-DM')マンツルを形成し、これが部分熔融して、図の左側にシフトしたと考えればよい。

違いとその浮き沈みによる成層構造を提案している。Kato et al. (1988)による高圧実験の結果、下部マンツルで晶出するはずのペロブスカイトの元素の分配から考えて、大規模な熔融が生じた証拠は現在の地球からは認められない(第6図)。これは大規模な熔融がなかったか、その結果生じた不均一性を完全に消去しリカバーするメカニズムあったかのどちらかである(Kato et al. 1988, Ohtani, 1985)。

再均一化で説明しようとする場合、均一なマンツルという観察と、実験岩石学から導かれる大規模な層状構造との矛盾を解決するためには、大規模に生じた層状構造をバラバラにして、マンツルノジュールのサイズまで再び均一にする程の旺盛なマンツル



第 6 図 高圧実験から予測されるマンツルの分化 Kato et al. (1988)による。マグマオーシャンから Mg ペロブスカイトが結晶分別すると、予測される Sm/Hf, Sc/Sm, Si/Mg, Hf/Lu 比は、マンツルの組成範囲に比べ著しく大きい。

対流と拡散が固相マントル中に生じなければならない。

しかし、シチューをちょっとやそつとかき混ぜただけではポターージュにはならない。異なった物質が完全な混合をするには、それぞれの物質を細かくする機械的なメカニズムとある程度の細かさに達した後相互の拡散が達成(拡散係数と時間に依存)されなければならない(McKenzie, 1986)。10億年に1度位で数回まわる対流ではかくはんはとても無理である。最近の混合モデルでも20億年たっても小さいスケールの不均一は残存する(Davies, 1990a)。地球の初期には旺盛な対流があったとしても、数10 km オーダーの不均一を数 cm まで均一化することが可能かといったスケールリングをしっかりとしたシミュレーションのモデルが欲しい。

結局、マagmaオーシャンはなかったのではないか。このことを追求するためには、マントルの均一性と不均一性が、時空と物質においてどのようなスケールにおいて生じているかを明らかにすることが必要である。その点で、火山岩はマントルの天然のサンプラーであり、マントルが対流していることを考慮すれば、マントルのかなり深部の物質の情報を伝えてくれ、大いに利用価値がある。大陸地殻の下には、少なくとも20億年位前の組成を保持したマントルがかなり普遍的に存在していることがわかっている。ならば、場所によっては45.5億年前の始源マントルが残っていてもいい(Togashi, et al. 1992, 第5図)のではないか。東北日本弧や伊豆弧では、一つの火山でマントル(数 km オーダー?)のわずかな不均一さを反映してマagmaの組成が変化する例がいくつも見つかっている(岩手, 富士, 伊豆大島)。しかも、その不均一は、地球の初期約35億年間保持された均一な始源マントルと、約10億年前の極少量のマagmaの損失により説明される(Togashi, et al. 1992, 第6図)。このように小さいスケールで長期にわたりマントルの始源的な組成を保持するためには、大規模なマagmaオーシャンはない方が都合がよい。それでは、他の状況証拠は証拠たり得るのか、その点について以下に述べる。

### 3. 熱 史

地球の熱史のモデルでは、地球の集積の時や中心

核の分離時の重力エネルギーが熱エネルギーに変換することや、短寿命の核種( $^{26}\text{Al}$  など)の放射壊変により、温度が上昇したとされる。もし、最高温度が1500度 K 位では、核の形成もままならない。一方、たとえば最高温度が3,000度 K に達するような高温では、けい酸塩相は、表層に近いところで、熔融層を形成するはずだ。どこまで、高温に達したかは、集積の速度、 $^{26}\text{Al}$  の量に加え、大気による保温効果の程度により大きく異なる。大気の影響は星雲ガスや微惑星衝突時の脱ガスの見積りに依存している。結論はモデルとして仮定した初期条件に大きく依存する(たとえば, Davies, 1990b)。一方、小惑星のような、小さな天体の熱源として、T-タウリ期の太陽風プラズマ流(いわば電子レンジのような加熱)なども考えられており、惑星の大きさだけを考慮すればいいというものでもない。熱源として熱史のモデルに制約を与えるには、何らかの観測事実で妥当な初期条件を限定することが不可欠である。

### 4. 中心核の形成

地球が一度は全地球的な熔融状態にあったのではないかと考えられている根拠の一つは中心核の存在である。地球の中心核の生成機構として、くっつき易く重い鉄隕石が初めに集積した後、石質隕石の集積が後に続くモデル(不均一集積説)や、石質隕石の集積物からの熔融分離(均一集積説)が考えられている。しかし、これから述べるように、熔融が全地球的な平衡状態で生じたわけではないようだ。

不均一集積説では中心核を生成するのに必ずしも全地球的な熔融状態は必要ない。表層熔融状態(マagmaオーシャン)を想定した場合、表層がどこまで深く融けるかは集積速度と熱放射の兼ね合いである。そのマagmaオーシャンも部分熔融の程度も変動が想定されている。この部分熔融程度の差は対流など地球物理的にも大きな意味を持つ(阿部, 1991)だけでなく、岩石学的にも重大な差である。部分熔融が10%ならマagmaオーシャンは玄武岩であり、50%ならコマチアイトである。Kato (1987)の相図に基づけば、もし最高温度が表層で1,500度 K、マントルと核の境界で2,500度 K 程度であれば、静的な条件下ではマントルは熔融できない。マントルが熔融できる条件は、マントル対流による高温のマ

