

平成4年度新入所員研究発表会講演要旨

連続的な堆積物の付加による 丹波帯ジュラ紀付加コンプレックスの形成

中江 訓

1980年代の放散虫化石層序学の確立とその進展は、本邦の付加コンプレックスの形成年代をより高精度に決定することを可能にしただけに留まらず、他の地質学的手法とあいまって、沈み込み-付加テクニクスの解明に大きく貢献している。

古生代後期以降のアジア東縁において、約1億年周期で3回(ペルム紀, ジュラ紀, 白亜紀-古第三紀), 間欠的な付加コンプレックスの形成が起こったという考えが、最近提案されている。また従来より、ジュラ紀の付加コンプレックスが分布する丹波帯では、前後2回(ジュラ紀中世および新世)の付加作用が、それぞれ比較的短期間で起こったとされていた。このように、付加コンプレックスの形成時期に関して、長期的にも中期的にも、その非定常性が強調されている。

ところが、定常的な沈み込みとそれに伴う堆積物の付加は、中期的(トリアス紀末-ジュラ紀末)には継続しており、この期間の付加作用は間欠的ではなく、むしろ連続的であったと認識する方が妥当である。このことを丹波帯を例にして以下に示す。

丹波帯付加コンプレックスは、その構成岩類の岩相組合せの多様性、堆積年代の違いに基づいて識別される7つの地質ユニット(Complex A, B, C, ~, G)に区分できる。巨視的には、最上位のComplex Aから最下位のComplex Gが累重する構造を呈している。

Complexの構成岩は、遠洋性/陸源性堆積物と海山の断片の混在化で特徴づけられているが、初生的には一連整合な層序を持っていたはずである。事実、産出する放散虫化石の指示年代などから、基底部より海山起源緑色岩、遠洋性チャート、陸源碎屑岩の順で累重する層序が、各Complexごとに復元できる。この復元層序内の岩相変化は、海洋プレートの側方移動に伴う、堆積場の変化(遠洋域→海溝域)を表現している。

遠洋域から移動してきたComplexの構成岩は、海溝での陸源碎屑物の堆積を経た後、陸側に付加される。従っ

て、復元層序内でのチャートから碎屑岩に移化する層準が海溝での陸源碎屑物の堆積開始時期を、さらに最新の堆積年代の直上がComplex構成岩の付加年代を、それぞれ指示するとみなすことができる。

このような、復元層序内での岩相変化の層準とその年代との関係を、Complex間で比較すると、Complex AからComplex Gへと、最新の堆積年代が系統的に新しくなる傾向を読み取ることができる。つまりComplex Aが最も初期に形成され、順次Complex B, C, ..., Gがより下位に付加したことを示している。さらにこれは、それぞれのComplex形成に対応する複数段階の付加作用による、構造的な下位に向かう付加コンプレックスの成長過程として捉えることができる。

この多段階付加過程における各段階間の間隙は、10~20 m.y.程度の期間となる。しかしこの値は、従来の2段階付加モデル(丹波帯II型・I型地層群を形成したジュラ紀中世と新世の付加には、30 m.y.以上の間隙が存在)と比較すると短期間である。このことは、丹波帯における堆積物の付加が、従来の見解よりも連続的であったことを提示している。

丹波帯以外の地域に分布するジュラ紀付加コンプレックスにおいても、同様の陸源碎屑物の年代極性が多数確認されている。この事実は、少なくともジュラ紀の範囲内(約70 m.y.間)において、連続的な多段階付加作用は普遍的な地質現象であった可能性を強く示唆している。

ところで、現時点で認識可能な付加の時間間隙は、丹波帯の場合、既述のように10~20 m.y.に達している。この値はユニット区分の程度ならびに放散虫化石年代の分解能と、密接に関連している。つまり、付加コンプレックスをより細かなオーダーのユニットに細分し、より高精度に堆積年代を決定することが可能になれば、付加の時間間隙は短くなり、従って付加作用の連続性は高まると予想される。丹波帯に対比される鹿足コンプレックスや、四国秩父帯の斗賀野層群の例(時間間隙は3~5 m.y.)は、上述の予想の妥当性を示していると思われる。

以上のように、付加コンプレックスの形成は必ずしも非定常的な現象であるとは言い難く、ジュラ紀の範囲内では、むしろ連続的に起こっていた。(地質部)

Keywords: accretionary complex, continuous accretion, Tamba Terrane, Jurassic.

