

月の地質学

⑨

小森長生

29. 月の熱史の基礎

前回にも述べたように 月における火山活動の歴史を解明するしごとと 月の熱的歴史を解明するしごとと 密接な関係をもっている。そしてそれがゆえに 月の熱史は いままでにも多くの人がとの関心をひき いくつかの研究が発表されてきた。本稿では まず月の熱史についての代表的な研究を紹介することからはじめることにしよう。

月の熱史について研究してきた人々には H. C. Urey (1952 1957 1962) G. J. F. MacDonald (1959 1961 1962) B. J. Levin (1962) Z. Kopal (1962) S. V. Maeva (1964) R. A. Phinney & D. L. Anderson (1965) らがある。彼らの研究にどれも共通していることは 月の内部の温度状態は基本的に 月がつくられたときの初期温度条件と 月内部の放射能熱源の量と分布によってきまる ということである。たとえば MacDonald (1961 1962) の計算によると 月がコンドライト質物質でできており 放射能熱源が 月の内部に均等に分布していると仮定すれば (この仮定は それほど事実と矛盾するものではないと彼は考えた) 初期温度が低くとも 45億年のうちには 月の内部で 十分に溶融がおこったであろうという。たとえば 初期温度 0°C の cold moon のばあいでも 30億年後にはすべての鉄は 1700km の深さで溶けるであろう。初期温度 600°C の warm moon では これが16億年後にはじまり そのすぐあとにまた 500km の深さでも溶けはじめるだろうということになった。

また Levin (1962) も同じような計算をおこない 月の内部は 生成から15~20億年のうちに 表面から 300~500km 以深は 溶けた状態になるだろうと考えた。

このようないくつかの考察が発表されたあと P. E. Fricker・R. T. Reynolds・A. L. Summers (1967) らの 月の熱史についての詳細な計算と考察が発表された*。ここではこれから おもに この新しい3人の考察結果にもとづいて 月の熱史をたどってゆくことにしたいと思う。

*アポロ11・12号の持ち帰った岩石についてのデータが得られている今日では この考察は多少古いきらいがないでもない。しかし いまのところは最もよくまとまった考察の1つと考えられるので まずそれをながめておく必要があると思う。ア

ポロの資料にもとづく新しい考察も いずれ発表されるであろう。

月の熱史の計算において 彼らは つぎのものが必要不可欠の要素であると考えた。すなわち 放射性熱源の量 初期温度分布 月内部における溶融温度 放射性物質の分化をコントロールするファクター などである。

まず 放射性元素の量であるが 月の球体の形成後とあらゆる半減期のみじかい放射性元素の減少後は 内部における加熱過程は 必然的に 寿命の長い放射性元素によって生みだされたエネルギーでもってまかなわれてきた。そして 放射性元素の崩壊によって生まれた熱に比較して 潮汐まさつによる熱は 月においては無視しうるほど少なかった と彼らは考えた。

月の内部における主要な放射性元素である U Th K の量は 月の物質とよく似ていると思われる隕石や 地球上の岩石のなかのそれらの量から 推定することができる。これについては 2つのモデルが考えられた。1つは 先にも述べたように MacDonald らによるコンドライトモデルである。しかし近年になって コンドライトモデルは批判視されるようになった。一例をあげると コンドライトでは K/U 比が約 8×10^4 であるのに対し 地球上の種々の火成岩のグループでは K/U 比は約 1×10^4 である。またこれらの岩石グループは Th/U 比が約3.7と きわめてよく一致している。したがって 地球上の岩石は コンドライトよりも U や Th の濃集度がより高く Kの量はより低い。そこで彼らは コンドライトモデルを改良して より地球の岩石グループに近いモデルを 計算の基礎にする方法をとったのである。

つぎは 初期温度分布 である。この「初期温度」というのは 惑星体の形成完了時における 惑星体内部の温度場 (temperature field) をいみする。この温度分布は 凝集過程において生み出された総熱エネルギーを保持しつづける月の各部分からなりたっている。衝突エネルギー 圧縮エネルギー 寿命のみじかい放射性元素による熱の3つが 初期熱エネルギーの考えられる主要な源である。凝集過程のあいだに生み出された衝突エネルギーと圧縮エネルギーの量は 月の大きさの

物体では地球よりもずっと小さいのである。重力ポテンシャルエネルギーの計算によって見積もられた衝突エネルギーの総量は地球では約 4×10^4 J/g であるが月ではたった約 1.7×10^6 J/g である。このエネルギーのほとんどは凝集しつつある月の表面から放射によって失われたであろうから凝集エネルギーの熱への転換による溶融はそれほどはっきりした規模ではおこらなかったであろうと考えられる。