トルの上昇, またはマントルダイアピルの上昇などによるダイナミックな条件下においてのみである。ダイアピルの50%の部分熔融ならば地球の初期に多いとされるコマチアイトの生成も可能である(高橋, 1991)。

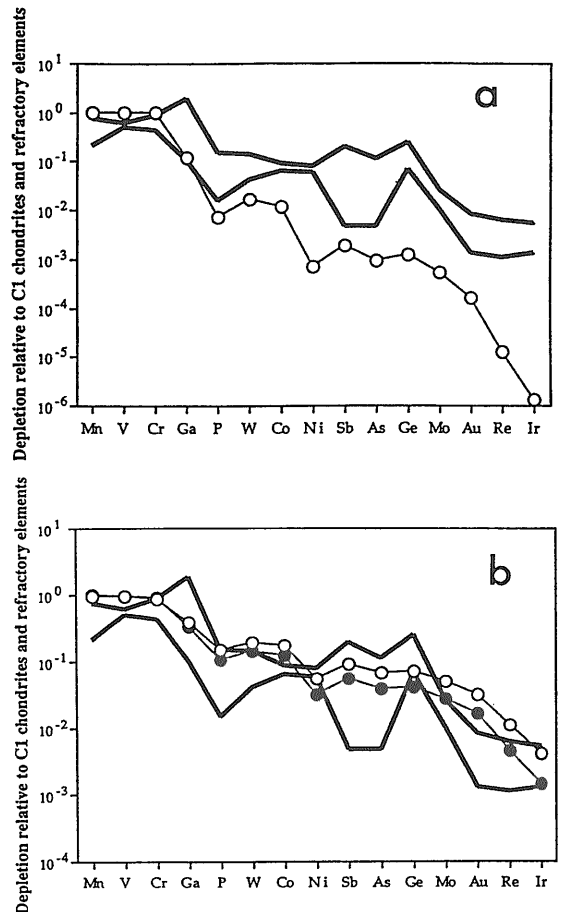
均一集積説の場合にも, マグマオーシャンと称するほどの熔融は必要不可欠ではない。中心核の生成に際し, メルト状のけい酸塩中をドロップ状の金属相メルトが沈下するのか, 固体または部分熔融状態のけい酸塩中を固体金属相が沈下するのか, 固体または部分熔融状態のけい酸塩中の粒界をメルトが浸透していくのか等さまざまなケースが考えられる。けい酸塩と金属相の融点の差は組成に大きく依存し, 特に金属相に硫黄が入った場合の融点降下は著しい。

本田・水谷(1990)は熔融分離した鉄を含む金属相は, けい酸塩の熔融層の底に沈み, その下のけい酸塩固相との重力の不安定により, 中心部のけい酸塩固相との劇的な入れ替わりが生ずると主張している。かれらによれば, このような大きな地温勾配を想定すると, 鉄を含む金属相は, 全地球的に熔融状態にあり, けい酸塩が固相をなす中心部では浸透流により, 金属相が中心部へ集積可能である。そのような条件下では, けい酸塩固相と熔融相の境界に, 金属相が形成できるかどうかは, 浸透流の浸透の速度と, けい酸塩の熔融層での金属相の分離速度の兼ね合いで決まる。金属相と中心部けい酸塩固相との入れ替わりは, けい酸塩固相の粘性に大きく依存している。このような全地球的な熔融状態で金属とけい酸塩の分離が生じたとすると, 金属-けい酸塩との元素の分配は平衡に近かったであろう。しかし, つぎに述べるように, マントルと中心核は平衡状態にはない。

Schmitt et al. (1989)の1気圧におけるNi-Mg-Feの玄武岩マグマとFe-Ni金属との平衡実験では $f_{O_2}$ が $10^{-8}$ から $10^{-12}$ の範囲で, Niの分配係数(けい酸塩/金属)は $10^{-3}$ から $10^{-4}$ である。一方, マントルのNiはおよそ4,000 ppmであり, 隕鉄中のNiは4-20%であり, その比は $10^{-2}$ より大きい。玄武岩はマントルより1桁濃度が低いので, その分を差し引いたとしても実験による分配係数と実際の値には, 差が1桁ある。石鉄隕石では共存するけい酸塩と金属の分配は, 平衡と考えられるパラサイ

トで $10^{-4}$ のオーダーであり, メソソデライトで $10^{-2}$ のオーダーで, やはりマントルと隕鉄の比より1桁以上低い。分配係数から予想される濃度よりも実際のマントル中の濃度が高い現象は, Niだけではなく, Pt, Au, Irのような元素でもみられる(Murthy, 1991, 第7図)。

この差を説明する可能性は1)隕鉄とは異なり, 地球のような大きな母天体では, 地下の高圧下あるいは高温下の分配係数が増加する, 2)核形成の際のけい酸塩と金属の分離が完全ではなかった, 3)核形成の後で隕石の衝突によるNiなどの親鉄性元素の添加があった, などである。