愛知県足助地域の伊奈川花崗岩の
岩石学的研究

内藤一樹

白亜紀末期の伊奈川花崗岩は、中部日本領家帯における最大規模の花崗岩体の一つである。約80×20 kmの分布域を持っており、いわゆるパソリス状岩体として分布する。この岩体は単一のプルトンとして定置したのではなく、複数の貫入単位から構成されていることが知られているが、貫入単位の数・規模・性状や貫入の順序についてはほとんど解明されていない。ここでは、伊奈川花崗岩の中でも特に岩相変化に富む愛知県足助地域の調査を行い、貫入単位の認識・貫入順序の決定・岩石の性質の変化について調べた結果を述べる。

足助地域の伊奈川花崗岩を調査して、5種の岩型：I) 中粒含単斜輝石角閃石黒雲母トータル岩・花崗閃緑岩・アダメロ岩、II) 粗粒片状斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩・アダメロ岩、III) 粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩・アダメロ岩、IV) 粗粒含角閃石黒雲母アダメロ岩、V) 中粒斑状含角閃石黒雲母花崗閃緑岩・アダメロ岩を識別した。

I型とII型にはレンズ状の暗色包有物が多産する。II型にはカリ長石の斑晶が特徴的に含まれる。各岩相はそれぞれ別個の貫入単位を構成している。貫入単位の境界は明瞭であるが、急冷相は認められない。野外調査でI, II, III, IV型の順で貫入した事が明らかになったが、V型と他の岩型との前後関係は決定できなかった。V型以外のすべての岩相に角閃石と一部の斜長石の定向配列で生じた葉状構造が認められる。葉状構造は貫入単位の形態に調和しているが、先行貫入単位の構造とは非調和である。この産状は、各貫入単位が角閃石や斜長石の結晶を含むクリスタルマッシュとして、固化しても冷却しない程度の時間間隔で断続的に貫入した事を示唆する。

岩石の比重は、I型で2.76-2.68, II型で2.73-2.68, III型で2.70-2.62, IV型で2.65-2.61であり、新しい岩型ほど比重は小さくなる。V型の比重は2.63-2.59と非常に小さい。比重は貫入単位の中で連続的に変化し、比重の相対的に大きな地域と、葉状構造の顕著な地域(岩体の周縁部・峽部)とがほぼ一致する傾向がある。また、各貫入単位の境界では比重は不連続に変化する。

各岩型に含まれる有色鉱物の組成には連続的な変化が見られる。角閃石のMg/(Mg+Fe)比は、I型で0.51-0.38, II型で0.35, III型で0.33-0.25, IV型で0.23-0.13である。このMg/(Mg+Fe)比の減少に伴っ

て、酸素23あたりのSi数が約7.3から6.2に連続的に減少する。黒雲母のMg/(Mg+Fe)比は、I型で0.43-0.32, II型で0.35-0.28, III型で0.28-0.21, IV型で約0.15であり、新しい岩型ほど鉄に富む。V型の黒雲母のMg/(Mg+e)比は0.30-0.22である。V型の黒雲母は他の岩型のものよりもSiに富む。

含水鉱物の揮発元素含有量は晶出時のメルト中の揮発元素濃度を反映していると考えられる。黒雲母の塩素含有量はI-V型で0.05-0.12%であり、岩相ごとの変化は見られない。一方、黒雲母のフッ素含有量はI型で約0.3%程度と低い値であり、II・III型で0.3-0.5%, IV型で0.6-1.2%である。V型の黒雲母は1.0-1.8%の高濃度のフッ素を含む。単一結晶中では、黒雲母結晶中央部でフッ素濃度は最も高く、周縁部ほど減少する。各貫入体の黒雲母のフッ素含有量は、一般に黒雲母中のMgの減少により黒雲母のフッ素の分配定数が小さくなるにも拘らず、Mgの減少と共に増加している。このことは新しい岩型ほどメルト中に揮発元素が濃集したことを示唆する。

伊奈川花崗岩中のジルコンは、いずれの岩型のものも長さ0.1-0.2 mmの{101} 錐面で特徴づけられる柱状結晶であり、周囲に分布する他の花崗岩類とはこの特徴によって区別される。これはI-V型のジルコンが物理・化学条件の類似したマグマリザーバからもたらされたことを示唆する。また、ジルコンの柱面の発達の特徴は晶出温度に関係する事が知られている。I・II型のジルコンでは{100}柱面がよく発達しているが、V型では{110}柱面が発達した結晶が多くなる。この晶癖の差異は、V型のジルコンの晶出がI型やII型より低温で生じたためと考えられる。