短寿命の放射性同位元素の崩壊による加熱はもしこれらの元素の形成と月の凝集とのあいだの時間の間隔がそれらの半減期にくらべて短かかったならば重要であるかもしれない。これらのことをいろいろ考えて数百℃のオーダーの初期温度は合理的のように思われる。惑星状天体が固体物質として凝集したという広く受け入れられている考えをもとにして固体の月の初期温度の幅 (range) が計算のために考えられたのである。また計算のための月の形成から現在までの時間は45億年という値がとられた。これについては地球や隕石はこの値よりいくぶん長い時間を考えてもよいであろうし月も同じように考えてよいかもしれないと Fricker らはいつている。たとえば46億年という時間を考えてみると最初の1億年分の温度上昇は地球モデルで82℃、コンドライトモデルで107℃にたつのであるという*。

*アポロ11号の持ち帰った岩石の年令測定により月の年令は45億年をかなり上まわりそうである。この点についても今後の新しいデータにもとづいた検討が必要になってくるであろう。

3ばん目は溶融温度である。地球内部が高い圧力状態を有しているのに対して月の内部での圧力は0~50kbの幅である。これは溶融温度の実験的研究が可能な圧力幅である。珪酸塩岩石と鉱物の実験的にきめられた溶融曲線との比較によって月が主として珪酸塩からできていることを証明するのが可能である。

0~50kbでの溶融曲線の実験的決定によると enstatite は1557°~1970℃ forsterite は1898°~2140℃のあいだの比較的高い溶融温度を示している。これらの純粋なマグネシウム珪酸塩と比較して diopside と albite はより低い温度はんで溶ける (diopside は1気圧での1392℃から50kbでの1875℃まで albite は1118℃から33kbでの1425℃まで)。これらの溶融曲線の dT/dP 勾配は $4.77^\circ/\text{kb}$ から $15^\circ/\text{kb}$ のはんで低い圧力のうちは急激に上昇するがその後は平坦になってゆく傾向がある。鉄の溶融曲線では実験データによると $2.85^\circ/\text{kb}$ の勾配を示している。

これらのデータは多成分系での溶融温度は単一成

分におけるそれよりも一般的に低いことを示している。地球上の塩基性岩の溶融温度についての情報は限られている。basalt-eclogite 系の溶融関係は1bar~30kbのはんいのあいだで Yoder と Tilley によって研究された。彼らは溶融のようすから basalts と eclogites は garnet-peridotite のようなより本源的な岩石の部分溶融によってできると結論した。したがってこのような本源的な岩石の中で basalt と eclogite は本源物質よりもより低い温度で溶けることが可能である。これに関連して peridotite の合成混合物の1気圧における1250℃という初期溶融点は basalt のそれよりも高いということは興味がある。そこで Lowman は月物質の溶融曲線において1250℃という初期温度をえらんだ。Levin は月物質の初期溶融温度は1100℃で約 $4^\circ/\text{kb}$ の平均 dT/dP 勾配でもって1400℃で完全溶融すると考えた。これらのデータを基礎にして basalt-eclogite 系の溶融温度と diopside の溶融曲線のあいだの領域によこたわる月全体の溶融曲線が計算によって組立てられたのである(第1図参照)。この溶融曲線は原始の分化していない月物質についてのもので表面における1350℃の溶融温度と $6^\circ/\text{kb}$ の標準勾配によって特徴づけられている。月の内部では圧力の増大にかかわらず密度は一定であると考ええると溶融温度は深さの関数としてあらわされることになる。

さてもう一つ放射性物質の分別の問題がある。一般に月においておこりうる分化の方向についての情報ととくに放射性物質の分別についての情報は隕石や地球のそれと比較することによって得られる。これらの天体においては放射性物質の分別はおこっている。いくつかの隕石の種類の中でも鉄隕石は放射性物質がもっとも失なわれているものである。これに対しあるエイコンドライトでは U と Th の濃集度はコンドライトの10倍も高い。大きなイオン半径によって特徴づけられる U Th K といった放射性元素はそれらがかたくつまったマンツルの珪酸格子には入ることができないために地球ではいちじるしく上方へ濃集しているのだということがすでに Goldschmidt や Taylor によって指摘されている。

地球の外層部の月の内部に匹敵する圧力環境のところでは放射性元素を受けつけないかたくつまった珪酸塩構造は pyroxene や olivine のような鉱物を含んでいる。Birch によれば地球の分化は部分溶融によって説明しうる。彼は放射性物質の再配列は一定の規模での対流熱輸送とともに地球の部分溶融地域にさらに温度上昇をもたらす必然的に完全溶融をもたら