第7図 親鉄性元素の分配: マントル(けい酸塩) / C1 コンドライト

Murthy (1991)による。

実線は天然のマントルの値の範囲

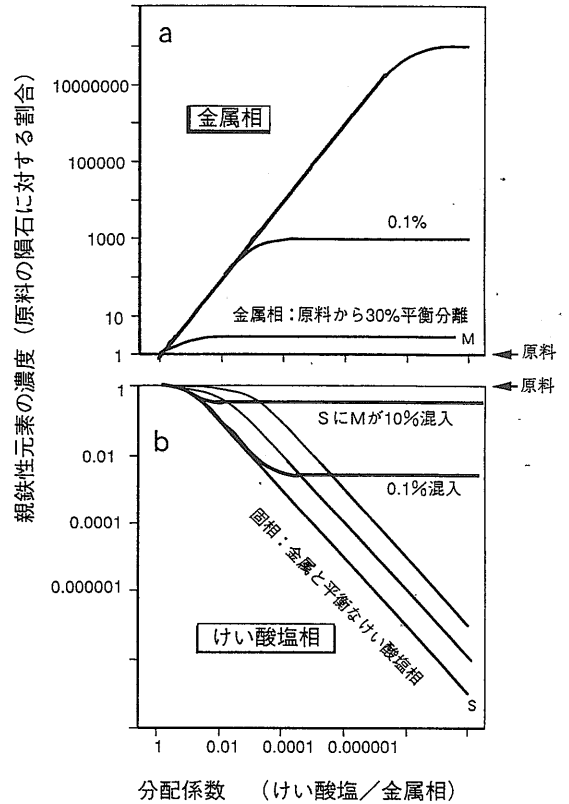
a 図の丸は1600 Kの分配係数による計算値

b 図の丸は3000 Kにおける分配係数にマントルでの分化を加味したモデル計算値

1)については東北大の大谷らを始めとして、実験岩石学的なアプローチが進められており(Ohtani and Yurimoto, 1992), 高压下での分配係数の変化が示唆されている。実験の端緒についたばかりであるが、今後の成果に期待したい。また、1,600度Kの低温の実験データを3,000-3,500度Kの高温に外挿すると、分配係数が大きくなるという主張(第7図, Murthy, 1991)もあるが、このような単純な外挿が成り立つか疑問を持っている人もいる。このような高温高压の実験では、実験そのものの先端技術が研究の進展の鍵となっている。酸素分圧の制御も大きな課題である。また、実験生成物の超微量元素の挙動を明らかにするためには、超高感度超精度の分析の技術の進展が不可欠である。これからの10年の発展がおおいに期待される分野である。

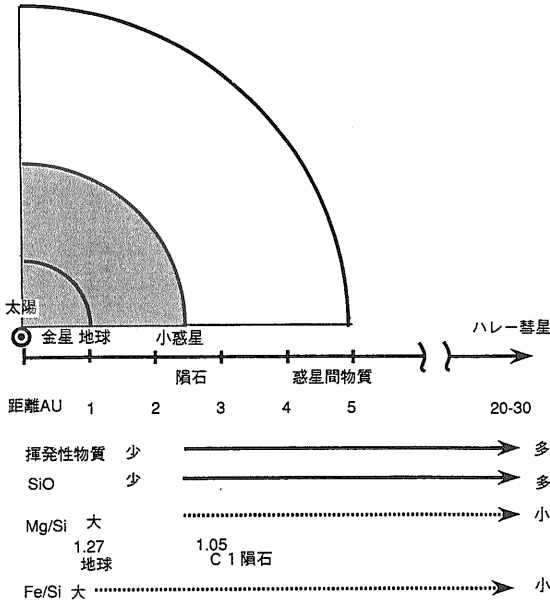
2)については、現在の上部マントルは酸化しており、このようなマントルは鉄-Ni合金のような金属とは共存しえない。従って、現在の上部マントルは中心核形成の際に生じたけい酸塩そのものではない。もし、中心核形成時にマントルからの金属の分離が不十分であり、後からの酸化によりけい酸塩中にとけてしまったと考えるとどうなるだろう。Ni濃度が4,000 ppmのマントルをつくるにはNi濃度が40,000 ppm (4%)の金属(隕鉄に含まれる程度)が10 wt%必要である。その場合、マントルの鉄は10%程度なのでそのほとんどが金属相起源ということになる。同様に、Pt, Au, Irといったすべての親鉄性元素は、マントルと金属相の比が一定の割合になるべきで、分配係数が $10^{-2}$ 以下の元素であるならば、相対的な差は生じないはずである(第8図)。つまり、そのような元素に対しては、原料がコンドライトならば、中心核の分離の際の金属相/マントルの量比は極端には小さくないので(第8a図)、金属相の不十分な分離では、マントルのコンドライトに対する濃集比も一定であるべきである(第8b図)。しかし、NiとAu, Re, Irにはコンドライトに対し、1桁以上の濃度差があり(Murthy, 1991, 第7図)、不十分な分離では説明しにくい。