岩石の比重の変化、角閃石と黒雲母の連続的な組成変化、黒雲母のフッ素含有量変化およびジルコンの晶癖は、I型・II型・III型・IV型の順で、各岩型が単一マグマの分化で生じたことを示唆する。同源の各岩型はin situの分化で生じたのではなく、別の場所で晶出分化しつつあるマグマの一部が断続的に貫入して生じた結論できる。(鉱物資源部)

Keywords: granitic magma, pluton, differentiation, foliation, specific gravity, zircon morphology, biotite, hornblende, fluorine, Cretaceous

熱赤外リモートセンシング： 大気補正と地表面温度推定

松永恒雄

近年、地球システムとその時間変化のモニタリングツールとしてリモートセンシングが注目を浴び、世界各国でセンサの開発や人工衛星打ち上げが計画されている。日本でも様々な計画が進められているが、その一つに、通産省が計画している ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer) がある。これは陸域が主な対象の可視近赤外域から熱赤外域を観測する高空間分解能センサで、米国 NASA の EOS 計画の一部である極軌道プラットフォームに搭載が予定されている。このうち、可視近赤外 (0.35~0.7 μm) ~短波長赤外域 (1.5~2.4 μm) は JERS-1 の OPS を発展させたものであり、また熱赤外域 (8~13 μm) は衛星用としては初めて多バンド化 (5バンド) を実現する。この熱赤外域では、NASA の所有する航空機センサ TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner) の研究成果が背景となっている。熱赤外域では大気による吸収を受けた地表面からの熱放射と大気自身の熱放射を観測する。よって地表面の熱放射量及び温度の定量的な観測には、大気の影響の補正が不可欠である。特に大気中の量の変動が激しい水蒸気の補正が重要である。現在では、航空機センサの場合にはラジオゾンデによる同時観測で大気中の水蒸気量を決定している。しかし、ASTER のような衛星搭載型センサの場合にはラジオゾンデによる同時観測はあまり期待できず、また同じプラットフォームに搭載されるサウンダデータについても、現時点では不明な点が多い。

一方、海面温度推定の分野では、AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 等の熱赤外域の2バンドにスプリットウィンドウ (Split Window) 法 (以下 SW 法) という手法を適用して、大気補正を行なっている。この手法はラジオゾンデやサウンダ等の同時観測を必要としない簡便な方法で、2つのバンドでの輝度温度の1次式によって大気補正をし、地表面での輝度温度を求めるものである。

そこで、今回は TIMS や ASTER のような熱赤外多バンドセンサに SW 法が適用できるかどうか、またどのようなバンド組み合わせが適切かという点について、シミュレーションを行ない検討した結果を述べる。シミュレーションには米国 Air Force Geophysics Laboratory の開

発したコンピュータコード LOWTRAN 7 を用いた。

まず SW 法の一般的な適用可能性を調べるために、熱帯から亜寒帯までの様々な大気モデルを用いたシミュレーションを行なった (モデルはそれぞれ異なる温度及び水蒸気プロファイルを持つ)。その結果、2つのバンドでの輝度温度と地表面輝度温度の線形関係は、TIMS の場合バンド5と6の組み合わせが最も良く (線形近似の残差約 0.4°C)、ついでバンド1と3の組み合わせ (同 0.5°C) であることが分かった。

また、TIMS や ASTER のように比較的狭い範囲 (幅 100 km 以下) の観測の場合には、様々な大気モデルを用いるよりも、ある一つの平均的大気モデルを中心に水蒸気量等が変動すると考える方が妥当である。そこで次に、中緯度夏大気モデルとその相対湿度を +10%、-10%、-20%、-30% だけ変化させた大気モデルを用いてシミュレーションを行なった。その結果、得られた線形回帰式の残差は減少し (約 0.2°C)、2つのバンド組み合わせ (1と3, 5と6) でほぼ同等であることが分かった (式1, 式2)。

$$T_s = T_3 + 1.705(T_3 - T_1) - 0.94 \quad \text{式1}$$

$$T_s = T_5 + 3.238(T_5 - T_6) + 0.03 \quad \text{式2}$$

さらに、得られた地表面温度推定の線形回帰式を、1990年8月に米国カリフォルニア州で取得された TIMS データに対して試験的に適用した。対象として画像中に高温 (ゴム製運動場, 約 50°C)、中温 (コンクリート駐車場, 約 40°C)、低温 (湖, 約 20°C) の領域を定めた。大気の影響のため観測された輝度温度はそれぞれ平均 7.5°C, 5.1°C, 1.7°C 低下している。