したと考えたのである。

放射性元素の再配列の過程は放射性物質の移動の割合の条件と溶融によっておこされた地域の放射能の消失の割合によってあらわすことができる。地球において地かくの岩石に放射性元素がいちじるしく濃集しているという事実は地球がもっともよく溶けたときに比較的速い速度でこれらの物質が上方へ移動したことを示している。Lowman は溶けた物質のこのような効果的な動きは月においてもおこったであろうと結論した。地球における放射性元素の上方への濃集はマントルにおける放射能の高度の消失をいみする。上部マントルを構成する物質と思われる peridotites においてはあるサンプルではUの濃集度は0.006ppm Kの濃集度は10ppmと測定されている。すなわちこれらの超塩基性岩はコンドライトのUの2分の1地球上の岩石のUの5分の1の濃度しかないである。またKの量はもっと少ないのである。このような地球の上層部における放射性元素の分化のようすから月の内部でも溶融の結果放射性物質が極度に少なくなっているだろうことが想像されるのである。

以上が Fricker らによる月の熱史を計算するうえでの基礎となる諸ファクターの概観である。

30. 月の熱史モデルの発展(熱的進化)

前節にあげた諸要素を基礎として Fricker らは月の熱史についてのいくつかの理論的モデルをつかった。つきにはそれらを見てゆくことにしよう。

まず固い月におけるいろいろな初期条件についての熱的計算の結果が第1図に示されている。月内部の温度場における溶融の効果はモデル1(第2図)に示されている。溶融帯において十分溶けた状態で対流によって熱輸送がおこなわれた結果はモデル2(第3図)に示されている。放射性物質の均質な分布によ

て特徴づけられるこれらの標準的なモデルにもとづいて時間とともに放射性元素の再配列による溶融効果と分化がどうすすめられたかの結果はモデル3~8(第4図から第9図)に示されている。

溶融の効果

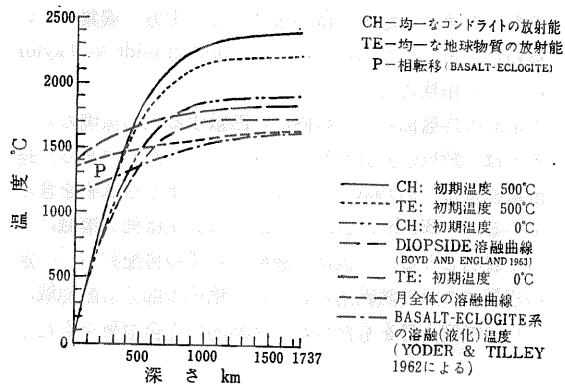
第1図は固体の月において溶融の効果を考えに入れなければあいの温度分布を示したものである。初期温度が0°Cのときは標準的なコンドライトモデルと標準的な地球モデルでの温度は45億年後にはふつうの珪酸塩物質の溶融温度をしのぐようになる。初期温度が500°Cのコンドライトまたは地球モデルでは内部温度は enstatite や forsterite のような高い溶融温度をもつマグネシウム珪酸塩の溶融温度をおいこす。計算の結果は部分溶融は初期の cold moon においてさえおこったであろうことを示している。

モデル1(第2図)は溶融モデルである。計算のためにここでは溶融は与えられた圧力に対しては一定の温度でおこると考えてある。また部分溶融地域においては溶融温度における溶融過程は完全ではない。

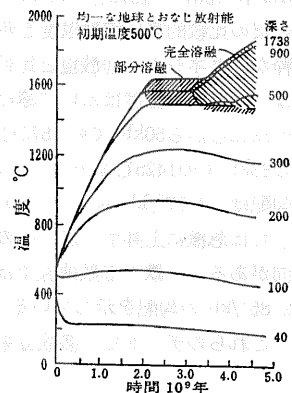
モデル1は月が初期温度500°Cで出発し地球と同じような放射性元素をもっているときの温度分布における溶融の効果を示している。部分溶融は20億年後と45億年後におこっており完全溶融の地域は1260kmより内部のところである。最深部での温度は最終的には1850°Cにたつする。かくして溶融曲線を200°C以上も超過する。しかし溶融帯における温度は溶融曲線の上へいつまでも上りつづけることはないであろう。なぜならば溶液の対流による熱輸送の増大がおこるのであるからである。

完全溶融帯における熱輸送の増大の効果

溶融地域において溶液の対流がおこるためには溶融曲線の勾配が断熱勾配を越えなければならない。月の



第1図 珪酸塩鉱物の溶融温度と比較したばあいの45億年後における固体の月の温度分布 (P. E. Fricker et al., 1967による)



第2図 モデル1の温度分布における溶融の効果 (P. E. Fricker et al., 1967による)

内部における断熱勾配は約 $0.05^{\circ}/\text{km}$ であるが 全体の溶融曲線の温度勾配は ふうつ $0.2^{\circ}\sim 0.3^{\circ}/\text{km}$ のあいだであるため これが月の断熱勾配を越えることができるのである。