3)の場合に、もしつけ加わったのがコンドライトであるならば、親鉄元素のマントルをコンドライト組成で規格化したときのパターンはフラットになるべきである。2)の場合と同様に、NiとAu, Ir, Reの濃度差は単純な付加では説明できない。なお、



第8図 けい酸塩相と金属相の元素分配の予想  
横軸は分配係数 けい酸塩相/金属相  
a 図の縦軸は金属相/C1 コンドライト  
金属相の割合がある程度以上になれば、分配係数の小さい元素間の濃集度に違いは生じない。  
b 図の縦軸はけい酸塩相/C1 コンドライト  
太線は平衡分配の後 10%および0.1%の金属相が混合した場合

Au, Ir, Reに限れば、0.1%程度の付加で説明できないことはないが、その場合にはこのような極端に低い濃度の均一性に関する何らかの説明が必要である。これら親鉄性元素の挙動の解明に大きな前進を与えるのは、天然の試料への同位体比によるアプローチである。たとえば、ICP質量分析法や陰イオン表面電離質量分析法の導入により、レニウム・オスミウムの同位体比の測定の精度が増し、中心核形成プロセスに直接的な制約を与えつつある(Hirata and Masuda, 1992, Shirey and Carlson, 1991)。たとえば、マントルのレニウム/オスミウム比は石質隕石と5%以内の変化しかしていない。これは、中心核の生成時にこれらの比がほとんど変化していない、つまり、 $10^{-4}$ というオーダーで分配係数が



第9図 太陽からの距離に応じた化学帯状構造 Ringwood (1989)を概念的に示したもの

一致していたのか、マントル中の比を後からコンドライトの値に戻す何らかのプロセスがあったかのどちらかである。

中心核の形成を考える上で忘れてはならないことがある。それは、地球の原料は必ずしも C1 コンドライトではないということである(第9図)。惑星の金属核が惑星全体に占める割合は、惑星ごとに異なり、太陽に近い水星がもっとも大きい。地球の場合にも、C1 コンドライトに比べると、Fe/Siが明らかに高い。つまり、均一説の場合でも、その組成はC1 コンドライトではない。同様のことはMg/Si比にもいえる。地球の上部マントルのMg/Siが1.27でC1 コンドライトの1.05より大きい(Ringwood, 1989)。下部マントルがSiに富んでいるのではないかという可能性はKato et al. (1988)の実験では、否定されており、地球全体のMg/Si比がC1 コンドライトより大きい可能性が強い。Ringwood (1989)は太陽系の内側ほどMg/Si比が大きくなり、揮発性元素に乏しくなるので、太陽系では太陽からの距離に応じて揮発性の程度によるコントロールされた化学組成ゾーニングがあると考えている。従って、惑星探査により太陽系の形成進化の解明を行う中で、地球形成過程を位置づけなければならない。また、地球の原料としての隕石という立場

での研究も必要になるであろう。

### 5. 月のマグマオーシャン

月にはマグマオーシャンが存在したとされてる(たとえば, Shervais and Taylor, 1986)。月は、地球に比べ、質量が80分の1、密度も3.34と小さい。しかも、大気は存在しない。K, U, Thにも乏しいので、放射壊変による熱の供給も、地球にくらべ小さかったはずである。従って、月における熱の生産や、大気による保温などというものは、地球とは比べものにならないほど小さいであろう。

そのような月でさえマグマオーシャンが存在したのだから、地球でマグマオーシャンがなかったはずはないとの考えが信じられるようになった。しかし、ほんとうに月にはマグマオーシャンがあったのだろうか。

月のマグマオーシャンは次のように提起された。月の海の玄武岩のREEパターンにEuの負の異常が観察された(第10図)。初めは、還元条件での玄武岩からの斜長石の結晶分化によるものと考えられた。ところが、岩石の溶融実験を行うと、月の海の玄武岩のリキダス付近には斜長石がでてこない(Ringwood and Essene, 1970)。そこで、Euの負の異常は結晶分化ではなく、源岩であるマントルの性質に由来しているということになった。Euの負の異常を示すマントルと相補的な関係にあるのが、Euに正の異常を示す高地の斜長岩であった。結局は、月には超マフィック組成のマグマオーシャンが存在し、地殻生成の際に地殻中にEuの正の異常を生じたため、その残り部分に負の異常が生じたと考えられるに至った。