各対象の平均的な輝度温度をバンド毎に求め、式1, 式2に代入した。その結果、湖と運動場についてはラジオゾンデを用いた補正温度から 0.3~1.7°C の範囲の温度が得られた。ただし駐車場については結果が大きくばらついた。これはコンクリートを黒体と仮定したことによるものだと考えられる。

以上より、理論的には適切なバンド組み合わせを用いることによって、TIMS や ASTER に SW 法を適用できることが示された。ただし推定式の係数はシミュレーションの条件に依存する。さらに、非黒体物質 (岩石, 土壌) への適用に関する研究が今後必要であろうと思われる。

(地殻物理部)

Keywords: remote sensing, thermal infrared, atmospheric correction, Split Window, TIMS, ASTER

紀伊半島四万十帯古第三紀堆積盆の消滅

宮地良典

四万十帯は西南日本外帯に位置し、付加帯堆積物と考えられており、白亜系の分布する北帯と、古第三系の分布する南帯に2分される。紀伊半島の古第三系については、1960年代以降タービダイト相の解析とともに研究が進められ、本宮断層を境にして、北の音無川帯と南の牟婁帯に2分される。音無川帯には、暁新統の音無川層群が分布し、牟婁帯には、中部始新統の牟婁層群が分布する。さらに、牟婁帯は松根-平井断層によって主体である北帯と、南帯に区分される。主体である北帯は褶曲構造が発達する。牟婁層群は、厚いタービダイト相を主とする地向斜堆積物と考えられてきた。しかし、タービダイトをはじめとする牟婁層群の堆積学的研究は、南部海岸地域など一部の地域でなされたのみで、全体の堆積盆を論ずるには至っていない。私は牟婁帯の北西部の地域において、各層準をおって堆積環境の復元を行い、牟婁堆積盆の浅化・消滅過程を解明した。この結果について、以下に述べる。

堆積環境 牟婁層群の主帯は、東西性の合川向斜や打越背斜など褶曲構造などに特徴づけられ、いくつかの東西性の断層が見られる。牟婁層群の層序は、下位から泥質堆積物からなる安川累層、厚い砂岩層からなる打越累層、砂岩泥岩互層からなる合川累層及び大規模斜交層理砂岩に特徴づけられる滝尻層に4分される。

1. **安川累層** 安川累層は、主として黒色泥岩層からなり、タービダイト性の砂岩層を挟在する。この砂岩層の挟みは、上部ほどその頻度をまし、単層厚も上方に厚層化する。したがって、安川累層の堆積環境としては、静穏な海底であり、しばしば重力流の流入するような場であることが推定される。

2. **打越累層** 打越累層は、主として2-4 mに成層した厚くないしは塊状の砂岩層からなり、100 m程度の泥岩層を挟在する。この砂岩層はタービダイト性のものであり、海底扇状地を形成していたと考えられている。このような膨大な砂岩の供給地としては一般に北方(例えば領家帯の花コウ岩など)起源と考えられる。打越累層の最上部にはレンズ状の含れき泥岩層が分布している。この含れき泥岩層は、チャンネルなどに特徴的な海底土石流(debris flow)堆積物であると考えられる。

3. **合川累層** 合川累層は岩相により、下部層と上部層に分けられる。下部層は泥質な砂岩泥岩互層からなる。

上部層は、タービダイト性の砂岩泥岩互層を主とすが、ripple型斜交層理の発達した砂岩層を頻繁に挟在する。また、*Rhizocorallium*をはじめとする生痕が密集する。これらの特徴から、大陸棚などに堆積した堆積物であると考えられる。下部層は海底扇状地と陸棚の間に見られる泥質物の堆積する場として、陸棚斜面などが考えられる。