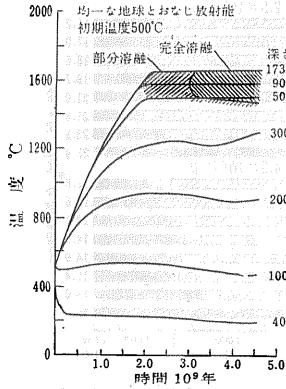
MacDonald は 溶融点以下の温度における熱輸送は地球のばあいも月のばあいも あまり重要ではないだろうといった。しかし Kopal や Runcorn は 固体状態での対流による熱輸送は 月の内部では重要な過程であると主張した。しかしながら このような対流効果は 月のサイズが比較的小さいことや 月の冷えた外殻によって制限されるのであろう。溶融点以下の温度でのいくらかの対流の存在は 否定することはできないけれども 月の内部における温度場が かなりのはんにわたって この過程によって影きょうされることはありそうにない。部分的に溶けた地域の熱対流の効果はひじょうに不明確である。しかしながら 高度に能率的な熱輸送のばあいにおいてさえも 部分溶融地域からはこび出されたであろう熱エネルギーの量は 温度分布を計算しなおすのに十分ではない。したがって 固体および部分溶融地域における熱対流の効果は 計算では考察できなかつたと Fricker らはのべている。

溶融状態での対流による増大した熱輸送は 完全溶融地域において大規模におこりうるので この効果は計算のために考慮に入れられるようになる。

モデル2 (第3図) は 完全に溶融した地域における増大した熱輸送の効果を示す。モデル1のように このモデルは初期温度 500°C で出発し 放射性元素の分布が地球と同じようであるとする。完全溶融は 月の形成後31億年たつておこつた。36億年後 200km 以下の固体層の温度は 内部からの熱流の低下の結果としてわずかに低下した。溶融地帯における高度に効果的な熱輸送の結果として 完全溶融は 45億年後に 360km 以深の深さにまですすんだ。ゆえに溶融地域は モデル1より 100km も地表に近づいた。こうして 放射性物質の均一な分布をもつ月の内部は溶液対流による熱輸送がおこつたとき 完全溶融をつづけるであろう。モデル1と2は溶融効果の重要性を示しているけれども それらは放射性物質の再配列が考慮されていないので 熱的進化の十分な表現をおこなうことはできない。しかしこれらの均一モデルは 溶融がおこる時間と深さを示すことができるし かくして 分化問題の研究の出発点を示すことができるといえるであろう。

分化モデル

分化のプロセスを考察するために 時間とともに放射



第3図
モデル2の温度分布における溶融地域の溶融の効果と熱輸送の増大 (P. E. Fricker et al., 1967 による)

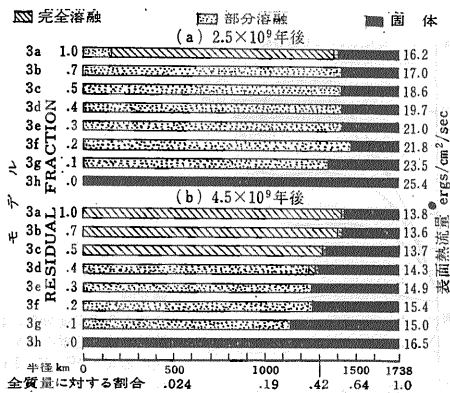
性物質の集中の効果を示す多くのモデルが検討された。放射能の均一な分布を示す初期の段階以後 放射能は溶融の開始とともに上方へ移動しはじめる。とくに主要な放射性元素の U Th K が上方に濃集していることが考えられる。2つの変動パラメーター すなわち残留部分 (residual fraction=RF) と 移動分子 (moving factor=MF) が 濃集プロセスを表わしている。

RF は1から0の range をもち 1の値は均一な地球またはコンドライトの放射性元素分布をいみする。0の値はすべての放射能が運び去られたことをいみする。MFも1から0の range をもち 移動の割合は MFの値が小さくなるほど減少する。

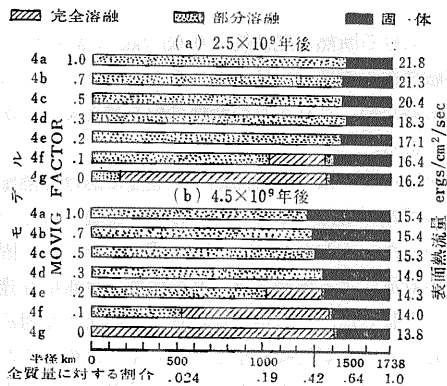
変動するRFとMFの効果は それぞれ2つの別々のセットのモデル (コンドライトモデルで初期温度 500°C とする) で検討された。