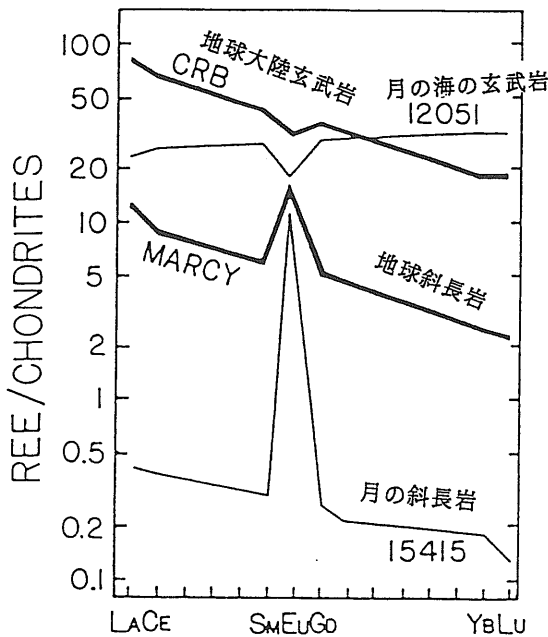
高地の岩石は、Na/(Na+Ca)比とMg/(Mg+Fe)で、2つの系列が認められる(Warren and Wasson, 1980, 第11図)。主な系列はNa/(Na+Ca)比が増加するにつれ、Mg/(Mg+Fe)比が減少する。このような変化は、マグマの結晶分化作用で普通にみられる。Na/(Na+Ca)比の増加とともにGa/Al比やEu/Alも増加し、結晶分化作用と調和的である。この系列は、マグマオーシャンよりも若く、マグマオーシャンに引き続く火成作用の産物とされた。もう一つの系列は、Mg/(Mg+Fe)比の小さい範囲で変化する斜長岩(FANとよばれ



る)である。これは、相変わらずマグマオーシャンの産物とされた。これに対し、Warren (1986)は主な系列でMg/(Mg+Fe)比が大きくても、斜長石が生ずるのは、斜長岩を混染したためであるという主張をした。

それでは、斜長岩はマグマオーシャンの証拠かということを検討してみよう。結論をさきにいえば、斜長岩をつくるのに、マグマオーシャンは必要ではない。したがって、斜長岩はマグマオーシャンの証拠にはならない。

まず、地球の斜長岩から考えてみよう。人類が手にした地球の最古の石は堆積岩起源の変成岩であって、斜長岩ではない。堆積岩は液体の水が必要で、このときまでに地球はマグマオーシャンのステージを終了していたはずだ。地球の斜長岩は、マグマオーシャンが存在したと考えられている時代に比べてずっと若い。地球の斜長岩は始生代の斜長岩、原生代の斜長岩、層状岩体の上部の斜長岩の3つのタイプに分けられている。若い時代の斜長石の存在は、斜長岩があるからといって、マグマオーシャンがあったという決め手にはならないことを示している。



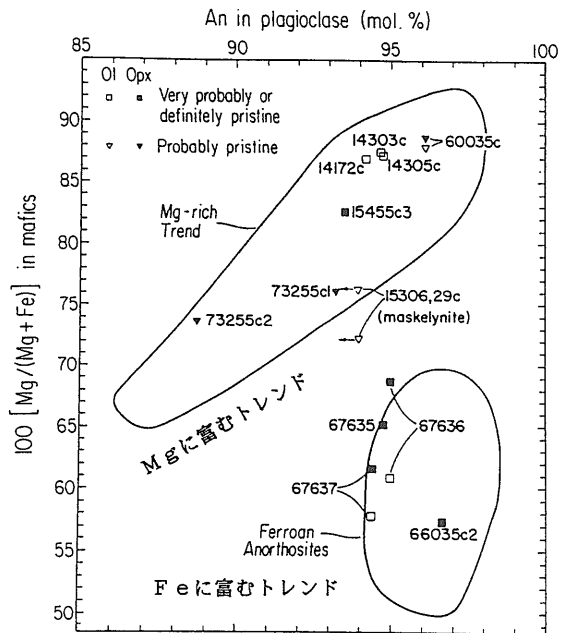
第10図 月と地球の玄武岩と斜長岩の希土類元素パターン Walker (1983)に加筆

1994年1月号

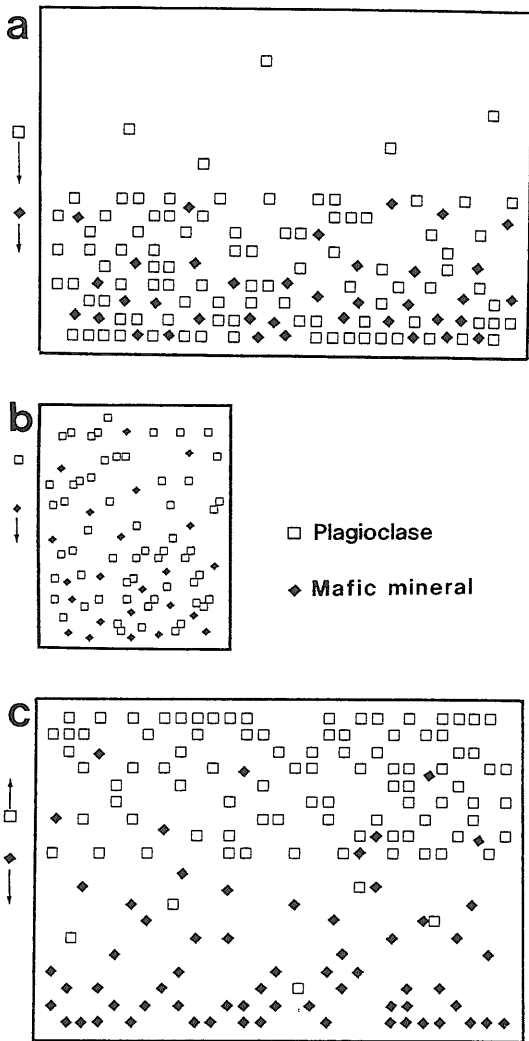
さらに重要な点は斜長岩は超マフィックマグマから直接は生じないことだ。地球で斜長石の浮上が観察されるケースは伊豆大島(Nakano and Yamamoto, 1990)のように鉄に富み、水の量が1%以下のソレライトの貫入岩体や火山のマグマだまりである。