4. **滝尻層** 滝尻層は、大規模斜交層理に特徴づけられる粗粒堆積物からなり、浅海ないしは瀬海の堆積物と考えられる。滝尻層のれき岩層のれきは一般に転動型のファブリックを持ち、緑色片岩や片麻岩などの大-巨れきが含まれる。これらのれきは比較的円磨度が悪い。このようなれき岩が一般に南西から供給されている。四万十帯の最も近くに見られる片岩類の分布域としては、三波川帯などが考えられるが、れきの大きさと三波川帯の分布域との距離などから三波川帯から供給されたとは考えにくい。従って、滝尻層堆積時にはこの分布域の南方に緑色片岩などを含む基盤岩類が露出していたと考えられる。

堆積盆の特徴 以上のことから、次のことが明らかになった。牟婁帯北部においては、静穏な海底から海底扇状地、扇状地上部のチャンネルをへて陸棚斜面、陸棚へと浅化し、最終段階では主部は陸化して、北東へ広がる陸生ないしは瀬海成層へと変化した。また、別のデータよりこの南の地域では、合川累層下部層はトラフ充填堆積物、上部層は斜面成の堆積物からなることがわかっている。

牟婁帯には緑色岩や多色性頁岩など付加体に特徴的な岩石は見られない。前弧地域において、このような一連の浅化が見られるような場としては、一般的に前弧海盆(forearc basin)がもっとも考えやすい。従って、牟婁堆積盆は前弧海盆であり、広い海底扇状地から、褶曲を形成した構造運動をとめないながら浅化が進行し、牟婁堆積盆の最後(始新世後期ごろ)にはその大部分が陸化し、その陸の(北側)縁辺に瀬海成の地層が堆積した。

ここで1970年代に南部海岸地域の古流向や、正珪石などのれき種組成から牟婁帯の南方に陸地が存在すると考えられ、「黒潮古陸」と名付けられた。しかし、上記の議論のように牟婁層群の堆積盆が前弧海盆であることを考慮すると、黒潮古陸と考えられた供給源は前弧海盆の前面に考えられる構造的な高まりすなわち外側隆起帯であると考えるのが合理的である。(地質部)

Keywords: Shimanto Belt, Muro Group, Paleogene, forearc basin

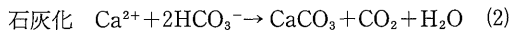
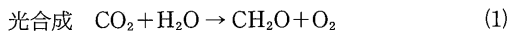
サンゴ礁生物群集による有機炭素・無機炭素生産

鈴木 淳

サンゴ礁は活発な有機物生産と大量の炭酸塩生産の共存により特徴づけられる生態系であり、その生産活動を通して、サンゴ礁が大気中の二酸化炭素の吸収に貢献しているとする説が提出されている(茅根, 1990)。しかし、その一方でサンゴ礁は二酸化炭素の放出源であるとする意見もある(角皆, 1989)。サンゴ礁による大気二酸化炭素の吸収・放出について、生物群集の代謝活動に注目する観点から検討した。

サンゴ礁は大気二酸化炭素の吸収源か

サンゴ礁における物質生産は、光合成による有機炭素生産(1式)と石灰化という無機炭素生産(2式)の2つの過程によって行われる。これらの生産過程はそれぞれ逆反応である呼吸と炭酸塩の溶解反応を伴う。



ここで、光合成は二酸化炭素の吸収反応であるが、石灰化は海水の二酸化炭素分圧を上昇させ、大気への二酸化炭素の放出につながる反応である。炭酸塩生成に伴う海水の二酸化炭素分圧の上昇は、溶液の電価中性の原理から要請される現象であり、たとえ生物体内における石灰化であっても逃れることはできないと考えられる。無機炭素過程においては炭酸塩の溶解が大気二酸化炭素の吸収反応である。光合成と石灰化が共存するサンゴ礁の大気二酸化炭素の吸収・放出を知るためには、有機・無機炭素生産量を比較することが必要である。(1)および(2)式の量的関係から、光合成と石灰化が1:1の量比で進行する場合に海水中の二酸化炭素濃度は一定となることが予想されるが、これらの反応式は炭酸系の平衡状態を定量的に表現していない。炭酸系の平衡状態をシミュレートする数値モデルによる検討が求められる。加納(1990)は、簡単な平衡計算の結果、有機炭素:無機炭素生産量比=2:3のとき海水の二酸化炭素分圧は一定に保たれ、このポイントよりも有機物生産が多い場合に大気中の二酸化炭素を吸収することを示した。これは、より厳密なモデル海水のシミュレーションによっても検証される。