モデル3a~3h (第4図) では 変動するRFの効果を示されており MFについては均一に1の値が 溶融地域を通じて仮定されている。25億年後には 内部の完全溶融の段階は RFが1の分化していないモデルにおいてのみ到達した (第4図a)。部分溶融はモデル3hをのぞいて 他のモデルではみなおこつた。そこではすべての放射能は 溶融の開始とともに運び去られた。45億年後には 完全溶融はRFの値が0.4以上のばあいにおこつた。これらのモデルでは 溶液対流が溶融帯においておこつたと考えられる。0.7以下のRFの値では 冷却と再固結化が 最後の2億年のあいだに外層の400~500kmでおこつた。外層における放射能の濃集とそれに伴う表面の熱流量は RFが低下するにつれて増大する。

モデル4a~4g (第5図) では 変化するMFの効果を示されているが RFについては0.2という一定値が溶融地域を通じて採用されている。25億年後にはMFが0.2以下のモデルのみが 完全溶融帯をもっている (第5図a)。第5図bに示されているように 最後の



第4図 モデル3a~3h コンドライトモデルで 初期温度500°C 部分または完全溶融地域のMF値1という熱構成における 放射性元素のRF変動の効果 (P. E. Fricker et al., 1967 による)



第5図 モデル4a~4g コンドライトモデルで 初期温度500°C 部分または完全溶融地域のRF値0.2という熱構成における 放射性元素のMF変動の効果 (P. E. Fricker et al., 1967 による)

20億年のあいだに MFの値が0.1と1のあいだのものの外層部に 冷却と再固結化がおこっている。45億年後には 完全溶融地域の存在は MFの値が0.3以下のモデルに限定される。表面の熱流量は MF値の低下とともに低下する。これら2組の計算の結果は どちらも似たような熱的進化の傾向を示しているのである。

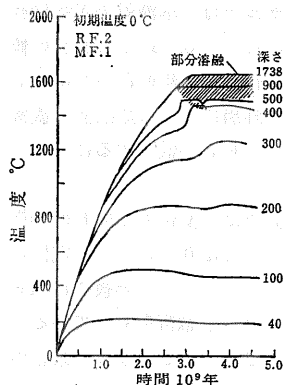
モデル5~8では 熱的進化のプロセスのアウトラインを示す試みがなされている。計算にあたっては MF値1によって特徴づけられる高い移動の割合と RF値0.2によって示される放射能消失の大きな役割が考慮された。また 初期温度のちがいによる効果も調べられた。計算は 月の熱的進化の一般的傾向についてなされたので とくに火山活動のプロセスについて考えられていない。

モデル5 (第6図)は コンドライトモデルで初期温度0°Cのばあいである。部分溶融は28億年後に 800kmの深さではじまり 放射性元素は部分溶融地域の周縁に十分に濃集した。放射能が上方へ移動していくにつれて 下部の溶融地域は再固結する。33億年後 前進す

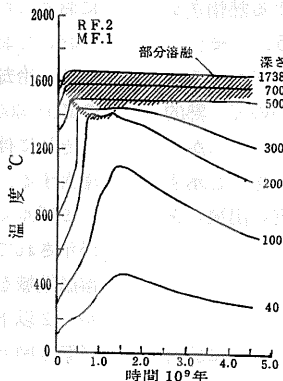
る溶融フロントは 外層部からの熱流出が増大するために 360kmの深さでついに停止する。つづいて 部分溶融地域の最外層部はふたたび固化し 45億年後には 部分溶融地域は 600km以深に限定されてしまう。最終的な表面の熱流量は 11.5 ergs/cm² sec. である。

モデル6 (第7図)は 地球上と同じ放射能をもつとして 初期温度の高いばあいである。500km以深を通じての初期温度は 全溶融曲線以下の100°Cとされている。表面では初期温度は直線的に0°Cに下る。外層部での極大温度は13億年後に到達する。部分溶融地域は表面の140km以深に達する。その後の十分な冷却によって 部分溶融地域は 45億年後には 500km以深に限られてしまう。表面の熱流量は比較的高く 18.1 ergs/cm² sec. であるが これは初期温度が高いからであろう。

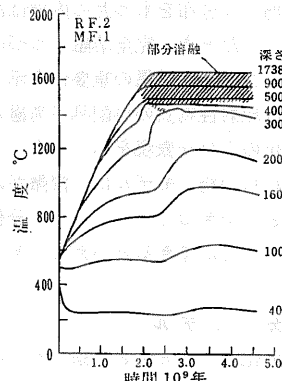
最後の2つのモデル7と8は 初期温度500°Cのばあいである。モデル7 (第8図)は 地球上と同じ放射能をもつばあいである。28億年後には 部分溶融帯は表面の260km以深にたつる。最後の段階では 寿命の長いU²³⁸とTh²³²が比較的多く濃集するために 冷