斜長石浮上の条件を考えてみよう(第12図)。現在、地表に噴出した玄武岩溶岩は、溶岩流の規模では急冷固結する。地表に噴出してからは、石基鉱物の晶出はあっても、班晶鉱物は成長しないし、ましてや、斜長石が浮上する余裕などない。キラウエアの溶岩湖(Helz et al., 1989)で観察されるように、大量にたまった場合はどうか。この場合も、固化は上部と下部から進行し、地表には急冷の皮ができ、成長する。軽い分化物は、皮の下に集積し、地表には現れない。

斜長石がマグマの中を浮上するには、マグマとの比重の差が必要である。マグマが水に富むと、比重が低下し斜長石は浮上しない。水と平衡にあるような玄武岩マグマから、斜長石は浮上しにくい。むしろこのようなマグマからは、分化により酸性岩ができるはずである。



第11図 月の2種類の斜長岩 Warren and Wasson (1980)に加筆 横軸は斜長石の組成(An mol%) 縦軸は共存するマフィック鉱物の組成(mg値)



第12図 マグマだまりでの斜長石とマフィック鉱物の浮き沈み  
 富樫ほか(1991)による  
 a : 斜長石とマフィック鉱物がともに沈む。  
 斜長石とマフィック鉱物が共存する。  
 b : 小さいマグマだまりで斜長石は取り残され、マフィック鉱物は沈む。ニュートン流体でない場合の粒度効果によるもので斜長石の濃集度の上限がある(富士山の例)。  
 c : 斜長石が浮き、マフィック鉱物が沈む。斜長石の濃集に上限がない。マフィック鉱物は間隙のマグマから晶出。  
 a, b, c いずれの場合にもマグマより斜長石に富んだ部分が生じ得る。

たとえ、マグマの比重が大きくてもその差は小さい場合は、マグマがニュートン流体でないために、斜長石が浮上するためには、ある大きさ以上に成長

する必要がある。班晶サイズの斜長石の成長のためには、冷却速度は遅くなくてはならない(富樫ほか, 1991)。

以上のような、条件を考えると表面が全溶融したマグマオーシャンは必要ではなく、むしろ玄武岩マグマを生成する程度の部分溶融層が存在すれば十分である。初期には玄武岩が噴出固結し、玄武岩質の地殻を形成し、その後に、地殻中に滞留した層状岩体の分化により斜長岩が生成され、ほぼ固体状態の塊として浮上したと考えればよい。

超マフィックな組成のマグマオーシャンから、月の高地で発見されるトロクトライト(主にかんらん石と斜長石からなる)をつくるには、60-90%の集積岩の上部に生じた残りの40-10%の残液を考えなければならない(Warren and Wasson, 1979)。たとえば、Longhi (1978)の想定したマグマオーシャン組成では、深さが360 km から出発し、下部からかんらん石が結晶化し、その集積相が150 km に達した時点で、かんらん石に加え、斜長石が晶出するようになる。つまり、月のマグマオーシャンは、少なくとも斜長岩を形成する段階では玄武岩であって、超マフィックマグマではない。しかも、このように大量の玄武岩を生じた残りのマントルは著しくインコンパティブル元素に乏しくなり、後に海の玄武岩を生ずる能力は失うと考えられる。

高地の岩石の性質が明らかになるにつれ、マグマオーシャンの存在については疑問を持つ人もでてきている(Longhi and Ashhall, 1986)。高地は斜長岩というよりは斜長石に富むノーライトまたはガブロであり、マグマより重いマフィック鉱物と共存している。このような岩石は、地球ではマグマだまりの下部の集積岩として存在している。つまり、高地の岩石は、地下浅所に生じた玄武岩マグマだまりにおいて晶出・濃集し、固体貫入で地表に達したとしても説明できる。しかも、岩石は変化に~~ず~~、Euの異常も必ずあるわけではない。また、月の海の玄武岩のEuの負の異常は斜長石を分別した分化マグマと未分化マグマの混合を考えれば岩石溶融実験と矛盾しないという(Walker, 1983)。

このように月のマグマオーシャン説そのものに疑問が抱かれている現在、これを地球のマグマオーシャンの根拠にするのは早計であろう。

その点で、月の高地の成因を追求することは、地

球の歴史の解明にとっても重要性を増しつつある。ところが、月の高地について私たちの知ることのできる知識はアポロの時代から増加していない。これまで人類が一度も到達していない月の裏側の高地地殻の詳細な研究をすることは、データ中継衛星が必要だという困難を越えても、近い将来の重要な課題となる。