サンゴ礁における有機炭素/無機炭素生産量の測定

群集レベルあるいは個体レベルで、光合成・呼吸速度と石灰化速度を同時に測定し、その生産量比を検討している例は極めて少ない。そこで、琉球列島石垣島の白保海岸のサンゴ礁にて群集生産量の測定を試みた。平均水

深0.5-1mの内側礁原の枝状サンゴ *Montipora digitata* が卓越する群集について、海水のpHと全アルカリ度を測定し、炭酸系の平衡計算によって全炭酸を算出するアルカリ度法を用いて代謝量を求めた。この方法は、石灰化ではCaCO₃ 1mol生成に伴い、海水の全アルカリ度が2mol減少するが、光合成・呼吸では全アルカリ度が変化しないことを利用し、全炭酸の変化を有機炭素・無機炭素生産量に分別定量するものである。全アルカリ度測定はpH一点法によった。内側礁原における海水の溶存成分の日周変化は外洋の場合と比べて大きく、pHは昼に8.8まで上昇し、夜間は7.8まで低下した。このうち干潮時、礁嶺が離水して礁原の海水が停留することを利用し代謝量を算出した。この結果、昼の光合成、石灰化速度はそれぞれ平均24 mmol/m²/時、17 mmol/m²/時を示し、夜は呼吸速度15 mmol/m²/時で、わずかながら炭酸塩の溶解が観測された。昼間と夜間をそれぞれ12時間と仮定すると、1日あたりの純有機炭素生産量は120 mmol/m²、純無機炭素生産量は150 mmol/m²で、有機炭素/無機炭素比は2/3をわずかに上回り、大気中の二酸化炭素を吸収している可能性がある。

測定の課題と有機物の行方

昼夜の短時間の測定値から1日の生産量を計算することには問題が多い。また、海水の停留という特殊な条件の下での生産は平均的な代謝状態と異なっている可能性がある。よって、多様な流況、光条件の下で、長時間の連続測定が求められる。現在、流速計とセンサー類を組み合わせた計測システムによる測定を検討中である。サンゴ礁における代謝量の測定は、場をサンゴ礁に特定し、日周スケールでの大気二酸化炭素の収支を検討することに相当する。しかし、より広い空間スケールと長い時間レンジでもサンゴ礁の役割りを検討する必要があり、そのためにはサンゴ礁で余剰に生産された有機物の行方をとらえることが求められる。(海洋地質部)

引用文献

- 加納裕二(1990): サンゴの増殖と大気中の二酸化炭素濃度の関係。海と空, vol. 65, p. 259-265.
 茅根 創(1990): 地球規模のCO₂循環におけるサンゴ礁の役割。地質ニュース, no. 436, p. 6-16.
 角皆静男(1989): 炭素などの物質循環と大気環境—地球環境の変化における海洋の重要性—。科学, vol. 59, p. 593-601.

Keywords: coral reef, carbon dioxide, organic carbon production, inorganic carbon production

ガラス包有物の分析によるマグマ中の水および
二酸化炭素濃度の直接測定
—レーザープローブ法の開発と応用—

斎藤元治

マグマ中に溶存する H₂O や CO₂ などの揮発性物質はマグマの物性や分化に大きな影響を及ぼし、マグマの上昇や火山の噴火過程に重要な役割を果たしている。火山岩斑晶中にしばしば見られる微小ガラス包有物は、マグマ中で斑晶が晶出する時に回りのメルトを捕獲し噴火時に急冷されたもので、“マグマの化石”と見なすことができる。従ってガラス包有物の分析から噴火前のマグマに含まれていた揮発性物質の濃度や組成を直接推定することができる。本研究ではガラス包有物に含まれる CO₂ の分析法を開発し、伊豆大島火山の噴火前マグマの CO₂ 濃度を推定して、マグマの上昇過程における揮発性物質の挙動について考察した。

ガラス包有物は一般に小さく (直径 200 μm 以下)、微小領域の超微量ガス分析法が要求される。本研究で開発した分析装置は試料加熱用レーザー装置・ガスクロマトグラフ質量分析計 (GCMS) ・試料ガス抽出部および較正用ガス圧測定部より成り立っている (第 1 図)。真空中でガラス包有物試料に Nd-YAG レーザー (ビーム径 10 μm) を照射し、試料を加熱・溶融させてガスを抽出した。抽出された H₂O および CO₂ は GC カラムにより各ガスを分離後、質量分析計に導入し分析した。