第6図 モデル5 コンドライトモデルで初期温度0°Cのばあいの温度分布における 溶融と分化の効果



第7図 モデル6 地球モデルで初期温度100°Cのばあいの温度分布における 溶融と分化の効果



第8図 モデル7 地球モデルで初期温度500°Cのばあいの温度分布における 溶融と分化の効果

却の割合は低くなる。それにもかかわらず 部分熔融地域は45億年後には500km以深に限られる。熱流量は15.4 ergs/cm² sec. である。

モデル8 (第9図) はコンドライトモデルである。部分熔融の地域は22億年後には200km以深になる。最後の15億年のうちには 十分な冷却の結果 外層部では300℃におよぶ温度降下がおこる。45億年後には 部分熔融地域は500km以深となる。最後の熱流量は15.5 ergs/cm² sec. になる。

以上を通してみて 計算の結果では 完全熔融の発展が 部分熔融地域の放射能枯渇と それによって外層部に放射能が濃集することによって さまたげられることを示している。また もし固体の月の初期温度分布に極端なちがいが考えられるならば 熱的歴史は 時間と部分熔融のていどに関して修正を要するだろう。しかし 熱的進化の一般的方向は変わらないであろう。

モデル5~8では 月の全質量の少なくとも50%は45億年後には固体である。残りの部分は部分熔融地域をなしている。完全熔融地域は存在しないのである。したがって 現在では月全体は固体であるといつてさしつかえないであろう。以上で Fricker らの 月の熱史モデルの紹介をおこなうことにする。

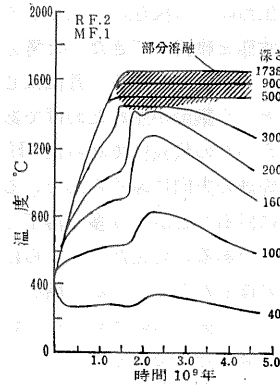
31. 月の熱史にまつわる諸問題

いままでの 月の熱史の計算による結果をみて 月の内部がかなり熱くなり かなりのはんにわたって熔融状態がつづいたことがわかった。しかし このような計算では その基礎にかなり多くの仮定をつかっておりそれが どのくらい事実に近いものなのかが問題となるのである。たとえば 月の内部の熱源として重要な存在である 放射性元素の量であるが これは 隕石や地球上の岩石の中の量から推定して コンドライトモデルや地球モデルがつくられている。このようなモデルが計算の基礎として重要なものであることはいうまでもないが それがあくまで仮定のものである以上 十分説得力のあるものとはいえなかった。

しかし 最近になって 事情は急速に変わってきた。アポロ11・12号の月面着陸によって 月の岩石が直接入手できるようになったからである。すでに アポロの持ち帰った岩石については いろいろな研究成果が発表されており 放射性元素の量も測定されている。

一例をあげると アポロ11号が持ち帰った 静かの海の岩石8個について測定されたところでは つぎのような結果がえられた。

“Kの量はばらつきを示し コンドライトの平均値0.085重量%)をこえるはんいまでひろがっている。



第9図
モデル8 コンドライトモデルで初期温度 500°Cのばあいの温度分布における 熔融と分化の効果 (P. E. Fricker et al., 1967 による)

U Th は 地球上の玄武岩の値に近く Th/U 比はほとんど一定で4.1である。Kのばらつきにもかかわらず K/U 比は2,400~3,100という一定した値をもち 地球上の岩石および隕石中よりもずっと低い。*

*アポロ12号が持ち帰ったあらしの大洋の岩石についても ほとんど同じ値が報告されている。

このような結果から 月の岩石の放射能組成はげんみつにいえば コンドライトとも地球上の岩石ともちがっている 独自のものであるように思われる。もちろん 一個所の地域のサンプルだけから 月全体の組成をおしはかるのは危険で 今後多くの地点でのサンプル採集と検討が必要であるが 一応の目安がつけられることはたしかである。したがって このような新しいデータにもとづいて Fricker らのやったような計算を もう一度筋みちたててやりなおす必要がでてくるであろう。それによって 月の熱史はより具体的に確立されることになるだろうと思われる。

月の熱史の計算において 月では完全熔融はおこらなかったであろうと結論されたことは 重要である。これは じつは天文学的観測の結果とも関連する。

天文学者の観測によると 現在の月は 非静水圧平衡形とよばれる形をしている。すなわち 具体的にいうと 月の形は 地球のほうにむかった方向に 約1kmくらい左右方向よりふくらんでいる。そしてそれは 理論的にきめられた主慣性能率とあわないのである。このことは 月の内部が完全熔融の状態にあることを否定するものである。全体が固体であると考えなければいられないのである。しかも 月の3つの主慣性能率の比は 月が地球からどのような向きの状態にあったとしても その位置で平衡状態にあったとは考えられないという。このことは 月がむかしはどろどろに溶けていたものが じだいに固まってきたと考えることはで