高地に限らず、人類が手にした試料はアポロが6カ所、ルナが3カ所にすぎない。もう一つの情報源は月から来た隕石であるが、これもわずかである。リモートセンシングのデータから、これらの試料が月の代表とはいえないことが示されている。再び、人類が月の探査に目を向け、月面ローバーによる現地分析、さまざまな産状の多様な岩石のサンプルリターンとその精密な科学研究、詳細なリモートセンシングなど、20年前とは数段に発達した科学技術を駆使することにより、月の成因だけでなく、初期の地球や太陽系惑星の形成過程を明らかにすることができる。

## 6. 惑星探査のめざすもの

人類が宇宙活動を拡大する際には、月や小惑星などの宇宙物質の資源評価や探査が不可欠となる。宇宙における資源とはヘリウム3のように地上にもって帰って使用するものだけでなく、月面基地に必要な水や資材、燃料なども含む。さらには、宇宙物質環境における、超高温、真空、無重力、超圧力、放射線、太陽風などの環境下で生成された新物質は、新たな資源としての可能性を秘めている。このような資源の探査を行うためには、惑星としてのなりたちのプロセスを知ることが不可欠である。本稿で述べたような地球や隕石を対象として築き上げられた地球科学的手法を基礎に、今後の惑星探査に積極的に取り組む必要があるだろう。宇宙開発事業団は現在、H II ロケットによる月面車(ローバー)計画の調査研究を進めており、この計画に共同できれば、日本は宇宙開発の重要な一歩を踏み出すことができよう。

宇宙における物質の探査では、リモートセンシング、惑星表面のローバー探査、サンプルリターンによる精密分析を、互いに補いあう形で進めなければならない。

リモートセンシングにより、詳細な地形や、広域の化学・鉱物情報を取得し、これに基づいてローバー探査を行う。ローバーによる現地観測の結果、リモートセンシングの精度が向上する。一方、ローバーにより、広域の化学・鉱物分布が明らかになり、地質学的なプロセスが解明される。しかし、ローバーによる観測は、搭載重量や電源の制約があり、精密分析を目的としたサンプルリターンも不可欠となる。ローバーにより明らかにされた地質学的な背景に基づいて、採取された試料を地球に持ち帰り、年代測定や同位体測定を精密に行うことにより、惑星における物質の形成進化プロセスが解明される。

地質調査所はこれまでの地球を対象として開発された、地質学、リモートセンシング、岩石・鉱物の年代・化学分析技術を保有しており、これを最大限に生かして、宇宙探査ミッションに貢献すべきである。

謝辞：本稿は、地質調査所所内シーズ研究「惑星探査ミッションの研究」報告書に書かれたものを加筆修正したものである。報告書編集の労をとられた山口 靖氏に感謝する。また、本稿を執筆するにあたり、中心核については平田岳史氏と田中 剛氏、マントルの不均一については中村光一氏、惑星探査については古宇田亮一氏との議論が大変参考になった。記して感謝する。

### 参考文献

- 阿部 豊(1991)：原始マントルの分化過程—モデルアプローチ—, 鉱物学雑誌, **20**, 201-208.
- Davies, G. F. (1990a) : Mantle plumes, mantle stirring and hot-spot chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* **99**, 94-109.
- Davies, G. F. (1990b) : Heat and Mass transport in the earth in "Origin of the Earth", eds. Newsom, H. E. and Jones, J. H. Oxford Univ. Press. New York, 175-194.
- DePaolo, D. J. (1988) : Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer-Verlag, pp187.
- 藤井直之(1985)：マagma・オーシャン—月と地球。形成期の地球—シリケート・メルト海洋学, 月刊地球1985-10, 610-615.
- 藤巻宏和(1985)：地球は集積後溶融したか? 月刊地球, **8**, 6-13.
- Gruau, G. Chauvel, C., Arndt, N. T. and Cornichet, J. (1990) : Aluminium depletion in Komatiites and garnet fractionation in the early Archean mantle: Hafnium isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3095-3101.
- Hart, S. R. (1988) Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **90**, 273-296.
- Hawkesworth, C. J., Kempton, P. D., Rogers, N. W., Ellam, R. M. and van Calstern, P. W. (1990) : Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment process in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 256-268.