ガラス中のガス濃度は、GCMS 分析で得られた各ガスの絶対量とレーザー照射により溶融したガラスの質量から算出した。あらかじめ玄武岩質の火山ガラスを用いてレーザー照射条件について検討した上で、試料ガラスを 50~100 μm の厚さの平板にし、レーザー照射で円柱状

に溶融した。溶融ガラス質量は円柱の径、厚さおよびガラス密度から算出した。

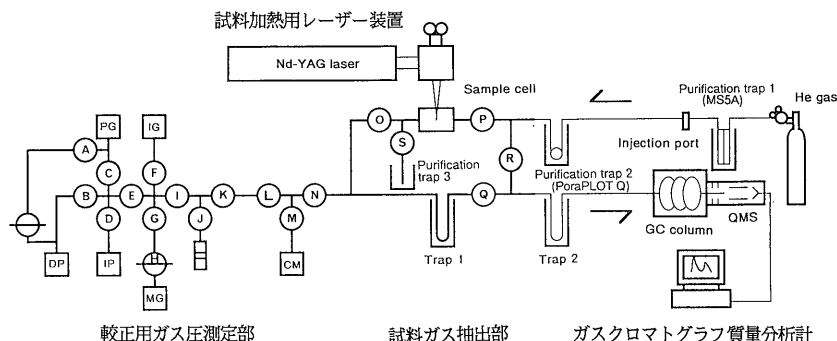
ブランクの縮小により S/N 比の向上に努めた結果、本方法で H₂O 15 ng および CO₂ 0.15 ng までの分析が可能となった。これらは直径 70~100 μm 程度のガラス包有物に含まれるガス量に相当する。本分析法により濃度既知の均質ガラスの分析を行ったところ、CO₂ 濃度を ±60 ppm の誤差で分析できることが判明した。一方、H₂O については現在のレーザー照射の条件下ではメルトからの抽出が不完全であることが判り、更なる検討が必要である。

伊豆大島火山の噴火前マグマの CO₂ 濃度は 170 ppm であった。この結果から、斑晶がマグマ溜まりで晶出したとするとマグマ溜りは比較的浅い位置 (約 2 km) に存在したと推定される。これは伊豆大島火山下に浅いマグマ溜りがあるとモデルと調和的である。浅部マグマ溜りに深部から供給される未脱ガスのマグマの CO₂ 濃度を 5000 ppm であると仮定し、ガラス包有物の CO₂ 濃度と火口からの CO₂ 放出量とからマグマの供給速度を推定した。この推定値は、過去 1500 年間の溶岩および火山碎屑物の総噴出量から求められるマグマ供給速度に近い。このことは未脱ガスのマグマの CO₂ 濃度が 5000 ppm であるとした仮定を支持し、深部のマグマ溜りでの結晶分化作用を考慮すると初生マグマの CO₂ 濃度は 2500 ppm 程度である可能性がある。

以上述べたように、火山岩斑晶中の微小ガラス包有物に含まれる揮発性物質の分析からマグマ溜りの深さやマグマ供給速度を推定することが可能であり、それはマグマの上昇過程や噴火過程の理解に重要な鍵を与えることが示された。

(鉱物資源部)

Keywords: laser microprobe, carbon dioxide, glass inclusion, pre-eruptive magma, Izu-Oshima volcano



第 1 図 超微量ガス分析システム

Globigerina nepenthes 初出現の K-Ar 年代と
古地磁気-微化石年代尺度に関する問題

高橋雅紀

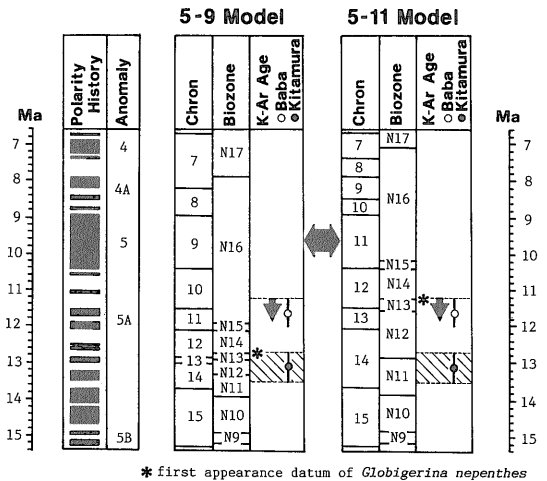
近年飛躍的に分解能を増した浮遊性微化石による年代決定は、微古生物学的意義はもとより、構造地質学に対しても多大な貢献をしてきた。本邦に広く分布する新第三系の地質年代は、複数の微化石層位区分を組み合わせるにより、10万年オーダーの精度で決定されている(尾田, 1986)。しかしながら、微化石の基準面は地層という実態に基づいているが微化石層位学的手法のみでは、その基準面の年代を直接決定することはできない。そこで、微化石層位区分と古地磁気層序を組み合わせ、間接的に微化石の基準面の年代を推定する方法が考えられた。