きないわけで 月は誕生当時から現在にいたるまでずっと全体として固体の状態を維持してきたと考えなければならないのである。このことから月をはじめからずっと冷たかったという議論が生れたわけである。たとえばそういう考えかたの代表格であった H. C. Urey (1952) は 月が地球の方向にふくらんでいるのは月の形成後 その方向に隕石などがより多く落下して物質がつけ加わったためであると考えた。さらにクレターをはじめ月面地形のほとんどすべてが 隕石の落下によってできたのであって 火山活動はまったくおこりえなかったであろう と考えたのである。

こうした Urey の考えなどは極端にすぎるので 今日では受け入れがたいが 月の形が静水圧の平衡形でないという事実だけは 否定することはできない。

そこで このような事実と 月の熱的歴史(溶融の歴史)を矛盾なく説明するためには 月は誕生いらい その非静水圧平衡形を保ちながら 内部で部分溶融をくりかえしてきた と考えるほかないのである。このことは Fricker ちも 先に紹介した計算の結果から同じように考えている。

さて そうすると このような月の溶融の歴史から 火山活動の歴史をどのように考えていったらよいか問題になる。前回までに何度もべてきたように 月面地形の研究などから 月面では 過去において何度も火山活動がくりかえされてきたことは もはや否定することはできない。これについては すでに L. S. Walter (1965) がのべているように 月の内部における溶融は月の歴史のなかのある一時点をとってみれば局部的であるが これまでの全期間を通してみると 月の上層部の大きな部分にわたって起っていると考えられる。それで月は誕生いらい現在までのあいだに ほとんどの地域で火山活動(だけでなく広く火成活動)がおこっている といつてさしつかえないであろうと思われる。たしかに 月面地形の研究からも 月の火山活動は いろいろな場所でいろいろな時代に何段階にもわたっておこった その複雑な歴史を読みとることができるのである。

Fricker ちも 前述した熱史の計算の結果から つぎのようにのべている。熱史モデルの検討によって 月の部分溶融地域は 月がもっとも強く熱せられたときは表面から約200~300km以内に前進した。そしてその結果 溶融物質は この深さから地表へ流出したであろう。このような火山活動は 月の上層部に放射性元素がいちじるしく濃集したため 上層部がふたたび加熱されたことによって、いっそうはげしくおこったであろう。

たとえば 月の海を形成した大規模な溶岩や碎屑流の溢流現象は このような加熱過程のピークに対応するものかもしれないと思われる。

Fricker ちのモデルによると もっとも高く熱せられた火山活動もさかんだったと思われる時期は 約10~30億年前ということになる。*

*この数字は アポロ11・12号の持ち帰った岩石の年令測定から再検討を要するが 一応モデルにもとづいての値なのでここではそのまましておく。

また 加熱と火山活動のはげしかった時代は 何も月の歴史の初期に限られるというわけではない。とくに初期温度が高かったばあいには その冷却の過程にも長い時間を要する。モデル5~8においても もっとも熱せられた時期は 比較的広いはんにわたっている。これらの温度曲線の形と 溶融の地域が表面にむかってひじょうにゆっくりすすむことから 火山活動の時代は少なくとも10億年のオーダーでつづいたであろうと考えられるという。また もっとも熱せられた時期以後の外層部の冷却の時代にも(それは もっとも最近の時代までも) 火山活動の可能性は否定することはできないであろう と Fricker ちはのべている。このような考えは 前回にのべた 月における現在の火山活動と過去の火山活動のいろいろな証拠とも そう矛盾するものではない。以上によって 月の歴史における熱的進化と火山活動の関係が だいぶ明らかになった。もはや月の火山活動は熱史のうえからも否定することはできなくなったのである。

月の熱史に関係することとしては もう一つ 月内部で部分溶融がすすんだ結果 月をつくる物質全体がどのように分化しそれが月の内部構造をどのように決定したか ということがある。これは 月内部に核があるかどうかという問題 月の磁場の問題 ひいては最近話題になっている 月のマスコン(mascon=mass concentration)の問題とも密接に関係がある。

かんたんにいうと 月は地球にくらべて直径が4分の1ではるかに小さいことと 月の平均密度(3.34g/cm³)が 月表面の岩石の密度とほとんど等しいことなどの理由から 月の中心には核はないだろうと 広く信じられている。このことは 月にはっきりした磁場が存在しないという 月ロケットの観測資料などからも かなり確からしく思われている。しかし これについても かんたんにはすまされない多くの問題があり その議論にはかなりの紙数を要するので いずれ機会を新たにしたいのべたいと思う。(筆者は 東京都立武蔵高校教諭)