- Heiken, G. Vaniman, D. and French, B. M. (1991) : Lunar source-book, pp. 736. Cambridge Univ. Press.
- Helz, R. T., Kirschebaum, H. and Marionenko, J. W. (1989) : Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake, Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 578-594.
- Hirata, T. and Masuda, A. (1992) : Rhenium and osmium systematics on iron and stony iron meteorites. *Meteoritics*, **27**, 568-575.
- 本田理恵・水谷 仁(1990) : 初期地球の深部環境, 月刊地球, **12**, 697-701.
- Jochum, K. P., McDonough, W. F., Palme, H. and Spettel, B. (1980) : Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths. *Nature*, **286**, 548-550.
- Kato, T., Ringwood, A. E. and Irifune, T. (1988) : Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids : constraints on early differentiation of the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **89**, 123-145.
- 久城育夫・武田 弘・水谷 仁(1984) : 月の科学, 岩波書店 pp231.
- Longhi, J. (1977) : Magma oceanography 2: Chemical evolution and crust formation, *Proc. Lunar Sci. Conf.* 8th, 601-621.
- Longhi, J. and Ashhall, L. D. (1986) : Two-stage models for lunar and terrestrial anorthosites; Petrogenesis without magma ocean. *Jour. Geophysic. Res.* **90**, Suppl. C571-C584.
- McKenzie, D. (1986) : Mantle mixing still a mystery. *Nature*, **323**, 297-320.
- Murthy, V. R. (1991) : Early differentiation of the Earth and the problem of mantle siderophile elements: a new approach. *Science* **253**, 303-306.
- Nakano, S. and Yamamoto (1991) : Chemical variations of magmas at Izu-Oshima Volcano, Japan: Plagioclase-controlled and differentiated magmas. *Bull. Volc.* **53**, 112-120.
- Newsom, H. E. and Palme, H. (1984) : The depletion of siderophile elements in the Earth's mantle: New evidence from molybdenum and tungsten. *Earth Planet. Sci. Lett.* **69**, 354-364.
- Newsom, H. E. (1990) : Accretion and core formation in the earth: evidence from siderophile elements, in "Origin of the earth", eds. Newsom, H. E. and Jones, J. H. Oxford Univ. Press. New York, 375pp.
- Ohtani, E. (1985) : The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. Melting temperature distribution and fractionation in the lower mantle, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **38**, 70-80.
- 大谷栄治(1991) : 地球の分化過程と内部構造, 鉱物学雑誌, **20**, 209-216.
- Ohtani, E. and Yurimoto, N. (1991) : Terrestrial magma ocean and core segregation in the earth. Agee, C. B. ed. 'Workshop on the physics and chemistry of magma ocean from 1 bar to 4 Mbar', 44-45.
- Ringwood, A. E. (1989) : Significance of the terrestrial Mg/Si ratio. *Earth Planet. Sci. Lett.* **95**, 1-7.
- Ringwood, A. E. and Essene, E. J. (1970) : Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the moon, *Proc. Apollo 11 lunar Sci. Conf.* 769-799.
- Schmitt, W., Palme, H. and Wänke, H. (1989) : Experimental determination of metal/silicate partition coefficients for P, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and some implications for the early evolution of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 173-185.
- Shervais, J. W. and Taylor, L. A. (1986) : Petrologic constraints on the origin of the moon. in Hartman, W. K., Phillips, R. J., and Taylor G. J. eds. (1986) "Origin of the Moon". Lunar and Planetary Institute, Houston. 781pp.
- Shirey, S. and Carlson, R. W. (1991) : The Re-Os isotopic system: New applications in geochemistry at DTM. *Carnegie Institution Year Book* 90. 58-71.
- Takahashi, E. and Scarfe, C. M. (1985) : Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of Komatiite, *Nature*, **315**, 566-568.
- 高橋栄一(1991) : マントルの化学的不均質構造, 地震第2集, **44**, 217-232.
- Taylor, G. J. and Norman, M. D. (1991) : Evidence for magma-oceans on asteroids, the moon, and earth. Agee, C. B. ed. 'Workshop on the physics and chemistry of magma oceans from 1 bar to 4 Mbar', 58-65.
- 富樫茂子・宮地直道・山崎晴雄(1991) : 新富士火山初期の大きなソレライトマグマだまりにおける結晶分化. 火山第2集, **36**, 269-280.
- 富樫茂子(1992) : 地球にマグマオーシャンは存在したのか?, 惑星地質ニュース, **4**, 29-31.
- Togashi, S., Tanaka, T., Yoshida, T., Ishikawa, K., Fujinawa, A. and Kurasawa H. (1992) : Trace elements and Nd-Sr isotopes of island arc tholeiites from frontal arc of Northeast Japan. *Geochem. Jour.* **26**, 261-277.
- Walker, D. (1983) : Lunar and terrestrial formation, *Jour. Geophysic. Res.* **88**, Suppl. B17-B25.
- Warner, J. L., Simonds, C. H. and Phinney, W. C. (1976) : Genetic distinction between anorthosites and Mg-rich plutonic rocks: new data from 76255, *Lunar Sci.* **VII**, 915-917.
- Warren, P. H. and Wasson, J. T. (1979) : Effect of pressure on the crystallization of a 'chondritic' magma ocean and implications for the bulk composition of the Moon, *Proc. Lunar Conf.* 10th, 2051-2083.
- Warren, P. H. (1986) : Anorthosite assimilation and the origin of the Mg/Fe-related bimodality of pristine Moon rocks: Support for the magmashere hypothesis, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 16th in *Jour. Geophys. Res.*, **91**, D331-D343.
- Warren, P. H. and Wasson, J. T. (1980) : Further foraging for pristine nonmare rocks: Correlations between geochemistry and longitude. *Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf.* 11th, 431-470.
- Wilhelms, D. E. (1987) : The geologic history of the moon, USGS Prof. Pap. 1348.
- 山口 靖編(1993) : 惑星地質ミッションの研究, 地質調査所所内シリーズ研究. 地質調査所研究資料 No. 185. pp127.
- 
- TOGASHI Shigeko (1994) : Were there magma oceans ? : Planetary prospection for origin of planets in the solar system.
- 

〈受付 : 1993年 6月18日〉