古地磁気年代尺度が年代学のうえで重要な役割を果たすようになったのは、Cox (1969)らにより地磁気の極性の変化と K-Ar 年代をもとに、4.5 Ma までの地磁気反転年代尺度が確立されたことに始まる。そして、海洋堆積物の古地磁気層序と浮遊性微化石の進化的イベントの対応関係が明らかにされ、Cox (1969)らの地磁気パターンにそれぞれ対応させ、さらに堆積速度一定の仮定のもとで年代を推定した。ところが、年齢が古くなると放射年代の誤差が地磁気逆転の時間間隔より大きくなるため、より古い地質時代にさかのぼって年代尺度を作成するには、間接的な方法が必要である。ひとつは海洋底玄武岩層による磁気異常の縞模様の解析に基づく方法で、拡大速度一定の仮定のもとで 80 Ma まで延長されている。もうひとつは、深海堆積物による古地磁気層序と浮遊性微化石の基準面とを組み合わせた古地磁気-微化石年代尺度である。海洋底の磁気異常 (Anomaly) は、拡大軸からの距離から年代を見積ることができるので、古地磁気層序区分 (Chron) が Anomaly に対比されれば、Chron と対応している浮遊性微化石の基準面の年代を間接的に推定することが可能である。

ところで、この2つの年代尺度の対比に対し、従来2つの対比案が考えられてきた。ひとつは Anomaly 5-Chron 9 対比案で、もうひとつは Anomaly 5-Chron 11 対比案である。これら2つの対比案は Chron 7 から Chron 14 までの範囲で対比が異なり、両対比案で見積られる年代は最大 200 m.y. も異なる。これは古地磁気-微化石年代尺度に目盛りを入れるための確度の高い放射年代値の不足に起因する。本研究では、群馬県富岡地域の新

第三系において認められた、浮遊性有孔虫化石帯の N. 13/N.14 境界を規定する *Globigerina nepenthes* の初出現層準と凝灰岩鍵層との関係を明確にし、*G. nepenthes* 初出現層準を挟む2層の凝灰岩の K-Ar 年代を測定した。さらに両対比案によって見積られる N.13/N.14 境界の年代と、富岡セクションにおいて実測された N.13/N.14 境界の K-Ar 年代を比較することにより各対比案の妥当性を考察した。その結果、*G. nepenthes* 初出現のタイミングが汎地球規模で同時であると仮定するならば、今回の測定結果は Anomaly 5-Chron 9 対比案を支持し、現在広く受け入れられている Anomaly 5-Chron 11 対比案を棄却する(第1図)。一方、Anomaly 5-Chron 11 対比案を採用するならば、今回の結果は *G. nepenthes* 初出現のタイミングの地域的差異を示していると考えられる。従って、今後陸上の同一セクションで、浮遊性微化石層序および古地磁気層序を確立・対応させるとともに、挟在する凝灰岩層などの確度の高い放射年代を測定することにより、いずれの仮定を採用すべきかを考察する必要がある。(燃料資源部)

Keywords: K-Ar dating, *Globigerina nepenthes*, magnetostratigraphy



第1図 Anomaly 5-Chron 9 対比案と Anomaly 5-Chron 11 により見積られる N.13/N.14 境界の年代と、馬場および北村凝灰岩の K-Ar 年代。富岡セクションでは *G. nepenthes* の初出現は馬場凝灰岩より下位で北村凝灰岩の直上であることから、N.13/N.14 境界は馬場凝灰岩の年代値より古く、北村凝灰岩の年代値の誤差範囲内(図の斜線部)にプロットされるはずである。したがって、*G. nepenthes* の初出現が汎地球規模で同時であるならば、今回の K-Ar 測定結果は Anomaly 5-Chron 9 対比案を支持する。