参考文献 (おもなもののみ示す)

P. E. Fricker, R. T. Reynolds, A. L. Summers (1967): On the Thermal History of the Moon, Jour. Geophys. Res., vol. 72, no. 10 (May 15, 1967), p. 2649—2663
 G. J. F. MacDonald (1961): Interior of the Moon, Science, vol. 133, no. 3458 (Apr. 7, 1961), p. 1045—1050
 B. J. Levin (1966): Thermal History of the Moon and the Development of Its Surface, The Nature of the Lunar Surface (Proceedings of the 1965 IAU-NASA Symposium), p. 267—273

L. S. Walter (1965): Lunar differentiation processes, Ann. New York Acad. Sci., 123, Art. 2, p. 470—480
 The Lunar Sample Preliminary Examination Team (1969): Preliminary Examination of Lunar Samples from Apollo 11, Science, vol. 165, no. 3899 (Sept. 19, 1969), p. 1211—1227



所から産するが 大晶はきわめてまれである。ウラルではムルシカで 前記のトパーズやベリルと花崗岩を貫く石英脈の空洞中に共産する。2月の誕生石

エメラルド ベリル(緑柱石 六方晶系)の翠緑色を呈するもので5月の誕生石である。色の変化によってアクアマリンやモルガナイトになる。エメラルドは6~12面の柱状をなし脆弱でダイヤモンドに匹敵する高価なものであり古くは病氣除けになると考えられたりした。脆弱なために 完璧なものを「瑕なきエメラルドの如く」とたとえられたりしたという。ウラルには数カ所の産地があるがスベルドロウ

スク付近のムルシカ シャイタンガ地方で雲母片岩やペグマタイト中に産し 1830年から1921年までに約50万カラット 1924年中には 2,500カラットの産額で 革命直後の輸出産業の役割りを果たした。

ロードナイト パラ輝石 (MnSiO₃) 硬度 5.5~6.5 三斜晶系)は北海道の八雲鉱山や大江鉱山にも産するさほど珍しくない鉱石である。しかしスベルドロウスクはエカテリンブルグといわれていた昔から ロードナイトで盛大に花瓶 皿 宝宝箱 文鎮を作っていたので有名である。この地は時々大石を出し ロシア皇帝はこれで花瓶を作って贈答用に使用したらしい。時には彫造するのに30年かかった花瓶もあったそうである。

マラカイト 孔雀石 (Cu(OH)₂·CuCO₃) 単斜晶系 硬度3.5)は銅鉱の酸化帯に産し ブドウ状や鍾乳状で晶形を示すことはまれであり 溶解しやすい。翠緑色から黒緑色を示し 研磨すると絹糸状光沢を示し 孔雀の羽のようである。ウラルのグメシエウスク銅山で長さ5m 幅2.4m 厚さ1mという稀有のマラカイトが産出したことがあるが 通常は大石が少ない。それで小塊を薄板に切り合わせて器物の表面の修飾に使用している。スベルドロウスク北方のニジニタギルスク銅山のは特に有名でアレキサンドル皇帝からナポレオンに贈られたテーブル 水盆 花瓶 暖炉飾は今でもベルサイユ宮殿にある。

(ウラルに関する事項は 鈴木 敏 宝石誌による)

地学と切手

ウラルの宝石切手

P.Q.

1963年12月16日発行された6種セット ウラル地方で産出した美しい鉱物が原色刷りで産出状態のまま示されている。平版印刷で上につや引がしてあるが われわれにとってはその上にもうひとつスケールがほしい所である。額面価格の低い方から順に トパーズ ジャスパー アメシスト エメラルド ロードナイト マラカイトが示され 各切手には「ウラルの天然宝石 1963」と書かれている。これらのうち1 2を除いては1級の宝石と言うわけではない。しかしウラルでは昔からこれらの世界的良品を産出することで有名だった。ウラルの鉱産地は山脈東腹にあるスベルドロウスク(旧名エカテリンブルク)周辺に集中している。

トパーズ 斜方晶系に属し11月の誕生石である。ウラルではムルシカに近いアラバスカに産する。ウラルガ河畔で産した最大のものは 長さ30cm 重さ約12kgに達し 旧ロシアの帝室博物館に陳列されていた。

ジャスパー 微粒緻密な石英で不透明である。多くは酸化鉄のため紅色 緑色 黄色 褐色などいろいろの色彩を呈する。エジプトは昔から上品を出したが ウラルもまたシシリー ダコタなどと共に産地として知られている。

アメシスト 紫色を帯びた石英でわが国でも足尾鉱山以下数カ